

Российская академия наук
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
Том 53 № 2 2022 Апрель—Июнь

Журнал основан в 1970 г.
Выходит 4 раза в год

Журнал издается под руководством Отделения Наук о Земле РАН

Главный редактор

д.г.н. **А.В. Панин**

Институт географии РАН, Москва

Заместители главного редактора

д.г.н. **О.К. Борисова**, к.г.н. **А.Н. Маккавеев**

Институт географии РАН, Москва

Ответственный секретарь

к.г.н. **Е.В. Лебедева**

Институт географии РАН, Москва

Редколлегия:

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

С.А. Буланов — д.г.н., Институт географии РАН, Москва

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

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

В.Н. Голосов — д.г.н., Институт географии РАН; МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

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

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

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

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

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

Г.Г. Матишов — академик РАН, д.г.н., ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону

Д.Л. Никитина — проф., Вест-Честерский Университет, Вест-Честер, Пенсильвания, США

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

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

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

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

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

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

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

О.Н. Соломина — член.-корр. РАН, д.г.н., Институт географии РАН, Москва

В.Г. Трифонов — д.г.н., Геологический институт РАН, Москва

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

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

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

С.В. Харченко — к.г.н., Институт географии РАН; МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

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

В.П. Чичагов — д.г.н., Институт географии РАН, Москва

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

Л.С. Шумиловских — Гёттингенский университет им. Георга-Августа, Гёттинген, Германия

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

Зав. редакцией **Е.А. Карасева**

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

Институт географии РАН

тел. 8 (499) 238-03-60

e-mail: geomorfologiya@mail.ru

Индекс журнала "Геоморфология" в каталоге Роспечати 70215

ISSN 0435-4281 (Print)

ISSN 2658-4530 (Online)

Москва

ООО «Тематическая редакция»

Оригинал-макет подготовлен ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА»

© Российская академия наук, 2022

© Институт географии РАН, 2022

© Редколлегия "Геоморфология"
(составитель), 2022

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110281 от 8 февраля 1993 г., выдано Министерством печати и информации Российской Федерации

Подписано к печати 22.12.2021 г. Формат 60 × 88¹/₈ Усл. печ. л. 14.67 Уч.-изд. л. 15.00
Тираж 21 экз. Зак. 4937 Бесплатно

Учредители: Российская академия наук, Институт географии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-131-21 ООО «Тематическая редакция»,
125252, г. Москва, ул. Зорге, д. 19, этаж 3, помещ. VI, комн. 44
Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.),
390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

16+

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110281 от 8 февраля 1993 г., выдано Министерством печати и информации Российской Федерации

Подписано к печати 22.12.2021 г.	Формат 60 × 88 ¹ / ₈	Усл. печ. л. 14.67	Уч.-изд. л. 15.00
Тираж 23 экз.	Зак. 4937	Цена договорная	

Учредители: Российская академия наук, Институт географии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-131-21 ООО «Тематическая редакция»,
125252, г. Москва, ул. Зорге, д. 19, этаж 3, помещ. VI, комн. 44
Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.),
390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

16+

Editor-in-Chief

A.V. Panin

Dr.Sc. (Geography)

Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editors-in-Chief

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

Assistant Editor

E.V. Lebedeva

Ph.D. (Geography)

Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

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

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

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

The Editorial Staff:

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

The Editorial Board 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 53, номер 2, 2022

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Морфогенез в посттехногенных промышленных ландшафтах

Ю. Г. Тютюнник

3

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цифровая модель подводных ландшафтов Ладожского озера
как источник интегрированной информации о состоянии дна

Д. С. Дудакова, С. Н. Юдин

13

Современный опыт использования радиолокационной интерферометрии
для регистрации изменений высотных отметок поверхности суши

А. Л. Энтин, П. Г. Михайлюкова, А. И. Кедич, С. В. Харченко

27

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Релаксация русла в нижнем бьефе Новосибирской плотины

К. М. Беркович, Л. В. Злотина

43

Субаэральные отложения черноозерской гривы (долина р. Иртыш):
гранулометрический состав, генезис, динамика осадконакопления

*Н. В. Осинцева, И. В. Шмидт, Т. А. Горбунова, Т. Лауэр,
Б. Шнайдер, Х. Тинапп, Х. Штойбле*

51

Отличие склоновых селей от оползней-потоков

С. В. Рыбальченко

61

Раздвоенные русла больших и крупнейших рек: условия формирования,
рассредоточение стока и морфодинамика рукавов

Р. С. Чалов, А. А. Куракова, А. А. Камышев, Н. М. Михайлова

72

ДИСКУССИИ

Роль глобального горообразования и денудации в кайнозойском
похолодании климата

А. М. Грачев, В. Н. Голосов

89

Морфоструктура Рыбинского узла среднерусской зоны дислокаций
как отражение новейшей внутриплатформенной геодинамики

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

104

ИСТОРИЯ НАУКИ

Вклад А.А. Никонова в развитие отечественных наук о Земле

Л. И. Иогансон

113

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Александра Адамовича Свиточа

Т. А. Янина

116

CONTENTS

Vol. 53, No. 2, 2022

ECOLOGICAL AND APPLIED GEOMORPHOLOGY

Morphogenesis in post-technogenic industrial landscapes

Yu. G. Tyutyunnik

3

METHODS OF RESEARCH

Digital model of underwater landscapes of the Lake Ladoga as a source of integrated information on the condition of the bottom

D. S. Dudakova, S. N. Judin

13

The modern state of radar interferometry using for estimation of the land surface displacements

A. L. Entin, P. G. Mikhailukova, A. I. Kedich, S. V. Kharchenko

27

SHORT COMMUNICATIONS

Riverbed relaxation downstream of Novosibirsk dam

K. M. Berkovich, L. V. Zlotina

43

Subaerial deposits of Chernoozerye low ridge (Irtysh valley): granulometric texture, genesis, rate of sedimentation

N. V. Osintseva, I. V. Shmidt, T. A. Gorbunova, T. Lauer, B. Schneider, Ch. Tinapp, H. Staeuble

51

The difference between slope debris-flows and landslides-streams

S. V. Rybalchenko

61

Bifurcated channels of large and the largest rivers: conditions of formation, water runoff distribution and morphodynamics

R. S. Chalov, A. A. Kurakova, A. A. Kamyshov, and N. M. Mikhaylov

72

DISCUSSION

Role of orogeny and global denudation in the Cenozoic cooling

A. M. Grachev and V. N. Golosov

89

Morphostructure of the Rybinsk unit of the Central Russian dislocation zone as a reflection of the latest intra-platform geodynamics

D. S. Zykov, A. V. Poleschchuk, and S. Yu. Kolodyazhny

104

HISTORY OF SCIENCE

Contribution of A.A. Nikonov in the development of domestic earth sciences

L. I. Ioganson

113

OBITUARIES

To the memory of Alexander Adamovich Svitoch

T. A. Yanina

116

МОРФОГЕНЕЗ В ПОСТТЕХНОГЕННЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ

© 2022 г. Ю. Г. Тютюнник^{1,*}

¹Институт эволюционной экологии НАН Украины, Киев, Украина

*E-mail: yulian.tyutyunnik@gmail.com

Поступила в редакцию 04.06.2021 г.

После доработки 30.10.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

Изучены процессы морфолитогенеза на промплощадках заброшенных и разрушающихся заводов (на примере сахарных, стекольных, машиностроительных и химических). Их техногенный покров создается совокупностью техногенных компонентов промышленного ландшафта (представлены корпусно-цеховой застройкой и выносным оборудованием). Заброшенные промплощадки рассматриваются как посттехногенные ландшафты, а цикл их разрушения и саморазрушения — как своеобразную разновидность морфолитогенеза. Охарактеризованы главные проявления этого процесса, который поделен на три фазы и одиннадцать подфаз. Главный признак первой фазы — более-менее устойчивое существование техногенного покрова в условиях прекратившегося производственного техногенеза. Вторая фаза характеризуется искусственным (в первую очередь) и естественным саморазрушением техногенного покрова, его превращением в технолиты, на которых формируются ландшафты каменистого бедленда. Третья фаза — формирование реликтового посттехногенного рельефа на месте промплощадки под влиянием естественных процессов морфогенеза, литогенеза, почвообразования, а также возвратных экологических сукцессий. Подфазы являются детализацией фаз процесса. Приведены примеры наиболее интересных процессов рельефообразования и форм посттехногенного рельефа, возникающих во второй и третьей фазах разрушения и саморазрушения сахарных заводов.

Ключевые слова: технолит, реликтовый рельеф, фазы разрушения и саморазрушения

DOI: 10.31857/S0435428122020092

Антропогенная геоморфология различает множество форм рельефа, сформированных человеком или при его участии. Только терминов, которыми обозначаются такие формы, по подсчету Э.А. Лихачёвой и соавт. [1, с. 37–38], в русскоязычной литературе насчитывается около 20. Все они объединяются общим понятием *антропогенный рельеф*. В списке групп антропогенного рельефа различают две близкородственные категории, которые часто смешивают или путают: промышленный и горнопромышленный рельеф. Со вторым все более-менее ясно: это рельеф, образованный в результате добычи полезных ископаемых. Самые распространенные его формы — карьеры и отвалы. А вот что такое “промышленный рельеф” — рельеф заводов и фабрик, гигантских комбинатов и промышленных зон? Несмотря на имеющийся интерес к этому вопросу [2–4], четкого понимания нет. Камнем преткновения служат технические объекты и инженерные сооружения, которые в промышленном производстве представлены *цехово-корпусной застройкой* и агрегатами, аппаратами, машинами, конструкци-

ями, находящимися вне цехов и известными и промышленной архитектуре как *выносное оборудование*. Считать их формами рельефа? По этому вопросу в геоморфологии идут дискуссии, но мы их перенаправим в область ландшафтоведения, где возникает тот же вопрос: являются перечисленные выше объекты компонентами ландшафта? Если дать положительный ответ, что нами неоднократно обосновывалось [5, 6], то все здания и сооружения, конструкции и агрегаты причисляются к формам рельефа на том простом основании, что за ними признается статус ландшафтных компонентов. Такая позиция обоснована Л.Л. Розановым с использованием термина “рельефоиды” [4], который подразумевает, что это техногенные компоненты ландшафта, рассматриваемые с позиций только геоморфологии (т.е. как формы рельефа).

Учитывая сказанное, рельеф промплощадки/промландшафта в период функционирования производства можно подразделить на три или четыре составляющие: а) природные формы рельефа, в той или иной мере измененные во время

строительства предприятия; б) формы, созданные во время строительства (их можно объединить с “а”); в) формы антропогенного рельефа, образованные в процессе работы завода (обычно формируются твердыми и полутвердыми его отходами), и г) рельефоиды — корпусно-цеховая застройка, выносное оборудование, а также транспортная инфраструктура, частично специфичная для производства.

В настоящей статье мы рассмотрим объекты преимущественно из пункта “г”, но не во время работы предприятия, а после его окончательной остановки.

ПОСТТЕХНОГЕННЫЙ ПРОМЫШЛЕННЫЙ ЛАНДШАФТ И РЕЛЬЕФ

В производственном контексте бытует понятие *постиндустриальной эпохи*. Аналогично имеет право на существование представление о постиндустриальных ландшафтах и, соответственно, о постиндустриальном рельефе. Категория “пост-майнинговый” (ландшафт, геосистема, рельеф) в последние годы стала также широко использоваться. О посттехногенных ландшафтах и посттехногенном рельефе говорят реже. Исходные понятия — “техногенный ландшафт”, “техногенный рельеф” — имеют разные трактовки. В нашем понимании в техногенном ландшафте ведущим компонентом является *техногенный покров*. Он состоит из зданий и сооружений, машин и механизмов, конструкций и путей коммуникации. Если перечисленные объекты выполняют производственные функции, то следует говорить о *промышленном ландшафте* [5]. Посттехногенный ландшафт, а значит и рельеф, появляются тогда, когда все перечисленное перестает выполнять свои функции и разрушается либо природными процессами, либо человеком, а чаще и тем и другим. На разрушающейся промышленной площадке формируется *посттехногенный промышленный ландшафт*.

Города и поселки, дороги и промплощадки забрасывались человеком всегда [3, с. 436–452], но это случалось реже, чем возводились новые. С приходом постиндустриальной эпохи, с 1980-х годов, ситуация стала меняться. Крупное машинное производство во многих странах начало деградировать, а заводы и фабрики, рабочие поселки и даже целые города — забрасываться, разрушаться. Особенно ярко эти процессы проявились на постсоветском пространстве и были многократно простимулированы так называемыми реформами 1990-х годов. В СССР, например, функционировало более 190 сахарных заводов, а в сахароварный сезон 2020–2021 гг. их работало всего 30. “Под нож” деиндустриализации пошли заводы и иных отраслей промышленности. Образование посттехногенных промландшафтов при-

обрело массовый характер, а значит, проблема изучения их и их рельефа приобрела такую актуальность, которой не было ранее.

Одновременно возникло много новых теоретических вопросов, на что специалисты, исследующие *постмайнинговые ландшафты*, уже обратили внимание [7, т. 1, с. 142]. Самый любопытный из них — вопрос о “техногенезе наоборот”. Со времен А.Е. Ферсмана мы привыкли, что техногенез что-то создает (новые объекты, вещества, потоки, условия) и трансформирует. В случае остановки техногенеза мы сталкиваемся с ситуацией, когда его результаты и продукты остались, а сам процесс прекратился. Все то, что было им создано/трансформировано, возвращается во власть природных процессов, в частности, *естественного морфогенеза*, и начинает какую-то новую жизнь, еще мало исследованную. В *экологии* процесс восстановления экосистемы до состояния, близкого к исходному, после разрушения или существенного нарушения ее состава и структуры, принято называть *демутацией*. В работах [5, 8] предложено использовать этот термин и в геоморфологии для обозначения природных процессов трансформации посттехногенного, постмайнингового ландшафта, работающих над тем, чтобы вернуть “пост-ландшафт” в исходное природное, точнее, квазиприродное состояние. В геоморфологии пока не выработалось отчетливое понимание того, что именно следует понимать под демутацией постмайнингового, а тем более посттехногенного ландшафта, хотя эмпирического материала в этой области наработано много. Так, Г.И. Рудько и соавт. в двухтомной монографии [7] подробнейшим образом изучили процессы морфогенеза, происходящие в постмайнинговых ландшафтах, сформировавшихся в местах добычи угля, серы, нефти, озокерита и калийных солей на Западной Украине; но как отнестись к этим процессам — остается не до конца понятным. Авторы цитируемой работы называют их то деструктивными процессами, видя в них одно из проявлений техногенеза, то природно-антропогенными процессами, хотя собственно антропогенного в самих процессах уже ничего нет. Речь идет о такой “классике” морфогенеза, как склоновые процессы, заболачивание, карстование, суффозия, денудация и др. Другие исследователи говорят о постэксплуатационном техногенезе [9]. Третьи, если в закрытие шахт и карьеров вмешивается еще и человек со своими геотехнологиями и рекультивациями, — о постмайнинге [10]. Но все это так или иначе касается земель горнопромышленных. О ландшафтах заброшенных производственных предприятий речь не идет, либо упоминаются они вскользь. Между тем, их ситуация “пост-” имеет ряд особенностей, не наблюдающихся в отработанных карье-

Таблица 1. Главные проявления демутационных процессов в рельефе посттехногенных ландшафтов заброшенных сахарных заводов лесостепной зоны (римская цифра — фаза демутации; арабская — подфаза; технолиты — группы “г”: см. текст)

Ландшафты фабрично-заводские заброшенные	Ландшафты заброшенных кагатных полей	Ландшафты заброшенных жомовых ям
I(1) Завод остановлен, но работу предприятия легко можно возобновить. Процессы техногенеза прекращены. Вырезки металла нет. Биологическое выветривание — под действием микроорганизмов. Сохранность рельефоидов 100%		
I(2) Начало заселения сооружений и конструкций растениями-подрывниками. Возобновить работу предприятия сложно. Сохранность рельефоидов 95—100%		
Внутри цехов — эпизодическая вырезка металла. Появляются мелкие искусственные разрушения сооружений (выбиты стекла, провалены крыши и др.)	Вырезки металла еще нет, но мобильные механизмы уже изъяты	
I(3) Растения-подрывники развиты повсеместно, появляются крышники. Возобновление работы предприятия теоретически еще возможно. Сохранность рельефоидов ~95%		
Начинается полулегальная вырезка металла за пределами цехов. Единичные существенные и многочисленные мелкие разрушения корпусов и цехов	Начинается эпизодическая вырезка металла наземных конструкций	
I(4) Вырезка металла приобретает массовый характер. Растения-подрывники обильны, но их разрушающая деятельность еще мало заметна. Возобновление работы предприятия невозможно. Сохранность рельефоидов 90—95%		
Начало бесповоротного разрушения цехов. Массовое расселение крышников. Начинается образование технолитов	Изъятию подвергаются подземные металлические конструкции, образуются искусственные отрицательные формы рельефа	
Ландшафты каменистого бедленда	Ландшафты давних кагатных полей	Ландшафты давних жомовых ям
II(1) Изъятие металла легализуется и идет стремительно, сопровождаясь быстрым разрушением строений и корпусов, образованием ям и канав. Массово развиваются подрывники, результаты их деятельности становятся заметными. Сохранность рельефоидов снижается до 70—75%		
Выносное металлическое оборудование может еще сохраняться, но внутрицехового уже нет. Технолиты образуются массово, но преимущественно внутри сооружений. Хорошо развиты растения-крышники, сильно физическое выветривание	Массовое освоение растениями швов и трещин бетонных поверхностей. Изымаются бетонные плиты	Проявляются природные склоновые процессы. Фрагментарно задерновываются и заболачиваются днища ям
II(2) Металл вырезан полностью или почти полностью. Природный морфогенез интенсивен. Идет фрагментарное задерновывание и массовое зарастание открытых каменистых поверхностей. Процессы биоразрушения достигают наибольшего развития		
~25% заводских зданий и сооружений полностью разрушено и превращено в каменистый бедленд, ~50% их стоят как “скелеты”. Технолиты образуются на междцеховых территориях. Развитие крышников максимально	Бетонные поверхности выветриваются до дресвы	Склоновые процессы на бортах интенсивны и разнообразны
II(3) Процессы природного морфогенеза по всей бывшей промплощадке достигают наибольшей интенсивности		
Не менее 50% корпусов и цехов разрушены полностью, металлического выносного оборудования нет, ½ и более территории бывшего фабрично-заводского ландшафта занята каменистым бедлендом. Разрушения, вызванные крышниками, максимальны	Растения со швов и трещин бетонного покрытия переходят к центральным частям бетонных плит	Большая часть дна ямы — под слоем делювия и молодых почв. Сильное заболачивание, иногда торфообразование
II(4) Процессы природного морфогенеза на технолитах начинают затухать		
Промзастройка разрушена на 100%, единичные скелеты заводских корпусов и цехов, складские сооружения могут быть нетронутыми. Повсеместен каменистый бедленд, начинается его задерновывание	Задерновано не менее 50% центральных частей каменистых поверхностей	Дно ямы — полностью под почвенным, травянистым и древесно-кустарниковым покровом

Таблица 1. Окончание

Ландшафты фабрично-заводские заброшенные	Ландшафты заброшенных кагатных полей	Ландшафты заброшенных жомовых ям
Старо-промышленные ландшафты на месте фабрично-заводских <i>III(1)</i> Технолиты и каменистый бедленд полностью задернованы Фрагменты выхода технолитов на дневную поверхность идентифицируются хорошо <i>III(2)</i> Фрагменты выхода технолитов на дневную поверхность идентифицируются с трудом <i>III(3)</i> Выходов технолитов нет. Идентификация возможна только по совокупности морфологических признаков, литологических и исторических данных	Старо-промышленные ландшафты кагатных полей Идентификация по морфологическим признакам возможна <i>III(2)</i> Идентификация возможна только по литологическим признакам <i>III(3)</i> Идентификация невозможна	Старо-промышленные ландшафты жомовых ям <i>III(1)</i> Идентификация по морфологическим признакам возможна

рах, шахтах, отвалах, горно-обогатительных шламоотстойниках и пр.

Прежде всего бросается в глаза то, что в посттехногенных ландшафтах субстрат, на котором проявляют себя процессы естественного или обусловливаемого человеком морфогенеза, является большей частью искусственным и не имеет аналогов в природе. Это не вскрышные суглинки и супеси, не пустая порода, не забалансовые руды и даже не минералы шламов магнитной сепарации или отсадки. Это: а) сырье, не до конца использованное в технологическом цикле, который прервался (оно может иметь и природный состав); б) остатки продукции остановившегося производства; в) его складированные отходы (во многих случаях химически глубоко измененные) и – самое главное – г) продукты разрушения зданий, сооружений, конструкций, путей сообщения. Из этих субстанций и субстратов на промплощадке и в ее окрестностях формируются отложения весьма специфического механического и химического состава. Вслед за Л.Л. Розановым назовем их *технолитами* [4]. Как природный морфогенез протекает на технолитах – вопрос малоизученный.

Ниже мы дадим характеристику некоторым важным особенностям морфогенеза в посттехногенных промышленных ландшафтах. В основу статьи лег полевой материал, собранный при исследовании: а) *индустриальных следов* [11] двух стекольных заводов Закарпатья; б) около 70 действующих и заброшенных в разные годы – от 1910-х до 2010-х – сахарных заводов Центральной Украины; в) двух недавно (2010-е) разрушенных крупных машиностроительных заводов – завода горного машиностроения в Кривом Роге и экскаваторного завода АТЕК в Киеве, а также остатков

крупнейшего завода хлорной химии “Радикал” (Киев), который был разрушен в 1990-х годах.

МОРФОГЕНЕЗ В РАЗНЫХ ФАЗАХ ДЕМУТАЦИИ ПОСТТЕХНОГЕННЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Все посттехногенные изменения в рельефе заброшенного промландшафта будем рассматривать в контексте учения о демутиации. Под ней обычно понимают так называемые обратные сукцессии, в ходе которых в “пост-ландшафте” самопроизвольно восстанавливается растительный покров и животный мир, биоценоз в целом. Реже понятие демутиации применяют для обозначения процессов почвообразования в заброшенных антропогенных и техногенных ландшафтах. Пролонгируем это понятие и на процессы морфогенеза: будем говорить о *демутационном морфогенезе*. Это логично: если говорить о демутиации ландшафта в целом, то обходить стороной другие его компоненты, включая морфолитогенную основу, будет неправильно. Поскольку техногенный покров мы также относим к ландшафтным компонентам, то следует говорить и о его демутиации, хотя в этом случае смысл понятия “демутация” подвергается определенному искажению: ведь речь теперь идет не о самовосстановлении ландшафтного компонента, а о его саморазрушении.

Исследования показали [5], что за 100-летний период посттехногенный промландшафт проходит как минимум 3 фазы демутиации – фазу-I, фазу-II, фазу-III. Для работающих заводов мы различаем также фазу-0, но здесь она рассматриваться не будет. Каждая фаза имеет свои особенности морфолитогенеза и соответственно своеобразные

формы рельефа, особенно в размерности “микро-” и “нано-”.

Первая фаза демутации посттехногенных ландшафтов определяется как состояние безнадёжной остановки и забрасывания завода, но без явных и массовых признаков его физического разрушения. Вхождение промландшафта в посттехногенную фазу-I обуславливается причинами экономическими: предприятие становится нерентабельным и юридическими — начинается процедура банкротства. О реновации, ревалоризации, ревитализации забрасываемой промплощадки или о перепрофилировании производства речь в данном случае не идет. Между физической остановкой завода и его юридической ликвидацией как субъекта хозяйственной деятельности проходит определенное время — от месяцев до 10–15 лет. Этот промежуток и есть фаза-I: предприятие остановлено — техногенез закончился; но целенаправленное и явное его разрушение еще не началось. Хотя обуславливаемые физическим и биологическим выветриванием процессы естественного саморазрушения техногенного покрова, особенно на поздних стадиях фазы-I, и могут проявляться уже заметно, заводские корпуса и цеха, а также выносное оборудование по-прежнему пребывают в относительной целостности и сохранности.

Наиболее существенные изменения в первой фазе происходят с рельефоидами, подверженными физическому и биологическому выветриванию, которое с годами нарастает. Важной является разрушающая деятельность микроорганизмов и грибов [12]. Но наиболее эффективные биоразрушения обуславливаются раздвигающими, протыкающими, подрывающими действиями корней и стволов деревьев. Занос семян в углы и швы между вертикальными и горизонтальными частями сооружений, их прорастание и дальнейший рост деревьев, кустов (особенно таких быстрорастущих и широко распространенных, как клен американский, береза, тополь, бузина, свидина) приводит к деформациям стен, заборов, опор, конструкций и т.п. с последующим их разрушением и обрушением (назовем такие растения “подрывниками”). Корни и поросль также интенсивно вспучивают, протыкают площадные асфальтовые покрытия, раздвигают бетонные плиты. Эти явления хорошо известны. А вот корне-разрушающая деятельность деревьев и кустов, поселяющихся на крышах, а иногда и на вертикальных стенах, известна меньше. Назовем такие растения “крышниками”. Не будет преувеличением сказать, что demuтирующий техногенный покров заброшенных заводов — их настоящая стихия. Уже в первой фазе демутации, после 6–7 лет простоя, а тем более после десятилетнего, на заводских корпусах можно увидеть настоящие “висячие сады Семирамиды”. Интересно, что ви-

довой состав крышников, даже более разнообразен, чем подрывников; например, среди них часто встречаются ивы и сосна обыкновенная, не характерные для подрывников. Крышники и подрывники как бы атакуют застройку с двух направлений — сверху и снизу: это ускоряет ее разрушение.

После юридической ликвидации завода в полную силу вступает такой фактор его разрушения, как массовая вырезка выносного и внутрицехового *металлического оборудования*. С этого начинается фаза-II. Заметим, что в данном случае речь идет уже не о саморазрушении техногенного покрова, а о его целенаправленном разрушении его же создателем. К деятельности “металлистов” не следует относиться иронически и нельзя ее преуменьшать: она — важная причина уничтожения рельефоидов и весьма мощный фактор антропогенного рельефообразования в местах прокладки подземных металлических коммуникаций (рис. 1). При вырезке металла начинают целенаправленно разрушаться цеха и корпуса, особенно их внутренние конструкции. К работе “металлистов” не редко подключаются заготовители камня и кирпича (на старых заводах он бывает весьма качественный). Это усиливает процесс разрушения заводской застройки. На ее месте из образовавшегося технолита (“технолита разрушения”) довольно быстро формируется ландшафт *каменистого бедленда*. Металла в нем немного, поскольку практически весь он утилизируется “металлистами”. Этот посттехногенный ландшафт имеет разные вариации, в зависимости от масштабов деятельности добытчиков металла и камня, а также — в зависимости от состава образующихся технолитов разрушения. Ландшафт каменистого бедленда представляет собой чередование холмов, холмиков и гряд, сложенных каменистым материалом с большей или меньшей долей мелкозема. Они перемежаются с ямами и углублениями, образующимися в результате изъятия металлических частей агрегатов, конструкций, технологических коммуникаций из-под земли. Целенаправленное разрушение и спонтанное саморазрушение техногенного покрова с последующим формированием каменистого бедленда — наиболее характерный признак фазы-II (рис. 2).

В первой половине фазы-II еще важна разрушающая деятельность древесно-кустарниковой растительности. Но по мере физического разрушения и саморазрушения цехов, корпусов, заводской инфраструктуры его роль ослабевает: корням и стволам просто становится нечего больше разрушать. Вместо этого начинают заметно проявлять себя *природные процессы рельефообразования* — склоновые процессы, эрозия, заболачивание, суффозия, образование псевдокарста и даже настоящего карста (для сахарных заводов характерно наличие карстующегося материала — известнякового камня: он используется в техноло-



Рис. 1. Ров, образовавшийся в результате выемки железной трубы добытчиками металлолома на кагатном поле остановленного в середине 2000-х годов сахарного завода в с. Григорьевка Обуховского р-на Киевской обл. Весна 2021 г.

гическом цикле). Они не только накладываются на специфическую литологическую основу, но и проявляют себя в тех местах промплощадки, которые не заняты техногенным покровом и в последствии технолитами. Это участки, где проходят подземные технологические коммуникации, располагаются разного рода технологические пустоты. Со временем они обрушаются, что влечет формирование специфических форм посттехногенного рельефа.

Когда роль природных процессов морфогенеза становится ведущей, а процессы разрушения и саморазрушения рельефоидов и других форм техногенного покрова сходят на нет, наступает третья фаза демутации посттехногенного ландшафта. Он постепенно нивелируется осыпями, оползнями и отседаниями, срезается денудацией, укрывается делювием и пролювием, задерновывается, местами заболачивается, зарастет деревьями и кустарниками, заселяется роющими животными и даже превращается в стихийные пастбища. Эти процессы идут десятилетиями и постепенно превращают бывший промышленный ландшафт в индустриальный след, или в реликтовый ландшафт, или в палимпсест — в зависимости от того, под каким углом смотреть.



Рис. 2. Территория бывшего завода горного машиностроения в г. Кривой Рог Днепропетровской обл. (а) — холмисто-ямковый рельеф каменистого бедленда во второй фазе демутации; (б) — холмистый рельеф каменистого бедленда в начале третьей фазы демутации. Завод начал разрушаться поэтапно в 1990-х годах. Весна 2021 г.

Но в любом случае демутировавший рельеф хранит память о тех производственных процессах и конструкциях, которые существовали ранее.

Самые характерные проявления демутационного процесса для трех типов посттехногенных ландшафтов сахарных заводов охарактеризованы в таблице (типология техногенных и посттехногенных ландшафтов сахарных заводов обоснована в [5]). Заметим, что фазы демутации разбиты на подфазы (впервые). Видно, что резких переходов между фазами нет. Однако в общем и целом они идентифицируются достаточно четко. Главные признаки таковы. Фаза-I — рельефоиды целы, но не функционируют. Фаза-II — рельефоиды разрушаются, превращаясь в технолиты. Фаза-III — разрушение завершилось и процессы возобновления почвенно-растительного покрова — возвратные сукцессии — полностью господствуют на бывшей промплощадке, нивелируя оставшиеся проявления техногенеза. Важно отметить то, что разные разновидности посттехногенных ландшафтов демутуют с разной скоростью. Если одна их разновидность может пребывать, скажем, еще в первой фазе, то другая — уже во второй. Это было бы особенно отчетливо видно, если бы мы привлекли к рассмотрению также демутрующие

разновидности не техногенных, а лишенных техногенного покрова антропогенных производственных ландшафтов — экстрактивные, например, но мы их в этой статье не рассматриваем.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ И МОРФОСКУЛЬПТУРЫ

Собственно посттехногенный морфолитоге-нез наиболее характерен для второй фазы демутации. Первую фазу можно считать, скорее, подготовительной, а третью — реликтовой. В первой фазе морфоскульптура промплощадки продолжает определяться рельефоидами и тем природным, измененным и сконструированным рельефом, который сформировался во время строительства и функционирования предприятия.

Трансформация рельефоидов физическим и биологическим выветриванием во время простоя завода в конце первой фазы достигает заметных масштабов. Но в общем и целом процессы разрушения в фазе-I определяющими не являются. Они — прерогатива фазы-II, в которой образуется основная масса технолитов (все технолиты группы “г”), формируется характерная и специфическая для посттехногенного промландшафта морфоскульптура. Наши исследования показали, что целесообразно различать *технолиты общего и специального состава*. Первые образуются во всех типах посттехногенных промландшафтов; вторые характерны только для промландшафтов какой-то определенной отрасли производства. Технолиты общего состава представляют собой смесь разноразмерного каменного боя (кирпич, бетон, шифер и др.), щебенки, гравия, бута, включают металлические фрагменты, куски резины, пластика, деловой древесины. Технолиты специального состава в заметном количестве содержат специфические для данного типа производства субстанции и их комбинации. Они несут информацию о своеобразии обусловившего их технологического цикла. Так, для фабрично-заводских отложений сахарных заводов характерен такой состав: кирпичный бой + известковый камень + уголь и угольная зола. По этой смеси практически безошибочно можно идентифицировать постиндустриальные ландшафты — следы сахарных заводов даже на самых глубоких стадиях демутации. Для мест расположения стекольных заводов характерен бой стекла. Химические производства можно узнать по наличию в технолите специфических химических субстанций — сыпучих, маслянистых, полутвердых и пр.

Наиболее характерный для второй фазы каменистый бедленд на “свежих” технолитах состоит из субстанций как общего, так и специального состава, но распределенных по промплощадке неравномерно. Они образуют холмы, холмики, гряды, реже невысокие выровненные платооб-

разные участки. Такой каменистый рельеф является основой для формирования на более поздних стадиях демутации мелкохолмистого рельефа (рис. 2).

Отрицательные формы посттехногенного рельефа в фазе-II отличаются разнообразием и имеют полигенетическое происхождение. Это, прежде всего, ямы и канавы, вскрытые сборщиками металлолома при извлечении заводского металла из-под земли (рис. 1, 2). В пределах бывших фабрично-заводских ландшафтов отрицательные формы рельефа, сделанные “металлистами”, чаще всего сочетаются с каменистым бедлендом: образуется *холмисто-ямковый* рельеф.

Образующиеся естественным путем отрицательные формы посттехногенного рельефа представлены разнообразными феноменами обрушений и эрозии, суффозии и псевдокарста и даже настоящего карста. Обрушенные формы возникают в результате разрушения сводов подземных пустот с последующим проседанием грунта и даже твердых покрытий из асфальта и бетона. Наиболее крупные — *мульды проседания* с диаметром 15–20 м и глубиной до 3 м образуются над подземными резервуарами. Они изредка встречаются на открытых поверхностях. Более распространены *микромульды* диаметром до 1 м, глубиной до 0.5 м. Их часто можно встретить и на заасфальтированных площадях. *Псевдопоноры* и *псевдогроты* характерны для мест прохождения линейных технологических пустот, которые открываются на дневную поверхность в результате обрушений и размылов. Они концентрируют поверхностный сток и переводят его в подземный. В технологические пустоты потоками выносятся глинистый материал перекрывающих эти пустоты отложений — образуется псевдокарст. Настоящие *карстовые воронки* возникают при наличии в технолитах большого количества карстующегося материала. На сахарных заводах это известняковый камень, используемый в технологическом цикле для получения извести (с ее помощью очищается свекольный сок). Своеобразны формы *слепо-эрозионного рельефа*. Это — эрозионные рытвины и борозды, которые не имеют устья: не достигая базиса эрозии, поток проваливается во вскрывающиеся подземные пустоты. Эрозионные процессы характерны для промплощадок, сформированных в условиях сложного рельефа. Во время функционирования завода они сдерживались с помощью дренажа, водоотвода, укрепления склонов и т.д. После его забрасывания противоэрозионные конструкции, приспособления деградировали и разрушились; эрозионные потоки формируют *эрозионную морфоскульптуру* — вплоть до овражно-балочной.

Примерно такие же причины вызывают усиление склоновых процессов. Склоны на промпло-



Рис. 3. Сложенные неиспользованным известняковым материалом искусственные мелкохолмистые террасы в пойме реки Росс в пределах промплощадки остановленного в начале 2010-х годов сахарного завода в г. Мироновке Киевской обл. Весна 2021 г.

щадках заводов разными способами укреплялись и стабилизировались. После забрасывания завода и особенно после разрушения зданий, сооружений, конструкций, подпиравших склоны, *оползневые, осыпные, солифлюкционные, делювиальные* процессы получают все условия для развития и начинают быстро формировать соответствующую морфоскульптуру. Своеобразны *склоны техногенного отседания*: они образуются при перекрытии естественных или искусственных крутых склонов крупным каменистым материалом, например, бетонными плитами или блоками.

Иногда можно наблюдать специфическую морфоскульптуру, формирующуюся на «экзотических» субстратах. Это могут быть, например, *денудационные формы* на навалках известнякового или содового материала; *такырообразный микро-рельеф* пересохших известковых ям, отстойников и шламонакопителей; *глинисто-органогенные поймы*, сложенные мочными отходами, и другие формы нано-, микро- и даже мезорельефа (рис. 3). Разнообразие посттехногенного морфолитогенеза велико.

В третьей демулационной фазе рельеф бывшего промышленного ландшафта приобретает все признаки *реликтового*. Мелкие формы, срезаясь эрозией, покрываясь делювием, задерновываясь, исчезают или изменяются до неузнаваемости. Более крупные подлежат расшифровке. Чтобы понять их происхождение, нужно знать, как минимум, технологию бывшего производства. Проще всего узнаются железнодорожные насыпи и выемки, особенно при привлечении для расшифровки данных дистанционного зондирования. Не отражается на снимках, но в поле хорошо рас-

шифровывается мелкохолмистый рельеф в местах распространения каменистого бедленда (рис. 2). На снимках можно различить также корытообразные понижения, образованные под такими объектами, как жомовые и силосные ямы, бурчаные отстойники, открытые мазутохранилища и др. Но их конфигурация в плане чаще всего мало отличается от таковой иных антропогенных объектов, например, от сельскохозяйственных угодий. Подобные реликты требуют идентификации в поле, в том числе и с помощью литологических исследований. Иногда можно отыскать весьма оригинальную морфоскульптуру, и расшифровать ее можно, только очень хорошо зная технологию бывшего производства и те сооружения, конструкции, с которыми она была сопряжена. Такой формой стала цепь правильных невысоких вытянутых холмов, погруженных в яму шириной ~ 3 м, длиной ~ 50 м, глубиной 2 м на месте бывшего Трошинского сахарного завода (Каневский р-н Черкасской обл., заброшен в 1920 г.). Дальнейшие исследования показали, что перед нами — бывшая бурчаная. Эта сравнительно небольшая по размерам, очень своеобразная реликтовая морфоскульптура просматривается даже на космоснимке [13, с. 96].

Реликтовые формы рельефа третьей фазы, особенно в ее глубоких стадиях, хорошо задернованы, покрыты густой рудеральной или зональной луговой и древесно-кустарниковой растительностью (вплоть до молодых лесов). На них интенсивно идут процессы новейшего почвообразования. Спектр новообразованных почв широк — от эмбриоземов и ювенильных почв до не мощных, но уже полнопрофильных новообразованных зональных и интразональных почв, характерных для данных природных условий (черноземовидные, серолесовидные, лугово-черноземовидные и т.д.). Остатки технолитов в них обнаруживаются на глубинах уже 30–40–50 см.

ВЫВОДЫ

1. В пределах промышленных площадок оставленных и заброшенных заводов образуются посттехногенные промышленные ландшафты. Корпусно-цеховая застройка и выносное оборудование предприятий являются техногенными ландшафтными компонентами, а с точки зрения геоморфологии — рельефоидами.

2. В процессе функционирования предприятия, а после его забрасывания во время разрушения/саморазрушения техногенного покрова, на территории промплощадки образуются специфические отложения — технолиты. Они представлены неиспользованными производственным сырьем и товарной продукцией, отходами производства и продуктами разрушения техногенного покрова. На этих отложениях развиваются про-

цессы естественного морфогенеза, формирующие специфические формы нано-, микро- и даже мезорельефа.

3. Зброшенні заводи — посттехногенні ландшафти — трансформуються процесами демутації, головними складаючими яких являються естественні морфогенез, литогенез, почвообразование и возвратные сукцесии растительности (последние — важнейший фактор биологического выветривания — биодеструкции техногенного покрова).

4. Выделяются 3 фазы и 11 подфаз демутации посттехногенного промландшафта. В фазе-I техногенный покров находится в малоизмененном состоянии в условиях прекратившегося техногенеза (обычно до 10–15 лет). В фазе-II он разрушается человеком, превращается в технолит и формирует ландшафты каменистого бедленда. В фазе-III, будучи полностью разрушенным и испытывая воздействие естественных процессов морфогенеза (а также педогенеза и возвратных экологических сукцессий), превращается в основу для формирования реликтовых посттехногенных ландшафтов (“индустриальных следов”). Подфазы демутации выделяются внутри фаз по комплексам признаков, “набор” которых разный для различных типов демутирующих посттехногенных ландшафтов.

5. В фазах II и III на территориях бывших сахарных заводов образуются своеобразные формы посттехногенного и реликтового рельефа, например, холмисто-ямковый рельеф каменистого бедленда; мульдовый, псевдопониорный и слепо-эрозионный рельеф над полями подземных технологических коммуникаций; удлиненные корыто-ячеистые формы в пределах бывших бурчаных и др.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Антропогенная геоморфология / Отв. ред. Э.А. Лихачёва, В.П. Палиенко, И.И. Спасская. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. 416 с.
2. Голодковская Г.А., Елисеев Ю.Б. Геологическая среда промышленных регионов. М.: Недра, 1989. 220 с.
3. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Э.А. Лихачёва, Д.А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. 640 с.
4. Розанов Л.Л. Учение о геотехноморфогенезе. Теория и практика. М.: Изд-во URSS, 2019. 240 с.
5. Тютюнник Ю.Г. Виробничий ландшафт і його демутація. Київ: Інститут еволюційної екології НАН України, 2021. 142 с.
6. Тютюнник Ю.Г. Промышленный ландшафт // География и природные ресурсы. 1991. № 2. С. 135–141.
7. Рудько Г.І., Іванов Є.А., Ковальчук І.П. Гірничопромислові геосистеми Західної України: в 2-х томах. Київ — Чернівці: Вид-во “Букрек”, 2019. Т. 1. 464 с.; Т. 2. 376 с.
8. Тютюнник Ю.Г., Пашкевич Н.А., Губарь Л.М. Производственные ландшафты и их демутация (на примере свеклосахарной промышленности Украины) // Изв. РГО. 2019. Т. 151. № 5. С. 48–66. <https://doi.org/10.31857/S0869-6071151548-66>
9. Петрова И.Г., Савинцев И.А., Стороженко Л.А. Формирование постэксплуатационного техногенеза в зоне влияния рудника Кабан // Сергеевские чтения. 2019. Вып. 21. С. 218–223.
10. Шубин А.А. Задачи постмайнинга в период активизации техногенных процессов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 3. С. 115–117.
11. Тютюнник Ю.Г. Индустриальные следы (на примере стеклоделия Закарпатья) // Питання історії науки і техніки. 2008. № 2. С. 65–69.
12. Биоповреждения / В.Д. Ильичев, Б.В. Бочаров, А.А. Анисимова и др. М.: Высш. шк., 1987. 352 с.
13. Тютюнник Ю.Г. Цукроварні України. Індустріальна спадщина і ландшафт. Київ: Вид-во “АБС-Пресс”, 2016. 330 с.

Morphogenesis in post-technogenic industrial landscapes

Yu. G. Tyutyunnik^{a, #}

^a*Institute for Evolutionary Ecology of the NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine*

[#]*E-mail: yulian.tyutyunnik@gmail.com*

Abandoned industrial sites and demolished plants and factories (e.g. sugar, glass, automotive, chemical) were used to examine the processes of morpholithogenesis. Modified landscape including industrial objects, infrastructure and equipment in the post-industrial time experiencing various stages of destruction, similar to natural phases of morpholithogenesis. The process includes three main phases and 11 sub-phases. During the first phase man-made industrial landscape remains unchanged. The second phase is characterized by artificial and natural destruction of the surface technogenic layer including industrial objects, their transformation into technoliths, and badland formation. During the third phase a new landscape is being formed by processes of morpho- and lithogenesis, soil development, and secondary floral succession. Each phase is subdivided into sub-phases based on detailed examination of pattern of destruction and new landscape formation.

Examples of post-technogenic relief of former sugar plant, formed during the transformation cycle of the former industrial landscapes, are given.

Keywords: technolith, industrial landscape, destruction phases

REFERENCES

1. *Antropogennaya geomorfologiya* (Anthropogenic geomorphology). E.A. Likhacheva, V.P. Palienko, I.I. Spasskaya (Eds.). M.: Media—PRESS (Publ.), 2013. 416 p.
2. Golodkovskaya G.A. and Eliseev Yu.B. *Geologicheskaya sreda promyshlennykh regionov* (Geological environment of industrial regions). M.: Nedra (Publ.), 1989. 220 p.
3. *Rel'ef sredy zhizni cheloveka (ekologicheskaya geomorfologiya)* (Relief of the human environment (ecological geomorphology)). E.A. Likhacheva, D.A. Timofeev (Eds.). M.: Media—PRESS (Publ.), 2002. 640 p.
4. Rozanov L.L. *Uchenie o geotekhnomorfogeneze. Teoriya i praktika* (The doctrine of geotechnomorphogenesis. Theory and practice). M.: URSS (Publ.), 2019. 240 p.
5. Tyutyunnik Yu.G. *Virobnichii landshaft i iogo demutatsiya* (Production landscape and its demutation). Kyiv: Institute of Evolutionary Ecology of the National Academy of Sciences of Ukraine (Publ.), 2021. 142 p.
6. Tyutyunnik Yu.G. *Promyshlennyi landshaft* (Industrial landscape). *Geografiya i prirodnye resursy*. 1991. No. 2. P. 135–141. (in Russ.)
7. Rud'ko G.I., Ivanov E.A., and Koval'chuk I.P. *Girnichopromislovi geosistemi Zakhidnoï Ukraïni: v 2-kh tomakh* (Mining geosystems of Western Ukraine in 2 volumes). Kyiv – Chernivtsi: Bukrek (Publ.), 2019. Vol. 1. 464 p.; Vol. 2. 376 p. (in Ukr.)
8. Tyutyunnik Yu.G., Pashkevich N.A., and Gubar L.M. *Proizvodstvennyye landshafty i ikh demutatsiya (na primere sveklosakharnoi promyshlennosti Ukrainy)* (Production landscapes and their demutation (on the example of sugar beet industry of Ukraine)). *Izv. RGO. (Proceedings of the Russian Geographical Society)*. 2019. Vol. 151. N. 5. P. 48–66. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-6071151548-66>
9. Petrova I.G., Savintsev I.A., and Storozhenko L.A. *Formirovaniye postekspluatatsionnogo tekhnogeneza v zone vliyaniya rudnika Kaban* (Formation of post-exploitation technogenesis in the zone of influence of the Kaban mine). *Sergeevskie chteniya*. 2019. Vol. 21. P. 218–223. (in Russ.)
10. Shubin A.A. *Zadachi postmaininga v period aktivizatsii tekhnogennykh protsessov* (Post-mining tasks during the period of activation of technogenic processes). *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten'*. 2006. No. 3. P. 115–117. (in Russ.)
11. Tyutyunnik Yu.G. *Industrial'nye sledy (na primere steklodeliya Zakarpat'ya)* (Industrial traces (for example, glassmaking in Transcarpathia)). *Pitannya istorii nauki i tekhniki*. 2008. No. 2. P. 65–69. (in Russ.)
12. *Biopovrezhdeniya* (Biodamage). V.D. Il'ichev, B.V. Bocharov, and A.A. Anisimova (Eds.). M.: Vyssh. Shk. (Publ.), 1987. 352 p.
13. Tyutyunnik Yu.G. *Tsukrovarni Ukraïni. Industrial'na spadshchyna i landshaft* (Sugar factories of Ukraine. Industrial heritage and landscape). Kyiv: ABC—Press (Publ.), 2016. 330 p.

ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА КАК ИСТОЧНИК ИНТЕГРИРОВАННОЙ ИНФОРМАЦИИ О СОСТОЯНИИ ДНА

© 2022 г. Д. С. Дудакова^{1,*}, С. Н. Юдин²

¹ГБУН Институт озерадения РАН ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

²ООО «Кивиярви», Петрозаводск, Россия

*E-mail: Judina-D@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.04.2021 г.

После доработки 04.12.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

На основе собственных наблюдений, литературных и фондовых источников создана база первичных данных, обобщающая доступные лимнологические, геофизические, геологические, аналитические и биологические данные по акватории Ладожского озера. База данных представляет собой набор атрибутивных таблиц с координатной привязкой точек, что позволяет делать необходимые выборки и строить наборы карт по любому параметру. В качестве основной ячейки хранения информации выбран полигон размером 1×1 км, который соответствуют разграфке топокарт в прямоугольной системе координат масштаба 1:100000. Составлен авторский вариант цифровой батиметрической модели Ладожского озера. На основе батиметрической модели и других материалов из базы данных построена рабочая схема ландшафтов Ладожского озера. В результате анализа геоморфологической, геолого-геофизической и биологической информации выполнено районирование донных ландшафтов. Выделено 11 ландшафтных районов: Северо-Ладожское шхерное побережье, Северо-Ладожский ступенчатый склон, Северо-Ладожская впадина, Валаамско-Салминская островная гряда, Центрально-Ладожская холмистая равнина, Восточно-Ладожская пологохолмистая равнина, Восточно-Ладожский склон, Свирский склон, Западно-Ладожский склон, Южно-Ладожская пологоволнистая равнина, Южно-Ладожская пологонаклонная равнина. В северных районах преобладают ландшафты на резко расчлененном структурно-денудационном рельефе кристаллических пород; центральные и южные районы представлены ледниковыми и озерно-ледниковыми ландшафтами на аккумулятивном рельефе. Проведены детальные батиметрические замеры, подробное изучение донных осадков и ландшафтных фаций, состав и распределение биоты на эталонных ячейках для разных типов ландшафтов. Информацию, полученную при детальных исследованиях ячейки-эталона, можно экстраполировать на всю площадь распространения данного типа ландшафта с учетом особенностей мезорельефа.

Ключевые слова: геологическое картирование, подводные ландшафты и фации, ландшафтное районирование

DOI: 10.31857/S0435428122020055

ВВЕДЕНИЕ

Ладожское озеро представляет собой уникальную экосистему и является важным стратегическим объектом. В процессе многолетних исследований для озера накоплен огромный объем геолого-геофизической, геохимической, гидрологической и биологической информации, которая рассредоточена в различных источниках и частично не имеет точной координатной привязки [1–4]. Локальная база данных для предварительного выделения донных ландшафтов по абiotическим и биотическим характеристикам создавалась коллективом ВНИИОкеангеология по результатам работ 1989–1992 гг. [1]. С тех пор

накопились новые материалы, появились новые методы изучения дна, например, такие как подводная видеосъемка, успешно реализуемая на Ладожском озере в последние годы Институтом озерадения РАН [5, 6]. Использование ГИС-технологий облегчает хранение информации, ее статистическую обработку и визуализацию результатов с созданием плоских и трехмерных моделей [7]. Актуальным на данный момент является создание инструмента, который позволил бы вмещать в себя многие характеристики состояния Ладожского озера и корректироваться по мере поступления новой информации.

Цель исследования — создание простой в работе и доступной для постоянного редактирования цифровой модели ландшафтов дна Ладожского озера на основе первичных картографических данных из литературы, фондовых и архивных источников и собственных материалов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

База первичных данных модели донных ландшафтов включает лимнологические, геофизические, геологические, аналитические и биологические данные. В ходе работ использовались все доступные опубликованные сведения по результатам работ Ладожской экспедиции Института озероведения, начиная с момента ее существования (1956 г.) до настоящего времени [2–4], а также опубликованные данные других организаций [1, 8–11]. Учтены собственные материалы авторов по изучению бентоса, связанного с ним комплекса абиотических факторов и донных ландшафтов разных частей Ладожского озера и береговой зоны (2007–2020 гг.) [5, 6, 12–15].

Оцифровывались растровые изображения различных карт: батиметрической, геологической (кристаллических пород и четвертичных отложений), геоморфологической, морфоструктурной, карты типов грунтов, карты современной седиментации, карты течений и интенсивности гидродинамики, карты летнего распределения макрофитов, карты плотности макробентоса, карты плотности доминант бентоса. Для оцифровки магнитных и гравиразведочных материалов использованы данные цифровых геофизических карт Петербургской геофизической экспедиции на территории Ладожского и Онежского озер [16].

Привязка растров и перевод полигональных, линейных и точечных файлов в векторный вид проводились с использованием программ ArcView 3., ArcMap 8. и Surfer 9. Данные с результатами различных видов исследований оформлялись в виде таблиц в программах MsExcel и Access.

Для удобства поиска информации в базе данных представляемой ландшафтной модели вся площадь акватории Ладожского озера и ближайшей прибрежной части была разбита на ячейки размером 1×1 км (рис. 1), которые соответствуют разграфке топокарт масштаба 1:100 000 в прямоугольной системе координат Пулково, 1942, зона 6. Полигоны этих ячеек были построены по координатам углов километровой сетки, а нумерация этих ячеек складывалась из координат юго-западного угла ячейки. Всего построено 17 765 ячеек по акватории озера, 3513 — ближайшему побережью. Параллельно созданы файлы с точечными объектами, где точка привязана к центру ячейки. В атрибутивных таблицах каждая полигональная ячейка привязана в пространстве и характеризу-

ется набором признаков в цифровой или ранговой форме, что позволяет строить любые комплекты карт (рис. 1). В дальнейшем все новые наблюдения, привязанные к определенному пронумерованному квадрату, могут увязываться с ретроспективными данными.

Для большей части акватории, сравнительно однородной по глубинам и другим признакам, разбивка на полигоны площадью 1×1 км достаточна. Для прибрежных участков шхерного района с сильно изрезанной береговой линией и многочисленными островами, сильной изменчивостью признаков, эта основная ячейка может быть разбита до 100×100 м. Ландшафтные единицы обладают в модели свойством вложенности. Разные масштабы опираются на ячейки, которые можно дробить, таким образом, спускаясь до масштабов отдельных фаций в локальном районе. На этих участках основное значение имеют собственные данные, полученные при детальном наблюдении: замеры глубин с густым шагом, подробное изучение состава фаций донных осадков, состав и распределение биоты: макрофитов, зооперифитона, макро- и мейзообентоса. Учитываются глубина и угол наклона; литологический состав выделяемых фаций: коренная порода и ее разновидность, донные осадки и их разновидности, признаки гидродинамического воздействия. Детализация наблюдений на полигонах проводилась по сети профилей, на которых выполнялись: эхолотирование, фотосъемка дна подводным аппаратом с координатной привязкой точек наблюдений, визуальное обследование характера донной поверхности и состава биоты на экране монитора [5]. На прибрежных участках суши в ходе геологических наблюдений изучался состав горных пород; для оконтуривания участков распределения макрофитов использовались аэрофотоснимки, полученные с квадрокоптера DJI Phantom 2 с камерой GoPro-3, разрешением от HD до 4K, изменяемым углом $0-120^\circ$, частично — со снимков Google Earth. Координатная привязка собственных точек наблюдений осуществлялась спутниковым GPS-навигатором Garmin-78 в географических координатах World Geodetic System (WGS) 1984, которая затем пересчитывалась в систему координат Пулково-1942. Некоторые результаты изучения эталонных участков были отражены в наших предыдущих публикациях [13 и др.]. Информацию, полученную при детальных исследованиях ячейки-эталона, можно экстраполировать на всю площадь распространения данного типа ландшафта с учетом особенностей мезорельефа.

Каждая ячейка может наполняться информацией по мере проведения полевых ландшафтных исследований. Эта информация — форма профиля, вид поверхности с учетом литологии и биоты, информация по гидродинамике локального квад-

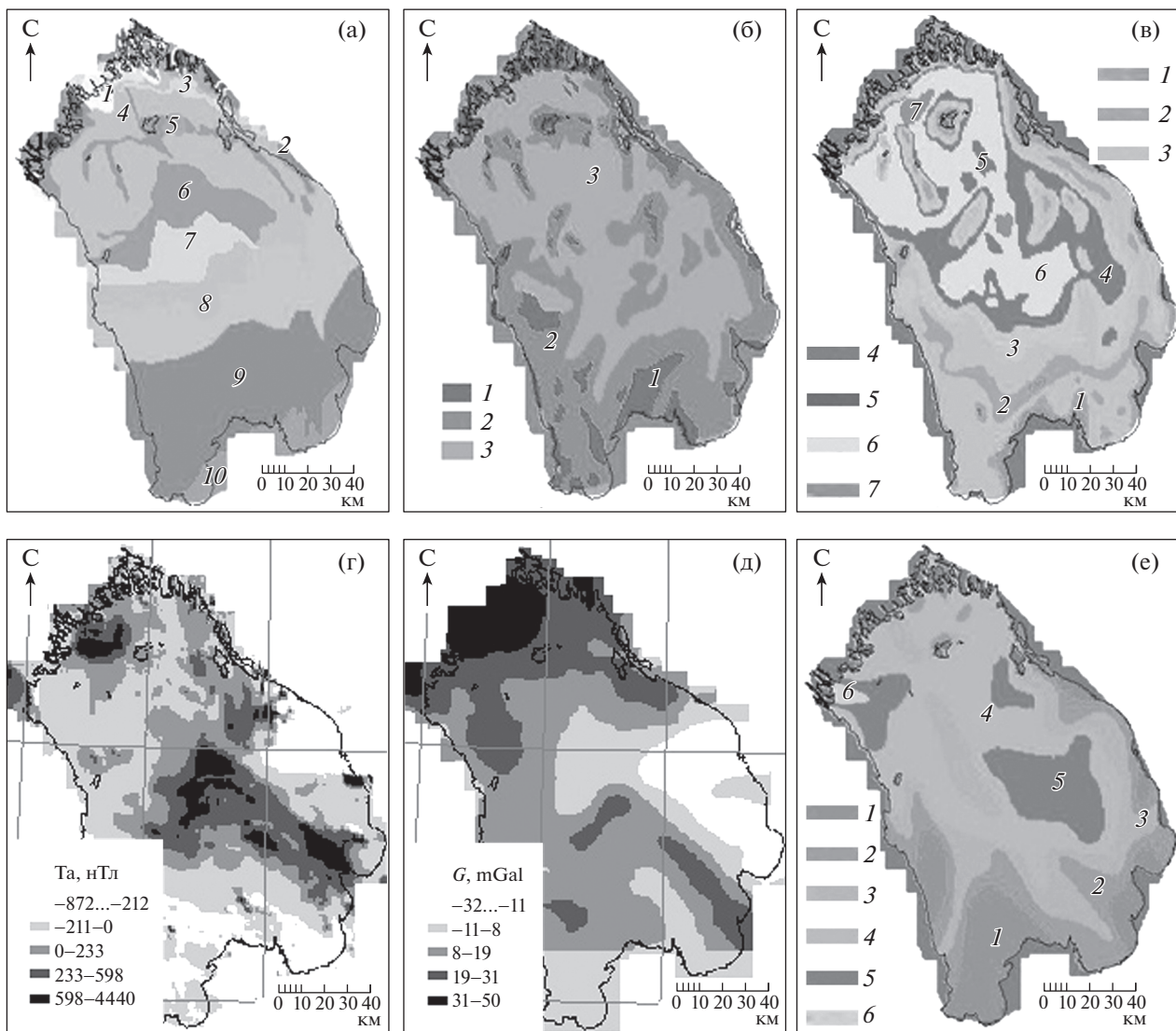


Рис. 1. Отображение признаков (слоев) цифровой базы данных в ячейках 1×1 км по акватории Ладожского озера.

(а) – **Дочетвертичные образования. Архей-протерозой:** 1 – метаморфические и интрузивные породы; **рифей:** 2 – граниты-рапакиви, 3 – базальты, 4 – песчаники, 5 – габбродолериты, 6 – осадочные, эффузивные и субвулканические образования, 7 – осадочные породы и покровы базальтов; **венд:** 8 – песчаники, алевролиты; 9 – глины с прослоями алевролитов и аргиллитов; 10 – алевролиты, глины.

(б) – **Четвертичные отложения. Ледниковые отложения:** 1 – валунные супеси и суглинки; **ледниково-озерные отложения:** 2 – алевроиты, пески сортированные, глины, суглинки; **озерные отложения:** 3 – пески, переслаивающиеся с супесями, суглинками, глинами.

(в) – **Гранулометрические типы современных отложений:** 1 – глыбы и валуны; 2 – галька и гравий с песком; 3 – разнозернистые пески; 4 – пелитово-песчано-алевритовый миктит; 5 – песчанисто-пелитовый алевроит; 6 – алевроитовый пелит; 7 – пелит.

(г) – **Аномальное магнитное поле, нТл.**

(д) – **Аномальное поле силы тяжести, мГл.**

(е) – **Концентрация углерода органического, % массы:** 1 – менее 0.1, 2 – 0–0.3, 3 – 0.3–1, 4 – 1–3, 5 – 3–4, 6 – более 4.

рата и прочие значимые в оценке ландшафтов характеристики в зависимости от того, какое оборудование применялось при проведении исследования. В случае, когда полевая информация указывает на ошибку в созданной модели, тип

ландшафта в квадрате уточняется. Таким образом, появляется возможность для совершенствования модели и приведения ее в соответствие с реальными показателями, существующими в природе.

Таблица 1. Основные характеристики цифровой батиметрической модели

Параметры модели	Вся акватория	Шхерная северная часть	Северо-западная часть	Северо-восточная часть	Южная часть
Общее количество точек	15078	3563	4092	2416	5007
Количество базовых точек с глубинами, в пределах акватории	11656	2046	2751	2128	4731
Количество точек, на береговой линии	3422	1515	1341	288	278
Площадь акватории, км ²	17840	432	4028	4178	9202
Количество точек на 1 км ²	0.85	8.27	1.02	0.58	0.54
Шаг сетки, км	1 × 1	1 × 1	1 × 1	1 × 1	1 × 1

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Цифровая батиметрическая модель как основа для пространственного отображения ландшафтных признаков

Важнейшим ключевым признаком для выявления ландшафтов является геоморфологическая структура озерной котловины. В Институте озера РАН создана и широко используется цифровая модель подводного рельефа Ладожского озера [17]. Создание своего варианта рабочей батиметрической модели связано с необходимостью постоянного ее использования и корректировки, в том числе — в полевых условиях. Наличие собственного варианта цифровой модели дает право ее уточнения, добавляя новые точки глубин за счет информации с крупномасштабных топокарт и собственных данных эхолотирования. Наиболее актуально это для северного шхерного района Ладоги с наличием множества островов, сложной изрезанностью береговой линии. Основа новой цифровой батиметрической базы данных была сформирована в результате оцифровки навигационных карт [9]. Общее количество точек на всю площадь акватории составило 15078 (рис. 2). В связи со значительным различием морфологии дна озера сеть базовых точек глубин также неравномерна (табл. 1). В условиях сгущения и разрежения сети замеров в разных частях акватории для построения изолиний в пределах озера в программе Surfer 9 был использован метод интерполяции — Natural Neighbor Interpolation, с шагом сетки 1 × 1 км.

Математические возможности ГИС-программ позволяют создавать карты глубин с необходимой густотой изобат, определять крутизну склонов, дна озера и их направленность (рис. 3, а–в), строить продольные профили в разных направлениях (рис. 3, г), а также трехмерные модели.

Карта донных ландшафтов Ладожского озера на основе цифровой базы данных

Итогом работы с цифровой моделью на данном этапе явились создание рабочей схемы ландшафтов Ладожского озера и выявление их основных типов (рис. 4). Было выделено 29 подводных ландшафтов, которые можно объединить в три группы: прибрежные и ландшафты мелководных террас; ландшафты возвышенностей и склонов на структурно-денудационном рельефе и впадин на аккумулятивном рельефе; ледниковые и озерно-ледниковые ландшафты на аккумулятивном рельефе.

Ключевыми факторами для выделения ландшафтов Ладожского озера послужили геология и геоморфология котловины, по которым и приведены названия каждого конкретного вида. Остальные признаки выступают в качестве дополнительных. Особенности состава и структуры биологических сообществ в рамках каждого ландшафта требуют отдельного рассмотрения и не приводятся подробно в данной публикации. Следует отметить, что определенные биотические компоненты ландшафтов не везде укладываются в границы выделенных ландшафтных районов, и могут как различаться между собой в пределах одного ландшафта, так и охватывать несколько из них. Наибольшую актуальность донная биота, как ландшафтный элемент, приобретает при крупномасштабном картировании в прибрежной зоне для выделения ряда ландшафтных фаций, являющихся характерной особенностью береговых склонов [13, 14]. Примеры биоты, типичной для фациальных рядов на эталонных крупномасштабных участках, будут рассмотрены ниже.

Ландшафтные районы и их характеристика

Приведенная выше схема подводных ландшафтов Ладожского озера (рис. 4) послужила основой для проведения границ при региональном

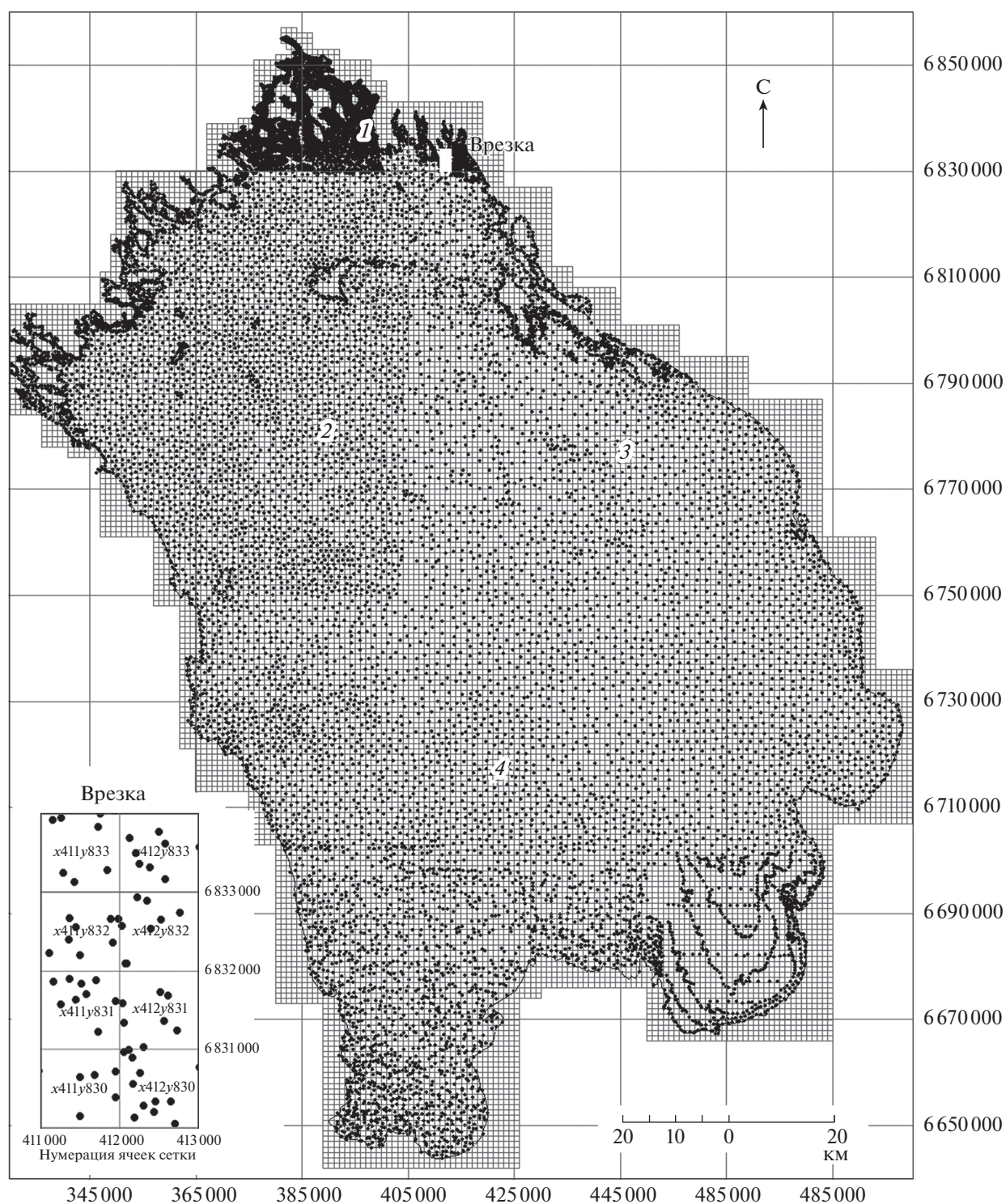


Рис. 2. Схема распределения базовых точек замера глубин для построения батиметрической карты Ладожского озера. 1 – шхерная северная часть; 2 – северо-западная часть; 3 – северо-восточная часть; 4 – центральная и южная части.

ландшафтном районировании (рис. 5). Составленная схема районов, в целом, повторяет основные компоненты регионального ландшафтного деления В.И. Гуревича [18], проведенного с по-

мощью кластерного анализа. Следует отметить, что в новой схеме увеличено количество ландшафтных районов в северной шхерной части и учтен тектонический фактор, в том числе наличие

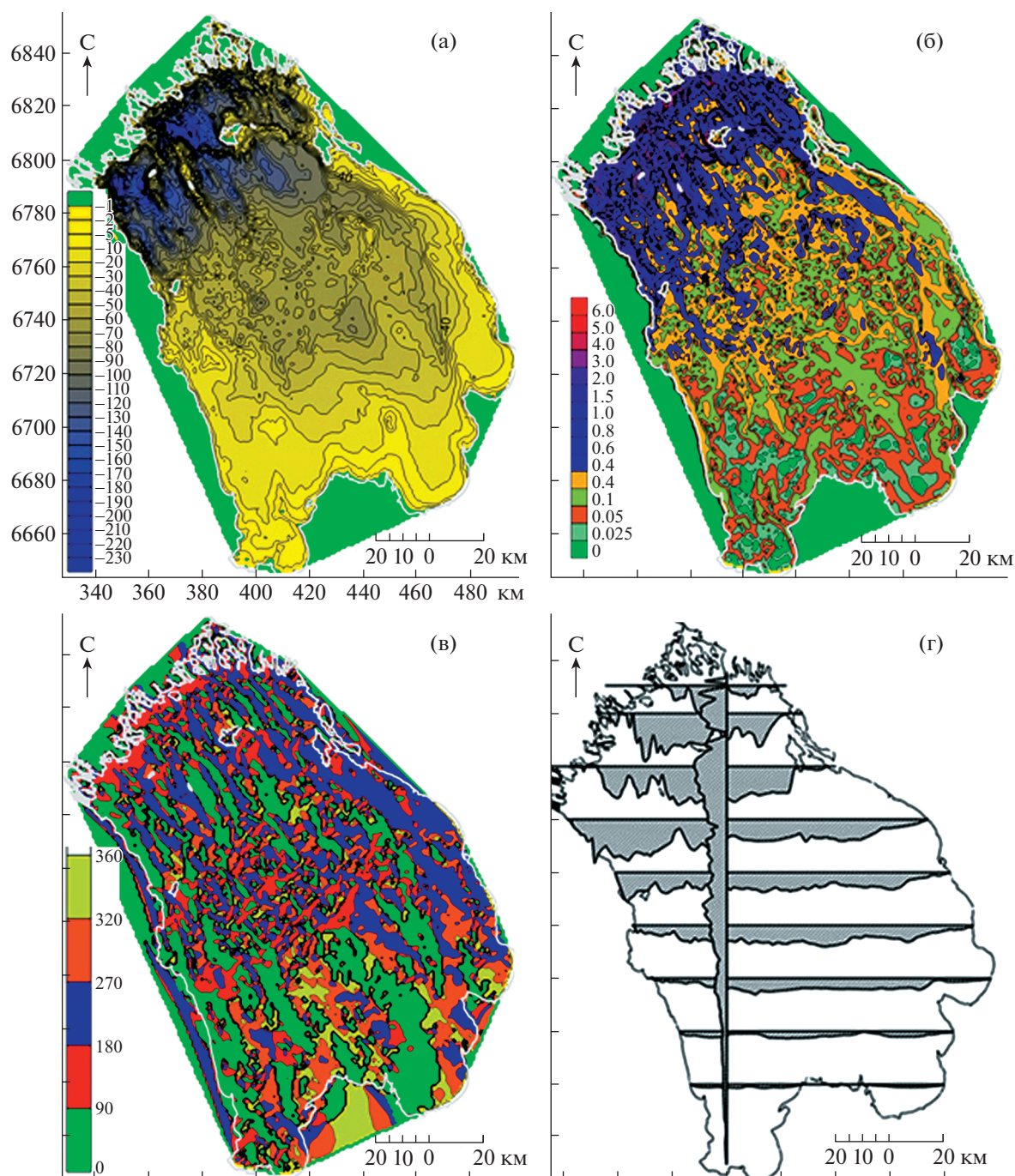


Рис. 3. Расчетные признаки батиметрической основы ландшафтной модели: (а) – схема распределения глубин; (б) – схема углов наклона (крутизна склонов); (в) – схема азимутов наклона; (г) – разрезы по профилям дна.

кольцевых структур, выделенных А.П. Световым [10], которые оказали влияние на формирование донных ландшафтов, особенно в северной и центральной частях озера. Каждый из выделенных районов обладает своими особенностями.

Северо-Ладожское ихерное побережье (I:1, 10, 11) – (здесь и далее по тексту раздела римскими цифрами обозначены номера ландшафтных районов на

рис. 4, 5; арабскими – номера типов ландшафтов в условных обозначениях к (рис. 4). Ландшафтные элементы акватории являются подводным продолжением форм рельефа, развитого в породах архея и протерозоя на побережье и островах. На площадях распространения гранитоидов и метатерригенных пород в интервале глубин до 20 м отмечаются структурно-денудационные склоны,

скальные береговые обрывы (10 — здесь и далее по тексту в круглых скобках, номера типов ландшафтов в условных обозначениях к рис. 4); горизонты слабоустойчивых сланцев слагают ложбины линейной и дуговой формы (11) глубиной 20–50 м.

Песчанисто-алевропелитовый и алевропелитовый типы грунтов сформировались в ходе осадконакопления в озерных условиях, на склонах развиты гравийные пески с глыбами коренных пород и валунами размытой морены.

Данный район характеризуется резкой сменой ландшафтных элементов — фаций — на крутосклонных участках в прибрежной зоне и в местах поднятий коренных пород [14]. В распределении биоты характерными являются наличие и высокое биоразнообразие фито- и зооперифитонных видов на скальных и твердообломочных осадках подводного склона. Сменяющие их мягкие осадки населяют достаточно разнообразные группы бентоса, среди которых к ландшафтообразующим на гравийно-галечных и песчаных грунтах можно отнести крупных двустворчатых (семейства Unionidae) и брюхоногих (Viviparidae, Lymnaeidae) моллюсков, литоральных амфипод, а на алевритовых и алевропелитовых — олигохет, глубоководных реликтовых амфипод видов *Pallaseopsis quadrispinosa* (Sars, 1867), *Monoporeia affinis* (Lindstrom, 1855) и мизид *Mysis oculata* var. *relicta* (Samter & Weltner, 1900). Представители ихтиофауны также влияют на облик поверхности дна, особенно сложенной тонкими алевритовыми и алевропелитовыми грунтами, и могут быть причислены к ландшафтным элементам. Наиболее массовым видом, оказывающим воздействие на дно, является корюшка европейская *Osmerus eperlanus* (Linnaeus, 1758).

Северо-Ладужский ступенчатый склон (II:2, 12, 13, 14, 15) — дугообразная эрозионно-тектоническая подводная ступень склона щита, шириной 6–8 км, ограничивается дуговыми разломами, разбивается диагональными дизъюнктивными нарушениями на мелкие блоки с мозаичным сочетанием горстов, глыбовых поднятий и грабенобразных оседаний. Площадь сложена преимущественно осадочно-вулканогенными породами рифея, архейские и протерозойские породы выходят на поверхность в эрозионных окнах [10, 11].

Уступ склона на границе со шхерной частью (12) шириной 1–1.5 км круто наклонен в сторону центра озера. Основная часть площади представлена пологонаклонной холмисто-грядовой равниной (15). В восточной части преобладает плоская мелководная равнина (13) с мелкими впадинами. Более глубокие крутосклонные изометрические впадины и ложбины с нефелоидным накоплением (14) шириной около 2 км составляют около 15% площади. Гранулометрический состав донных отло-

жений колеблется в различных частях от гравийных песков с глыбами и валунами и алевропелитов до пелитов и глин во впадинах.

Основными характерными элементами биоты являются реликтовые ракообразные *M. affinis*, *P. quadrispinosa*, *M. oculata* var. *relicta* и придонные виды рыб, по большей части, *O. eperlanus*.

Северо-Ладужская впадина (III:2, 4, 6, 16, 17, 18, 19) — структурно-денудационная грабенобразная депрессия (18), разделенная структурно обусловленными грядами северо-западной ориентировки (17), склоны гряд (19) имеют углы наклона до 3.5–5°. На восточном и западном бортах впадины располагаются приразломные узкие эрозионные субаквальные долины (16) субмеридионального направления.

В пределах возвышенностей отмечаются моренные и ледниково-озерные щебеночно-песчаные и песчаные отложения, возможны выходы коренных пород, на остальной части развиты озерные пелитовые осадки.

Основными характерными представителями фауны района являются реликтовые ракообразные: амфиподы и мизиды.

Валаамско-Салминская островная гряда (IV:3, 20, 21, 22) сложена устойчивыми к денудации рифейскими субвулканическими габбро-долеритами Валаамского комплекса. В результате препаирования силла в этом районе были сформированы: возвышенности, образованные за счет абразии силлов габбро-долеритов (20); склоны возвышенностей рифейских субвулканических силлов (21); впадины с плоским дном на пологозалегающих породах рифея (22). Донные отложения представлены дресвяно-щебеночно-песчаными и песчаными осадками, алевропелитами.

Наличие большого числа скальных берегов также обуславливает формирование биологических сообществ, характерных для фиордово-шхерного района, т.е. многочисленной и хорошо развитой перифитонной флорой и фауной на твердых грунтах в мелководной части и высоким обилием реликтовых ракообразных, а местами — олигохет, на больших глубинах.

Центрально-Ладужская холмистая равнина (V:23, 24, 25) и Восточно-Ладужская пологохолмистая равнина (VI:22, 23, 25) располагаются вблизи центра озера, совпадая с центральной кольцевой структурой. Дочетвертичные образования представлены преимущественно осадочными и эффузивными рифейскими образованиями, по гравиразведке предполагается наличие массива гранитов-рапакиви на небольшой глубине. Оба района представляют собой пологоволнистую и всхолмленную озерно-ледниковую равнину (23), в их пограничных частях прослеживаются озовые водно-ледниковые и краевые конечно-моренные гряды (25). Ориентировка этих гряд изогнутая,

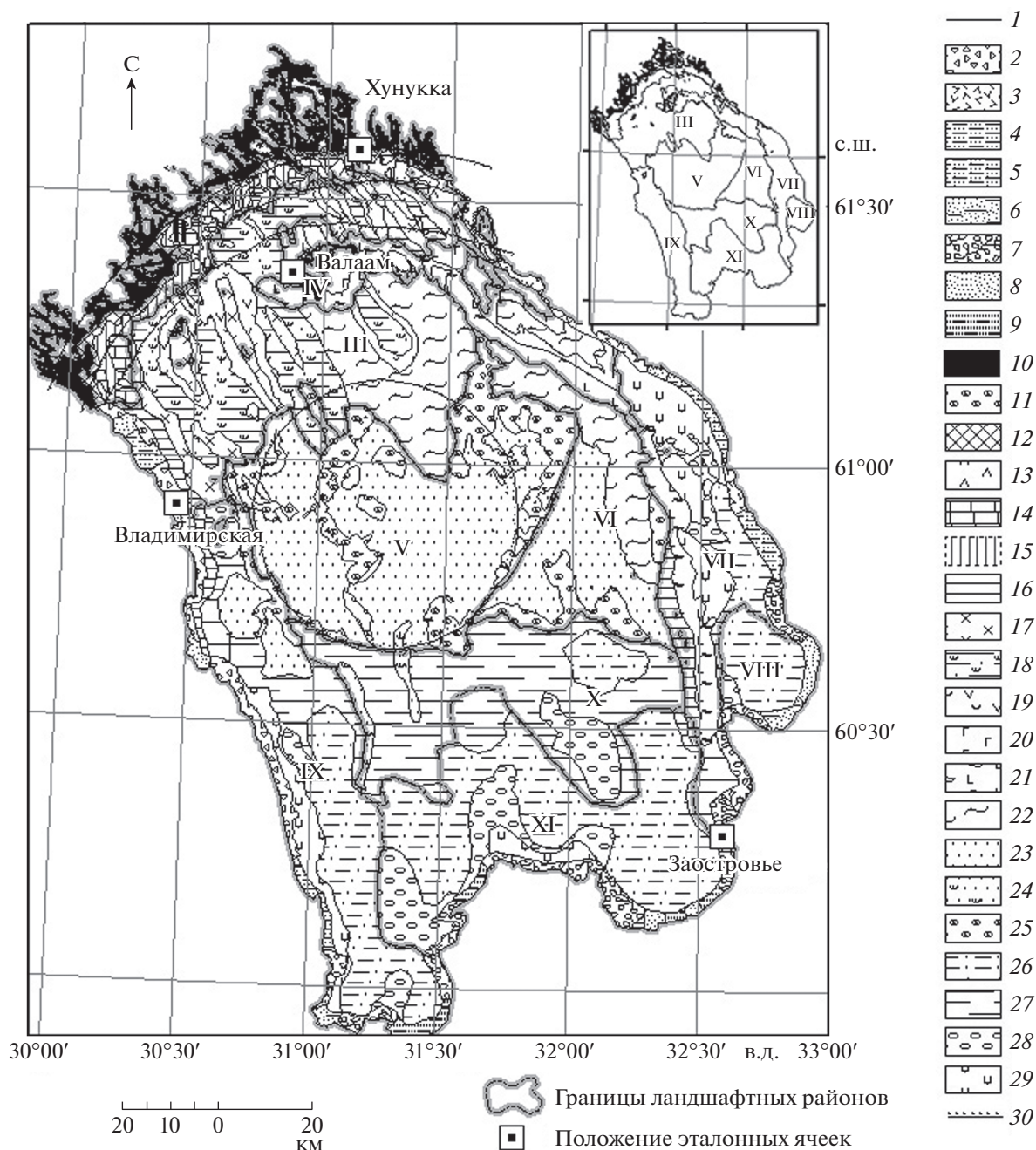


Рис. 4. Рабочая картосхема подводных ландшафтов Ладожского озера, полученная на основании ландшафтной модели. *Ландшафты прибрежные и мелководных террас:* 1 – абразионные террасы склона северного шхерного района, врезанные в кристаллические породы архейского и протерозойского комплекса (внемасштабные); 2 – абразионно-аккумулятивные террасы западного склона, сложенные существенно валунно-глыбовыми отложениями; 3 – абразионно-аккумулятивные террасы восточного склона, сложенные существенно валунно-глыбовыми отложениями; 4 – аккумулятивные террасы западного склона, созданные волновыми процессами, пляжевые; 5 – аккумулятивные террасы восточного склона, созданные волновыми и эоловыми процессами, пляжево-дюнные; 6 – ландшафты, созданные устьевыми процессами, дельтовые; 7 – ветланды аккумулятивных террас южной части; 8 – аккумулятивные террасы южного склона, созданные волновыми процессами, пляжевые; 9 – аккумулятивные террасы южной части с техногенно-измененными берегами. *Ландшафты возвышенностей и склонов на структурно-денудационном рельефе и впадин на аккумулятивном рельефе:* 10 – структурно-денудационные склоны, скальные береговые обрывы; склоны сложены коренными породами и валунной мореной; 11 – межгрядовые ложбины; 12 – уступ склона на границе со шхерной частью; 13 – плоская мелководная равнина; 14 – впадины и ложбины с нефелоидным накоплением; 15 – пологонаклонная холмисто-грядовая равнина; 16 – узкие эрозионные субаквальные долины; 17 – структурно обусловленные гряды северо-западной ориентировки, сложенные моренными отложениями, иногда – кристаллическими породами; 18 – широкие впадины с нефелоидным накоплением, с наибольшими глубинами до 230 м; 19 – склоны структурно

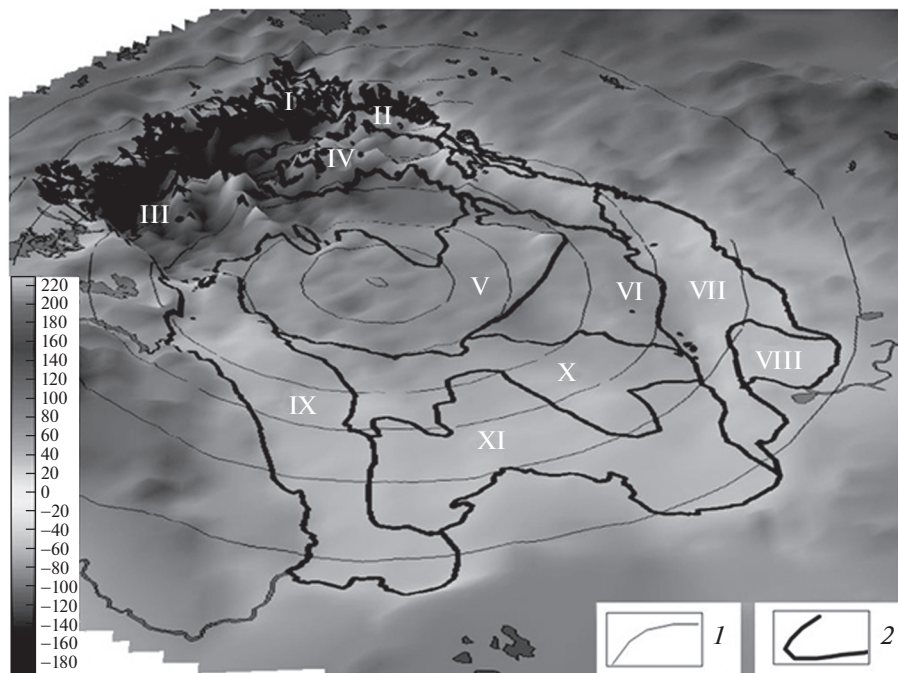


Рис. 5. Расположение ландшафтных районов акватории Ладожского озера.

1 – кольцевые структуры; 2 – границы ландшафтных районов (I – Северо-Ладожское шхерное побережье, II – Северо-Ладожский ступенчатый склон, III – Северо-Ладожская впадина, IV – Валаамско-Салминская островная гряда, V – Центрально-Ладожская холмистая равнина, VI – Восточно-Ладожская пологохолмистая равнина, VII – Восточно-Ладожский склон, VIII – Свирский склон, IX – Западно-Ладожский склон, X – Южно-Ладожская пологоволнистая равнина, XI – Южно-Ладожская пологонаклонная равнина).

ширина 2–5 км, угол склонов $0.5\text{--}1^\circ$. Гранулометрический состав донных отложений, перекрывающих гряды, представлен песчанистыми алевролитами, межгрядовые понижения – алевропелитами и пелитами.

Биотический компонент представлен преимущественно реликтовыми амфиподами и мизидами. Местами отмечаются скопления крупных олигохет семейства Lumbriculidae.

Восточно-Ладожский (VII:3, 5, 6, 7, 26, 28, 29), Свирский (VIII:6, 7, 8, 26, 28) и Западно-Ладожский (IX:2, 4, 6, 7, 9, 26, 27, 28) склоны представляют собой аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные прибрежные, пологонаклонные равнины (29); крутизна уклонов – $0.15\text{--}0.5^\circ$; участками переходят в плоские аккумулятивные равнины (26), встречаются мелкие моренные гряды и холмы (28). Состав донных отложений побережья и гряд

склона представлен крупными обломками, дресвяно-щебеночно-песчаными и песчаными осадками; по удалении от берега на 10–15 км склон сложен алевропесками.

На твердых поверхностях, относящихся к фации каменистых ледниковых подводных валов, массово развиваются прикрепленные колониальные формы – губки (Porifera). Известно, что губки являются активными фильтраторами и агентами биологического выветривания [19], что обуславливает их очень важную ландшафтную роль. Помимо того, важную роль играют некоторые виды хирономид и брюхоногих моллюсков, предпочитающие твердые каменистые поверхности. На мелководье активно развивается фитоперифитон. На песчаных и алевропесчаных грунтах высокую плотность могут иметь олигохеты семейств Lumbriculidae и Tubificidae. В ходе биотурбации большую роль играют крупные моллюски и при-

обусловленных гряд; 20 – возвышенности, образованные за счет абразии силлов габбро-долеритов; 21 – склоны возвышенностей рифейских субвулканических силлов; 22 – впадины плоские на полого-залегающих породах рифея. **Ледниковые и озерно-ледниковые ландшафты на аккумулятивном рельефе:** 23 – пологоволнистые и всхолмленные озерно-ледниковые равнины; 24 – погребенные долины; 25 – флювиогляциальные гряды – озы; 26 – пологоволнистая, участками холмистая, озерно-ледниковая равнина; 27 – плоские и слабонаклонные ледниково-озерные равнины на поздневендских и кембрийских комплексах; 28 – относительно возвышенные холмы за счет развития моренных отложений; 29 – абразионно-аккумулятивные прибрежные пологонаклонные равнины, участками слабосхолмленные; 30 – кольцевые структуры. Римскими цифрами указаны номера ландшафтных районов (см. рис. 5).

донные рыбы. С ростом глубины увеличивается роль реликтовых амфипод в качестве характерных компонентов биоты.

Южно-Ладужская пологоволнистая равнина (Х: 24, 27, 28) — пологоволнистая, участками холмистая, озерно-ледниковая равнина (26) с глубинами 20–40 м, сложенная алевроит-пелит-песчанистыми осадками, перекрывающими осадочные породы венда. Выделяются погребенные долины, меридионального направления (24).

Основным характерным биологическим таксоном района являются амфиподы.

Южно-Ладужская пологонаклонная равнина (ХI: 6, 7, 9, 26, 28) — плоская слабонаклонная ледниково-озерная прибрежная равнина (26) глубиной от 0 до 20 м с редкими локальными холмистыми поднятиями (28). Гранулометрический состав донных отложений представлен разнотерраформными песками, на поднятиях — валунно-галечно-песчаными осадками.

К этому району относится Волховская губа, куда впадают более высокоминерализованные воды реки Волхов. Это обстоятельство обуславливает высокую биологическую продуктивность данного района. По берегам характерно развитие обширных ветладов, сформированных на площадях с режимом преимущественного обводнения в течение всего года, ассоциациями тростника. Максимально широкие полосы зарослей тростника характерны для участков вблизи устьев рек Волхов и Сясь. Тростниковые заросли образуют отдельный ландшафт (7), являющийся характерной чертой побережья района. В составе ландшафтообразующих видов донных беспозвоночных преобладают олигохеты и крупные двусторчатые и брюхоногие моллюски. Придонные бентосоядные виды рыб, такие как лещ *Abramis brama*, (Linnaeus, 1758), пескарь *Gobio gobio* (L., 1758), густера *Blicca bjoerkna* (L., 1758), язь *Leuciscus idus* (L., 1758), плотва *Rutilus rutilus* и другие виды семейства карповые, окунь *Perca fluviatilis* (L., 1758), ерш *Gymnocephalus cernuus* (L., 1758), налим *Lota lota* (L., 1758), подкаменщик *Cottus gobio* (L., 1758), а на больших глубинах — корюшка *O. eperlanus*, многочисленные в южном районе, также оказывают влияние на характер дна.

Карты-схемы эталонных участков

Примеры эталонных ячеек для квадратов $\times 386y807$, $\times 400y833$, $\times 361y758$, $\times 477y687$ приведены на рис. 6. Анализ отдельных эталонных ячеек из разных частей озера показывает важную роль геолого-геоморфологических особенностей дна, определяющих форму профиля, крутизну склона и, соответственно, распределение донных осадков. Структурная организация фаций прибрежной зоны подчинена их распределению. Для

сильно расчлененных скалистых берегов Северо-Ладужского шхерного побережья (рис. 6, а) и Валаамско-Салминской (рис. 6, б) островной гряды характерной структурной организацией фаций является расположение по принципу дуг (сменяющие друг друга пояса). Часто встречающиеся здесь крутые склоны приводят к тому, что смена фаций идет очень резко в пределах небольших расстояний (первые метры—десятки метров), составляя, таким образом, парагенетическую общность — ряды фаций. Маркером скально-каменистой фации являются перифитонные организмы — губки, играющие важнейшую роль в фильтрации воды и, соответственно, понижении ее мутности. Важной биологической группой глубоководных фаций являются реликтовые ракообразные и придонная рыба, большей частью — корюшка. Существующие на севере озера участки со сложным мезорельефом дна: наличием подводных скальных поднятий, луд, островов — создают условия для проявления фациальной мозаичности, что так же влияет на распределение биоты и повышение биоразнообразия. Отдельную фацию представляют собой вертикальные и субвертикальные скальные стенки (в пределах Валаамско-Салминской островной гряды (рис. 6, а) и на некоторых других участках озера), обнаруженные на больших глубинах. Биотическим компонентом этих подводных скальных поднятий является биопленка с пасущимися на ней глубоководными амфиподами. Ландшафты Западно-Ладужского склона (рис. 6, в) отличаются большей однородностью фаций по сравнению с северными районами. В прибрежной части здесь также наблюдается последовательность закономерно сменяющих друг друга фаций. Для подводных ландшафтов южных частей озера (рис. 6, г) характерной особенностью является присутствие гляциальных отложений, отраженных на дне в виде чередующихся полос нагроможденных валунов, принесенных ледником и озерных песчаных осадков, составляющих отдельные фации. Характерным биотическим компонентом на песчаных фациях являются крупные двусторчатые моллюски.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создана цифровая модель донных ландшафтов Ладужского озера, представляющая простой в работе и доступный для постоянного редактирования инструмент, позволяющий при наличии стандартного программного обеспечения в интегрированной форме хранить и использовать доступную информацию по состоянию дна Ладужского озера и вести учет типологических ландшафтных единиц разного уровня.

В качестве основной ячейки хранения информации выбран полигон размером 1×1 км, кото-

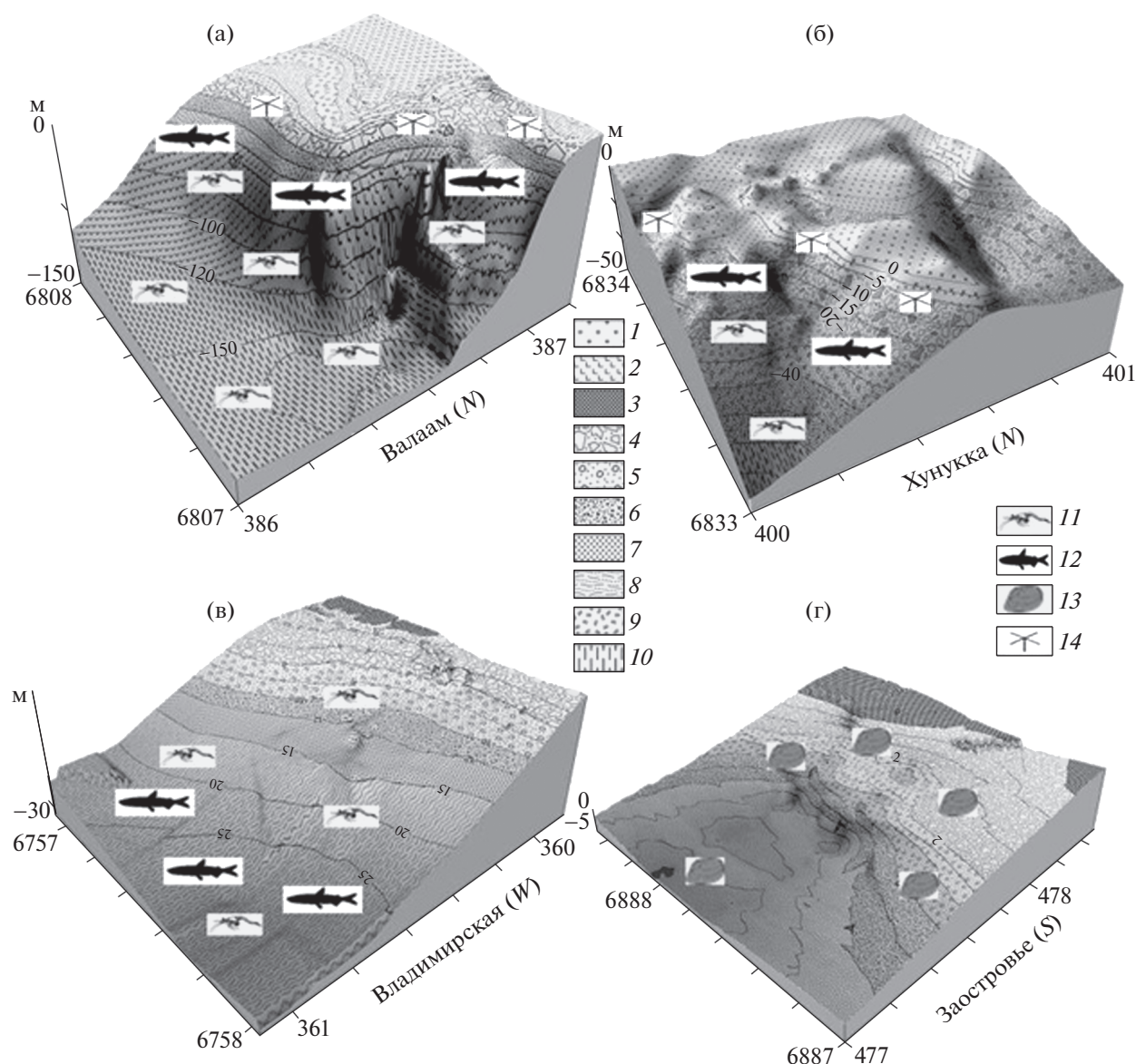


Рис. 6. Блок-диаграммы эталонных ячеек разных частей Ладожского озера ((а) – Валаамский архипелаг; (б) – северный шхерный район; (в) – западный берег; (г) – южный берег).

Литологические признаки. Коренные породы: 1 – граниты, 2 – габбро, 3 – осадочные породы суши; *донные осадки:* 4 – крупные валуны и глыбы, 5 – песчано-галечно-валунные, 6 – галька и щебенка, 7 – песок, 8 – песок со следами ряби; 9 – алевроиты; 10 – алевропелиты/пелиты; *биотические признаки:* 11 – мизиды и амфиподы, 12 – рыба, 13 – крупные моллюски, 14 – колонии губок.

рый соответствует разграфке топокарт в прямоугольной системе координат Пулково, 1942, зона 6.

Составлен авторский вариант цифровой батиметрической модели Ладожского озера, позволяющий при ее использовании оперативно вносить уточнения, в том числе – в полевых условиях.

На основе батиметрической модели и других материалов из базы данных построена рабочая схема ландшафтов Ладожского озера с выявлением их основных типов. При выделении ландшафтов учтено влияние ступеней кольцевых

неотектонических структур, выявленных ранее А.П. Световым [10].

Схема ландшафтов послужила основой для проведения границ при региональном ландшафтном районировании. Выделенные ландшафтные районы близки к контурам ландшафтного деления В.И. Гуревича [18], но увеличено количество ландшафтных районов в северной шхерной части. В нашей работе геоморфологические признаки приняты в качестве ключевых, учтены влияние геологического строения, геофизических

параметров и состав поверхностных донных осадков. Физико-химические и биологические признаки выделены как второстепенные, и их роль в ландшафтах требует дальнейшего подробного изучения.

Проведены детальные исследования на эталонных ячейках разных типов ландшафтов: замеры глубин с густым шагом, подробное изучение состава фаций донных осадков, состав и распределение биоты. По их результатам составлены карты-схемы; информацию ячейки-эталона можно распространять на всю площадь данного типа ландшафта. Работы требуют продолжения с целью последовательного создания эталонов для главных типов ландшафтов. Первоочередной задачей является исследование характера донной поверхности и состава биоты в районе слабоизученных глубоководных впадин и их склонов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность своим коллегам сотрудникам ИНОЗ РАН ФИЦ РАН д.г.н. В.М. Анохину и инж. М.О. Дудакову за совместное участие в полевых исследованиях донных ландшафтов Ладожского озера.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН по теме № 0154-2019-0001 “Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоэкология Ладожского озера / Под ред. В.Л. Иванова, В.И. Гуревича. СПб: ВНИИОкеангеология, 1995. 210 с.
2. Ладожское озеро. Атлас / Под ред. В.А. Румянцев. СПб: Институт озераведения РАН, 2002. 129 с.
3. Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. Атлас / Ред. В.А. Румянцев. СПб: Нестор-История, 2015. 200 с.
4. Семенович Н.И. Донные отложения Ладожского озера. М.—Л.: Наука, 1966. 124 с.
5. Дудакова Д.С., Анохин В.М., Дудаков С.М. Использование необитаемого подводного аппарата для исследования бентофауны сублиторали и профундали Ладожского озера // Труды VIII Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)”. Т. II (III): [сборник]. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”, 2020. С. 420–423.
6. Дудакова Д.С., Дудаков М.О., Анохин В.М. Опыт применения глубоководного телеуправляемого аппарата для изучения подводных ландшафтов Ладожского озера // Российский журнал прикладной экологии. 2018. № 4 (16). С. 51–55.
7. Яковенко Н.В., Марков Д.С., Туркина Е.П. ГИСТехнологии как эффективный инструмент исследования водно-озерных объектов // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 5. <https://www.science-education.ru/ru/article/view?id=15150>
8. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1000000 листы Р-35, 36. Геоморфологическая схема. Третье поколение. Балтийская серия. МПР РФ Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2015.
9. Навигационные карты Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны СССР. http://ladoga-lake.ru/maps/navi_su/navi-su-00.html 18.02.21
10. Светов А.П. Неотектонический этап развития Ладожской радиально-кольцевой структуры Салминского центра магматической активности // Нетрадиционные вопросы геологии. VI научный семинар. Тез. докл. М.: 1998. С. 22–23.
11. Свириденко Л.П. Ладожская вулканотектоническая структура (геология, вулканоплутонизм, тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. 98 с.
12. Анохин В.М., Дудакова Д.С., Дудаков М.О. Геоморфология и типизация берегов Ладожского озера по данным съемки беспилотного летательного аппарата // Геоморфология. 2019. № 1. С. 25–37. <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019125-37>
13. Дудакова Д.С. Метод полигонного исследования распределения мейобентоса в литорали Ладожского озера (на примере северного шхерного района) // Биология внутренних вод. 2016. Т. 9. № 2. С. 104–112. <https://doi.org/10.7868/S0320965216020054>
14. Дудакова Д.С., Анохин В.М., Дудаков М.О. Влияние рельефа дна на структурные характеристики прибрежных подводных ландшафтов Ладожского озера // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование / Мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием. Москва, 28 сентября – 01 октября 2020 г. [Электронное издание]. М.: Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2020. С. 636–640.
15. Dudakova D., Anokhin V., Dudakov M., and Judin S. Mapping Rocky Coastal Landscapes in Northern Lake Ladoga around the islands of Raipatsaari and Lusikainluoto // GEONAB 2019 Marine geological and biological habitat mapping. Saint-Petersburg Russia. May 13–17. 2019. P. 51–52.
16. Зуйкова Ю.Л., Шилова Т.М. Геологический отчет, ТЭД, ТЭО, ТЭС. 27064. Составление сводных аэрогеофизических карт на Ладожско-Онежскую площадь в масштабе 1:200000 в 1995–2000 годах. ГП ПГЭ. СПб. 2000. 76 с.
17. Науменко М.А. Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладожского озера на основе цифровой модели // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 62–72. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-62-72>
18. Гуревич В.И. Районирование донных ландшафтов // Геоэкология Ладожского озера. СПб: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 121–126.
19. Куликова Н.Н., Сайбаталова Е.В., Бойко С.М., Семитуркина Н.А., Белозерова О.Ю., Мехоношин А.С., Тимошкин О.А., Сутурин А.Н. Биогеохимия корковых губок сем. Lubomirskiidae (южный Байкал) // Геохимия. 2013. № 4. С. 366–377. <https://doi.org/10.7868/S0016752513040043>

Digital model of underwater landscapes of the Lake Ladoga as a source of integrated information on the condition of the bottom

D. S. Dudakova^{a, #} and S. N. Judin^b

^a*Institute of limnology RAS, Saint-Petersburg, Russia*

^b*Geological company "Kivijarvi", Petrozavodsk, Russia*

[#]*E-mail: Judina-D@yandex.ru*

Based on our own observations, literature and stock sources, we have created a database that includes primary limnological, geophysical, geological, analytical and biological data for the Lake Ladoga basin. The database is a set of attribute tables with coordinate reference points, which allows to make the necessary selections and build sets of maps using various parameters. As the main data storage cell, a 1×1 km polygon is selected, which corresponds to the topographic map unit in a rectangular coordinate system. The author's version of the digital bathymetric model of Lake Ladoga is compiled. On the basis of the bathymetric model and other materials from the database, a working scheme of the landscapes of Lake Ladoga and a scheme of landscape zoning are constructed. Detailed bathymetric measurements, a detailed study of the composition of the bottom sediments and landscape facies, the composition and distribution of biota on the reference cells for different types of landscapes were carried out. The information obtained during detailed studies of the reference cell can be extrapolated to the entire area of distribution of this type of landscape, taking into account the features of the mesorelief.

Keywords: geologic mapping, underwater landscapes and facies, landscape zoning

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors express their deep gratitude to their colleagues, Dr. V.M. Anokhin and Engineer M.O. Dudakov, employees of the Institute of limnology RAS, for their joint participation in the field research of the bottom landscapes of Lake Ladoga.

The work was performed within the framework of the state assignment of the Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences on the subject No. 0154-2019-0001 "Comprehensive assessment of the dynamics of the ecosystems of Lake Ladoga and the water bodies of its basin under the influence of natural and anthropogenic factors".

REFERENCES

1. *Geoekologiya Ladozhskogo ozera* (Geoecology of Lake Ladoga). V.L. Ivanov, V.I. Gurevich (Eds.). St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya (Publ.), 1995. 210 p. (In Russ.)
2. *Ladozhskoe ozero* (Ladoga Lake. Atlas). V.A. Rumyantsev (Ed.). St. Petersburg: Nestor-Istoriya (Publ.), 2002. 129 p. (In Russ.)
3. *Ladozhskoe ozero i dostoprimechatel'nosti ego poberezh'ya. Atlas* (Lake Ladoga and its sights shores. Atlas). V.A. Rumyantsev (Ed.). St. Petersburg: Nestor-Istoriya (Publ.), 2015. 200 p. (In Russ.)
4. Semenov N.I. *Donnye otlozheniya Ladozhskogo ozera* (Bottom deposits of Lake Ladoga). M.—L.: Nauka (Publ.), 1966. 124 p.
5. Dudakova D.S., Anokhin V.M., and Dudakov S.M. *Is-pol'zovanie neobitaemogo podvodnogo apparata dlya issledovaniya bentofauny sublitoral'no i profundali Ladozhskogo ozera* (The use of an uninhabited underwater vehicle for the study of the benthic fauna of the sublittoral and profundal areas of Lake Ladoga). Proceedings of the VIII International Scientific and Practical Conference "Marine Research and Education (MARESEDU-2019)". Vol. II (III): [collection]. Tver: LLC "PoliPRESS" (Publ.), 2020. P. 420–423.
6. Dudakova D.S., Dudakov M.O., and Anokhin V.M. *Opyt primeneniya glubokovodnogo teleupravlyаемого apparata dlya izucheniya podvodnykh landshaftov Ladozhskogo ozera* (The experience of using a deep-water remote-controlled device for studying underwater landscapes of Lake Ladoga). *Russian Journal of Applied Ecology*. 2018. No. 4 (16). P. 51–55. (In Russ.)
7. Yakovenko N.V., Markov D.S., and Turkina E.P. *Gis-tekhnologii kak effektivnyj instrument issledovaniya vodno-ozernykh ob'ektov* (Gis-technologies as an effective tool for the study of water-lake objects). *Modern problems of science and education*. 2014. No. 5. (In Russ.) <https://www.science-education.ru/ru/article/view?id=15150>
8. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF m-ba 1: 1000000 listy R-35, 36. Geomorfologicheskaya skhema. Tre't'e pokolenie. Baltijskaya seriya* (State geological map of the Russian Federation scale 1:1000000 sheets P-35, 36. Geomorphological scheme. Third generation. Baltic series). MPR RF Map Factory VSEGEI. 2015.
9. *Navigacionnye karty Glavnogo upravleniya navigacii i okeanografii Ministerstva oborony SSSR* (Navigational charts of the Main Directorate of navigation and Oceanography of the Ministry of defense of the USSR): http://ladoga-lake.ru/maps/navi_su/navi-su-00.html 18.02.21
10. Svetov A.P. *Neotektonicheskij etap razvitiya Ladozhskoj radial'no-kol'cevoj struktury Salminskogo centra magmaticheskoy aktivnosti* (Neotectonic stage of development of the Ladoga radial-ring structure of the Salma magmatic activity center). *Unconventional questions of geology. VI scientific seminar. Abstracts of reports*. M.: 1998. P. 22–23. (In Russ.)

11. Sviridenko L.P. *Ladozhskaya vulkano-tektonicheskaya struktura (geologiya, vulkanoplutonizm, tektonika)* (Ladoga volcano-tectonic structure (geology, volcano-plutonism, tectonics)). Petrozavodsk: KarSC RAS (Publ.), 2019. 98 p.
12. Anokhin V.M., Dudakova D.S., and Dudakov M.O. *Geomorfologiya i tipizaciya beregov Ladozhskogo ozera po dannym s"emki bespilotnogo letatel'nogo apparata* (Geomorphology and typing of the Lake Ladoga shores with the use of dron). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2019. No. 1. P. 25–37. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019125-37>
13. Dudakova D.S. *Metod poligonogo issledovaniya raspredeleniya mejobentosa v litorali Ladozhskogo ozera (na primere severnogo shkhernogo rajona)* (The Polygon Method of the Meiobenthos Spatial Distribution Study in the Littoral Zone of Lake Ladoga (by the Example of the Northern Skerries Region of the Lake)). *Inland Water Biology*. 2016. Vol. 9. No. 2. P. 104–112. (In Russ.). <https://doi.org/10.7868/S0320965216020054>
14. Dudakova D.S., Anokhin V.M., and Dudakov O.M. *Vliyanie rel'efa dna na strukturnye harakteristiki pribrezhnykh podvodnykh landshaftov Ladozhskogo ozera* (The influence of bottom topography on the structural characteristics of the coastal underwater landscapes of lake Ladoga). *VIII Shchukin readings: relief and nature management. Proceedings all-Russian conference with international participation*. Moscow, September 28 – October 01, 2020. [Electronic edition]. Moscow: Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University (Publ.), 2020. P. 636–640. (In Russ.)
15. Dudakova D., Anokhin V., Dudakov M., and Yudin S. Mapping of rocky coastal landscapes of the Northern part of Lake Ladoga in the area of the islands of Raipatsaari and Lussikainluoto. *GEOHABR. Marine geological and biological mapping of habitats*. St. Petersburg, Russia. May 13–17, 2019. P. 51–52.
16. Zuikova Yu.L. and Shilova T.M. *Geologicheskij otchet, TED, TEO, TES. 27064. Sostavlenie svodnykh aerogeofizicheskikh kart na Ladozhsko-Onezhskuyu ploshchad' v masshtabe 1:200000 v 1995–2000 godah* [Geologic report, TED, TEO, TES. 27064. Compilation of consolidated aerogeophysical maps for the Ladoga-Onega area on a scale of 1:200,000 in 1995–2000]. SPb.: GP PGE (Publ.), 2000. 76 p.
17. Naumenko M.A. *Analiz morfometricheskikh harakteristik podvodnogo rel'efa Ladozhskogo ozera na osnove cifrovoj modeli* (Analysis of Morphometric Characteristics of Bottom Relief of Lake Ladoga on the Basis of the Digital Model). *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya*. 2013. No. 1. P. 62–72. (In Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-62-72>
18. Gurevich V.I. *Rajonirovanie donnykh landshaftov* (Zoning of bottom landscapes). *Geocology of Lake Ladoga*. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya (Publ.), 1995. P. 121–126. (In Russ.)
19. Kulikova N.N., Saibatalova E.V., Boiko S.M., Semiturkina N.A., Belozeroва O.Yu., Mekhonoshin A.S., Timoshkin O.A., and Suturin A.N. *Biogeochemiya korkovykh gubok sem. Lubomirskiidae (yuzhnyj Bajkal)* (Biogeochemistry of cortical sponges sem. Lubomirskiidae (Southern Baikal)). *Geochemistry*. 2013. No. 4. P. 366–377. (In Russ.)

СОВРЕМЕННЫЙ ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ ВЫСОТНЫХ ОТМЕТОК ПОВЕРХНОСТИ СУШИ

© 2022 г. А. Л. Энтин^{1,*}, П. Г. Михайлюкова¹, А. И. Кедич^{1,2}, С. В. Харченко^{1,2}

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: aentin@geogr.msu.ru

Поступила в редакцию 10.05.2021 г.

После доработки 07.12.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

Статья посвящена анализу возможностей использования метода радиолокационной интерферометрии для количественной оценки темпов современных рельефообразующих процессов. Метод дифференциальной радиолокационной интерферометрии (DInSAR) основан на радиолокационной съемке земной поверхности, выполняемой с космических аппаратов, чья орбитальная траектория зафиксирована с высокой точностью. Это дает возможность, измеряя разницу фаз отраженного радиосигнала над одними и теми же участками земной поверхности через фиксированный интервал времени, определять величины изменений абсолютной высоты участков суши по линии визирования сенсора спутника, вертикали или горизонтали. Этот метод, при том, что он обладает значительными ограничениями, позволяет практически в режиме реального времени отслеживать изменения рельефа, обусловленные воздействием различных геоморфологических процессов. Традиционные области применения DInSAR — мониторинг техногенных просадок или подсыпок грунта, сеймогенных и вулканогенных подвижек поверхности, оползней и других склоновых процессов, криогенного преобразования рельефа. В пределах этот метод при использовании радарных снимков в С-диапазоне (например, спутники-близнецы Sentinel-1A и -1B) позволяет различать субсантиметровые вертикальные движения. При этом периодичность съемки составляет 1–2 нед, покрываемые площади могут составлять от сотен м² до десятков тысяч км². Характерные регистрируемые вертикальные скорости в различных публикациях меняются в интервале от первых см/год до 1 м/событие, а иногда более (в случае землетрясений или оползней). В качестве примера использования данного метода приведен результат расчета изменений высотных отметок земной поверхности на междуречье рек Енисея и Большой Хеты — они составили от –3 до +2 см за период менее двух недель в июле–августе 2019 г. и были связаны с флювиальными и термокарстовыми процессами.

Ключевые слова: радиолокационная интерферометрия, изменение отметок высот, геоморфологические процессы, Sentinel-1

DOI: 10.31857/S0435428122020067

ВВЕДЕНИЕ

Материалы радиолокационной интерферометрической съемки (РИ) широко применяются для создания цифровых моделей рельефа, измерения небольших движений земной поверхности (ЗП) и изучения процессов и явлений, вызывающих эти движения. Этого удастся достичь благодаря высокой чувствительности метода — имея пару наборов радиолокационных данных на одну и ту же территорию, полученных с небольшим интервалом времени, можно оценивать вертикальные движения порядка первых сантиметров по величине [1]. К другим преимуществам РИ относится ее всепогодность: съемку можно выпол-

нять даже в условиях сильной облачности, что недоступно оптическим сенсорам (однако нельзя забывать, что метеорологические условия, не ограничивая съемку напрямую, все же вносят коррективы в ее результат). Среди недостатков этого метода обычно указывают высокую стоимость получения материалов, подверженность зашумлению различного рода, а также заметные ухудшения качества результата в случае изменения диэлектрических свойств поверхности между съемками [2].

РИ наиболее часто используется для мониторинга изменений поверхности суши вследствие активного техногенного воздействия: разработки полезных ископаемых, промышленного и граж-

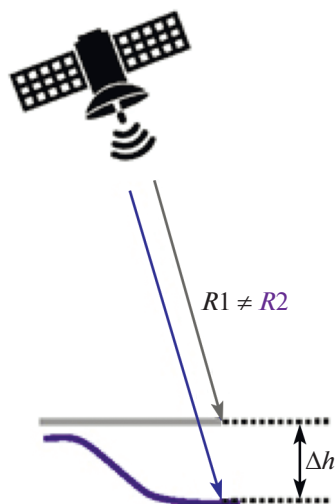


Рис. 1. Принцип дифференциальной радиолокационной интерферометрии. Синим и серым цветом показаны положение объекта земной поверхности и наклонная дальность до него в два момента времени.

данского строительства на больших площадях. Кроме того, значительное число работ посвящено изучению последствий землетрясений и связанных с ними движениям земной коры. Имеются примеры исследований по мониторингу оползневой активности и вулканических извержений. При том, что по поднятой проблеме — использования РИ для установления темпов изменения отметок земной поверхности — существует масса работ, лишь малую часть из которых можно упомянуть в этой статье, практически отсутствуют систематизации геоморфологической значимости этого метода.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ВЫСОТЫ ПОВЕРХНОСТИ СУШИ

В результате интерферометрической обработки радиолокационных изображений (РЛИ) возможно получить как абсолютные высоты местности, так и значения перемещения земной поверхности по разным направлениям (по линии визирования (LOS — line of sight), по вертикали, горизонтали, вниз по склону).

Принцип, который лежит в основе радиолокационной интерферометрии, заключается в использовании фазовой компоненты последовательных радиолокационных изображений (минимум двух). Исследуемый объект земной поверхности снимается с небольшим промежутком времени (периодичность съемки зависит от выбранного радиолокатора) практически с одного и того же положения космического аппарата — КА. В этом случае расстояние от радиолокатора до объекта должно

быть неизменным и значение фазы вернувшегося сигнала также остается неизменным. Однако если положение поверхности объекта меняется, то меняется и расстояние, которое преодолевает сигнал от радиолокатора до объекта (рис. 1). Соответственно, меняется значение фазовой компоненты отраженного радиолокационного сигнала (фаза второго РЛИ оказывается несколько сдвинутой относительно первого). Разность фаз двух сигналов и характеризует изменение отметок земной поверхности за период между двумя космическими съемками.

При выборе исходных РЛИ важно учитывать значение интерферометрической базы (расстояние между положением радиолокатора в моменты выполнения съемки), которая не должна превышать 100 м для тех пар РЛИ, по которым будут рассчитываться значения изменений высоты. Поскольку интерферометрическая база между двумя положениями радиолокатора никогда не будет равна нулю, то полученная разность фаз ($\Delta\phi$) будет содержать не только компоненту, характеризующую изменение высот земной поверхности за период между съемками ($\Delta\phi_d$), но и такие компоненты, как фазы, характеризующие рельеф земной поверхности ($\Delta\phi_r$), атмосферные флуктуации ($\Delta\phi_a$), шумы приемной системы ($\Delta\phi_m$), а также всегда присутствует неизвестная начальная разность фаз ($\Delta\phi_0$) [3]:

$$\Delta\phi = \Delta\phi_r + \Delta\phi_d + \Delta\phi_a + \Delta\phi_m + \Delta\phi_0.$$

Целью интерферометрической обработки является извлечение $\Delta\phi_d$ из приведенной формулы. Влияние шумов приемника и наличия начальной разности фаз незначительно, этими компонентами пренебрегают. Устранение влияния атмосферных неоднородностей довольно трудоемкий процесс и зачастую влияние атмосферы неустранимо. Однако его можно уменьшить путем использования больших массивов РЛИ или привлечения дополнительных источников информации (например, GPS-измерения) [4–8].

Существенный вклад в $\Delta\phi$ вносит компонента, характеризующая рельеф земной поверхности ($\Delta\phi_r$). Для того, чтобы ее убрать, необходимо включать в обработку дополнительную цифровую модель рельефа (ЦМР). Чаще всего для этого используют глобальные и крупнорегиональные наборы данных о высотах, имеющие несколько более “грубое” пространственное разрешение — например, фрагменты цифровой модели поверхности SRTM.

В настоящее время существует несколько разновидностей интерферометрической обработки, отличающихся главным образом количеством используемых РЛИ. Самый простой метод — *двухпроходная дифференциальная интерферометрия* — использует только два изображения, по которым

с привлечением опорной ЦМР рассчитываются величины изменений высот, произошедшие в период между двумя съемками. В *трехпроходной интерферометрии* выполняется обработка трех РЛИ, два из которых получены в тот период, когда исследуемый объект был еще стабилен. Третье изображение должно быть получено после произошедших изменений и тогда в паре с одним из двух первых оно содержит информацию о рельефе и его изменениях. Таким образом, возможно выделить компоненту, отвечающую изменению высот ЗП. В *четырёхпроходной интерферометрии* участвуют четыре изображения — два из них должны быть сделаны до события, изменившего рельеф местности, а два других — после. В этом случае формируются две разностно-фазовые картины, на основе разности которых оцениваются изменения рельефа.

Использование двух-, трех-, четырехпроходной интерферометрии не позволяет уменьшать влияние атмосферы. Внесение поправок для устранения ошибок в абсолютных значениях изменений отметок поверхности суши возможно только с привлечением результатов моделирования фазовых задержек с учетом метеорологических параметров в момент съемки.

В настоящее время интенсивно развиваются такие методы интерферометрической обработки, как метод постоянных рассеивателей (*Permanent/Persistent Scatterers*, PS) и метод малых базовых линий (*Small Baseline Subset*, SBAS), основанные на совместном использовании целых серий РЛИ [9–16]. Метод постоянных рассеивателей предполагает наличие на территории изучения однозначно распознаваемых объектов, яркостные свойства которых не претерпевают значительных изменений: здания и сооружения, небольшие участки скального грунта. Такие объекты соответствуют единичным пикселям получаемых радарных изображений; их идентификация, как правило, осуществляется программным способом в специализированном программном обеспечении [17]. При недостаточном количестве или неравномерном распределении таких объектов на местности может быть применен способ искусственных отражателей (*Artificial Reflectors*, AI) — специально размещаемых на местности металлических “целей” размером не менее 1 м [18]. Метод малых базовых линий предполагает использование множества интерферограмм, каждая из которых вычисляется на основе комбинации наборов данных, полученных с небольшим интервалом времени или с небольшого расстояния (собственно, малой базовой линии). “Уравнивание” интерферограмм и получение разностей фаз выполняются путем решения уравнений линейной регрессии в специальном программном обеспечении. Использование упомянутых методов позволяет резко ослабить влияние искажающих факторов (на-

пример, влияние неоднородностей атмосферы) и обеспечивает точность вычисления изменений рельефа — до нескольких миллиметров [19, 20]. В случае двухпроходной интерферометрии обеспечивается субсантиметровая точность вычисления. Подробно сущность и математические аспекты РИ для их фиксации рассмотрены в [21].

СЪЕМОЧНЫЕ СИСТЕМЫ

Радиолокационная съемка начала свое развитие с радиолокаторов, установленных на самолетах. Первый радиолокатор, запущенный в космос, был установлен на борту космического аппарата Seasat (запущен NASA в июне 1978 г.). Его назначением стал мониторинг состояния поверхности океанов и полярных областей — полей волн, состояния ледового покрова. Несмотря на то что аппарат функционировал всего 106 дней, он показал высокую эффективность методов радиолокационного зондирования из космоса.

Следующая эпоха развития космических радиолокаторов началась в 1991 г. с запуском космических аппаратов ERS-1 и Алмаз-1А. В течение последующего десятилетия было запущено еще несколько радиолокаторов, которые выполняли съемку в С-диапазоне (JERS-1, SIR-C, Radarsat-1, ENVISAT) и обеспечили научное сообщество большим количеством радиолокационных изображений (РЛИ), что стало толчком к развитию методических подходов к их обработке. Следует отметить, что в рассматриваемый исторический период методическими разработками занимались в основном специалисты в области физики и математики. Возможно, это являлось одной из причин того, что до середины 2000-х годов методы обработки радиолокационных данных были в основном недоступны географическому научному сообществу [22].

В середине 2000-х гг. намечается новая тенденция — создание группировок космических аппаратов для повышения периодичности съемки. В эти же годы появляются радиолокаторы, выполняющие съемку в Х-диапазоне, что приводит к повышению пространственного разрешения до первых метров (TerraSAR-X, COSMO-SkyMed).

В последнее десятилетие сохраняется тенденция формирования группировок КА с радиолокаторами на борту для преемственности данных (обеспечение многолетних рядов радиолокационных изображений на одни и те же территории), а также для повышения оперативности получения данных, что актуально при мониторинге чрезвычайных происшествий. Все больше появляется радиолокаторов, снимающих в разных частотных диапазонах: X (TanDEM-X, PAZ, ICEYE и др.), C (Kompsat-5, Radarsat-2, RISAT-1), S (NovaSAR-S),

L (ALOS-1, ALOS-2). Это обеспечивает комплексное исследование выбранных территорий.

Если на первых радиолокаторах поддерживался режим съемки в одной поляризации, то современные радиолокаторы позволяют получать изображения земной поверхности в четырех поляризациях одновременно. Это позволяет развивать методы поляриметрического анализа для более точного понимания физических и структурных особенностей ландшафтов.

Важнейшим этапом в развитии областей применения радиолокационных данных стало появление первого радиолокатора Sentinel-1, данные которого (как архивные, так и оперативные) находятся в открытом доступе. В настоящий момент на орбите функционируют два радиолокатора-близнеца Sentinel-1A и Sentinel-1B, непрерывно выполняющие радиолокационную съемку Земли. РЛИ указанных радиолокаторов возможно получить в день выполнения съемки с разрешением 10 м на сушу и 40 м на морские территории. Возможность посмотреть планируемые даты съемки того или иного участка земной поверхности обеспечивает точную организацию работ для проведения необходимых подспутниковых наблюдений. Появление открытого программного обеспечения (SNAP), в котором возможно выполнять обработку РЛИ специалисту, не знающему тонкости радиолокации, позволило в разы увеличить количество исследований, где радиолокационные снимки служат как дополнительным, так и самостоятельным источником информации.

К настоящему времени разработан ряд программных продуктов для обработки радиолокационных изображений. Практически каждое из них имеет возможность интерферометрической обработки для вычисления изменений высот поверхности суши. Наибольшими функциональными возможностями обладает коммерческое обеспечение SARscape. Другое коммерческое обеспечение (Radar ERDAS Imagine — Швеция, GAMMA — Швейцария, PCI Geomatics — Канада, PHOTOMOD — Россия) не обладает явными преимуществами и позволяет выполнять обработку методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии. На рынке открытого ПО лидером в удобстве использования графического интерфейса и выполнения двухпроходной дифференциальной интерферометрии является SNAP, разработанный Европейским космическим агентством при запуске миссии Sentinel. Вне зависимости от используемого программного обеспечения, методика обработки данных не отличается для различных съемочных систем и кадров [23].

СФЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Радиолокационная интерферометрия особенно широко применяется для оценки вертикального движения земной поверхности, вызванного техногенным фактором (в частности, в антропогенной геоморфологии) — разработкой нефтегазовых, угольных и других месторождений [24–28]. Изменение высот местности на таких участках может быть вызвано как непосредственно добычей полезных ископаемых, так и движениями, вызванными последующей стабилизацией породного массива. При этом разрабатываемые месторождения являются относительно “удобной” целью для радиолокационной интерферометрии, поскольку на таких участках, как правило, отсутствует густая растительность, а также имеется развитая нивелирная сеть, позволяющая оценить точность измерений.

Опыт работ показывает, что применение метода радиолокационной интерферометрии позволяет отследить динамику высот порядка нескольких миллиметров, при этом надежно опознается изменение высот от 2 см и более. Охват территории изучения обычно определяется площадями месторождений и составляет от нескольких десятков до нескольких тысяч км². До середины 2010-х гг. в качестве исходных материалов чаще всего использовались кадры сенсоров PALSAR-1 и PALSAR-2 спутника ALOS, в настоящее время они постепенно вытесняются материалами, получаемыми со спутников Sentinel и TerraSAR/TanDEM X [см., напр., 29]. При этом получить оценку изменений более точную, чем ± 2 см, как правило, не удастся из-за временной декорреляции отраженных радиолокационных сигналов (за счет того, что локальные темпы изменений высот многократно превосходят длину волны, на которой работает сенсор КА, а корректная развертка такого фазового смещения невозможна без плавного его нарастания от краев нарушенной площади — где смещение должно быть равно нулю — к центру).

Материалы радиолокации также часто используются для оценки изменений, вызванных землетрясениями. Линейные структуры (например, разрывы), появляющиеся в результате землетрясений, можно распознавать по отдельным интерферограммам путем визуального дешифрирования. Для оценки вертикальных движений земной коры используется два и более интерферометрических изображения. Точность измерения вертикальных движений таким способом составляет порядка первых сантиметров. Площадь изучаемой территории ограничивается размерами кадров и может достигать 100×100 км. Для оценки деформаций обычно достаточно двух наборов данных — одного, полученного непосредственно

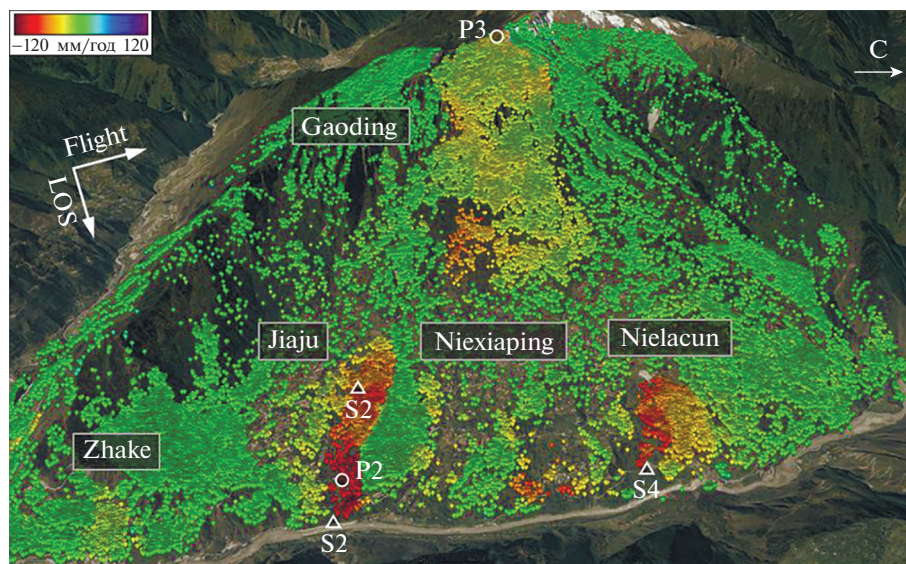


Рис. 2. Темпы изменений абсолютной высоты (мм/год) по линии визирования радиолокационного сенсора Alos Palsar для оползневой системы Никсия (*Nixia*) за период 2006–2011 гг.

перед событием, и одного, полученного некоторое время спустя (двухпроходная интерферометрия), однако для увеличения точности измерений применяются и более сложные методы.

К тематике землетрясений тесно примыкает изучение вулканизма и связанных с ним деформаций поверхности. В ряде работ [11, 30, 31] показаны возможности применения материалов радиолокационной съемки для определения площадей, охваченных вулканогенными процессами, а также для оценки изменений высот рельефа. Отметим, что изменения высот такого генезиса, как правило, значительно превышают вертикальное разрешение метода, а применение радиоинтерферометрии обусловлено не столько высокой точностью измерений, сколько всепогодностью и возможностью обеспечения повторных съемок [32].

Важным направлением применения радиолокационной интерферометрии является мониторинг оползневых и иных склоновых геоморфологических процессов [18, 33–36]. Оползни характерны для расчлененного рельефа в условиях действия переувлажнения, подмыва или других факторов, негативно влияющих на устойчивость склонов. Применение радиолокационной интерферометрии позволяет заранее предвидеть динамику грунтов и спрогнозировать сход оползня, а также, в условиях, когда оползень уже сошел, обеспечить диагностику причин его схождения. Характерные размеры склонов, на которых развиваются оползневые процессы, обычно не превышают нескольких десятков километров в плане, сами же оползни (оползневые тела и поверхности скольжения) имеют ширину от нескольких десятков метров до первых километров [34] (рис. 2).

Радиолокационная интерферометрия позволяет оценить скорости изменения высот на уровне миллиметров в год, что достаточно для прогнозирования оползания. Вместе с тем ряд факторов затрудняет применение этого метода. Первый из них — растительность: залесенность склонов ухудшает радиометрические свойства получаемых материалов и снижает когерентность пар изображений. Переувлажнение грунта, вызываемое дождями или паводками, также снижает информативность фазовых измерений. Кроме того, расчлененный рельеф приводит к появлению “слепых участков” на материалах съемки. По этим причинам довольно часто при мониторинге оползневых процессов используют искусственные уголкового отражатели.

Возможность уловить небольшие изменения высоты поверхности может быть использована для измерения динамики подвижек грунта в областях распространения вечной мерзлоты [37–39]. Как и в других случаях, метод радиолокационной интерферометрии позволяет определять изменения высот в пределах нескольких сантиметров, что подтверждается в том числе наземными геодезическими измерениями. К настоящему моменту показана пригодность метода для определения как сезонных, так и многолетних перемещений грунта, однако для получения результатов приходится использовать “продвинутые” методы обработки, такие, как SBAS. Основное затруднение при применении метода — значительные сезонные и межгодовые изменения состояния грунта, прежде всего влажности, приводящие к т.н. “дыханию грунтов”, а следовательно, вводящие метод в заблуждение относительно фактических

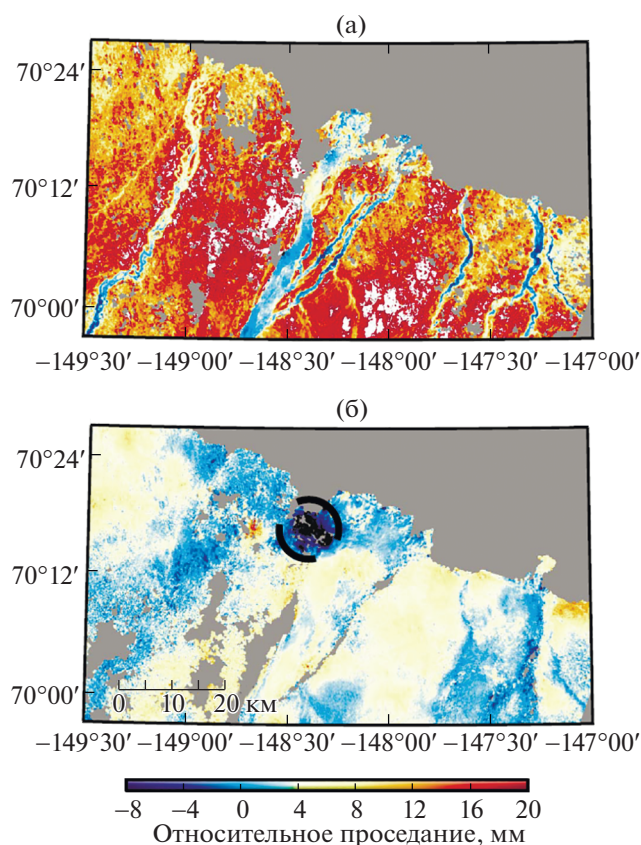


Рис. 3. Относительные изменения высоты земной поверхности за период в 5 сут (25–30 июля 1996 г.) и 2 года (сентябрь 1995 г. – сентябрь 1997 г.) в береговой зоне зал. Прадхо-Бей (Аляска). Внутригодовые сезонные и многолетние изменения отметок высот по территории могут быть разнонаправленны.

направленных, а не колебательных подвижек поверхности (рис. 3).

Для того, чтобы показать разнообразие ситуаций, в которых находит применение метод РИ в геоморфологии, серия примеров сведена в табл. 1. В ней в хронологическом порядке по каждому из типов процессов можно проследить изменения и используемых съемочных систем, и достигаемой точности результатов, и, с увеличением разрешающей способности исходных данных и метода в плане, две разнонаправленные тенденции изменения покрываемых площадей – как в сторону наблюдения, скажем, за поведением отдельного оползня, так и за рельефом территорий целых регионов и стран (например, о-ва Сицилия или Германии). В таблицу не вошли пока еще относительно редкие примеры (хотя число работ, в общем, уже измеряется десятками) мониторинга рельефа карстовых областей, участков русловых деформаций на крупных реках и др. с помощью радиолокационной интерферометрии.

В качестве примера приведем участок в 60–80 км к западу-юго-западу от г. Дудинка на междуречье Енисея и его левых притоков – р. Большая и Малая Хета. Рельеф здесь низменный, увалистый, с развитой криогенной переработкой, обширными проявлениями мерзлотных полигональных грунтов, большим числом озерно-термокарстовых котловин. Геологическое строение сравнительно простое – на мощных (сотни метров) верхнемеловых песках, глинах и алевроитах залегает четвертичный покров из среднееоплейстоценовых морских и ледниковых осадков, выходящих на дневную поверхность лишь по бортам долин и перекрытых, в свою очередь, мощными позднеоплейстоценовыми ледниковыми и озерно-ледниковыми наносами. Именно их кровля подвергается сейчас на междуречьях криогенным и термокарстовым процессам, а в дополнение активно развиваются эрозионно-аккумулятивные процессы в днищах речных долин. В силу невысокой интенсивности расчленения склоновые процессы, по-видимому, находятся в подчиненном положении и протекают локально. По паре снимков Sentinel-1В от 30 июля и 11 августа 2019 г. построена интерферограмма, из которой извлечена разность фаз, а она затем пересчитана в разницу высот. Итоговый диапазон изменений высоты заключен в интервале от -0.028 до $+0.019$ м, при этом единственный крупный ареал значимых положительных изменений приурочен только к краевой зоне съемки, собственно, междуречные пространства Енисея и Большой Хеты (слева на рис. 4) характеризуются околонулевыми значениями изменений высот (± 0.5 см), значительные (более 2 см) понижения высоты на междуречье явно характерны для отдельных озерных котловин и аласов (рис. 4, б, в), а в долинах отвечают русловым деформациям на отдельных участках. Значимых положительных изменений высот вне долин в летний период практически не фиксируется, а вот вдоль русел явно прослеживаются цепочки побочной и участки повышенной активности аккумуляции на площадке поймы (рис. 4, а). Повсеместно разбросанные концентрические ареалы понижений высоты визуальнo приурочены к уже существующим отрицательным формам рельефа, наиболее крупным из которых на участке является плоскодонный, глубиной от бровок 20–30 м алас ур. Большая Лайда (рис. 4, б, в), в строгом смысле не являющийся лайдой. По-видимому, подобные “пятна” отрицательных изменений высот свидетельствуют о продолжающемся термокарстовом процессе в теплый сезон. Построение серий таких изображений позволяет (при условии осторожной интерпретации, связанной с многочисленными техническими ограничениями метода) наблюдать тренды развития рельефа территорий практически в реальном времени. Стоит также учитывать возможность периодических ко-

Таблица 1. Примеры применения радиолокационной интерферометрии в геоморфологии

№ п/п	Регион	Процесс	Снимки	Размер участка	Темпы изменений высоты	Публикация	Год
Вулканизм							
1	Кальдера Лонг-Вэлли, Калифорния, США	Активные тектонические деформации в кальдере	ERS 1/2	580 км ²	–12– +20 см/8 лет	Hooper et al. [11]	2004
2	Вомеро и Кампи Флегреи (Флегрейские поля), Неаполь, Италия	Деформации поверхности и антропогенных объектов в области современного вулканизма	ERS 1/2	2 участка: 3 км ² и 23 км ²	< –2.2–0 см/год	Lanari et al. [13]	2004
3	Кальдера Лонг-Вэлли, Калифорния, США	Активные тектонические деформации в разломной зоне	ERS 1/2	5 тыс. км ²	<3 см/год	Tizzani et al. [16]	2007
4	Вулк. Питон-де-ла-Фурнез, Реюньон, Франция	Деформации поверхности вулканического конуса между периодами извержений	Envisat	40 км ²	5–35 см/год	Peltier et al. [14]	2010
5	Вулк. Сьерра-Негра (Санто-Томас), о-ва Галапагос, Эквадор	Деформации поверхности вулканического конуса, связанные с извержением	Envisat	Около 160 км ²	–3–0 см/год	Casu et al. [10]	2011
6	Вулк. Этна, Италия	Деформации поверхности в области современного вулканизма	ERS 1/2	350 км ²	–19–37 мм/год	Bonforte et al. [4]	2011
7	Вулк. Гекла, Исландия	Деформации поверхности в области современного вулканизма	ERS 1/2, Envisat	1300 км ²	–17–11 мм/год	Ofeigsson et al. [40]	2011
Землетрясения							
8	Коринфский залив, Греция	Деформации поверхности, связанные с землетрясениями	ERS 1/2	Около 6 тыс. км ²	–23.5–+3 см/7 лет	Chaabane et al. [5]	2007
9	Кумамото, Кюсю, Япония	Деформации поверхности, вызванные серией землетрясений	Alos Palsar 2	Десятки км ² – первые сотни км ²	–20– +18 см/событие	Fujiwara et al. [41]	2016
10	Северная Оклахома, США	Деформации поверхности, вызванные землетрясением	Sentinel-1, Radarsat-2	Около 3 тыс. км ²	–2 – +2 см/6 дней	Fielding et al. [42]	2017
11	г. Норча, Умбрия, Италия	Деформации поверхности, вызванные серией землетрясений	Sentinel-1	Первые сотни км ²	–30–+2 см/событие; –80– +10 см/событие	Roccheggiani et al. [43]	2018
12	Корякское нагорье, Камчатский край, Россия	Деформации поверхности в результате Олюторского землетрясения	Envisat, Alos Palsar 1, ERS 2	Около 25 тыс. км ²	–120– >80 см/21 месяц	Mikhailov et al. [44]	2018
13	Риджквест, Восточная Калифорния, США	Деформации поверхности, вызванные серией землетрясений	Alos Palsar 2, Sentinel-1	Тысячи км ² – десятки тысяч км ²	–0.8–+0.6 м/6 дней	Fielding et al. [45]	2020

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Регион	Процесс	Снимки	Размер участка	Темпы изменений высоты	Публикация	Год
Склоновые процессы							
15	Провинция Палермо, Сицилия, Италия	Продолжающиеся смещения старых оползневых тел	COSMO-SkyMed	>1300 км ²	–16.5 – +10.6 мм/год	Di Martire et al. [36]	2016
16	Карлантино, Апулия, Италия	Продолжающиеся смещения старых оползневых тел	ERS 1/2, Envisat, TerraSAR-X	<1 км ²	–0.3 – +0.8 см/год	Bovenga et al. [18]	2017
17	Бассейн р. Дадухэ, Даньба, Сычуань, Китай	Продолжающиеся смещения старых оползневых тел	Alos Palsar 1/2, Envisat	Около 5 тыс. км ²	–120 – +80 мм/год	Dong et al. [34]	2018
18	Каруаз, Анкаш, Перу	Продолжающиеся смещения старых оползневых тел	ERS 1/2, Envisat, Alos Palsar 1/2, TerraSAR-X, Radarsat-2, Sentinel-1	17 км ²	0 – >10 см/год	Strozzi et al. [35]	2018
19	Берег Буреинского водохранилища, Амурская область, Россия	Активизация оползневых процессов (пост. мониторинг)	TanDEM-X, Alos Palsar 1/2	Первые км ²	<11 см/мес.	Бондур и др. [33]	2019
Криогенные процессы							
20	Пеннинские Альпы, Швейцария	Движение каменных глетчеров	ERS 1/2	1500 км ²	<2 см/год – 2 см/день	Lambiel et al. [46]	2008
21	Прибрежная равнина Бофорта, Аляска, США	Деформация поверхности в районе развития многолетней мерзлоты (сезонные и многолетние изменения)	ERS 1/2	Около 5 тыс. км ²	0–4 см/4 месяца; –4–7 см/10 лет	Liu et al. [38]	2010
22	Дельта р. Селенга, Бурятия, Россия	Деформации поверхности, связанные с развитием криогенных процессов (морозного пучения)	Alos Palsar 1	3500 км ²	0 – +6 см/2 месяца	Чимитдоржиев и др. [39]	2011
23	Сьерра-Невада, Калифорния, США	Движение каменных глетчеров	Alos Palsar 1	>5 тыс. км ²	14–87 см/год	Liu et al. [47]	2013
24	Малый Хинган, Хэйлунцзян, Китай	Деформация поверхности в районе развития многолетней мерзлоты	Sentinel-1	Около 10 тыс. км ²	≤ 20 см/год (локально до 40 см/год)	Qu et al. [37]	2019
Техногенное воздействие							
25	Помона, Калифорния, США	Просадки, связанные с активным водозабором на территории города	ERS 1/2	320 км ²	–20 – +6 см/7 лет	Ferretti et al. [20]	2000

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Регион	Процесс	Снимки	Размер участка	Темпы изменений высоты	Публикация	Год
26	Заполярье нефтегазокон- денсатное месторожде- ние, ЯНАО, Россия	Деформации поверхно- сти, вызываемые техно- генными просадками	Envisat	1500 км ²	1–1.5 см/год	Баранов и др. [24]	2008
27	Самотлорское нефтяное месторожде- ние, ХМАО, Россия	Деформации поверхно- сти, вызванные техно- генным просадками	Alos Palsar 1, Envisat	Около 15 тыс. км ²	–1.6– +0.9 см/год	Евтюшкин, Филатов [26]	2009
28	п. Излучинск и Излучинская ГРЭС, ХМАО, Россия	Смещение антропоген- ных объектов в районе нефтегазодобычи	Alos Palsar 1	Около 60 км ²	≤10 мм/год	Филатов и др. [27]	2011
29	Губкинское нефтегазокон- денсатное месторожде- ние, ЯНАО, Россия	Деформации поверхно- сти, вызываемые техно- генными просадками	Alos Palsar 1	Около 500 км ²	–5–+7 мм/ 2 года	Филатов и др. [28]	2012
30	Польша/Ближ- ний Восток	Просадки грунта в обла- стях открытой добычи угля и шламоотвалов, а также добычи нефтега- зового сырья	TerraSAR-X, Sentinel-1	Десятки – первые тысячи км ²	≤50 мм/год	Wasowski et al. [29]	2018

лебаний отметок высот, связанных с изменением тепло-влажностных свойств грунтов, а не с деятельностью геоморфологических процессов. Такой учет возможен следующими путями: при наличии архива погоды с близко расположенной метеостанции проверить наличие или отсутствие предпосылок к “набуханию” или, наоборот, “усыханию” субстрата – резкого изменения погодных (а на затапливаемых и подтапливаемых участках – гидрологических) условий за период, предшествующий съемке, и между съемками; верифицировать точно изменения отметок высот и вызывающие их геоморфологические процессы в полевых условиях; использовать более длинные ряды радарных изображений, чтобы отделить направленные изменения высоты от периодических и т.д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрен принцип оценки изменений высот поверхности суши с помощью радиолокационной интерферометрии (акцент сделан

на простейший метод DInSAR, лежащий в основе более сложных PSI, SBAS), а именно на вычислении разницы фаз отраженной от земной поверхности радиоволны, с которой затем связывается величина изменения отметок высот по линии визирования спутника. От нее, в свою очередь, можно перейти к изменениям высоты в вертикальной или, реже, горизонтальной плоскости (независимо от реального направления движения материальных точек на земной поверхности). В этом состоит одно из ограничений данного метода – геоморфологическая интерпретация выделенных подвижек, суждение о направлениях переноса вещества в программном виде пока удовлетворительно не реализованы, хотя, думается, это одно из возможных направлений развития методики. Предпосылки к этому имеются в возможностях по геометрическим особенностям, геоморфологической и топографической позиции соответствующего ареала подвижек – классифицировать его по возможному генезису. Среди других ограничений, в первую очередь, шумы, вызываемые атмосферной неоднородностью на

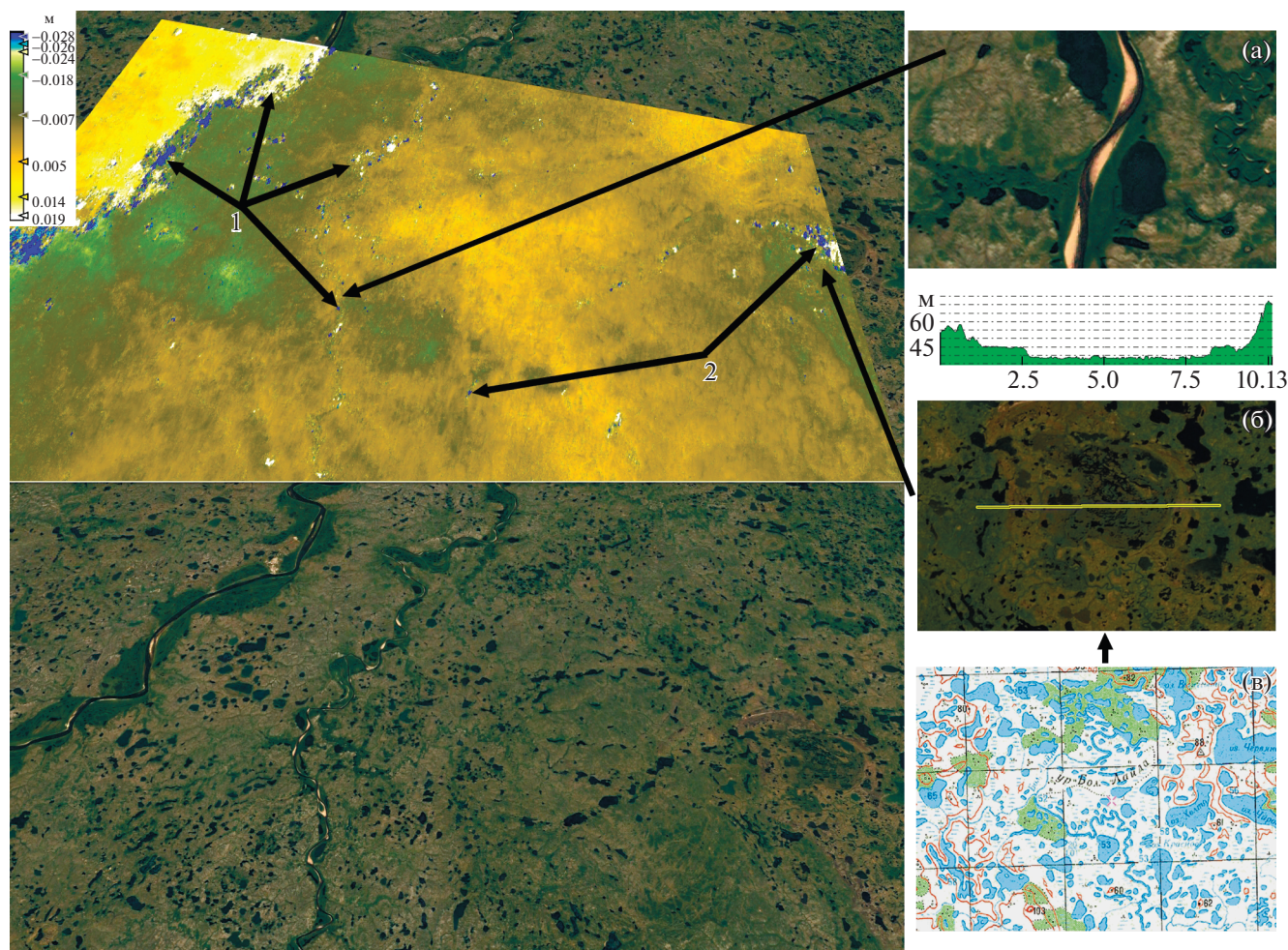


Рис. 4. Изменения отметок земной поверхности за интервал 30.07.19–11.08.19 (сверху) и перспективное космическое изображение (снизу) участка междуречья Енисея и Большой Хеты.

(а) — крупномасштабный фотоплан участка дна долины р. Малая Хета, (б) и (в) — крупномасштабный фотоплан, топографический профиль и фрагмент топографической карты окрестностей ур. Большая Лайда. Подложка — Google Earth.

Участки проявления: 1 — флювиальных процессов, 2 — предположительно термокарста.

разные временные срезы, отличиями диэлектрических свойств подстилающей поверхности (сухие грунты, увлажненные, перекрытые снежным покровом), а также наличием густой растительности. Отдельная проблема — декорреляция изображений, часто возникающая при больших интервалах между съемками, при которой невозможно надежно интерпретировать получаемую интерферограмму (один и тот же фазовый сдвиг $\Delta\varphi(-\pi; +\pi)$ может соответствовать изменению высот $\Delta\varphi \times n \times \lambda$, где λ — длина волны в радиодиапазоне, а n — коэффициент, натуральное число 1, 2, 3, ..., N). Тем не менее часто эти трудности имеют решение в виде использования серий снимков с короткими временными интервалами между съемками (а также применение методов с естественными и искусственными устойчивыми отражателями), нежели работа лишь с парой сним-

ков при большом лаге во времени между ними. Радарная интерферометрия активно применяется как для мониторинга техногенных преобразований земной поверхности, так и для слежения за сейсмогенными, вулканогенными, склоновыми, криогенными, флювиальными и другого рода трансформациями геометрической структуры рельефа. Площади, покрываемые таким мониторингом, меняются от первых сотен м^2 до десятков тысяч км^2 , а устанавливаемые величины подвижек по вертикали — от десятых долей сантиметров (надежнее — от первых сантиметров). Представляется, что дальнейшее развитие этого направления не только непосредственно в слежении за меняющимся рельефом земной поверхности практически в реальном времени, но и — при наборе репрезентативных массивов данных как в пространстве, так и во времени — валидация

теоретических численных моделей динамической геоморфологии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по гранту Российского научного фонда (проект № 19-77-10036).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Wright T.J., Parsons B.E., and Lu Z.* Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. No. 1. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2003GL018827>
2. *Lohman R.B. and Simons M.* Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: Noise structure and data downsampling // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. Vol. 6. No. 1. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2004GC000841>
3. *Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М.* Спутниковый мониторинг Земли: радиолокационное зондирование поверхности. М.: КРАСАНД, 2012. 248 с.
4. *Bonforte A., Ferretti A., Prati C., Puglisi G., and Rocca F.* Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: First results // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2001. No. 63. P. 1343–1357. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00252-2](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00252-2)
5. *Chaabane F., Avallone A., Tupin F., Briole P., and Maître H.* A Multitemporal Method for Correction of Tropospheric Effects in Differential SAR Interferometry: Application to the Gulf of Corinth Earthquake // *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2007. Vol. 45. No. 6. P. 1605–1615. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.894026>
6. *Li Z., Muller J.P., Paul C., and Fielding E.J.* Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) atmospheric correction: GPS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), and InSAR integration // *Journal of Geophysical Research*. 2005. Vol. 110. No. B03410. <https://doi.org/10.1029/2004JB003446>
7. *Onn F. and Zebker H.A.* Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111. No. B09102. <https://doi.org/10.1029/2005JB004012>
8. *Remy D., Bonvalot S., Briole P., and Murakami M.* Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data: application to Sakurajima volcano (Japan) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. Vol. 213. P. 299–310. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00331-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00331-5)
9. *Гитис В.Г., Дерендяев А.Б., Петрова Е.Н.* ГИС-технология анализа геодинамических процессов // *Геоморфологи. Современные методы и технологии цифрового моделирования рельефа в науках о Земле*. Вып. 6. М.: Медиа-Пресс, 2014. С. 53–64.
10. *Casu F., Manconi A., Pepe A., and Lanari R.* Deformation Time-Series Generation in Areas Characterized by Large Displacement Dynamics: The SAR Amplitude Pixel-Offset SBAS Technique // *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2011. Vol. 49. No. 7. P. 195–210. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2104325>
11. *Hooper A., Zebker H., Segall P., and Kampes B.* A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. No. L23611. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2004GL021737>
12. *Hooper A., Prata F., and Sigmundsson F.* Remote Sensing of Volcanic Harards and Their Precursors // *Proceeding of the IEEE*. 2012. Vol. 100. No. 10. P. 2908–2930. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2012.2199269>
13. *Lanari R., Oscar M., Manunta M., Mallorquí J.J., Berardino P., and Sansosti E.* A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2004. Vol. 42. No. 7. P. 1377–1386. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.828196>
14. *Peltier A., Bianchi M., Kaminski E., Komorowski J.C., Rucci A., and Staudacher T.* PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation: Validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37. No. 12. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL043846>
15. *Pinel V., Poland M.P., and Hooper A.* Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2014. Vol. 289. P. 81–113. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010>
16. *Tizzani P., Berardino P., Casu F., Euillades P., Manzo M., Ricciardi G.P., Zeni G., and Lanari R.* Surface deformation of Long Valley caldera and Mono Basin, California, investigated with the SBAS-InSAR approach // *Remote Sensing of Environment*. 2007. Vol. 108. P. 277–289. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.015>
17. *Farina P., Colombo D., Fumagalli A., Marks F., and Moretti S.* Permanent Scatterers for landslide investigations: outcomes from the ESA-SLAM project // *Engineering geology*. 2006. Vol. 88. No. 3–4. P. 200–217. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.007>
18. *Bovenga F., Pasquariello G., Pellicani R., Refice A., and Spilotro G.* Landslide monitoring for risk mitigation by using corner reflector and satellite SAR interferometry: The large landslide of Carlantino (Italy) // *Catena*. 2017. Vol. 151. P. 49–62. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.006>
19. *Феоктистов А.А., Захаров А.И., Денисов П.В., Гусев М.А.* Перспективы разработки комплекса интерферометрической и дифференциально-интерферометрической обработки данных российских космических радиолокаторов с синтезированной апертурой // *Современные проблемы дистанционного*

- зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 310–317.
20. Ferretti A., Prati C., and Rocca F. Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2000. Vol. 38. No. 5. P. 2202–2212.
<https://doi.org/10.1109/36.868878>
 21. Pepe A. and Calò F. A review of interferometric synthetic aperture RADAR (InSAR) multi-track approaches for the retrieval of Earth's surface displacements // Applied Sciences. 2017. Vol. 7. No. 12. P. 1264.
<https://doi.org/10.3390/app7121264>
 22. Балдина Е.А., Михайлюкова П.Г., Трошко К.А. Опыт использования данных радиолокационной космической съемки для создания тематических карт // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2019. № 4. С. 110–118.
 23. ESA InSAR S1 EW [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://step.esa.int/docs/tutorials/S1TBX%20TOPSAR%20Interferometry%20with%20Sentinel-1%20Tutorial_v2.pdf (дата обращения: 20.01.2021).
 24. Баранов Ю.Б., Кантемиров Ю.И., Киселевский Е.В., Никифоров С.Э. Применение метода радиолокационной интерферометрии при маркшейдерском контроле смещений земной поверхности, вызванных разработкой месторождений нефти и газа // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 2008. № 2. С. 45–53.
 25. Берман Л.Б., Захаров А.И. Вклад космической радиолокационной интерферометрии в изучение резервуаров крупных газовых месторождений Ямала: на примере Ямбургского месторождения // Земля из космоса: наиболее эффективные решения. 2011. № 8. С. 57–70.
 26. Евтюшкин А.В., Филатов А.В. Оценка деформаций земной поверхности в районах интенсивной нефтедобычи Западной Сибири методом PCA интерферометрии по данным ENVISAT\ASAR и ALOS\PALSAR // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 2. С. 46–53.
 27. Филатов А.В., Евтюшкин А.В., Васильев Ю.В. Определение смещений техногенных объектов на территории нефтяных месторождений методом радарной интерферометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 157–165.
 28. Филатов А.В., Евтюшкин А.В., Васильев Ю.В. Многолетний геодинамический мониторинг нефтегазовых месторождений Западной Сибири методом спутниковой радиолокационной интерферометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 39–47.
 29. Wasowski J., Bovenga F., Nutricato R., Nitti D.O., and Chiaradia M.T. Advanced satellite radar interferometry for deformation monitoring and infrastructure control in open-cast mines and oil/gas fields // Innovative Infrastructure Solutions. 2018. Vol. 3. No. 1. P. 1–7.
<https://doi.org/10.1007/s41062-018-0176-x>
 30. Михайлюкова П.Г., Тутубалина О.В. Картографирование вулканических извержений на основе радиолокационной интерферометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 153–163.
 31. Anantrasirichai N., Biggs J., Albino F., Hill P., and Bull D. Application of machine learning to classification of volcanic deformation in routinely generated InSAR data // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. Vol. 123. No. 8. P. 6592–6606.
<https://doi.org/10.1029/2018JB015911>
 32. Moran S., Kwoun O., Masterlark T., and Lu Z. On the absence of deformation signals from InSAR interferograms bracketing the 1995–1996 and 1999 eruptions of Shishaldin Volcano, Alaska // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. Vol. 150. P. 119–131.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.013>
 33. Бондур В.Г., Захарова Л.Н., Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н. Мониторинг оползневых процессов с помощью космических интерферометрических радаров 1-диапазона на примере обрушения склона берега реки Бурья // Исследование Земли из космоса. 2019. № 5. С. 3–14.
 34. Dong J., Liao M., Xu Q., Zhang L., Tang M., and Gong J. Detection and displacement characterization of landslides using multi-temporal satellite SAR interferometry: A case study of Danba County in the Dadu River Basin // Engineering Geology. 2018. Vol. 240. P. 95–109.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818464-6.00006-8>
 35. Strozzi T., Klimesš J., Frey H., Caduff R., Huggel C., Wegmüller U., and Rapre A.C. Satellite SAR interferometry for the improved assessment of the state of activity of landslides: A case study from the Cordilleras of Peru // Remote Sensing of Environment. 2018. Vol. 217. P. 111–125.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.08.014>
 36. Di Martire D., Tessitore S., Brancato D., Ciminelli M.G., Costabile S., Costantini M., Graziano G.V., Minati F., Ramondini M., and Calcaterra D. Landslide detection integrated system (LaDIS) based on in-situ and satellite SAR interferometry measurements // Catena. 2016. Vol. 137. P. 406–421.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.10.002>
 37. Qu T., Xu Q., Shan W., Li Z., Shan M., and Dai K. Deformation monitoring of high-latitude permafrost region of northeastern China with time series inSAR technique // International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences – ISPRS Archives. 2019. Vol. 42. No. 2/W13. P. 1777–1780.
<https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1777-2019>
 38. Liu L., Zhang T., and Wahr J. InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2010. Vol. 115. No. F03023. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1029/2009JF001547>
 39. Чимитдоржиев Т.Н., Захаров А.И., Татков Г.И., Хаптанов В.Б., Дмитриев А.В., Будаев Р.Ц., Цыбе-нов Ю.Б. Исследование криогенных деформаций

- грунта в дельте реки Селенга с помощью спутниковой РСА-интерферометрии и наземного георадарного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2011. № 5. С. 58–63.
40. Ofeigsson B.G., Hooper A., Sigmundsson F., Sturkell E., and Grapenthin R. Deep magma storage at Hekla volcano, Iceland, revealed by InSAR time series analysis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2011. Vol. 116 No. B05401. <https://doi.org/10.1029/2010JB007576>
 41. Fujiwara S., Yurai H., Kobayashi T., Morishita Y., Nakano T., Miyahara B., Nakai H., Miura Y., Ueshiba H., Kakiage Y., and Une H. Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry // *Earth, Planets and Space*. 2016. Vol. 68. P. 1–17. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0534-x>
 42. Fielding E.J., Sangha S.S., Bekaert D.P., Samsonov S.V., and Chang J.C. Surface deformation of North-Central Oklahoma related to the 2016 Mw 5.8 Pawnee earthquake from SAR interferometry time series // *Seismological Research Letters*. 2017. Vol. 88. No. 4. P. 971–982.
 43. Roccheggiani M., Tamburini A., Tirincanti E., and Menichetti M. Automated detection of surface ruptures associated with the 2016 Central Italy earthquake sequence by Sentinel-1 SAR interferometry data // *Proceedings of the 9th International INQUA meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology*. 2018. P. 229–232.
 44. Mikhailov V.O., Kiseleva E.A., Arora K., Timoshkina E.P., Smirnov V.B., Chadda R., Ponomarev A.V., and Shrinagesh D. New Data on the Olyutorskii Earthquake Acquired via SAR Interferometry // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2018. Vol. 12. No. 3. P. 213–220. <https://doi.org/10.1134/S0742046318030053>
 45. Fielding E.J., Liu Z., Stephenson O.L., Zhong M., Liang C., Moore A., Yun S.H., and Simons M. Surface Deformation Related to the 2019 Mw 7.1 and 6.4 Ridgecrest Earthquakes in California from GPS, SAR Interferometry, and SAR Pixel Offsets // *Seismological Research Letters*. 2020. Vol. 91. No. 4. P. 2035–2046. <https://doi.org/10.1785/0220190302>
 46. Lambiel C., Delaloye R., Strozzi T., Lugon R., and Raetzo H. ERS InSAR for assessing rock glacier activity // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*. 2008. Vol. 1. P. 1019–1025. <https://doi.org/10.13140/2.1.1695.1681>
 47. Liu L., Millar C.I., Westfall R.D., and Zebker H.A. Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR // *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. P. 1109–1119. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1109-2013>, 2013.

The modern state of radar interferometry using for estimation of the land surface displacements

A. L. Entin^{a, #}, P. G. Mikhailukova^a, A. I. Kedich^{a, b}, and S. V. Kharchenko^{a, b}

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

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

[#]*E-mail: aentin@geogr.msu.ru*

The article is devoted to radar interferometry as a tool for the work of a geomorphologist engaged in modern landform processes. Differential radar interferometry (DInSAR) is based on radar imaging of the Earth's surface from spacecraft, whose orbital trajectory is recorded with high accuracy. This makes possible, by measuring the phase difference of the reflected radio signal over the same parts of the Earth's surface at a fixed time interval, to determine the values of terrain displacements along the line of sight of the satellite sensor, vertical or horizontal lines. This method, despite the fact that it has significant limitations, allows almost real-time tracking of the terrain deformations caused by various geomorphological processes. Traditional applications of InSAR are monitoring of technogenic subsidence or bedding of soil, seismogenic and volcanogenic movements of the surface, landslides and other slope processes, relief cryogenic transformation. At the limit, this method by using radar images in the C-band (for example, the twin satellites Sentinel-1A and -1B), makes possible to distinguish sub-centimeter vertical movements. In this case, the survey frequency is 1–2 weeks, the covered areas can range from hundreds of square meters to tens of thousands of square kilometers, and the specific registered vertical velocities in various publications vary in the range from the first cm / year to 1 m / event, and sometimes more (in the case of earthquakes or landslides). As an example, the result of calculating the rates of displacements of the Earth's surface in the interfluvium of the Yenisei and Bolshaya Kheta is given — they vary over the area from about –3 to +2 cm in a period of less than 2 weeks in July–August 2019, and are associated with fluvial and thermokarst processes.

Keywords: radar interferometry, surface displacement, geomorphological processes, Sentinel-1

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation, No. 19-77-10036.

REFERENCES

1. Wright T. J., Parsons B. E., and Lu Z. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR.

- Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. No. 1. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2003GL018827>
2. Lohman R.B. and Simons M. Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: Noise structure and data downsampling. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. Vol. 6. No. 1. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2004GC000841>
3. Zakharov A.I., Yakovlev O.I., and Smirnov V.M. *Sputnikovyj monitoring Zemli: radiolokacionnoe zondirovanie poverhnosti* (Satellite monitoring of the Earth: radar sensing of the surface). Moscow: KRASAND (Publ.), 2012. 248 p.
4. Bonforte A., Ferretti A., Prati C., Puglisi G., and Rocca F. Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: First results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2001. No. 63. P. 1343–1357. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00252-2](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00252-2)
5. Chaabane F., Avallone A., Tupin F., Briole P., and Maître H. A Multitemporal Method for Correction of Tropospheric Effects in Differential SAR Interferometry: Application to the Gulf of Corinth Earthquake. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2007. Vol. 45. No. 6. P. 1605–1615. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.894026>
6. Li Z., Muller J.P., Paul C., and Fielding E.J. Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) atmospheric correction: GPS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), and InSAR integration. *Journal of Geophysical Research*. 2005. Vol. 110. No. B3.
7. Onn F. and Zebker H.A. Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network. *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111. No. B09102. <https://doi.org/10.1029/2005JB004012>
8. Remy D., Bonvalot S., Briole P., and Murakami M. Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data: application to Sakurajima volcano (Japan). *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. Vol. 213. P. 299–310. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00331-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00331-5)
9. Gitis V.G., Derendyayev A.B., and Petrova E.N. GIS-tekhnologiya analiza geodinamicheskikh protsessov (GIS-technology for analysis of geodynamic processes). *Geomorfologiya. Sovremennyye metody i tekhnologii tsifrovogo modelirovaniya relyefa v naukah o Zemle. Vyp. 6*. Moscow: Media-press (Publ.), 2014. P. 53–64.
10. Casu F., Manconi A., Pepe A., and Lanari R. Deformation Time-Series Generation in Areas Characterized by Large Displacement Dynamics: The SAR Amplitude Pixel-Offset SBAS Technique. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2011. Vol. 49. No. 7. P. 195–210. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2104325>
11. Hooper A., Zebker H., Segall P., and Kampes B. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. No. L23611. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2004GL021737>
12. Hooper A., Prata F., and Sigmundsson F. Remote Sensing of Volcanic Harards and Their Precursors. *Proceeding of the IEEE*. 2012. Vol. 100. No. 10. P. 2908–2930. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2012.2199269>
13. Lanari R., Oscar M., Manunta M., Mallorquí J.J., Berardino P., and Sansosti E. A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2004. Vol. 42. No. 7. P. 1377–1386. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.828196>
14. Peltier A., Bianchi M., Kaminski E., Komorowski J.C., Rucci A., and Staudacher T. PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation: Validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise. *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37. No. 12. P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL043846>
15. Pinel V., Poland M.P., and Hooper A. Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2014. Vol. 289. P. 81–113. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010>
16. Tizzani P., Berardino P., Casu F., Euillades P., Manzo M., Ricciardi G.P., Zeni G., and Lanari R. Surface deformation of Long Valley caldera and Mono Basin, California, investigated with the SBAS-InSAR approach. *Remote Sensing of Environment*. 2007. Vol. 108. P. 277–289. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.015>
17. Farina P., Colombo D., Fumagalli A., Marks F., and Moretti S. Permanent Scatterers for landslide investigations: outcomes from the ESA-SLAM project. *Engineering geology*. 2006. Vol. 88. No. 3–4. P. 200–217. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.007>
18. Bovenga F., Pasquariello G., Pellicani R., Refice A., and Spilotro G. Landslide monitoring for risk mitigation by using corner reflector and satellite SAR interferometry: The large landslide of Carlantino (Italy). *Catena*. 2017. Vol. 151. P. 49–62. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.006>
19. Feokistov A.A., Zakharov A.I., Denisov P.V., and Gusev M.A. INSAR and DINSAR data processing software development for Russian space SAR. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2011. Vol. 8. No. 2. P. 310–317. (in Russ.)
20. Ferretti A., Prati C., and Rocca F. Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2000. Vol. 38. No. 5. P. 2202–2212. <https://doi.org/10.1109/36.868878>
21. Pepe A. and Calò F. A review of interferometric synthetic aperture RADAR (InSAR) multi-track approaches for the retrieval of Earth's surface displacements. *Applied Sciences*. 2017. Vol. 7. No. 12. P. 1264. <https://doi.org/10.3390/app7121264>
22. Baldina E.A., Mikhaylyukova P.G., and Troshko K.A. Experience of using radar satellite imagery data to create thematic maps. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografija*. 2019. No. 4. P. 110–118. (in Russ.)
23. ESA InSAR S1 EW [Electronic data]. Access way: [http://step.esa.int/docs/tutorials/S1TBX%20TOPSAR%](http://step.esa.int/docs/tutorials/S1TBX%20TOPSAR%20)

- 20Interferometry%20with%20Sentinel-1%20Tutor-
al_v2.pdf (access date: 20.01.2021).
24. Baranov Yu.B., Kantemirov Yu.I., Kiselevski E.V., and Nikiforov S.E. Application of the radar interferometry in the mine survey control of the surface deformations caused by the development of oil and gas fields. *Izvestija vysshih uchebnyh zavedenij. Gornyj zhurnal*. 2008. No. 2. P. 42–43. (in Russ.)
 25. Berman L.B. and Zakharov A.I. Contribution of Space Radar Interferometry into Study of Yamal's Large Gas Fields Reservoirs. Case Study: Yamburg Field. *Zemlja iz kosmosa: naibolee jeffektivnye reshenija*. 2011. No. 8. P. 57–70. (in Russ.)
 26. Yevtyushkin A.V. and Filatov A.V. Estimation of Earth surface displacements in area of intensive oil production in Western Siberia by SAR interferometry using ENVISAT\ASAR and ALOS\PALSAR data. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa*. 2009. Vol. 6. No. 2. P. 46–53. (in Russ.)
 27. Filatov A.V., Yevtyushkin A.V., and Vasiliev Yu.V. Detection of deformations of industrial objects on territory of oil deposits by radar interferometry. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa*. 2011. Vol. 8. No. 2. P. 157–165. (in Russ.)
 28. Filatov A.V., Yevtyushkin A.V., and Vasiliev Yu.V. Long-term geodynamic monitoring of oil and gas fields in Western Siberia by InSar technique. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa*. 2012. Vol. 9. No. 2. P. 39–47. (in Russ.)
 29. Wasowski J., Bovenga F., Nutricato R., Nitti D.O., and Chiaradia M.T. Advanced satellite radar interferometry for deformation monitoring and infrastructure control in open-cast mines and oil/gas fields. *Innovative Infrastructure Solutions*. 2018. Vol. 3. No. 1. P. 1–7. <https://doi.org/10.1007/s41062-018-0176-x>
 30. Mikhaylyukova P.G. and Tutubalina O.V. Mapping of volcanic eruption based on InSAR. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa*. 2016. Vol. 13. No. 2. P. 153–163. (in Russ.)
 31. Anantrasirichai N., Biggs J., Albino F., Hill P., and Bull D. Application of machine learning to classification of volcanic deformation in routinely generated InSAR data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. No. 8. P. 6592–6606. <https://doi.org/10.1029/2018JB015911>
 32. Moran S., Kwoun O., Masterlark T., and Lu Z. On the absence of deformation signals from InSAR interferograms bracketing the 1995–1996 and 1999 eruptions of Shishaldin Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. Vol. 150. P. 119–131. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.013>
 33. Bondur V.G., Zakharova L.N., Zakharov A.I., Chimitdorzhiyev T.N., Dmitriev A.V., and Dagurov P.N. Monitoring of Landslide Processes by Means of L-Band Radar Interferometric Observations: Bureya River Bank Caving Case. *Issledovanie zemli iz kosmosa*. 2019. No. 5. P. 3–14. (in Russ.)
 34. Dong J., Liao M., Xu Q., Zhang L., Tang M., and Gong J. Detection and displacement characterization of landslides using multi-temporal satellite SAR interferometry: A case study of Danba County in the Dadu River Basin. *Engineering Geology*. 2018. Vol. 240. P. 95–109. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818464-6.00006-8>
 35. Strozzi T., Klimeš J., Frey H., Caduff R., Huggel C., Wegmüller U., and Rapre A.C. Satellite SAR interferometry for the improved assessment of the state of activity of landslides: A case study from the Cordilleras of Peru. *Remote Sensing of Environment*. 2018. Vol. 217. P. 111–125. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.08.014>
 36. Di Martire D., Tessitore S., Brancato D., Ciminelli M.G., Costabile S., Costantini M., Graziano G.V., Minati F., Ramondini M., and Calcaterra D. Landslide detection integrated system (LaDIS) based on in-situ and satellite SAR interferometry measurements. *Catena*. 2016. Vol. 137. P. 406–421. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.10.002>
 37. Qu T., Xu Q., Shan W., Li Z., Shan M., and Dai K. Deformation monitoring of high-latitude permafrost region of northeastern China with time series inSAR technique. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences – ISPRS Archives*. 2019. Vol. 42. No. 2/W13. P. 1777–1780. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1777-2019>
 38. Liu L., Zhang T., and Wahr J. InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2010. Vol. 115. No. F03023. P. 1–14. <https://doi.org/10.1029/2009JF001547>
 39. Chymitdorzhiev T.N., Zakharov A.I., Tatkov G.I., Haptanov V.B., Dmitriev A.V., Budaev R.C., and Cybenov J.B. Study of Soils Cryogenic Deformation in Selenga River Delta by Means of SAR Interferometry and Georadar Sounding. *Issledovanie zemli iz kosmosa*. 2011. No. 5. P. 58–63. (in Russ.)
 40. Ofeigsson B.G., Hooper A., Sigmundsson F., Sturkell E., and Grapenthin R. Deep magma storage at Hekla volcano, Iceland, revealed by InSAR time series analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2011. Vol. 116. No. B5. <https://doi.org/10.1029/2010JB007576>
 41. Fujiwara S., Yurai H., Kobayashi T., Morishita Y., Nakano T., Miyahara B., Nakai H., Miura Y., Ueshiba H., Kakiage Y., and Une H. Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry. *Earth, Planets and Space*. 2016. Vol. 68. P. 1–17. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0534-x>
 42. Fielding E.J., Sangha S.S., Bekaert D.P., Samsonov S.V., and Chang J.C. Surface deformation of North-Central Oklahoma related to the 2016 Mw 5.8 Pawnee earthquake from SAR interferometry time series. *Seismological Research Letters*. 2017. Vol. 88. No. 4. P. 971–982.
 43. Roccheggiani M., Tamburini A., Tirincanti E., and Menichetti M. Automated detection of surface ruptures associated with the 2016 Central Italy earthquake sequence by Sentinel-1 SAR interferometry data. *Proceedings of the 9th International INQUA meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology*. 2018. P. 229–232.

44. Mikhailov V.O., Kiseleva E.A., Arora K., Timoshkina E.P., Smirnov V.B., Chadda R., Ponomarev A.V., and Shrinagesh D. New Data on the Olyutorskii Earthquake Acquired via SAR Interferometry. *Journal of Volcanology and Seismology*. 2018. Vol. 12. No. 3. P. 213–220. <https://doi.org/10.1134/S0742046318030053>
45. Fielding E.J., Liu Z., Stephenson O.L., Zhong M., Liang C., Moore A., Yun S.H., and Simons M. Surface Deformation Related to the 2019 Mw 7.1 and 6.4 Ridgecrest Earthquakes in California from GPS, SAR Interferometry, and SAR Pixel Offsets. *Seismological Research Letters*. 2020. Vol. 91. No. 4. P. 2035–2046. <https://doi.org/10.1785/0220190302>
46. Lambiel C., Delaloye R., Strozzi T., Lugon R., and Raetzo H. ERS InSAR for assessing rock glacier activity. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*. 2008. Vol. 1. P. 1019–1025. <https://doi.org/10.13140/2.1.1695.1681>
47. Liu L., Millar C.I., Westfall R.D., and Zebker H.A. Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. No. 4. P. 1109–1119. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1109-2013>, 2013

РЕЛАКСАЦИЯ РУСЛА В НИЖНЕМ БЬЕФЕ НОВОСИБИРСКОЙ ПЛОТИНЫ

© 2022 г. К. М. Беркович^{1,*}, Л. В. Злотина^{1,**}

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

*E-mail: berkovich@yandex.ru

**E-mail: zleonora@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.12.2021 г.

После доработки 22.12.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

Новосибирский гидроузел, построенный более 60 лет назад в 680 км от слияния рек Бии и Катунь и образовавший водохранилище объемом 8 км³, является единственным крупным гидроэнергетическим проектом на р. Оби. В работе рассматриваются процессы трансформации русла, последовавшие после создания гидроузла и обусловленные изменением гидрологического режима и стока наносов. Водохранилище осуществляет суточное и сезонное регулирование стока, перехватывает 90% стока взвешенных наносов. Трансформация русла охватила не менее 70 км реки ниже плотины, на которых отчетливо прослеживаются волны суточного регулирования. Интенсивная эрозия со скоростью до 12 см в год проявилась на приплотинном участке длиной 8–10 км в течение 20 лет. На этом участке волны суточного регулирования имеют наибольшую высоту, здесь на фоне дефицита наносов происходило основное насыщение потока русловыми наносами. Понижение дна и уровней воды составило 1.8 м и имело явный экспоненциальный характер. На этой стадии были вынесены исходные песчаные наносы крупностью 0.5 мм и обнажились слабо размываемые, скальные и крупнообломочные грунты. В результате в течение следующих 20 лет эрозия развивалась крайне низкими темпами. На участке 10–40 км от плотины эрозия носила иной характер. Она началась с запаздыванием на 3–5 лет и имела малый темп – в основном менее 3 см/год. Понижение дна и уровня составило лишь 1.4 м, а стабилизация русла наступила через 50 лет после создания плотины – по мере увеличения крупности русловых наносов в 5–6 раз и некоторого уменьшения уклона. Заметную роль в трансформации русла сыграли дополнительные механические нарушения: добыча из русла не менее 20 млн м³ песчано-гравийных строительных материалов, а также выполнение большого комплекса землечерпательных и выправительных путевых работ, которые позволили в 1960–1970-х гг. увеличить судоходную глубину на 1.0–1.3 м.

Ключевые слова: антропогенные нарушения русла рек, эрозия ниже плотин

DOI: 10.31857/S0435428122020031

ВВЕДЕНИЕ

Речное русло реагирует на изменения факторов и условий его существования. Наиболее ярко это проявляется при вмешательстве человека, которое вносит в русловый режим изменения, экстремальные по величине и скорости. В этом случае реакция русла реки, как и любой другой природной системы, развивается вначале бурно, а затем, если нарушение не меняется по интенсивности, постепенно затухает. По мере затухания реакции русло приходит к исходному или измененному относительно стабильному состоянию. Этот процесс носит название релаксации.

Если обратиться к многосотлетней истории русловой гидротехники, то очевидно, что плотины и водохранилища остаются решающей техно-

логией балансирования неравномерного распределения воды во времени и пространстве, обеспечивают повышение и сосредоточение напора для генерации энергии, защиту от наводнений, увеличение меженного стока. Влияние крупного гидростроительства и на человека, и на природу особенно усилилось со второй половины XX века.

Быстрота, с которой образуются искусственные водоемы и плотины, режимные и морфологические особенности служат причиной того, что возникающие геоморфологические процессы очень специфичны [1]. Трансформация русла реки ниже плотины как реакция на изменение гидрологического режима и стока наносов развивается в большинстве случаев очень быстро. Речное русло может размываться на несколько метров в

глубину вслед за перекрытием реки плотиной [2]. Средний годовой темп врезания на реках мира за период эксплуатации плотин составляет более 0.2 м [3]. При этом водохранилища могут уменьшать максимальные расходы и увеличивать минимальные расходы воды, что сказывается в целом на руслоформирующей деятельности потока. Целью работы является выявление мало изученного механизма и проявления релаксации русла — затухание глубинной эрозии и трансформации русла, приводящие к его стабилизации.

РЕЛАКСАЦИЯ РУСЛА РЕКИ НИЖЕ ПЛОТИН

Первыми вопросы релаксации русла рек ниже плотин рассмотрели Н.И. Маккавеев и Б.Г. Федоров [4], проанализировав деформации русел в нижних бьефах ряда плотин. Они выделили несколько стадий развития процесса трансформации русла: 1) локальная эрозия на приплотинном участке; 2) быстрая глубинная эрозия, распространяющаяся вниз по течению, с одновременной трансформацией поперечного сечения русла; 3) сравнительно медленная трансгрессивная эрозия и 4) относительная стабилизация продольного профиля и поперечного сечения русла за счет уменьшения уклона и увеличения крупности донных отложений, а также приноса материала из притоков. Границы между стадиями, кроме 1 и 2, достаточно условные и определять их рекомендовалось по темпам понижения уровня воды. Неопределенной остается продолжительность как отдельных стадий, так и процесса в целом до достижения стабилизации, т.е. время релаксации. На распространение врезания влияют характер донных отложений и строение берегов. Большую роль могут играть ограничения в русле и долине: выходы скальных пород, скопления валунов и глыб, прибрежная растительность, искусственные сооружения и мероприятия по регулированию русла. Можно выделить два варианта релаксации русла ниже больших плотин [5]:

1) все наносы, которые поток может транспортировать в новых гидравлических условиях, вымываются, остаются лишь неразмываемые частицы — формируется отмостка, препятствующая дальнейшему размыву; это происходит, когда донный материал включает более 10% частиц, которые не могут транспортироваться при руслоформирующих расходах (вариант, часто встречающийся на реках с крупнообломочным аллювиумом);

2) размыв продолжается до тех пор, пока уклон не уменьшится до величин, при которых поток не сможет передвигать существующие наносы. Такой уклон называется уклоном стабильного русла [5]. Этот тип врезания наиболее выражен на реках с относительно мелкими наносами и при

малом изменении максимальных расходов. При этом происходит значительная трансформация продольного профиля реки. Величина врезания зависит от режима сбросов (типа регулирования), характеристик русла, размера донного материала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основой работы послужил анализ материалов Русловой экспедиции и Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ, неоднократно проводивших масштабные исследования русловых процессов р. Оби, на участке длиной до 300 км ниже Новосибирского гидроузла в 1961—2004 гг., а также гидрологических материалов последних 20 лет и результатов однодневной связки уровней 2021 г., предоставленных Администрацией водных путей Обского бассейна. Анализировались глубина, ширина, площадь поперечного сечения по картам русла, составленным в ходе исследований как до создания плотины, так и в разные годы вплоть до начала 2000-х гг. Также анализировались уровни воды на гидропостах Нижний бьеф и Новосибирск при гарантированном навигационном расходе воды, равном 1300 м³/с. Анализ уровней при фиксированном расходе наиболее информативен для оценки вертикальных деформаций русла. Кроме того, анализировались минимальные навигационные уровни периода открытого русла на всех гидропостах Оби ниже плотины ГЭС.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение трансформации русла р. Оби ниже Новосибирской плотины, выявление стадийности и релаксации русла реки к измененному гидрологическому режиму и стоку наносов имеют большое значение как для обеспечения условий судоходства, так и с точки зрения комплексного использования водных ресурсов.

Участок реки ниже плотины разнороден по геологическому строению и источникам поступления донных наносов. Вблизи плотины и на верхней половине участка в русле на небольшой глубине обнажаются как коренные породы, так и продукты их разрушения в виде скоплений щебня. Присутствуют также отдельные выступы коренных пород и гравийно-галечные отложения. Ниже по течению река подмывает берега, сложенные песком.

Для участка р. Оби, непосредственно прилегающего к плотине, характерны значительные антропогенные нарушения: изменения речной и береговой инфраструктуры, большие объемы водозабора, застройка пойменных территорий, разработка русловых карьеров, дноуглубительные и

выправительные работы на водном пути. Все это определяет специфику развития трансформации русла реки.

Объем Новосибирского водохранилища, заполненного в 1957 г., невелик — всего 8.8 км^3 , полезный объем 4.4 км^3 или 14% объема стока за половодье. Однако Новосибирский гидроузел оказывает влияние на сток р. Оби по меньшей мере на протяжении нескольких сотен километров. Водохранилище позволяет осуществлять все виды регулирования стока, которые сказываются на расходах воды и уровнях реки: сезонное (годовое), недельное и суточное. Водохранилище задерживает полностью сток влекомых песчаных наносов и около 70% стока взвешенных наносов. Воздействие регулирования стока и дефицита наносов неодинаково по длине, что определяет специфику развития процессов трансформации русла и, соответственно, его релаксации.

Сезонное регулирование сказывается на уменьшении водности половодья и увеличении водности летне-осенней межени. Максимальные расходы половодья сократились на 30–35%, соответственно выросли расходы воды в летне-осеннюю и зимнюю межень. Следует добавить, что с 1980-х гг. наступил маловодный период, который продолжается по настоящее время. Средний многолетний расход воды составляет 1580, средний максимальный расход $3700 \text{ м}^3/\text{с}$, доминирующий (эквивалентный) расход, характеризующий суммарное воздействие потока на русло, — $2400 \text{ м}^3/\text{с}$. В 2004–2020 гг. наблюдались сравнительно низкие уровни половодья. Так, средний максимальный уровень на г.п. (гидропост) Новосибирск с 2004 г. понизился на 160 см, а на г.п. Дубровино на 100 см. Транспортирующая способность потока составляет, как показали непосредственные наблюдения за движением донных гряд и расчеты по формуле В.Н. Гончарова [6], около 500 тыс. т или 300 тыс. м^3 в год.

Гидравлический режим ниже Новосибирского гидроузла в значительной мере определяется прохождением вниз по течению волн попусков суточного регулирования нагрузки ГЭС, что сопровождается периодическим увеличением транспортирующей способности потока. Расход воды на гребне попуска при работе всех агрегатов увеличивается, что обеспечивает волну высотой в среднем 0.8 м и приращение скорости течения в 2–3 раза. Так, согласно измерениям в 6 км от плотины скорость течения составляла 1.4–1.5 м/с, тогда как в 20 км от плотины (г.п. Новосибирск) она снижалась до естественных значений 0.5–0.7 м/с [7]. На расстоянии 20–22 км от плотины высота волн снижается в 2–4 раза, в 40 км от плотины и далее амплитуда волн мало значима.

Трансформация русла Оби ниже Новосибирской плотины развивалась с меняющейся интен-

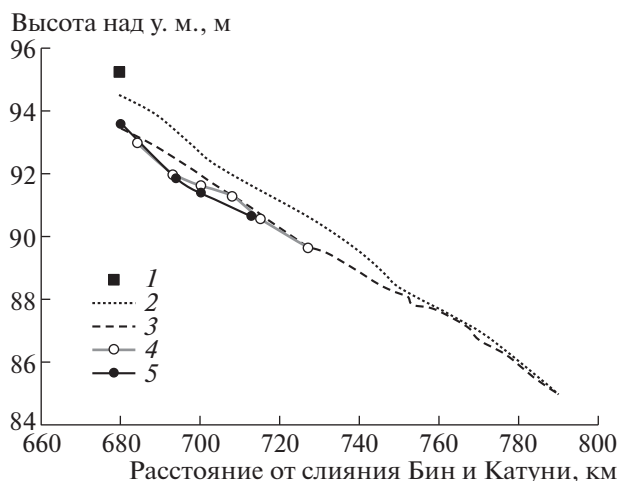


Рис. 1. Продольный профиль р. Оби ниже Новосибирской ГЭС при расходах воды $1200\text{--}1300 \text{ м}^3/\text{с}$ по годам: 1 — 1957, 2 — 1966, 3 — 1987, 4 — 2004, 5 — 2021.

сивностью, проходя ряд стадий, которые выделяются во времени и отражаются на пространственном распространении деформаций русла. Общий характер трансформации русла виден на совмещенном продольном профиле (рис. 1), построенном по данным однодневных связей уровней. Видно, что зона деформаций продольного профиля охватывает около 70 км и имеет вид “клина”, обращенного вниз по течению, сформировавшегося к 1987 г., а позднее изменившегося лишь в деталях. Непосредственно к плотине примыкает участок 1, названный нами *приплотинным*. Это участок характеризуется данными г.п. Нижний бьеф, который фиксирует уровни и среднесуточные сбросы. Он наследует зону местного размыва и отличается максимальной высотой волн суточного регулирования, неполным гашением энергии холостых сбросов и сложным геологическим строением — дно реки на сравнительно небольшой глубине подстилается крупнообломочным материалом. Выделение этого участка основано на предположении, что здесь первоначально после перекрытия реки происходило интенсивное насыщение потока руслоформирующими фракциями наносов, исходная крупность которых составляла 0.3–0.5 мм. Действительно, расчет по методике А.В. Караушева и И.Ф. Карасева [8] показал, что длина пути насыщения потока до уровня транспортирующей способности для донных наносов составляет 9–10 км, что и можно принять за длину участка 1. Высота волн суточного регулирования уменьшается по длине участка почти на четверть.

Процесс релаксации русла можно проследить по развитию эрозии и по одному из его основных признаков — изменению уровневого режима. Стадия быстрой глубинной эрозии началась на

Таблица 1. Изменение уровня при расходе 1300 м³/с на г.п. Нижний бьеф и Новосибирск

Период, годы	Нижний бьеф		Новосибирск	
	Понижение уровня, см	Скорость понижения, см/год	Понижение уровня, см	Скорость понижения, см/год
1957–1961	48	12	–25*	–
1962–1966	18	4.5	43	8.6
1967–1977	70	7.0	24	2.4
1978–1997	32	1.7	43	2.2
1998–2010	10	0.8	34	2.8
2011–2020	–10*	–	1	0.1
Всего	168		145	

Примечание: * – повышение уровня.

участке 1 сразу после перекрытия реки и продолжалась до 1976 г., т.е. в течение 20 лет. Если судить по понижению уровня воды при гарантированном навигационном расходе 1300 м³/с (табл. 1) и сравнению русловых съемок за период 1957–1976 гг., интенсивность эрозии на участке в этот период в среднем составляла 8 см в год. Величина понижения дна составила около 1.5 м, что совпало с посадкой уровня воды. В результате было вынесено не менее 10 млн м³, что соответствует ежегодному выносу около 500 тыс. м³ в год.

В дальнейшем на участке наступила крайне слабо выраженная стадия медленной трансформации, она продолжалась 19 лет, до начала 2000-х гг., а скорость понижения уровней не превышала в среднем 1–1.5 см в год; понижение уровня и дна реки на этой стадии составило 0.4 м. Следует отметить, что в 1970-е гг. на участке про-

изводилась добыча песчано-гравийной смеси из русловых карьеров. Хотя объем добычи можно оценить только приблизительно, А.Б. Векслер и В.М. Доненберг [9], считают, что русловые карьеры, увеличивая объем русла, ответственны за увеличение посадки уровней на 50%. Вероятно, медленная трансформация обусловлена исключительно механическими нарушениями русла и их последствиями. Суммарное понижение уровня на первой и второй стадиях достигло 1.8 м. После 2005 г. устойчивого понижения уровня практически не происходило, наоборот, наблюдалось некоторое повышение уровня – русло стабилизировалось. Релаксация русла на приплотинном участке заняла, таким образом, около 40 лет из 63 работы гидроузла. В целом ход релаксации на приплотинном участке описывается зависимостью, предложенной А. Саймоном [10] для случая природного врезания после нарушения:

$$H_* = a + be^{-ct}, \quad (1)$$

где H_* – относительная отметка водной поверхности, a , b , c – коэффициенты, равные для нижнего бьефа соответственно 0.982, 0.023, 0.11, t – время в годах с начала нарушения. Кривая этой зависимости достаточно точно соответствует данным наблюдений (среднее квадратическое отклонение измеренных и расчетных значений отметки уровня равно 16 см или 8% полной посадки уровня) и ярко показывает характер трансформации русла, очень быстрой вначале и стремящейся к нулю затем, причем быстрая трансформация заняла 1/3 всего времени деформаций (рис. 2).

В результате эрозии слой подвижных наносов был вынесен, и обнажились крупные обломки размером до 40–60 мм при ограниченном участии среднего гравия диаметром 4–6 мм. Образовалась своего рода отмостка, но не за счет селективного выноса материала, а вследствие близкого залегания неразмываемых грунтов. Поэтому существенного уменьшения уклона не произошло. В силу

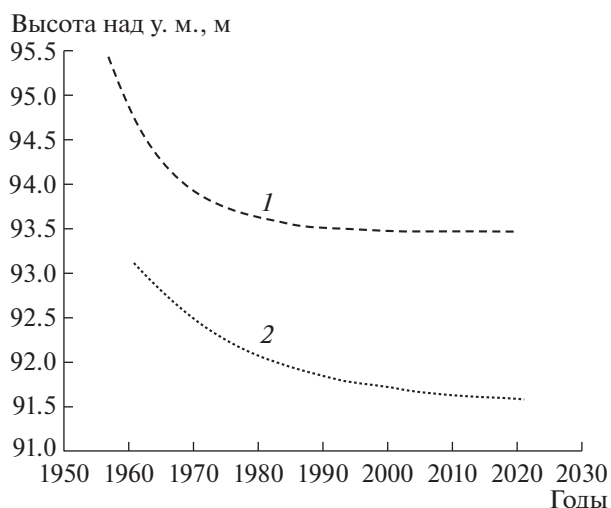


Рис. 2. Графики хода уровней р. Оби на г.п. Нижний бьеф (1) и Новосибирск (2) при расходе 1300 м³/с, аппроксимированные зависимостью (1).

отсутствия подвижных наносов зона насыщения потока сместилась на нижележащий участок. В этом заключается механизм трансгрессивной эрозии, развивающейся при дефиците руслообразующих наносов: по мере укрупнения доступных наносов зона насыщения потока смещается.

На расстоянии до 40 км от плотины располагается участок 2. Отличительная особенность гидравлического режима этого участка — достаточно заметная роль волн суточного регулирования, хотя по длине участка она ослабевает вследствие быстрого уменьшения высоты волн. На участке действует также сезонное регулирование, вносящее специфику в процессы переотложения и транспорта наносов. Этот участок характеризуется данными г.п. Новосибирск, на котором измеряются ежедневные уровни.

Врезание распространилось на участок 2 с запаздыванием от начала процесса у плотины на 5 лет. Это связано с первоначальной аккумуляцией здесь материала, поступившего в поток при бурном размыве первого участка, ее величина составила около 25 см. Быстрое врезание развивалось на участке кратковременно — 5 лет. Средняя скорость врезания достигала 9 см в год, но понижение уровня по г.п. Новосибирск составило на этой стадии только 0.4 м. Наступившая вслед за этим стадия сравнительно медленной трансгрессивной эрозии равномерно протекала до начала 2010-х гг., и понижение уровня составило около 1.0 м (табл. 1). Суммарное понижение уровня за 35–40 лет составило 1.45 м. В последнее десятилетие понижения уровня не наблюдалось — русло стабилизировалось, за это время уровни, отвечающие расходу 1300 м³/с, колебались на 15–20 см в обе стороны. Таким образом, фаза врезания до релаксации русла продолжалась примерно 50 лет. В целом понижение уровня также описывается зависимостью (1) при среднеквадратическом отклонении 10 см, но ее параметры указывают на существенно более медленный процесс: $a = 0.983$, $b = 0.017$, $c = 0.055$. Различный характер временной трансформации русла на соседних участках отчетливо виден на рис. 2: если на участке 1 релаксация русла наступила в начале 1990-х гг., то на участке 2 — спустя 30 лет.

Как можно судить по распространению врезания, его причинами стали, вероятно, неустановившийся режим движения потока и обусловленное им увеличение транспортирующей способности в условиях дефицита руслообразующих наносов. Стабилизации процесса трансформации способствовало увеличение крупности донных наносов и донных грунтов. Средняя крупность донных наносов на участке 2 составила 3.2 мм, что в 4–5 раз больше естественных величин. Большую роль сыграло то обстоятельство, что на втором участке массово разрабатывались русловые карьеры [9] и

осуществлялись крупномасштабные проекты по улучшению условий судоходства, включавшие землечерпательные и выправительные работы. Вероятно, с этим связано то, что понижение уровня не совпадает с понижением дна. Глубина русла в 1967–1987 гг. увеличилась на участке почти на 1.3 м, тогда как посадка уровня составила 0.55 м. Для участков 1 и 2 характерны значения показателей устойчивости русла, которые обычно наблюдаются на галечных врезанных реках, и глубинная эрозия здесь, очевидно, невозможна. Снижение скорости деформаций подтверждается изменением морфометрических характеристик русла, которое позволило установить, что если в 1967–1975 гг. объем русла увеличивался на 1.0 млн м³ в год, а в 1975–1987 г — 0.35 млн м³, то в 1988–2004 гг. выноса материала не обнаружено.

Третий участок простирается по меньшей мере до устья р. Томи, и русло развивается на фоне сезонного регулирования, вносящего специфические черты в горизонтальные деформации. В главных чертах они изложены в наших предыдущих работах [11]. Согласно анализу энергетических характеристик потока (удельной мощности, коэффициента устойчивости русла), потенциал русловых деформаций и сток руслообразующих наносов и полный потенциал, свойственный естественным разветвленным песчаным руслам, достаточно быстро восстанавливаются к 60–70 км от плотины.

Гидрологические условия участка 3 характеризуют данные г.п. Дубровино (109 км от плотины) и Кругликово (160 км от плотины), на которых измеряются уровни и расходы воды. Крупность наносов на протяжении участка остается практически постоянной, но в 2–3 раза превышает исходную, достигая, например в районе Дубровино 0.7–0.8 мм. Это связано с тем, что ниже г. Новосибирска сплошного распространения коренных пород не наблюдается, однако широко развиты аллювиальные песчано-галечные отложения, что благоприятствует более свободному развитию русловых деформаций. Слабое проявление волн суточного регулирования здесь не способствует интенсивной глубинной эрозии и саморегулирование гидравлических сопротивлений происходит путем переформирования руслового рельефа — перекатов, островов, побочней, осередков. Эрозия распространилась только на его верхнюю часть. В этих условиях на увеличение крупности аллювия и глубины русла значительное влияние оказали проводимые на участке землечерпательные работы, хотя в настоящее время их роль уменьшилась, т.к. сократились их объемы, также нельзя исключать влияния на крупность наносов концентрации стока в одном рукаве многорукавного русла по мере снижения расходов и уровней половодья. При разработке прорезей вскрывают-

ся залегающие в нижних горизонтах аллювия слои галечников, гравия и крупных песков.

Изменения уклона водной поверхности не были значительными. Средний уклон реки в бытовом состоянии составлял на участке ГЭС-Дубровино 0.093‰, в настоящее время он равен 0.08‰. Уклон 70-километрового участка, на котором проявилось понижение водной поверхности, постепенно уменьшился до 0.075‰. Современный уклон водной поверхности на участке деформаций можно сравнить с расчетным, при котором донные наносы становятся неподвижными. Вычисления, выполненные с использованием подхода А. Шильдса, показывают, что расчетный предельный уклон совпадает со средним современным уклоном на участке деформаций. Это подтверждает тот факт, что трансформация продольного профиля, в основном, закончилась. Учитывая, что после 1987 г. понижения водной поверхности на 70-километровом участке не наблюдалось, можно полагать, что скорость распространения эрозии по длине составила до 3 км в год. Это совпадает с выводами А.Б. Векслера и В.М. Доненберга [3].

В последние 30–35 лет профиль остался достаточно стабильным, а стадии развития глубинной эрозии на нем не выделяются. Вероятно, за пределами зоны распространения волн суточного регулирования и по мере ослабления дефицита наносов на релаксацию русла влияют другие факторы: сезонное регулирование стока и широкое применение дноуглубительных работ на водном пути.

В условиях стабильного русла возможны, однако, локальные изменения минимальных за период открытого русла уровней, обусловленные колебаниями меженного стока и не связанные с деформациями дна. Диапазон колебания минимальных уровней от года к году составляет иногда несколько десятков сантиметров. Очевидного понижения минимальных уровней за пределами участка трансформированного русла, как в случаях механических нарушений, не обнаруживается. За последние 20 лет обнаруживаются лишь слабые тренды направленных изменений минимальных уровней, связанные со снижением водности и, возможно, выполнением дноуглубительных работ; на г.п. Нижний бьеф и Новосибирск понижение минимального уровня за последние 20 лет можно оценить в 6–7 см, на г.п. Дубровино (109 км от плотины) понижение минимального уровня составило около 10 см. Понижение уровней затрудняет практическое использование реки в современных условиях. Так, проектный уровень 90%-ной обеспеченности в Новосибирске, на котором основываются проекты путевых работ, за последние 25 лет снизился с 80 до –3 см от “0” графика гидрологического поста.

ВЫВОДЫ

Релаксация русла ниже большой плотины – процесс саморегулирования русла, развивающийся во времени и пространстве и обусловленный резким изменением гидрологического режима и стока наносов. Он происходит за счет преимущественно глубинной эрозии, сопровождающейся увеличением крупности наносов и донных грунтов и уменьшением уклона.

Участок глубинной эрозии ниже Новосибирской плотины протягивается на 70 км. Деформации русла по-разному проявились по длине реки, заняв более 40 лет. Быстрое врезание, происходившее в первое время на относительно коротком приплотинном участке длиной несколько километров, сменилось стабилизацией вследствие формирования каменистой отмостки, практически минуя стадию медленной эрозии.

Для нижележащего участка длиной несколько десятков километров характерна относительно медленная эрозия, распространявшаяся трангрессивно, причем стабилизация русла происходила с небольшим запаздыванием. Этот участок совпадает с зоной наиболее отчетливого распространения волн суточного регулирования.

Механизм трангрессивной эрозии ниже плотин, вероятно, заключается в увеличении длины области насыщения потока по мере укрупнения руслообразующих наносов в зонах первоначального и последующих этапов врезания.

За пределами этого участка направленных вертикальных деформаций не происходило, однако изменился характер горизонтальных деформаций, что обусловлено сезонным регулированием стока реки.

Заметную роль в релаксации русла сыграли дополнительные нарушения русла механического характера – добыча аллювия и дноуглубительные работы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено по госзаданию НИ Лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ (проект № 121051200166-А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маккавеев Н.И.* Воздействие крупного гидротехнического строительства на геоморфологические процессы в речных долинах // Геоморфология. 1970. № 2. С. 28–34.
2. *Williams G.P. and Wolman M.G.* Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. U.S. Geological Survey Professional Paper 1286. 1984. 83 p.
3. *Babiński Z.* Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych // Przestrzeń. 2000. No. 12. S. 9–19.

4. Маккавеев Н.И., Федоров Б.Г. Транспортное использование водохранилищ. М.: Транспорт, 1972. 223 с.
5. Лапшенков В.С. Прогнозирование русловых деформаций в бьефах речных гидроузлов. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 239 с.
6. Рекомендации по прогнозу трансформации русла в нижних бьефах гидроузлов. СПб.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 2006. 102 с.
7. Беркович К.М., Векслер А.Б., Виноградова Н.Н., Доненберг В.М., Лысенко В.В., Маккавеев Н.И., Рулева С.Н., Чалов Р.С. Формирование русла Оби в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС // Тр. Зап.-Сиб. Рег. НИИ. 1981. Вып. 52. С. 3–20.
8. Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 288 с.
9. Векслер А.Б., Доненберг В.М. Переформирование русла в нижних бьефах крупных гидроэлектростанций. М.: Энергоатомиздат, 1983. С. 142–165.
10. Simon A. Adjustment and recovery of unstable alluvial channels: Identification and approaches for engineering management // Earth Surface Processes and Landforms. 1995. 20. P. 611–628.
11. Беркович К.М., Виноградова Н.Н., Завадский А.С., Сурков В.В., Рулева С.Н., Чалов Р.С. Нижний бьеф Новосибирской ГЭС в прошлом, настоящем и будущем (опыт исследования формирования природно-техногенных систем) // Эрозия почв и русловые процессы. Т. 16. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. С. 132–147.

Riverbed relaxation downstream of Novosibirsk dam

K. M. Berkovich^{a,#} and L. V. Zlotina^{a,##}

^aLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

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

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

The Novosibirsk hydroelectric complex, the largest hydropower project on the Ob River, was built ~60 years ago. It is located 680 km from the confluence of the Biya and Katun rivers and formed a 8 km³ reservoir. The paper considers the riverbed transformation processes followed after the hydroelectric complex construction caused by changes in the hydrological regime and sediment flux. The reservoir regulates daily and seasonal runoff, and intercepts 90% of the suspended sediment flux. The riverbed transformation reflecting daily discharge fluctuations could be detected for 70 km downstream from the dam. The intensive erosion rates up to 12 cm/year were documented along the 8–10 km stretch of the channel near the dam during the period of 20 years due to the influence of daily discharge regulation waves and sediments shortage. The lowering of the riverbed and water levels for 1.8 m is exponential. During the 20-year period, the initial sand deposits of 0.5 mm in size were removed exposing poorly eroded, rocky and coarse-grained soils and significantly decreasing the erosion rates. Down the stream, 10–40 km from the dam, erosion started with a delay of 3–5 years with the rate of less than 3 cm/year. The lowering of the riverbed and water level reached only 1.4 m, and was stabilized ~50 years after the dam construction as the grain size of the riverbed sediments increased by 5–6 times and the water surface gradient decreased. Additional mechanical disturbances; mining of at least 20 million m³ sand and gravel construction materials, dredging the channel which allowed in the 1960s–1970s to increase the navigable depth by 1.0–1.3 m, and other river engineering work also played a significant role in riverbed transformation.

Keywords: man induced riverbed disturbances, erosion downstream of the dams

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was carried out according to the state task of the Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes of the Faculty of Geography of Moscow State University (project No. 121051200166-A).

REFERENCES

1. Makkaveev N.I. *Vozdeistvie krupnogo gidrotekhnicheskogo stroitel'stva na geomorfologicheskie protsessy v rechnykh dolinakh* (The impact of large hydrotechnical projects on geomorphological processes within the river valleys). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1970. No. 2. P. 28–34. (in Russ.)
2. Williams G.P. and Wolman M.G. Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. U.S. Geological Survey Professional Paper 1286. 1984. 83 p.
3. Babiński Z. Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych. *Przestrzeń*. 2000. No. 12. P. 9–19. (in Pol.)
4. Makkaveev N.I. and Fedorov B.G. *Transportnoe ispol'zovanie vodokhranilishch* (Transport use of reservoirs) M.: Transport (Publ.), 1972. 223 p. (in Russ.)
5. Lapshenkov V.S. *Prognozirovanie ruslovykh deformatsii v b'efakh rechnykh gidrouzlov* (Riverbed deformation prognosis in tailwater of river waterworks). L.: Gidrometeo (Publ.), 1979. 239 p. (in Russ.)
6. *Rekomendatsii po prognozu transformatsii rusla v nizhnikh b'efakh gidrouzlov* (Recommendations on riverbed transformation prognosis in downstream tailwater of

- dams) B.E. Vedenev's. VNIIG. Sankt-Peterburg. 2006. 102 p. (in Russ.)
7. Berkovich K.M., Veksler A.B., Vinogradova N.N., Donenberg V.M., Lysenko V.V., Makkaveev N.I., Ruleva S.N., and Chalov R.S. *Formirovanie rusla Obi v nizhnem b'efe Novosibirskoi GES* (Ob River channel forming in Novosibirsk HPS' downstream tailwater reach). *Trudy Zap. Sib. Reg. NII*. Issue 52. 1981. P. 3–20. (in Russ.)
 8. Karasev I.F. *Ruslovyie protsessy pri perebroske stoka* (Riverbed processes upon run-off transfer) L.: Gidrometeo, 1975. 288 p. (in Russ.)
 9. Veksler A.B. and Donenberg V.M. *Pereformirovanie rusla v nizhnikh b'efakh krupnykh gidroelektrostantsii* (Riverbed reforming in downstream tailwater reaches of large hydropower stations). M.: Energoatom (Publ.), 1983. P. 142–165. (in Russ.)
 10. Simon A. Adjustment and recovery of unstable alluvial channels: Identification and approaches for engineering management. *Earth Surface Processes and Landforms*. 1995. 20. P. 611–628.
 11. Berkovich K.M., Vinogradova N.N., Zavadskii A.S., Surkov V.V., Ruleva S.N., and Chalov R.S. *Nizhnii b'ef Novosibirskoi GES v proshlom, nastoyashchem i budushchem (opyt issledovaniya formirovaniya prirodno-tekhnogennykh sistem)* ((Novosibirsk HPS' downstream tailwater reach in the past, at present and in the future (the case study of natural-technogenic system forming)). *Erozia pochv I ruslovyie protsessy*. Vol. 16. M.: MSU (Publ.), 2008. P. 132–147. (in Russ.)

СУБАЭРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧЕРНООЗЕРСКОЙ ГРИВЫ (ДОЛИНА Р. ИРТЫШ): ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ГЕНЕЗИС, ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2022 г. Н. В. Осинцева^{1,*}, И. В. Шмидт², Т. А. Горбунова², Т. Лауэр³,
Б. Шнайдер⁴, Х. Тинапп⁵, Х. Штойбле⁵

¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

²Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, Омск, Россия

³Институт эволюционной антропологии Макса Планка, Лейпциг, Германия

⁴Университет им. Карла Маркса; Институт географии, Лейпциг, Германия

⁵Археологическое ведомство Саксонии, Дрезден, Лейпциг, Германия

*E-mail: n_osinceva@mail.ru

Поступила в редакцию 29.04.2021 г.

После доработки 15.11.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

Черноозерская грива находится на позднеплейстоценовой надпойменной террасе р. Иртыш. Гриву составляют эоловые отложения, представленные мелко-тонкозернистыми хорошо сортированными пылеватыми и глинистыми песками, включающими два горизонта погребенных почв. В составе отложений преобладают фракции мелкого песка и крупного алеврита, суммарное содержание которых составляет от 60 до 80% всей толщи, а средний размер зерен изменяется от 0.090 до 0.096 мм. Содержание мелкого и среднего алеврита в отложениях гривы невелико — от 4.9 до 11.7%, а суммарная доля частиц диаметром менее 0.01 мм не превышает 22%. Гранулометрические показатели, полученные для субэральных отложений Черноозерской гривы (распределение по фракциям, средний и медианный размер зерен, коэффициенты сортировки и асимметрии, эксцесс), характерны для песков с эоловой переработкой. В сочетании с морфологическими особенностями гривы, условиями залегания и литологией пород, результаты гранулометрического анализа позволили отнести субэральные отложения к генетическому подтипу перевеянных (перфляционных) эоловых осадков, которые перемещаются вблизи поверхности и образуют аккумулятивные эоловые формы рельефа. Согласно полученным OSL-датам, эоловые осадки в основании гривы имеют возраст 14.9 ± 1.5 тыс. л. (L-Eva 1975), а заключительная фаза активного эолового осадконакопления относится к 11 тыс. л. н. (L-Eva 1971, 1972). Изменчивость гранулометрического состава пород в разрезе отражает стадии формирования осадка: активизация эоловых процессов в интервале 15–10 тыс. л. н. происходила волнообразно и включала периоды их ослабления 14 тыс. л. н. и 11–10.5 тыс. л. н.

Ключевые слова: эоловые отложения, гривный рельеф, поздний неоплейстоцен, гранулометрия, юг Западной Сибири

DOI: 10.31857/S0435428122020080

ВВЕДЕНИЕ

Характерными формами рельефа, распространенными на юге Западно-Сибирской равнины, являются гривы — относительно невысокие (от первых метров до 10–15 м) положительные формы рельефа в виде удлиненных (от нескольких десятков до сотен метров) холмов с пологими склонами, ориентированные преимущественно с ЮЗ на СВ. Изучение грив ведется на протяжении века, и большинство исследователей считают их результатом деятельности ветра [1–3]. Но вопрос об их происхождении не решен окончательно. В ряде работ обосновывается флювиальная природа

этих образований [4–7]; предлагаются абразионно-аккумулятивная [8], делювиальная [3, 9] и другие модели формирования грив. Ряд исследователей, анализируя морфологию, состав, свойства, возраст гривных отложений, приходят к выводу об их полигенетической природе [10–12]. В формировании грив, помимо ведущего процесса рельефообразования, могут принимать участие аллювиальные, делювиальные, озерные, флювиогляциальные процессы. Большую роль в их развитии играют криогенез, физическое и химическое выветривание, которые преобразуют исходный минералогический, химический, грану-

лометрический, агрегатный состав отложений и их свойства.

Широко распространенный рельеф глив юга Западно-Сибирской равнины не является однородным. Гливы встречаются на разных геоморфологических уровнях: они занимают выровненные поверхности междуречий и их склоны, озерные котловины, ложбины древнего стока, речные долины. На морфологию, состав и строение глив оказывают влияние: микрорельеф, особенности гидрологических процессов, близость и характер источников сноса эолового материала, местные климатические условия и др. Поэтому необходимы детальные исследования глив, сформированных в различных условиях.

Наиболее изученными в Западной Сибири являются гливы, расположенные на междуречьях (Обь-Иртышское, Ишим-Тобольское, Ишим-Иртышское); в котловинах озер (Чаны, Саргуль, Урюм, Убинское); на высоких надпойменных террасах рек (Ишим, Иртыш, Тобол, Кеть) [1, 2, 7, 10, 13]. Эоловым образованиям на низких террасах и в поймах рек посвящено меньше работ, но такие сведения имеются. Описаны древние и современные эоловые формы в долинах Амура [14], Вилуя [15], Иртыша [13], Ишима [12]. Очевидно, гливы в днищах речных долин и на междуречных равнинах формировались в разных условиях, что отражается в их морфологических, литологических, минералогических и других особенностях. Одной из важных характеристик является гранулометрический состав отложений; его изучение имеет большое значение для установления генезиса и последовательности формирования глив.

Целью данной работы является определение гранулометрического состава эоловых отложений, вскрытых в Черноозерской глыве на первой надпойменной террасе р. Иртыш. Задачами гранулометрического анализа являются: точное определение механического состава и названия пород, определение коэффициентов, анализ их изменчивости по профилю, что позволяет установить комплекс процессов рельефообразования, участвующих в формировании глив в речных долинах и реконструировать условия отложения терригенного осадка.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследования находится в южной части Западно-Сибирской равнины на Среднеиртышской низменности вблизи пос. Черноозерье, географические координаты вершины гливы в системе WGS-84: N 55°43'52.54", E 73°58'08.20". Долина Иртыша на данном участке широкая, с хорошо развитой поймой и комплексом надпойменных террас. Урез воды составляет 62.5 м над у. м., относительная высота поймы 5–7 м. Первая тер-

раса встречается в виде фрагментов и островов-останцов, ее высота над урезом воды составляет 9–12 м. Аллювиальные отложения террасы позднелепестового возраста представлены песками, супесями, суглинками, их мощность изменяется от 8 до 28 м [16].

На поверхности террасы встречаются гливы. Они распространены локально, поскольку терраса во многих местах размыва, но их морфологический облик весьма характерен: веретенообразная вытянутая форма, длина от нескольких десятков до сотен метров, СВ простирание, асимметричные склоны, относительная высота — от первых метров до 10–12 м. Объект исследования — Черноозерская глива — находится в левобережной части долины, возвышается над площадкой террасы на 1–3 м. Максимальная абсолютная высота гливы составляет 77 м над у. м. Она представляет собой удлиненный холм, ориентированный на СВ, с резко асимметричными склонами — СЗ более пологий, ЮВ, обращенный к реке, — крутой. Длина гливы около 700 м, ширина — до 150 м. В толще ее отложений обнаружен позднелепестовый археологический комплекс Черноозерье II.

Для изучения отложений гливы применялись следующие методы: визуальное описание отложений по стенкам археологического раскопа, датирование, гранулометрический анализ. Датирование осадков проведено радиоуглеродным методом (Центр археометрии Курта Энгельхорна (MAMS), г. Майнхайм, Германия), а также методом оптико-стимулированной люминесценции (Институт эволюционной антропологии Макса Планка (L-Eva), г. Лейпциг, Германия). Гранулометрический анализ выполнен в Геоэкологической лаборатории Института географии Лейпцигского университета (Германия). Разделение породы на гранулометрические фракции производилось по ф-шкале Крумбейна согласно стандарту ISO 14688-1-2017 [17]. Фракции выделялись путем сочетания просеивания (частицы диаметром >63 мкм) и осадения. Пропорции алевроита и глины в диапазоне размеров зерен <63 мкм определялись с помощью рентгеновского гранулометра SediGraph III 5120 с MasterTech MT 052 фирмы Micromeritics. Результаты получены в виде массового процентного содержания десяти фракций (табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

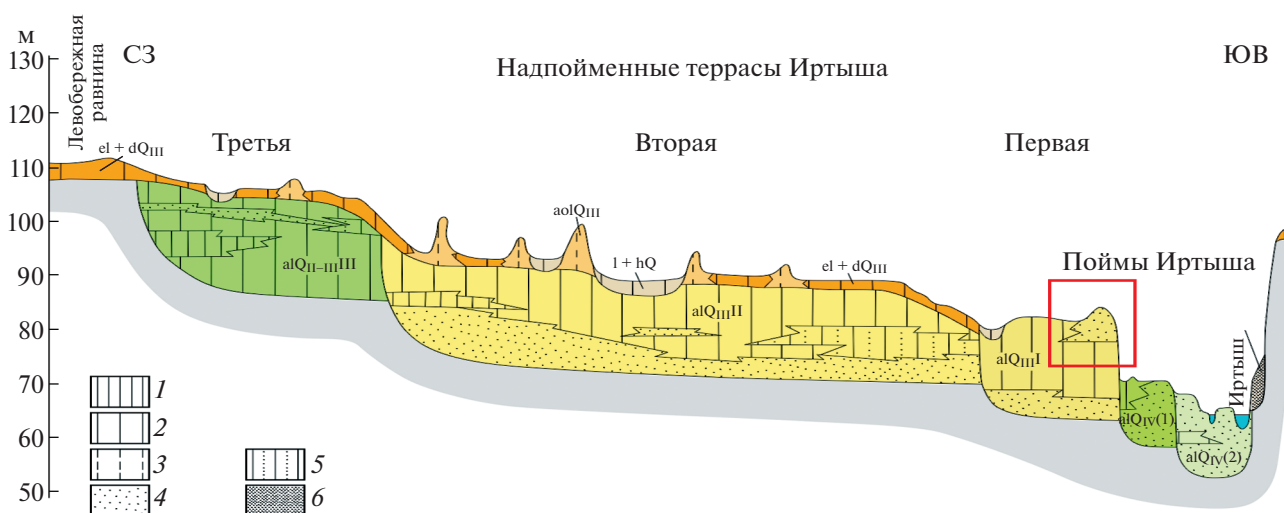
Черноозерская глива в долине р. Иртыш имеет дольковое строение. Общая мощность ее отложений достигает 8.5 м. Покоя сложен аллювиальными осадками первой надпойменной террасы — тонкозернистыми песками, супесями, суглинками с включениями гравия и мелкой гальки. Они вскрыты на глубине 2.5–3 м от поверхности глив.

Таблица 1. Гранулометрические фракции терригенных пород (по [17])

Фракция	Индекс	Размеры фракций, мм
Крупнозернистый песок	cSa	2.0–0.63
Среднезернистый песок	mSa	0.63–0.2
Мелкозернистый песок	fSa	0.2–0.125
Тонкозернистый песок	ffSa	0.125–0.063
Крупный алеврит	cSi	0.063–0.02
Средний алеврит	mSi	0.02–0.0063
Мелкий алеврит	fSi	0.0063–0.002
Грубая глина	cCl	0.002–0.0006
Средняя глина	mCl	0.0006–0.0002
Тонкая глина	fCl	<0.0002

вы [18]. Прибровочная возвышенная часть террасы, на которой расположена грива, представляет собой древний прирусловой вал преимущественно песчаного состава (рис. 1). На данном участке долины вал вытянут соответственно изгибу русла с ЮЗ на СВ в виде удлиненного возвышения, на-

правленного вдоль господствующих ЮЗ ветров, режим которых, вероятно, установился в данном районе в позднем неоплейстоцене [19]. Прирусловой вал стал основанием для накопления эоловых отложений, дав начало развитию продольной береговой дюны. Выдуванию, транспортировке и переотложению по всей видимости подвергались аллювиальные пески береговых отмелей, песчаных кос, островов, прирусловых валов, надпойменных террас, коренных обнажений р. Иртыш, расположенных в непосредственной близости от гривы и имеющих литологический состав, схожий с ее отложениями – тонко- и мелкозернистые пески, супеси и суглинки желто-серого и желто-бурого цвета (рис. 1), [16]. Также в отложениях гривы присутствуют алевритовые частицы, принесенные ветром во взвешенном состоянии из далеко расположенных источников – “холодный” лёсс, который накапливался в перигляциальных условиях во время похолодания и усиления интенсивности ветра, связанного с сартанской фазой зырянского оледенения. Накопление эоловых осадков происходило в период 15–10.5 тыс. л. н. (рис. 2).

**Рис. 1.** Схема взаимоотношений четвертичных отложений в долине р. Иртыш (Саргатское Прииртышье) [16] Квадратом обозначен древний прирусловой вал на поверхности первой надпойменной террасы.

Современные аллювиальные отложения: alQIV(2) – низкой поймы (пески желто-серые, тонкозернистые, суглинки грязно-бурые, синие, иловатые), alQIV(1) – высокой поймы (пески серые тонко- и мелкозернистые, слюдястые, суглинки желто- и синевато-серые, часто иловатые); *верхнечетвертичные–современные отложения:* I+hQIII-IV – озерно-болотные отложения заболоченных понижений (суглинки желто-бурые, голубовато-серые, иногда иловатые, редко пески тонкозернистые, торф и сапропели), dQIII-IV – делювиальные отложения (супеси, пески, глины); *верхнечетвертичные отложения:* alQIII-I – аллювиальные отложения I надпойменной террасы – (пески тонкозернистые, супеси, суглинки голубовато- и желто-серые, иногда иловатые, участками тонкослоистые, обохренные), el+dQIII – элювиально-делювиальные покровные отложения (суглинки, редко супеси и пески тонкозернистые; породы желто-бурые с известковой вкрапленностью), eoQIII – эоловые отложения грив (супеси, пески, реже суглинки желто-бурые, пылеватые), alQIII-II – аллювиальные отложения II надпойменной террасы (пески тонкозернистые, суглинки, глины желто-серые, синевато-серые, часто иловатые, карбонатные); *средне-верхнечетвертичные отложения:* alQII-III – аллювиальные отложения III надпойменной террасы (глины, суглинки синевато-серые, серые, часто иловатые, пески тонкозернистые). *Литологический состав пород:* 1 – глины, 2 – суглинки, 3 – супеси, 4 – пески, 5 – переслаивание песков, суглинков, 6 – породы разнообразного состава (только для dQIII-IV).

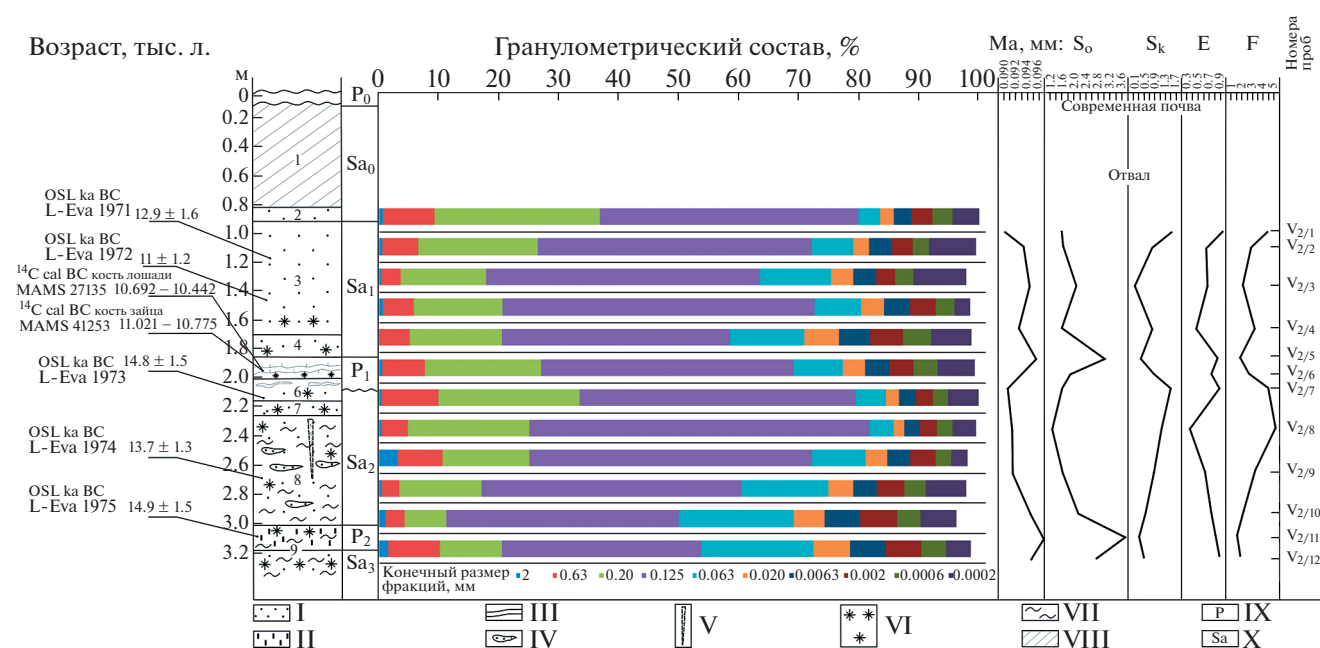


Рис. 2. Литологическая колонка и гранулометрическая характеристика субэразальных отложений Черноозерской гривы. В2/1–В2/12 – номера образцов; 1–9 – номера слоев, выделенных по структурно-текстурным особенностям; I – песок пылеватый тонкозернистый, II – песок глинистый тонкозернистый, III – гумусированные прослои, IV – линзы песка, V – морозобойная трещина, заполненная суглинистым осадком серого цвета, VI – следы карбонатизации: карбонатные конкреции, налет, VII – слоистость тонкая косая, VIII – отвал, IX – почвы, X – субэразальные толщи.

Субэразальные осадки эолового генезиса составляют верхнюю 2–3-метровую толщу отложений гривы. Это преимущественно мелкозем светло-коричневого цвета с редкими включениями мелкого гравия, в его толще сформировались два горизонта погребенных почв. Слоистость отсутствует или слабо выражена в виде чередования малозаметных косых и волнистых слойков. Визуально она определяется лишь во влажном состоянии небольшими изменениями гранулометрического состава и плотностью. Слойки толщиной в несколько миллиметров, субгоризонтальные или слабонаклонные, с волнистыми границами. Среди структурно-текстурных особенностей также отмечаются: однородность отложений, отсутствие резких переходов между слоями, наличие линз песка, пористость и пустоты в виде корнеходов, нор и каналов землероев, следы криогенных деформаций. В слоях заметны признаки карбонатизации: белесый налет, карбонатные конкреции и стяжения.

Для точного определения механического состава отложений и уточнения вопроса об условиях их образования был проведен гранулометрический анализ. Он показал, что обломки диаметром менее 2 мм составляют 95–98% всей субэразальной толщи. Содержание песчаных частиц в пробах достигает 49–80%, алевритовой фракции – от 8 до 30%, глинистой – от 9 до 17% (рис. 3). По гранулометрическому составу эоловые осадки

гривы относятся к пылеватым пескам, а погребенные почвы – к глинистым пескам (по ISO 14688-1-2017 [17]).

По содержанию выделенных фракций составлены кривые частотного распределения и кумулятивная (рис. 4), графическим способом рассчитаны средний (*Ma*) и медианный (*Md*) размеры зерен, коэффициенты сортировки (*So*) и асимметрии (*Sk*), эксцесс (*E*), получены значения динамического фактора (*F*) (рис. 2). Данные гранулометрические коэффициенты, в сочетании с другими характеристиками породы, а также морфологическими признаками сложной ими формы рельефа, позволяют судить об обстановках накопления осадков. Этот вопрос актуален в связи с существующими гипотезами о роли различных геологических процессов в формировании грив на юге Западно-Сибирской равнины. В связи с этим представляет интерес, насколько гранулометрические характеристики гривы подтверждают ее эоловое происхождение, как они меняются в разрезе и какие данные могут предоставить информацию об условиях осадконакопления.

Размер зерен в терригенных породах указывает на условия и динамику среды их отложения. Для эоловых осадков характерно резкое преобладание мелкого, тонкого песка и крупного алеврита [20]. В отложениях Черноозерской гривы суммарное содержание этих фракций (размерностью от 0.2 до

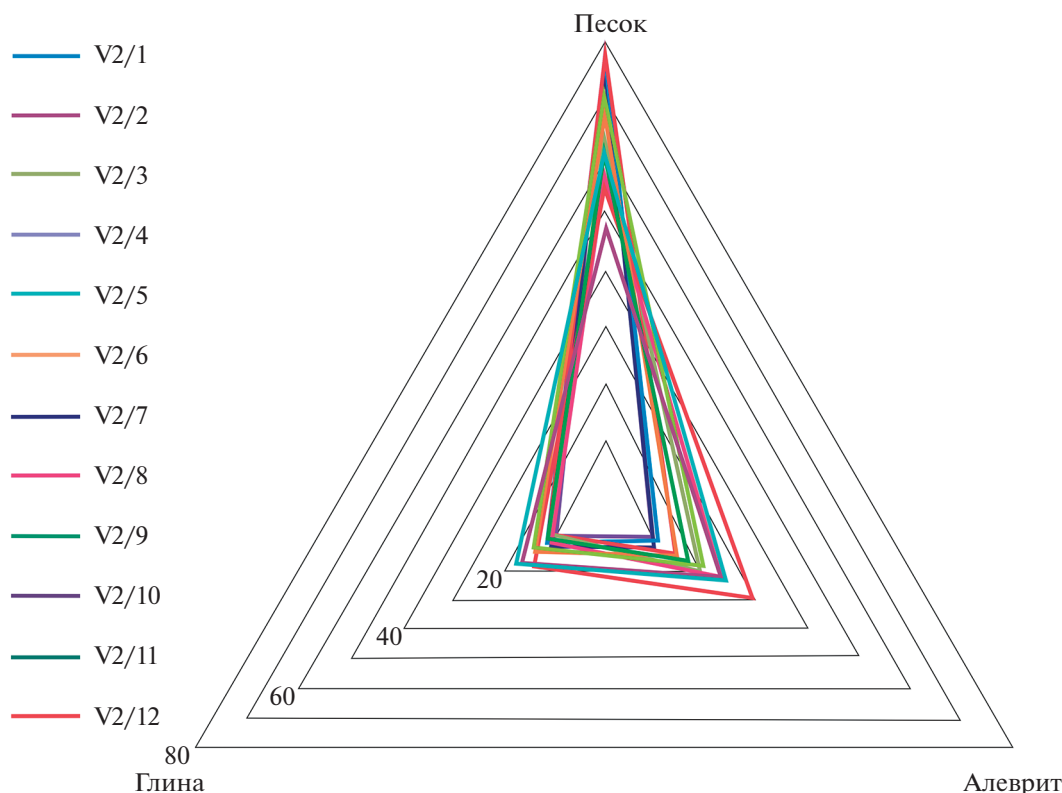


Рис. 3. Гранулометрический состав отложений Черноозерской гривы, % (V2/1–V2/12 – номера образцов).

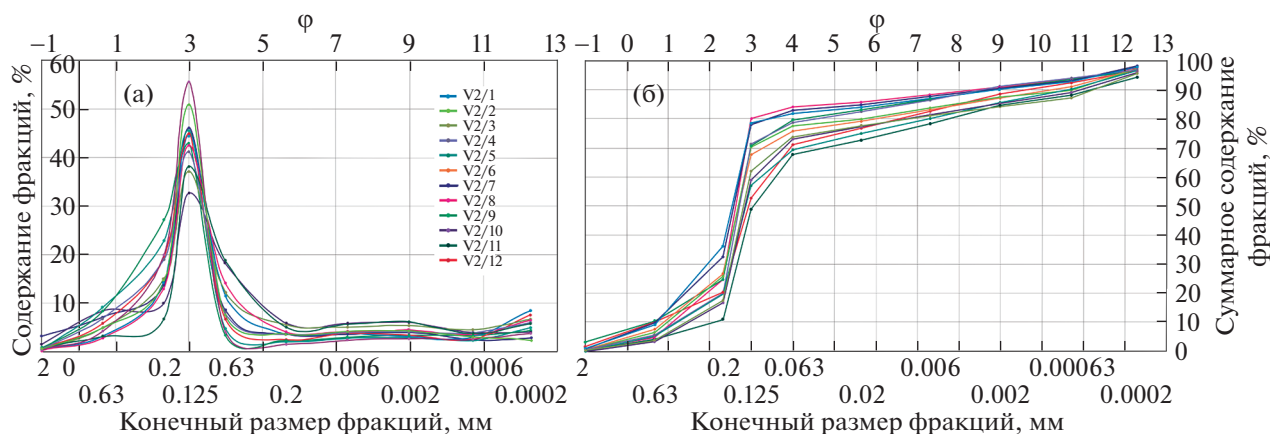


Рис. 4. Кривые частотного (а) и кумулятивного (б) распределений гранулометрического состава для образцов V2/1 – V2/12.

0.02 мм) составляет от 60 до 80%. Медианный размер зерен (Md) изменяется от 0.119 до 0.172 мм, а средний размер частиц (Ma) колеблется в интервале 0.090–0.096 мм. Распределение фракций в породе унимодальное (рис. 4), пик находится в интервале 0.125–0.063 мм, что соответствует фракции тонкозернистого песка.

Отложения гривы состоят преимущественно из частиц относительно крупного для эоловых от-

ложений размера (песок, крупный алеврит), поэтому, согласно классификации Е.В. Шанцера [21], их можно отнести к подтипу перевеянных (перфляционных) осадков эолового типа, которые в отличие от навейных (суперфляционных) отложений, перемещаются вблизи поверхности преимущественно сальтацией и волочением и образуют отдельные формы рельефа. Перфляционные осадки накапливаются на относительно не-

большом расстоянии от источников сноса (до нескольких километров).

О динамике среды осадконакопления можно судить по величине динамического фактора (F) и по форме кумулятивной кривой (метод Дугласа) [20]. Динамический фактор это — соотношение в породе песка (Sa) и глинисто-алевритовой фракции ($Si+Cl$). В случае если $F < 1$, это свидетельствует о поступлении вещества в виде мелких частиц в воздушной взвеси. Если $F > 1$, образование осадка происходило преимущественно за счет песчаного материала, который перемещался салями и волочением. В разрезе Черноозерской гривы динамический фактор всюду положительный, что свидетельствует о поступлении материала от близко расположенных источников сноса, которыми могли быть песчаные отложения в долине реки. При этом наблюдаются существенное увеличение динамического фактора (F) в горизонтах эоловых песков (до 3.97–4.57) и его снижение в погребенных почвах (1.08–1.45), что может быть связано с их постседиментационными химическими и биологическими преобразованиями.

Форма кумулятивной кривой показывает, какая часть крупного осадка откладывается в потоке, имеющем высокую энергию, и как крупность частиц, связанных с энергией потока, распределяется в дальнейшем при ее снижении. Так, по форме кумулятивной кривой можно судить о динамических условиях накопления осадка. Кривая R-типа свидетельствует о высокой энергии транспортирующего потока и отложении крупных частиц, S-тип описывает отложение более мелких частиц в потоках с переменной динамикой, T-тип характерен для осадка, откладывающегося в малоподвижной среде. Кумулятивная кривая отложений Черноозерской гривы относится к S+T — типу (рис. 4), т.е. выпадение значительной доли осадка происходило из пульсирующего потока, не содержащего крупных фракций, а наибольшая их часть откладывалась в низкоэнергетическом потоке. Такие динамические условия характерны для подветренных склонов дюн, на которых сила ветрового потока затухает, а препятствие в виде склона оказывает на осадок сортирующее воздействие.

Отличительной особенностью эоловых песков является хорошая сортированность, поскольку при перевевании из них удаляются мелкие частицы (глина, тонкий алеврит), а гравий и более крупные обломки (более 2 мм) могут подниматься в воздух только ветрами ураганной силы, что происходит достаточно редко. Сортированность образцов оценивалась по коэффициенту П. Траска (So), который характеризует преобладание в породе фракций определенного гранулометрического состава [22]. Чем ближе он к единице, тем

лучше сортирован осадок [23]. Для песков Черноозерской гривы отмечается неравномерное значение этого показателя (рис. 2). Хорошей сортированностью обладают горизонты эоловых отложений ($So = 1.24–2.11$), значительно снижается она в горизонтах погребенных почв ($So = 3.08–3.61$), что связано, по всей видимости, с влиянием процессов почвообразования и ослаблением эолового переноса.

В ряде случаев данные о генетической принадлежности того или иного типа отложений могут быть получены с применением коэффициентов асимметрии (Sk) и эксцесса (E). Коэффициент асимметрии (Sk) отражает меру скошенности кривой частотного распределения гранулометрического состава (рис. 3). Положительная асимметрия указывает на обогащение породы тонкими фракциями, отрицательная — на относительно высокую долю грубых фракций. Эксцесс характеризует степень островершинности кривой частотного распределения гранулометрического состава, тем лучше сортировка центральной части распределения по сравнению с ее краями. Согласно эмпирическим данным [20], эоловые пески обладают близким к нулю эксцессом и положительной асимметрией. В отложениях Черноозерской гривы эксцесс ($E = 0.30–0.89$) характеризует верхнюю толщу как песок, подвергшийся эоловой переработке. Коэффициент асимметрии — положительный ($Sk = 0.32–1.41$), т.е. пески обогащены тонкими фракциями, что также характерно для перемещенных эоловых песков, влекомых воздушным потоком и быстро осаждающихся в пульсирующей среде. Следует учитывать, что коэффициенты Sk и E имеют весьма условное значение при определении генетического типа осадков, так как данные параметры зависимы от множества региональных факторов. Вместе с тем вариативность их в разрезе позволяет судить о динамике среды отложения осадка в период его накопления.

Изменчивость гранулометрического состава пород Черноозерской гривы по профилю (рис. 2) позволяет, в совокупности со структурно-текстурными особенностями отложений, выделить различные периоды накопления осадка.

1. Субэральная толща $SA3$, сформировавшаяся более 15 тыс. л. н., представляет собой тонкозернистые пески средней сортировки ($Ma = 0.094$; $So = 2.56$) с невысоким значением положительной асимметрии ($Sk = 0.32$). Она характеризует начальную фазу эоловой переработки прируслового вала и накопление на его поверхности эоловых осадков в финале сартанской фазы зырянского оледенения, сопровождавшегося аридизацией климата и усилением скорости ветра.

2. Ослабление эолового переноса и формирование почвы ($P2$) происходило 15–14 тыс. л. н.

Гранулометрический состав почвы унаследовал основные черты почвообразующих пород, а усилившиеся процессы химического и биологического выветривания привели к уменьшению медианного размера частиц ($Md = 0.119$) и снижению сортировки песков до слабой ($So = 3.61$).

3. Активизация эоловых процессов произошла 14–13 тыс. л. н. и привела к накоплению нового слоя дюнных отложений ($SA2$), о чем свидетельствует усиление сортировки песков ($So = 1.24$), снижение среднего размера зерен ($Ma = 0.094–0.091$), увеличение доли мелких фракций ($Sk = 0.38–0.99$), повышение динамического фактора ($F = 4.57$).

4. Уменьшение сортировки песков ($So = 1.81–1.52$), увеличение среднего размера зерен ($Ma = 0.095$), снижение динамического фактора ($F = 3.89$) было связано с ослаблением скорости ветра и связанного с ним эолового переноса 13–11 тыс. л. н. и начавшимся почвообразованием.

5. На рубеже неоплейстоцена и голоцена (11–10.5 тыс. л. н.) на юге Западной Сибири произошло смягчение климата, хотя он все еще оставался холодным и сухим. Пребореальный период голоцена отмечен в разрезе маломощной, но морфологически хорошо выраженной почвой (PI), в процессе формирования которой усилилась роль биогенного перемешивания вещества. Для гранулометрического состава почвы характерны: слабая сортировка, пониженный коэффициент асимметрии, повышенный эксцесс ($So = 3.08$; $Sk = 0.20$; $E = 0.77$). Кратковременное ослабление эолового переноса и почвообразование происходило из-за изменения климатических условий — повышения температуры воздуха, снижения скорости ветра, увеличения увлажнения.

6. Новый цикл накопления эоловых осадков ($SA1$) в ранние периоды голоцена определяется в разрезе по постепенному уменьшению размеров зерен ($Ma = 0.090$), усилению сортировки песков (So понижается до 1.58), увеличению доли тонких фракций (Sk повышается до 1.41), увеличению динамического фактора ($F = 1.87–3.97$). Осадки данного слоя накапливались при более низких скоростях ветра, чем в предыдущую фазу накопления эоловых отложений, и при усилении процессов физического выветривания. Активизация эоловых процессов могла быть также связана с периодами уменьшения водности Иртыша, во время которых на поверхности оказывались значительные объемы сухого песка, служившего источником поступления эоловых частиц.

ВЫВОДЫ

Черноозерская грива — полигенетическая форма рельефа. В ее основании на глубине 2.5–3 м находятся аллювиальные отложения первой над-

пойменной террасы — горизонтально-волнисто-слоистые тонкозернистые пески, супеси, суглинки серо-желтого, серо-коричневого цвета с линзами крупнозернистого песка, включениями гравия и мелкой гальки [18]. Верхняя часть гривы сложена субэральными отложениями. Они представляют собой хорошо сортированные тонкослоистые пылеватые и глинистые тонкозернистые пески, разделенные горизонтами погребенных почв. Гранулометрические показатели, полученные для отложений Черноозерской гривы, характерны для песков с эоловой переработкой. Они свидетельствуют об их осаждении в низкоэнергетических потоках, при невысоких скоростях перемещения. Такие условия характерны для приземной части ветровых потоков, встречающих на своем пути препятствия в виде неровностей поверхности. В совокупности со структурно-текстурными и морфологическими признаками, отложения гривы можно отнести к генетическому типу эоловых, подтипу перфляционных (дюнных) отложений. Учитывая размер перемещаемых ветром частиц (преимущественно песчаная фракция) и величину динамического фактора, можно утверждать, что источник поступления эолового материала находился относительно недалеко, в пределах нескольких километров. Чередование песков и погребенных почв в разрезе, ритмичные колебания их гранулометрических характеристик отражают смену природных условий в перигляциальной зоне юга Западной Сибири: накопление эоловых песков на рубеже неоплейстоцена и голоцена было связано с похолоданием, аридизацией и усилением скоростей ветра, а формирование почв (15–14 тыс. л. н., 11–10.5 тыс. л. н.) происходило в условиях потепления климата и увеличения его увлажнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков И.А. Позднечетвертичная субэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.
2. Казьмин С.П. Современные и древние взвешенные эоловые наносы // Геоморфология. 2010. № 3. С. 46–50. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-3-46-50>
3. Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Чегис В.В. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований субэрального покрова Бийско-Чумышского плато (юг Западной Сибири) и их значение для палеогеографических реконструкций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. № 6. С. 28–47.
4. Городецкая М.Е. О генезисе и возрасте Западно-Сибирских грив // Структурная и климатическая геоморфология. М.: Наука, 1966. С. 166–172.
5. Николаев В.А., Пилькевич И.В., Пучкова Д.В. Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и

- Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979. С. 166–178.
6. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
 7. Бейзель А.А., Соболев Е.С., Ян П.А. Новые данные по проблеме происхождения гривного рельефа юга Западно-Сибирской равнины // Интерэкспо Гео Сибирь. 2019. Т. 2 № 1. С. 3–9. <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2019-2-1-3-9>
 8. Белецкая Н.П., Коломиец Г.Е. Новая гипотеза происхождения гривного рельефа // Современные научные исследования и инновации. 2019. № 4 [Электронный ресурс]. URL: <http://web.snauka.ru/issues/2019/04/89183> (дата обращения: 18.06.2020).
 9. Филалов Д.Н. Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности. Омск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1964. 59 с.
 10. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Чиркин К.А., Балакин П.В., Смолянинова Л.Г. О развитии озера Чаны в позднеледяно-голоценовое время // География – теория и практика: современные проблемы и перспективы. Всероссийская научно-практическая конференция с участием иностранных ученых. Барнаул – Горно-Алтайск, 15–18 апреля 2009. Барнаул: Изд-во АГУ, 2009. С. 95–98.
 11. Казьмин С.П., Волков И.А. Этапы речной деятельности времени последнего континентального оледенения (Западная Сибирь) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2014. № 2. С. 155–159.
 12. Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Максимов Ф.Е. Новые данные о реконструкции среды и условиях формирования гривно-ложбинного рельефа в юго-западной части западной Сибири // Экология древних и традиционных обществ: Материалы V Международной научной конференции, г. Тюмень, 7–11 ноября 2016 г. Вып. 5. Ч. 1. Тюмень: Изд-во ТюменГУ, С. 126–128.
 13. Пилькевич И.В. Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины // Рельеф Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 81–93.
 14. Махинов А.Н. Эоловые формы рельефа в долине р. Амур // Геоморфология. 2017. № 2. С. 52–62. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-2-52-62>
 15. Галанин А.А. Эоловый рельеф Центральной Якутии // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии. Москва, 28 сентября – 1 октября 2020 г. [Электронное издание]. М.: Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2020. С. 159–163.
 16. Геологическая карта СССР 1: 200000. Серия Ишимская. Лист N-43-II. Объяснительная записка. М.: Министерство геологии СССР, 1975. 95 с.
 17. ГОСТ Р ИСО 14688-1-2017 Геотехнические исследования и испытания. Идентификация и классификация грунтов. Часть 1. Идентификация и описание. М.: Стандартинформ, 2017. 16 с.
 18. Осинцева Н.В. Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины: морфология и возраст (на примере Черноозерской гривы, Саргатское Прииртышье) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 26–32. <https://doi.org/10.17223/25421379/4/4>
 19. Казьмин С.П., Волков И.А. Климатические условия формирования покровных субаэриальных образований Западной Сибири // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. № 2. С. 75–82.
 20. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 703 с.
 21. Шаницер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
 22. Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston, Gulf Pub. Co., 1932. 323 p.
 23. Янакурт О.В. Литология. М.: ИНФРА-М, 2016. 359 с.

Subaerial deposits of chernoozerye low ridge (Irtysh valley): granulometric texture, genesis, rate of sedimentation

N. V. Osintseva^{a, #}, I. V. Shmidt^b, T. A. Gorbunova^b, T. Lauer^c, B. Schneider^d,
Ch. Tinapp^e, and H. Staeuble^e

^aNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^bDostoevsky Omsk State University, Omsk, Russia

^cMax Planck Institute for Evolutionary Anthropology, Department of Human Evolution, Leipzig, Germany

^dUniversity of Leipzig, Institut of Geography, Leipzig, Germany

^eArchaeological office of Saxony, Dresden, Leipzig, Germany

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

The Chernoozerye low ridge in the Irtysh valley is an eolian structure on pleistocene fluvial terrace sediments. These eolian deposits are fine-grained, well-sorted sands with small portions of silt and clay, including two levels with former top-soils. The fractures of fine sand and large-sized aleurite are the main components. This fraction covers 60 to 80% of the material with an average grain size varying between 0.090 to 0.096. Sand ac-

cumulation was subordinate to the formation of the low ridge. The content of fine and medium silts is small in the deposits of the low ridge – from 4.9 to 11.7%, and the total proportion of particles with a diameter of less than 0.01 mm does not reach more than 22%. The eolian sediments in the low ridge's bottom are approximately 14.9 ± 1.5 thousand years BC (L-Eva 1975); the final phase of active eolian lithogenesis was about 11 thousand years BC (L-Eva 1971, 1972). The variability of the granulometric content of rocks in the section reflects the stages of sediment formation. The activation of eolian processes in the gap between 15–10 thousand years ago was happening wavelike and included periods of their weakening 14 thousand years and 11–10.5 thousand years BC.

Keywords: eolian deposits, late Pleistocene, low ridge Irtysh valley, south of Western Siberia, palaeolithic site, geoarchaeology, granulometry, OSL-radiocarbon dating

REFERENCES

1. Volkov I.A. *Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formatsiya* (Late Quaternary subaerial sedimentary association). M.: Nauka (Publ.), 1971. 254 p.
2. Kazmin S.P. *Sovremennyye i drevnie vzveshennyye eolovyye nanosy* (Recent and ancient eolian deposits in the south of West Siberia). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2010. No. 3. P. 46–50. (in Russ.)
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-3-46-50>
3. Matasova G.G., Kazansky A.Yu., and Chegis V.V. *Rezultaty kompleksnykh geologo-geofizicheskikh issledovaniy subaeral'nogo pokrova Biisko-Chumyshskogo plato (yug Zapadnoi Sibiri) i ikh znachenie dlya paleogeograficheskikh rekonstruktsii* (Results of integrated geological and geophysical study of subaerial cover of Biya-Chumysh plateau (south of Western Siberia) and their paleogeographic implications). *Byul. MOIP. Otdel geologicheskii*. 2015. Vol. 90. No. 6. P. 28–47. (in Russ.)
4. Gorodetskaya M.E. *O genezise i vozraste Zapadno-Sibirskikh griv* (On the Genesis and age of West Siberian manes). In: *Strukturnaya i klimaticheskaya geomorfologiya* (Structural and climatic geomorphology). Moscow: Nauka (Publ.), 1966. P. 166–172.
5. Nikolaev V.A., Pilkevich I.V., and Puchkova D.V. *Priroda grivnogo rel'efa yuzhnykh ravnin Zapadnoj Sibiri* (Nature of the gry relief of the southern plains of Western Siberia). In: *Istoriya razvitiya rechnykh dolin i problemy melioratsii zemel'. Zapadnaya Sibir' i Srednyaya Aziya* (The history of the evolution of river valleys and the problems of land reclamation. Western Siberia and Central Asia). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1979. P. 166–178.
6. Grosswald M.G. *Evrasiiskie gidrosfernye katastrofy i oledenenie Arktiki* (Eurasian hydrospheric catastrophes and the Arctic glaciations). Moscow: Scientific world (Publ.), 1999. 120 p.
7. Beizel A.A., Sobolev E.S., and Yan P.A. *Novye dannye po probleme proiskhozhdeniya grivnogo rel'efa yuga Zapadno-Sibirskoi ravniny* (New data on the problem of the origin of a ridge relief in the south of Western Siberia). *Interexpo Geo Siberia*. 2019. Vol. 2. No. 1. P. 3–9. (in Russ.)
<https://doi.org/10.33764/2618-981X-2019-2-1-3-9>
8. Beletskaya N.P. and Kolomiets G.E. *Novaya gipoteza proiskhozhdeniya grivnogo rel'efa* (A new hypothesis of the origin of the ridge relief). *Sovremennyye nauchnye issledovaniya i innovatsii*. 2019. No. 4. URL: <http://web.snauka.ru/issues/2019/04/89183> (date of request: 18.06.2020) (in Russ.)
9. Fialkov D.N. *Gryadovyye formy rel'efa Zapadno-Sibirskoi nizmennosti* (Ridge landforms of the West Siberian lowland). Omsk: Zapadnosibirskoe knizhnoe izd-vo (Publ.), 1964. 59 p. (in Russ.)
10. Zykin V.S., Zykina V.S., Orlova L.A., Chirkin K.A., Balakin P.V., and Smolyaninova L.G. *O razvitiy ozero Chany v pozdneplestotsen-golotsenovoe vremya* (On the development of the lake Chany in late Pleistocene-Holocene period). *Geografiya – teoriya i praktika: sovremennyye problemy i perspektivy. Vserossiiskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya s uchastiem inostrannykh uchennykh. Barnaul-Gorno-Altaysk, 15–18 aprelya 2009*. Barnaul: ASU (Publ.), 2009. P. 95–98. (in Russ.)
11. Kazmin S.P. and Volkov I.A. *Etapy rechnoi deyatel'nosti vremeni poslednego kontinental'nogo oledeneniya (Zapadnaya Sibir')* (Stages of river activity during the last continental glaciation (Western Siberia)). *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya*. 2014. No. 2. P. 155–159. (in Russ.)
12. Larin S.I., Larina N.S., Lauhin S.A., Alekseeva V.A., and Maksimov F.E. *Novye dannye o rekonstruktsii sredy i usloviyakh formirovaniya grivno-lozhbin'nogo rel'efa v yugo-zapadnoi chasti Zapadnoi Sibiri* (New data on the reconstruction of the environment and conditions of the formation of the ridge-hollow relief in the southwestern part of Western Siberia). *Ekologiya drevnykh i traditsionnykh obshchestv. Materialy V Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii, Tyumen', 7–11 noyabrya 2016*. Tyumen: Tyumen Scientific Centre SB RAS (Publ.), 2016. Iss. 5. P. 126–128. (in Russ.)
13. Pilkevich I.V. *Grivnyi rel'ef yuga Zapadno-Sibirskoi ravniny* (The gry relief of the south of the West Siberian plain). In: *Rel'ef Zapadno-Sibirskoi ravniny* (Relief of the West Siberian plain). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1988. P. 81–93. (in Russ.)
14. Makhinov A.N. *Eolovyye formy rel'efa v doline r. Amur* (Aeolian forms in the amur river floodplain). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 2. P. 52–62. (in Russ.)
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-2-52-62>
15. Galanin A.A. *Eolovyy rel'ef Tsentral'noi Yakutii* (Aeolian relief of Central Yakutia). *VIII Shchukinskiye chteniya: rel'ef i prirodopol'zovanie. Materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem. MGU im. M.V. Lomonosova, geograficheskii fakul'tet, kafedra geomorfologii i paleogeografii. M. 28 sentyabrya–1 oktyabrya 2020 [Elektronnoe izdanie]*. M.: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.), 2020. P. 159–163. (in Russ.)
16. *Geologicheskaya karta SSSR 1: 200000. Seriya Ishimskaya. List N-43-II. Ob'yasnitel'naya zapiska*.

- (Geological map of the USSR 1:200 000. Series of Ishim. Page N-43-II. Explanatory note). M.: Ministerstvo geologii SSSR (Publ.), 1975. 95 p.
17. *GOST RISO 14688-1-2017 Geotekhnicheskie issledovaniya i ispytaniya. Identifikatsiya i klassifikatsiya gruntov. CHast' 1. Identifikatsiya i opisanie* (ISO 14688-1-2017 Geotechnical investigation and testing. Identification and classification of soil. Part 1: Identification and description). M.: Standartinform (Publ.), 2017. 16 p.
 18. Osintseva N.V. *Grivnyi rel'ef yuga Zapadno-Sibirskoi ravniny: morfologiya i vozrast (na primere Chernoozerskoi grivy, Sargatskoe Priirtysh'e)* (Morphology and aggression of the grided relief of the southern part of the West Siberian plain (SargatPriirtyshie)). *Geosfernye issledovaniya (Geosphere Research)*. 2017. No. 3. P. 26–32. (in Russ.)
<https://doi.org/10.17223/25421379/4/4>
 19. Kazmin S.P. and Volkov I.A. *Klimaticheskie usloviya formirovaniya pokrovnykh subaeral'nykh obrazovaniy Zapadnoi Sibiri* (Climatic conditions of formation of cover subaerial formations of Western Siberia). *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya*. 2010. No. 2. P. 75–82. (in Russ.)
 20. Ruhin L.B. *Osnovy litologii. Uchenie ob osadochnykh porodakh* (Basics of lithology. The study of sedimentary rocks). L.: Nedra (Publ.), 1969. 703 p.
 21. Shantzer E.V. *Ocherki ucheniya o geneticheskikh tipakh kontinental'nykh osadochnykh obrazovaniy* (Principles of the studies of genetic types of continental sedimentary formations). M.: Nauka (Publ.), 1966. 239 p.
 22. Trask P.D. *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston, Gulf Pub. Co., 1932. 323 p.
 23. Yapaskurt O.V. *Litologiya* (Lithology). M.: INFRA-M (Publ.), 2016. 359 p.

ОТЛИЧИЕ СКЛОНОВЫХ СЕЛЕЙ ОТ ОПОЛЗНЕЙ-ПОТОКОВ

© 2022 г. С. В. Рыбальченко^{1,*}¹Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: rybalchenko_sv@mail.ru

Поступила в редакцию 21.01.2021 г.

После доработки 09.07.2021 г.

Принята к публикации 11.10.2021 г.

Склоновые сели широко распространены, но, несмотря на это, представляют собой одну из малоизученных форм движения материала, а большинство случаев селеформирования интерпретируются как генетически близкие склоновым селям геодинамические процессы (эрозия, оползни-потоки, осыпи и др.). В связи с ошибочной идентификацией экзогенных процессов значения дальности выброса, площадной пораженности территории, воздействия на препятствия и сооружения инженерной защиты оказываются существенно заниженными, что часто приводит к их повреждению, разрушению и неэффективности. На основе полевых наблюдений на участках массового формирования склоновых селей в Магаданской области, на о-ве Сахалин и Курильских островах установлены причины генетической связи склоновых селей и других водно-гравитационных и флювиальных процессов, определены признаки их парагенезиса, в том числе совместный характер течения, общие очаги зарождения и твердого питания, единые условия и факторы формирования, взаимная трансформация. Склоновые сели и оползни-потоки отличаются агрегатным состоянием, характером перемещения твердой фазы в потоке, типом взаимодействия с подстилающей поверхностью и препятствиями. При рекогносцировочном обследовании территории сложно различить следы селепрохождения от следов движения оползней-потоков в склоновых селевых бассейнах. Для идентификации случаев селепрохождения, наиболее достоверными могут служить анализ геоботанических данных (характер повреждений и дефектов древесины), формы и структуры отложений, характер взаимодействия с подстилающей поверхностью и препятствиями.

Ключевые слова: склоновые процессы, оползни, эрозия, парагенезис, селевая масса

DOI: 10.31857/S0435428122010114

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Склоновые сели встречаются повсеместно, где существуют условия для развития склоновых экзогенных процессов. География их распространения простирается от экваториального пояса вплоть до субарктических широт [1, 2]. Склоновые селевые потоки регистрируются не только в горной местности, но и на равнинах: низких склонах, оврагах [3] и террасах, в том числе на урбанизированных территориях, антропогенно-измененных и техногенных склонах выемок и насыпей (котлованах, отвалах и терриконах). Стоит отметить, что интерпретация склоновых селей как геодинамических процессов, присущих определенным типам рельефа местности или географическим областям, совершенно не верна.

Склоновые селевые бассейны расположены преимущественно на коротких или средних склонах протяженностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Как правило, склоновые селевые бассейны представлены мелкими от-

рицательными формами эрозионного и денудационного рельефа (промоинами, денудационными воронками, оврагами, врезам и др.). Формируются данные селевые бассейны под действием современных процессов эрозии и денудации. Для всех склоновых селевых бассейнов характерно отсутствие ярко выраженного тальвега или слабо врезанное русло, не достигшее местного базиса эрозии, а также превышение продольного уклона тальвега над углом внутреннего трения горных пород потенциальных селевых массивов и вмещающих горных пород, что обуславливает преобладание в склоновых селевых бассейнах сдвигового или эрозионно-сдвигового селевого процесса [4].

Несмотря на широкое распространение, склоновые сели представляют собой одну из малоизученных форм движения материала, а большинство случаев селеформирования интерпретируются как генетически близкие склоновым селям геодинамические процессы: оползни-потоки, эрозия, осыпи и др.



Рис. 1. Противооползневая подпорная стена, разрушенная склоновым селем.

Склоновые сели, в отличие от близких им склоновых водно-гравитационных и флювиальных процессов, обладают более разрушительным воздействием: оказывают значительное давление на преграды, способны огибать препятствия, размывать русла и тальвеги, подмывать сооружения (рис. 1). Разрушительное воздействие склоновых селей обусловлено их высокими динамическими характеристиками, способностью селевой массы долгое время сохранять и передавать значительный импульс энергии, ее пластичностью и эродирующей способностью. Данные обстоятельства обуславливают необходимость интерпретации склоновых селей как отдельного геодинамического процесса, особенно при оценке опасности для территории и объектов, а также при разработке мероприятий по инженерной защите. Особенности склоновых селей и их генетическая связь с другими склоновыми экзогенными процессами, а также анализ их различий — одна из актуальных проблем изучения склоновых селевых потоков.

Основой для данной работы послужили многолетние полевые исследования автора, проводившиеся с 2008 г. на о-ве Сахалин, Курильских островах, полуострове Старицкого и побережье Тауйской губы (Магаданская область) [4–7].

В ходе данных исследований были выполнены наблюдения за возникновением и развитием склоновых селевых бассейнов, склоновыми и долинными селями, а также генетически близкими склоновыми экзогенными процессами. Автором был проведен анализ массивов экспериментальных данных, полученных геологической службой США (USGS) на селевом лотке в период с 1992–2017 гг. [8, 9], в Казахской головной архитектурно-строительной академии [10], в гидротехнической лаборатории ГрузНИИГиМ [11], а также результаты собственных экспериментальных данных, полученных на селевом стенде в 2019–2020 гг. в Специальном конструкторском бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск) [12, 13].

Цель данного исследования — выявление отличий склоновых селей от оползней-потоков для идентификации склоновых селей как отдельного геодинамического процесса.

Задачами данной работы являются: определить генетически родственные склоновым селям экзогенные процессы, установить причину их парагенезиса, выявить особенности склоновых селей, особенности оползней-потоков и их принципиальные отличия.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ СКЛОНОВЫХ СЕЛЕЙ И БЛИЗКИХ ИМ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В пределах склоновых селевых бассейнов одновременно развивается целый комплекс экзогенных процессов гравитационного, водно-гравитационного и флювиального характера (осыпи, эрозия, оползни и др.), что обусловлено особенностями геоморфологического строения, формированием поверхностного стока и снегонакоплением, а также специфическим литологическим составом горных пород склоновых селевых бассейнов. Различные генетические типы отложений в очагах зарождения одновременно служат источниками твердого питания различных экзогенных процессов, что обуславливает их парагенетический характер течения.

При активном парагенетическом развитии экзогенных процессов в пределах склонового селевого бассейна на конусе выноса помимо пролювиальных отложений могут переслаиваться различные генетические типы отложений, приуроченные к склоновому парагенетическому ряду [14]. Парагенетический характер течения экзогенных процессов в пределах склоновых селевых бассейнов описан в работах В.Ф. Перова [1].

Склоновые селевые бассейны возникают и развиваются под воздействием экзогенных процессов; они образуют разнообразные отрицательные формы рельефа, преобразуют профиль селевого бассейна, формируют различные генетические типы отложений. Склоновые селевые бассейны представляют собой отдельную геоморфологическую единицу, которую можно рассматривать как локальную геосистему, включающую в себя различные компоненты (рельеф, геологическую среду, климатические условия и гидрологический режим), прямые и обратные связи между ними, и процессы обмена веществом и энергией. Основные процессы тепломассопереноса в пределах склоновых селевых бассейнов осуществляются путем преобразования потенциальной энергии потенциальных селевых и оползневых массивов в кинетическую энергию экзогенных геодинамических процессов. Внутри данной геосистемы перенос вещества и энергии находится в состоянии предельного равновесия, обусловленного относительным равенством потенциальной энергии рельефа и кинетической энергии геодинамических процессов. При равных условиях (литологическом и геоморфологическом строении, составе горных пород, температурно-влажностном, гидрологическом, гидрогеологическом режиме) в пределах одного бассейна возможно возникновение различных экзогенных процессов, характер и тип которых будет зависеть от колебаний условий и факторов, незначительных, но достаточных для

возникновения определенного экзогенного процесса (рис. 2).

Основными факторами возникновения экзогенных процессов в пределах склонового селевого бассейна являются высокая энергия рельефа, наличие легко разрушаемых рыхлообломочных горных пород, вовлекаемых в экзогенные процессы, и интенсивный сток, обусловленный выпадением значительного количества осадков, которые обеспечивают наличие жидкого агента для переноса твердого вещества или снижения физико-механических характеристик грунтов.

Селепрохождение в пределах склонового бассейна обязательно проходит несколько стадий развития:

I — стадия накопления и покоя потенциально-селевого массива;

II — стадия потери устойчивости или разрушения потенциального селевого массива;

III — начало движения потенциального селевого массива;

IV — формирование собственно селевого потока и его движение;

V — аккумуляция селевого потока;

VI — стадия постселевых явлений (отхождение суспензии из селевой массы).

Формированию селевого потока в склоновом селевом бассейне обязательно предшествуют иные водно-гравитационные или флювиальные процессы, возникающие в зоне зарождения селя.

В связи с особенностями геолого-геоморфологического строения склоновых селевых бассейнов в них преимущественно развиты сдвиговый и эрозионно-сдвиговый селевые процессы (по Ю.Б. Виноградову) [15, 16].

При сдвиговом селевом процессе на склоне происходит потеря устойчивости массива рыхлообломочных горных пород (II стадия), его дальнейшее движение под действием силы тяжести (III стадия), разрушение структуры массива, обводнение и последующее формирование селевого потока (IV стадия). Стоит отметить, что в стадию III сдвигового селевого процесса характер движения потенциального селевого массива является водно-гравитационным (оползевым). При увеличении скорости движения оползня разрушается его структура, уменьшается общая вязкость и снижается генетическая связь с поверхностью скольжения, далее оползневое тело вовлекается в селевой поток [17]. Объем и расход селей, вызванных разрушением структуры грунтов и переходом их в текучее состояние, определяются, главным образом, минералогическим и гранулометрическим составами рыхлообломочных пород, степенью их увлажнения и консолидации, морфометрическими характеристиками рельефа местности [18].



Рис. 2. Участок откоса автодороги с нагорной стороны, поврежденный экзогенными процессами после ливневых осадков – (а), оплывина на откосе, в результате вязкопластичной деформации грунтов (водно-гравитационный процесс) – (б) и промоина на откосе, в результате эрозии (флювиальный процесс) – (в).

При эрозионно-сдвиговом селевом процессе в результате достижения водным потоком размывающих скоростей происходят вымывание отдельных частиц грунта (II стадия), размыв потенциального селевого массива рыхлообломочных горных пород и сдвиг локальных массивов (III стадия), дальнейшее преобразование водного потока в селевой (IV стадия). Перемещение материала в стадию III носит флювиальный характер. В зависимости от условий и механизма зарождения при эрозионно-сдвиговом селевом процессе на второй стадии селеформирования может первоначально отмечаться активная линейная эрозия.

Несмотря на различные типы селевых процессов, протекающих в пределах склоновых селевых бассейнов, а также предшествующие им на ранних стадиях селеформирования экзогенные процессы, формирующиеся склоновые сели обладают всеми характерными чертами движения селевых потоков: высокой транспортирующей способностью, от-

носительно низкой динамической вязкостью, волновым характером движения и т.д.

Помимо сдвигового и эрозионно-сдвигового механизма зарождения селевых потоков отмечены многочисленные случаи формирования селей в результате трансформации оползней-потоков в зоне транзита [19–21]. Подобные случаи были зафиксированы автором в периоды массового формирования селей на западном побережье Сахалина в 2009, 2016 и 2018 г. Во всех отмеченных случаях возникновению селевых потоков предшествовали длительные увлажнения и интенсивные осадки, в результате которых происходило переувлажнение четвертичных отложений на склонах, часто залесенных и задержанных. Начало движения грунтовых масс происходило в результате образования вязкопластических оползней. При движении вниз по склону переувлажненные грунтовые массы формировали оползни-потоки, которые при дальнейшем движении, разрушении и насыщении водой в зоне транзита

Таблица 1. Склоновые сели и генетически близкие экзогенные процессы

Показатели	Генетически близкие экзогенные процессы		
	склоновый сел (грязевой и грязекаменный)	оползень-поток	наносоводный поток
Тип процесса	Водно-гравитационный	Водно-гравитационный	Флювиальный
Соотношение твердой и жидкой составляющих	Твердый материал от 40 до 70%, вода 30–60% [1]	Твердый материал от 60–90%, вода 10–40% [17]	Твердый материал от 10–40%, вода 60–90% [1]
Транспортирующая среда	Селевая суспензия [1, 24]	Конгломерат из грязекаменной массы [29, 30]	Вода [1, 27, 29]
Объемный вес, кг/м ³	1600–2400 [18, 26]	1800–2400 [18, 26]	1050–1200 [29]
Характер движения	Волновой характер с активным перемешиванием селевой смеси [1, 18, 24, 26, 27]	Движение подобно вязкопластическому телу [17]	Турбулентное движение [1, 24, 27]
Скорость, м/с	От 2 до 8–10 м/с [1, 24, 27]	От нескольких м/мин до 1–2 м/с [17]	До 10–15 м/с [1]
Воздействие на рельеф склона	Активная глубинная и боковая эрозия, с преобладанием глубинной (эродирование русла) [29]	Сглаживает и нивелирует рельеф [29]	Активная глубинная и боковая эрозия, с преобладанием боковой (русловые деформации) [29]
Степень переработки материала	Высокая; сортировки по крупности не происходит [24]	Минимальная; структура смеси полностью сохраняется, сортировки по крупности не происходит [29]	Максимальная; характерна сортировка смеси по крупности обломков [24]
Форма отложений	Гряды, террасы, поля, конус выноса, сплошной шлейф [1]	Форма в плане, вытянутая по оси оползня [29]	Плоские полосы аккумуляции [29]
Воздействие на препятствие	Ударно-разрушительное воздействие; пульсационные нагрузки [24]	Воздействие путем давления [23, 29]	Ударно-разрушительное воздействие; пульсационные нагрузки [24]

трансформировались в связные грязевые и грязекаменные сели.

Механизм и причины взаимной трансформации склоновых экзогенных процессов малоизучены и представляют большой научный интерес. Существует значительное количество характеристик и физических величин (характер движения, генетическая связь с поверхностью, структура, плотность, скорость, вязкость и др.), позволяющих идентифицировать предшествующий склоновый экзогенный процесс (эрозию или оползень-поток) на начальной стадии селеформирования в пределах склонового селевого бассейна и активную стадию, собственно селепрохождение, селевой поток.

Оползни-потоки движутся со скоростями не более 1–2 м/с; при скоростях свыше 4 м/с происходит качественный скачкообразный переход к селевому характеру движения. Стоит отметить, что точки бифуркации данного перехода до сих пор точно не определены, однако отдельные исследователи, например, Н.А. Казаков [22] называет причиной их возникновения свойство селевых потоков к самоорганизации.

Наиболее генетически близкими геодинамическими процессами к склоновым селям являются оползни вязкопластического течения, а именно оползни-потоки [1, 19, 21, 23].

ОТЛИЧИЕ СКЛОНОВЫХ СЕЛЕЙ ОТ ОПОЛЗНЕЙ-ПОТОКОВ

Несмотря на близкую генетическую связь склоновых селей с другими экзогенными процессами и обязательно предшествующую формированию селевого потока стадию развития, на которой движение материала в селевом бассейне происходит в виде иных водно-гравитационных или флювиальных процессов, селевые потоки обладают значительными отличиями, обусловленными особенностями физических свойств селевой массы (табл. 1).

Зачастую при рекогносцировочном обследовании территории чрезвычайно сложно отличить следы прохождения оползня-потока от следов селепрохождения. Автором при выполнении полевых работ в рамках проекта разработки схемы планировочных ограничений к генеральным пла-

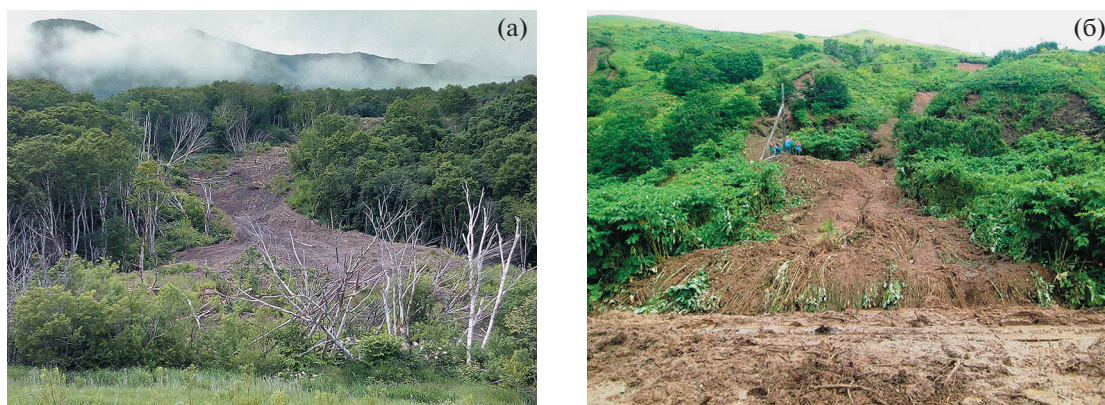


Рис. 3. Оползень-поток на селеопасном участке — (а) и склоновый сел, трансформировавшийся из оползня-потока (в зоне зарождения и верхней зоне транзита отсутствуют следы селя) — (б).

нам населенных пунктов (селевая опасность) Сахалинской области [5] отмечено, что в зоне зарождения склоновый сел (при развитии сдвигового селевого процесса) и оползень-поток образовывали абсолютно идентичные оползневые цирки. Глубина захвата пород составляла от 0.5 до 2.0 м — на толщину деятельного слоя сезонного цикла заморозания-оттаивания грунта. В верхней части зоны транзита следы селевого потока также могут отсутствовать, поскольку на начальном этапе селепрохождения движение твердого материала на границе зоны зарождения и зоны транзита происходит в виде оползня-потока.

В случае формирования селевого потока путем трансформации из движущегося оползня-потока характерные следы селепрохождения (заплески, эродированное русло, геоботанические признаки и др.) могут отмечаться только в нижней зоне транзита, непосредственно перед зоной аккумуляции. В данном случае зона транзита имеет плавные извилистые очертания, которые совпадают с рельефом местности; нередко растительный и почвенный покров здесь значительно не поврежден, что характерно для движения оползней-потоков, которые не обладают высокими скоростями и эродирующей способностью.

Тем не менее, по наблюдению автора, в зоне аккумуляции отложения склоновых селей имеют характерные признаки пролювиальных селевых отложений: максимально разрушенную структуру материала, распластанный конус выноса, отхождение селевой суспензии, что отличает их от отложений оползней-потоков, которые имеют вытянутую языковидную форму, содержат отдельные конгломераты и долгое время способны удерживать в больших объемах поровую воду, которая отделяется исключительно при радиационном высушивании поверхностных слоев оползневой тела (рис. 3).

При рекогносцировочном обследовании достоверно отличить следы селепрохождения или оползня-потока можно по геоботаническим признакам. Признаками активного селеформирования являются следы заплесков, высота которых в 1.5–2 раза превышает среднюю глубину потока, оббитость коры, повреждения стволов и ветвей, значительная свилеватость (косослойность) и скрученность стволов деревьев, изгибы корневых шеек. Оползень-поток при движении подминает растительность, таким образом, деревья оказываются поваленными или погребенными, часто происходит смещение деревьев вместе с корнем и прикорневым дерновым слоем, притом, что сами деревья зачастую оказываются практически неповрежденными.

Несмотря на схожие следы селепрохождения и движения оползня-потока, данные экзогенные процессы обладают существенными различиями, обусловленные физическими свойствами и агрегатным состоянием вещества движущегося массива.

Движущей средой в селевом потоке служит вода, а точнее, селевая суспензия, даже при значительном содержании твердого материала в потоке (до 70%) [1, 24]. Присутствие жидкого агента переноса минеральных частиц обуславливает ряд особенностей динамики селевого потока: наличие динамической вязкости (уменьшающейся с увеличением скорости потока), волновой характер движения, плавучесть отдельных конгломератов, многократную переупаковку твердых частиц и др.

По своему агрегатному состоянию селевая масса является полиминеральной полидисперсной суспензией, поскольку одновременно может содержать минеральные частицы различной плотности и крупности. Физика подобных консистентных сред значительно отличается от физики жидкостей, реологических и твердых тел, в

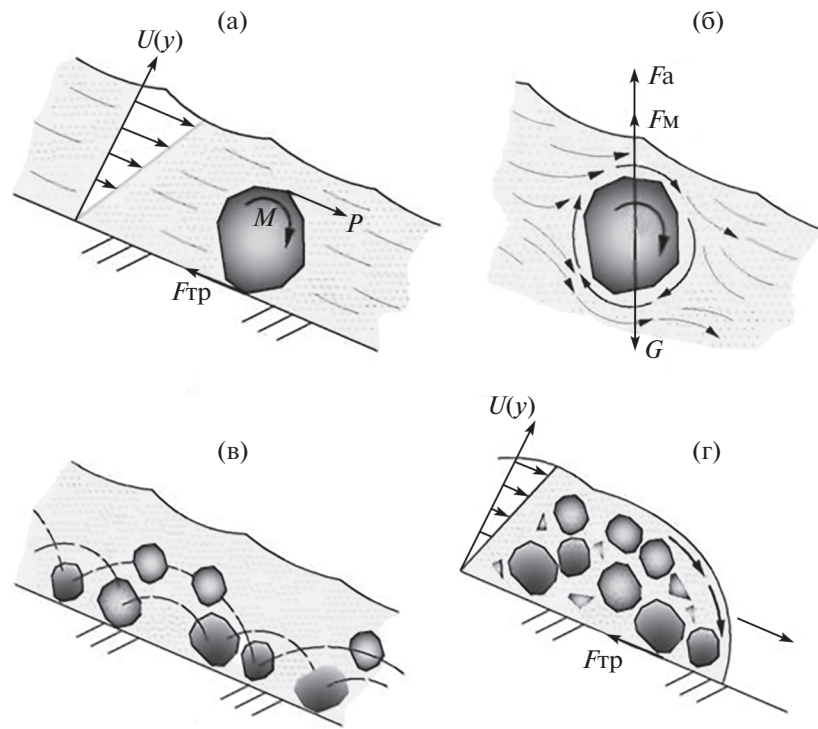


Рис. 4. Частица рыхлообломочного материала в потоке, движущаяся по дну — (а), частица рыхлообломочного материала в потоке, движущаяся во взвешенном состоянии — (б), траектории движения в потоке частиц рыхлообломочного материала различной крупности и плотности — (в) и схема движения оползня течения — (г).

том числе сыпучих, в связи с тем, что внутри подобных сред, находящихся в движении, происходят многочисленные взаимодействия между твердой фазой и жидким агентом переноса. Именно агрегатное состояние селевой массы обуславливает отличие селевых потоков от оползней-потоков.

В оползневом реологическом теле транспортирующая среда — это конгломерат грязекаменной массы с содержанием воды 10–20%.

Селевая масса обладает псевдопластичностью — свойством, при котором вязкость уменьшается при увеличении напряжения сдвига (скорости движения), что обуславливает значительную скорость и подвижность селевых потоков.

Еще одна отличительная черта селевого потока — его волновой характер движения и наличие в переднем фронте крупной селевой волны (головы селя) [1, 24–27]. Характер движения твердой фракции в селевом потоке определяется суперпозицией сил, воздействующих на твердые частицы, длина и траектория их движения зависят от размера, формы и плотности частиц.

На неподвижную частицу рыхлообломочного материала, расположенного на склоне, набегающий поток оказывает давление. Точка приложения данной силы, а также ее направление определяется распределением скорости потока по глубине $U(y)$. Сила P , в сочетании с силой трения

$F_{тр}$, образуют момент сил M , вызывающий вращательное движение частицы в направлении потока (рис. 4, а).

Вращение частицы в потоке создает вихревое движение, что приводит к появлению эффекта Магнуса. С одной стороны вращающейся частицы направление вихря совпадает с направлением обтекающего потока и, соответственно, скорость движения среды с этой стороны увеличивается. С другой стороны частицы направление вихря противоположно направлению движения потока, и скорость движения среды уменьшается. Ввиду этой разности скоростей возникает разность давлений, порождающая поперечную подъемную силу F_m , которая в сочетании с силой Архимеда F_a заставляет частицу всплывать в движущемся потоке (рис. 4, б).

Как только частица оказывается во взвешенном состоянии, сила $F_{тр}$ перестает воздействовать на частицу, движущуюся в потоке, сила вращательного момента M снижается, а вместе с ней и подъемная сила от эффекта Магнуса F_m . Частица под действием силы тяжести снова опускается на дно потока. Таким образом, частицы внутри селевого потока двигаются скачкообразно. Длина и траектория их движения зависят от размера, формы, плотности частиц и реологического типа селевого потока (рис. 4, в).

В отличие от селевых потоков, оползни течения не имеют волнового характера движения, поверхность оползневого тела бугристая, а высота их переднего фронта не отличается от общей «глубины потока» (мощности оползневого тела).

Ламинарное течение, присущее оползням-потокам, происходит с небольшими скоростями: порядка нескольких миллиметров или сантиметров в секунду, час, сутки; для склоновых селей характерны скорости порядка нескольких метров или десятков метров в секунду [24, 27].

Структура оползневого тела в процессе движения, как правило, не разрушается, и содержит множество крупных конгломератов даже при обвально-оползневом движении. Движение оползневого тела происходит по генетически связанной поверхности скольжения. В придонных частях оползней-потоков, за счет силы трения о поверхность скольжения, скорости движения значительно снижаются, что приводит к взаимному параллельному смещению отдельных слоев и конгломератов (рис. 4, г). Движение селевых потоков имеет весьма бурный характер и приводит к образованию предельно разрушенной структуры материала внутри потока. При турбулентных режимах движения внутри селевого потока твердые частицы активно перемещиваются. Генетическая связь с поверхностью скольжения при движении селевого потока практически отсутствует.

По-разному взаимодействуют селевые потоки и оползневые тела с подстилающей поверхностью скольжения: селевой поток, обладая значительной эродирующей способностью, увеличивает глубину расчленения рельефа; оползни течения зачастую сглаживают и нивелируют рельеф.

Стоит отметить и различный характер воздействия на препятствие: оползни-потоки действуют на преграды путем давления, селевые потоки — путем удара [28].

Селевой поток, обладая высокими скоростями и волновым характером движения, оказывает значительные динамические и пульсационные нагрузки на препятствия. Стремительный рост давления при взаимодействии переднего фронта селевого потока с препятствием приводит к высоким скоростям деформации и развитию неупругих деформаций, что может вызвать разрушения даже при незначительной величине давления. Пульсационные нагрузки при прохождении селевого потока через препятствие, обусловленные волновым характером движения селя и взаимодействием с отдельными конгломератами в селевом потоке, также способствуют значительному росту скоростей деформации [29].

В отличие от селей оползни-потоки оказывают на препятствие статическое давление. Таким образом, при эквивалентном оползневом и гидро-

динамическом давлении на одно и то же препятствие в равных условиях, селевой поток будет обладать более разрушительным воздействием.

Оползень-поток, в связи с невысокими скоростями движения, позволяет применять оперативные меры реагирования для защиты территории и объектов при активизации оползневых процессов. В качестве оперативных мер могут быть использованы возведенные на пути следования оползня-потока направляющие и удерживающие дамбы гравитационного действия из доступных материалов: местных и привозных грунтов природного или техногенного происхождения, строительного лома, тяжеловесных железобетонных и металлических конструкций, подвижного состава и т.д. Устройство по пути следования оползня-потока канав и приемных котлованов-уловителей, которые значительно увеличивают трение оползневых масс в придонных слоях и снижают глубину потока, также способствует замедлению и остановке движения оползня.

Так, в 2018 г. в селе Горнозаводск (Сахалинская область, РФ) оползень-поток объемом 500 тыс. м³, сформировавшийся на породном отвале угледобывающего предприятия, преодолев несколько сот метров по долине ручья, повредил жилой дом и хозяйственные постройки на территории расположенного вблизи фермерского хозяйства. Оползень создал угрозу завала нерестовой реки Лопатинка, через которую также осуществляется водозабор для хозяйственно-питьевого водоснабжения села Горнозаводск; под угрозой экологической и гуманитарной катастрофы оказалось более 4000 человек. Движение оползня было остановлено в зоне аккумуляции путем устройства серий траншей-уловителей [30].

В отличие от оползней-потоков, сели характеризуются своей внезапностью и высокими скоростями движения, что обуславливает при создании инженерной защиты применение исключительно стационарных сооружений: гибких селеудерживающих барьеров, бетонных селерегулирующих сооружений (плотин и барражей), селенаправляющих дамб и селепропусков.

ВЫВОДЫ

Тесная взаимосвязь склоновых селей с другими склоновыми экзогенными процессами гравитационного, водно-гравитационного и флювиального характера обусловлена:

парагенетическим характером течения экзогенных процессов в пределах склонового селевого бассейна;

единицами очагами твердого питания, представленными различными типами генетических отложений;

общими условиями и факторами формирования экзогенных процессов;

формированием иных водно-гравитационных или флювиальных процессов до начала возникновения склонового селя, что обусловлено особенностью стадийности селепрохождения, а также возможной трансформацией селя из оползня-потока.

Оползни-потоки наиболее генетически близкие из геодинамических процессов к склоновым селям. Несмотря на близкую генетическую связь, селевые потоки обладают значительными качественными отличиями, обусловленными агрегатным состоянием селевой массы и ее физическими свойствами. Селевая суспензия — движущая среда в селевом потоке, и даже при значительном содержании твердого материала в потоке (до 70%), в оползневом реологическом теле транспортирующей средой является конгломерат грязекаменной массы с содержанием воды 10–20%.

Зачастую при инженерных изысканиях данные экзогенные процессы трудноотличимы. В результате неверной идентификации геодинамических процессов значения дальности выброса, площадной пораженности территории, воздействия на препятствия и сооружения инженерной защиты оказываются существенно заниженными, что часто приводит к их повреждению, разрушению и неэффективности.

При полевых исследованиях наиболее характерными признаками, позволяющими достоверно отличить склоновые сели от оползней-потоков, являются геоботанические признаки, характер взаимодействия с подстилающей поверхностью и препятствиями, форма и структура отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2012. 271 с.
2. Селеопасные районы Советского Союза / Под ред. С.М. Флейшмана, В.Ф. Перова, М.: Изд-во МГУ, 1976. 308 с.
3. География овражной эрозии / под ред. Е.Ф. Зориной. М.: Изд-во МГУ, 2006. 324 с.
4. Рыбальченко С.В., Верховов К.В. Склоновые селевые бассейны и их морфодинамические особенности // Геориск. 2017. № 4. С. 44–49.
5. Рыбальченко С.В. Селевая опасность территорий населенных пунктов Сахалинской области и необходимость применения схем планировочных ограничений к генпланам населенных пунктов // Геориск. 2013. № 3. С. 33–42.
6. Рыбальченко С.В., Верховов К.В. Формы склоновых селевых бассейнов на морских террасах о. Сахалин и их зависимости от литологического состава горных пород // Геоэкология. 2018. № 4. С. 53–61.
7. Рыбальченко С.В., Верховов К.В. Эволюция селевых бассейнов на склонах морских террас побережья Магаданской области и о. Сахалин // География и природные ресурсы. 2019. № 3. С. 131–136.
8. Iverson R.M. The physics of debris flows // Reviews of Geophysics. 1997. Vol. 35. P. 245–296.
9. Rengers F.K., Rapstine T.D., Allstadt K.E., Olsen M., Bunn M., Iverson R.M., Kean J.W., Leshchinsky B., Logan M., Sharifi-Mood M., Obryk M., and Smith J.B. Real-time monitoring of debris-flow velocity and mass deformation from field experiments with high sample rate lidar and video // Proceedings of the Seventh International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Golden, CO June 10–13. 2019. Vol. 7. P. 192–198.
10. Молжигитов С.К. Экспериментальное исследование воздействия селевого потока на поперечную жесткую преграду // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2017. № 6 (часть 2). С. 195–200.
11. Гагошидзе М.С. Селевые явления и борьба с ними. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1970. 386 с.
12. Казаков Н.А., Боброва Д.А., Казакова Е.Н., Рыбальченко С.В. Исследование динамики селей на экспериментальном стенде // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. Вып. 4. С. 491–503.
13. Казаков Н.А., Боброва Д.А., Казакова Е.Н. Исследование скорости искусственного грязевого селя на лабораторном стенде // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2020. Т. 2. Вып. 4. С. 405–417.
14. Шаницер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 161. 239 с.
15. Виноградов Ю.Б. Сдвиговый селевой процесс и возникновение очагов // Селевые потоки. М.: Гидрометеиздат, 1977. Сб. 2. С. 27–39.
16. Виноградов Ю.Б. Эрозионно-сдвиговый селевой процесс // Селевые потоки. М.: Гидрометеиздат, 1976. Сб. 1. С. 114–122.
17. Маслов Н.Н. Механика грунтов в практике строительства (оползни и борьба с ними). М.: Стройиздат, 1977. 320 с.
18. Степанов Б.С., Яфязова Р.К. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана // Селевые процессы и селетехнические сооружения. 2014. Т. 3. 434 с.
19. Iverson R.M., Reid M.E., and LaHusen R.G. Debris-flow mobilization from landslides // Annual Review of Earth and Planetary Sciences 1997. 25: 85–138.
20. Wei W. Recent Advances in Modeling Landslides and Debris Flows. Springer, 2016. 323 p.
21. Jakob M. and Hungr O. Debris-Flow Hazards and Related Phenomena. Springer Praxis Books, Subseries: Geophysical Sciences. 2005. 739 p.
22. Казаков Н.А. Эволюция селевой геосистемы как процесс самоорганизации упорядоченных структур // Геориск. 2015. № 2. С. 28–30.
23. Полуин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.
24. Флейшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 312 с.
25. Степанов Б.С. Основные характеристики селевых потоков и селевой масс. Методы измерений. М.: Гидрометеиздат, 1982. 136 с.

26. Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 144 с.
27. Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. М: Недра, 1980. 296 с.
28. Формирование оползней, селей, лавин. Инженерная защита территорий / под ред. Г.С. Золотарева, С.С. Григоряна, С.М. Мягкова. М.: Изд-во МГУ, 1987. 180 с.
29. Рыбальченко С.В. Динамика развития склоновых селевых бассейнов на морских террасах о. Сахалин. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Санкт-Петербург. 2018. 28 с.
30. Верховов К.В., Рыбальченко С.В. Формирование оползней-потоков на угледобывающих предприятиях // Природа. 2019. № 2. С. 70–76.

The difference between slope debris-flows and landslides-streams

S. V. Rybalchenko^{a, #}

^aSpecial Research Bureau for Automation of Marine Researchers, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

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

Slope debris flows are widespread, despite this, they represent one of the poorly studied forms of material movement, and most cases of mudslides are interpreted as geodynamic processes that are genetically close to slope debris flows (erosion, landslides-flows, scree, etc.). Due to the erroneous identification of exogenous processes, the values of the ejection range, the area affected by the territory, the impact on obstacles and engineering protection structures are significantly underestimated, which often leads to their damage, destruction and inefficiency efficiency. Based on field observations at the sites of mass formation of slope debris flows in the territory of the Magadan region, Sakhalin Island and the Kuril Islands, the causes of the genetic connection of slope debris flows and other water-gravity and fluvial processes were established, the signs of their paragenesis were determined, including the joint nature of the flow, common foci of origin and solid nutrition, common conditions and factors of formation, mutual transformation. Slope debris flows and landslides-flows are considered as the closest geodynamic processes, their differences are revealed: different aggregate state, the nature of the movement of the solid phase in the flow, interaction with the underlying surface and obstacles. The paper describes the difficulties of identification during the reconnaissance survey of the territory of traces of debris flows and the movement of landslides-flows in the slope debris flow basins. The analysis of geobotanical features (the nature of wood damage and defects), interaction with the underlying surface and obstacles, and analysis of the shape and structure of sediments are proposed as the most reliable signs of identification of mudflow cases.

Keywords: slope debris flow, landslide-flow, erosion, paragenesis, debris flow mass

REFERENCES

1. Perov V.F. *Selevedenie* (Debris-flows studies). *Uchebnoe posobie*. Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.), 2012. 271 p. (in Russ.)
2. *Seleopasnye raiony Sovetskogo Soyuza* (Debris-flows hazardous areas of the Soviet Union). S.M. Fleishmana and V.F. Perova (Eds.). Moscow: MGU (Publ.), 1976. 308 p. (in Russ.)
3. *Geografiya ovrazhnoi erozii* (Geography of Gully Erosion). E.F. Zorina (Ed.). Moscow: MGU (Publ.), 2006. 324 p. (in Russ.)
4. Rybal'chenko S.V. and Verkhovov K.V. *Sklonovye selevyie basseiny i ikh morfodinamicheskie osobennosti* (Slope debris flow basins and their morphodynamic features). *Georisk*. 2017. No. 4. P. 44–49. (in Russ.)
5. Rybal'chenko S.V. *Selevaya opasnost' territorii naselennykh punktov Sakhalinskoi oblasti i neobkhodimost' primeneniya skhem planirovochnykh ogranichenii k genplanam naselennykh punktov* (Debris flow hazard of the territories of settlements of the Sakhalin region and the need to apply schemes of planning restrictions to the master plans of settlements). *Georisk*. 2013. No. 3. P. 33–42. (in Russ.)
6. Rybal'chenko S.V. and Verkhovov K.V. *Formy sklonovykh selevykh basseinov na morskikh terrasakh o. Sakhalin i ikh zavisimosti ot litologicheskogo sostava gornykh porod* (Forms of slope debris flow basins on the sea terraces of the island Sakhalin and their dependence on the lithological composition of rocks). *Geoekologiya*. 2018. No. 4. P. 53–61. (in Russ.)
7. Rybal'chenko S.V. and Verkhovov K.V. *Evolutsiya selevykh basseinov na sklonakh morskikh terras poberezh'ya Magadanskoi oblasti i o. Sakhalin* (Evolution of debris flow basins on the slopes of sea terraces on the coast of the Magadan region and is. Sakhalin). *Geografiya i prirodnye resursy*. 2019. No. 3. P. 131–136. (in Russ.)
8. Iverson R.M. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*. 1997. Vol. 35. P. 245–296.
9. Rengers F.K., Rapstine T.D., Allstadt K.E., Olsen M., Bunn M., Iverson R.M., Kean J.W., Leshchinsky B., Logan M., Sharifi-Mood M., Obryk M., and Smith J.B. Real-time monitoring of debris-flow velocity and mass deformation from field experiments with high sample rate lidar and video. *Proceedings of the Seventh International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*. Golden, CO June 10–13. 2019. Vol. 7. P. 192–198.

10. Molzhigitov S.K. *Eksperimental'noe issledovanie vozdeistviya selevogo potoka na poperechnuyu zhestkuyu pregradu* (Experimental study of the action of the left flow on a transverse rigid obstacle). *Mezhdunarodnyi zhurnal prikladnykh i fundamental'nykh issledovaniy*. 2017. No. 6 (Part 2). P. 195–200. (in Russ.)
11. Gagoshidze M.S. *Selevye yavleniya i bor'ba s nimi* (Debris flow phenomena and the fight against them). Tbilisi: Sabchota Sakartvelo (Publ.), 1970. 386 p. (in Russ.)
12. Kazakov N.A., Bobrova D.A., Kazakova E.N., and Rybal'chenko S.V. *Issledovanie dinamiki selei na eksperimental'nom stende* (Investigation of debris flow dynamics at the experimental stand). *Gidrosfera. Opasnye protsessy i yavleniya*. 2019. Vol. 1. Part. 4. P. 491–503. (in Russ.)
13. Kazakov N.A., Bobrova D.A., and Kazakova E.N. *Issledovanie skorosti iskusstvennogo gryazezovogo selya na laboratornom stende* (Investigation of the speed of an artificial debris flow on a laboratory bench). *Gidrosfera. Opasnye protsessy i yavleniya*. 2020. Vol. 2. Part. 4. P. 405–417. (in Russ.)
14. Shantser E.V. *Ocherki ucheniya o geneticheskikh tipakh kontinental'nykh osadochnykh obrazovaniy* (Essays on the doctrine of the genetic types of continental sedimentary formations). *GIN AN SSSR*. 1966. Part. 161. 239 p. (in Russ.)
15. Vinogradov Yu.B. *Sdvigovyi selevoi protsess i vzniknovenie ochagov* (Shear debris flow process and emergence of foci). *Selevye potoki. Sb.2*. 1977. P. 27–39. (in Russ.)
16. Vinogradov Yu.B. *Erozionno-sdvigovyi selevoi protsess* (Erosion-shear debris flow process). *Selevye potoki. Sb.1*. 1976. P. 114–122. (in Russ.)
17. Maslov N.N. *Mekhanika gruntov v praktike stroitel'stva (opolzni i bor'ba s nimi)* (Soil mechanics in construction practice (landslides and their control)). Moscow: Stroizdat (Publ.), 1977. 320 p. (in Russ.)
18. Stepanov B.S. and Yafyazova R.K. *Selevye yavleniya Yugo-Vostochnogo Kazakhstana. Selevye protsessy i selekhnicheskie sooruzheniya* (Mudflows in South-East Kazakhstan. Mudflow processes and mudflow facilities). Moscow: IG RAN (Publ.), 2014. Vol. 3. 434 p. (in Russ.)
19. Iverson R.M., Reid M.E., and La Husen R.G. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 1997. 25: 85–138.
20. Wei W. Recent Advances in Modeling Landslides and Debris Flows. *Springer*. 2016. 323 p.
21. Jakob M. and Hungr O. Debris-Flow Hazards and Related Phenomena. *Springer Praxis Books, Subseries: Geophysical Sciences*. 2005. 739 p.
22. Kazakov N.A. *Evolutsiya selevoi geosistemy kak protsess samoorganizatsii uporyadochennykh struktur* (Evolution of debris flow geosystem as a process of self-organization of ordered structures). *Georisk*. 2015. No. 2. P. 28–30. (in Russ.)
23. Polunin G.V. *Dinamika i prognoz ekzogennykh protsessov* (Dynamics and forecast of exogenous processes). Moscow: Nauka (Publ.), 1989. 232 p. (in Russ.)
24. Fleishman S.M. *Seli* (Debris flows). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1978. 312 p. (in Russ.)
25. Stepanov B.S. *Osnovnye kharakteristiki selevykh potokov i selevoi mass. Metody izmereniy* (Main characteristics of debris flows and mudflows. Measurement methods). Moscow: Gidrometeoizdat (Publ.), 1982. 136 p. (in Russ.)
26. Vinogradov Yu.B. *Etyudy o selevykh potokakh* (Sketches about debris flows). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1980. 144 p. (in Russ.)
27. Sheko A.I. *Zakonomernosti formirovaniya i prognoz selei* (Regularities of formation and forecast of debris flows). Moscow: Nedra (Publ.), 1980. 296 p. (in Russ.)
28. *Formirovanie opolznei, selei, lavin. Inzhenernaya zashchita territorii* (Formation of landslides, debris flows, avalanches. Engineering protection of territories). G.S. Zolotareva, S.S. Grigoryana, and S.M. Myagkova (Eds.). Moscow: MGU (Publ.), 1987. 180 p. (in Russ.)
29. Rybal'chenko S.V. *Dinamika razvitiya sklonovykh selevykh basseinov na morskikh terrasakh o. Sakhalin* (The dynamics of the development of slope mudflow basins on the sea terraces of the island Sakhalin). PhD thesis. SPb. 2018. 28 p. (in Russ.)
30. Verkhovov K.V. and Rybal'chenko S.V. *Formirovanie opolznei-potokov na ugledobyvayushchikh predpriyatiyakh* (Formation of landslide flows at coal mining enterprises). *Priroda*. 2019. No. 2. P. 70–76. (in Russ.)

РАЗДВОЕННЫЕ РУСЛА БОЛЬШИХ И КРУПНЕЙШИХ РЕК: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, РАССРЕДОТОЧЕНИЕ СТОКА И МОРФОДИНАМИКА РУКАВОВ

© 2022 г. Р. С. Чалов^{1,*}, А. А. Куракова¹, А. А. Камышев¹, Н. М. Михайлова¹

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

*E-mail: rschalov@mail.ru

Поступила в редакцию 11.07.2021 г.

После доработки 26.10.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

Раздвоенные русла – самый высокий структурный уровень разветвлений русел в основном больших и крупнейших рек, на которых рукава, проходящие в противоположных частях очень широкой долины, имеют протяженность десятки и сотни километров, вызывая равноценное распределение расходов воды. Обычно они сопровождаются развитием многочисленных маловодных пойменных протоков, обеспечивающих гидравлическую связь между основными рукавами. В ряде случаев возникают на малых реках. Определены основные условия развития раздвоенных русел: ширина поймы, превышающая в 10 раз ширину русла реки; глубокое затопление поймы в многоводную фазу водного режима и прохождение в это время руслоформирующих расходов воды; расположение рукавов вдоль или вблизи бортов долины; направляющее воздействие выступов (плеч) ведущих коренных берегов, обеспечивающее многоводность обоих рукавов (в противном случае второй рукав может быть маловодным). Выявлены также специфические условия формирования раздвоенных русел: в низовьях рек в их устьевых областях; вследствие внутриводораздельных перехватов притоками при наличии общей с главной рекой поймы; в узлах слияния рек; при выходе из гор на равнину, в межгорных котловинах и при резком изменении уклонов (на малых реках) и др. Показаны различия в развитии рукавов раздвоенных русел, распространении в них морфодинамических типов русла; даны характеристики темпов русловых деформаций (размылов берегов) в рукавах в зависимости от изменения их водности, морфодинамического типа русла, расположения по отношению к коренным берегам, а также влияния рассредоточенности расходов воды на сток наносов и его продольные изменения.

Ключевые слова: русловые процессы, рукава, распределение расходов воды, сток наносов, размылы берегов, пойма, пойменные протоки

DOI: 10.31857/S0435428122020043

ВВЕДЕНИЕ

Раздвоенные русла – разновидность много рукавных широкопойменных речных русел, представляющих собой их разделение на два и более самостоятельных, очень протяженных (десятки и сотни километров на больших реках) рукава, расположенных в противоположных частях (лево- и правобережных), а при наличии нескольких рукавов – и посередине днища долины, ширина которой во много раз превышает ширину русла. Вызывая рассредоточение стока воды и наносов, а в многоводную фазу водного режима превращаясь при затопленной пойме в единое “большое русло” (по выражению М.А. Великанова [1]), они существенно осложняют освоение речных ресурсов и приречных территорий, эксплуатацию водного пути, другие виды хозяйственного использова-

ния, главным образом больших и крупнейших рек. Эта проблема усугубляется сложным и зачастую неоднородным водным режимом рукавов в зависимости от особенностей затопления поймы и слива с нее вод, его различиями из-за впадения в рукава притоков, дренирующих разные части бассейна, отличающиеся по природным условиям, а также неодинаковыми устойчивостью, морфодинамикой и гидроморфологией русел рукавов, их изменчивостью по длине, вследствие продольного увеличения/уменьшения водности и других факторов и условий формирования русел.

Сам термин “раздвоенное русло” появился в литературе совсем недавно. Впервые его применила В.Г. Смирнова [2], описав этот тип русла на реках Алтая – Алее, Чае и Чарыше. В морфодинамическую классификацию МГУ он был введен

только в 2008 г. [3]. На средней и нижней Оби, нижней Волге (Волга и Ахтуба), Днестре (Днестр и Турунчук) русла этого типа рассматривались как разновидности пойменной многорукавности [4–6], на нижнем Амуре, Аргуни были отнесены к пойменно-русовым разветвлениям [7–9] несмотря на иные условия формирования, параметры, рассредоточение стока, морфодинамику и т.д. По-видимому, это — следствие недостаточной изученности руслового режима больших и особенно крупнейших рек, на которых к раздвоенным руслам отношение было как к некоему феномену в развитии тех или иных типов русла (недавно основные рукава называют часто реками — р. Ахтуба, рр. Малая Обь, Горная Обь и Большая Обь, Турунчук), исключением из правил, требующим специальных разъяснений. Действительно, сведения о русловых процессах на реках с раздвоенным руслом, его рукавов, их изменчивости и рассредоточения стока либо вообще отсутствовали, либо стали появляться в самое последнее время и только для средней и нижней Оби [10, 11], либо касались одного из рукавов, большего по водности и обычно судоходного (Волги [5], Днестра [12]) или реже — второго (Турунчука [13], Ахтубы [14]). На малых и некоторых других реках раздвоенные русла лишь упоминаются, оставаясь неизученными в отношении их морфодинамики и условий формирования.

Отсюда — задача настоящей статьи дать оценку условий, в которых формируются раздвоенные русла в основном на больших и крупнейших реках, установить причины, почему они возникают на одних, но отсутствуют на других реках с широкопойменным руслом, дать характеристику основных рукавов, рассредоточения стока по ним, их морфодинамики и изменчивости по длине.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основу руслового анализа для решения поставленной задачи составили результаты многолетних исследований (для первого автора — более 60 лет) на реках, главным образом, России, характеризующихся свободными условиями развития русловых деформаций на участках с абсолютным преобладанием широкопойменных русел. В соответствии с разработанной в МГУ им. М.В. Ломоносова методологией изучения русловых процессов были определены структурные уровни формирования разветвлений, морфодинамические типы русел основных рукавов, выполнен ретроспективный анализ переформирования, темпы и особенности русловых деформаций через оценку размывов берегов. В состав исследований входили съемки и промеры русел, измерения стока воды и наносов в рукавах, определение состава и распределения руслообразующих наносов, оценка затопляемости поймы и рассредоточения сто-

ка воды и наносов по рукавам. Широко использовались космические снимки, карты и планы русел за разные временные интервалы. Объектами исследований были реки Обь, Лена, Амур, Северная Двина, Енисей, Печора, нижняя Волга, другие реки России и сопредельных стран, великие китайские реки Янцзы и Хуанхэ, как имеющие раздвоенное русло, так и без него. Выполнены обобщение и критический анализ литературных источников, в том числе зарубежных [15], обзор космических снимков по крупнейшим рекам мира и лоцманских карт.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗДВОЕННЫХ РУСЕЛ И РАССРЕДОТОЧЕНИЕ СТОКА

Раздвоенные русла квалифицируются как самый высокий структурный уровень развития русловых процессов в системе разветвлений: точечные → осередковые → русловые (островные) → пойменно-русовые разветвления → раздвоенные русла [16]. Отличительными особенностями раздвоенных русел являются: очень большая протяженность участков рек и очень широкая пойма, превышающая ширину русла более чем в 10 раз, расположение основных рукавов в противоположных частях долины, длина рукавов, достигающая многих десятков и сотен километров. На средней Оби (широтный участок от устья р. Ваха до слияния с р. Иртыш) выше г. Сургута от основного русла Оби в левобережную часть поймы от реки ответвляются следующие друг за другом рукава: Юганская Обь, протоки Бол. Салымская и Неулева общей длиной 350 км, которые забирают от 19 до 40% стока воды и являются наряду с основным по водности (70–80%) также судоходными, обеспечивая транспортную связь с г. Нефтеюганск, другими населенными пунктами и объектами нефтегазодобывающей отрасли (рис. 1). Протока Неулева при слиянии Оби с Иртышом сама разделяется на два самостоятельно впадающих в Иртыш рукава, образующих вместе с основным правым рукавом своеобразную “дельту” Оби.

На нижней Оби у села Перегребного, возле которого долина реки делает изгиб, изменяя направление с СЗ на С и, оказывая на поток направляющее воздействие, начинается 500-километровое разделение Оби на левый (Малая Обь) и правый рукава (Горная Обь → Большая Обь после слияния Горной Оби с квазипоперечным рукавом — протокой Бол. Нюрик), которое заканчивается уже в пределах устьевой области реки перед сужением долины коренными берегами у г. Салехард (характерно местное название здесь реки — Двуобье). Каждый рукав раздвоенного русла, в свою очередь, раздваивается, в результате чего иногда в одном поперечнике через днище

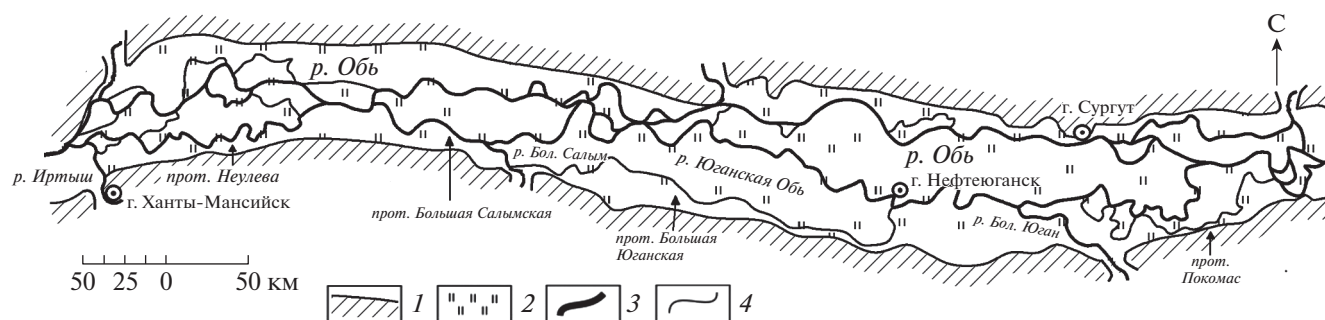


Рис. 1. Раздвоенное русло средней Оби (широтный участок от устья р. Вах до слияния с р. Иртыш). 1 — коренные берега; 2 — пойма; 3 — рукава раздвоенного русла; 4 — пойменные протоки и притоки.

долины прослеживается от 3 до 5 рукавов раздвоенного русла (рис. 2), между которыми происходит основное рассредоточение стока (по водности они равноценны).

Перед ответвлением Юганской Оби ширина поймы B_n составляет 13–14 км, в створе захода в нее — 27–28 км при ширине русла $b_p = 1.2–2.5$ км, т.е. соотношение B_n/b_p увеличивается с 8–9 до 23. При отсутствии направляющего воздействия на поток правого берега водность второго рукава раздвоенного русла — Юганской Оби — составляет 19%, но вниз по течению к своему устью возрастает до 40% за счет впадения в него пойменных проток и левобережного притока — р. Большой Юган.

Ниже слияния с р. Иртыш Обь на протяжении 320 км течет вдоль правого коренного берега (Белогорский “материк”), ширина односторонней (левобережной) поймы $B_n = 15–20$ км при ширине русла $b_p = 1.5–2.0$ км, соотношение $B_n/b_p = 7–10$. Второго альтернативного рукава здесь нет, хотя пойма расчленена пойменными протоками, водность каждой из которых не превышает 4% (в сумме они забирают до 22% общего расхода воды в реке в половодье). Ниже села Перегребного, где ширина поймы возрастает до 45 км, а соотношение B_n/b_p до 30, Обь разделяется на два рукава: левый — Малая Обь и правый — Горная Обь. В Малую Обь уходит 64% общего расхода воды, направляясь в нее выступом Белогорского “материка” на изгибе долины реки. В 170 км ниже по течению перед слиянием с рекой Северной Сосьвой ширина поймы увеличивается до 60 км, но затем уменьшается до 30 км за счет левобережной Северо-Сосьвинской возвышенности. Ее изгиб оказывает на поток в половодье направляющее воздействие, обуславливая перераспределение стока между основными рукавами раздвоенного русла по квазипоперечному рукаву — протоке Бол. Нюрик, и большим по водности (65% от общего стока Оби) становится правый рукав, который от слияния с ним называется Большой Обью,

продолжая следовать вдоль правого коренного берега — уступов уже Полуйской возвышенности. Ширина поймы вновь возрастает до 50 км. Раздвоенное русло заканчивается перед сужением днища долины в 15 км выше г. Салехарда.

Аналогичная картина характерна для двух участков раздвоенного русла на нижнем Амуре. В верхнем из них (Троицко-Иннокентьевском), сформировавшемся за мысом Тулун правого коренного берега у с. Троицкого (гора Маяк) ширина днища долины (пойма + русло) увеличивается с 13 до 28 км, соотношение B_n/b_p (при $b_p = 2–2.5$ км) — с 5.2–6.5 до 11.2–14, причем количество рукавов раздвоенного русла, как и на нижней Оби, достигает четырех. Длина крайнего правого рукава (собственно Амуре) — 70 км, левого — протоки Эмрон — 65 км. Слияние рукавов происходит перед сужением долины у села Мамлыж ($B_n = 4.5$ км, $b_p = 2$ км) (рис. 3).

Второй участок раздвоенного русла на нижнем Амуре (протяженность левого рукава Старый Амур 81 км, правого — протоки Мариинской 92 км) начинается ниже мыса правого коренного берега — горы Софийской ($B_n = 11$ км, $b_p = 2.2$ км) и заканчивается выше села Богородского в сужении долины между хребтом Гидали и горой Иркутской ($B_n = 6$ км, $b_p = 1.8$ км). Ширина днища долины в расширении достигает 28–30 км при ширине русла 2.5 км.

На нижней Волге исток левого рукава — р. Ахтубы — находится непосредственно ниже общего поворота долины и ее сужения в створе современного Волгоградского гидроузла, сопровождающегося резким расширением левобережной Волго-Ахтубинской поймы в 6–8 раз: с 2–3 км в сужении до 40 км ($B_n/b_p = 2–2.5$ против около 40 в сужении). Изгиб долины обеспечивает направление реки под правый коренной берег, сохраняя правобережную асимметрию поперечного профиля всей долины средней и нижней Волги и обуславливая маловодность Ахтубы (2–3% от стока Волги).

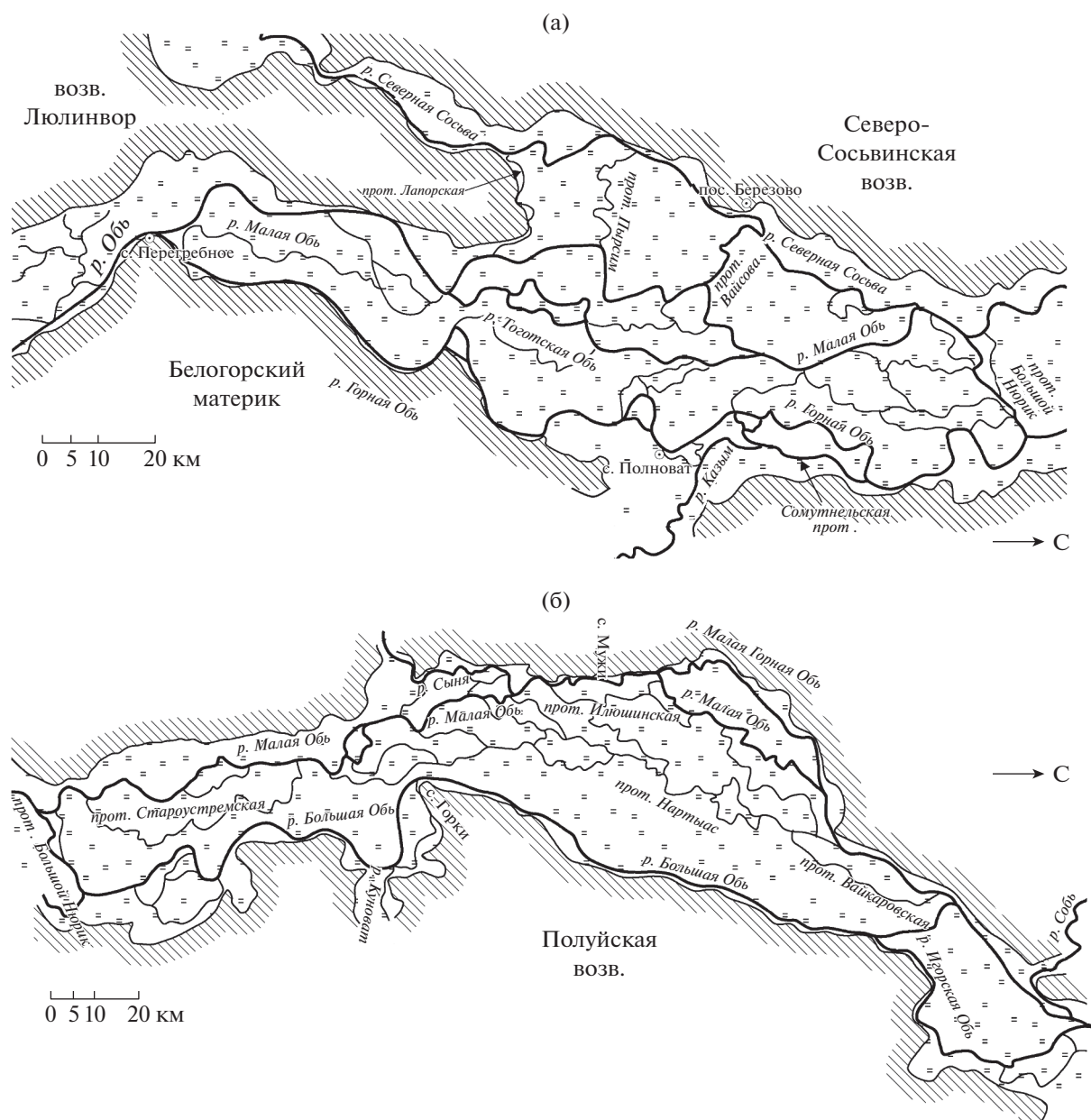


Рис. 2. Раздвоенное русло нижней Оби: (а) — в пределах ХМАО–Югры, (б) — в пределах ЯНАО. Усл. обозначения см. рис. 1.

На реке Днестре раздвоенное русло (Днестр и Турунчук) также связано с более чем в 2 раза расширением днища долины (ширина пойменного “междукавы” (термин предложен в [2] для обозначения пойменных территорий между рукавами раздвоенных русел) — около 6 км при ширине русла $b_p = 150$ м) [12], соответствуя смене русла адаптированного типа (при относительно суженной пойме) [3, 17] широкопойменным. Большую часть стока — от 51 до 60%, в зависимости от водности года и фазы водного режима (судоходство осуществляется в правом рукаве), забирает левый

рукав — протока Турунчук, которая является прямым продолжением русла на вышележащем участке реки.

Сравнительно небольшой участок раздвоенного русла имеется в низовьях р. Кеть. Здесь оно сформировалось ниже села Белояровка, где ширина поймы $B_p = 2.5$ км при $b_p = 0.74$ км, в расширении долины с $B_p = 11–12$ км и заканчивается при ее сужении до 9.6 км (b_p увеличивается до 1 км). Длина рукавов составляет: левого — 18 км, правого — 21 км. В нижнем течении р. Таза на 279 км от

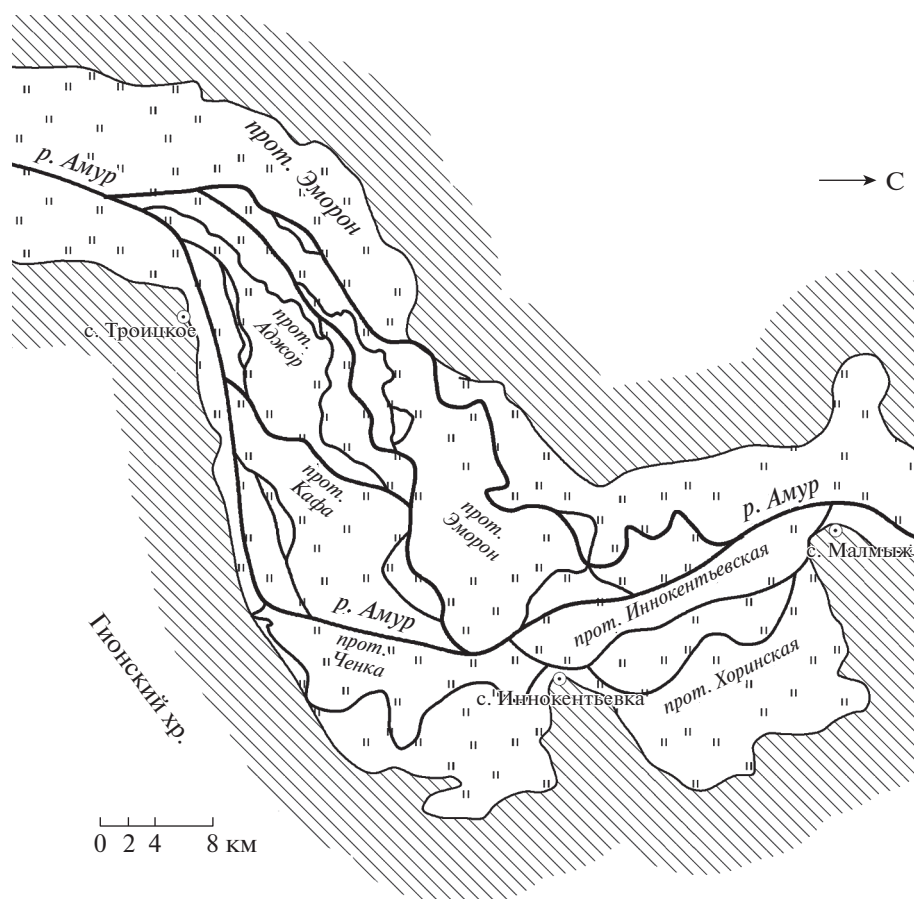


Рис. 3. Раздвоенное русло нижнего Амура (от села Троицкое до села Малмыж). Усл. обозначения см. рис. 1.

устья русло разделяется на левый судоходный рукав — протоку Яун-Тарко длиной 64 км и правый рукав — собственно Таз длиной 45 км. Это соответствует почти двукратному расширению поймы при ширине русла $b_p = 0.54$ км.

Имеются сведения о наличии раздвоенного русла на реках: Нигер [18], Миссисипи [19], Туул (приток реки Орхона в Монголии) [20], Аругни [9], Анадыре, а также на малых реках Алтая [2] и Камчатки [21], где они приурочены к расширениям долин при выходе рек из гор в предгорья, к внутригорным котловинам или расположены ниже крупных сужений при пересечении увалов на предгорных плато, сопровождаясь одновременно резким снижением уклонов и сменой типа русловых процессов на горных реках на русловые процессы полугорных и равнинных рек [3, 17]. Во всех известных примерах условием для формирования раздвоенного русла является большая ширина днища долины (пойма + русло), существенно превышающая соотношение $B_n/b_p = 10$ и достигающая иногда >30 (нижняя Обь). Для сравнения: на нижней Лене, превышающей по водности Обь и имеющей широкопойменное сла-

бо- или неустойчивое русло, т.е. условия, способствующие формированию сложно разветвленного (многорукавного) русла, раздвоенное русло отсутствует. При огромной ширине русла (суммарно вместе с островами — до 28 км, на неразветвленных участках — до 10 км при ширине береговой поймы около 20–30 км) соотношение B_n/b_p близко к нижнему пределу выделения широкопойменных русел на больших реках — $B_n/b_p = 2–3$ [3, 17]. В этих условиях реализация многоводности реки и слабой устойчивости русел проявляется в формировании наиболее сложной русловой (островной) разветвленности — параллельно-рукавных разветвлений, образованных системой двух рукавов, осложненных разветвлениями 2–3-го порядков и межостровными протоками, разделяющими острова разного размера (от элементарных и малых до больших [8]). Таковы верхняя и средняя между устьями Томи и Ваха Обь, средняя и нижняя Лена, Сев. Двина, Печора. На нижней Лене такое русло развивается как альтернатива раздвоенному руслу при $B_n = 3–5b_p$, сопровождающаяся увеличением ширины (вместе с островами) самого русла до 28 км и создавая чрезвычайные осложнения при эксплуатации водного пути

(других водопользователей здесь практически нет). Таким образом, соотношение $B_n/b_p > 10$ можно рассматривать как один из критериев развития раздвоенных русел.

Другим важным критерием раздвоенного русла (в отличие от пойменной многорукавности, расчленяющей пойму на отдельные части маловодными пойменными протоками) является в большинстве случаев соизмеримость по водности образующих его рукавов (например, на широтном участке средней и нижней Оби рукава раздвоенного русла забирают каждый не менее 19–40% от общего расхода воды в реке), либо автономность и выдержанность параметров русла по всей длине маловодного рукава, берущего начало в основном русле и затем проходящего вдоль или вблизи противоположного борта долины и характеризующегося своим, отличным от многоводного водным и русловым режимами. Такова Ахтуба, исток которой находится у Волгоградского гидроузла, и которая самостоятельно сливается с одним из рукавов дельты Волги, протекая вдоль сухих степей Нижнего Заволжья, и на всем своем протяжении принимает маловодные пойменные протоки — воложки, или они из нее берут начало. Такое своеобразие (маловодность второго рукава раздвоенного русла) помимо воздействия изгиба долины, направляющего сток Волги в правый рукав, очевидно, связано с его генезисом как реликтом бывшего дельтового рукава, сформировавшегося по мере заполнения эстуария (залива) наносами [5].

Аналогом Ахтубы по генезису на начальном этапе формирования раздвоенного русла, вероятно, может служить правый рукав р. Таз — Малый Таз при его впадении в Тазовскую губу. Этот рукав в устье по водности лишь немного уступает главному руслу р. Таз (доля стока в нем — до 33,4% [23]), проходящему у левого коренного берега (аналог основного русла Волги выше дельты). Рукав начинается намного выше устьевой области реки в виде сравнительно маловодной протоки. По мере приближения к губе он принимает воды впадающих в него многих пойменных протоков, по которым осуществляется гидравлическая связь с основным руслом Таза, и превращается в многоводный рукав.

При сложном раздвоении русла, когда на реке количество рукавов достигает четырех (нижняя Обь, Амур, Аргунь), рассредоточение стока по ним, усугубляющееся отвлечением его в пойменные протоки, расчленяющие “межрукавья” на отдельные массивы, приводит к тому, что водность основных рукавов сокращается до минимальных размеров. В этом отношении показательным является рассредоточение стока по рукавам раздвоенных русел на нижней Оби в пределах

ХМАО—Югры — от села Перегребного до квазипоперечной протоки Бол. Нюрик (табл. 1).

В узле разделения Малой и Горной Оби ширина поймы увеличивается вниз по течению от 15–20 до 45 км, а затем перед слиянием с р. Сев. Сосьва — до 60 км, становясь здесь по левобережью общей для обеих рек. В узле разделения рукавов Малая Обь забирает 64% общего расхода воды, который затем рассредотачивается по рукавам “вторичных” раздвоений — Тоготской Оби, протоке Вайсова и многочисленным пойменным протокам (см. рис. 2, а). Среди последних выделяются протоки Лапорская и Пырсим, забирающие из Малой Оби, соответственно, 19 и 10% расхода в узлах ответвления (5 и 2% от общего расхода воды нижней Оби) и впадающие, пересекая левобережную пойму, в р. Сев. Сосьва. В результате водность Малой Оби сокращается вниз по течению более чем в 10 раз, составляя всего 5% от общего расхода воды в Оби во время половодья (табл. 1), хотя и на небольшом по длине участке — всего 16 км. Но это создает огромные трудности для судоходства, поскольку по Малой Оби проходит основной водный путь на этом участке нижней Оби.

После слияния с Тоготской Обью и р. Сев. Сосьва водность Малой Оби практически восстанавливается. Однако протока Бол. Нюрик вновь забирает из нее большую часть расхода воды (41 или 22% от водности всей нижней Оби). Более того, пересекая поперек пойму Оби, эта протока собирает воды из ряда пойменных протоков, расчленяющих пойменное “межрукавье” Малой и Горной Оби, и стекающих (во время половодья) с самой поймы. В результате водность Бол. Нюрика возрастает от истока Малой Оби к слиянию с Горной Обью более чем в 2 раза, составляя от общего расхода воды в нижней Оби 54%.

Горная Обь, в отличие от Малой Оби, почти на всем протяжении располагаясь вдоль правого высокого коренного берега — Белогорского “материка”, практически не изменяется по водности. Лишь в нижней ее части, где в нее впадает р. Казым и появляется правобережная пойма, вправо отходит Сомутнельская протока, образующая для Горной Оби вторичное раздвоение русла (доля расхода в ней от Горной Оби — 53%, от всей нижней Оби — 18%); протяженность основного левого рукава, собственно Горной Оби на участке ее раздвоения — около 50 км.

Ниже протоки Бол. Нюрик водность Малой Оби составляет 35% от общего расхода; соответственно, на Большую Обь приходится 65% стока реки. От Малой Оби там, где ширина днища долины увеличивается до 50 км (в створе пос. Мужик), а левый ее борт (Приуральская возвышенность) отступает от реки, ответвляется влево Малая Горная Обь, забирающая из нее 32% расхода воды.

Таблица 1. Расходы воды Q в рукавах раздвоенного русла нижней Оби (в пределах ХМАО–Югры) в половодье (по измерениям в июне 2019 г.) [10]

Рукава, пойменные протоки, притоки	Q, м³/с	Q, %	
		от Оби	от Малой или Горной Оби
Узел разветвления Малой и Горной Оби			
Малая Обь	15044	64	100
Горная Обь	8412	36	100
Малая Обь			
Исток Малой Оби – разделение Малой и Тоготской Оби			
Малая Обь	5595	24	40
Тоготская Обь	8364	36	60
Разделение Малой и Тоготской Оби – исток пойменной протоки Пырсим			
Лапорская	1153	5	19
Пырсим	435	2	10
Исток пойменной протоки Пырсим – разделение Малой Оби и протоки Вайсова			
Вайсова	2490	11	67
Малая Обь	1213	5	33
Разделение Малой Оби и протоки Вайсова – слияние Малой и Тоготской Оби			
Малая Обь	2029	9	23
Тоготская Обь	6747	29	77
Слияние Малой и Тоготской Оби – слияние Малой Оби и Сев. Сосьвы			
Малая Обь	7224	31	52
Сев. Сосьва	6652*	28	48
Слияние Малой Оби и Сев. Сосьвы – разделение Малой Оби и протоки Бол. Нюрик			
Малая Обь	8403	36	59
Бол. Нюрик	5048	22	41
Горная Обь			
Исток Горной Оби – разделение Горной Оби и Сомутнельской протоки			
Горная Обь	3517	15	58
Сомутнельская	2568	11	42
Казым	1651	7	20
Между разделением и слиянием Горной Оби и Сомутнельской протоки			
Горная Обь	3754	16	47
Сомутнельская	4219	18	53
Слияние протоки Бол. Нюрик и Горной Оби			
Бол. Нюрик	12566	54	71
Горная Обь	5205	22	29
Бол. Обь	17771	76	100

Примечание. * – суммарный расход Сев. Сосьвы, проток Лапорской, Пырсим и Вайсова, левого притока – р. Вогулка.

Всего же с оттоком воды в многочисленные пойменные протоки это приводит к снижению доли стока в ней по отношению ко всей реке до 13%. Водность Большой Оби, как и Горной Оби, проходящих вдоль правого коренного берега (Сибирские Увалы — Белогорский “материк” и Полуйская возвышенность), выдержана по их длине, и лишь при слиянии с Малой Обью от нее ответвляется последний правый рукав раздвоенного русла — Игorskая Обь.

Большинство рек с раздвоенным руслом (среды перечисленных выше исключение составляют р. Днестр с Турунчуком и р. Туул) характеризуются развитой пойменной многорукавностью. Создающие ее пойменные протоки (ответвления, сопровождающие русла любого морфодинамического типа) являются, с одной стороны, результатом эволюции излучин (их спрямления) или русловых разветвлений (причленение островов к пойме при неполном отмирании рукавов), а с другой, — следствием глубокого затопления поймы и прохождения руслоформирующих расходов в многоводную фазу водного режима [3, 17]. Вследствие этого на пойме формируются достаточно мощные течения [24], отдельные ветви которых, в первую очередь, сосредотачиваются по староречьям и отштнуровавшимся от русла протокам, не давая им отмереть и превратиться в ложбины на пойме. Исходная форма русел этих проток зависит от типа русла, в котором они возникают. Со временем она трансформируется, приспособляясь к водности пойменных проток (иногда они носят местное название — воложки на Волге, полои на Сев. Двине, шары на Печоре). Относительная водность пойменных проток невелика, составляя каждая обычно первые проценты от расхода воды в реке (самые многоводные — до 10–15%), хотя в сумме при их многочисленности они забирают до 30%. По данным Н.Б. Барышникова [24], на средней Оби с раздвоенным руслом по пойме и пойменным протокам проходит всего 14.2% расхода половодья (3500 м³/с), тогда как основное русло Оби и Юганская Обь сосредотачивают 85.5% (21 200 м³/с) стока. По данным натурных измерений в половодье 2019 г. только самые крупные пойменные протоки (без учета затопления поймы) в совокупности забирают от 500 до 1500 м³/с (при расходе воды в русле реки — около 25 000 м³/с). То есть, пойменные протоки, осуществляя гидравлическую связь рукавов раздвоенного русла, уменьшают или увеличивают их водность.

Пойменные протоки не формируются, и пойма представляет единое консолидированное, не расчлененное ими на отдельные массивы образование, если руслоформирующие расходы воды Q_{ϕ} проходят в пойменных бровках, затопление высокой водой невелико, наблюдается далеко не каждый год и на непродолжительное время, на

пойме не возникает транзитное течение. Этот же фактор служит условием, обуславливающим отсутствие раздвоенного русла. Действительно, на верхней и средней Оби (до слияния с р. Кеть), имеющей пойму $B_{\text{п}} > 10b_{\text{р}}$, при ее затоплении верхний интервал Q_{ϕ} отсутствует, раздвоенное русло и пойменная многорукавность не возникают. Таким образом, при очень широкой пойме ($B_{\text{п}} > 10b_{\text{р}}$), но при прохождении Q_{ϕ} в пойменных бровках (до выхода воды на пойму) раздвоенное русло отсутствует (верхняя и частично средняя Обь, в первом случае, средняя и нижняя Лена, Сев. Двина, Печора — во втором). В этом случае многоводность потока и неустойчивость русла компенсируются наиболее морфологически сложными формами русловой разветвленности — параллельно-рукавными разветвлениями с чрезвычайно большим количеством островов разных размеров, разделяющих две системы основных рукавов, каждый из которых, в свою очередь, характеризуется русловыми разветвлениями второго порядка.

Возможны некоторые специфические условия образования раздвоенных русел. Среди них иногда встречаются внутриводные “перехваты” (правильнее говорить о внутриводных “перехватах”) части стока притоками, протекающими в тыловых частях пойм рек, больших по водности. Так, на Оби между г. Новосибирском и устьем р. Томь протока Симан, отходящая от реки в левую часть днища долины и имеющая длину около 45 км, образовалась в результате размыва поймы между Обью и р. Уень, стекающей с Приобского плато и текущей в тыловой части Обской поймы (рис. 4). Вследствие этого по образовавшемуся прорану уходит до 30% стока Оби в низовья р. Уень, превратившейся на протяжении нескольких десятков километров во второй рукав Оби [25].

В устье р. Кеть (приток средней Оби) при выходе ее в долину Оби сформировалось два рукава — короткий Кеть Тогурская (9 км), имеющий переменное направление течения (если половодье по р. Кеть проходит раньше, чем по Оби, то по нему большая часть стока притока идет в главную реку; в остальные периоды Обь направляет часть стока в нижнюю часть р. Кеть). Длина Обь—Кетского рукава в тыловой части Обской поймы Кети Копыловской — несколько десятков километров (его устье у села Нарым). Аналогичная ситуация имеет место при впадении в Обь р. Сев. Сосьва, которая сначала принимает из Малой Оби две крупные пойменные протоки, а ниже пос. Березово сливается с одним из рукавов раздвоенного русла — протокой Вайсова. В итоге в узле слияния Малой Оби с р. Сев. Сосьва сток последней составляет лишь 40%, остальная часть — обские воды, поступившие из протоки (рукава раздвоенно-

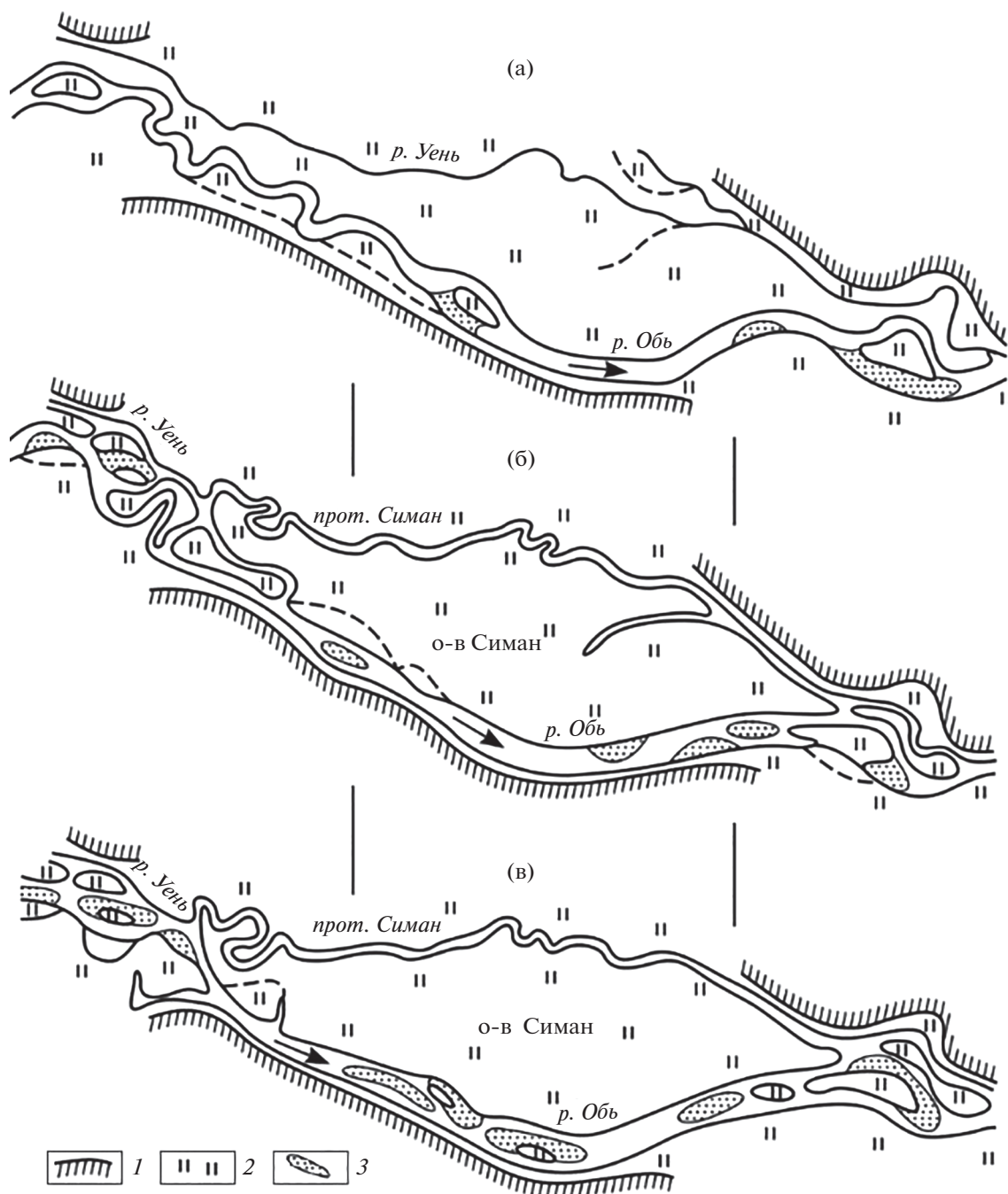


Рис. 4. Образование раздвоенного русла путем внутридолинного (внутрипойменного) “перехвата” части стока Оби ее притоком – р. Уень. 1 – коренные берега; 2 – пойма; 3 – осередки и прирусловые отмели.

го русла Оби) Вайсова и пойменных проток Лапорской и Пырсим.

Своеобразной разновидностью раздвоенных русел являются пойменные проточно-озерные разветвления [26]. Их образование связано с заполнением наносами озерных водоемов. На р. Янцзы в пределах равнины Лянху сохранилось оз. Дантинху, в которое впадает система правых

рукавов, доля стока в которой составляет 50% стока реки и из которого вытекает рукав, соединяющийся затем с основным левым рукавом, располагающимся в северной части равнины, ежегодно затопливаемой в многоводную фазу водного режима (паводочной период) [27]. На нижнем Тереке [28] такое раздвоенное русло сформировалось вследствие прорыва прирусловых валов

и приустьевых разливов реки (аналог мелководного озерного водоема) и заполнения их наносами.

В узле слияния Амура и Уссури протока Казакевича с переменным направлением течения (в основном из Амура в низовья Уссури и из Уссури в Амур при прохождении высоких паводков по притоку) и Амурская протока (низовья Уссури плюс воды Амура, поступающие из Казакевичевой протоки) имеют длину около 60 км, представляя собой, по существу, второй рукав раздвоенного русла Амура (ранее [29] он рассматривался как рукав аномально большого пойменно-руслового разветвления), который соединяется с рекой Уссури, подобно протоке Вайсова при слиянии Оби с р. Сев. Сосьва.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОДИНАМИКИ РАЗДВОЕННЫХ РУСЕЛ

В раздвоенных руслах каждый рукав характеризуется своим набором морфодинамических типов русла, обычно извилистого или с русловыми разветвлениями относительно простых разновидностей (одиночные, прибрежные, сопряженные) и невысокими значениями степени разветвленности n_0/x (n_0 — количество островов на единицу длины реки x). Параметры форм русла (излучин, разветвлений), темпы русловых деформаций или преобладание того или иного типа русла определяются водностью рукавов, различиями в распределении стока наносов и конкретными условиями их формирования. Например, прохождение одного из рукавов вдоль коренного берега (Горная и Большая Обь, нижняя Волга в пределах Волго-Ахтубинской долины) создает условия для преимущественного распространения прямолинейного неразветвленного русла или односторонних разветвлений, в которых вторые маловодные рукава находятся вдоль односторонней поймы [3].

Раздвоенные русла по соотношению разветвленности и извилистости основных рукавов можно охарактеризовать двумя крайними примерами. Первый — нижняя Волга, где от основного русла ответвляется маловодный (всего 3–4% стока Волги) левый рукав — Ахтуба, проходящий в тыловой части Волго-Ахтубинской поймы. Почти на всем протяжении он меандрирует и лишь местами вдоль левого коренного берега русло его относительно прямолинейное, но с извилинами динамической оси потока возле побочной и иногда с осередковыми разветвлениями. В русле собственно Волги (правом основном рукаве) относительно прямолинейные участки, одиночные разветвления и излучины распространены приблизительно в равном долевым соотношении, причем параметры излучин самого русла Волги и ее рукавов на несколько порядков величин больше, чем у излучин Ахтубы [5, 6, 30].

Другой пример раздвоенного русла — средняя (на широтном участке) и нижняя Обь. В 294 км ниже слияния с р. Иртыш она разделяется на два соизмеримых по водности рукава — Малую и Горную Обь (64 и 36% соответственно). На широтном участке средней Оби в системе проток Юганская Обь — Бол. Салымская — Неулева русла рукавов меандрирующие, параметры излучин зависят от их водности (относительная водность в пределах 19–40% от общего расхода воды в реке). В русле правого рукава — собственно Оби, как и выше истока Юганской Оби, сложно чередуются по длине относительно прямолинейные неразветвленные участки, пологие и развитые сегментные излучины, одиночные, пойменно-русловые и сопряженные разветвления. При этом отвлечение части стока в левые рукава раздвоенного русла практически не сказывается на изменении параметров формы русла (излучин, разветвлений), так как находится в пределах величины рассредоточения стока по многочисленным пойменным протокам (ответвлениям) выше по течению, до истока Юганской Оби: их суммарная водность составляет 20–25% во время половодья, тогда как Юганская Обь на заходе забирает 19% и лишь к устью возрастает до 40% благодаря впадению в нее притока — р. Бол. Юган и пойменных проток.

На Малой Оби, отходящие от нее сначала в центральную часть поймы Тоготская Обь, затем влево протока Вайсова, перераспределение стока по протоке Бол. Нюрик и ответвление Малой Горной Оби приводят к снижению ее водности до 15% и меньше от общего расхода реки в половодье. Вследствие этого на Малой Оби русло преимущественно меандрирует, образуя иногда очень крутые излучины с коленообразными изгибами потока в их привершинных частях. При этом параметры излучин рукавов зависят от их водности, определяя, в свою очередь, у развитых и крутых ($l/L > 1.7$ — крутые, 1.4–1.7 — развитые, < 1.4 — пологие [3]) различные скорости размыва берегов $C = f(l/L)$; на пологих излучинах эта связь, как и в одиночных русловых разветвлениях не проявляется, так как преобладает влияние других факторов, в том числе из-за развития островов на их крыльях или в привершинных частях, что приводит к еще большему снижению расходов воды в основном русле рукава. На Горной и Большой Оби при преобладании прямолинейного неразветвленного русла вдоль правого коренного берега встречаются одиночные разветвления и излучины, формирующие ниже его мысов и выступов, оказывающих на поток направляющее воздействие и вызывающие отклонение от него русла.

Проявлением различий в интенсивности русловых деформаций являются неодинаковые скорости размыва берегов в едином и в раздвоенном русле. На средней Оби выше раздвоенного русла средняя скорость отступания пойменных берегов

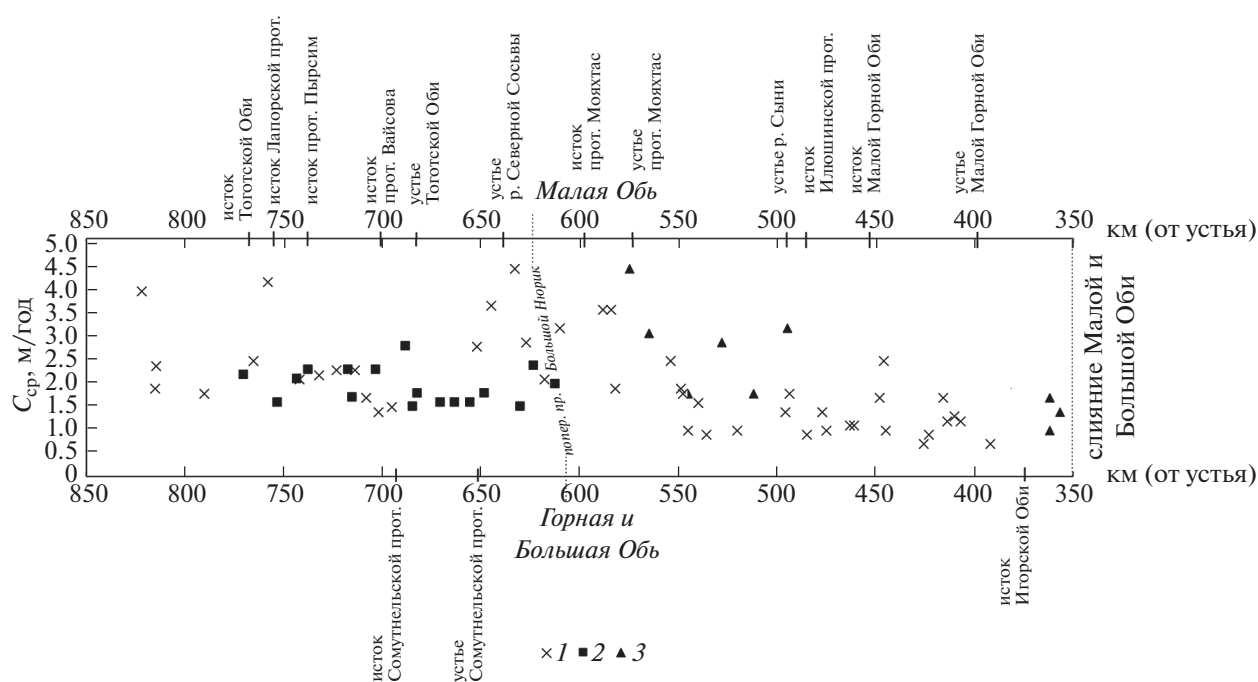


Рис. 5. Изменение средней скорости размыва берегов по длине рукавов раздвоенного русла нижней Оби. 1 — Малая Обь, 2 — Горная Обь, 3 — Большая Обь.

составляет 3.1 м/год, среднемаксимальная зафиксирована на одной из излучин — 26.6 м/год. Ниже ответвления Юганской Оби, а затем проток Бол. Салымской и Неулева в основном (правом) рукаве берега размываются примерно с той же средней скоростью — 3.2 м/год, тогда как среднемаксимальная несколько ниже — 17.6 м/год. В левых рукавах раздвоенного русла средней Оби из-за их меньшей водности скорости размыва берегов в 1.5–2 раза меньше: в Юганской Оби — 1.8 м/год, Бол. Салымской протоке — 1.9 м/год, протоке Неулева — 1.4 м/год, среднемаксимальные соответственно — 5.3, 4.2 и 3.1 м/год. Ниже слияния с р. Иртыш, где река течет вдоль правого коренного берега, скорость размыва берегов в среднем составляет 2.8 м/год, максимумы приурочены к левым рукавам одиночных разветвлений, образующим развитые излучины (например, в Сотниковском разветвлении — 16.6 м/год). В раздвоенном русле нижней Оби левый, протекающий преимущественно в пойменных берегах, рукав — Малая Обь, водность которого существенно сокращается вниз по течению, имеет средние скорости их размыва 2.3 м/год, среднемаксимальная — 10.1 м/год отмечена в одностороннем разветвлении, в котором прибрежные острова отклоняют стрежень потока к противоположному берегу. В правом рукаве — Горной Оби, испытывающей ограничивающее влияние правого коренного берега, скорости размыва берегов ниже (средняя — 1.9 м/год, среднемаксимальная —

6.8 м/год в одиночном разветвлении). В Тоготской Оби — рукаве, проходящем в центральной части поймы и забирающем больше половины стока Малой Оби (60%), скорости отступления берегов достигают 2.8 м/год, максимум зафиксирован на крутой излучине — 12.0 м/год. В правом рукаве — Большой Оби, которая, как и Горная Обь протекает вдоль правого коренного берега, средние и среднемаксимальные скорости размыва берегов несколько больше, чем на Горной Оби — 2.0 и 8.7 м/год, соответственно, из-за ее большей водности. На Малой Оби ниже протоки Бол. Нюрик вследствие меньшей ее водности, в том числе из-за рассредоточения стока по многочисленным протокам и ответвлениям Малой Горной Оби, средние скорости берегов снижаются до 1.4 м/год, среднемаксимальная составляет 10.7 м/год на свободной излучине. Ниже слияния Малой и Большой Оби берега размываются со средней скоростью 1.7 м/год, несмотря на наиболее высокую мощность потока (последний рукав раздвоенного русла — Игурская Обь здесь забирает 20% стока), что связано с относительной прямолинейностью русла и рукавов русловых разветвлений.

Таким образом, вниз по течению средней и нижней Оби наблюдается общее снижение интенсивности размыва берегов на фоне (в нижнем течении) колебаний, связанных с рассредоточением стока и его перераспределением между рукавами раздвоенного русла (рис. 5). В верхней ча-

сти Малой Оби (до протоки Бол. Нюрик) она зависит от водности рукава и морфодинамического типа его русла. Темпы отступления берегов снижаются при оттоке воды в Тоготскую Обь, пойменные протоки (Лапорскую, Пырсим) и в протоку Вайсову до минимальных значений — 1.4 м/год после ответвления последней. Исключение составляет участок, где ответвляется Лапорская протока (4.2 м/год), в связи с местным активным развитием вновь сформировавшегося пойменно-руслового разветвления. Ниже слияния с Тоготской Обью, а затем и р. Сев. Сосьва размывы берегов возрастают только до 4.5 м/год. На Горной и Большой Оби заметное снижение темпов размыва берегов имеет место при отходе от нее Сомутнельской протоки (до 1.5–1.8 м/год) по сравнению с участками выше и ниже по течению.

Перераспределение стока между Малой и Большой Обью в пользу последней привело к изменению интенсивности размыва берегов в рукавах раздвоенного русла. На Малой Оби происходит постепенное снижение размыва берегов по мере рассредоточения стока по пойменным протокам и ответвления левого рукава (Малой Горной Оби) до минимальных значений — 1.2 м/год. На Большой Оби ниже слияния с Бол. Ножиком скорости размыва возрастают до 4.5 м/год, но затем на большей ее части, где рукав располагается вдоль правого коренного берега, наблюдаются лишь локальные размывы левобережной поймы и только ниже ответвления Игорской Оби, где появляется правобережная пойма, скорости отступления берегов составляют 1.0–1.7 м/год.

На р. Кеть в раздвоенном русле средняя скорость размыва пойменных берегов на излучинах левого более многоводного рукава — собственно Кеть (1.7 м/год) такие, как и на излучинах выше по течению, но среднемаксимальные скорости заметно меньше — 3.6 против 6.1 м/год. В правом рукаве раздвоенного русла (Старая Кеть) средние и среднемаксимальные скорости размыва снижаются — 1.3 и 2.1 м/год соответственно.

На р. Казым скорости размыва берегов составляют 1.6 м/год (максимум 3.5 м/год). В раздвоенном русле левый рукав (его длина 72 км) — собственно Казым, в который впадают три притока, средняя скорость размыва берегов 1.8 м/год, среднемаксимальная — 4.9 м/год. В правом меньшем по водности рукаве — протоке Сорумказым они меньше в 1.5 и более раза — 1.3 (средняя) и 2.0 м/год (среднемаксимальная).

На нижнем Амуре, в Троицко-Иннокентьевском трех-четырёхрукавном раздвоенном русле правый, наиболее многоводный рукав, проходя вдоль или вблизи коренного берега, в основном имеет прямолинейное русло, остальные — в начале прямолинейное, а затем меандрирующее с развитыми и крутыми сегментными излучинами,

а в нижней части наиболее многоводного рукава — протоки Кафа разветвленно-извилистое. В Мариинском раздвоенном русле оба рукава характеризуются одиночными разветвлениями, правый рукав — Мариинская протока также пойменно-русловыми перед мысами правого коренного берега (у села Мариинского и горы Иркутской) и “дельтовым” в устье левого рукава — Старый Амур.

В раздвоенном русле нижнего Днестра более многоводная протока Турунчук имеет поровну прямолинейное неразветвленное русло и крутые синусоидальные излучины. В правом судоходном рукаве Днестра формируются сложные пальцевидные и крутые сегментные излучины с $l/L \approx 2.0$ и радиусами кривизны 200–280 м (при ширине русла 120–150 м) [12].

СТОК НАНОСОВ В РУКАВАХ РАЗДВОЕННЫХ РУСЕЛ

Распределение стока наносов в раздвоенных руслах — наименее изученный вопрос их режима и условий формирования. Известно только, что на нижней Волге [5] годовой сток взвешенных наносов Ахтубы существенно уступает таковому в правом рукаве — собственно Волге, составляя 0.15 млн т до создания Волгоградского гидроузла и 0.05 млн т в настоящее время (против соответственно 18.5 и 7.3 млн т на Волге). Однако мутность воды в обоих рукавах (Ахтубе и Волге) практически одинакова (0.30 и 0.32 г/м³). В 2019–2020 гг. впервые были получены сведения [11] о распределении мутности воды и стока взвешенных наносов во время половодья в раздвоенном русле нижней Оби. В узле разделения реки на Малую и Горную Обь мутность Малой Оби (56 г/м³), в которую поток направляется мысом правого коренного берега, выше, чем в Горной Оби, отходящей от Малой Оби почти по нормали. Расход взвешенных наносов в Малой Оби (765.9 кг/с) в 2.5 раза превышает таковой в Горной Оби (282.6 кг/с). Это различие сохраняется по всей длине раздвоенного русла, чему благоприятствуют расположение Горной Оби вдоль правого коренного берега и большая интенсивность русловых деформаций на Малой Оби, проявляющаяся в размывах пойменных берегов. Для Горной Оби характерны сравнительно небольшие колебания мутности (максимальные значения — 41 г/м³, минимальные — 25 г/м³). Мутность Малой Оби изменяется в широких пределах и повсеместно выше, чем на Горной Оби, изменяясь от 70.5 г/м³ (максимальное значение) до 38.1 г/м³ (минимальное значение) непосредственно ниже захода в протоку Вайсова. В узле разделения Малой и Тоготской Оби оба рукава существенно различаются по мутности (соответственно 53.9 и 36.0 г/м³), хотя вод-

ность последней в 1.5 раза больше: Тоготская Обь отходит от Малой Оби почти под прямым углом, располагаясь у вогнутого берега в вершине ее излучины. При этом сток наносов в половодье в обоих рукавах практически одинаков (301.5 и 301.3 г/м³). Очевидно, это отражает большую активность русловых деформаций в Малой Оби. В узле разделения Малой Оби и протоки Бол. Нюрик значения мутности практически одинаковы — соответственно 40.2 и 41.6 г/м³. Расход взвешенных наносов по длине протоки Бол. Нюрик (всего 24 км) увеличивается с 388 до 590 кг/с при росте водности более, чем в 2 раза, что связано со сливом в нее осветленных вод с затопленной поймы и из пойменных проток. Вдоль обоих основных рукавов раздвоенного русла на фоне существенных колебаний, определяемых местными условиями (наличием русловых разветвлений, ответвлением или впадением пойменных проток, сливом вод с затопленной поймы, размывами берегов и т.д.), прослеживается общее снижение мутности: на Малой Оби в верхней ее части преобладают значения более 50 г/м³, в нижней — 30 – 40 г/м³, на Горной Оби — от 40 до 30 г/м³. Это коррелирует с продольным изменением вдоль основных рукавов величин взвешенных наносов. На Малой Оби от захода в нее до ответвления протоки Вайсова включительно расход взвешенных наносов уменьшается более чем в 20 раз (при снижении расходов воды в 7 раз). Соответственно, аккумуляция наносов приводит к тому, что возрастает количество перекатов, которые, особенно ниже истока протоки Вайсова, лимитируют судоходство по глубине. Увеличение расхода воды в Малой Оби после слияния с Тоготской Обью, а затем с р. Сев. Сосьва (объединенный расход с обскими протоками Лапорской, Пырсим и Вайсова) более чем в 4 раза и соответствующий рост транспортирующей способности потока обуславливают повышение расхода взвешенных наносов почти в 6 раз (до 477.3 кг/с), но затем на коротком расстоянии к истоку протоки Бол. Нюрик он снижается до 140 кг/с.

Аналогичные изменения, но с меньшей амплитудой, происходят на Горной Оби. От захода в нее расходы взвешенных наносов снижаются, особенно сильно после ответвления Сомутельской протоки. Ниже слияния с ней и увеличения расхода воды более чем в 2 раза он возрастает всего в 2.1 раза, но далее к слиянию с протокой Бол. Нюрик вновь уменьшается. Таким образом, для обоих рукавов раздвоенного русла нижней Оби характерно продольное уменьшение во время половодья стока взвешенных наносов.

Эти же тенденции проявляются ниже по течению. Однако, если средние значения мутности во время половодья на Большой и Малой Оби примерно одинаковы, то на последней отмечается

большой диапазон их изменений. Это объясняется тем, что на Малой Оби протяженность размываемых берегов более чем в два раза превышает их протяженность на Большой Оби. Многие пойменные протоки и несудоходные рукава в русловых разветвлениях выполняют наносотсасывающую роль, вследствие чего в них поступает большее количество взвешенных наносов (мутность в них превышает 65 – 70 мг/л, тогда как в основных рукавах он не более 30 – 40 г/м³). На этом фоне ниже захода в протоку Бол. Нюрик расход взвешенных наносов на Малой Оби в половодье продолжает уменьшаться и к слиянию с Большой Обью составляет 341 кг/с при мутности 30 – 40 г/м³.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования раздвоенных русел позволили установить, что условиями для их развития являются: 1) большая ширина реки, при которой ширина поймы более, чем в 10 раз превышает ширину русла, т.е. $B_n > 10b_p$; 2) глубокое и длительное затопление поймы в многоводную фазу водного режима, сопровождающееся в это время прохождением руслоформирующих расходов воды; 3) направляющее воздействие выступов ведущих коренных берегов в начале расширения днища долины как дополнительный фактор раздвоения; в ряде случаев это обеспечивает маловодность одного из рукавов, отходящего за плечом ведущего берега; 4) прохождение рукавов в основном вдоль (или вблизи) коренных берегов (бортов долины), и лишь рукава вторичных раздвоений расположены в центральной части поймы.

Генетически на больших и крупнейших реках раздвоенные русла — результат эволюции русловых разветвлений или образования прорванных излучин в условиях очень широкой ($B_n > 10b_p$), глубоко и на длительное время затопляемой поймы. Течения на пойме, концентрируясь вдоль староречий или отшнуровавшихся от реки бывших рукавов, обеспечивают их функционирование либо в виде относительно маловодных пойменных проток, либо при большой ширине поймы ($B_n > 10b_p$) и особенно при направляющем воздействии на поток выступов и мысов коренных берегов — рукавов раздвоенного русла, соизмеримых по водности с основной рекой.

В низовьях рек (нижняя Волга, Днестр, Таз) раздвоенные русла представляют собой реликты дельтовых рукавов. Встречаются и некоторые другие условия их формирования: внутридолинные (внутрипойменные) перехваты стока притоками при наличии общей поймы, в узлах слияния больших рек, пойменные проточно-озерные разветвления. На малых реках они являются следствием аккумуляции наносов в предгорьях, внут-

ри- и межгорных котловинах при резком расширении днища долины и уменьшения уклонов.

Рассредоточение стока, неодинаковая водность рукавов раздвоенных русел и ее изменения по их длине сказываются в формировании в каждом из них своего набора морфодинамических типов русел, в различиях параметров русловых форм (излучин, русловых разветвлений), интенсивности русловых деформаций, в том числе размывов берегов и в особенностях стока наносов, определяемых их водностью и ее изменениями по длине рукавов.

Полученные закономерности в основном при- сущи большим и крупнейшим рекам: малые и средние реки в отношении развития на них раздвоенных русел остаются практически пока неизученными.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выполнено по планам НИР (госзадание) кафедры гидрологии суши (№ 121051400038-10) и НИЛаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Макавеева МГУ им. М.В. Ломоносова (№ 121051100166) (исходные материалы, классификация) при финансовой поддержке РНФ (проект № 18-17-00086 — натурные исследования, русловой анализ) и РФФИ (проекты № 20-35-90003/20 — размывы берегов и № 19-35-90101/19 — рассредоточение стока и мутности воды в разветвлениях).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанов М.А. Русловой процесс (основы теории). М.: Госфизматгиз, 1958. 395 с.
2. Смирнова В.Г. Гидролого-морфологический анализ разветвленных русел рек Алтайского региона. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск: ИГ СО РАН, 2002. 20 с.
3. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 608 с.
4. Русловой режим рек Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1994. 336 с.
5. Зайцев А.А., Иванов В.В., Коротаев В.Н., Лабутина И.А., Лукьянова С.А., Ли Цзунсянь, Римский-Корсаков Н.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Сидорчук А.Ю., Сычев В.В., Чернов А.В. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.
6. Атлас русловой морфодинамики Нижней Волги (Волгоград — Астрахань). М.: Изд-во МГУ, 2009. 232 с.
7. Махинов А.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В. Направленная аккумуляция наносов и морфология русла Нижнего Амура // Геоморфология. 1994. № 3. С. 70–78.
8. Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.
9. Завадский А.С., Зима Ю.В. Естественные и антропогенные изменения русла реки Аргуни (в свете ее пограничного положения) // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2011. № 4. С. 4–16.
10. Чалов Р.С., Камышев А.А., Завадский А.С., Куракова А.А. Морфодинамика и гидролого-морфологическая характеристика русла средней Оби на широтном участке // География и природные ресурсы. 2021. № 2. С. 92–102.
11. Чалов Р.С., Камышев А.А., Куракова А.А., Завадский А.С. Особенности рассредоточения стока воды и взвешенных наносов в половодье в раздвоенном русле нижней Оби (в пределах ХМАО—Югры) // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 22–33.
12. Беркович К.М., Злотина Л.В., Иванов В.В., Никитина Л.Н., Рязанов П.Н., Турыкин Л.А., Чалов Р.С., Чернов А.В. Развитие русла среднего и нижнего Днестра в условиях интенсивной антропогенной нагрузки // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1991. С. 141–164.
13. Борик С.А. Комплексные экспедиционные исследования и оценка влияния русловых процессов на гидрологический режим равнинной реки (на примере нижнего Днестра). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Одесса: ОГМИ, 1987. 17 с.
14. Горайнов В.В., Филиппов О.В., Плякин А.В., Золотарев Д.В. Волго-Ахтубинская пойма: особенности гидрографии и водного режима. Волгоград: Волгоград. науч. изд-во, 2004. 112 с.
15. Чалов Р.С., Чалова А.С., Голубцов Г.Б. О терминологии и классификации разветвлений равнинных рек // Геоморфология. 2021. Т. 52. № 3. С. 48–63. <https://doi.org/10.31857/S0435428121030032>
16. Чалов Р.С., Чалов С.Р. Структурные уровни и морфодинамическая классификация русловых разветвлений // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 3. С. 259–271. <https://doi.org/10.31857/S0321059620030049>
17. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979. 234 с.
18. Назаров Н.Н., Диарора Б., Дремин Д.А. Морфологические разновидности русла и условия их формирования на р. Нигер (Западная Африка) // Геоморфология. 2021. № 2. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0435428121020085>
19. Latrubesse E.M. Patterns of anabranching channel: the ultimate end-member adjustment of mega rivers // Geomorphology. Vol. 101. № 1–2. 2008. P. 130–145. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.035>
20. Эколого-географический атлас-монография “Селенга—Байкал” // Тр. Байкальской экспедиции. Вып. 1. / Гл. ред. Н.С. Касимов. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2019. 288 с.

21. Ермакова А.С. Русловые процессы на реках Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2009. 26 с.
22. Голубцов Г.Б. Гидролого-морфологическая характеристика островов разветвленных русел верхней Оби и средней Лены // Маккавеевские чтения — 2019. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2020. С. 21–32.
23. Кортаев В.Н., Лодина Р.В., Чалов Р.С., Шутков А.М. Формирование устьев рек Таза и Пура и рельефа дна для южной части Тазовской губы // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 140–153.
24. Барышников Н.Б. Проблемы морфологии, гидрологии и гидравлики пойм. СПб.: РГТУ, 2012. 426 с.
25. Русловые процессы и водные пути на реках Обского бассейна. Новосибирск: РИПЭЛ плюс, 2001. 300 с.
26. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД, 2011. 960 с.
27. Чалов Р.С., Власов Б.Н., Лю Шугуан, Чжао Еань, Юй Вэньчоу. Специфические формы разветвленного русла Янцзы и их эволюция // География и природные ресурсы. 2006. № 2. С. 151–158.
28. Самохин М.А., Чалов С.Р. Многолетний режим и принципы регулирования пойменно-озерных разветвлений (на примере Янцзы и Терека) // География и природные ресурсы. 2008. № 3. С. 17–25.
29. Чалов Р.С., Чернов А.В. Проблемы развития русла Амура в районе Амуро-Уссурийского водного узла // География и природные ресурсы. 2000. № 4. С. 93–98.
30. Кортаев В.Н., Иванов В.В., Чалов Р.С. Морфодинамика русла Нижней Волги // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 21. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2019. С. 170–192.

Bifurcated channels of large and the largest rivers: conditions of formation, water runoff distribution and morphodynamics

R. S. Chalov^{a, #}, A. A. Kurakova^a, A. A. Kamyshev^a, and N. M. Mikhaylova^a

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

[#]*E-mail: rschalov@mail.ru*

Bifurcated channels represent the highest structural level of channel branching in the large rivers and characterized by two equal channels that flow on the opposite sides of a very wide valley for tens and hundreds of kilometers. They form when the floodplain is 10 times wider than the channel, the entire floodplain is being inundated during flood stage, the branches are located near the sides of the valley, exposure of bedrock banks control discharge distribution between the channels. Their formation is usually accompanied by the development of numerous floodplain channels that provide hydraulic connection between the main branches. In some cases, bifurcated channels occur on small rivers. Typically bifurcated channels occur in the low reach close to the river mouth; or form as a result of stream capture by tributaries that share the same floodplain with the main river; or when river flowing out of the mountains to the plain, etc. There are differences in the development of branches of bifurcated channels, the distribution of morphodynamic types of channels; various riverbank erosion rates. These characteristics depend on the change in their water content, the morphodynamic type of the channel, the location in relation to the bedrock banks, as well as the effect of the distribution of discharge on sediment runoff and its longitudinal changes.

Keywords: channel processes, bifurcated channels, branches, distribution of water discharge, sediment runoff, riverbank erosion, floodplains, floodplain channels

ACKNOWLEDGEMENTS

The paper is prepared according to the plan of scientific research of the Department of Land Hydrology (No. 121051400038-10) and the Makkaveev Research Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes (No. 121051100166) with financial support of the Russian Science Foundation (projects No. 18-17-00086) and Russian Foundation of Basic Research (project No. 20-35-90003/20, No. 19-35-90101/19).

REFERENCES

1. Velikanov M.A. *Ruslovoi protsess (osnovy teorii)* (Channel process (fundamentals of theory)). М.: Gosfizmatgiz (Publ.), 1958. 395 p.
2. Smirnova V.G. *Gidrologo-morfologicheskii analiz razvetvlenykh rusel rek Altaiskogo regiona* (Hydrological and morphological analysis of branched river channels of the Altai region). PhD thesis. Irkutsk: IG SO RAN (Publ.), 2002. 20 p.

3. Chalov R.S. *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 1. Ruslovyie protsessy: faktory, mekhanizmy, formy proyavleniya i usloviya formirovaniya rechnykh rusel* (Riverbed science: theory, geography, practice. Vol. 1: Riverbed processes, mechanism, forms of manifestations and conditions of formations of riverbeds). M.: LKI (Publ.), 2008. 608 p.
4. *Ruslovoi rezhim rek Severnoi Evrazii* (Channel regime of the rivers of Northern Eurasia). M.: MGU (Publ.), 1994. 336 p.
5. Zaitsev A.A., Ivanov V.V., Korotaev V.N., Labutina I.A., Luk'yanova S.A., Li Tszunyan', Rinskii-Korsakov N.A., Rychagov G.I., Svitoch A.A., Sidorchuk A.Yu., Sychev V.V., and Chernov A.V. *Nizhnaya Volga: geomorfologiya, paleogeografiya i ruslovaya morfodinamika* (Lower Volga: geomorphology, paleogeography and channel morphodynamics). M.: GEOS (Publ.), 2002. 242 p.
6. *Atlas ruslovoi morfodinamiki Nizhnei Volgi (Volgograd – Astrakhan')* (Atlas of channel morphodynamics of the Lower Volga (Volgograd – Astrakhan)). M.: MGU (Publ.), 2009. 232 p.
7. Makhinov A.N., Chalov R.S., and Chernov A.V. *Napravleniya akkumulyatsiya nanosov i morfologiya rusla Nizhnego Amura* (Progressive alluviation and channel morphology in the lower reaches of the Amur River). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1994. No. 3. P. 70–78. (in Russ.)
8. Makhinov A.N. *Sovremennoe rel'efoobrazovanie v usloviyakh allyuvial'noi akkumulyatsii* (Modern relief formation under conditions of alluvial accumulation). Vladivostok: Dalnauka (Publ.), 2006. 232 p.
9. Zavadskii A.S. and Zima Yu.V. *Estestvennye i antropogennye izmeneniya rusla reki Arguni (v svete ee pogranichnogo polozheniya)* (Natural and anthropogenic changes in the channel of the Argun River (in the light of its border position)). *Vodnoe khozyaistvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie*. 2011. No. 4. P. 4–16. (in Russ.)
10. Chalov R.S., Kamyshev A.A., Zavadskii A.S., and Kurakova A.A. *Morfodinamika i gidrologo-morfologicheskaya kharakteristika rusla srednei Obi na shirotnom uchastke* (Morphodynamics and hydrologic-morphological characteristics of the middle Ob riverbed at the latitudinal stretch). *Geografiya i prirodnye resursy*. 2021. No. 2. P. 92–102. (in Russ.)
11. Chalov R.S., Kamyshev A.A., Kurakova A.A., and Zavadskii A.S. *Osobennosti rassredotocheniya stoka vody i vzveshennykh nanosov v polovod'e v razdvoennom rusle nizhnei Obi (v predelakh KhMAO–Yugry)* (The Distribution of Water and Suspended Sediment Flow during Spring Flood in the Forked Channel of the Lower Ob (within Khanty-Mansi Autonomous Area)). *Vodnye resursy*. 2021. Vol. 48. No. 1. P. 22–33. (in Russ.)
12. Berkovich K.M., Zlotina L.V., Ivanov V.V., Nikitina L.N., Ryazanov P.N., Turykin L.A., Chalov P.C., and Chernov A.B. *Razvitie rusla srednego i nizhnego Dnestra v usloviyakh intensivnoi antropogennoi nagruzki* (Development of the riverbed of the middle and lower Dniester under conditions of intense anthropogenic load). *Ekologicheskie problemy erozii pochv i ruslovykh protsessov*. M.: MGU (Publ.), 1991. P. 141–164. (in Russ.)
13. Borik S.A. *Kompleksnye ekspeditsionnye issledovaniya i otsenka vliyaniya ruslovykh protsessov na gidrologicheskii rezhim ravninnoi reki (na primere nizhnego Dnestra)* (Complex expeditionary studies and assessment of the influence of channel processes on the hydrological regime of a plain river (case study of the lower Dniester)). PhD thesis. Odessa: OGMI (Publ.), 1987. 17 p.
14. Goryainov V.V., Filippov O.V., Plyakin A.V., and Zolotarev D.V. *Volgo-Akhtubinskaya poima: osobennosti gidrografii i vodnogo rezhima* (Volga-Akhtubinskaya floodplain: features of hydrography and water regime). Volgograd: Volgograd (Publ.), 2004. 112 p.
15. Chalov R.S., Chalova A.S., and Golubtsov G.B. *O terminologii i klassifikatsii razvetvlenii ravninnykh rek* (To the classification of braided channels of plain rivers). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2021. Vol. 52. No. 3. P. 48–63. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435428121030032>
16. Chalov R.S. and Chalov S.R. *Strukturnye urovni i morfodinamicheskaya klassifikatsiya ruslovykh razvetvlenii* (Structural levels and morphodynamic classification of channel braiding). *Vodnye resursy*. 2020. Vol. 47. No. 3. P. 259–271. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0321059620030049>
17. Chalov R.S. *Geograficheskie issledovaniya ruslovykh protsessov* (Geographic studies of channel processes). M.: MSU (Publ.), 1979. 232 p.
18. Nazarov N.N., Diarora B., and Dremine D.A. *Morfologicheskie raznovidnosti rusla i usloviya ikh formirovaniya na r. Niger (Zapadnaya Afrika)* (Morphological varieties of the channel and the conditions of their formation on the Niger river (West Africa)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2021. № 2. P. 3–13. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435428121020085>
19. Latrubesse E.M. Patterns of anabranching channel: the ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*. Vol. 101. № 1–2. 2008. P. 130–145.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.035>
20. *Ekologo-geograficheskii atlas-monografiya “Selenga – Baikal”*: Trudy Baikal'skoi ekspeditsii. Vyp. 1. (Environmental Atlas-monograph “Selenga-Baikal”: Selenga – Baikal expedition. Vol. 1). N. S. Kasimov (Ed.). M.: Geographical faculty MSU (Publ.), 2019. 288 p.
21. Ermakova A.S. *Ruslovyie protsessy na rekakh Kamchatki* (Channel processes on the rivers of Kamchatka). PhD thesis. M.: MSU (Publ.), 2009. 26 p.
22. Golubtsov G.B. *Gidrologo-morfologicheskaya kharakteristika ostrovov razvetvlenykh rusel verkhnei Obi i srednei Leny* (Hydrological and morphological characteristics of the branched-channel islands of the upper Ob and middle Lena). *Makkaveevskie chteniya*. 2019. M.: MGU (Publ.), 2020. P. 21–32. (in Russ.)
23. Korotaev V.N., Lodina R.V., Chalov R.S., and Shutov A.M. *Formirovanie ust'ev rek Taza i Pura i rel'efa dna dlya yuzhnoi chasti Tazovskoi guby* (Forma-

- tion of the mouths of the Taza and Pura rivers and the bottom relief for the southern part of the Taz Bay). *Eroziya pochv i ruslovyye protsessy*. Vol. 5. M.: MGU (Publ.), 1976. P. 140–153.
24. Baryshnikov N.B. *Problemy morfologii, gidrologii i gidravliki poim* (Problems of morphology, hydrology and hydraulics of floodplains). SPb.: RGGMU (Publ.), 2012. 426 p.
 25. *Ruslovyye protsessy i vodnye puti na rekakh Obского basseina* (Channel processes and waterways on the rivers of the Ob basin). Novosibirsk: RIPEL plyus (Publ.), 2001. 300 p.
 26. Chalov R.S. *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 2 Morfodinamika rechnykh rusel* (Riverbed science: theory, geography, practice. Vol. 2: Morphodynamics of river channels). M.: KRASAND (Publ.), 2011. 960 p.
 27. Chalov R.S., Vlasov B.N., Lyu Shuguan, Chzhao Ean', and Yui Ven'chou. *Spetsificheskie formy razvetvlennogo rusla Yantszy i ikh evolyutsiya* (Specific forms of the Yangtze branched channel and their evolution). *Geografiya i prirodnye resursy*. 2006. No. 2. P. 151–158. (in Russ.)
 28. Samokhin M.A. and Chalov S.R. *Mnogoletnii rezhim i printsipy regulirovaniya poimennenno-ozernykh razvetvlenii (na primere Yantszy i Tereka)* (Long-term regime and principles of regulation of floodplain-lake braiding (on the example of Yangtze and Terek)). *Geografiya i prirodnye resursy*. 2008. No. 3. P. 17–25. (in Russ.)
 29. Chalov R.S. and Chernov A.V. *Problemy razvitiya rusla Amura v raione Amuro-Ussuriiskogo vodnogo uzla* (Problems of the development of the Amur channel in the area of the Amur-Ussuriysky water hub). *Geografiya i prirodnye resursy*. 2000. No. 4. P. 93–98. (in Russ.)
 30. Korotaev V.N., Ivanov V.V., and Chalov R.S. *Morfodinamika rusla Nizhnei Volgi* (Morphodynamics of the channels of the Lower Volga). *Eroziya pochv i ruslovykh protsessov*. Vol. 21. M.: MGU (Publ.), 2019. P. 170–192. (in Russ.)

РОЛЬ ГЛОБАЛЬНОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ И ДЕНУДАЦИИ В КАЙНОЗОЙСКОМ ПОХОЛОДАНИИ КЛИМАТА

© 2022 г. А. М. Грачев^{1,*}, В. Н. Голосов^{1,2,**}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: agrachev@igras.ru

**E-mail: golosov@igras.ru

Поступила в редакцию 21.01.2021 г.

После доработки 10.06.2021 г.

Принята к публикации 11.10.2021 г.

Рассматривается комплекс взаимосвязанных процессов: формирование горного рельефа, денудация, изменения атмосферного CO_2 и постепенное похолодание климата в кайнозое. Темпы денудации в геологическом масштабе могут весьма существенно меняться, как в связи со сейсмотектонической деятельностью, так и климатическими изменениями. В свою очередь климатические изменения могут быть обусловлены последствиями сейсмотектонической деятельности, которые способствуют трансформации рельефа территории и темпов денудации. Глобальный климатический режим начал кардинальным образом меняться около 50 млн л. н. Механизм этого самого значительного изменения климата с момента начала кайнозойской эры 66 млн л. н. и до сегодняшнего дня (т.н. кайнозойское похолодание, “*Cenozoic cooling*”) до сих пор остается окончательно невыясненным. Продолжают накапливаться свидетельства в пользу целого ряда положений гипотезы Раймо-Руддимиана, сформулированной в 1992 г., о причине кайнозойского похолодания, заключающейся в том, что существенное в глобальном масштабе формирование горного рельефа привело к интенсификации процессов денудации и связывания атмосферного CO_2 в виде карбоната. Это, в свою очередь, влияет на глобальный климат. В последнее время существенное развитие получили методы и подходы, позволяющие на количественной основе судить об интенсивности отдельных экзогенных процессов и темпов денудации в целом. Современные количественные данные, полученные благодаря измерениям стока наносов рек и оценкам бассейновой денудации по ^{10}Be , дают представление о масштабах разрушения горных районов. Контрастность рельефа является ключевым параметром, определяющим темпы природной (без вмешательства человека) денудации, что подчеркивается значительным вкладом горных районов, прежде всего, альпийской складчатости, в глобальную денудацию. В статье кратко характеризуется тренд похолодания в кайнозое и анализируются ключевые элементы гипотезы, сформулированной Раймо и Руддимианом, а также результаты новейших исследований, подтверждающие влияние рельефа и темпов денудации на изменения климата.

Ключевые слова: денудация, горы, рельеф, климат, CO_2 , кайнозойское похолодание

DOI: 10.31857/S0435428122010060

ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине двадцатого века в геоморфологии, благодаря разработке и использованию самых передовых инструментальных технологий, исследования экзогенных процессов от преимущественно качественной характеристики механизмов перемещения материала сменились количественными определениями темпов отдельных процессов и денудации в целом за различные интервалы времени [1]. На сегодняшний день можно охарактеризовать общее понимание денудации в глобальном масштабе как достаточно глубокое и всестороннее. К сожалению, по-прежнему, при

обсуждении процессов формирования глобального климата нередко упускается из виду роль денудации как важнейшего процесса, благодаря которому, наряду с сейсмотектоническими процессами, существенным образом трансформируется рельеф и происходит перемещение миллиардов тонн рыхло-обломочного материала (механическая денудация) и растворенного вещества (химическая денудация) с суши в Мировой океан.

Сопутствующие процессы связывания атмосферного CO_2 при химической реакции с силикатными минералами, и последующего его осаждения в виде карбоната, известны давно [2, 3]. Опосредованно денудация влияет на содержание

CO₂ в атмосфере, которое является одним из важнейших природных факторов регуляции глобального климата за счет парникового эффекта [4]. Концепция воздействия атмосферного CO₂ на глобальную температуру впервые была сформулирована еще в 1824 г. в работе Дж. Фурье, а широкую известность роль CO₂ получила благодаря С. Аррениусу на рубеже XIX и XX веков (см. [5]). Как ни странно, несмотря на то, что физические основы данного влияния двуокиси углерода на климат хорошо известны [6], определенный скептицизм по поводу взаимосвязи его современного изменения и климата остается даже сейчас (см. [7]), несмотря на имеющиеся данные, регулярные научные отчеты Межправительственной группы экспертов по изменению климата [8] и другие компиляции.

Широкомасштабные исследования по оценке денудации суши сегодня опираются не только на классические методы XX века (использование данных о стоке наносов рек, определение денудационного среза в горах и др.), но и на принципиально новые инструментальные и аналитические методы [9]. Все большее значение приобретают геохимические методы, в частности метод, основанный на применении изотопа бериллия ¹⁰Be [10], измерение содержания которого в образцах кварцевого речного песка позволяет определять средние за 10²–10⁵ лет темпы денудации для речных водосборов. Достаточное географическое покрытие данных по стоку наносов рек [11–13] и по ¹⁰Be в глобальном масштабе [14, 15] к настоящему моменту дает надежную основу для перехода от рассмотрения денудации в региональном и континентальном масштабах к ее анализу в целом для поверхности суши. По-прежнему, несмотря на существенное продвижение в изучении важнейших механизмов контроля денудации в региональном масштабе, открытым остается вопрос о том, какой же фактор следует считать определяющим при рассмотрении глобального масштаба денудации [12, 14, 15].

Поскольку химическая и механическая денудация – это тесно взаимосвязанные процессы, можно сказать, что прогресс в количественном описании экзогенных процессов в целом вплотную приблизил научное сообщество к разрешению вопроса об их вкладе в регуляцию содержания CO₂ в атмосфере и климата. В специализированной литературе роль денудации в контексте глобального климата обсуждается главным образом лишь в связи с т.н. “кайнозойским похолоданием” [16–18]. Климат в раннем кайнозое, как известно, был существенно теплее, чем сегодня, и ледовые щиты на континентах отсутствовали [19, 20]. Кайнозойское похолодание привело к тому, что первый постоянный ледовый щит (антарктический) сформировался около 34 млн л. н. [21], а

при дальнейшем похолодании образовался гренландский ледовый щит, и начались циклические оледенения.

Кратко приведем гипотезу кайнозойского глобального похолодания, начало которого можно отсчитывать от ~50 млн л. н., сформулированную Раймо и Руддиманом [22–25] на основе идей предшественников, начиная с Т. Чемберлина [26, 27]. В ней утверждается, что процесс формирования Гималаев в результате столкновения Индийской плиты с Азиатской (а также формирования обширного пояса молодых гор альпийской складчатости в Евразии и тихоокеанском кольце), привел к существенной интенсификации химической денудации, что и послужило причиной снижения концентрации CO₂ в атмосфере, тем самым задав длительный тренд к похолоданию [16]. С точки зрения деталей предполагаемого механизма, в исходной работе [22] отмечалось, в частности, особое значение того, что в горах механическое разрушение пород повышает площадь поверхности обнаженных невыветрелых минералов, а наличие крутых склонов обеспечивает относительно быстрое поступление продуктов физического и химического выветривания в гидрографическую сеть. Следует отметить, что общая качественная концепция на сегодняшний день представляется в целом верной (см., напр., [16–18, 28]). В последнее время появилась возможность подойти к оценке задействованных в этих изменениях процессам количественно, в том числе на уровне механизмов, благодаря новым высокоточным полевым и лабораторным измерениям [29–33].

Климатический тренд похолодания в кайнозое установлен на основе палеолетописей из океанических кернов, которые позволили получить четкую картину изменений климата последних десятков миллионов лет [18, 34]. Со стремительным ростом числа статей по реконструкции палеоклимата обращает на себя внимание то обстоятельство, что исследуемые временные интервалы прошлого (скажем, последние 10², 10³, 10⁶ лет) и процессы освещаются очень неравномерно, не всегда пропорционально их значимости, что обусловлено, в первую очередь, естественными временными ограничениями используемых архивов палеоклимата. Так, например, архив, основанный на древесно-кольцевых хронологиях, имеет естественное ограничение несколько тысяч лет. Архив, основанный на ледниковых кернах – не более ~800 тыс. лет (антарктические керны), а количество источников информации по различным процессам в раннем кайнозое сравнительно невелико, как и количество работ с соответствующими реконструкциями. Роль денудации в длительных изменениях глобального климата посредством влияния на содержание CO₂ в атмосфере, вероятно, очень существенна, но современное понима-

ние вовлеченных процессов по-прежнему не позволяет охарактеризовать ее вклад количественно.

ПАЛЕОКЛИМАТ КАЙНОЗОЯ: НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЕЙШИЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Вначале стоит обозначить некоторые основные факты: начало кайнозойской эры (~66 млн л. н.) соответствует границе, обозначенной массовым вымиранием ~80% видов животных (наиболее широко известно в этой связи полное вымирание большой группы рептилий). Кайнозой охватывает современность, он продолжается и сегодня. Обратим особое внимание на следующие два факта: 1) наиболее активная фаза деятельности человека (индустриальный период, условно 1760 г. — наше время) соответствует ~0.0004% этого временного отрезка, 2) кайнозой — это полностью “современный” временной интервал в том смысле, что географическая конфигурация материков уже полностью сложилась и соответствовала современной [22]. Соответственно вполне оправдано сравнение любых временных интервалов внутри кайнозоя с современностью с точки зрения климата, имея в виду, что общее устройство климатической системы в плане соотношения площадей суши и Мирового океана, как важнейших факторов формирования климата, в этих временных рамках уже не претерпевало кардинальных перестроек. К числу важных исключений следует отнести лишь следующие геологические события кайнозоя: 1) образование горных массивов альпийской складчатости, 2) исчезновение перешейка между Антарктидой и Южной Америкой (~41 млн л. н. [35]) и 3) появление перешейка между Северной и Южной Америкой (~2.8 млн л. н. [36]). События (2) и (3) оказали существенное влияние на глобальную океаническую циркуляцию и климат [37, 38], однако, вероятнее всего, не сыграли сколь-либо значимой роли в контексте длительного кайнозойского тренда похолодания.

Спустя десятилетия после классических работ основоположников [39–41], палеоклиматология, сформировавшаяся сегодня в полной мере, дает ключ к пониманию природных механизмов регуляции глобального климата [42, 43]. Исследование процессов такого отдаленного прошлого, как ранний кайнозой, традиционно было принято относить к компетенции геологов, нежели палеоклиматологов и палеогеографов. Непрерывная температурная летопись для кайнозоя была получена на основе $\delta^{18}\text{O}$ в океанических кернах (рис. 1, [44]). Данная летопись показала, что прогрессивное похолодание началось в раннем эоцене примерно 50 млн лет до нашего времени и продолжалось достаточно планомерно последующие миллионы лет.

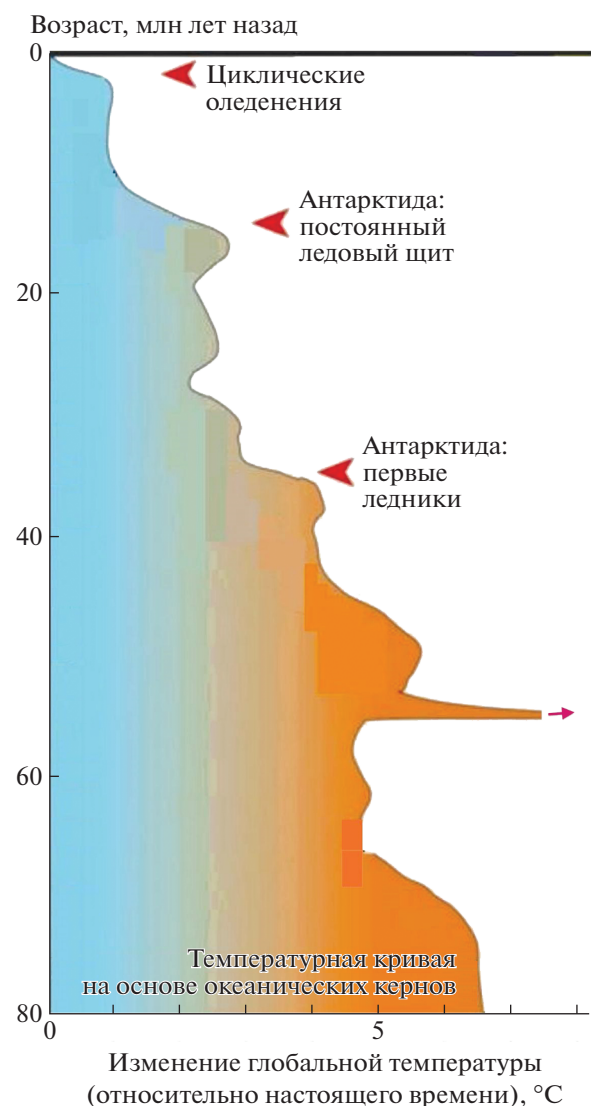


Рис. 1. Реконструкция глобальной температуры в кайнозое по $\delta^{18}\text{O}$ в океанических кернах (на основе [44, Figure 3.8]).

Начало кайнозоя характеризовалось существенно более теплым климатом, чем сегодня, как уже говорилось выше, с максимальными температурами во время так называемого “палеоценового термического максимума” ([45], рис. 1). Наиболее наглядный показатель глобального климата — это покровный лед на континентах (ледовые щиты), и ранний кайнозой характеризуется полным их отсутствием. После продолжительного похолодания, около 34 млн л. н. начинает образовываться ледовый щит в Антарктиде [46]. При дальнейшем постепенном похолодании: образовался гренландский ледовый щит [47], а затем начались циклические оледенения плейстоцена [48], когда в дополнение к двум уже имевшимся полярным ледовым щитам, периодически

Таблица 1. Важнейшие климатические периоды/события кайнозоя

Время (млн л. н.)	Климатическое событие	Ссылка
56	Палеоценовый термический максимум	[45]
34	Образование антарктического ледового щита	[46]
7	Образование гренландского ледового щита	[47]
3	Начало ледниковых циклов	[48]
1	Смена периода оледенений с 41 тыс. лет на 100 тыс. лет	[49]
0.02	Максимум последнего оледенения	[50]

появлялись и исчезали Лаврентийский и Скандинавский ледовые щиты в северных широтах. Следующее важное климатическое событие произошло, очевидно, после пересечения некоего порогового значения для глобального климата, когда период повторяемости оледенений сменился с 41 тыс. лет на 100 тыс. лет [49]. Текущий период — голоцен — является межледниковым периодом в

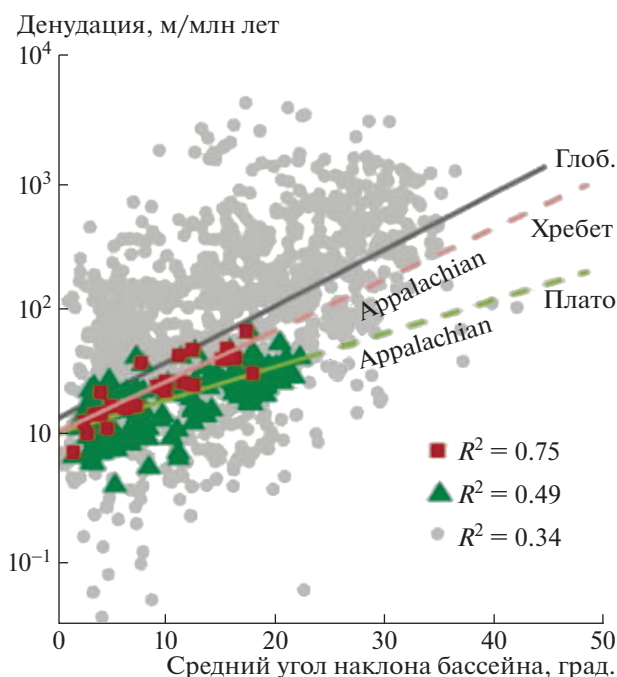
последнем 100-тысячелетнем цикле, сменив последний ледниковый период [50], закончившийся ~11 тыс. л. н. Максимум этого ледникового периода (*Last Glacial Maximum*) является низшей, самой холодной точкой всего 50×10^6 -летнего кайнозойского похолодания (рис. 1; табл. 1).

РЕЛЬЕФ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР РЕГУЛЯЦИИ ТЕМПОВ ГЛОБАЛЬНОЙ ДЕНУДАЦИИ

К настоящему времени накоплен большой объем количественных данных по интенсивности экзогенных процессов и общей денудации для различных интервалов времени. В результате их систематизации и анализа удалось подойти к выявлению основных регулирующих факторов для денудации в глобальном масштабе [15]. Общая площадь суши, с которой рыхлообломочный материал (~20 млрд т/год) выносится реками в океан, составляет порядка 90 млн км². Поиск всевозможных закономерностей на основе соотнесения количественных данных по денудации с параметрами окружающей среды активно ведется уже более 50 лет [15, 51–54].

Уже в XIX веке геоморфологи пришли к выводу о том, что роль горных массивов в глобальной денудации суши является первоочередной [55]. Современные данные по оценке денудации подтверждают, что рельеф служит ключевой характеристикой, определяющей ее темпы (рис. 2). Наибольший вклад вносят горные территории, отличающиеся максимальной величиной крутизны склонов (чаще всего речь идет о среднем угле наклона речного бассейна). Речные бассейны для более 92% глобальной площади суши характеризуются низкими значениями средних углов наклона (<11°). По классификации [56] горы определяются как территории со средними высотами >500 м и “неровностями рельефа” >20 м/км. Очень важные с точки зрения своего вклада в суммарную денудацию, высокогорные районы (>2000 м, “неровность рельефа” от 40 до >160 м/км), — места истока рек с самыми большими значениями стока наносов, составляют лишь сравнительно малую долю от площади всех горных территорий (табл. 2).

С точки зрения вклада в денудацию отдельно взятой территории на первый план выступает ее сейсмотектоническая активность, с которой косвенно связаны рельеф и, прежде всего, такая его характеристика, как средний угол наклона водосборного бассейна. Важную роль также играют атмосферные осадки и растительность. Горные склоны при сравнительно небольшой площади обеспечивают более половины всей глобальной денудации: на долю горных склонов с углами наклона >15° приходится 52% глобальной денуда-

**Рис. 2.** Зависимость денудации от среднего угла наклона бассейна.

Представлены глобальные данные (серые точки), данные по Аппалачскому плато в пределах бассейна р. Саскуэханна (красные квадраты) и по хребту Аппалачских гор (зеленые треугольники) (из работы [14]).

Примечание. Используется с официального разрешения издательства (журнал “GSA Today”).

Таблица 2. Классификация горного рельефа по [56]

Перепады высот, м/км	Площадь, млн км ²					
	Диапазон высот, м					
	500–1000	1000–2000	2000–3000	3000–4000	4000–5000	5000–6000
	Предгорья – низкогорья	Среднегорья	Высокогорья		Наиболее высокие горы	
>160		0.15	0.11	0.13	0.08	0.01
80–160	1.57	2.95	1.35	0.68	0.53	0.08
40–80	5.90	6.13	1.28	0.42	0.61	0.30
20–40	6.47	4.30				

ции [57]. Наибольший современный сток наносов характерен для высокогорных рек (высота истока >3000 м) и среднегорно-низкогорных рек (высота истока 1000–3000 м). В случае низкогорий основной вклад в усиление денудации вносит антропогенное воздействие [58]. В среднем, по мере роста углов наклона водосборов, темпы денудации в ненарушенных деятельностью человека горных территориях возрастают от низкогорий, где они составляют от 1 до 100 м/млн лет, до 500–1500 м/млн лет в высокогорном поясе. Авторы работы [15] систематизировали глобальные данные по денудации и выделили следующие факторы, определяющие масштаб денудации: 1) факторы, определяющие рельеф или связанные с ним (тектонический подъем, высота, угол наклона русла, средний угол наклона бассейна), 2) климатические параметры (температура и среднегодовое количество осадков, изменчивость осадков), 3) растительность.

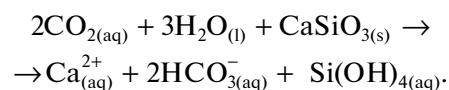
Таким образом, на сегодняшний день имеется хорошее понимание масштабов потоков взвешенного и, в меньшей мере, растворенного вещества с суши в океан в глобальном масштабе (см. [12]). Появляется все больше данных по денудации, полученных при применении комплекса современных подходов для различных горных районов, например Кавказа [59], Европейских Альп [60], Гималаев [61], Сьерры-Невада [62], Анд [63], также появляются новые глобальные компиляции [64]. Новые данные – основа для дальнейшего уточнения темпов денудации в глобальном масштабе и их корреляции с главными параметрами ландшафтов [14].

На основе базы данных, опубликованной в работе [12], мы систематизировали оценки темпов химической и механической денудации по высотным поясам (с учетом климатических условий) для горных районов. Безотносительно угла наклона (или “неровности рельефа”, см. [56]) здесь мы (следуя [12]) выделяем три высотных пояса: предгорье-низкогорье (500–1000 м), среднегорье (1000–3000 м) и высокогорье (>3000 м). Макси-

мальные темпы денудации для горных районов мира выявлены для субтропического пояса (табл. 3). Однако большой разброс значений и в отдельных случаях достаточно маленькая выборка, особенно для оценки растворенного стока, указывают на необходимость расширения сети мониторинга наблюдений за стоком наносов и растворенного вещества. Особое внимание следует уделить оценке доли влекомых наносов, инструментальные измерения которых пока ограничены по охвату рек различной водности [65]. Четкая взаимосвязь прослеживается не только между механической и химической денудацией [66], но и между механической и химической денудацией конкретно силикатных горных пород (выветриванием силикатных горных пород, “*silicate weathering*”) [57, 67, 68]. Химическая денудация вносит существенный вклад в общую денудацию, оцениваемую по суммарному выносу реками наносов в Мировой океан (см. табл. 3; [57]).

ПРИЧИНА КАЙНОЗОЙСКОГО ПОХОЛОДАНИЯ: ГИПОТЕЗА РАЙМО-РУДДИМАНА

Можно считать упрощенно (в геологическом масштабе времени), что у атмосферного CO₂ есть один доминирующий источник и один сток: он поступает в атмосферу, в основном, за счет деятельности вулканов, а выводится из атмосферы посредством связывания в процессе химической денудации (выветривания) силикатных горных пород [69] в соответствии с упрощенной суммарной реакцией [70]:



В геологическом масштабе времени биосферный органический углерод (из лесных и луговых биомов) играет роль в общем цикле лишь посредством его эрозии и сноса реками в виде взвеси (POC, “*particulate organic carbon*”) и захоронения

Таблица 3. Систематизация данных по денудации в горах для различных высотных и климатических поясов с использованием глобальной базы данных по стоку наносов рек [12]¹

Климатический пояс (в среднем для бассейна)	Бассейны рек с истоками на высотах											
	свыше 3000 м				1000–3000 м				500–1000 м			
	темпы денудации (средне-медианные), м/млн лет ²		разброс темпов денудации, м/млн лет		темпы денудации (средне-медианные), м/млн лет		разброс темпов денудации, м/млн лет		темпы денудации (средне-медианные), м/млн лет		разброс темпов денудации, м/млн лет	
арктический	19	(4)	3	72	8	(17)	1	350	3	(5)	2	9
	6	(3)	3	15	7	(9)	2	30	7	(4)	4	22
субарктический	150	(5)	28	556	53	(25)	1	1364	2	(10)	0.2	21
	50	(4)	18	75	8	(13)	1	75			15	(1 значение)
умеренный	125	(14)	16	3172	83	(149)	0.2	8857	28	(55)	0.5	1333
	30	(5)	6	68	31	(51)	1	458	23	(14)	6	435
субтропический	2334	(12)	152	14545	146	(74)	3	10294	192	(35)	5.8	4545
	256	(10)	46	545	142	(19)	1	361	12	(3)	2	227
тропический	198	(19)	15	2381	79	(74)	1	28261	78	(34)	0.1	2949
	63	(10)	8	167	37	(29)	1	172	20	(9)	2	119

¹Реки, для которых эти авторы приводят второе значение стока наносов “*Pre-Dam and impoundments Total Suspended Sediment Load*”, здесь полностью исключены из рассмотрения, чтобы не привносить погрешность, связанную с восстановленными значениями стока наносов (это либо расчетные значения, либо значения, основанные на старых, зачастую менее точных данных, полученных до строительства соответствующих сооружений на этих реках). Приводя значения денудации, мы пренебрегаем тем, что полный баланс наносов не равен только лишь речному выносу, а включает также наносы, переотложившиеся в конусах выносов, шлейфах, днищах сухих долин, на речных поймах, а также в водоемах (см. [11]). Темпы механической денудации здесь рассчитаны как *Sediment yield / density* 2.0 т/м³ ([12, с. 69]. Используются значения *Suspended Sediment Yield* либо *Dissolved Sediment Yield* в единицах т/(км² · год).

²Первая строка — механическая денудация, вторая строка — химическая денудация, в скобках — число бассейнов, использованных для осреднения.

в осадках [66, 71]. Современное понимание вклада биосферного органического углерода в контроль цикла, контролирующего содержание CO₂ в атмосфере, представлено в работе [68].

Процесс химической денудации участвует в регуляции уровня CO₂ в атмосфере (см. [2, 3]). Усиление химической денудации приводит к связыванию атмосферного CO₂, с последующим отложением в виде карбонатов [66, 67], а снижение концентрации атмосферного CO₂, в свою очередь, способствует похолоданию климата. В некоторых ранних исследованиях предполагалось, что при рассмотрении данных процессов важно учитывать, в первую очередь, общую площадь суши, которая изменялась в прошлом в связи с колебаниями уровня Мирового океана. Однако рассматривать следует, в первую очередь, площадь горных территорий [22].

Феномен кайнозойского похолодания обсуждался уже в XIX веке. В 1899 г. Т. Чемберлин рассуждал о причинах следующим образом [26, с. 565]: “Если, следовательно, в истории Земли были пе-

риоды, когда происходили общие преобразования ее внешней формы в соответствии с накопленными внутренними напряжениями ... так, что средняя высота поверхности суши увеличивалась, а часть ее разрывалась и раздробливалась — считается, что карбонизация горных пород должна быть ускорена каким-то значительным мультипликатором, и что скорость потребления углекислого газа в атмосфере должна быть соответствующим образом увеличена...”. В соответствии с работой [22] похолодание последних 50 млн лет связано со снижением атмосферного CO₂, вызванного активным горообразованием и возросшей в связи с этим химической денудацией. В своей работе авторы [22] ссылаются на работу Чемберлина и приводят доводы в пользу того, что именно горообразование послужило первопричиной снижения атмосферного CO₂. Помимо Гималаев, Альпы, горные массивы восточной Африки и Кордильеры также характеризовались активным переформированием рельефа в кайнозое [72, 73]. Реконструированные палеоконцентра-

ции CO_2 [18, 74] согласуются с данной гипотезой. Непосредственно роль Тибетского плато, на котором делался акцент [22], вероятно, преувеличена, так как углы наклонов здесь небольшие и по этой причине по классификации [56] его формально даже нельзя отнести к “горному району”. Подробная дискуссия по современным данным по горообразованию, интенсивность которого существенно менялась на протяжении кайнозоя, выходит за рамки данной работы. Отметим лишь, что не вызывает сомнений то обстоятельство, что уже в эоцене формировался горный рельеф в ряде районов, в частности в Гималаях [23, 75–77] после столкновения Индийской плиты с Азиатской, датированного сейчас в ~58 млн л. н. [78], что полностью соответствует рассматриваемой гипотезе.

Важно отметить, что никакой очевидной внешней причины, которая могла бы объяснить кайнозойское похолодание, обнаружить не удалось. Деятельность вулканов, посредством которой CO_2 поступает в атмосферу, достаточно хорошо отслеживается в ретроспективе, поскольку она напрямую связана со скоростью ряда фундаментальных геологических процессов. Хорошо известно, что эти скорости не менялись существенным образом [22], а поток солнечного излучения до кайнозоя и на его протяжении не убывал, а наоборот, возрастал [79]. При более глубоком исследовании необходимо учитывать сложные цепочки взаимосвязанных физических и химических процессов [17, 69, 79, 80]. При количественном описании вовлеченных процессов, строго говоря, следует рассматривать величину коэффициента обратной связи *химическая денудация* — CO_2 — *климат*.

Доводы Раймо и Руддмана сегодня по-прежнему остаются отчасти дискуссионными и есть работы, в которых предлагаются иные (или дополнительные) значимые факторы [81]. Полнота картины по регуляции концентрации CO_2 в атмосфере достигается лишь при учете эрозии органического углерода, окисления сульфидов и т.д. [68, 71, 82]. В исходной концепции Раймо и Руддмана данные факторы не учитывались. По мнению авторов работы [83] (см. также [81]), на глобальную химическую денудацию (а соответственно на содержание CO_2 в атмосфере) значительное влияние могла оказать эволюция наземных растений. Распространение сосудистых растений посредством процесса эвапотранспирации могло существенным образом изменить глобальный гидрологический цикл, что в свою очередь могло повлиять на темпы химической денудации в глобальном масштабе. Точка зрения авторов работы [83] не получила большого резонанса, однако, несомненно, заслуживает дальнейшего изучения. Естественно, прямое воздействие растительности хорошо известно и в настоящее время считается од-

ним из важнейших факторов в механизме контроля денудации [15]. Отдельно также нужно отметить фактор воздействия образовавшего горного рельефа альпийской складчатости на глобальный климат посредством изменения атмосферной циркуляции на континентах, особенно в Евразии. Этот фактор рассматривается в работе [72], более детально в работе [84], а также некоторых более поздних работах [85], но, очевидно, также заслуживает более глубокого исследования.

Все чаще современность изучается в длительном контексте общего кайнозойского тренда в связи с тем, что воздействие человека на уровень CO_2 в атмосфере может привести к тому, что уже к середине XXI века атмосфера будет характеризоваться такими же значениями его концентрации, как рассматриваемая здесь отправная точка 50 млн л. н. [86]. Процесс денудации в глобальном масштабе также претерпевает сейчас под воздействием деятельности человека беспрецедентные изменения. Наиболее важную роль играют земледелие, с момента его зарождения, вырубка лесов, добыча полезных ископаемых, а также появление крупных гидроэлектростанций в XX веке. Развитие земледелия спровоцировало глобальный рост денудации в 2–10 раз по оценкам [54, 87]. В горных районах, на которых сосредоточено особое внимание в данной работе, деятельность человека привела к 10–100-кратному усилению денудации, в первую очередь в пределах предгорно-низкогорного пояса. Фактор антропогенного усиления темпов денудации также необходимо учитывать при оценках будущих изменений концентрации CO_2 в атмосфере.

ВЫВОДЫ

Обобщение данных о темпах денудации, накопленных за последние десятилетия, сформировавшееся детальное понимание механизмов химической денудации силикатных горных пород, а также имеющаяся сегодня реконструкция изменений концентрации атмосферного CO_2 за период кайнозоя [74] в целом подтверждают гипотезу Раймо-Руддмана о влиянии денудации гор на глобальный климат. Предложить убедительное альтернативное объяснение постепенного выведения CO_2 из атмосферы с начала кайнозоя и сопутствующего похолодания пока не удастся. Для последних десятилетий, ожидаемо, наиболее значительная суммарная (физическая и химическая) денудация выявлена для речных бассейнов, преимущественно находящихся в субтропическом поясе, вне зависимости от местоположения истоков реки в каком-либо высотном поясе (табл. 3). В значительной мере это обусловлено и наибольшим, и максимально длительным антропогенным влиянием на горные массивы, расположенные в субтропиках, в силу комфортности прожи-

вания. Тем не менее, пока еще имеющиеся в меньшем объеме оценки денудации, полученные на основе использования ^{10}Be , которые охватывают гораздо более продолжительный временной интервал, подтверждают высокие темпы денудации в субтропиках [15]. Достоверно выявлено влияние механизмов ряда гидролого-геоморфологических процессов, в частности химической денудации силикатных горных пород и особенностей формирования поверхностного стока, на интенсивность выведения CO_2 из атмосферы [28, 70, 80]. Фактически физическая денудация не только сказывается на масштабах химической денудации, но и опосредованно влияет на другие процессы связывания атмосферного CO_2 (в частности, через органический углерод). Тем не менее все еще существует определенный дефицит данных по объемам растворенного стока и, особенно, стока влекомых наносов горных рек, а также количественных оценок накопления продуктов денудации внутри водосборов по пути их транспортировки в постоянные водотоки [65, 88]. Накопление и анализ этих данных позволят более точно оценить соотношение физической и химической денудации в различных высотных зонах и климатических поясах. Отправная точка рассматриваемых климатических изменений — ранний кайнозой, который характеризовался высокими температурами воздуха и высоким содержанием CO_2 в атмосфере, все чаще предлагается в качестве наиболее подходящего аналога будущего климата [19, 34, 74, 86]. Ввиду происходящих быстрых масштабных изменений, сопоставимых с изменениями геологического прошлого, дальнейшие исследования механизмов воздействия природных и антропогенных процессов на глобальный климат, в частности горообразования и денудации, приобретают все большее значение.

БЛАГОДАРНОСТИ

Первичная работа с литературой, формулировка темы и концепции статьи выполнены в рамках ГЗ № 0127-2019-0008. Работа с подобранной литературой, сопоставление данных проделаны в рамках ГЗ № 0148-2019-0005.

Подготовка исходной рукописи и итоговой версии публикации выполнены при поддержке РНФ (грант № 19-17-00181 “Количественная оценка бассейновой составляющей стока наносов и ее изменений в голоцене на реках Кавказа”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Keller E., Adamaitis C., Alessio P., Anderson S., Goto E., Gray S., Gurrola L., and Morell K. Applications in geomorphology // *Geomorphology*. 2020. Vol. 366. Article number: 106729.
2. Lasaga A.C., Soler J.M., Ganor J., Burch T.E., and Nagy K.L. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58. P. 2361–2386.
3. Sloan L.C., Bluth G.J., and Filippelli G.M. A comparison of spatially resolved and global mean reconstructions of continental denudation under ice-free and present conditions // *Paleoceanography*. 1997. Vol. 12. P. 147–160.
4. Добродеев О.П., Суетова И.А. Живое вещество Земли. Масса, продукция, география, геохимическое значение и возможное влияние на климат и оледенение Земли // Пробл. общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. С. 26–59.
5. Rodhe H., Charlson R., and Crawford E. Svante Arrhenius and the greenhouse effect // *Ambio*. 1997. Vol. 26. P. 2–5.
6. Houghton J. Global warming // *Reports on Progress in Physics*. 2005. Vol. 68. P. 1343–1403.
7. Petersen A.M., Vincent E.M., and Westerling A.L. Discrepancy in scientific authority and media visibility of climate change scientists and contrarians // *Nature Communications*. 2019. Vol. 10. Article number: 3502.
8. IPCC: Climate Change 2013 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, 2013. 1535 p.
9. Turowski J.M. and Cook K.L. Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2017. Vol. 42. P. 109–127.
10. Granger D.E. and Schaller M. Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale // *Elements*. 2014. Vol. 10. P. 369–373.
11. Эрозионно-русловые системы / Под ред. Р.С. Чалова, А.Ю. Сидорчука, В.Н. Голосова. М.: ИН-ФРА, 2017. 702 с.
12. Milliman J.D. and Farnsworth K.L. River discharge to the coastal ocean: A global synthesis. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013. 394 p.
13. Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport. S. Chalov, V. Golosov, A. Collins, and M. Stone (Eds.). *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2019. Vol. 381. 126 p.
14. Portenga E.W. and Bierman P.R. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be // *GSA Today*. 2011. Vol. 21. P. 4–10.
15. Mishra A.K., Placzek C., and Jones R. Coupled influence of precipitation and vegetation on millennial-scale erosion rates derived from ^{10}Be // *PLoS ONE*. 2019. Vol. 14. Article number: e0211325, Supporting information: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0211325>
16. Anagnostou E., John E.H., Edgar K.M., Foster G.L., Ridgwell A., Inglis G.N., Pancost R.D., Lunt D.J., and Pearson P.N. Changing atmospheric CO_2 concentration was the primary driver of early Cenozoic climate // *Nature*. 2016. Vol. 533. P. 380–384.

17. *Caves J.K., Jost A.B., Lau K.V., and Maher K.* Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 450. P. 152–163.
18. *Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., and Wright J.D.* Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records // *Science Advances*. 2020. Vol. 6. Article number: eaaz1346.
19. *Zachos J.C., Dickens G.R., and Zeebe R.E.* An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // *Nature*. 2008. Vol. 451. P. 279–283.
20. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
21. *Barker P.F., Diekmann B., and Escutia C.* Onset of Cenozoic Antarctic glaciation // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2007. Vol. 54. P. 2293–2307.
22. *Raymo M.E. and Ruddiman W.F.* Tectonic forcing of late Cenozoic climate // *Nature*. 1992. Vol. 359. P. 117–122.
23. Tectonic uplift and climate change. *W.F. Ruddiman* (Ed.). Springer, New York. 1997. 535 p.
24. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.* Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2006. Т. 14. С. 3–25.
25. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Горообразующие процессы и вариации климата в истории Земли // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. С. 7–25.
26. *Chamberlin T.C.* An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis // *The Journal of Geology*. 1899. Vol. 7. P. 545–584.
27. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 224 с.
28. *Penman D.E., Rugenstein J.K.C., Ibarra D.E., and Winnick M.J.* Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle // *Earth-Science Reviews*. 2020. Article number: 103298.
29. *White A.F. and Brantley S.L.* The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 202. P. 479–506.
30. *Hilley G.E., Chamberlain C.P., Moon S., Porder S., and Willett S.D.* Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 293. P. 191–199.
31. *Winnick M.J. and Maher K.* Relationships between CO₂, thermodynamic limits on silicate weathering, and the strength of the silicate weathering feedback // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 485. P. 111–120.
32. *Maher K. and Navarre-Sitchler A.* Reactive transport processes that drive chemical weathering: From making space for water to dismantling continents // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2019. Vol. 85. P. 349–380.
33. *Lebedeva M.I. and Brantley S.L.* Relating the depth of the water table to the depth of weathering // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2020. Vol. 45. P. 2167–2178.
34. *Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.
35. *Scher H.D. and Martin E.E.* Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage // *Science*. 2006. Vol. 312. P. 428–430.
36. *O'Dea A., Lessios H.A., Coates A.G., Eytan R.I., Restrepo-Moreno S.A., Cione A.L., Collins L.S., De Queiroz A., Farris D.W., Norris R.D., Stallard R.F., Woodburne M.O., Aguilera O., Aubry M.-P., Berggren W.A., Budd A.F., Cozzuol M.A., Coppard S.E., Duque-Caro H., Finnegan S., Gasparini G.M., Grossman E.L., Johnson K.G., Keigwin L.D., Knowlton N., Leigh E.G., Leonard-Pingel J.S., Marko P.B., Pyenson N.D., Rachello-Dolmen P.G., Soibelzon E., Soibelzon L., Todd J.A., Vermeij G.J., and Jackson J.B.C.* Formation of the Isthmus of Panama // *Science Advances*. 2016. Vol. 2. Article number: e1600883.
37. *Kennett J.P.* Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography // *Journal of Geophysical Research*. 1977. Vol. 82. P. 3843–3860.
38. *Haug G.H. and Tiedemann R.* Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation // *Nature*. 1998. Vol. 393. P. 673–676.
39. *Brooks C.E.P.* Climate through the Ages: A Study of the Climatic Factors and their Variations. Ernest Benn, London, 1926. 439 p.
40. *Urey H.C.* The thermodynamic properties of isotopic substances // *Journal of the Chemical Society*. 1947. P. 562–581.
41. *Emiliani C.* Temperature and age analysis of deep-sea cores // *Science*. 1957. Vol. 125. P. 383–387.
42. *Bradley R.S.* Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. Academic Press, San Diego, 2014. 696 p.
43. *Paleoclimatology. G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin* (Eds.). Springer, New York, 2021. 478 p.
44. *Barrett P.J.* A history of Antarctic Cenozoic glaciation – view from the continental margin. F. Florindo and M. Siegert (Eds.) // *Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth and Environmental Science*. 2008. Vol. 8. P. 33–83.
45. *Zachos J.C., Lohmann K.C., Walker J.C., and Wise S.W.* Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective // *The Journal of Geology*. 1993. Vol. 101. P. 191–213.
46. *Wilson G.S., Roberts A.P., Verosub K.L., Florindo F., and Sagnotti L.* Magnetobiostratigraphic chronology of the Eocene-Oligocene transition in the CIROS-1 core, Victoria Land margin, Antarctica: Implications for

- Antarctic glacial history // Geological Society of America Bulletin. 1998. Vol. 110. P. 35–47.
47. *Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., Beget J., Wei W., and Spezzaferri S.* Seven million years of glaciation in Greenland // Science. 1994. Vol. 264. P. 952–955.
 48. *Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddleston P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A.O., Morton A.C., Murray J.W., and Westberg-Smith J.* Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // Nature. 1984. Vol. 307. P. 620–623.
 49. *Hays J.D., Imbrie J., and Shackleton N.J.* Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.
 50. *Mix A.C., Bard E., and Schneider R.* Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG) // Quaternary Science Reviews. 2001. Vol. 20. P. 627–657.
 51. *Douglas I.* Man, vegetation, and the sediment yield of rivers // Nature. 1967. Vol. 215. P. 925–928.
 52. *Jansen I.M.L. and Painter R.B.* Predicting sediment yield from climate and topography // Journal of Hydrology. 1974. Vol. 21. P. 371–380.
 53. *Milliman J.D. and Meade R.H.* World-wide delivery of river sediment to the oceans // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. P. 1–21.
 54. *Milliman J.D. and Syvitski J.P.* Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers // The Journal of Geology. 1992. Vol. 100. P. 525–544.
 55. *Gilbert G.K.* Geology of the Henry Mountains. US Geological and Geographical Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC, 1877. 160 p.
 56. *Meybeck M., Green P., and Vörösmarty C.* A new typology for mountains and other relief classes // Mountain Research and Development. 2001. Vol. 21. P. 34–45.
 57. *Larsen I.J., Montgomery D.R., and Greenberg H.M.* The contribution of mountains to global denudation // Geology. 2014. Vol. 42. P. 527–530.
 58. *Tsyplenkov A., Golosov V., and Vanmaercke M.* Contemporary suspended sediment yield of Caucasus mountains // Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 2019. Vol. 381. P. 87–93.
 59. *Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V., and Chalov S.* Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus // Journal of Soils and Sediments. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281.
 60. *Mariotti A., Blard P.H., Charreau J., Petit C., Molliex S., and ASTER Team.* Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic ^{10}Be concentrations in fine (50–100 μm) and medium (100–250 μm) sediments of the Var River basin, southern French Alps // Earth Surface Dynamics. 2019. Vol. 7. P. 1059–1074.
 61. *Ojha L., Ferrier K.L., and Ojha T.* Millennial-scale denudation rates in the Himalaya of Far Western Nepal // Earth Surface Dynamics. 2019. Vol. 7. P. 969–987.
 62. *Moore A.K. and Granger D.E.* Watershed-averaged denudation rates from cosmogenic ^{36}Cl in detrital magnetite // Earth and Planetary Science Letters. 2019. Vol. 527. Article number: 115761.
 63. *Starke J., Ehlers T.A., and Schaller M.* Latitudinal effect of vegetation on erosion rates identified along western South America // Science. 2020. Vol. 367. P. 1358–1361.
 64. *Wittmann H., Oelze M., Gaillardet J., Garzanti E., and von Blanckenburg F.* A global rate of denudation from cosmogenic nuclides in the Earth's largest rivers // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 204. Article number: 103147.
 65. *Mao L., Comiti F., Carrillo R., and Penna D.* Sediment transport in proglacial rivers. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). Geomorphology of Proglacial Systems // Geography of the Physical Environment. Springer, Cham. 2019. P. 199–217.
 66. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. 212 с.; Т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. 574 с.
 67. *Gabet E.J. and Mudd S.M.* A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates // Geology. 2009. Vol. 37. P. 151–154.
 68. *Hilton R.G. and West A.J.* Mountains, erosion and the carbon cycle // Nature Reviews Earth and Environment. 2020. Vol. 1. P. 284–299.
 69. *Colbourn G., Ridgwell A., and Lenton T.* The time scale of the silicate weathering negative feedback on atmospheric CO_2 // Global Biogeochemical Cycles. 2015. Vol. 29. P. 583–596.
 70. *Goudie A.S. and Viles H.A.* Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 113. P. 59–71.
 71. *Galy V., Peucker-Ehrenbrink B., and Eglinton T.* Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion // Nature. 2015. Vol. 521. P. 204–207.
 72. *Ruddiman W.F., Prell W.L., and Raymo M.E.* Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Rationale for general circulation modeling experiments // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1989. Vol. 94. P. 18379–18391.
 73. *Ollier C.D.* Mountain building and climate: Mechanisms and timing // Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. 2004. Vol. 27. P. 139–149.
 74. *Rae J.W., Zhang Y.G., Liu X., Foster G.L., Stoll H.M., and Whiteford R.D.* Atmospheric CO_2 over the Past 66 Million Years from Marine Archives // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2021. Vol. 49. P. 609–641.
 75. *Ding L., Xu Q., Yue Y., Wang H., Cai F., and Li S.* The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 392. P. 250–264.
 76. *Kapp P. and DeCelles P.G.* Mesozoic–Cenozoic geological evolution of the Himalayan–Tibetan orogen and working tectonic hypotheses // American Journal of Science. 2019. Vol. 319. P. 159–254.

77. Xiong Z., Ding L., Spicer R.A., Farnsworth A., Wang X., Valdes P.J., Su T., Zhang Q., Zhang L., Cai F., Wang H., Lia Z., Song P., Guo X., and Yue Y. The early Eocene rise of the Gonjo Basin, SE Tibet: From low desert to high forest // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 543. Article number: 116312.
78. van Hinsbergen D.J., Lippert P.C., Li S., Huang W., Ad-vokaat E. L., and Spakman W. Reconstructing Greater India: Paleogeographic, kinematic, and geodynamic perspectives // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 760. P. 69–94.
79. Kump L.R., Brantley S.L., and Arthur M.A. Chemical, weathering, atmospheric CO₂, and climate // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2000. Vol. 28. P. 611–667.
80. Maher K. and Chamberlain C. Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle // *Science*. 2014. Vol. 343. 1502–1504.
81. Ibarra D.E., Rugenstein J.K.C., Bachan A., Baresch A., Lau K.V., Thomas D.L., Lee J.-E., Boyce C.K., and Chamberlain C.P. Modeling the consequences of land plant evolution on silicate weathering // *American Journal of Science*. 2019. Vol. 319. P. 1–43.
82. Galy V., France-Lanord C., Beyssac O., Faure P., Ku-drass H., and Palhol F. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system // *Nature*. 2007. Vol. 450. P. 407–410.
83. Hay W.W., Soeding E., DeConto R.M., and Wold C.N. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox // *International Journal of Earth Sciences*. 2002. Vol. 91. P. 746–774.
84. Rind D., Russell G., and Ruddiman W.F. The effects of uplift on ocean-atmosphere circulation. W.F. Ruddiman (Ed.). *Tectonic uplift and climate change*. Springer, New York, 1997, 535 p.
85. Feng R., Poulsen C.J., Werner M., Chamberlain C.P., Mix H.T., and Mulch A. Early Cenozoic evolution of topography, climate, and stable isotopes in precipitation in the North American Cordillera // *American Journal of Science*. 2013. Vol. 313. P. 613–648.
86. Foster G.L., Royer D.L., and Lunt D.J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. Article number: 14845.
87. Panin A. Land-ocean sediment transfer in palaeotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. V. Golosov, V. Belyaev, and D.E. Walling (Eds.). *Sediment transfer through the fluvial system* // *IAHS Publ.* 2004. Vol. 288. P. 115–124.
88. Hinderer M., Kastowski M., Kamelger A., Bartolini C., and Schlunegger F. River loads and modern denudation of the Alps – a review // *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 118. P. 11–44.

Role of orogeny and global denudation in the Cenozoic cooling

A. M. Grachev^{a,#} and V. N. Golosov^{a,b,##}

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

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

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

^{##}*E-mail: golosov@igras.ru*

This review paper examines a set of interrelated processes: the mountain uplift, the process of denudation, the changes in the atmospheric CO₂, and the gradual climate cooling in the Cenozoic. The rate of denudation on a geological scale can change quite significantly both in connection with seismotectonic activity and climatic changes. Climatic changes, in turn, can be caused by the consequences of seismotectonic activity, which cause changes in the relief of the territory and the rate of denudation. The global climatic regime began to change dramatically ca. 50 million years ago. The mechanism of this most significant climatic change since the beginning of the Cenozoic era 66 million years ago to the present day (the so-called Cenozoic cooling) is still not fully understood. More and more evidence support the provisions of the Raimo-Ruddiman hypothesis, formulated in 1992, on the cause of the Cenozoic cooling. The hypothesis suggests that mountainous relief significant on a global scale causes the intensification of denudation and sequestration of atmospheric CO₂ in the form of carbonate. This, in turn, affects the global climate. Methods and approaches have been significantly advanced recently enabling to infer quantitatively the intensity of individual exogenous processes and the rate of denudation in general. Modern quantitative data of river sediment yields and basin denudation based on ¹⁰Be analysis indicates the extent of disintegration of mountainous regions. The contrast in relief is a key parameter that determines the scale of natural (i.e. free of human intervention) denudation. This is reinforced by the significant contribution of mountainous regions, primarily of Alpine orogeny, to global denudation. This work illustrates the general trend of Cenozoic cooling and considers the key elements of the hypothesis formulated by Raymo and Ruddiman, as well as the results of the latest research confirming the impact of relief and denudation rates on climate change.

Keywords: denudation, mountains, relief, climate, CO₂, Cenozoic cooling

ACKNOWLEDGEMENTS

Primary work with the literature, the formulation of the topic and the concept of the paper were carried out within the framework of State assignment No. 0127-2019-0008. Work with the selected literature, data comparison were performed within the framework of State assignment No. 0148-2019-0005.

The preparation of the original manuscript and the final version of the publication was supported by the Russian Science Foundation (grant No. 19-17-00181 “Quantitative assessment of the slope sediment flux and its changes in the Holocene for the Caucasus mountain rivers”).

REFERENCES

- Keller E., Adamaitis C., Alessio P., Anderson S., Goto E., Gray S., Gurrola L., and Morell K. Applications in geomorphology. *Geomorphology*. 2020. Vol. 366. Article number: 106729.
- Lasaga A.C., Soler J.M., Ganor J., Burch T.E., and Nagy K.L. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58. P. 2361–2386.
- Sloan L.C., Bluth G.J., and Filippelli G.M. A comparison of spatially resolved and global mean reconstructions of continental denudation under ice-free and present conditions. *Paleoceanography*. 1997. Vol. 12. P. 147–160.
- Dobrodeev O.P. and Suetova I.A. *Zhivoe veshchestvo Zemli. Massa, produktsiya, geografiya, geokhimicheskoe znachenie i vozmozhnoe vliyanie na klimat i oledenenie Zem* (Living matter of the Earth. Mass, production, geography, geochemical significance and possible impact on the climate and glaciation of the Earth). *Problemy obshchei fizicheskoy geografiy i paleogeografiy*. M.: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1976. P. 26–59. (In Russ.).
- Rodhe H., Charlson R., and Crawford E. Svante Arrhenius and the greenhouse effect. *Ambio*. 1997. Vol. 26. P. 2–5.
- Houghton J. Global warming. *Reports on Progress in Physics*. 2005. Vol. 68. P. 1343–1403.
- Petersen A.M., Vincent E.M., and Westerling A.L. Discrepancy in scientific authority and media visibility of climate change scientists and contrarians. *Nature Communications*. 2019. Vol. 10. Article number: 3502.
- IPCC: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, 2013. 1535 p.
- Turowski J.M. and Cook K.L. Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2017. Vol. 42. P. 109–127.
- Granger D.E. and Schaller M. Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale. *Elements*. 2014. Vol. 10. P. 369–373.
- Eroziionno-ruslovye sistemy* (Catchment erosion-fluvial systems). R.S. Chalov, A.Yu. Sidorchuk, and V.N. Golosov (Eds.). M.: INFRA (Publ.), 2017. 702 p. (In Russ.).
- Milliman J.D. and Farnsworth K.L. *River discharge to the coastal ocean: A global synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013. 394 p.
- Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport*. S. Chalov, V. Golosov, A. Collins, and M. Stone (Eds.). Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 2019. Vol. 381. 126 p.
- Portenga E.W. and Bierman P.R. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today*. 2011. Vol. 21. P. 4–10.
- Mishra A.K., Placzek C., and Jones R. Coupled influence of precipitation and vegetation on millennial-scale erosion rates derived from ^{10}Be . *PLoS ONE*. 2019. Vol. 14. Article number: e0211325, Supporting information: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0211325>.
- Anagnostou E., John E.H., Edgar K.M., Foster G.L., Ridgwell A., Inglis G.N., Pancost R.D., Lunt D.J., and Pearson P.N. Changing atmospheric CO_2 concentration was the primary driver of early Cenozoic climate. *Nature*. 2016. Vol. 533. P. 380–384.
- Caves J.K., Jost A.B., Lau K.V., and Maher K. Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback. *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 450. P. 152–163.
- Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., and Wright J.D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science Advances*. 2020. Vol. 6. Article number: eaaz1346.
- Zachos J.C., Dickens G.R., and Zeebe R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*. 2008. Vol. 451. P. 279–283.
- Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 millionov let (kainozoi: ot paleotsena do golotsena)* (Climate and landscape change over the last 65 million years (Cenozoic: from Paleocene to Holocene)). A.A. Velichko (Ed.). M.: GEOS (Publ.), 1999. 260 p. (in Russ.).
- Barker P.F., Diekmann B., and Escutia C. Onset of Cenozoic Antarctic glaciation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2007. Vol. 54. P. 2293–2307.
- Raymo M.E. and Ruddiman W.F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*. 1992. Vol. 359. P. 117–122.
- Tectonic uplift and climate change*. W.F. Ruddiman (Ed.). 1997. Springer, New York. 535 p.
- Yarmolyuk V.V. and Kuzmin M.I. *Korrelatsiya endogennykh sobytii i variatsii klimata v pozdnem kainozoe Tsentral'noi Azii* (Correlation of endogenous events and climate variations in the Late Cenozoic of Central Asia). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelatsiya*. 2006. Vol. 14. P. 3–25. (in Russ.).
- Kuzmin M.I. and Yarmolyuk V.V. *Gorobrazuyushchie protsessy i variatsii klimata v istorii Zemli* (Mountain-

- forming processes and climate variations in the history of the Earth). *Geologiya i geofizika*. 2006. Vol. 47. P. 7–25. (in Russ.).
26. Chamberlin T.C. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. *The Journal of Geology*. 1899. Vol. 7. P. 545–584.
 27. Zubakov V.A. *Global'nye klimaticheskie sobytiya neogena* (Global climatic events of the Neogene). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 1990. 224 p. (in Russ.).
 28. Penman D.E., Rugenstein J.K.C., Ibarra D.E., and Winnick M.J. Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle. *Earth-Science Reviews*. 2020. Article number: 103298.
 29. White A.F. and Brantley S.L. The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology*. 2003. Vol. 202. P. 479–506.
 30. Hilley G.E., Chamberlain C.P., Moon S., Porder S., and Willett S.D. Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 293. P. 191–199.
 31. Winnick M.J. and Maher K. Relationships between CO₂, thermodynamic limits on silicate weathering, and the strength of the silicate weathering feedback. *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 485. P. 111–120.
 32. Maher K. and Navarre-Sitchler A. Reactive transport processes that drive chemical weathering: From making space for water to dismantling continents. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2019. Vol. 85. P. 349–380.
 33. Lebedeva M.I. and Brantley S.L. Relating the depth of the water table to the depth of weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2020. Vol. 45. P. 2167–2178.
 34. Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.
 35. Scher H.D. and Martin E.E. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*. 2006. Vol. 312. P. 428–430.
 36. O'Dea A., Lessios H.A., Coates A.G., Eytan R.I., Restrepo-Moreno S.A., Cione A.L., Collins L.S., De Queiroz A., Farris D.W., Norris R.D., Stallard R.F., Woodburne M.O., Aguilera O., Aubry M.-P., Berggren W.A., Budd A.F., Cozzuol M.A., Coppard S.E., Duque-Caro H., Finnegan S., Gasparini G.M., Grossman E.L., Johnson K.G., Keigwin L.D., Knowlton N., Leigh E.G., Leonard-Pingel J.S., Marko P.B., Pyenson N.D., Rachello-Dolmen P.G., Soibelzon E., Soibelzon L., Todd J.A., Vermeij G.J., and Jackson J.B.C. Formation of the Isthmus of Panama. *Science Advances*. 2016. Vol. 2. Article number: e1600883.
 37. Kennett J.P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*. 1977. Vol. 82. P. 3843–3860.
 38. Haug G.H. and Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*. 1998. Vol. 393. P. 673–676.
 39. Brooks C.E.P. *Climate through the Ages: A Study of the Climatic Factors and their Variations*. Ernest Benn, London, 1926. 439 p.
 40. Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*. 1947. P. 562–581.
 41. Emiliani C. Temperature and age analysis of deep-sea cores. *Science*. 1957. Vol. 125. P. 383–387.
 42. Bradley R.S. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, 2014. 696 p.
 43. *Paleoclimatology*. G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin (Eds.). Springer, New York, 2021. 478 p.
 44. Barrett P.J. *A history of Antarctic Cenozoic glaciation - view from the continental margin*. F. Florindo, M. Siegert (Eds.), Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth and Environmental Science. 2008. Vol. 8. P. 33–83.
 45. Zachos J.C., Lohmann K.C., Walker J.C., and Wise S.W. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *The Journal of Geology*. 1993. Vol. 101. P. 191–213.
 46. Wilson G.S., Roberts A.P., Verosub K.L., Florindo F., and Sagnotti L. Magnetobiostratigraphic chronology of the Eocene-Oligocene transition in the CIROS-1 core, Victoria Land margin, Antarctica: Implications for Antarctic glacial history. *Geological Society of America Bulletin*. 1998. Vol. 110. P. 35–47.
 47. Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., Beget J., Wei W., and Spezzaferri S. Seven million years of glaciation in Greenland. *Science*. 1994. Vol. 264. P. 952–955.
 48. Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddleston P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A.O., Morton A.C., Murray J.W., and Westberg-Smith J. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-raftering and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*. 1984. Vol. 307. P. 620–623.
 49. Hays J.D., Imbrie J., and Shackleton N.J. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.
 50. Mix A.C., Bard E., and Schneider R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*. 2001. Vol. 20. P. 627–657.
 51. Douglas I. Man, vegetation, and the sediment yield of rivers. *Nature*. 1967. Vol. 215. P. 925–928.
 52. Jansen I.M.L. and Painter R.B. Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*. 1974. Vol. 21. P. 371–380.

53. Milliman J.D. and Meade R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*. 1983. Vol. 91. P. 1–21.
54. Milliman J.D. and Syvitski J.P. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*. 1992. Vol. 100. P. 525–544.
55. Gilbert G.K. *Geology of the Henry Mountains*. US Geological and Geographical Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC, 1877. 160 p.
56. Meybeck M., Green P., and Vörösmarty C. A new typology for mountains and other relief classes. *Mountain Research and Development*. 2001. Vol. 21. P. 34–45.
57. Larsen I.J., Montgomery D.R., and Greenberg H.M. The contribution of mountains to global denudation. *Geology*. 2014. Vol. 42. P. 527–530.
58. Tsyplenkov A., Golosov V., and Vanmaercke M. Contemporary suspended sediment yield of Caucasus mountains. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2019. Vol. 381. P. 87–93.
59. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V., and Chalov S. Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. *Journal of Soils and Sediments*. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281.
60. Mariotti, A., Blard, P. H., Charreau, J., Petit, C., Mollieux, S., and ASTER Team. Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic ^{10}Be concentrations in fine (50–100 μm) and medium (100–250 μm) sediments of the Var River basin, southern French Alps. *Earth Surface Dynamics*. 2019. Vol. 7. P. 1059–1074.
61. Ojha L., Ferrier K.L., and Ojha T. Millennial-scale denudation rates in the Himalaya of Far Western Nepal. *Earth Surface Dynamics*. 2019. Vol. 7. P. 969–987.
62. Moore A.K. and Granger D.E. Watershed-averaged denudation rates from cosmogenic ^{36}Cl in detrital magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. Vol. 527. Article number: 115761.
63. Starke J., Ehlers T.A., and Schaller M. Latitudinal effect of vegetation on erosion rates identified along western South America. *Science*. 2020. Vol. 367. P. 1358–1361.
64. Wittmann H., Oelze M., Gaillardet J., Garzanti E., and von Blanckenburg F. A global rate of denudation from cosmogenic nuclides in the Earth's largest rivers. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 204. Article number: 103147.
65. Mao L., Comiti F., Carrillo R., and Penna D. *Sediment transport in proglacial rivers*. In: T. Heckmann & D. Morche (Editors), *Geomorphology of Proglacial Systems. Geography of the Physical Environment*. Springer, Cham. 2019. P. 199–217.
66. Strakhov N.M. *Osnovy teorii litogeneza* (Foundations of the theory of lithogenesis). M.: Izd. AN SSSR (Publ.), 1960. T. 1. *Tipy litogeneza i ikh razmeshchenie na poverkhnosti Zemli*. 212 s.; T. 2. *Zakonomernosti sostava i razmeshcheniya gumidnykh otlozhenii* (Vol. 1. Types of lithogenesis and their placement on the Earth's surface. 212 p.; Vol. 2. Regularities of the composition and distribution of humid deposits). 574 p. (in Russ.)
67. Gabet E.J. and Mudd S.M. A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology*. 2009. Vol. 37. P. 151–154.
68. Hilton R.G. and West A.J. Mountains, erosion and the carbon cycle. *Nature Reviews Earth and Environment*. 2020. Vol. 1. P. 284–299.
69. Colbourn G., Ridgwell A., and Lenton T. The time scale of the silicate weathering negative feedback on atmospheric CO_2 . *Global Biogeochemical Cycles*. 2015. Vol. 29. P. 583–596.
70. Goudie A.S. and Viles H.A. Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives. *Earth-Science Reviews*. 2012. Vol. 113. P. 59–71.
71. Galy V., Peucker-Ehrenbrink B., and Eglinton T. Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion. *Nature*. 2015. Vol. 521. P. 204–207.
72. Ruddiman W.F., Prell W.L., and Raymo M.E. Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Rationale for general circulation modeling experiments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1989. Vol. 94. P. 18379–18391.
73. Ollier C.D. Mountain building and climate: Mechanisms and timing. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 2004. Vol. 27. P. 139–149.
74. Rae J.W., Zhang Y.G., Liu X., Foster G.L., Stoll H.M., and Whiteford R.D. Atmospheric CO_2 over the Past 66 Million Years from Marine Archives. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2021. Vol. 49. P. 609–641.
75. Ding L., Xu Q., Yue Y., Wang H., Cai F., and Li S. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin. *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. Vol. 392. P. 250–264.
76. Kapp P. and DeCelles P.G. Mesozoic–Cenozoic geological evolution of the Himalayan–Tibetan orogen and working tectonic hypotheses. *American Journal of Science*. 2019. Vol. 319. P. 159–254.
77. Xiong Z., Ding L., Spicer R.A., Farnsworth A., Wang X., Valdes P.J., Su T., Zhang Q., Zhang L., Cai F., Wang H., Lia Z., Song P., Guo X., and Yue Y. The early Eocene rise of the Gonjo Basin, SE Tibet: From low desert to high forest. *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 543. Article number: 116312.
78. van Hinsbergen D.J., Lippert P.C., Li S., Huang W., Advokaat E. L., and Spakman W. Reconstructing Greater India: Paleogeographic, kinematic, and geodynamic perspectives. *Tectonophysics*. 2019. Vol. 760. P. 69–94.
79. Kump L.R., Brantley S.L., and Arthur M.A. Chemical, weathering, atmospheric CO_2 , and climate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2000. Vol. 28. P. 611–667.

80. Maher K., and Chamberlain C. Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle. *Science*. 2014. Vol. 343. P. 1502–1504.
81. Ibarra D.E., Rugenstein J.K.C., Bachan A., Baresch A., Lau K.V., Thomas D.L., Lee J.-E., Boyce C.K., and Chamberlain C.P. Modeling the consequences of land plant evolution on silicate weathering. *American Journal of Science*. 2019. Vol. 319. P. 1–43.
82. Galy V., France-Lanord C., Beyssac O., Faure P., Kudrass H., and Palhol F. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature*. 2007. Vol. 450. P. 407–410.
83. Hay W.W., Soeding E., DeConto R.M., and Wold C.N. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox. *International Journal of Earth Sciences*. 2002. Vol. 91. P. 746–774.
84. Rind D., Russell G., and Ruddiman W.F. The effects of uplift on ocean-atmosphere circulation. W.F. Ruddiman (Ed.). *Tectonic uplift and climate change*. Springer, New York, 1997, 535 p.
85. Feng R., Poulsen C.J., Werner M., Chamberlain C.P., Mix H.T., and Mulch A. Early Cenozoic evolution of topography, climate, and stable isotopes in precipitation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*. 2013. Vol. 313. P. 613–648.
86. Foster G.L., Royer D.L., and Lunt D.J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. Article number: 14845.
87. Panin A. Land-ocean sediment transfer in palaeotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. V. Golosov, V. Belyaev, and D.E. Walling (Eds.), *Sediment transfer through the fluvial system. IAHS Publ.* 2004. Vol. 288. P. 115–124.
88. Hinderer M., Kastowski M., Kamelger A., Bartolini C., and Schlunegger F. River loads and modern denudation of the Alps – a review. *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 118. P. 11–44.

МОРФОСТРУКТУРА РЫБИНСКОГО УЗЛА СРЕДНЕРУССКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ ВНУТРИПЛАТФОРМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

© 2022 г. Д. С. Зыков^{1,*}, А. В. Полещук¹, С. Ю. Колодяжный¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*E-mail: zikov58@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.09.2021 г.

После доработки 05.10.2021 г.

Принята к публикации 11.10.2021 г.

Проблема расшифровки геодинамических особенностей проявления новейшей локальной горизонтальной внутриплатформенной подвижности земной коры является слабо изученной. Она раскрывается на примере области сочленения Балтийского щита и Русской плиты. Исследование базируется на обоснованной ранее М.Г. Леоновым возможности квазипластических деформаций в жестких кристаллических породах. В качестве методического подхода используется морфоструктурный анализ, в котором сопоставляется геологическая структура и особенности рельефа, на основании чего делаются выводы о новейшей активизации структуры. В кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выделяются крупные массивы. Под воздействием региональных геодинамических процессов Карельский массив Балтийского щита в новейшее время испытывает малоамплитудные горизонтальные деформации, приводящие к его сжатию в центре и выдвиганию в виде выступов на окраинах. С ЮЗ массив ограничен Рыбинским разломом, который смещает Среднерусский авлакоген на 100 км к ЮВ, в результате чего формируется Рыбинский морфоструктурный узел. Он представляет собой послеледниковую депрессию с двумя прямолинейными бортами, расположенными над разломами фундамента. Этот узел может быть определен как новейший грабен. Грабен находится на продолжении скрытого под чехлом сужающегося края Карельского массива и может быть интерпретирован как следствие отодвигания края в процессе общей деформации массива, сочетающимся с движением щита в сторону плиты, реализующимся, вероятно, за счет тектонических процессов, раскрывающих Северную Атлантику. Таким образом, Рыбинский структурный узел является индикатором как внутриплитной геодинамики Карельского массива, так и воздействия более масштабной геодинамической системы, связанной с раскрытием Северной Атлантики и отодвиганием щита.

Ключевые слова: геодинамика, геодинамические системы, объемная подвижность, неотектоника, Русская плита, Балтийский щит, морфоструктура, Рыбинский грабен, структуры расклинивания

DOI: 10.31857/S0435428122010138

ВВЕДЕНИЕ. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Статья посвящена проблеме расшифровки геодинамических особенностей проявления внутриплатформенной подвижности земной коры на примере области сочленения Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В середине XX века древние платформы считались сравнительно стабильными, особенно в новейшее время. Только в конце XX века стали появляться работы, опровергающие это мнение [1, 2]. В то же время, выявление морфоструктур, связанных с подобными процессами, и их увязка с геодинамическими моделями развития платформ остаются недостаточно изученными и весьма актуальными. В статье делается попытка решения

такой задачи для северного обрамления Русской плиты, структурно связанной с окраиной Балтийского щита. Как узловой индикатор используется одна из наиболее ярких морфоструктур Среднерусской зоны дислокаций — Рыбинский морфоструктурный узел. Основной методикой исследования является морфоструктурный анализ, при котором глубинная геологическая структура сопоставляется с рельефом [3]. Полученные сочетания интерпретируются с применением структурно-кинематических моделей. Например, наличие над разрывами фундамента и чехла прямолинейных протяженных уступов в рельефе рассматривается как свидетельство активизации древних разрывов в новейшее время.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Балтийский щит в районах, прилегающих к Русской плите ВЕП, делится на ряд крупных массивов докембрийской консолидации, в том числе и Карельский в области развития беломорских и свекофенских комплексов (рис. 1, а) [4]. Они сложены гранито-гнейсами, гранитами, амфиболитами и т.п., различаются по возрасту и характеру структурно-метаморфической переработки и имеют разную прочность. Все перечисленные массивы прослеживаются на юг под чехлом Русской плиты.

Карельский массив занимает центральное положение в исследуемом районе. Он вытянут в СЗ направлении и имеет размеры примерно 600×300 км. На юге Карельский массив перекрыт чехлом Русской плиты. На основании сходящихся к югу конусом магнитных аномалий, под чехлом вполне вероятно наличие в массиве заостренной к югу структуры или окончания, имеющего заостренную форму (см. рис. 1, а). Это показано на тектонических картах [5] и в работах [6–8].

Среднерусский авлакоген расположен над центральной частью Московской синеклизы и имеет общую СВ ориентировку. Важная особенность его строения – наличие вдоль него секущих сдвигов. Наиболее значимое сдвиговое смещение, с амплитудой около 100 км наблюдается по Рыбинскому разлому (рис. 1, а). Вместе с другим (Череповецким) разломом, расположенным примерно в 50 км к СВ, он образует Рыбинский структурный узел, который фиксируется в докембрийском фундаменте [9], влияет на распределение мощностей и фаций некоторых толщ палеозойского возраста [8], а значит, является долгоживущим. Рыбинский разлом протягивается на СЗ до Ладожского озера [5–7], где вдоль него установлены признаки новейшего правого смещения [10]. В таком виде он ограничивает скрытый под чехлом выступ Карельского массива с ЮЗ.

РЫБИНСКИЙ МОРФОСТРУКТУРНЫЙ УЗЕЛ

Строению района Рыбинского моря была посвящена предшествующая статья, в которой изложены основные данные по геоморфологии, четвертичной геологии, неотектонике и глубинному тектоническому строению района [11]. Обоснован вывод, что в районе Рыбинского моря существует новейшая грабеновая морфоструктура.

Тезисно материалы этой статьи можно изложить следующим образом. Молого-Шекснинская впадина, заполненная в настоящее время водами Рыбинского моря, представляет собой грабеновидную впадину с прямолинейными сравнительно крутыми северо-восточным и юго-западным бортами, сложенными позднечетвер-

тичными, в основном моренными отложениями. Впадина расположена над грабеном, хорошо выраженный в фундаменте и нижней части комплексов чехла, и также имеет выражение в кровле 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 затем отчасти сглаживались поздне-последнеледниковыми озерами и водными потоками, отложения которых выполняют дно впадины. На процесс развития впадины в четвертичное время накладывалось воздействие обрамляющих ее разломов. Это воздействие выражалось не столько высокоамплитудными смещениями (соответствующими размаху рельефа или кровли дочетвертичных отложений), сколько формированием ослабленных зон повышенной трещиноватости, которые контролировали проявления экзарационных и абразионных процессов. Замеры ориентировки трещиноватости в обнажениях в прибортовой части долины реки Сить показали совпадение простирания основных систем трещин, разломов фундамента и основных морфологических элементов района, в частности бортового уступа водохранилища, что свидетельствует о его тектонической предопределенности, и прямолинейных долин впадающих в него оврагов и рек.

Новейшая активность Рыбинского разлома в исторический период подтверждается расположением на его продолжении к юго-востоку (на расстоянии примерно 100 км) эпицентра землетрясения 1487 г. с балльностью 4 и более, зафиксированного по историческим данным (рис. 1, б) [12].

Необходимо также отметить, что благодаря проведенным ранее в районе Рыбинского водохранилища исследованиям, в литературе описаны деформационные структуры в четвертичных и более древних отложениях. Ныне их считают гляциодислокациями, но, по нашему мнению, этот вопрос нуждается в более подробном изучении в будущем. Возможно, часть из них можно будет отнести к следствиям сейсмотектонической активности разрывов в районе Рыбинского морфоструктурного узла в поздне-последнеледниковое время. Пока об этом можно говорить с большой осторожностью, не претендуя на доказанность. Такие структуры отмечаются вдоль всего южного обрамления Рыбинской морфоструктуры. Кратко приведем некоторые примеры, известные по литературным данным. Так, по материалам [13, 14], они известны немного южнее г. Рыбинск в долинах рек Черемухи и ее правого притока – р. Иода. В долине р. Иода, ниже моста у с. Михайловское в крутом обрыве (рис. 1, в) в первой надпойменной террасе высотой до 5 м и длиной около 50 м обнажаются слои юрской и четвертичной систем. Юрские слои в правом и левом борту реки

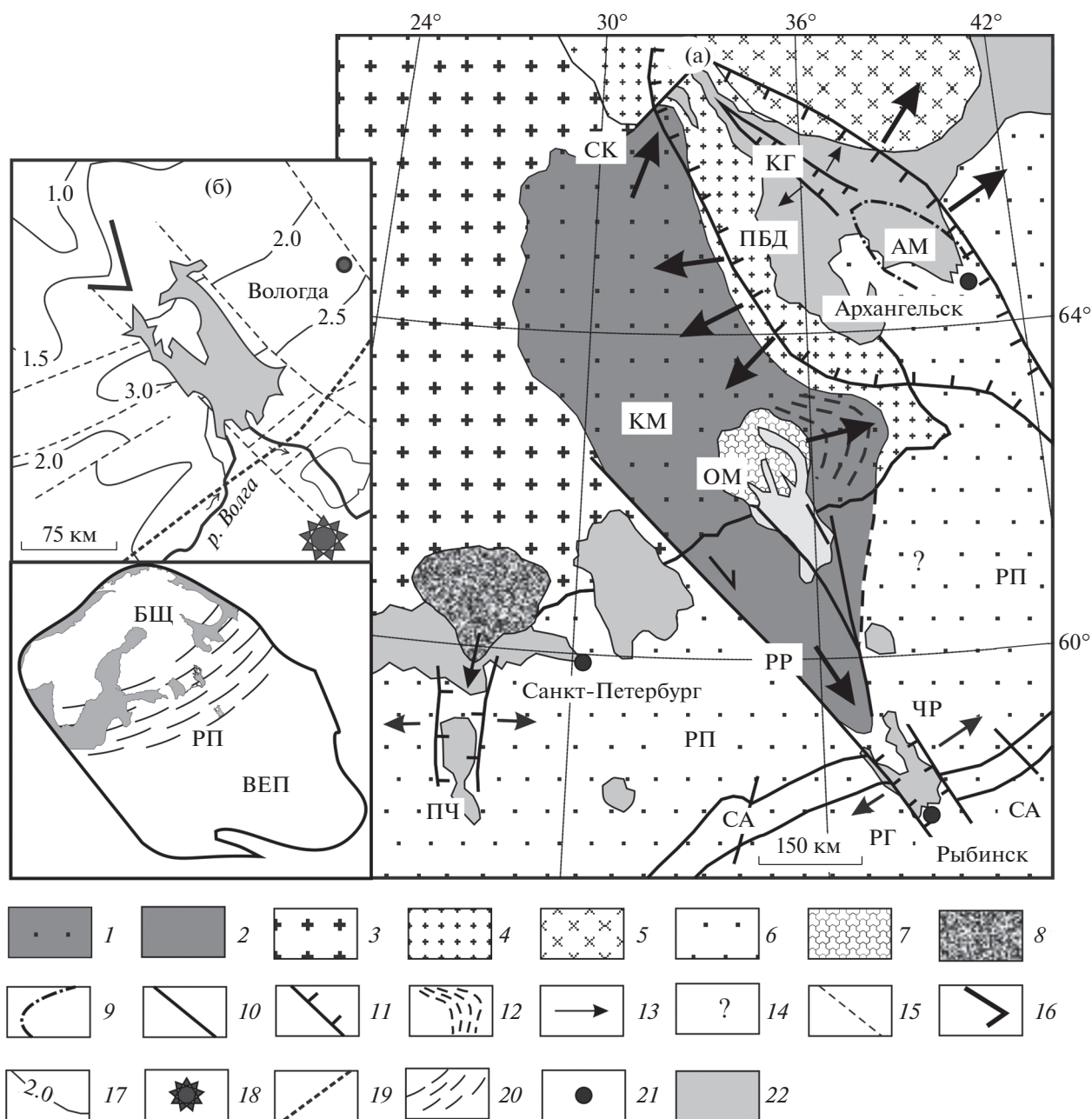


Рис. 1. Новейшая геодинамика на севере Восточно-Европейской платформы с участием Карельского массива и Рыбинского грабена.

(а) – дислокации Карельского массива в районе взаимодействия Балтийского щита и Русской плиты и морфоструктурные индикаторы этого процесса.

1 – Карельский массив на Балтийском щите; 2 – часть Карельского массива, скрытая под чехлом Русской плиты; 3 – свекофениты; 4 – беломориты; 5 – кристаллические комплексы Кольского п-ова; 6 – Русская плита; 7 – Онежская протерозойская мульда; 8 – Выборгский массив; 9 – контуры Архангельского массива; 10 – разрывы; 11 – ограничения грабенов и депрессий; 12 – минеральная линейность кристаллических комплексов; 13 – тенденция перемещения субстрата; 14 – область, которую некоторые авторы включают в Карельский массив.

Буквенные обозначения: АМ – Архангельский массив; КГ – Кандакшский грабен; КМ – Карельский массив; ОМ – Онежская морфоструктура; ПБД – Прибеломорская депрессия; ПЧ – Псковско-Чудская депрессия; РГ – Рыбинский грабен; РР – Рыбинский разлом; СА – Среднерусский авлакоген; СК – Северокарельский выступ; ЧР – Череповецкий разлом.

(б) – сопоставление структуры фундамента и контуров Рыбинского водоема (по [9] с изменениями), выделены клиновидный выступ напротив Рыбинского грабена и нанесено положение эпицентра землетрясения 1487 г. (по [12]). 15 – разрывы в фундаменте; 16 – клиновидный выступ в рельефе фундамента; 17 – изогипсы рельефа фундамента; 18 – эпицентр землетрясения 1487 г.; 19 – газопровод.

(в) – расположение Циркумбалтийского пояса на ВЕП.

20 – Циркумбалтийский пояс.

Буквенные обозначения: БЩ – Балтийский щит; ВЕП – Восточно-Европейская платформа; РП – Русская плита.

Общие обозначения: 21 – города; 22 – водоемы.

дислоцированы, осложнены разрывами, в том числе надвиговой кинематики с амплитудой смещения 1.5 м. Вблизи плоскости разрыва юрские слои изгибаются, образуя небольшие складки. Висячее крыло сложено ниже-среднеоксфордскими, а лежащее — верхнеоксфордскими слоями. В обнажении на протяжении 20 м наклон поверхности нарушения меняется от наклонного у основания обрыва до практически горизонтального в центральной части. Другой тип нарушений залегания юрских слоев отмечаются примерно там же, в долине реки Черемуха, напротив д. Конюшино. Здесь, примерно в 400 м от д. Конюшино, посередине спрямленного участка реки, обнажаются коренные породы в обрыве высотой до 5 м и длиной до 100 м вдоль уступа первой надпойменной террасы. Здесь среди морены встречаются мелкие отторженцы юрских пород. Все юрские слои наклонены к югу под углом 45° , частично смяты в складку, верхняя часть которой срезана ледником.

Нарушения, относимые к гляциодислокациям, известны в районе впадения р. Волга в Рыбинское море на правом берегу, в районе д. Петраково, где представлены несколькими чешуйчатыми надвигами, секущими юрские и меловые породы [15].

При изучении разреза в 750 м ниже д. Мостово, расположенного в тех же местах, описаны чешуевидные разрывы юрских и меловых слоев, чередующихся с четвертичными породами [16]. Они отнесены к морене напора [13].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Связь Рыбинского морфоструктурного узла с внутренней неотектонической геодинамикой ВЕП устанавливается при анализе геодинамических систем, проявляющих свою активность в окружающих узел районах. Самой главной из них, безусловно, является система, связанная с воздействием, оказываемым на Балтийский щит глубинными подкоровыми процессами, с которыми может быть связано раскрытие Атлантики. Их характер дискуссионен, но наличие признают многие исследователи [17–19]. В частности, отмечается, что сейсмологические данные и результаты измерений в рудниках и осадочном чехле указывают на существование в земной коре значительных напряжений горизонтального сжатия, которые по ориентировке соответствуют движению плит в стороны от срединных хребтов, и это затрагивает ВЕП. Те же данные дают основание полагать, что палеонапряжения, генерируемые тектоникой литосферных плит, передаются во внутренние части платформы, где происходит сравнительно автономное развитие ее разнородных частей [18].

Исходя из существования геодинамического воздействия на ВЕП, видимо, носящего характер направленного давления, высказывается мнение о возможности некоторого движения щита к ЮВ в сторону Русской плиты [2]. Хотя щит и является с плитой одним целым, но отделен от нее пограничной зоной повышенной дислоцированности, возникшей в местах смены длительных поднятий земной коры на опускания [2, 18, 20].

Область сочленения щита и плиты представляет собой широкий изогнутый пояс с самостоятельными структурными и геодинамическими особенностями. Он был выделен в работе [2] и назван Циркумбалтийским (рис. 1, в). В пределах пояса движение Балтийского щита преобразуется в раздвигание субстрата перед его фронтом, перпендикулярно давлению щита, т.е. в производную геодинамическую систему. В частности, образуются цепи новейших грабенов, маркируемых в настоящее время водоемами (озера Ладожское, Онежское, Псковское и Белое море). Согласно представленной в [2] графике, Рыбинская морфоструктура тоже входит в этот пояс.

Концепция существования Циркумбалтийского пояса развита в работе [21], где была обоснована принципиальная возможность раздвигания геологического субстрата вдоль пояса за счет отсутствия жесткого упора на его торцах, и показано, что появление цепи новейших грабенов связано с благоприятными локальными структурными условиями, обеспечившими возможность сближения кристаллических масс вдоль оси сжатия за счет реализации механизма расклинивания. Например, в Беломорской депрессии Кандалакшский грабен образуется напротив Архангельского выступа земной коры при их сближении, а Псковско-Чудская депрессия напротив выступа Выборгского массива (рис. 1, а) и т.п. Механизм расклинивания перед индентором, связанный с горизонтальной подвижностью субстрата, описан для тектонически активных районов. Для наших реконструкций мы пользуемся его модельным вариантом [21].

Предполагаемое воздействие на Балтийский щит со стороны Атлантики и вызванные им подвижность щита и его деформации приводят к развитию подчиненных внутриплатформенных геодинамических систем. Они связаны с взаимовязанными деформациями имеющихся в кристаллических породах фундамента крупных разнородных массивов.

Одним из таких массивов является Карельский массив Балтийского щита, для которого изучены деформации в плане для всего доновейшего времени [20, 22] и для неотектонического этапа [21–24]. Для новейшего времени была обоснована тенденция отодвигания его выступающих краев (без отделения) в районе Северо-Ка-

рельской зоны к С, и в районе Онежской морфоструктуры к В (рис. 1, а).

Край Карельского массива между двумя вышеупомянутыми выступами имеет вогнутую форму. Конформно его краю, вдоль всей его СВ стороны в новейшее время наблюдается активное развитие крупной неотектонически обусловленной [25] линзовидной депрессии (Прибеломорской), в центральной части которой расположено Белое море (рис. 1, а). Конформность отодвигающейся границы развивающегося новейшего прогиба и Карельского массива свидетельствует об их взаимовязанном неотектоническом развитии. Результирующая геодинамическая модельная картина для Карельского массива в пределах Балтийского щита, в которой отражено его сокращение в поперечнике (“раздавливание”) со стороны разрастающейся Прибеломорской депрессии в центральной части, и соответствующее выдвигание (“выдавливание”) по краям приведены в [23]. В этой модели учтены все обоснования, сделанные в [20–25], и в графически расширенном варианте она приводится в данной работе (рис. 1, а).

Наши последние исследования в районе Рыбинского морфоструктурного узла позволяют существенно дополнить рассматриваемую модель и, опираясь на описанную выше схему дислоцирования всего Карельского массива, по-новому подойти к происхождению и индикационной роли Рыбинского узла в неотектоническом развитии района Циркумбалтийского пояса ВЕП. Рыбинский грабен расположен напротив южного заостренного клиновидного окончания Карельского массива, которое выражено также в рельефе фундамента [9] (рис. 1, а, б).

Также обращают на себя внимание небольшое расхождение границ новейшего грабена на поверхности в сторону расширения массива и наличие напротив заостренного окончания массива клиновидного полуострова, вдающегося в море между полузатопленными долинами рек Молога и Шексна. Можно уверенно предположить, что такая картина не является случайной. Она отвечает спровоцированному расширяющейся Прибеломорской депрессией сдавливанию Карельского массива и отодвиганию его южного заостренного окончания к югу, с возникновением перед ним морфоструктуры расклинивания в виде грабена. Аналогично подобным морфоструктурам, расположенным на севере, в цепи новейших грабенов по краю щита (Кандалакшский, Ладожский, Онежский, Псково-Чудской) возможность появления Рыбинской морфоструктуры облегчается расположением ее в пределах Циркумбалтийского пояса, благоприятного для появления морфоструктур продольного ему растяжения, а также тенденцией сближения щита и плиты.

Как уже отмечалось, Среднерусский авлакоген с большой амплитудой смещен по Рыбинскому разлому основания, что можно интерпретировать как правый сдвиг. Для подтверждения выдвигаемой концепции представляет интерес выяснить, существуют ли признаки продолжения перемещения по этому разлому в новейшее время. Ответ на этот вопрос помогает найти система прямолинейных речных и овражных долин, выявляемых вдоль линейного ЮЗ борта новейшего Рыбинского грабена, расположенного над Рыбинским разломом, смещающим авлакоген (рис. 2, а). Из-за своей прямолинейности эти элементы эрозионного рельефа могут рассматриваться как структурные линеаменты, тем более что замеры трещиноватости, сделанные нами в обнажениях в низовьях р. Сить, подтвердили хорошую корреляцию между системами трещин и направлениями упомянутых эрозионных форм [11]. В этой системе вместе с линеаментами северо-восточного простирания широко представлены субмеридиональные линеаменты, диагональные к простиранию борта грабена (I на рис. 2, б). Все они располагаются в сравнительно узкой полосе вдоль берегового уступа и затухают к водоразделу, при этом диагональные борту линеаменты не направлены по максимальному уклону склона.

Проинтерпретировать имеющуюся картину позволяет взятая из работы [26] принципиальная схема внутреннего участка сдвиговой зоны, на которой показано, как вдоль магистральной линии сдвига располагаются оперяющие системы сколов. Часть из них перпендикулярна основному сдвигу, а часть диагональна и наклонена навстречу смещению (II на рис. 2, б). Для лучшего восприятия картины сопоставления схемы линеаментов и модели сколов у сдвига мы расположили их параллельно друг другу и срезали вдоль магистральной линии сдвига на модели то крыло, которое на схеме линеаментов оказывается погребенным под озерными отложениями на дне Рыбинского грабена (рис. 2, а и I на рис. 2, б). Визуальное сопоставление картин показывает их схожесть, что позволяет предположить продолжение правого сдвигания вдоль Рыбинского разлома, секущего авлакоген и расположенного под юго-западным бортом Рыбинского грабена в новейшее время.

На модельной схеме сдвига можно заметить, что обе системы сколов, образовавшихся одновременно в одном поле напряжений, иногда пересекаются как сопряженные структуры. Подобное наблюдение мы можем сделать и в районе юго-западного борта Рыбинского грабена на основании морфоструктурного рисунка, проявленного на цифровой карте рельефа. Здесь, примерно в 15–17 км северо-западнее пос. Брейтово, пересекаются примерно посередине два структурных линеамента, отвечающие раскрываю-

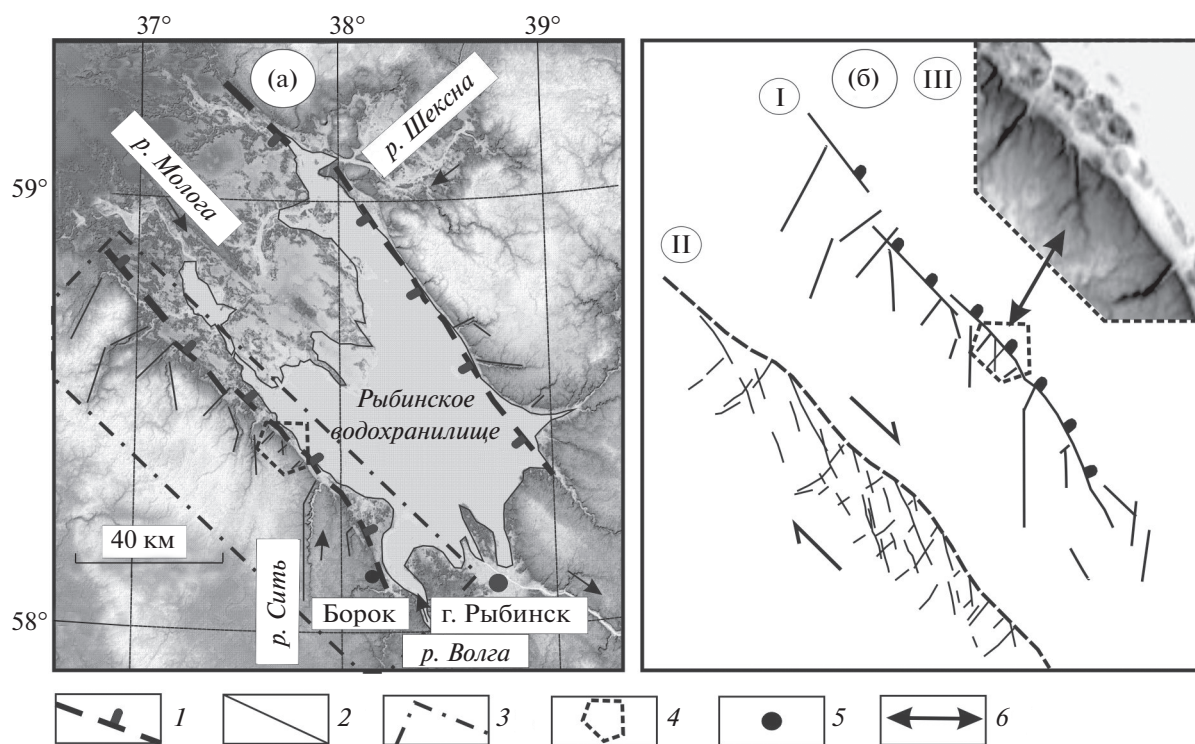


Рис. 2. Основные морфоструктурные особенности новейшего Рыбинского грабена.

(а) – цифровой рельеф района Рыбинского водохранилища и система линеаментов вдоль его юго-западного бортового уступа, (б) – обоснование существования правосдвиговой зоны под юго-западным бортом Рыбинского грабена.

I – линеаменты юго-западного борта; II – модельная схема распределения трещин в зоне сдвига (по [26]); III – фрагмент карты цифрового рельефа, на котором наблюдаются пересекающиеся прямолинейные овраги.

1 – бортовые уступы Рыбинского грабена; 2 – структурные линеаменты трещинно-разрывной природы; 3 – контуры района, в котором выделяются линеаменты; 4 – контуры участка территории, на котором согласно цифровой карте рельефа выделяются пересекающиеся структурные линеаменты (прямолинейные овраги); 5 – населенные пункты; 6 – положение фрагмента (III) на схеме линеаментов (I).

щимся к водохранилищу оврагам. Они имеют длину в 2–3 км каждый и сравнительно прямолинейны. Один из них перпендикулярен бортовому обрыву, другой расположен под острым углом, согласно общему лейтмотиву имеющихся здесь линеаментов (I и III на рис. 2, б). Наличие таких соотношений между линеаментами, установленных на основании аналогий с модельной зоной сдвига, – важное свидетельство имеющихся в этих местах сдвиговых деформаций.

Аналогичная картина наличия диагональных линеаментов прослеживается и у противоположного, северо-восточного борта Рыбинского грабена и отвечает левому сдвиганию. Однако здесь она выражена гораздо менее четко. Если новейший левый сдвиг имел место, то на основании реконструкции подвижности обоих бортов Рыбинского грабена можно говорить о некотором горизонтальном вдвижении субстрата в грабен с СЗ на ЮВ, наложенном на более явное опускание его днища. Эта картина полностью соответствует “вдвижению” клиновидного окончания Карельского массива с СЗ на ЮВ в Рыбинский грабен.

Выявление признаков повышенной неотектонической активности в районе Рыбинской морфоструктуры представляет интерес, так как в этих местах расположены не только населенные пункты, но также немного ЮВ нее проходит газопровод Ямал-Европа, который пересекает разрывы, обрамляющие Рыбинский грабен (рис. 1, б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рыбинский морфоструктурный узел входит в Среднерусскую зону дислокаций и имеет структурные признаки новейшего грабена, которые подтверждаются дистанционными данными и полевыми наблюдениями. Он расположен вдоль Рыбинского разлома, с большой амплитудой смещающего Среднерусский авлакоген, и связан с его подвижностью как присдвиговая морфоструктура. Рыбинский разлом ограничивает с запада расположенный под чехлом Русской плиты выступ Карельского массива фундамента, и смещения по разлому свидетельствуют о движении выступа вдоль него к юго-востоку. Грабен Ры-

бинского “моря” расположен напротив суженного (заостренного) окончания выступа и может быть рассмотрен как структура расклинивания перед индентором.

Картина движения (давления) заостренного края Карельского массива к югу с образованием структуры расклинивания у его окончания хорошо вписывается в выдвинутую ранее геодинамическую модель тенденции новейшего развития Карельского массива, его поперечного сплющивания в центральной части и соответствующего отодвигания выступов на окраинах. Значительное удаление южного окончания массива от источника напряжений с сохранением способности к подвижности можно, видимо, объяснить двумя причинами: свойствами Циркумбалтийского пояса, т.е. облегченной возможностью к раздвиганию его субстрата перпендикулярно давлению щита, и отмеченной выше тенденцией движения щита к плите.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках темы Госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0047.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
2. *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.
3. *Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
4. Строение литосферы Балтийского щита / Н.В. Шаров. М.: Нац. Геофиз. Комитет РАН, 1993. 166 с.
5. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1:2500000 / А.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ГУГК, 1981.
6. *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
7. *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.
8. *Колодяжный С.Ю., Полещук А.В., Зыков Д.С.* Латентная тектоника среднерусского пояса деформаций Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 41–72.
9. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа. Л.: Недра, 1985. 356 с.
10. *Агибалов А.О.* Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2019. 23 с.
11. *Зыков Д.С., Полещук А.В., Колодяжный С.Ю.* Признаки унаследованного неотектонического развития района Молого-Шекснинской депрессии // Геоморфология. 2021. № 4. С. 42–52. <https://doi.org/10.31857/S043542812104012X>
12. *Ананьин И.В.* К вопросу о проявлении землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы. Исследования по сейсмической опасности // Вопр. инженерной сейсмологии. 1988. Вып. 29. С. 119–124.
13. *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.
14. *Киселев Д.Н., Арефьев М.П., Баранов В.Н.* и др. Объекты геологического наследия Ярославской области: стратиграфия, палеонтология и палеогеография / Ред. И.А. Маслов, В.М. Федоров, М.А. Рогов. М.: ИД “Юстицинформ”, 2012. 304 с.
15. *Лобанов А.И.* Корреляционные признаки тиллов центра России // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2002. № 2. С. 27–40.
16. *Новский В.А.* О генетических типах плейстоценовых морен на Русской равнине // Очерки по истории геолого-географических знаний. Ярославль: Верхне-Волжское книжное изд-во, 1968. С. 155–164.
17. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплатформенная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
18. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии // Труды ГИН РАН. 1999. Вып. 514. 242 с.
19. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34–36.
20. *Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* О признаках новейшей активизации юго-восточной окраины Балтийского щита Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 91. Вып. 1. С. 17–29.
21. *Зыков Д.С., Полещук А.В., Колодяжный С.Ю.* Примеры взаимодействия геодинамических систем в морфоструктуре севера Восточно-Европейской платформы (ВЕРП) // Геоморфология. 2020. № 3. С. 83–96. <https://doi.org/10.31857/S0435428120030116>
22. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
23. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Тр. ГИН РАН. 2001. Т. 534. 146 с.
24. *Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* Признаки горизонтальных перемещений на юго-восточной окраине Балтийского щита // Геоморфология. 2007. № 4. С. 42–52. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2007-4-42-52>
25. *Зыков Д.С.* Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной компо-

ненты подвижности земной коры // Геоморфология. 2014. № 3. С. 62–73.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-3-62-73>

26. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1991. 262 с.

Morphostructure of the Rybinsk Unit of the Central Russian dislocation zone as a reflection of the latest intra-platform geodynamics

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

^aGeological Institute of RAS, Moscow, Russia

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

The problem of decoding the geodynamic features of the manifestation of the latest local horizontal intra-platform mobility of the earth's crust is poorly studied. It is revealed by the example of the junction of the Baltic shield and the Russian plate. The study is based on the previously proposed by M.G. Leonov possibility that hard crystalline rocks are subject to quasi-plastic deformations. Morphostructural analysis, which compares the geological structure and features of the relief, is used as a methodological approach. Large massifs are distinguished in the crystalline basement of the EEP. Under the influence of regional geodynamic processes, in recent times the Karelian massif of the Baltic Shield has been experiencing horizontal deformations of small amplitude, leading to its compression in the center and extension in the form of ledges on the outskirts. From the southwest, the massif is limited by the Rybinsk fault, which displaces the Central Russian aulacogen by 100 km to the southeast, as a result of which the Rybinsk morphostructural node is formed. The node is a postglacial depression with two straight sides, located above the faults in the basement. According to these the morphostructure can be defined as the neotectonic graben. Graben is located on the continuation of the narrowing edge of the Karelian massif hidden under the sediment cover. It can be associated with the removal of this edge during the general deformation of the massif, which was summarized with the movement of the shield to the plate, occurs due to tectonic processes that reveal the North Atlantic. Thus, the Rybinsk structural unit is an indicator of both the intraplate geodynamics of the Karelian massif and the impact of a wider geodynamic system associated with the disclosure of the North Atlantic and the removal of the shield.

Keywords: geodynamics, geodynamic systems, volumetric mobility, neotectonics, Russian plate, Baltic shield, morphostructure, Rybinsk graben, wedging structures

ACKNOWLEDGMENTS

The research was done in the framework of the state program tasks (No. 0135-2019-0047 (GIN RAS)).

REFERENCES

1. Leonov M.G. *Tektonika konsolidirovannoi kory* (Tectonics of the consolidated crust). Moscow: Nauka (Publ.), 2008. 454 p. (in Russ.)
2. Yudakhin F.N., Shchukin Yu.K., and Makarov V.I. *Glubinnoe stroenie i sovremennye geodinamicheskie protsessy v litosfere Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Deep structure and modern geodynamic processes in the lithosphere of the East European Platform). Ekaterinburg: UrO RAN (Publ.), 2003. 299 p. (in Russ.)
3. Meshcheryakov Yu.A. *Strukturnaya geomorfologiya ravninnykh stran* (Structural geomorphology lowland countries). Moscow: Nauka (Publ.), 1965. 390 p. (in Russ.)
4. *Stroenie litosfery Baltiiskogo shchita* (The structure of the lithosphere of the Baltic Shield). N.V. Sharov (Ed.). *Nats. Geofiz. Komitet RAN*. 1993. 166 p. (in Russ.)
5. *Mezhdunarodnaya tektonicheskaya karta Evropy i smezhnykh oblastei. Masshtab 1:2500000* (International tectonic map of the Europe and adjunctive regions. Scale 1:2500000). A.A. Bogdanov and V.E. Khain (Eds.). Moscow: GUGK (Publ.), 1981. (in Russ.)
6. Chamov N.P. *Stroenie i razvitiye Srednerussko-Belomorskoj provintsii v neoproterozoe* (The structure and development of the Central Russian–Belomorian Province in Neoproterozoic). Moscow: GEOS (Publ.), 2016. 233 p. (in Russ.)
7. Dmitrovskaya Yu.E. and Kheraskova T.N. *Paleogeograficheskie i geodinamicheskie obstanovki formirovaniya pozdnevendskikh i kembriiskikh otlozhenii v tsentral'noi chasti Vostochno-Evropeiskoi 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 iskopaemye* (Lithology and mineral resources). 1999. No. 6. P. 1–12. (in Russ.)
8. Kolodyazhnyi S.Yu., Poleshchuk A.V., and Zykov D.S. *Latentnaya tektonika srednerusskogo poyasa deformatsii Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Latent Tectonics of the Central Russian Deformation Belt of the East European Platform). *Geotektonika (Geotectonics)*. 2021. No. 4. P. 41–72. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0016853X21040093>
9. *Geologicheskoe stroenie SSSR i zakonornosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh. T. 1. Russkaya platforma* (Geological structure and economic minerals of the USSR. Vol. 1: Russian Platform). L.: Nedra (Publ.), 1985. 356 p. (in Russ.)
10. Agibalov A.O. *Neotektonicheskaya aktivizatsiya dokembriiskogo strukturnogo plana Severnogo Priladozh'ya (yu-*

- go-vostok Baltiiskogo shchita) (Neotectonic activation of the Precambrian structural plan of the Northern Ladoga (southeast Baltic shield)). PhD thesis. Moscow: MSU (Publ.), 2019. 23 p. (in Russ.)
11. Zykov D.S., Poleshchuk A.V., and Kolodyazhnyi S.Yu. *Priznaki unasledovannogo neotektonicheskogo razvitiya raiona Mologo-Sheksninskoi depressii* (The signs of inherited neotectonic development of the Mologo-Sheksna depression area). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2021. No. 4. P. 42–52. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S043542812104012X>
 12. Anan'in I.V. *K voprosu o proyavlenii zemletryasenii v vostochnoi chasti Vostochno-Evropeiskoi platformy. Issledovaniya po seismicheskoi opasnosti* (On the issue of the manifestation of earthquakes in the eastern part of the East European platform. Seismic hazard studies). *Voprosy inzhenernoi seismologii* (Seismic Instruments). Moscow: Nauka (Publ.), 1988. Issue 29. P. 119–124. (in Russ.)
 13. 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.)
 14. Kiselev D.N. and Aref'ev M.P. *Ob"ekty geologicheskogo naslediya Yaroslavskoi oblasti: stratigrafiya, paleontologiya i paleogeografiya* (Objects of the geological heritage of the Yaroslavl region: stratigraphy, paleontology and paleogeography). I.A. Maslov, V.M. Fedorov, and M.A. Rogov (Eds.). Moscow: Yustitsinform (Publ.), 2012. 304 p. (in Russ.)
 15. Lobanov A.I. *Korrelyatsionnye priznaki tillov tsentra Rossii* (Correlation signs of tills in the center of Russia). *Vestn. Voronezh. un-ta. Geologiya*. 2002. No. 2. P. 27–40. (in Russ.)
 16. Novskii V.A. *O geneticheskikh tipakh pleistotsenovykh moren na Russkoi ravnine* (On the genetic types of Pleistocene moraines on the Russian Plain). *Ocherki po istorii geologo-geograficheskikh znaniy*. Yaroslavl'. 1968. P. 155–164. (in Russ.)
 17. Leonov Yu. G. *Napryazheniya v litosfere i vnutriplatformennaya tektonika* (The stresses in the lithosphere and intraplate tectonics). *Geotektonika (Geotectonics)*. 1995. No. 6. P. 3–21. (in Russ.)
 18. Trifonov V.G. *Neotectonica Evrazii* (Neotectonics of Eurasia). *Transactions of the GIN RAS*. 1999. Vol. 514. 242 p. (in Russ.)
 19. Kropotkin P.N. and Efremov V.N. *Tektonicheskie napryazheniya na platformakh i global'nye variatsii seismichnosti* (The tectonic stress on the platforms and global variations of seismicity). *Geotektonika (Geotectonics)*. 1993. No. 5. P. 34–36. (in Russ.)
 20. Poleshchuk A.V., Zykov D.S., and Kolodyazhnyi S.Yu. *O priznakakh noveishei aktivizatsii yugo-vostochnoi okrainy Baltiiskogo shchita Vostochno-Evropeiskoi platformy* (On the sign of recent activation of southeastern area of Baltic Shield of East European Platform). *Byull. MOIP otb. geol.* 2019. Vol. 94. No. 1. P. 17–29. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S043542812104012X>
 21. Zykov D.S., Poleshchuk A.V., and Kolodyazhnyi S.Yu. *Primery vzaimodeistviya geodinamicheskikh sistem v morfostrukture severa Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Examples of the interaction of geodynamic systems in the morphostructure of the north of the East European platform). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2020. No. 3. P. 83–96. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435-4281-2003-0116>
 22. Kolodyazhnyi S.Yu. *Strukturno-kinematicheskaya evolyutsiya yugo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita v paleoproterozoe* (Structural and kinematic evolution of the South-Eastern part of the Baltic shield in the paleoproterozoic). Moscow: GEOS (Publ.), 2006. 332 p. (in Russ.)
 23. Zykov D.S. *Noveishaya geodinamika Severo-Karel'skoi zony (Baltiiskii shchit)* (The latest geodynamics of the North Karelia zone (Baltic Shield)). *Transactions of the GIN RAS*. 2001. Vol. 534. 146 p. (in Russ.)
 24. Zykov D.S. and Kolodyazhnyi S.Yu. *Priznaki gorizontallykh peremeshchenii na yugo-vostochnoi okraine Baltiiskogo shchita* (Indications of lateral movements in the south-east margin of the Baltic shield). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2007. No. 4. P. 42–52. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2007-4-42-52>
 25. Zykov D.S. *Morfostruktura oblasti sochleneniya Vostochno-Evropeiskoi i Zapadno-Arkticheskoi platform kak otrazhenie gorizontallykh komponenty podvizhnosti zemnoi kory* (The morphostructure of the adjacent areas of the east-European and west-arctic platforms as a marker of the horizontal movements of the earth's crust). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2014. No. 3. P. 62–73. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-3-62-73>
 26. *Razlomoobrazovanie v litosfere. Zony sdviga* (Fault formation in the lithosphere. Shear zones). Academician N.A. Logachev (Ed.). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1991. 262 p. (in Russ.)

УДК 550(091+092)

ВКЛАД А.А. НИКОНОВА В РАЗВИТИЕ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ НАУК О ЗЕМЛЕ

© 2022 г. Л. И. Иогансон^{1,*}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*E-mail: ioganson@bk.ru

Поступила в редакцию 04.11.2021 г.

После доработки 15.12.2021 г.

Принята к публикации 10.01.2022 г.

В статье рассматриваются научный путь Андрея Алексеевича Никонова и его вклад в развитие ряда взаимосвязанных наук о Земле — геоморфологии, четвертичной геологии, неотектоники, сейсмогеологии, сейсмологии. Крупнейшее достижение А.А. Никонова — развитие палеосейсмологического метода. Палеосейсмологическое направление обязано Андрею Алексеевичу углублением и расширением задач, содержания и методологического обеспечения его отдельных частей — палеогеологической, исторической и археосейсмологии. Палеосейсмогеологические исследования были распространены на равнинные территории, где были обнаружены свидетельства сильных сейсмических событий. В историческую сейсмологию Никонов вводит для анализа расширенный спектр источников не только для письменного, но и для дописьменного периодов за счет включения в него фольклорных произведений. Ценность проведенных исследований заключается в выявлении многочисленных очагов древних землетрясений и оценке их параметров в различных регионах, в том числе в пределах “асейсмичных” территорий, приведшему в ряде случаев к переоценке сейсмического потенциала некоторых районов. Выявленные палео- и исторические землетрясения существенно удлиняют сейсмическую историю регионов, наращивая инструментальную сейсмостатистику, основу для оценки сейсмической опасности. Заслуживает внимания также обоснование Никоновым нередких случаев древних цунами на морских и озерных побережьях страны, представляющих недооцененную серьезную природную угрозу. Важнейшие результаты неотектонических исследований А.А. Никонова связаны с изучением скоростей и градиентов скоростей современных тектонических движений и активных разломов.

Ключевые слова: неотектоника, геоморфология, палеосейсмология, сейсмодислокации, историческая сейсмология, археосейсмология, землетрясение, сейсмический потенциал, цунами

DOI: 10.31857/S0435428122020079

21 января 2022 г. исполнилось 90 лет доктору геолого-минералогических наук, профессору, главному научному сотруднику Института физики Земли Андрею Алексеевичу Никонову, лидеру отечественной палеосейсмологии и основоположнику отдельных ее направлений (фото). Научный путь ученого начался сразу после окончания в 1954 г. Географического факультета МГУ, в Заполярье, в г. Апатиты. Здесь под руководством, возглавлявшего его в то время Кольский филиал АН СССР, член-кор. АН СССР А.В. Сидоренко А.А. Никонов занимался изучением ледниковых отложений, гляциальных форм рельефа и палеогеографии Кольского полуострова. В 1962 г. в Институте Географии АН СССР он защитил кандидатскую диссертацию по теме “Закономерности формирования четвертичных (антропогенных) образований на Западе Кольского полуострова (бассейн р. Лотты)”.



С 1964 г. А.А. Никонов начинает работать в Институте физики Земли, где главной темой его исследований становятся современные вертикальные движения земной коры в горных областях Средней Азии. Полевые исследования на Памире, Тянь-Шане, Гиндукуше и в Афганистане проводились на количественной основе с глубоким анализом геоморфологических особенностей территории и данных повторного нивелирования. По их результатам в 1977 г. на Геологическом факультете МГУ он защищает докторскую диссертацию “Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы)”.

Важным аспектом в неотектонических исследованиях А.А. Никонова была постановка проблемы активных разломов, которая только начала изучаться в мире в 1970-е годы. Первые соображения об активных разломах были высказаны в его докторской диссертации и учение об активных разломах было успешно развито в его дальнейших работах.

С 1970-х годов палеосейсмогеологическая тематика стала преобладающей в исследованиях Андрея Алексеевича. Он сосредоточил свои научные интересы на палеосейсмологии, определяя ее как сочетание палеогеологической и исторической сейсмологии, на развитии палеосейсмологического метода, возникшего в нашей стране в 1950-е годы на стыке геоморфологии и динамической геологии, начал органично сочетать полевые геолого-геоморфологические работы с изучением литературных источников. Для натурного изучения сейсмдеформаций А.А. Никонов развил и усовершенствовал их классификацию, выделив новые генетические типы, и разработал методику их использования для определения магнитуд и повторяемости землетрясений. Безусловная заслуга ученого заключается в постановке палеосейсмогеологических исследований на равнинных территориях (северо-западе Русской равнины, в Крыму, на Устурте и Мангышлаке), в осадочных отложениях с развитием погребенных палеосейсмодислокаций, что потребовало применения особой авторской методики их идентификации и определения возраста (стратиграфический и лихенометрический методические подходы). Применительно к исторической сейсмологии А.А. Никонов существенно расширил массив анализируемых данных, охватив практически все существующие письменные материалы (исторические, архивные, эпистолярные, дневниковые, летописные), литературную классику и, что особенно важно, впервые использовал дописанные, фольклорные источники (мифы, легенды, саги, сказания, сказки). Этот подход увенчался открытием многочисленных свидетельств древних сильных землетрясений в различных регионах (Таджикистане, Азербайджане, дельте Дуная, в Фергане, на

Туранской платформе, в Крыму, на Кавказе и северо-западе России), что изменяло устоявшиеся представления об их сейсмическом потенциале, а А.А. Никонов становится признанным основоположником расширенной исторической сейсмологии и лидером этого направления.

Им создан ряд каталогов палео- и исторических землетрясений для отдельных регионов (Крымского полуострова, Кавказа, Ставропольского края, Алтая), наращивающих инструментальную сейсмостатистику на тысячи и десятки тысяч лет. Результаты А.А. Никонова (пока частично) вошли также в “Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации” 2012 г. Никонов принимал активное участие в составлении карт сейсмического районирования РФ (версии 2012 и 2016 г.). Как эксперт А.А. Никонов внес свой вклад в решение о прекращении строительства почти готовой к концу 1980-х гг. Крымской АЭС.

В середине 1980-х гг. А.А. Никонов выступил и в качестве лидера нового археосейсмологического направления — определения сильных сейсмических событий по изучению повреждений в архитектурных памятниках. Начиная с 1990-х гг. Андрей Алексеевич большое внимание уделяет проблеме цунами — явно недооцененной природной опасности на побережьях страны. Анализ с этой точки зрения большого объема различных источников показал, что признаки цунамигенных событий за исторический период обнаруживаются на побережьях Черного, Азовского, Каспийского, Балтийского и Белом морях и даже в озерной Онежско-Ладожской системе, в Карелии и на Кольском полуострове. Для Черноморско-Азовского региона составлен каталог цунами, насчитывающий 50 событий.

Научные результаты А.А. Никонова опубликованы в более чем тысяче научных статей. Андрей Алексеевич многие годы был одним из активнейших членов редколлегии журнала “Геоморфология”.

В заключение хочется пожелать творческого долголетия ученому, внесшему беспрецедентный по широте, разносторонности, методологическому оснащению развиваемых новых научных направлений и полученным конкретным результатам вклад в отечественную палеосейсмологию и геоморфологию.

Геоморфологи, палеогеографы, геологи и сейсмологи в России и за ее пределами сердечно поздравляют Андрея Алексеевича с юбилеем, желают ему доброго здоровья и новых творческих успехов во славу российской науки!

Contribution of A.A. Nikonov in the development of domestic earth sciences**L. I. Ioganson^{a,#}**^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia*[#]*E-mail: ioganson@bk.ru*

The article reflects on Dr. A.A. Nikonov's (Doctor of Geological and Mineralogical Sciences) scientific career highlighting his contribution to the development of Paleoseismology. The most important results of Nikonov's research are in Neotectonics and related to the study of velocities and velocity gradients of modern tectonic movements and active faults. Dr. Nikonov made a significant contribution in advancing the field of Paleoseismology by expanding its tasks, content and developing methodological support for paleogeological, historical and archaeological investigations in Seismology. His research interests extended to platform areas, previously considered as "aseismic" zones, where evidences of strong seismic events were found. In historical seismology Dr. Nikonov incorporated the wide range of sources including written, and folklore evidence of seismic event from preliterate periods. The most valuable result of his investigations is the identification of numerous sources of ancient earthquakes and assessment of their parameters in various regions, including the "aseismic", where seismic potential was previously underestimated. Evidence of paleo- and historical earthquakes discovered by Nikonov significantly extended the seismic records, increasing instrumental seismic statistics (the basis for seismic hazard assessment) of various regions in Russia and other states. Nikonov had also identified and justified frequent cases of ancient tsunamis along the National sea coasts and lake shores, a serious natural disaster which hazard was poorly recognized.

Keywords: neotectonics, geomorphology, paleoseismology, seismic dislocations, historical seismology, archaeoseismology, earthquake, seismic potential, tsunami

УДК 551.4

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА АДАМОВИЧА СВИТОЧА

© 2022 г. Т. А. Янина^{1, 2,*}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: didacna@mail.ru

Поступила в редакцию 24.02.2022 г.

После доработки 09.03.2022 г.

Принята к публикации 11.03.2022 г.

DOI: 10.31857/S043542812233001X



Александр Адамович Свиточ — известный ученый, геоморфолог и палеогеограф, доктор географических наук, профессор, главный научный сотрудник лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

17.02.2022 г. Александру Адамовичу исполнилось 90 лет. А 22.02.2022 г., в эту уникальную дату-палиндром, его не стало. Побеждавший в научных спорах и спортивных состязаниях, он проиграл схватку с коварным вирусом. COVID оборвал жизнь нашего Коллеги, Друга, Учителя.

А.А. Свиточ родился 17.02.1932 г. в Москве в рабочем районе Сокол. Его мать — Екатерина Ефимовна — трудилась на авиационном заводе, отец — Адам Антонович — служил в московской милиции. В годы Великой Отечественной войны семья отказалась от эвакуации: мать встала к фрезеральному станку, изготавливая детали для штурмовиков, отец остался служить в военной милиции. Военное детство Саши Свиточа прошло в Москве. Как рассказывал Александр Адамович, война заставила его быстро повзрослеть.

Становлению характера и развитию самостоятельности способствовали и активные занятия спортом. Увлечение футболом у него было с детства. Успехи, которые он делал в футбольной секции на стадионе Юных пионеров (Динамо), привлекли к нему внимание тренеров молодежных команд. Он был приглашен на позицию нападающего в свою первую юношескую команду. Второе спортивное увлечение А. Свиточа — лыжи, классический стиль на длинные дистанции. В этих двух дисциплинах Александр Адамович достиг значительных успехов и остался им верен всю свою жизнь. Из-за активной спортивной жизни он был вынужден уйти из обычной школы и закончить ремесленное училище, получив специальность слесаря. В 1948 г. он стал работать слесарем-наладчиком на том же авиационном заводе, где трудилась его мать, одновременно продолжая свое обучение в школе рабочей молодежи.

Проработав на заводе пять лет и окончив вечернюю школу в 1953 г., А.А. Свиточ поступил на кафедру геоморфологии географического факультета МГУ. Своими основными учителями в его становлении как геоморфолога Александр Адамович называл И.С. Щукина, К.К. Маркова, Н.И. Маккавеева, А.И. Спиридонова. Как вспоминает Р.С. Чалов, он еще в свои студенческие годы впервые услышал фамилию Свиточ от своего учителя Н.И. Маккавеева, который руководил работой студента и отмечал его работоспособность, увлеченность и успехи. Одногруппниками Александра Адамовича были будущие профессора кафедры Г.С. Ананьев и Г.А. Сафьянов.

В студенческие годы А.А. Свиточ работал в Геологическом институте АН СССР старшим коллектором. Участие в геологической съемке в долинах рек Зеи, Индигирки, Колымы дало ему богатый опыт геологических исследований и воспитало настоящего полевого. В 1960 г. он был принят на работу в должности геоморфолога в Прикаспийскую геолого-поисковую экспеди-

цию Союзбургаз, где проработал шесть лет. Именно в эти годы у Александра Адамовича зародились любовь к Каспию и стремление разгадать геологические загадки этого уникального региона. Занимаясь геологической съемкой и одновременно решая научные задачи, он защитил кандидатскую диссертацию на тему “Четвертичные отложения и неотектоника Волго-Уральского междуречья”. В 1967 г. А.А. Свиточ был принят на должность младшего научного сотрудника во ВНИИГАЗ, а спустя два года приглашен в Лабораторию изучения новейших отложений и палеогеографии плейстоцена на географический факультет МГУ. С этого года (более 50 лет) его жизнь была связана с факультетом и лабораторией.

Лаборатория была создана по инициативе К.К. Маркова в 1968 г. в рамках кафедры общего землеведения (переименована в кафедру общей физической географии и палеогеографии в 1970 г.). По глубокому убеждению К.К. Маркова, фундаментальные палеогеографические исследования должны сводиться не к простому комплексному применению широких методов изучения плейстоценовых образований, а к органичному сочетанию этих методов и их сопряжению. Им был разработан проект изучения опорных разрезов на территории СССР на базе применения большого арсенала современных аналитических методов. Одной из задач лаборатории и была реализация этого проекта. Как писал К.К. Марков в своей книге “Два очерка о географии” (1978), основу его решения о создании лаборатории составляли два мотива: это неудовлетворительная, по его мнению, разработка стратиграфических представлений о плейстоценовых отложениях и односторонний путь исследований, который наблюдается в течение многих лет, с частым предпочтением одного метода и недооценкой комплексного (сопряженного) палеогеографического анализа. В коллектив лаборатории были привлечены высококвалифицированные специалисты в области физики, радиохимии, палеонтологии, археологии, литологии. Сопряженный метод исследования стал ведущим в познании палеогеографии плейстоцена. Заведующим был приглашен П.А. Каплин, руководивший лабораторией в течение последующих 40 лет. А.А. Свиточ стал ближайшим соратником и другом Павла Алексеевича.

В лаборатории основной его задачей стало воплощение в жизнь идей К.К. Маркова по изучению опорных разрезов плейстоцена сопряженным методом. Как участник и руководитель коллектива специалистов, он провел масштабные комплексные исследования разрезов Алтая, Западной Камчатки, Чукотки, Сахалина и Прикаспия, по каждому из которых изданы монографии. Материалы исследований обобщены им в докторской диссертации “Палеогеография плей-

стоцена Северной Евразии” (1980) и монографии “Палеогеография плейстоцена” (1987).

По инициативе и под руководством А.А. Свиточа в лаборатории выполнены фундаментальные исследования по глобальной корреляции палеогеографических событий, сравнительному анализу природных явлений плейстоцена Каспия, Азово-Черноморского региона и Средиземноморья. Большое внимание в своих исследованиях Александр Адамович уделял созданию единой стратиграфической шкалы морского плейстоцена российских побережий, основанной на нескольких предложенных им признаках: хроностратиграфической последовательности, отношению к трансгрессивной эпохе (временному интервалу проявления трансгрессивных признаков на побережьях), принадлежности к разным климатическим эпохам.

Он был руководителем и участником многих проектов РФФИ, РНФ и РГО. Его зарубежные исследования включают Иранское побережье Каспия, побережье и шельф Болгарии, а также острова — Сейшельские, Сокотра, Мадагаскар и Куба. И в течение всех лет своих научных исследований Александр Адамович был верен своей первой любви — он постоянно возвращался к нерешенным или дискуссионным проблемам Каспия и его развитию в динамике окружающих территорий. История развития внутриконтинентальных морей юга России и сопредельных стран, проблемы плейстоценового Каспия, история Нижнего Поволжья, происхождение бэровских бугров, проливы Маныча, связь с Азово-Черноморским регионом — все эти вопросы нашли свое отражение в трудах А.А. Свиточа. В решении проблем Понто-Каспия он тесно сотрудничал с зарубежными коллегами — С. Крооненбергом, В. Янко-Хомбах, С. Лерой, Э. Алиевой, Д. Гусейновым, А. Мамедовым, Б. Алескеровым, Р. Мамедовым, А. Бабаевым, А. Санько, Ф. Весселингом, многими исследователями из Нидерландов, Бельгии, Англии, Азербайджана, Казахстана, Украины, Турции, Ирана, участвуя в ряде масштабных международных проектов по Программе геологической корреляции ЮНЕСКО (IGCP 481, 506, 521), в проектах INTAS, совместных проектах российских и зарубежных научных фондов. В 2014 г. им опубликована обобщающая монография “Большой Каспий: строение и история развития”.

Важное место в исследованиях А.А. Свиточа занимали теоретические вопросы палеогеографии плейстоцена, обобщенные им в монографии “Палеогеография: теория и актуальные вопросы” (1995). Им дано определение науке, рассмотрены ее задачи, методология и методы, показано положение палеогеографии в системе наук о Земле. Дана систематизация палеогеографических событий и поставлена проблема палеогеографиче-

ских шкал плейстоцена. При изучении вопроса пространства–времени в палеогеографии им введено новое понятие “полихронность”, означающее свойство различных компонентов и процессов природы проявляться в пространстве в разных (многих) временных соотношениях, как одновременно, так и не одновременно. Применительно к четвертичным отложениям А.А. Свиточем предложено определение понятия “опорный разрез”, показаны основные требования, предъявляемые к такому разрезу, критерии его выбора; поставлены частные и общие задачи изучения; рассмотрены специфика четвертичного литогенеза и неполнота геологической летописи. В его исследованиях нашли отражение и вопросы, связанные с прогнозом изменения природной среды и рационального природопользования. Им подготовлен (вместе с О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым) учебник “Палеогеография” (2004). Наиболее важные, с точки зрения Александра Адамовича, работы вошли в две книги избранных трудов, изданные в 2002 и 2012 г. Первая из них (2002) удостоена премии имени Д.Н. Анучина.

Научные труды А.А. Свиточа широко известны. Он — автор 45 монографий и более 500 статей. В 2002 г. ему присвоено звание “Заслуженный научный сотрудник Московского университета”. В 2021 г. Александр Адамович удостоен памятной медали и премии имени А.А. Величко, учрежденной Институтом географии РАН “За крупные до-

стижения в изучении четвертичного периода Северной Евразии”.

На протяжении жизни А.А. Свиточ сотрудничал со многими известными учеными, с некоторыми из них его связывала дружба. Он очень дорожил общением с Л.А. Невесской, Е.В. Деяткиным, Д.А. Тимофеевым, В.И. Осиповым, Н.С. Касимовым, А.А. Величко и многими другими. В его становлении как палеогеографа велика роль К.К. Маркова. Он очень любил лабораторию, всех своих коллег, всегда тепло относился к молодежи, с которой щедро делился богатым научным и жизненным опытом. Он был человеком редкой, удивительной доброжелательности и отзывчивости, всегда активным, наполненным энергией и трудолюбием, преданным любимому делу. Он любил людей и любил жизнь. И все отвечали ему взаимностью.

Спустя годы масштабность многосторонней деятельности этого яркого ученого увидится еще ярче. А сейчас мы потеряли Ученого, Коллегу, Друга и Учителя. Мы глубоко скорбим. Память об Александре Адамовиче Свиточе с нами навсегда.

С трудами А.А. Свиточа можно ознакомиться на его страничке в системе ИСТИНА МГУ <https://istina.msu.ru/profile/asvitoch/>.

С фотогалереей — на сайте НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена <http://www.geogr.msu.ru/structure/labs/notl/gallery/>.