

### СОДЕРЖАНИЕ

#### *Морские исследования*

- Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Гусев Е.А.,  
Рекант П.В., Кузнецов А.Б., Чистякова Н.О., Миролубова Е.С.,  
Новихина Е.С. Стратиграфия и палеогеография Амеразийского бассейна  
Арктики в неоплейстоцене по литологическим и палеонтологическим данным 3
- Суркова Г.В., Крылов А.А. Синоптические ситуации, способствующие  
формированию экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом море . . 18
- Мысленков С.А., Голубкин П.А., Заболотских Е.В. Оценка качества  
моделирования волнения в Баренцевом море при прохождении зимнего циклона 26
- Кондрин А.Т. Формирование штормовых нагонов в Белом море . . . . . 33

#### *Гидрология рек*

- Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Василенко А.Н., Широкова В.А.  
Ледовый режим и опасные гидрологические явления на реках Арктической зоны  
европейской территории России . . . . . 41
- Школьный Д.И., Айбулатов Д.Н. Типизация устьевых областей рек остро-  
ва Южный (архипелаг Новая Земля) . . . . . 50
- Магрицкий Д.В., Скрипник Е.Н. Опасные гидрологические процессы в  
устье Северной Двины и факторы их многолетней изменчивости . . . . . 59

#### *Исследования природы и освоения Арктики*

- Бабурин В.Л., Бадина С.В., Горячко М.Д., Земцов С.П., Колтер-  
манн К.П. Оценка уязвимости социально-экономического развития арктиче-  
ской территории России . . . . . 71
- Романенко Ф.А., Шиловцева О.А. Геоморфологические процессы в го-  
рах Кольского полуострова и изменения климата . . . . . 78
- Усачева А.А., Семенов И.Н., Мирошников А.Ю., Крупская В.В.,  
Закусин С.В. Геохимические особенности арктогундровых ландшафтов вос-  
точного побережья Новой Земли . . . . . 87
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н.  
Минерализация повторно-жильных льдов как индикатор смены ландшафтов . . 96

#### *Краткие сообщения*

- Панин А.Н., Тикун В.С. Центрографический метод для анализа расселения  
коренных малочисленных народов (на примере народов Севера, Сибири и Даль-  
него Востока) . . . . . 104

- Юбилей* . . . . . 107

- Потери науки* . . . . . 109

- Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2016 г.* . . . . . 112

# CONTENTS

## Marine research

Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Stepanova A.Yu., Gusev E.A., Rekant P.V., Kuznetsov A.B., Chistyakova N.O., Mirolubova E.S., Novikhina E.S. Neopleistocene stratigraphy and paleogeography of the Amerasian Arctic Ocean basin inferred from lithological and paleontological data ...	3
Surkova G.V., Krylov A.A. Synoptic patterns of extreme wind speed in the Barents Sea .....	18
Myslenkov S.A., Golubkin P.A., Zabolotskikh E.V. Evaluation of wave model in the Barents Sea under winter cyclone conditions .....	26
Kondrin A.T. Formation of storm surges in the White Sea .....	33

## River hydrology

Agafonova S.A., Frolova N.L., Vasilenko A.N., Shirocova V.A. Ice regime and dangerous hydrological phenomena on rivers of the Arctic zone of European Russia .....	41
Shkolnyi D.I., Aibulatov D.N. Types of river mouth sites of the Southern Island (the Novaya Zemlya archipelago) .....	50
Magritsky D.V., Skripnik E.N. Hydrological hazards in the mouth of the Northern Dvina River and the causes of their long-term variations .....	59

## Studies in Arctic nature and development

Baburin V.L., Badina S.V., Goryachko M.D., Zemtsov S.P., Koltermann K.P. Vulnerability assessment of socio-economic development of the Russian Arctic territories .....	71
Romanenko F.A., Shilovtseva O.A. Geomorphologic processes in the Kola Peninsula mountains and the climate change. ....	78
Usacheva A.A., Semenov I.N., Miroshnikov A. Yu, Krupskaya V.V., Zakusin S.V. Geochemical features of Arctic tundra landscapes of the Novaya Zemlya eastern coast .....	87
Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. Ice-wedge ice mineralization as an indicator of landscape changes .....	96

## Short communications

Panin A.N., Tikunov V.S. Centrophysical method for the analysis of the indigenous minorities' settlement (case study of the minorities of the North, Siberia and the Far East) .....	104
--	-----

Jubilees .....	107
----------------	-----

Obituaries .....	109
------------------	-----

Index of articles and materials published in the journal in 2016 .....	112
--	-----

## МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 551.89

Е.Е. Талденкова<sup>1</sup>, С.Д. Николаев<sup>2</sup>, А.Ю. Степанова<sup>3</sup>, Е.А. Гусев<sup>4</sup>, П.В. Рекант<sup>5</sup>, А.Б. Кузнецов<sup>6</sup>,  
Н.О. Чистякова<sup>7</sup>, Е.С. Миролубова<sup>8</sup>, Е.С. Новихина<sup>9</sup>

## СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АМЕРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА АРКТИКИ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Колонка KD12-03-10C, полученная с глубины 2200 м на восточном склоне хр. Менделеева, детально исследована комплексом литологических и палеонтологических (планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды, макробентос/макропланктон) методов. Чередование 8 пиков содержания крупнозернистого материала ледово-айсбергового разноса и пиков численности планктонных и бентосных фоссиллий, направленная смена видов вниз по разрезу и присутствие стратиграфически значимых форм свидетельствуют о последовательном накоплении осадочной толщи. Это позволило определить, что ее возраст соответствует полному объему неоплейстоцена и, возможно, немного древнее, а также выделить ряд характерных межледниковых, ледниковых и дегляциальных эпох. Реконструированы характеристики палеобассейнов, свидетельствующие о росте и распаде континентальных ледниковых щитов, вариациях размера морского ледового покрова, направленном похолодании в неоплейстоцене, сокращении связи с Тихим океаном и усилении связи с Атлантическим океаном.

*Ключевые слова:* палеогеография, стратиграфия, неоплейстоцен, ледовый и айсберговый разнос, фораминиферы, остракоды, моллюски, морские изотопные стадии (МИС), хребет Менделеева, Северный Ледовитый океан.

**Введение.** Наблюдаемые в последние десятилетия глобальные климатические изменения – повышение температуры за счет увеличения концентрации парниковых газов с вариациями атмосферной и океанической циркуляции, объема речного стока, размеров ледового и ледникового покровов – необычны тем, что происходят на фоне орбитально обусловленной природной тенденции к похолоданию [IPCC, 2007]. Арктический бассейн становится особенно уязвим к потеплению и связанным с ним процессам в силу действия эффекта обратной связи, называемого полярным или арктическим усилением климатического сигнала [Miller et al., 2010; Serreze, Barry, 2011]. Ледовый покров Арктического бассейна представляет собой своего рода интегральный фактор, определяющий силу действия этих обратных связей, включая альбедо в летний период

и теплоизоляцию зимой, что в свою очередь определяет объем морской первичной продукции, образование глубинных вод, перенос льдов и содержащейся в них пресной воды в Северную Атлантику [Polyak et al., 2010, 2013]. Таким образом, представление о вариациях ледового покрова в прошлые геологические эпохи необходимо для понимания возможных путей его развития и связанных с этим изменений глобальной термогоалинной циркуляции. В осадках Арктического бассейна и его континентальной окраины содержится запись об этих вариациях через литологический состав осадков и ископаемых комплексов биоты. Интерпретация записей в арктических осадках часто затруднена из-за низкой скорости седиментации, отсутствия или плохой сохранности фоссиллий, в чем в определенной степени проявляются вариации размеров ледового покрова в прошлом.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail:* etaldenkova@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., докт. геогр. н.; *e-mail:* cdknikolaev@yandex.ru

<sup>3</sup> A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, Texas A&M University, College Station, USA, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* a.yu.stepanova@gmail.com

<sup>4</sup> ФГБУ «ВНИИОкеангеология имени И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, зам. директора, зав. отделом геологического картирования, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* gus-evgeny@yandex.ru

<sup>5</sup> ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» («ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* rekant@mail.ru

<sup>6</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* antonbor9@mail.ru

<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, науч. с.; *e-mail:* chistyakova\_no@mail.ru

<sup>8</sup> ФГБУ «ВНИИОкеангеология имени И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, вед. инж.; *e-mail:* mirolubova@mail.ru

<sup>9</sup> ФГБУ «ВНИИОкеангеология имени И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, науч. с.; *e-mail:* khelizaveta@yandex.ru

Очевидно, что любые палеоклиматические реконструкции нуждаются в адекватном возрастном и/или стратиграфическом обосновании. За последние 10–15 лет получены новые данные о стратиграфическом разделении осадочной толщи океана, что стало возможным благодаря первому глубоководному бурению на хр. Ломоносова в 2004 г. [Moran et al., 2006; Cronin et al., 2008] и комплексному исследованию колонок морских осадков длиной до 10 м из разных частей океана [Jakobsson et al., 2001, 2010; Spielhagen et al., 2004; Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004, 2009, 2013; Adler et al., 2009; Stein et al., 2010a, b; Sellén et al., 2010; Hanslik, 2011; Poirier et al., 2012; Cronin et al., 2013, 2014; Rekant, Gusev, 2012; Морозов и др., 2013]. При этом были использованы различные методы, включающие радиоуглеродное ( $\text{AMS}^{14}\text{C}$ ) и OSL-датирование, определение вариаций магнитного склонения, численности микрофоссилий и появления видов-индексов, физических свойств осадков, содержания крупнозернистой составляющей, а также записи вариаций содержания стабильных изотопов в карбонатах раковин фораминифер и геохимических характеристик.

Это позволило установить для четвертичного периода наличие стратиграфических «реперов» в Арктическом бассейне, которые в этом высокоширотном закрытом океане определялись вариациями размеров континентальных ледниковых щитов и морского ледового покрова. Среди них смена древнего интервала времени со сглаженными колебаниями литологических параметров (материал ледового и айсбергового разноса) на период с более выраженной ледниково-межледниковой периодичностью после морской изотопной стадии (МИС) 7; следы гляциальной эрозии и высокое содержание материала ледового и айсбергового разноса во время МИС 6 и на границе МИС 6/5; активное поступление доломитов в осадки Амеразийского сектора Арктики после МИС 16 за счет роста Лаврентийского ледникового щита; смена фауны бентосных фораминифер от преимущественно агглютинированных к карбонатным в течение МИС 7–9; наличие относительно тепловодной фауны планктонных фораминифер во время МИС 11, свидетельствующей о сезонном ледовом покрове. Тем не менее остается множество нерешенных проблем, таких, как возраст осадков и скорость осадконакопления, проявления ледниково-межледниковой периодичности в разных частях океана. Поэтому любое региональное исследование представляет несомненный интерес.

В статье обсуждаются результаты детального комплексного изучения колонки KD12-03-10C с восточного склона хр. Менделеева, это одна из немногих колонок, охватывающих весь неоплейстоценовый разрез, тогда как большинство колонок не вскрыли осадки древнее МИС 7–8. Уникальность исследованной колонки состоит в том, что она содержит карбонатные микрофоссилии хорошей сохранности по всей глубине осадочной толщи. Подобных колонок с хорошей сохранностью карбонатных микрофоссилий древнее стадий МИС 7–8 из Арктики край-

не мало. На данный момент изучены похожие колонки с хр. Нордвинд [Polyak et al., 2013; Crawford, 2010], хр. Менделеева [Cronin et al., 2013] (только до стадии МИС 13) и из околоренландской части хр. Ломоносова и поднятия Морис-Джессап [Hanslik, 2011]. Работа посвящена стратиграфическому подразделению осадочного разреза колонки KD12-03-10C и реконструкции некоторых аспектов палеогеографической эволюции района хр. Менделеева в неоплейстоцене. Отметим, что исследования проведены в контексте программы работ по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) России.

**Материалы и методы исследований.** Исследованная колонка KD-12-03-10C получена в 2012 г. в ходе рейса ледокола «Капитан Драницын» в привершинную часть хр. Менделеева на глубине 2200 м в точке с координатами 79°27,75' с.ш. и 171°55,08' з.д. [Морозов и др., 2013] (рис. 1). Она расположена на границе двух водных масс – промежуточной, которая в Канадской котловине приурочена к глубине 1000–2000 м и имеет температуру  $-0,5-0^\circ\text{C}$  и соленость 34,6–34,8‰, и глубинной водной массы, имеющей в Канадской котловине температуру от  $-0,5$  до  $-0,3^\circ\text{C}$  и соленость 34,95‰ [Rudels, Quadfasel, 1991; Jones et al., 1995]. Над промежуточной водной массой до глубины 150–200 м располагается слой трансформированных атлантических вод с соленостью 34,3–34,75‰ и температурой  $>0^\circ\text{C}$ . Слой атлантических вод отделяется от опресненных (32–34‰) и холодных ( $-2-0^\circ\text{C}$ ) поверхностных вод мощностью около 50 м 100-метровым слоем холодного галоклина. Колонка расположена в зоне преобладания поверхностных течений круговорота Бофорта, характерного для Канадского сектора Арктики.

Длина керна 575 см, осадочные отложения представлены слоистыми алевропелитами с чередованием светло- и темно-коричневых, желтоватых, сероватых, шоколадно-коричневых слоев. Образцы мощностью 2–3 см отобраны непрерывно. Образцы обработаны по следующей стандартной методике: отобранный материал высушивали, взвешивали, промывали на сите с диаметром ячеек 63 мкм, снова высушивали и взвешивали. В результате определено весовое процентное содержание фракции  $>63$  мкм (рис. 2). Для изучения терригенного обломочного материала образцы просеивали на сите с диаметром ячеек 500 мкм, затем из крупной фракции под биноклем извлекали все зерна пород и минералов, после чего их подсчитывали и определяли петрографический и минералогический состав. Методика определения петрографического состава обломков подробно описана нами ранее [Талденкова и др., 2009; Николаев и др., 2013; Taldenkova et al., 2014]. Процентное содержание пород подсчитывали в образцах, содержащих более 50 обломков.

Макро- и микрофоссилии изучали в фракции  $>125$  мкм. В исследованных осадках много планктонных фораминифер. Для их подсчета и таксономического изучения образцы последовательно де-



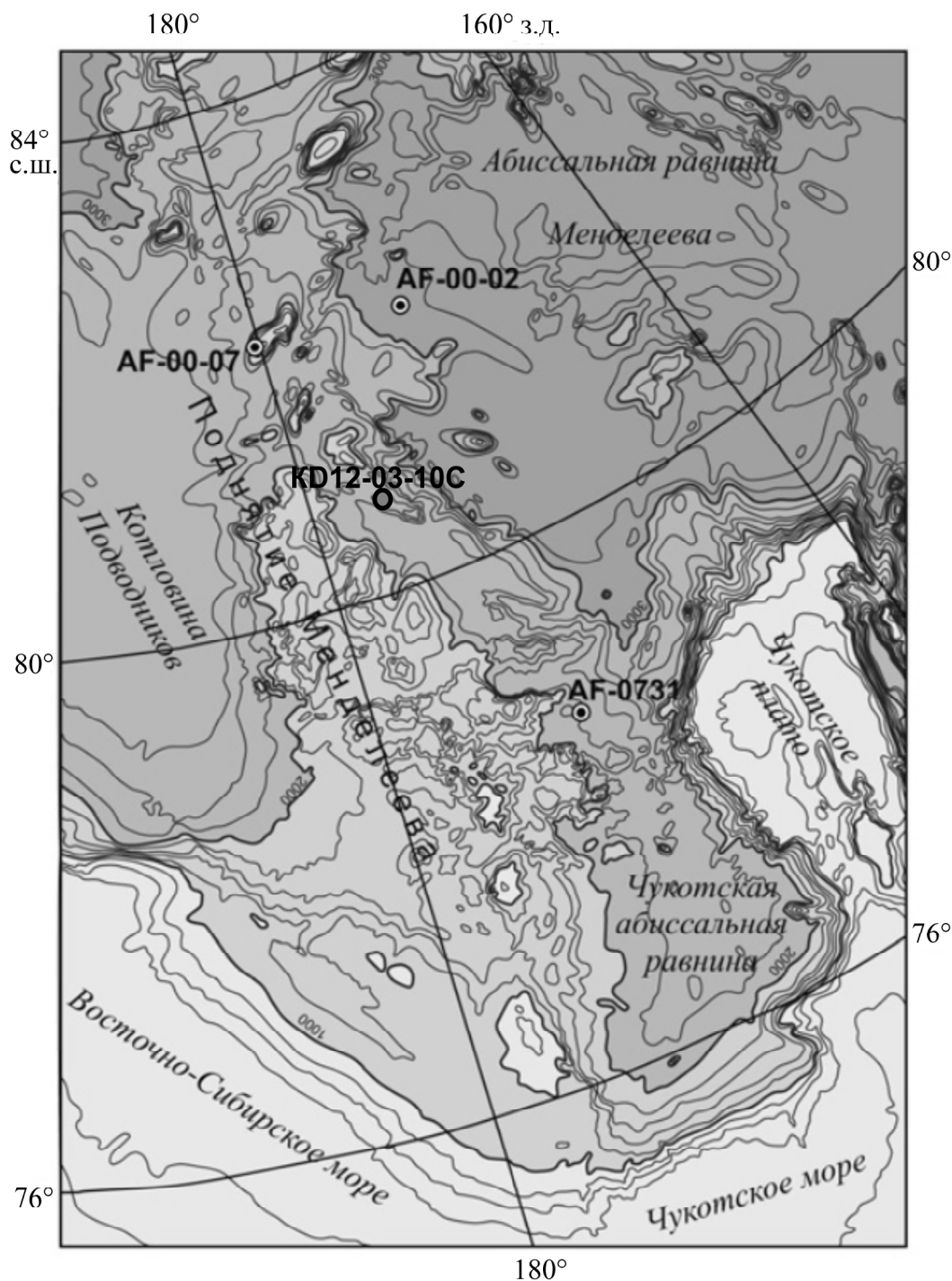


Рис. 1. Положение исследуемой колонки KD12-03-10C, по [Гусев и др., 2012]. Рисунок из работы [Гусев и др. 2012], поэтому показаны ранее исследованные колонки из рейсов н/с «Академик Федоров» 2000 и 2007 гг. (AF00 и AF07)

Fig. 1. Location of the studied core KD12-03-10C, adopted from [Gusev et al., 2012]. The figure is adopted from [Gusev et al., 2012], therefore other cores are shown that were retrieved during the cruises of RV «Akademik Fedorov» in 2000 and 2007 (AF00 and AF07)

лили на части с помощью сплиттера для получения как минимум 300 раковин. Бентосные фораминиферы и остракоды либо извлекали из всей фракции >125 мкм (если их было мало), либо из соответствующей части фракции >125 мкм.

Процентное содержание отдельных видов, родов и экологических групп подсчитывали по-разному для каждой исследованной группы микрофоссилий: для планктонных фораминифер – в образцах, содержащих более 100 экземпляров; для малочисленных бентос-

ных фораминифер и остракод – в образцах, содержащих >50 и >30 экземпляров, соответственно.

Общее число терригенных обломков и микрофоссилий пересчитывали на 100 и 1 г сухого непромытого осадка соответственно.

Датирование карбонатных остатков фораминифер выполнялось методом Sr-изотопной хемотратиграфии (SIS), который опирается на изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане в геологическом прошлом. Изучение образцов из глубоководных океа-

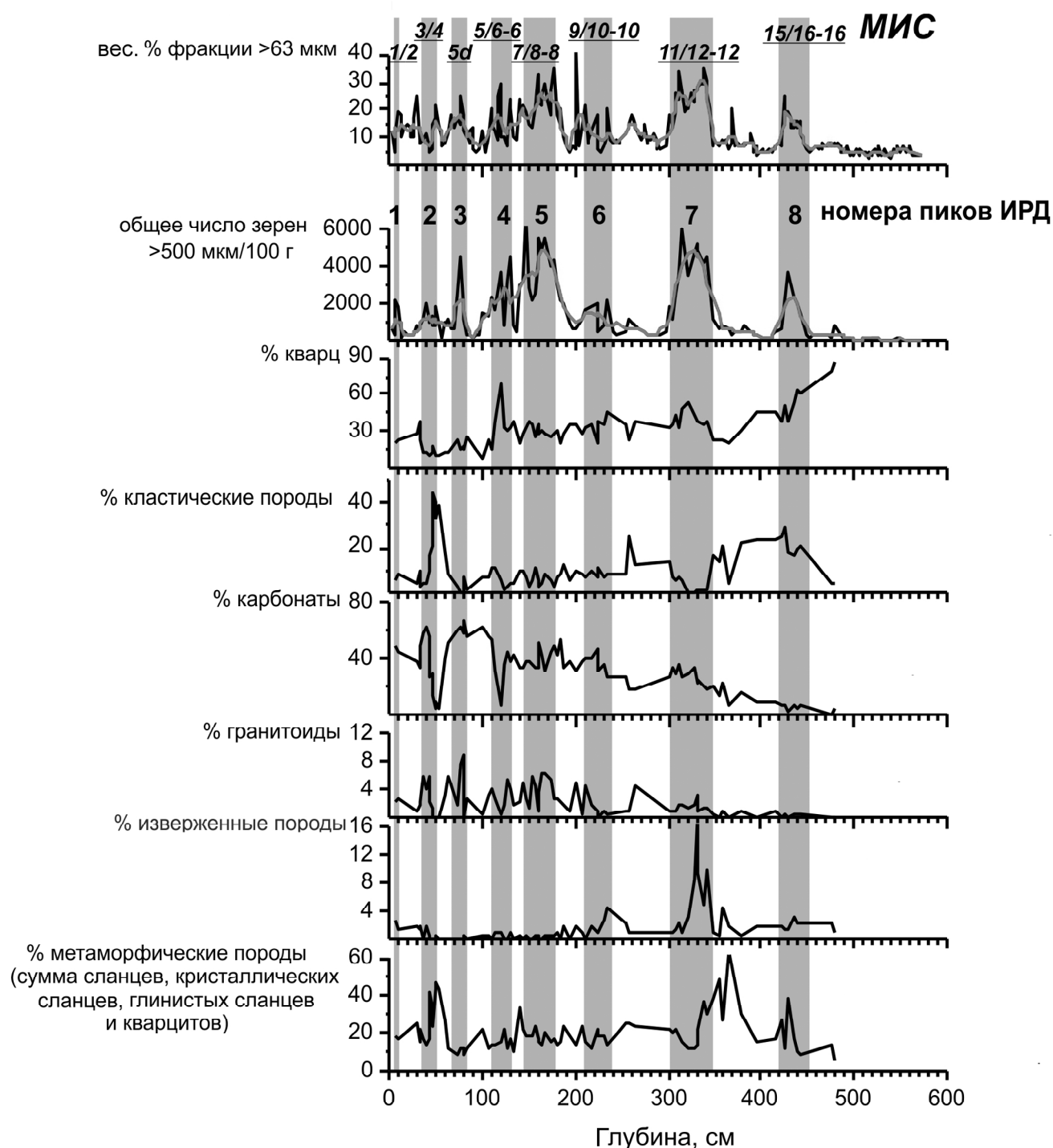


Рис. 2. Изменения весового процентного содержания фракции  $>63$  мкм, количества и петрографического состава терригенных обломков  $>500$  мкм (IRD) по разрезу колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков IRD к морским изотопным стадиям (МИС). Серым фоном и цифрами выделены 8 пиков содержания IRD; вверху указаны привязанные к ним номера МИС. Серая линия на двух верхних графиках показывает сглаженное осредненное значение по 5 точкам

Fig. 2. Downcore variations in the weight percentage of  $>63$  mm fraction, abundance and petrographic composition of terrigenous fragments  $>500$  mm (IRD) in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of IRD peaks to Marine Isotope Stages (MIS). Gray shading and numbers correspond to 8 IRD peaks; MIS numbers are shown above. Gray line on the two upper plots shows the smoothed 5-point average values

нических скважин показало, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в позднекайнозойских осадках повышалось в среднем на 0,00004/млн лет [McArthur et al., 2001]. Высокий градиент этого отношения и возможности современных масс-спектрометров позволяют датировать позднекайнозойские осадки с точностью

$\pm 200$  тыс. лет [Кузнецов и др., 2012]. «Вычисление» возраста по методу SIS осуществляется путем сопоставления измеренного в образце отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и кривой вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по алгоритму LOWESS [McArthur et al., 2001]. Этот метод позволил использовать Sr-изотопную характеристику перекристал-

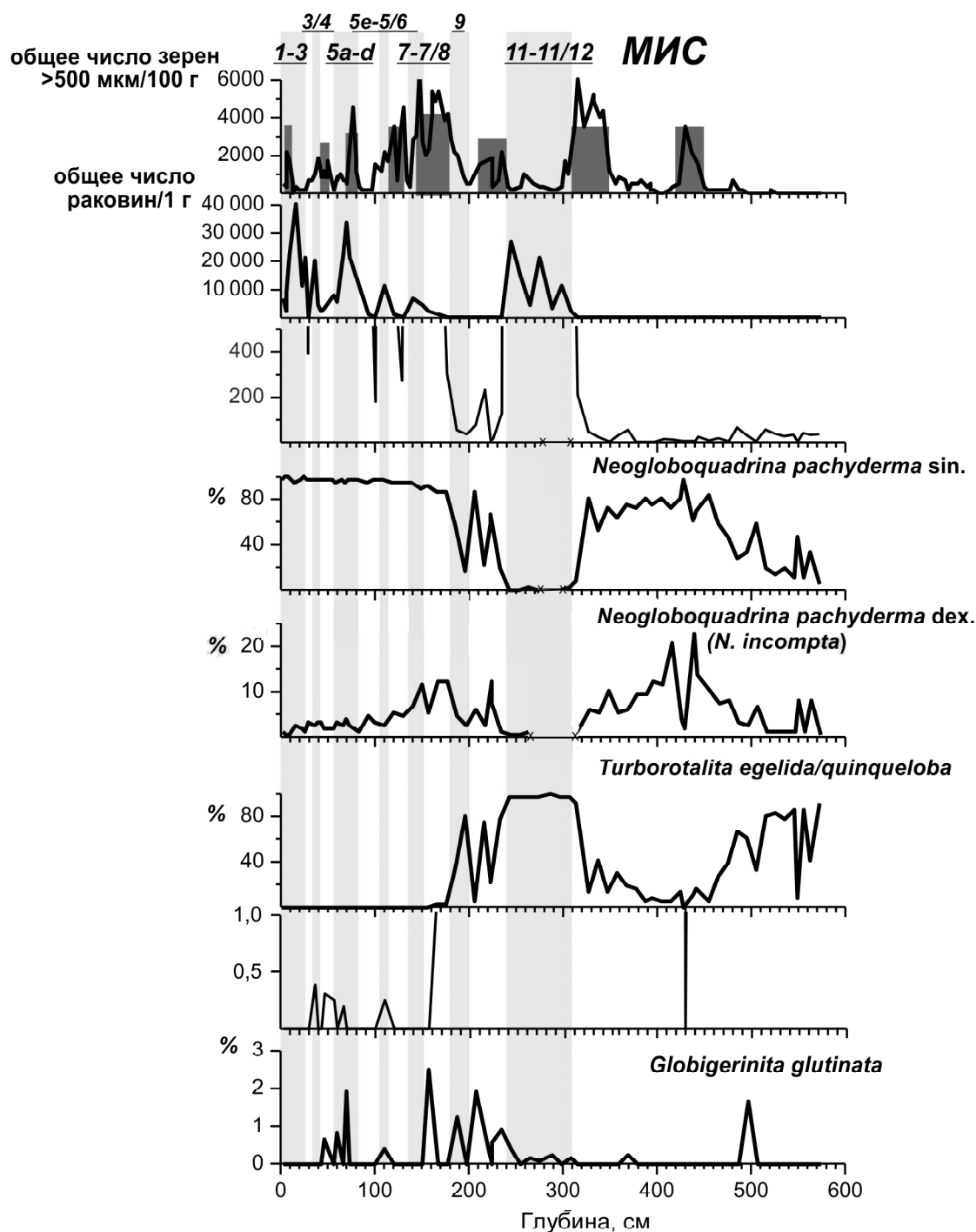


Рис. 3. Распределение численности и видового состава планктонных фораминифер в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания планктонных фораминифер к МИС. Темно-серое – 8 пиков IRD, светло-серое – интервалы повышенной численности планктонных фораминифер; сверху указаны привязанные к ним номера МИС. На графике содержания видов вид *Turborotalita egelida* объединен с родственным видом *T. quinqueloba* (*T. egelida* не встречается в осадках выше 160 см)

Fig. 3. Downcore variations in the abundance and species composition of planktic foraminifers in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of planktic foraminiferal abundance peaks to MIS. Dark gray shading – 8 IRD peaks, light gray shading – intervals of increased abundance of planktic foraminifers; MIS numbers are shown above. In the plot of the relative species abundance *Turborotalita egelida* is shown together with the related species *T. quinqueloba* however, *T. egelida* does not occur above 160 cm

лизованных раковин фораминифер из интервала 244–291 см колонки KD12-03-10C для приблизительной оценки возраста вмещающих отложений.

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Данные о распределении терригенного крупнозернистого материала, фораминифер (планктонных и

бентосных) и остракод по разрезу колонки представлены на рис. 2–4; а данные о пиках содержания всех исследованных компонентов с возможными возрастными привязками обобщены в табл. 1.

**Литологический состав.** Всего выделено 8 пиков содержания крупнозернистого терригенно-

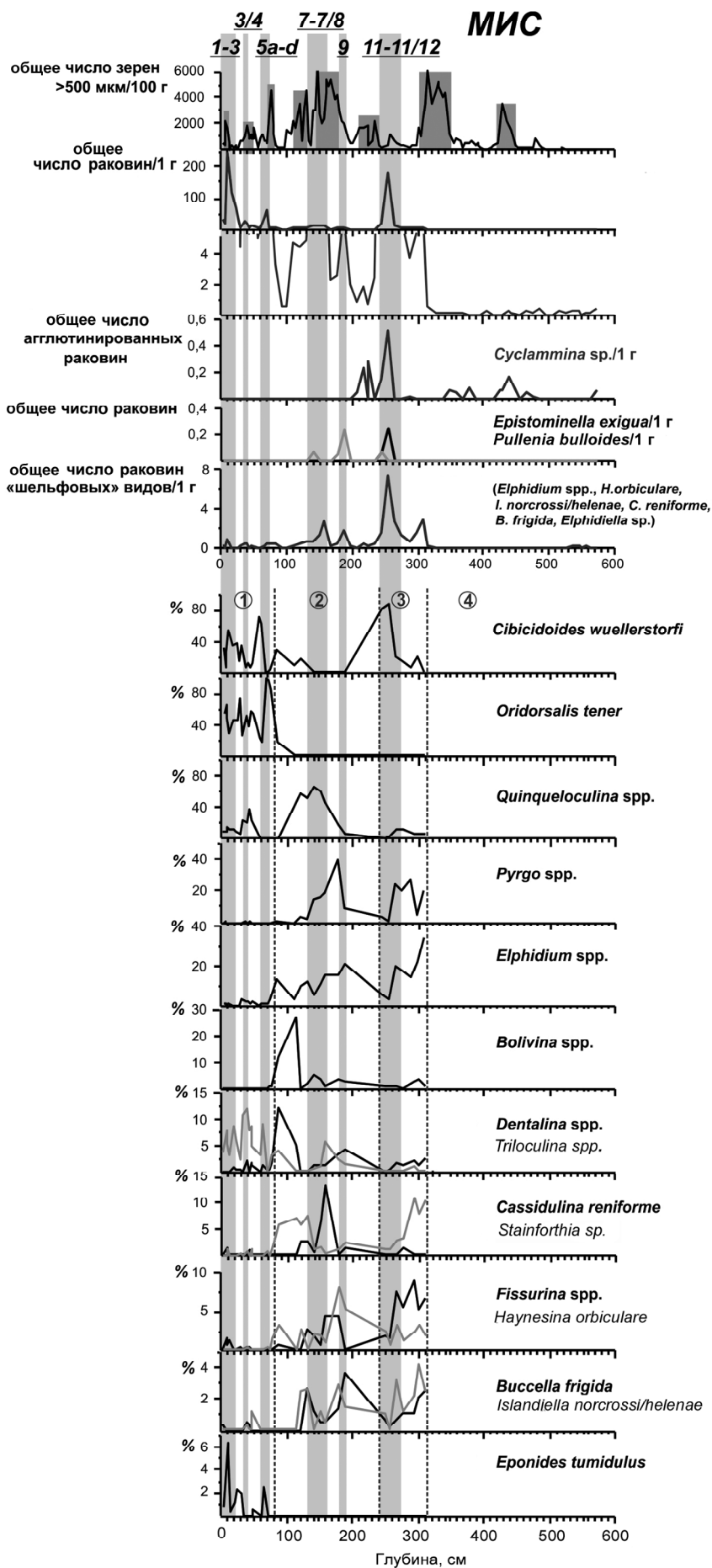


Таблица 1

**Обобщенные данные для пиков содержания микрофоссилий и крупнозернистого терригенного материала в разрезе колонки KD12-03-10C с предполагаемыми возрастными привязками**

Планктонные фораминиферы, интервал, см	Бентосные фораминиферы, интервал, см	Остракоды, интервал, см	Обобщенные данные по всем группам, порядковый номер и интервал, см	Предполагаемый возраст	Пики содержания крупнозернистого материала (>500 мкм), порядковый номер и интервал, см	Предполагаемый возраст
0–20	0–25	0–20	Пик 1, 0–25	МИС 1–3	Пик 1, 5–12	МИС 1/2
35–40	35–40	35–40	Пик 2, 35–40	МИС 3/4	Пик 2, 35–50	МИС 3/4
55–80	60–75	65–75	Пик 3, 55–80	МИС 5a–d	Пик 3, 70–80	МИС 5d
105–115	–	105–115	Пик 4, 105–115	МИС 5/6 и/или МИС 5e	Пик 4, 110–130	МИС 5/6 и МИС 6
135–150	130–160	140–160	Пик 5, 130–160	МИС 7 и 7/8	Пик 5, 145–180	МИС 7/8 и МИС 8
180–200	180–190	180–200	Пик 6, 180–200	МИС 9	Пик 6, 210–240	МИС 9/10 и МИС 10
240–310	240–270	240–270	Пик 7, 240–310	МИС 11 и МИС 11/12	Пик 7, 300–350	МИС 11/12 и МИС 12
					Пик 8, 420–450	МИС 15/16 и МИС 16

го материала >500 мкм, который, наиболее вероятно, представляет материал ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg-rafted debris, IRD) (рис. 2; табл. 1)<sup>10</sup>. Как показано по материалам ранее изученных колонок из разных частей Северного Ледовитого океана, повышенные значения концентрации IRD соответствуют эпохам оледенений, преимущественно периодам максимального развития ледниковых щитов, когда их края достигали края шельфа, особенно времени их таяния (ледниковым терминациям). В это время гляциоэвстатический подъем уровня океана способствовал активному откалыванию айсбергов [Spielhagen et al., 2004; Stein et al., 2010b; Polyak et al., 2004, 2009]. В исследованной колонке количество обломков пород достигало максимальных значений (6000 обломков/100 г осадка) во время пиков 5 и 7 (рис. 2).

Ниже 480 см и до основания разреза колонки содержание обломков невелико, поэтому процентное содержание пород в этой части разреза не подсчитывали. В остальной части разреза среди пород и минералов преобладают кварц (максимально до 80%), карбонаты (до 70%), метаморфические породы (до 50%) и кластические породы (до 50%).

Среди доминирующих групп пород метаморфические породы в составе пиков имеют сравнительно равномерное содержание, возможно, это связано с их преобладающим эдафогенным происхождением (?). Остальные 3 группы пород демонстрируют явно выраженные изменения на глубине 300–350 см, в пределах пика 7 (рис. 2). До этого уровня кварц преобладал в составе обломков, но его содержание прогрессивно снижалось с 80% перед пиком 8 до 30–40% после него. Самое показательное изменение петрографического состава – появление и постепенное увеличение процентного содержания карбонатов, что может объясняться сменой преобладающего привноса IRD с дрейфующими льдами на их поставку с айсбергами. Поступление карбонатов в морские осадки в Арктике во многом связано именно с деятельностью Лаврентийского ледника, продуцировавшего айсберги, которые содержали обломки палеозойских доломитов и известняков Канадской платформы [Phillips, Grantz, 2001]. Начало этого процесса, когда ледники Северной Америки впервые достигли побережья, датируется МИС 16 [Stein et al., 2010a, b; Polyak et al., 2013].

<sup>10</sup> В этой колонке грубозернистые обломки представлены не только материалом IRD, но и, почти наверняка, частично обломками местных пород дна из-за геоморфологического положения колонки. Поскольку разделение обломков пока дискуссионно даже среди авторов статьи, мы объединяем этот материал в единую группу, а окончательное решение оставляем до достижения консенсуса.

Рис. 4. Распределение численности и видового состава бентосных фораминифер в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания бентосных фораминифер к МИС. Темно-серое – 8 пиков IRD, светло-серое – интервалы повышенной численности планктонных фораминифер; вверху указаны привязанные к ним номера МИС. Цифры в кружках (1–4) соответствуют номерам комплексов бентосных фораминифер

Fig. 4. Downcore variations in the abundance and species composition of benthic foraminifers in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of benthic foraminiferal abundance peaks to MIS. Dark gray shading – 8 IRD peaks, light gray shading – intervals of increased abundance of benthic foraminifers; MIS numbers are shown above. Numbers in circles (1–4) correspond to the numbers of benthic foraminiferal assemblages

Мы полагаем, что к этому возрастному рубежу можно привязать самый ранний пик 8 исследуемой колонки на глубине 420–450 см. О древности этого пика и приуроченности его к первому масштабному плейстоценовому оледенению Северной Америки может свидетельствовать и наличие выделенного при полевом описании прослоя глинистых окатышей на глубине 428–442 см. Подобные окатыши могли формироваться при движении ледника по мягким подстилающим породам элювиального происхождения и включаться в состав образовавшихся впоследствии айсбергов (Л. Поляк, личное сообщение). Похожие прослои глинистых окатышей описаны из отложений сходного возраста в колонке 92AR-P39 на хр. Нордвинд [Crawford, 2010]. Изучение ряда колонок с хр. Менделеева показало, что основные пики поставки доломитов имели место во время (на границе) МИС 12, 10 и 8, тогда как их число сокращалось во время МИС 14 и 6 [Stein et al., 2010a, b]. Исходя из этого в колонке KD12-03-10C можно предварительно сопоставить по возрасту пик 7 с МИС 12, пик 6 – с МИС 10, пик 5 – с МИС 8 и пик 4 – с МИС 6 (табл. 1).

Во время МИС 6 наблюдалось преобладание кварца над доломитами [Stein et al., 2010b], что могло быть связано не только с мощным ледовым покровом на шельфах Евразии, но и с предполагаемым развитием ледниковых покровов на островах и внешнем шельфе восточноарктических морей, чему в последнее время появляется все больше свидетельств [Niessen et al., 2013; Jakobsson et al., 2014]. В колонке KD12-03-10C также наблюдается преобладание кварца над доломитами в верхней части пика 4, что подтверждает предполагаемый возраст, соответствующий МИС 6. Высокое процентное содержание доломитов в сочетании с большим количеством обломков характерно для интервалов 160–165 и 175–185 см в пределах пика 5, и мы сопоставляем его по возрасту с розовым прослоем 1, выделяемым в колонках из Американо-Северо-Американского бассейна и соответствующим МИС 8 [Stein et al., 2010b]. Возраст другого розового прослоя 2 соответствует пикам 3 и по аналогии с другими колонками с хр. Менделеева его можно сопоставить со стадией 5d [Stein et al., 2010b]. Пик 1 сопоставляется с окончанием последнего оледенения и переходом к голоцену (МИС 1/2), а пик 2, предположительно, соответствует границе стадий МИС 3/4 (табл. 1).

Таким образом, по совокупности данных о количестве и составе IRD разрез колонки KD12-03-10C можно подразделить на 3 основных интервала: 1) нижний (450–575 см, возраст древнее МИС 16), который характеризует сравнительно мягкие условия с сезонным ледовым покровом и отсутствием айсбергового материала; 2) средний интервал (350–450 см, приблизительный возраст МИС 13–МИС 16), соответствующий периоду активного поступления материала ледового разноса из евразийских морей с Трансполярным дрейфом и началу развития айсбергового разноса из Американо-Северо-Американского сектора Арктики, что знаменуется появлением карбонатов, предпо-

ложительно, начиная с МИС 16; 3) верхний интервал (0–350 см, примерный возраст МИС 1–МИС 12) соответствует периоду развития мощных ледовых покровов на периферии Арктического бассейна и активному привносу материала айсбергового разноса в периоды роста и разрушения ледников преимущественно из Американо-Северо-Американского сектора Арктики с круговоротом Бофорта.

**Планктонные фораминиферы.** К особенностям колонки KD12-03-10C относится то, что планктонные фораминиферы присутствуют во всех исследованных образцах по всему разрезу, но неравномерно, так как есть выраженные пики и минимумы содержания (рис. 3). Содержание планктонных фораминифер, равно как и прочих карбонатных микрофоссилий, невелико в нижней части разреза глубже 320 см. Похожее распределение, а именно уменьшение их количества в более древних слоях, наблюдалось в колонках с хр. Нордвинд, вскрывших осадки древнего возраста, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова, вероятно, за счет более продолжительного и сильного влияния тихоокеанских вод [Polyak et al., 2013].

Выделено 6 пиков содержания планктонных фораминифер (рис. 3, табл. 1). Из них наиболее выражены три пика: 0–25, 55–80 и 240–310 см, когда численность раковин превышала 20 тыс. на 1 г осадка. Пики численности планктонных фораминифер, особенно наиболее выраженные, совпадают с периодами пониженной численности IRD. Это позволяет предположить их одновозрастность межледниковьям или – в случае более мелких пиков – эпохам дегляциаций. Учитывая оценки возраста пиков содержания IRD, мы считаем, что максимумы численности планктонных фораминифер совпадают с крупными межледниковьями, соответствующими МИС 1–3, 5a–d и 11 (табл. 1).

Все 5 верхних пиков численности планктонных фораминифер, особенно самый молодой на глубине 0–25 см, характеризуются более чем 90%-ным преобладанием типичного арктического вида *Neoglobobulimina pachyderma* sin., что свидетельствует о существовании многолетнего ледового покрова в Центральной Арктике, который характерен для этих районов и в текущее голоценовое межледниковье (рис. 3).

Видовой состав самого древнего пика, соответствующего интервалу 240–310 см, совершенно иной (рис. 3). *N. pachyderma* sin. чрезвычайно малочисленна в составе этого комплекса, резко доминирует относительно тепловодный субполярный вид *Turborotalita egelida* (морфологически очень близкий виду *T. quinqueloba*). Доминирование этого вида, приуроченного к верхнему слою воды из-за наличия симбионтов, свидетельствует о сильно сокращенном сезонном ледовом покрове и росте продуктивности. Подобный слой с преобладанием *T. egelida/quinqueloba* отмечен и в других колонках, вскрывших древние осадки [Hanslik, 2011; Polyak

et al., 2013; Cronin et al., 2013, 2014]. Эти колонки имеют достаточно хороший возрастной контроль, позволивший определить возраст слоя, как МИС 11, что прекрасно согласуется и с нашими оценками возраста пиков крупнозернистого материала. Судя по видовому составу планктонных фораминифер, условия природной среды во время МИС 11 и времени до начала масштабных плейстоценовых оледенений (древнее МИС 16) были весьма схожими. Это подтверждает исключительность межледникового МИС 11 в череде межледниковий плейстоцена как самого продолжительного по времени, теплого и характеризовавшегося самым высоким положением уровня моря [Miller et al., 2010].

**Бентосные фораминиферы.** Бентосные фораминиферы, как и планктонные, присутствуют по всему разрезу, но крайне неравномерно; их количество на 2 порядка меньше, чем содержание планктонных фораминифер (рис. 3, 4). Такое соотношение планктона и бентоса, характерное для многих колонок из амеразийской части Арктики, свидетельствует о низкой продуктивности арктических вод в неоплейстоцене [Polyak et al., 2013]. Более древние осадки, содержащие большое количество бентосных фораминифер и крайне малое планктонных, установлены пока в единственной колонке 93AR-P23 с хр. Нордвинд [Polyak et al., 2013]. Исходя из этого можно предположить, что колонка KD12-03-10C не вскрыла осадков древнее МИС 19–21.

Выделено 6 пиков содержания бентосных фораминифер (рис. 4, табл. 1). Все они примерно совпадают с таковыми для планктона. Предложенные возрастные оценки подтверждаются распределением массовых (*Cibicidoides wuellerstorfi*, *Oridorsalis tener*, миллиолиды), а также стратиграфически значимых (*Pullenia bulloides*, *Epistominella exigua*, *Bolivina* sp., *Cyclammina* sp.) видов, временной диапазон распространения которых в осадках Арктического бассейна определен по ранее изученным колонкам [Poore et al., 1994; Polyak et al., 2004, 2013; Cronin et al., 2008; Adler et al., 2009; Hanslik, 2011; Андреева и др., 2007; Гусев и др., 2012]. Например, переход от преимущественно карбонатных к агглютинированным формам обычно приурочен к МИС 7–9 [Polyak et al., 2004; Cronin et al., 2008]. В исследованной колонке переход как таковой не наблюдается, и карбонатные фораминиферы по всему разрезу преобладают над агглютинированными. Однако первые агглютинированные фораминиферы, включая представителей рода *Cyclammina*, появляются на глубине ~200 см, что, по нашим оценкам, примерно соответствует МИС 9 (рис. 4, табл. 1). При этом очевидное уменьшение количества карбонатных микрофоссилий ниже 320 см (после МИС 12) соответствует данным по другим колонкам из Центральной Арктики, где прогрессивное растворение карбонатных остатков отмечено в осадках древнее стадий МИС 13–17 [Cronin et al., 2008, 2013, 2014], исключение – колонка 93AR-P23 с хр. Нордвинд с уникальной сохранностью бентосных фораминифер вплоть до 1,5 млн лет назад [Polyak et al., 2013].

Растворение исследователи связывают с менее сплоченным ледовым покровом и повышенной продуктивностью в более древние эпохи. Фитодетритный вид *Epistominella exigua* характерен для осадков древнее МИС 5 (5e) [Polyak et al., 2004, 2013; Hanslik, 2011]. В исследованной колонке он отмечен только на глубине ~250 см в пределах МИС 11 (рис. 4). Вид *Pullenia bulloides*, который обычно приурочен к осадкам стадии МИС 7 [Hanslik, 2011], в колонке KD12-03-10C шире распространен в пределах между МИС 6 и МИС 11, но основной пик встречаемости приурочен к интервалу 170–190 см, который мы полагаем соответствующим границе между стадиями МИС 8 и 9 (рис. 4). Еще один стратиграфически значимый вид *Bolivina arctica* распространен в осадках с возрастом от МИС 5 до 11 [Cronin et al., 2014], что хорошо соотносится с нашими данными о распределении *Bolivina* spp. в исследуемой колонке в интервале от 70 до 320 см (рис. 4). Появление *Oridorsalis tener* в осадках моложе МИС 5 [Polyak et al., 2004; Hanslik, 2011; Андреева и др., 2007] также подтверждается данными по исследуемой колонке, где этот вид единично присутствует в осадках стадии МИС 8 и моложе, но массово встречается выше 90 см, т.е. со стадии МИС 5 (рис. 4). Впрочем, необходимо отметить, что этот вид единично встречается и в осадках ниже 330 см (древнее МИС 12).

Вариации численности и видового состава бентосных фораминифер (который намного разнообразнее, чем состав планктона) по разрезу колонки KD12-03-10C позволяет сделать не только стратиграфические привязки, но и реконструировать ряд параметров палеосреды на основе 4-х выделенных комплексов (рис. 4).

Комплекс 1 соответствует интервалу 0–80 см, предварительное определение возраста МИС 1–МИС 5d (рис. 4). Он характеризуется чередующимся доминированием *C. wuellerstorfi* и *O. tener*, двух глубоководных видов, характерных для стадиялов и интерстадиялов 5-ти последних МИС и времени активного взаимодействия вод Северной Атлантики и Арктики [Wollenburg, Mackensen, 1998; Wollenburg et al., 2001]. При этом вид *O. tener* характерен для более холодных эпох с мощным ледовым покровом и низкой продуктивностью, что вело к созданию олиготрофной придонной обстановки. Вид *C. wuellerstorfi*, напротив, соответствует более благоприятным межледниковым условиям. Действительно, по нашим данным видно, что содержание *C. wuellerstorfi* (а также *Eponides tumidulus*, характерного для сравнительно высокой поверхностной продуктивности) уменьшается в периоды повышенного содержания IRD (рис. 4).

Комплекс 2 из интервала 80–240 см (МИС 5d–МИС 10) характеризуется снижением численности фораминифер, заметным увеличением видового разнообразия, появлением ряда стратиграфически значимых видов, о которых говорилось выше, а также сменой доминантов. Последнее подразумевает исчезновение *O. tener*, резкое увеличение доли различных видов рода *Quinqueloculina*, постепенное уменьшение роли *C. wuellerstorfi* вплоть до исчез-

новения в районе 130 см (МИС 6) (рис. 4). Рост разнообразия во многом достигается за счет увеличения количества раковин мелководных «шельфовых» видов, в первую очередь видов рода *Elphidium*, *Haynesina orbiculare* и оппортунистического, широко распространенного в разных природных обстановках вида *Cassidulina reniforme*. Скорее всего, повышение присутствия мелководных видов свидетельствует о значительной роли ледового разноса, т.е. о преобладании сезонного ледового покрова, менее сплоченного, чем в более молодые эпохи.

Комплекс 3 из интервала 240–310 см соответствует эпохе высокой численности и максимального видового разнообразия бентосных фораминифер во время межледниковья МИС 11 (рис. 4). Снова появляется и доминирует эпифаунный вид *C. wuellerstorfi* в сочетании с видами родов *Pyrgo* (главным образом *P. murrhina*) и *Elphidium*. Практически аналогичный комплекс с повторным максимумом *C. wuellerstorfi* и высоким содержанием шельфовых видов описан в колонках AF00-07 и AF00-02 из более северного района хр. Менделеева [Андреева и др., 2007]. По совокупности характеристик предполагается существенное влияние тихоокеанских вод.

Комплекс 4 (интервал 310–575 см) характеризует древний период с низкой численностью карбонатных микрофоссилий, предшествовавший МИС 11, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова. На фоне единичных раковин этого комплекса существенную часть составляют остатки агглютинирующих форм (рис. 4).

**Остракоды.** Численность остракод по сравнению с планктонными и бентосными фораминиферами крайне мала, но она так же резко уменьшается ниже 320 см (рис. 5), подчиняясь описанной ранее закономерности растворения карбонатных остатков в период после МИС 11–12. Соответственно, процентное содержание видов подсчитано только в образцах из верхних 300 см колонки. Остракоды образуют 7 пиков численности, примерно совпадающих с пиками численности других микрофоссилий (рис. 5, табл. 1).

В исследуемой колонке пока не встречен вымерший вид *Pteregocythereis vannieuwenhuisei* и ряд других видов, определенных в осадках уникальной по временному охвату колонки 93AR-P23 и соответствующих времени среднеплейстоценового перехода (1,2–0,7 млн лет назад (л.н.)) и древнее [Polyak et al., 2013; Cronin et al., 2014; DeNinno et al., 2015]. Это позволяет предположить, что исследуемая колонка, скорее всего, не вскрыла осадки древнее МИС 20–21.

Наиболее массовы в колонке KD12-03-10C разнообразные представители родов *Cytheropteron* и *Polyscope* (рис. 5). Виды рода *Cytheropteron* присутствуют по всему разрезу колонки, в его нижней части (ниже 300 см) они единственные представители остракод. Похожий комплекс, в котором преобладают виды родов *Cytheropteron* и *Krithe*, отмечен в осадках древнее МИС 9–11, что свидетельствует о

сезонно свободных ото льда пространствах в Центральной Арктике в то время [Cronin et al., 2013]. Разнообразные виды рода *Polyscope*, напротив, в основном, приурочены к верхним 2 м разреза. Это согласуется с ранее полученными данными о том, что появление *Polyscope* соответствует так называемому периоду смены фаун в середине эпохи Брюнес (около 400 тыс. л. н., МИС 9–11) и перехода к более суровым ледовым условиям [Cronin et al., 2014]. Род *Polyscope* в современном Северном Ледовитом океане приурочен к промежуточным водам и нижней части слоя атлантических вод на глубине 800–2000 м и считается индикатором более высокой температуры вод и продуктивности. Преобладание *Polyscope* в осадках колонок, расположенных на глубине 1000–3000 м (т.е. ниже современного диапазона распространения рода), во время ледниковья МИС 2 и стадиялов МИС 3 объясняется сокращением конвекции, уменьшением речного стока, расширением мощности галоклина (образовывавшегося из более соленых вод вне пределов на тот момент осушенных шельфов), который «смещал» атлантические воды глубже, в пределы промежуточной водной массы, вызывая формирование так называемой ледниковой арктической промежуточной водной массы, которая была на 1–2 °C теплее современной промежуточной воды [Cronin et al., 2012; Poirier et al., 2012]. Разрешение нашей колонки не позволяет судить о вариациях содержания *Polyscope* во время МИС 1–3, но видно, что его роль существенно сокращалась во время межледниковий – он практически отсутствовал во время МИС 11 (пик 7) и МИС 5a–d (пик 3) – и возрастала во время оледенений в период между МИС 5/6 и МИС 10 (110–220 см) (рис. 5).

Виды *Acetabulastoma arcticum*, *Pseudocythere caudata* и *Microcythere medistriata* появляются в осадках Арктического бассейна, начиная со стадии МИС 9, и свидетельствуют о развитии многолетнего покрова дрейфующих льдов [Cronin et al., 2010, 2014]. Особенно хорошим индикатором таких условий считается *A. arcticum*, который является эктопаразитом рачков, живущих в порах многолетних льдов. Он почти не встречается во время максимумов оледенений, когда ледовый покров был слишком сплоченным, но обычно присутствует в количестве 3–5% во время межледниковий МИС 9–3. В колонке KD12-03-10C вид *A. arcticum* определен в осадках выше 110 см, т.е. примерно со стадии МИС 5/6, и далее встречается в основном во время межледниковий (рис. 5).

Еще одним возрастным репером может служить значительное присутствие (до 15%) вида *Henryhowella asperima* в верхних 30 см осадка. Этот вид характерен для холодных, хорошо вентилируемых и богатых кислородом придонных вод [Poirier et al., 2012]; его появление часто трактуется как усиление влияния глубинных вод Гренландского моря в евразийском секторе Арктики. Исследование остракод, в большом количестве детально датированных радиоуглеродным анализом материала из дночерпательных колонок в разных частях Арктического бассейна, показало устойчивое присутствие вида в осад-



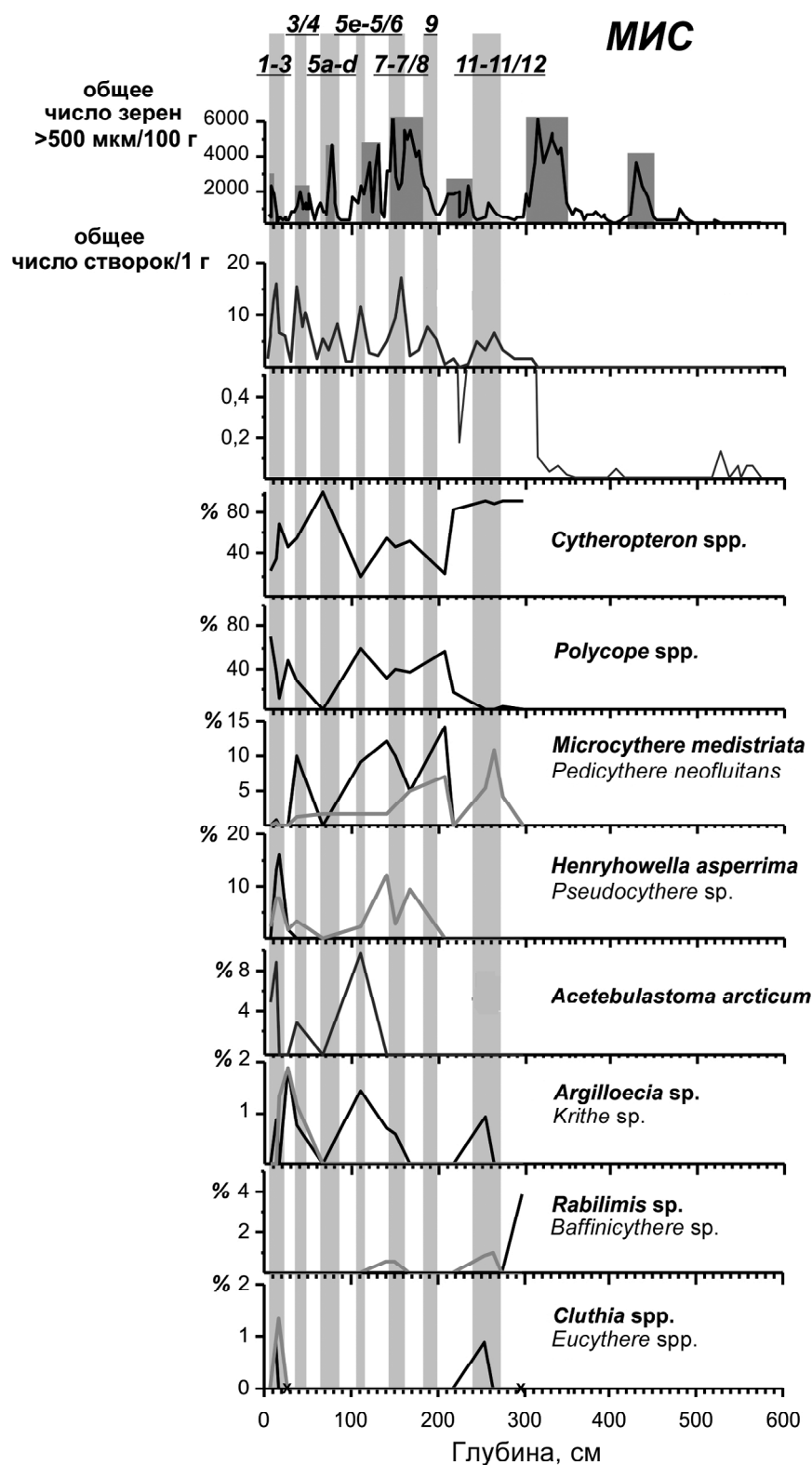


Рис. 5. Распределение численности и видового состава остракод в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания остракод к МИС. Темно-серое – 8 пиков IRD, светло-серое – интервалы повышенной численности планктонных фораминифер; сверху указаны привязанные к ним номера МИС

Fig. 5. Downcore variations in the abundance and species composition of ostracods in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of ostracod abundance peaks to MIS. Dark gray shading – 8 IRD peaks, light gray shading – intervals of increased abundance of ostracods; MIS numbers are shown above

ках, соответствующих стадиям МИС 3 и МИС 1 [Poirier et al., 2012]. Помимо МИС 1–3, *H. asperrima* обнаружена в древних осадках с возрастом более 1 млн л. н. [Cronin et al., 2014; DeNinno et al., 2015]. Его отсутствие в нижней части колонки KD12-03-10C – еще одно свидетельство того, что она не вскрыла осадки существенно древнее среднего плейстоцена по международной шкале.

**Макробентос и макропланктон.** Остатки макробентоса и макропланктона в колонке KD12-03-10C представлены раковинами моллюсков классов двустворок и гастропод (отряд птеропод), раковинами полихет–серпулид и раковинными пластинками усоногих раков. Среди двустворок преобладают ювенильные формы типичных арктических глубоководных видов. Птероподы представлены видом *Limacina helicina*, встречающимся в верхних 45 см разреза (МИС 1–3). Остатки усоногих раков вида *Globosoverruca nitida* (см. [Gale, 2014, рис. 9А, В]) приурочены к интервалу 100–300 см, главным образом к 230–300 см, а именно к осадкам, близким по возрасту МИС 11. Предполагается, что наличие птеропод, ведущих планктонный образ жизни, а также таких прикрепляющихся организмов, как усонogie раки, служит свидетельством сокращенного ледового покрова, что хорошо согласуется с их присутствием в отложениях межледниковий. В целом находки макробентосных организмов и макропланктонных птеропод приблизительно приходятся на основные межледниковья последних 400 тыс. лет – МИС 1–3, МИС 5 и МИС 11. Это отражает высокую биопродуктивность и взаимосвязь поверхностных и придонных экосистем.

**Определение возраста осадков Sr-хемостратиграфическим методом.** Концентрация и изотопный состав Sr определены в 3 образцах с глубины 244–291 см (табл. 2). Концентрация Sr (930–970 мкг/г) несколько меньше, чем в современных океанических фораминиферовых илах. Можно предположить, что образцы в колонке KD12-03-10C могли частично потерять Sr в ходе диагенетической перекристаллизации. Измеренное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фораминиферах скорректировано на значение в

стандартном образце EN-1. В случае отсутствия диагенетической перекристаллизации фораминифер их возраст в колонке KD12-03-10C в интервале 244–291 см, определенный методом SIS, соответствует среднему неоплейстоцену, что в целом подтверждает модель, разработанную по микрофаунистическим данным и содержанию IRD.

#### Выводы:

- согласно комплексу полученных данных возраст основания колонки KD12-03-10C оценивается, как не превышающий МИС 21, т.е. примерно в 850 тыс. л. н. Соответственно, средняя скорость седиментации для периода аккумуляции осадков колонки составляла 0,7 см/тыс. лет, что близко полученным ранее оценкам для данного региона [Polyak et al., 2009];

- выделено 8 пиков содержания крупнозернистого материала ледово-айсбергового разноса (IRD), соответствующих МИС 16, 12, 10, 8, 5/6, 5d, 3/4 и 1/2;

- увеличение вверх по разрезу содержания карбонатов в составе ледово-айсбергового материала с максимумом в позднем неоплейстоцене свидетельствует о прогрессирующем повышении поставки материала Лаврентийским щитом из Канадской Арктики, что в свою очередь предполагает нарастающее похолодание и усиление круговорота Бофорта;

- основные пики численности микро- и макрофоссилий приурочены к межледниковьям стадий МИС 11, 5a–c, 1–3. Слабую выраженность межледниковья МИС 5e можно связать с влиянием притока талых вод и вызванной ими стратификации поверхностных вод после таяния обширных ледниковых щитов и шельфовых ледников стадии МИС 6;

- растворение карбонатных остатков, присутствие агглютинированных форминифер в период между стадиями МИС 12 и МИС 21 указывает на преобладание сезонного ледового покрова;

- важный стратиграфический репер – интервал первого явно выраженного неоплейстоценового межледниковья, соответствующий МИС 11 (возраст осадков этого времени в колонке подтвержден независимым геохронологическим методом SIS). Высокая численность всех фоссилий, резкое доминирование субполярного симбионтсодержащего планктонного вида *Turborotalita egelida*, обилие шельфовых видов бентосных фораминифер, крайне низкое количество IRD свидетельствуют о сокращенном ледовом покрове, высокой биопродуктивности и значительном влиянии тихоокеанских вод;

- после МИС 11 наблюдается направленное похолодание, приведшее к развитию многолетнего ледового покрова, а также усиление контрастности климатических колебаний и характеристик водных масс, сокращение связи с Тихим океаном и усиление связи с Атлантическим океаном;

- полученные первые данные о литологии и фоссилиях из колонки KD12-03-10C указывают на последовательность накопления осалочной толщи, а палеогеографические выводы хорошо согласуются с опубликованными материалами.

Таблица 2

Результаты определения концентрации и изотопного состава Sr в раковинах фораминифер из колонки KD12-03-10C

Интервал отбора, см	Доля примеси, %	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ скорректированное	Возраст, млн лет, SIS
244–246	30	970	0,709165 0,709168	0,2–0,3
264–266	23	960	0,709163 0,709159	0,4–0,5
288–291	14	930	0,709160 0,709162	0,4–0,5

**Благодарности.** Исследования выполнены за счет гранта РФФИ (проект № 15-05-08497).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шилов В.В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Мат-лы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта (флора, фауна и биостратиграфия) // Тр. ВНИИОкеангеология. 2007. Т. 211. С. 131–152.
- Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С. и др. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Вестн. СПбГУ. 2012. Сер. 7. Вып. 4. С. 102–115.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 3–19.
- Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
- Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В. и др. Палеогеография приевразийской части подводного хребта Ломоносова в неоплейстоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 5. С. 51–59.
- Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 45–54.
- Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendelev Ridge // Glob. Planet. Change. 2009. Vol. 68. P. 18–29.
- Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1435–1454.
- Crawford K.A. Quaternary stratigraphy of the Northwind Ridge, Arctic Ocean. MS Thesis, Ohio State University. 2010. 113 p.
- Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Marin. Micropal. 2014. Vol. 111. P. 118–133.
- Cronin T.M., Dwyer G.S., Farmer J. et al. Deep Arctic Ocean warming during the last glacial cycle // Nat. Geosci. 2012. Vol. 5. P. 631–634.
- Cronin T.M., Jemery L., Briggs Jr.W.M. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 3415–3429.
- Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendelev Ridge based on ostracodes // Quat. Sci. Rev. 2013. Vol. 79. P. 157–167.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F. et al. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. PAIS18.
- DeNinno L.H., Cronin T.M., Rodriguez-Lazaro J., Brenner A. An early to mid-Pleistocene deep Arctic Ocean ostracode fauna with North Atlantic affinities // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 2015. Vol. 419. P. 90–99.
- Gale A.S. Origin and phylogeny of verruciform barnacles (Crustacea, Cirripedia, Thoracica) // J. Systematic Palaeontology. 2014. DOI: 10.1080/14772019.2014.954409.
- Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University, 2011. 32 p.
- IPCC. Climate change 2007: synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change // Core Writing Team. IPCC. Switzerland, Geneva, 2007. 104 p.
- Jakobsson M., Andreassen K., Björnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // Quat. Sci. Rev. 2014. Vol. 92. P. 40–67.
- Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS6 constrained by new geophysical and geological data // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 3505–3517.
- Jones E.P., Rudels B., Anderson L.G. Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation // Deep Sea Res. 1995. Vol. 42. P. 737–760.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geol. 2001. Vol. 109, N 2. P. 155–170.
- Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al. Temperature and precipitation history of the Arctic // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 1679–1715.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 44, N 1. P. 601–605.
- Niessen F., Hong J.K., Hagemald A. et al. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // Nat. Geosci. 2013. Vol. 1, N 10. P. 842–846.
- Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // Marin. Geology. 2001. Vol. 172. P. 91–115.
- Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // Marin. Micropal. 2012. Vol. 88–89. P. 65–76.
- Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 1757–1778.
- Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic based on foraminifera // Quat. Sci. Rev. 2013. Vol. 79. P. 145–156.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the Western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2009. Vol. 68. P. 5–17.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2004. Vol. 203. P. 73–93.
- Poore R.Z., Ishman S.E., Phillips R.L., McNeil D.H. Quaternary stratigraphy and paleoceanography of the Canada Basin, Western Arctic Ocean // USGS Bull. 1994. Vol. 2080. 32 p.
- Rekant P.V., Gusev E.A. Seismic geologic structure model for the sedimentary cover of the Laptev Sea part of the Lomonosov Ridge and adjacent parts of the Amundsen Plain and Podvodnikov Basin // Russ. Geol. and Geophys. 2012. Vol. 53. P. 1117–1129.
- Rudels B., Quadfasel D. Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system // J. Marin. Systems. 1994. Vol. 2. P. 435–450.
- Sellén E., O'Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 3644–3664.
- Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Glob. Planet. Change. 2011. Vol. 77, N 1–2. P. 85–96.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. Re-coring at Ice Island T3 Site of key core FL-224 (Nautilus Basin, Amerasian Arctic): sediment characteristics and stratigraphic framework // Polarforschung, 2010a. Vol. 79, N 2. P. 81–96.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. 2010b. Vol. 79, N 2. P. 97–121.

Taldenkova E., Nikolaev S., Rekant P., Chistyakova N. Pleistocene sediment sequence of the southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Preliminary stratigraphic subdivision based on iceberg-rafted debris and benthic foraminiferal records // STRATI 2013. 1<sup>st</sup> Intern. Congr. on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy. Springer Geology. Springer Intern. Publ. Switzerland, 2014. P. 1321–1325.

Wollenburg J., Kunht W., Mackensen A. Changes in Arctic Ocean paleoproductivity and hydrography during the last 145 kyr: the benthic foraminiferal record // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2001. Vol. 16. P. 65–77.

Wollenburg J., Mackensen A. Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // Marin. Micropal. 1998. Vol. 34. P. 153–185.

Поступила в редакцию 26.05.2016

Принята к публикации 26.07.2016

**E.E. Taldenkova<sup>1</sup>, S.D. Nikolaev<sup>2</sup>, A.Yu. Stepanova<sup>3</sup>, E.A. Gusev<sup>4</sup>, P.V. Rekant<sup>5</sup>,  
A.B. Kuznetsov<sup>6</sup>, N.O. Chistyakova<sup>7</sup>, E.S. Mirolubova<sup>8</sup>, E.S. Novikhina<sup>9</sup>**

# NEOPLEISTOCENE STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE AMERASIAN ARCTIC OCEAN BASIN INFERRED FROM LITHOLOGICAL AND PALEONTOLOGICAL DATA

Lithological characteristics and fossil assemblages of planktic and benthic foraminifers, ostracods and macrobenthos/macropkton were investigated with high resolution in sediment core KD12-03-10C retrieved from the water depth of 2200 m on the eastern Mendelev Ridge slope. The downcore alternation of 8 peaks in the abundance of coarse-grained ice- and iceberg-rafted material (IRD) and several peaks in the abundance of planktic and benthic fossils, together with the changes in species composition and the presence of stratigraphically indicative species give evidence for temporally consistent sediment accumulation of the core sequence. This allowed estimating the age range of the sequence as the whole Neopleistocene and probably slightly older and establishing several interglacial, glacial and deglacial epochs. The reconstructed paleoenvironmental changes correspond to the growth and decay of continental ice sheets, variations in sea ice cover extent, progressive Neopleistocene cooling trend, decreasing connection with the Pacific Ocean and growing influence of the Atlantic Ocean.

**Key words:** paleogeography, stratigraphy, Neopleistocene, ice- and iceberg-rafting, foraminifers, ostracods, mollusks, marine isotope stages (MIS), the Mendelev Ridge, the Arctic Ocean.

**Acknowledgements.** The research is financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 15-05-08497).

## REFERENCES

Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendelev Ridge // Glob. Planet. Change. 2009. Vol. 68. P. 18–29.

Andreeva I.A., Basov V.A., Kupriyanova N.V., Shilov V.V. Vozrast i usloviya formirovaniya donnykh osadkov v raione podnyatiya Mendeleva (Severnyi Ledovityi ocean) [The age and sedimentation environments during accumulation of bottom sediments of the Mendelev Ridge (Arctic Ocean), Materials on the Phanerozoic of the polar regions and central Mid-Atlantic Ridge (flora, fauna and biostratigraphy)], Materialy po fanerozoju

polyarnykh oblastei i tsentral'noi chasti Sredinno-Atlanticheskogo khrebta (flora, fauna i biostratigrafiya), Trudy VNIIOkeangeologii. 2007, vol. 211, pp. 131–152 (in Russian).

Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1435–1454.

Crawford K.A. Quaternary stratigraphy of the Northwind Ridge, Arctic Ocean. MS Thesis, Ohio State University. 2010. 113 p.

Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Marin. Micropal. 2014. Vol. 111. P. 118–133.

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Leading Scientific Researcher, PhD. in Geography; *e-mail*: etaldenkova@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; *e-mail*: cndnikolaev@yandex.ru

<sup>3</sup> Texas A&M University, College Station, USA, Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: a.yu.stepanova@gmail.com

<sup>4</sup> Gramberg «VNIIOkeangeologiiya» Institute, Sankt-Petersburg, Deputy Director, Head of the Geological Mapping Department, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: gus-evgeny@yandex.ru

<sup>5</sup> Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sankt-Petersburg, Leading Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: rekant@mail.ru

<sup>6</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Sankt-Petersburg, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: antonbor9@mail.ru

<sup>7</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Scientific Researcher, *e-mail*: chistyakova\_no@mail.ru

<sup>8</sup> Gramberg «VNIIOkeangeologiiya» Institute, Sankt-Petersburg, Leading Engineer; *e-mail*: mirolubova@mail.ru

<sup>9</sup> Gramberg «VNIIOkeangeologiiya» Institute, Sankt-Petersburg, Scientific Researcher; *e-mail*: khelizaveta@yandex.ru

- Cronin T.M., Dwyer G.S., Farmer J. et al. Deep Arctic Ocean warming during the last glacial cycle // *Nat. Geosci.* 2012. Vol. 5. P. 631–634.
- Cronin T.M., Jemery L., Briggs Jr.W.M. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3415–3429.
- Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendelev Ridge based on ostracodes // *Quat. Sci. Rev.* 2013. Vol. 79. P. 157–167.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F. et al. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PAIS18.
- DeNinno L.H., Cronin T.M., Rodriguez-Lazaro J., Brenner A. An early to mid-Pleistocene deep Arctic Ocean ostracode fauna with North Atlantic affinities // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2015. Vol. 419. P. 90–99.
- Gale A.S. Origin and phylogeny of verruciform barnacles (Crustacea, Cirripedia, Thoracica) // *J. Systematic Palaeontology*. 2014. DOI: 10.1080/14772019.2014.954409.
- Gusev E.A., Maksimov F.E., Novikhina E.S. et al. K voprosu o stratigrafii donnykh osadkov podnyatiya Mendeleva (Severnyi Ledovityi ocean) [About stratigraphy of the bottom sediment sequence of the Mendelev Ridge (Arctic Ocean)], *Vestnik SPbGU*, 2012, ser. 7, no 4, pp. 102–115. (in Russian).
- Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University, 2011. 32 p.
- IPCC. Climate change 2007: synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change // *Core Writing Team. IPCC. Switzerland, Geneva, 2007. 104 p.*
- Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // *Quat. Sci. Rev.* 2014. Vol. 92. P. 40–67.
- Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change*. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS 6 constrained by new geophysical and geological data // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3505–3517.
- Jones E.P., Rudels B., Anderson L.G. Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation // *Deep Sea Res.* 1995. Vol. 42. P. 737–760.
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. Izotopnyi sostav Sr v vodakh Mirovogo okeana, okrainnykh i vnutrennykh morei: vozmozhnosti i ogranicheniya Sr-izotopnoi khemostratigrafii [Sr isotopic composition in the waters of the ocean, marginal and inner seas: possibilities and limitations of Sr-isotopic chemostratigraphy], *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*, 2012, vol. 20, no 6, pp. 3–19 (in Russian).
- McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.* 2001. Vol. 109. N 2. P. 155–170.
- Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al. Temperature and precipitation history of the Arctic // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 1679–1715.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol. 44, N 1. P. 601–605.
- Morozov A.F., Petrov O.V., Shokal'skii S.P. et al. Novye geologicheskie dannye, obosnovyuyushchie kontinental'nyu prirodu oblasti Tsentral'no-Arkticheskikh podnyatii [New geological evidence confirming the continental origin of the Central Arctic uplifts], *Regional'naya tektonika i metallogeniya*, 2013, no 53. pp. 34–55 (in Russian).
- Niessen F., Hong J.K., Hagewald A. et al. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // *Nat. Geosci.* 2013. Vol. 1, N 10. P. 842–846.
- Nikolaev S.D., Taldenkova E.E., Rekant P.A. et al. Paleogeografiya prievraziiskoi chasti podvodnogo khrebtta Lomonosova v neopleistotsene [Paleogeography of the near-Eurasian part of the submarine Lomonosov Ridge in the Neopleistocene], *Vestnik Mosk. Un-ta, ser. 5, Geografiya*, 2013, no 5, pp. 51–59 (in Russian).
- Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Marin. Geology*. 2001. Vol. 172. P. 91–115.
- Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // *Marin. Micropal.* 2012. Vol. 88–89. P. 65–76.
- Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 1757–1778.
- Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the Western Arctic based on foraminifera // *Quat. Sci. Rev.* 2013. Vol. 79. P. 145–156.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the Western Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change*. 2009. Vol. 68. P. 5–17.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2004. Vol. 203. P. 73–93.
- Poore R.Z., Ishman S.E., Phillips R.L., McNeil D.H. Quaternary stratigraphy and paleoceanography of the Canada Basin, Western Arctic Ocean // *USGS Bull.* 1994. Vol. 2080. 32 p.
- Rekant P.V., Gusev E.A. Seismic geologic structure model for the sedimentary cover of the Laptev Sea part of the Lomonosov Ridge and adjacent parts of the Amundsen Plain and Podvodnikov Basin // *Russ. Geol. and Geophys.* 2012. Vol. 53. P. 1117–1129.
- Rudels B., Quadfasel D. Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system // *J. Marin. Systems*. 1994. Vol. 2. P. 435–450.
- Sellén E., O'Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3644–3664.
- Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Glob. Planet. Change*. 2011. Vol. 77, No 1–2. P. 85–96.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. Re-coring at Ice Island T3 Site of key core FL-224 (Nautilus Basin, Amerasian Arctic): sediment characteristics and stratigraphic framework // *Polarforschung*, 2010a. Vol. 79, N 2. P. 81–96.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010b. Vol. 79, N 2. P. 97–121.
- Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Rekant P.V. et al. Paleogeografiya khrebtta Lomonosova (Severnyi Ledovityi ocean) v pleistotsene: litologiya osadkov i mikrofauna [Pleistocene paleogeography of the Lomonosov Ridge (Arctic Ocean): sediment lithology and microfauna], *Vestnik Mosk. Un-ta, ser. 5, Geografiya*, 2009, no 4, pp. 45–54 (in Russian).
- Taldenkova E., Nikolaev S., Rekant P., Chistyakova N. Pleistocene sediment sequence of the southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Preliminary stratigraphic subdivision based on iceberg-rafted debris and benthic foraminiferal records // *STRATI 2013. 1<sup>st</sup> Intern. Congr. on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy*. Springer Geology. Springer Intern. Publ. Switzerland, 2014. P. 1321–1325.
- Wollenburg J., Kunht W., Mackensen A. Changes in Arctic Ocean paleoproductivity and hydrography during the last 145 kyr: the benthic foraminiferal record // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2001. Vol. 16. P. 65–77.
- Wollenburg J., Mackensen A. Living benthic foraminifera from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // *Marin. Micropal.* 1998. Vol. 34. P. 153–185.

Received 26.05.2016

Accepted 26.07.2016

УДК 551.583.16

Г.В. Суркова<sup>1</sup>, А.А. Крылов<sup>2</sup>

## СИНОПТИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЮ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Исследован многолетний режим экстремальных значений приземной скорости ветра для Баренцева моря по результатам реанализа ERA-Interim за период 1981–2010 гг. Выполнена оценка пространственно-временной изменчивости величины скорости ветра с обеспеченностью 0,1; 1,5 и 50%. Показано, что в 1981–2010 гг. значения экстремальной скорости ветра не демонстрируют направленного тренда, но в 1990-е гг. отмечено их увеличение, что согласуется с активизацией в это десятилетие южного меридионального типа циркуляции по Б.Л. Дзердзеевскому. По данным о поле атмосферного давления на уровне моря для событий с экстремальными значениями скорости ветра (1%-ный уровень значимости) выполнена типизация синоптических ситуаций, в результате чего выделено 4 основных типа. Показано, что значительная часть таких ситуаций связана с прохождением над Баренцевым морем циклонических образований, а расположение их центров определяет преобладание тех или иных направлений ветра над разными частями моря. Для каждого типа выполнена количественная оценка его ежегодной повторяемости и многолетней изменчивости. Количественное описание поля давления для выделенных синоптических типов позволило автоматизировать процесс анализа многолетней изменчивости, а также перейти к расчету прогноза повторяемости этих явлений в будущем.

*Ключевые слова:* экстремальные значения скорости ветра, типизация синоптических процессов, современный климат, Арктика.

**Введение.** Работа посвящена исследованию многолетнего режима полей экстремальных значений скорости ветра над Баренцевым морем. Акватория этого моря обладает большим значением для нашей страны с точки зрения добычи полезных ископаемых, рыбного промысла и судоходства. Даже в месяцы наибольшего оледенения (март и апрель) около 35% его площади (юго-западная часть) не покрывается льдом, что увеличивает экономическое значение единственного незамерзающего арктического порта нашей страны – Мурманска.

Сведения об экстремальных значениях скорости ветра представляют основу для проектирования нагрузок на самые различные объекты – от мачт, антенн и рекламных щитов до нефтяных вышек. Сильный ветер над морской поверхностью, особенно в открытом море, способен вызывать штормовое волнение. Штормовые явления, как и другие опасные гидрометеорологические явления на море, наносят большой ущерб экономике и населению. Объекты инфраструктуры, оказывающиеся в штормовой зоне, нередко подвергаются разрушениям, а людям угрожает опасность. Более того, штормовые процессы на море играют важную роль в формировании рельефа прибрежной территории – они могут провоцировать интенсивную эрозию морских берегов, а также влиять на дрейфующие льды, существенно повышая скорость их передвижения. Очевидно, что выяснение природы высокой скорости ветра может способствовать снижению экономических издержек вследствие разрушительного действия

штормов, кроме того и существенно повысит уровень безопасности на акватории моря. Особенно важно выполнение таких оценок с учетом меняющегося климата [Второй..., 2014].

Цель работы заключалась в исследовании современного (1981–2010) режима экстремальных значений скорости ветра над Баренцевым морем и сопутствующих им синоптических ситуаций. Несмотря на известные обобщения сведений о ветровом режиме Баренцева моря (например, [Гидрометеорология, 1990]), подробный пространственно-временной анализ ветрового режима над этим морем стал возможен лишь в последние десятилетия на основе результатов спутниковых наблюдений и реанализов. Эти источники данных существенно восполняют отсутствие данных над морями, где инструментальные наблюдения нерегулярны во времени и пространстве. Особенную сложность представляет анализ относительно редких событий, вызывающих сильный ветер и штормовое волнение и наносящих наибольший экономический ущерб.

Мы продолжили предыдущие исследования экстремальных значений скорости ветра над Баренцевым морем [Суркова и др., 2015]. Нами проанализированы полученные результаты оценки функций распределения скорости ветра, в частности, для случаев с высокой скоростью ветра, для которых предложена типизация синоптических событий, сопровождающих это опасное явление. Формализация типов синоптических процессов в современном климате позволила проанализировать многолетние из-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, доцент, канд. геогр. н.; e-mail: galina\_surkova@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, студент; e-mail: aloshakrylov@bk.ru

менения их повторяемости. В дальнейшем на основе модельного прогноза полей скорости ветра в XXI в. планируется использовать полученную типизацию как основу вероятностного прогноза повторяемости опасных ситуаций. Данные о полях ветра и атмосферного давления получены на основе реанализа ERA-Interim.

**Материалы и методы исследований.** Оценка экстремальных значений скорости ветра и типизация соответствующих им синоптических ситуаций выполнена для Баренцева моря (72–76° с.ш., 16–48° в.д.) на основании результатов реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011], для зональной и меридиональной компонент скорости ветра (далее  $u$ - и  $v$ -компоненты) и атмосферного давления на уровне моря (SLP) для периода 1981–2010 гг.

В настоящее время реанализы являются исключительно полезным инструментом получения сведений о современном многолетнем режиме атмосферы, восполняющим пробелы инструментальных измерений. В качестве конечного продукта реанализы представляют поля метеорологических полей с регулярным и очень подробным пространственно-временным разрешением. Каждый реанализ имеет свою вычислительную платформу, базирующуюся на прогностической модели атмосферы. Работы последних лет по сравнению результатов реанализов между собой и с данными наблюдений демонстрируют их высокое качество в глобальном масштабе. Однако, как показывают региональные верификации реанализов, выбор источника данных для ограниченной территории требует дополнительных оценок. Мы исходили из выводов для территории Арктики, представленных в [Lindsay et al., 2014], где приведены результаты сравнения 7 наиболее хорошо зарекомендовавших себя реанализов. На основании этой работы мы выбрали реанализ ERA-Interim, по результатам которого поля атмосферного давления на уровне моря и скорости ветра в Арктике менее других отклоняются от данных измерений.

Реанализ ERA-Interim [Dee et al., 2011] – продукт Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), основанный на спектральной модели прогноза погоды ECMWF. Модель имеет спектральное разрешение T255 с 60 уровнями в атмосфере по вертикали (верхний уровень находится на высоте 0,1 ГПа). Данные усваиваются при помощи четырехмерного вариационного анализа с использованием данных оперативного анализа ECMWF. Результаты реанализа охватывают период с 1979 по 2016 г. и регулярно пополняются. По сравнению с предыдущими проектами ECMWF (например, ERA-40) ERA-Interim характеризуется лучшим пространственным разрешением – 0,75°x0,75° по широте и долготе. Временное разрешение составляет 6 ч. (00, 06, 12, 18 ч. всемирного скоординированного времени BCB).

Выбор периода исследований 1981–2010 гг. обусловлен тем, что согласно предложению Всемирной метеорологической организации (ВМО) в июне

2015 г. (<https://www.wmo.int> «New Two-Tier approach on “climate normals”») его рекомендуется рассматривать как базовый «современный», относительно которого (наряду с периодом 1961–1990 гг.) выполняются оценки климатических изменений.

Модуль скорости ветра рассчитывался для каждой ячейки реанализа 4 раза в сутки по значениям зональной и меридиональной компонент скорости ветра  $u$  и  $v$ :

$$V = \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (1)$$

где  $V$  – модуль горизонтальной скорости ветра,  $u$ ,  $v$  – зональная и меридиональная компоненты скорости ветра соответственно, полученные из данных реанализа.

Выбор открытой части моря, где на территорию ячеек реанализа не входят участки побережья, обусловлен следующими причинами. Расчет эволюции поля ветра в моделях атмосферы, в том числе используемых для реанализа, выполняется на основании уравнений движения, где в качестве определяющих факторов выступают сила барического градиента, сила Кориолиса и сила трения. Сила Кориолиса зависит от широты и угловой скорости вращения Земли, которые задаются при моделировании как внешние факторы, поэтому возможные погрешности расчета модели на точность оценки этой силы не влияют. Сравнительный анализ порядка величин градиента давления ( $10^{-3}$ ) и силы трения ( $10^{-12}$ ) в уравнениях движения показывает, что именно горизонтальный барический градиент является определяющим фактором [Holton, 2004].

Кроме того, точность расчета величины силы поверхностного трения зависит от правильного задания границ суши и ее рельефа, а также от параметризаций, используемых в моделях для описания приземного слоя атмосферы и ее взаимодействия с подстилающей поверхностью. С учетом этих сложностей режим ветра над морем наиболее трудно описать в прибрежной зоне, так как здесь изрезанность береговой линии и орографические особенности могут создавать локальные циркуляционные эффекты, горизонтальные масштабы которых меньше, чем размеры ячейки в модели атмосферы. Такие эффекты могут не отразиться в результатах моделирования, представляющих среднюю величину по ячейке, что увеличивает погрешность расчетов и занижает значения скорости ветра [Кислов и др., 2015]. В связи с этим наиболее успешно модели воспроизводят климатический режим относительно однородной поверхности [Кислов и др., 2008; Эколого-географические..., 2011], поэтому для исследования была выбрана открытая часть моря.

Основная цель работы предполагала выбор дней с наиболее сильным ветром, чтобы затем оценить синоптические ситуации, сопровождающие эти случаи. На рис. 1 представлены результаты, полученные на начальном этапе работы при выборе метода оценки скорости ветра. В первом варианте (UV-метод) использовался традиционный расчет модуля

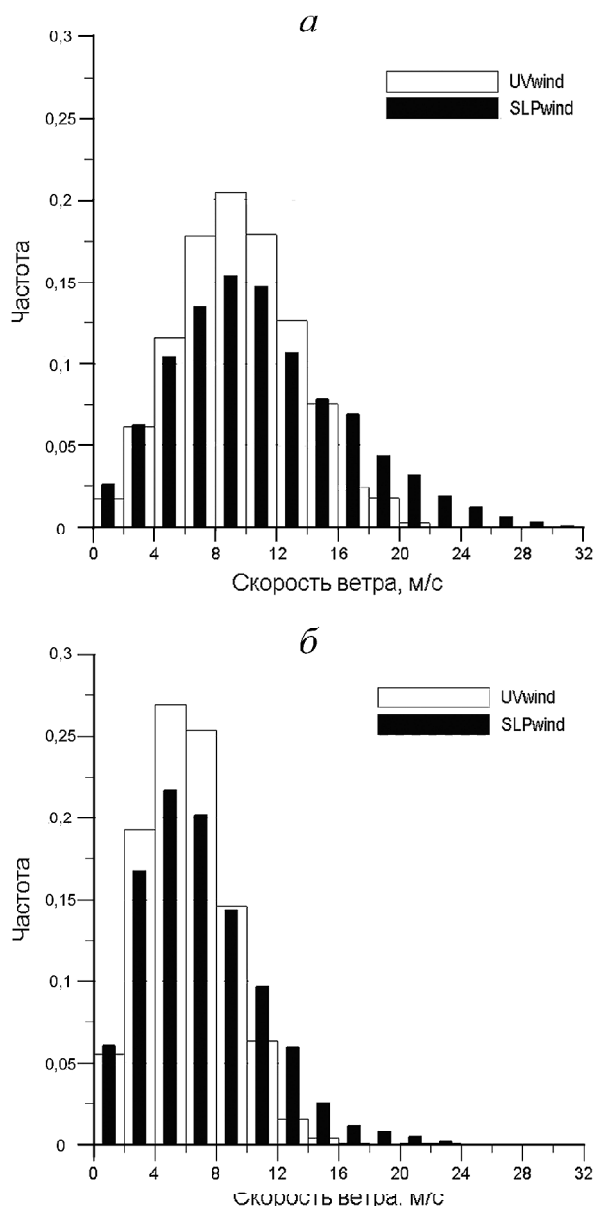


Рис. 1. Эмпирическая функция распределения значений скорости ветра, рассчитанная по  $u$ -,  $v$ -компонентам (UVwind) и по полю давления (SLPwind) для центральной части Баренцева моря: *а* – январь, *б* – июль, 1981–2010 гг.

Fig. 1. Empirical probability function of wind speed distribution calculated from  $u$ -,  $v$ -components (UVwind) and the sea level pressure (SLPwind) for the central part of the Barents Sea; *a* – January, *b* – July, 1981–2010

скорости по зональной и меридиональной компонентам – уравнение (1). Во втором варианте (SLP-метод), исключив влияние силы трения, по полю приземного давления был рассчитан геострофический ветер. Известно, что в реальности геострофические соотношения верны для свободной атмосферы, где сила трения не влияет на скорость и направление ветра. Тем не менее расчет модуля скорости ветра по геострофическому соотношению на основе приземного поля давления успешно применяется в некоторых задачах, в том числе при оценке экстремальных значений скорости ветра над морями, например [Wang et al., 2009]. В этом случае он иг-

рает роль своеобразного индекса, показывающего области наибольшего горизонтального барического градиента, что и должно, с учетом его определяющей роли в уравнениях движения, отражать зоны сильного ветра. Удобство такого подхода состоит еще и в том, что для приземного слоя атмосферное давление гораздо успешнее воспроизводится в реанализах, чем компоненты скорости ветра.

Из анализа рис. 1 следует, что значения скорости ветра, рассчитанные первым способом, как и ожидалось, в центральной части распределения заметно выше, чем геострофические, но ниже в районе экстремумов. Рис. 2, *а* демонстрирует, что межгодовая изменчивость значений скорости ветра, полученных по геострофическим соотношениям, заметно больше, чем с применением UV-метода. Для нескольких районов моря выполнены оценки связи скорости, рассчитанной двумя указанными способами. Они с высокой точностью аппроксимируются линейными функциями. Но, несмотря на однородность подстилающей поверхности, выявлены некоторые региональные различия этих зависимостей. Кроме того, для количественной оценки климатических ресурсов (штормовое волнение, нагрузка на сооружения, навигация, ветроэнергетика и др.) полезно знать прямые значения модуля скорости ветра, особенно ее возможные экстремумы. Поэтому на следующем этапе работы использовались оценки скорости ветра, полученные первым способом.

Для составления календаря случаев с экстремально высокими значениями скорости ветра и анализа их пространственного и временного распределения использован подход, связанный с введением пороговых величин рассматриваемых параметров. Он основан на понимании экстремальных метеорологических явлений как *редких*, т.е. тех значений, вероятность достижения которых крайне мала (например, имеет обеспеченность 10, 5 или 1%). Обычно они задаются как процентиля соответствующих функций распределения [Рожков, 2003]. Для этого в пределах рассматриваемой территории для каждого узла сетки реанализа рассчитаны функции распределения значений скорости ветра за период 1981–2010 гг.

На следующем этапе составлен календарь событий с экстремальными значениями скорости. Дата заносилась в календарь, если более чем на 30% исследуемой территории в открытом море значения скорости ветра были выше критических значений хотя бы в один из четырех сроков этого дня. В качестве порогового критерия использовались осредненные по выделенной территории (72–76 с.ш., 16–48° в.д.) процентиля значений скорости ветра для 5-, 1- и 0,1%-ной обеспеченности ( $V_{95}$ ,  $V_{99}$ ,  $V_{99,9}$ ), они получились следующими:  $V_{95}=14,3$ ;  $V_{99}=17,2$ ;  $V_{99,9}=20,3$  м/с. При таких условиях число случаев за 30 лет составило для  $V_{95}$  более 1200, для  $V_{99}$  – 240, для  $V_{99,9}$  – 12 дней.

После того как были установлены даты опасного явления, проводилась процедура анализа и си-



стематизации соответствующих синоптических ситуаций. Для этого использовалось поле давления у поверхности моря, определяющее режим скорости ветра. Систематизация большого набора штормовых полей приземного давления осуществлялась методом их разложения на естественные ортогональные составляющие, после чего выполнялась группировка по евклидовому расстоянию между полями в рамках кластерного анализа. В современных условиях при возможности автоматизированной обработки больших массивов данных подобный подход активно и успешно применяется в отношении различных гидрометеорологических явлений, в том числе экстремальных, зависящих от типа погодной ситуации [Huth et al., 2008]. Подобный подход применялся нами ранее для Черного, Каспийского и Балтийского морей как для оценки современных условий, так и для климатического прогноза [Кислов и др., 2016; Суркова и др., 2012, 2015; Arkhipkin et al., 2014; Surkova et al., 2015].

Окончательная типизация синоптических ситуаций выполнена для  $V \geq V_{99}$ . Выбор  $V_{99}$  в качестве порогового значения обусловлен тем, что число случаев представляет репрезентативную по длине выборку, кроме того, эти события происходят в среднем 8 раз в год, т.е., несмотря на их невысокую повторяемость, ежегодная вероятность достижения таких значений сохраняется. Вся совокупность случаев для  $V \geq V_{99}$  разбита на четыре типа, которые далее представлены в результатах.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Средний многолетний годовой ход срочных значений скорости ветра, показанный на рис. 2,а, представляет типичную картину их ослабления в летний сезон. В это время уменьшается межширотный градиент температуры, а циклоническая деятельность ослабевает; в холодный сезон циклоническая активность и скорость ветра, наоборот, возрастают. Годовая амплитуда медианных значений составляет около 5 м/с.

Многолетние изменения значений скорости разной обеспеченности представлены на рис. 2,б, из анализа которого следует, что наклон линии тренда в целом показывает слабое уменьшение. Это согласуется и с оценками,

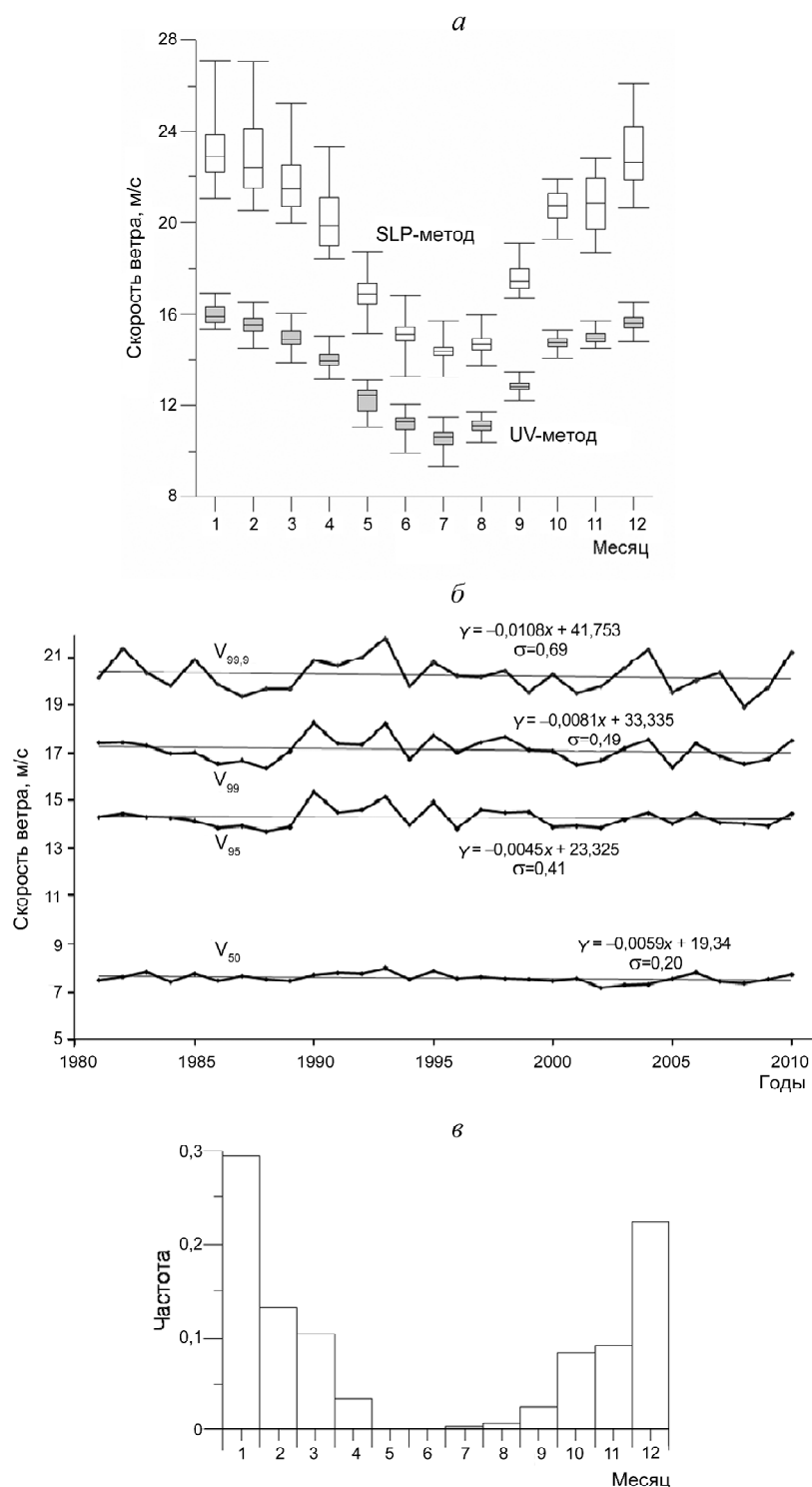


Рис. 2. Диаграммы размаха среднего многолетнего годового хода значений  $V_{95}$  (а), многолетние изменения квантильных значений скорости ветра ( $V_{50}$ ,  $V_{95}$ ,  $V_{99}$ ,  $V_{99,9}$ ) для осредненных данных по выделенной открытой акватории Баренцева моря (72–76° с.ш., 16–48° в.д.), прямая линия – тренд, приведены уравнения линии тренда и стандартное отклонение (б), а также годовой ход повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих значения скорости ветра  $V \geq V_{99}$  (в)

Fig. 2. Range diagrammes («box-whisker» plot) of mean annual values of  $V_{95}$  (а). Interannual changes of quantile values of wind speed ( $V_{50}$ ,  $V_{95}$ ,  $V_{99}$ ,  $V_{99,9}$ ) averaged over the Barents Sea (72–76 N, 16–48 E), straight line shows the trend, equations of trends and standard deviation are shown (б), annual variations of the frequency of synoptic patterns accompanying wind speed  $V \geq V_{99}$  (в)

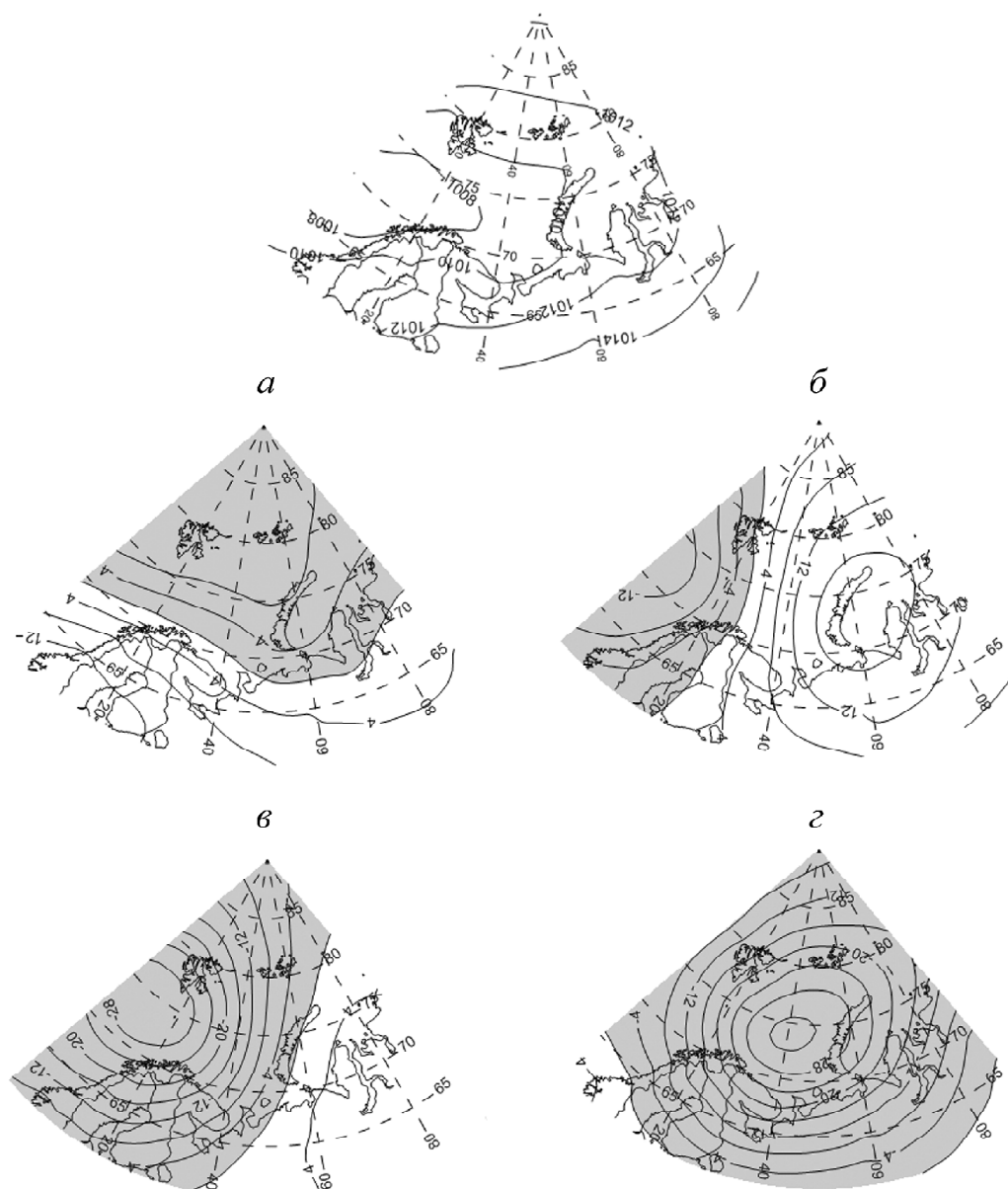


Рис. 3. Среднее атмосферное давление за период с 1981 по 2010 г. для территории 60–90° с.ш., 0–90° в.д. (вверху). Типы аномалий (отклонения от поля среднего атмосферного давления, ГПа) приземного давления над открытой акваторией Баренцева моря (60–90° с.ш., 0–90° в.д.): а – тип 1 (29%), б – тип 2 (31%), в – тип 3 (25%), г – тип 4 (15%). В скобках – повторяемость аномалий. Области, залитые серым цветом, соответствуют отрицательным аномалиям, изолинии проведены через 4 ГПа

Fig. 3. Mean sea level pressure, 1981–2010, for the area 60–90° N, 0–90° E (upper panel – Types of sea level pressure anomalies (hPa) above the Barents Sea (60–90° N, 0–90° E) (lower panel): а – type 1 (29%), б – type 2 (31%), в – type 3 (25%), г – type 4 (15%). The frequency of anomalies patterns is given in brackets. Areas filled by grey colour correspond to negative anomalies; isolines are for each 4 hPa

представленными в оценочных докладах [Второй..., 2014; IPCC, 2013], где для последних десятилетий констатируется слабое уменьшение скорости ветра в средних и высоких широтах, но их увеличение на север от 75–80° с.ш. Межгодовая изменчивость квантильных значений возрастает для более редких событий – среднее квадратическое отклонение значений средней годовой скорости меняется от 0,20 для медианы ( $V_{50}$ ) до 0,69 для  $V_{99,9}$ . Также можно отметить общую тенденцию к некоторому росту экстремальных значений скорости в начале 1990-х гг., в это же время (см. рис. 4) возрастало и число событий с экстремальными значениями скорости ветра.

Отметим, что, согласно исследованиям атмосферных циркуляционных процессов с позиций классификации Б.Л. Дзердзеевского, в этот период резко усилилась повторяемость процессов южного меридионального типа [Кононова, 2015]. При таком типе циркуляции мощный стационарный антициклон занимает большую часть Евразии, над Северной Атлантикой развита интенсивная циклоническая деятельность. Зарождающиеся на арктическом фронте циклоны проникают оттуда в Арктику через Гренландию и Баренцево море. Траектории движения таких циклонов обусловлены мощными ведущими потоками субмеридионального направления, свя-

занными с континентальными антициклоническими системами. В годовом ходе повторяемости синоптических ситуаций, обеспечивающих высокие значения скорости ветра, наиболее ярко выделяется период с октября по март (рис. 2, в). В это время, благодаря активизации циклонической деятельности, скорость ветра резко возрастает.

Важной задачей нашего исследования было выявление типовых полей атмосферного давления, сопутствующих экстремально высоким значениям скорости ветра ( $V \geq V_{99}$ ). Над акваторией Баренцева моря атмосферное давление в среднем понижено (рис. 3, а), что связано с активной циклонической деятельностью на арктическом фронте, поддерживаемой бароклинной неустойчивостью в районе влияния теплого Северо-Атлантического течения. Результаты кластерного анализа позволяют считать, что в результате климатических исследований с хорошим уровнем достоверности можно выделить 4 основных типа. Отклонения атмосферного давления на уровне моря от среднего многолетнего для каждого типа представлены на рис. 3, а–г. Рассмотрим их подробнее.

Тип 1 (рис. 3, а) характеризуется наиболее однородным полем аномалии атмосферного давления по сравнению с другими типами (отклонение от среднего многолетнего поля давления не превышает 12 ГПа). Отрицательная аномалия занимает почти всю территорию Баренцева моря и наиболее ярко выражена в районе Шпицбергена, в то время как над материком давление выше средних значений. При этом типе синоптической ситуации штормовой ветер наблюдается на южной периферии быстро перемещающихся на восток циклонов из Северной Атлантики (район Гренландии) в направлении арх. Земля Франца-Иосифа. Это один из наиболее частых (наравне с типом 2) типов синоптических ситуаций,

звания: циклон, выходящий на акваторию Баренцева моря из районов Северной Атлантики, и мощный антициклон, центр которого расположен над арх. Новая Земля и восточной частью Карского моря. Изобары в этом случае ориентированы практически меридионально. Такая ситуация в наибольшей степени отвечает случаям, когда высокие значения скорости ветра связаны с южным ветром, на что указано, например, в работе [Суркова и др., 2015], где отмечено, что для Баренцева моря характерны два приоритетных сектора направлений ветра, при которых их скорость развивается до максимальных значений, – западный и южный.

Отличительная черта типа 3 (рис. 3, в) – глубокий циклон (перепад давления от периферии к центру составляет около 30 ГПа), смещающийся на восток от Исландии на Скандинавию. На восточной периферии этого барического образования наблюдаются сильные восточные и северо-восточные ветры. Частота повторяемости этого типа немного меньше повторяемости первых двух типов синоптических ситуаций (25%).

Для типа 4 (рис. 3, д) характерно присутствие особенно глубокого циклона (давление в центре циклона на 35 ГПа меньше среднего многолетнего значения). Центр циклона смещен восточнее, чем в типе 3, и над севером европейской территории России (ЕТР) отсутствует положительная аномалия в поле давления. Частота повторяемости этого типа существенно ниже, чем у остальных типов (15%). Такая циркуляция может формироваться за счет регенерации циклона на арктическом фронте. При этом высокие значения скорости ветра над Баренцевым морем наблюдаются в тылу циклона.

Многолетняя изменчивость ежегодного числа дней с  $V \geq V_{99}$  с учетом типа синоптической ситуации (рис. 4) показывает, что в начале и в кон-

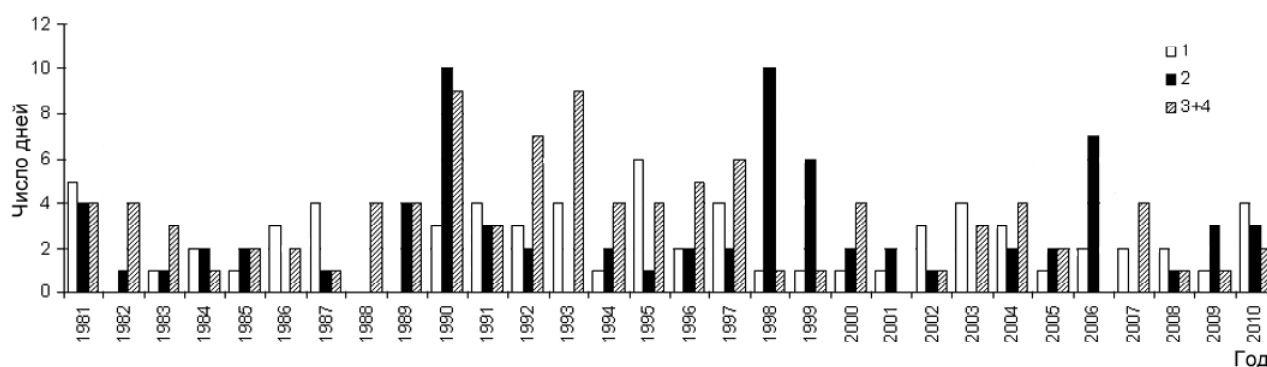


Рис. 4. Многолетние изменения ежегодного числа дней с сильным ветром ( $V \geq V_{99}$ ) над акваторией Баренцева моря (72–76° с.ш., 16–48° в.д.) с учетом типа циркуляции; 1, 2, 3+4 – номера типов синоптических ситуаций

Fig. 4. Interannual changes of the yearly number of days with strong wind speed ( $V \geq V_{99}$ ) over the Barents Sea (72–76° N, 16–48° E) according to the circulation type; 1, 2, 3+4 – synoptic pattern numbers

обуславливающих высокие значения скорости ветра на Баренцевом море (частота 29%).

Тип 2 (рис. 3, б) отличается большими аномалиями поля давления, чем для типа 1. На карте отчетливо видны два выраженных барических обра-

це 1990-х гг. отмечалось увеличение повторяемости процессов типа 2, при котором усиливается меридиональная составляющая ветра. Это согласуется и с данными классификации Б.Л. Дзердзеевского [Кононова, 2015].

**Выводы:**

– сравнение двух способов оценки экстремальных значений скорости ветра над Баренцевым морем для современного (1981–2010 гг.) климата показало, что для решения поставленных задач с учетом последующей оценки климатических ресурсов удобнее использовать способ, базирующийся на данных о зональной и меридиональной компонентах приземной скорости ветра;

– на основании рассчитанных значений модуля скорости ветра получены показатели функций распределения и величин различной обеспеченности;

– анализ режима экстремальных скоростей ветра над Баренцевым морем показал, что на протяжении рассматриваемого временного отрезка их многолетний выраженный тренд отсутствует, хотя для 1990-х гг. отмечается увеличение значений скорости и рост повторяемости процессов меридионального типа;

– для указанного периода создан календарь событий, когда над центральной частью моря наблюдались высокие значения приземной скорости ветра. Для этих случаев выполнена типизация полей атмосферного давления на уровне моря, выявлено 4 основных типа синоптических ситуаций. Продемонстрировано, что три из них отражают присутствие глубоких циклонов над акваторией Баренцева моря, различаясь расположением их центра и глубиной; четвертый тип характеризуется наличием мощного антициклона над архипелагом Новая Земля и Карским морем.

– развиваемая методика климатических исследований дает возможность оценить, с какой частотой проанализированные в статье синоптические ситуации могут встречаться в будущем. Эта работа представляет основу для дальнейшей оценки прогноза повторяемости выявленных типичных синоптических ситуаций, вызывающих штормовые процессы, по сценариям будущего климата.

**Благодарности.** Работа выполнена за счет грантов РНФ (проект № 14-37-00038) и РФФИ (проект № 14-05-91769).

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1008 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. I. Баренцево море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Ф.С. Терзиева и др. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.

Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления. М.: МАКС Пресс, 2008. 292 с.

Кислов А.В., Матвеева Т.А., Платонов В.С. Экстремальные скорости ветра в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 2. С. 63–80.

Кислов А.В., Суркова Г.В., Архипкин В.С. Повторяемость штормовых ситуаций в Балтийском, Черном и Каспийском морях в изменяющихся климатических условиях // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 2. С. 67–77.

Кононова Н.К. Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX–XXI столетиях и их последствия для климата // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 1. С. 133–162.

Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 330 с.

Суркова Г.В., Колтерманн К.П., Кислов А.В. О методе прогноза штормовых условий при изменениях климата // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2012. № 6. С. 25–31.

Суркова Г.В., Соколова Л.А., Чичев А.П. Многолетний режим экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом и Карском морях // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2015. № 5. С. 54–59.

Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / Под ред. Н.С. Касимова, А.В. Кислова. М.: МАКС Пресс, 2011. 496 с.

Arkhipkin V.S., Gippius F.N., Koltermann K.P., Surkova G.V. Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study // *Natural Hazards and Earth System Science*. 2014. Vol 14(11). P. 2883–2897.

Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. P. 553–597.

Holton J.R. An Introduction to dynamic meteorology. 4th ed. San Diego: Academic Press, 2004. 552 p.

Huth R., Beck C., Philipp A. et al. Classifications of Atmospheric Circulation Patterns Recent Advances and Applications. Trends and Directions in Climate Research // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 2008. Vol. 1146. P. 105–152.

IPCC, 2013: Summary for Policymakers // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2013.

Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // *J. Climate*, 2014. Vol. 27. P. 2588–2606.

Surkova G.V., Arkhipkin V.S., Kislov A.V. Atmospheric circulation and storm events in the Baltic Sea // *Open Geosci.* 2015. N 1. P. 332–341.

Wang X., Zwiers F., Swail V., Feng Y. Trends and variability of storminess in the Northeast Atlantic region, 1874–2007 // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 33, N 7. P. 1179–1195.

Поступила в редакцию 11.04.2016

Принята к публикации 26.07.2016

G.V. Surkova<sup>1</sup>, A.A. Krylov<sup>2</sup>SYNOPTIC PATTERNS OF EXTREME WIND SPEED  
IN THE BARENTS SEA

Long-term regime of extreme values of the surface horizontal wind speed ( $V$ ) was studied for the open part of the Barents Sea basing on the ERA-Interim reanalysis data for 1981–2010. Empirical distribution functions of  $V$  were estimated. Spatial and temporal analysis of the median and extreme  $V$  (95<sup>th</sup>, 99<sup>th</sup> and 99.9<sup>th</sup> percentiles) variability was carried out. No long-term trend was revealed for the whole period, but in the 1990s wind speed extreme values tended to be higher. The latter is in agreement with the increase of the southern type of meridian circulation (according to Dzerdzhevsky's classification). Sea level pressure patterns for the days with high  $V$  (99%) were classified into four circulation types. It is shown that the majority of such cases were characterized by active cyclones passing over the sea, and wind direction in different sea parts depended on the cyclone center position. The year-to-year variability was studied for every circulation type. Quantitative description of sea level pressure patterns for high wind speed values allowed processing the long-term data set and creating a basis for the future evaluation of projected extreme patterns under possible climate changes.

**Key words:** extreme wind speed, synoptic patterns, modern climate, the Arctic.

**Acknowledgements.** The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project 14-37-00038) and the Russian Foundation for Basic Research (project 14-05-91769).

## REFERENCES

- Arkhipkin V.S., Gippius F.N., Koltermann K.P., Surkova G.V. Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study // *Natural Hazards and Earth System Science*. Vol. 14(11). P. 2883–2897.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. P. 553–597.
- Ekologo-geograficheskie posledstviya global'nogo potepleniya klimata XXI veka na Vostochno-Evropejskoj ravnine i v Zapadnoj Sibiri [Ecological and geographical sequences of the global climate warming in 21 century over the Eastern-European plain and in Western Siberia], Eds. N.S. Kasimov, A.V. Kislov, Moscow, MAKSS Press, 2011, 496 p. (in Russian).
- Gidrometeorologija i gidrohimija morej SSSR. T. I. Barencevo more. Vyp. 1. Hidrometeorologicheskie uslovija [Hydrometeorology and hydrochemistry of USSR seas, vol. 1, Barents Sea, issue 1, Hydrometeorological conditions], Leningrad, Gidrometeoizdat, 1990, 280 p. (in Russian).
- Holton J.R. An Introduction to Dynamic Meteorology. San Diego: Academic Press, 2004, 552 p.
- Huth R., Beck C., Philipp A. Classifications of Atmospheric Circulation Patterns Recent Advances and Applications. Trends and Directions in Climate Research // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 2008. Vol. 1146. P. 105–152.
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2013.
- Kislov A.V., Evstigneev V.M., Malkhazova S.M. et al. Prognoz klimaticheskij resursoobespechennosti Vostochno-Evropejskoj ravniny v uslovijah poteplenija [Forecast of climate resources supply of the East European plain under warming], Moscow, MAKSS Press, 2008, 292 p. (in Russian).
- Kislov A.V., Matveeva T.A., Platonov V.S. Jekstremal'nye skorosti vetra v Arktike [Extreme wind speed in the Arctic], *Fundamental'naja i prikladnaja klimatologija*, 2015, vol. 2, pp. 63–80 (in Russian).
- Kislov A.V., Surkova G.V., Arkhipkin V.S. Occurrence frequency of storm wind waves in the Baltic, Black, and Caspian Seas under Changing Climate Conditions // *Russian Meteorology and Hydrology*. Allerton Press Inc. (United States), 2016. Vol. 41(2). P. 121–129.
- Kononova N.K. Izmenenija cirkuljacii atmosfery severnogo polusharija v XX–XXI stoletijah i ih posledstviya dlja klimata [Changes of atmospheric circulation of the Northern Hemisphere in 20–21 centuries and climate consequences], *Fundamental'naja i prikladnaja klimatologija*, 2015, vol. 1, pp. 133–162 (in Russian).
- Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // *J. Climate*. 2014. Vol. 27. P. 2588–2606.
- Rozhkov V.A. Teorija i metody statisticheskogo ocenivaniya sluchajnyh velichin i funkcij s gidrometeorologicheskimi primerami [Theory and methods of random variables evaluation with hydrometeorological examples], SPb., Gidrometeoizdat, 2001, 330 p. (in Russian).
- Surkova G.V., Arkhipkin V.S., Kislov A.V. Atmospheric circulation and storm events in the Baltic Sea // *Open Geosciences*. 2015. N 1. P. 332–341.
- Surkova G.V., Koltermann K.P., Kislov A.V. O metode prognoza shtormovyh uslovij pri izmenenijah klimata [On the method of storm activity projection under changing climate], *Vestnik Moskovskogo universiteta, serija 5, Geografija*, 2012, vol. 6, pp. 25–31 (in Russian).
- Surkova G.V., Sokolova L.A., Chichev A.R. Mnogoletnij rezhim jekstremal'nyh znachenij skorosti vetra v Barencevom i Karskom morjah [Long-term regime of daily wind speed maximum in Barents and Kara seas], *Vestnik Moskovskogo universiteta. Serija 5, Geografija*, 2015, vol. 5, pp. 54–59 (in Russian).
- Vtoroj ocenocnyj doklad Rosgidrometa ob izmenenijah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossijskoj Federacii [Second assessment report of Rosgidromet about climate change and its consequences in Russia], Moscow, Rosgidromet, 2014, 1008 p. (in Russian).
- Wang X., Zwiers F., Swail V., Feng Y. Trends and variability of storminess in the Northeast Atlantic region, 1874–2007 // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 33(7). P. 1179–1195.

Received 11.04.2016

Accepted 26.07.2016

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Associate Professor, PhD. in Geography; e-mail: galina\_surkova@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, student; e-mail: aloshakrylov@bk.ru

УДК 551.465

С.А. Мысленков<sup>1</sup>, П.А. Голубкин<sup>2</sup>, Е.В. Заболотских<sup>3</sup>

## ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНЕНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ЗИМНЕГО ЦИКЛОНА

Изучен циклон, проходивший через Баренцево море 10–13 февраля 2015 г. Скорость ветра в циклоне по спутниковым данным достигала 30 м/с, а высота значительных волн превышала 12 м. На основе данных о ветре из реанализа NCEP/CFSR и волновой модели SWAN выполнены расчеты высоты ветровых волн, генерируемых ветром при прохождении циклона. По данным со спутникового микроволнового радиометра AMSR2 проведена оценка качества скорости ветра реанализа. Данные, полученные спутниковым альтиметром AltiKa, использованы для оценки качества моделирования высоты значительных волн. В целом ветровое волнение воспроизводится хорошо, ошибки не превышают 1 м, а корреляция – около 0,9. Скорость ветра в реанализе занижена в среднем на 0,63 м/с.

*Ключевые слова:* Баренцево море, ветровое волнение, моделирование волнения, SWAN, CFSR, AMSR2, ASCAT, AltiKa.

**Введение.** Интерес к изучению циклонов в Арктике вызван активным хозяйственным освоением Арктики. Для оценки рисков при ведении морской и прибрежной хозяйственной деятельности, связанных с сильными ветрами и высокими волнами, необходимо с высокой точностью знать пространственно-временное распределение гидрометеорологических условий, иметь достоверные ряды данных для статического анализа. Для судоходства, работы нефтедобывающих платформ и портов также очень важно знать ветро-волновой режим и иметь краткосрочный прогноз высокого качества. Интерес представляют также задачи с прогнозом климатических изменений в Арктике в XXI в.

При прохождении циклонов в Баренцевом море скорость ветра может превышать 30 м/с [Гидрометеорология..., 1991; Chen, von Storch, 2013]. Как показано в работе [Суркова и др., 2015], на акватории Баренцева моря величина средних годовых суточных экстремумов скорости ветра составляет 15–20 м/с, тенденции к росту этого показателя нет, однако присутствует высокая декадная изменчивость. В морском регистре [Справочные..., 2003] содержатся сведения о том, что скорость ветра более 30 м/с и высота волн (3%-ной обеспеченности) более 10 м возможны каждый год и наиболее часто возникают с ноября по февраль. Периоды, в течение которых скорость ветра не превышает 15 м/с, в зимние месяцы в среднем составляют 3–6 дней, т.е. значительную часть года над акваториями Арктики господствует штормовая погода, в связи с чем чрезвычайно важно развивать методы точного анализа и прогноза ветрового режима и волнения.

Основной источник данных о ветре на акватории арктических морей – данные численных моделей атмосферы [Дианский и др., 2014; Дымов и др.,

2004; Зеленко и др., 2014; Reistad et al., 2011], так как метеорологические станции расположены на берегу и в этом регионе их мало. Расчет параметров ветрового волнения осуществляется при помощи волновых моделей, а в качестве вынуждающей силы (форсинга) используются поля ветра из вышеупомянутых моделей атмосферы. Однако скорость ветра более 30 м/с и соответствующая им высота волн находятся в «хвосте» распределения и являются, скорее, экстремальными событиями для глобальных моделей [Kislov, Matveeva, 2016]. Как правило, ошибки численных моделей возрастают именно для высоких значений скорости ветра [Торопов, 2005]. Соответственно, необходимо рассматривать качество воспроизведения полей ветра и волнения отдельно для сильных циклонов, так как ошибки чаще всего существенно возрастают.

Мы ставили задачу оценить качество расчета параметров волнения при прохождении циклонов. В статье представлены результаты моделирования волнения в Баренцевом море с помощью спектральной волновой модели SWAN при прохождении интенсивного зимнего циклона. В качестве ветрового форсинга использован реанализ NCEP/CFSR. Для оценки качества данных о ветре реанализа и рассчитанной высоты волн использованы спутниковые данные радиометра AMSR2 и альтиметра AltiKa соответственно.

**Материалы и методы исследований.** Для моделирования волнения использована спектральная волновая модель третьего поколения SWAN, позволяющая рассчитывать параметры ветровых волн при заданном поле ветра и рельефе дна, подробное описание модели приведено в [SWAN..., 2007]. Эта реализация модели уже использовалась для моделирования волнения в Баренцевом море и Атланти-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра океанологии, ст. науч. с.; e-mail: stasoccean@gmail.com

<sup>2</sup> Российский государственный гидрометеорологический университет, лаборатория спутниковой океанографии, мл. науч. с.; e-mail: pgolubkin@rshu.ru

<sup>3</sup> Российский государственный гидрометеорологический университет, лаборатория спутниковой океанографии, вед. науч. с., канд. физ.-мат. н.; e-mail: liza@rshu.ru

ческом океане; показано, что результаты моделирования хорошо согласуются с данными наблюдений [Gusdal, 2009; Reistad et al., 2011; Мысленков и др., 2015б]. Из выходных данных модели использовалась высота значительных волн (средняя высота от 1/3 наибольших волн или высота волн 13%-ной обеспеченности).

Данные о ветре получены из массивов реанализа высокого разрешения NCEP/CFSR (Climate Forecast System Version 2) (2011–2016) [Saha et al., 2011; CISL..., 2015]. Использовались данные о ветре на высоте 10 м от поверхности с пространственным разрешением  $\sim 0,2^\circ$ . Выбор данных NCEP/CFSR обусловлен их высоким разрешением и хорошим качеством (сравнение данных о скорости и направлении ветра реанализа с данными метеостанции в арктическом бассейне показало, что ошибка NCEP/CFSR минимальна по сравнению с другими реанализами; отмечены значения коэффициента корреляции более 0,7 [Lindsay et al., 2014]).

Использована оригинальная нерегулярная вычислительная сетка, в Атлантическом океане шаг сетки составляет  $1^\circ$ , в Баренцевом море –  $0,5^\circ$ , в Белом море –  $0,2^\circ$ . Эта конфигурация волновой модели описана в работах [Мысленков и др., 2015а,б]. В качестве жесткой границы на севере и востоке исследуемой области задавалось среднее положение кромки льда по спутниковым данным [Arctic..., 2015].

Данные о ветре и волнении взяты из архивов лаборатории спутниковой океанографии [Arctic..., 2015]. Использованы данные со спутников на основе измерений радиометра AMSR2 и альтиметра AltiKa.

Спутниковый альтиметр AltiKa находится на борту спутника SARAL, запущенного в феврале 2013 г. Высота значительных волн вычисляется по данным альтиметра на основе ее связи с наклоном переднего фронта отраженного импульса. AltiKa представляет собой первый спутниковый альтиметр, работающий в Ка-диапазоне (35,75 ГГц), за счет чего достигается наибольшая на сегодняшний день

точность измерений высоты значительных волн. Высота значительных волн вычисляется с частотой 1 Гц на основе анализа данных  $\sim 1000$  импульсов. В результате по данным альтиметра вычисляется средняя высота значительных волн для окружности с радиусом 5–10 км. Данные предоставляются с пространственным разрешением около 7 км. Результаты расчетов высоты значительных волн по модели SWAN сравнивались с данными со спутникового альтиметра AltiKa.

Для оценки качества поля ветра по данным реанализа использованы данные о скорости ветра (приведенные к уровню 10 м), полученные со спутников. Принцип восстановления скорости ветра по данным радиометров следующий: из-за изменения скорости ветра меняются геометрические характеристики поверхности (волнение), а также происходит образование пены, что приводит к изменению радиояркостной температуры (сигнал, измеряемый радиометрами). Результирующая зависимость сигнала от скорости ветра носит сложный нелинейный характер, поэтому для восстановления скорости ветра по данным измерений радиометров требуются многоканальные измерения и специальные методы.

В нашем случае по данным измерений радиометра AMSR2 скорость ветра рассчитывается с использованием недавно разработанного метода [Zabolotskikh et al., 2015]. Результаты сравнения данных о скорости ветра, полученных со спутников, заякоренных буев и реанализа приведены в работе [Ebuchi, 2014]. Среднеквадратическое отклонение скорости ветра для спутниковых данных – 0,9–1,3 м/с, а для реанализа – 1,3–1,6 м/с. Используемый нами алгоритм обеспечивает более высокую точность в условиях экстремальных погодных явлений [Zabolotskikh, 2014, 2015]. Спутниковый многоканальный сканирующий радиометр AMSR2 на платформе GCOM-W1 с полярной орбитой принимает излучение на частотах от 6,9 до 89 ГГц. Данные доступны с пространственным разрешением  $\sim 10$  км, однако реальное разрешение зависит от выбранного канала измерений. Использованные в работе дан-

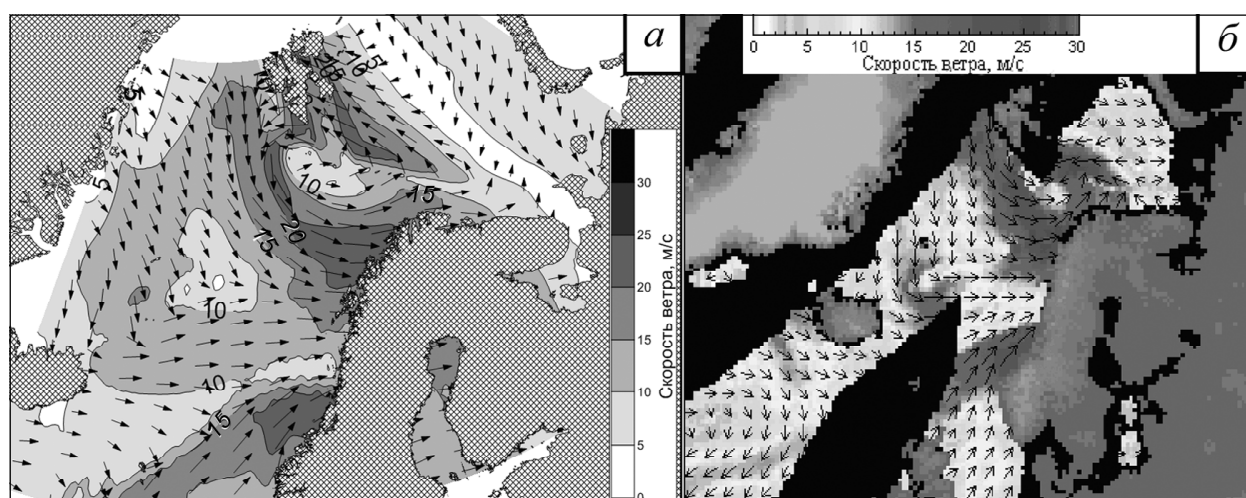


Рис. 1. Скорость и направление ветра 11.02.2015 по данным реанализа в 9:30 Гр. (а) и по данным скаттерометра Metop ASCAT (б)

Fig. 1. Wind speed and direction on 11.02.2015 by the reanalysis data at 9:30 GMT (a) and by the data of Metop ASCAT scatterometer (b)

ные базируются на измерениях на частотах от 6,9 до 10,65 ГГц и обладают разрешением ~40 км.

Кроме того, для визуального сравнения использованы данные о ветре со скаттерометра «Metop ASCAT», доступные на сайте Remote Sensing Systems ([www.remss.com](http://www.remss.com)).

#### Результаты исследований и их обсуждение.

В качестве характерного случая выбран интенсивный синоптический циклон, проходивший над акваторией Атлантического океана и Баренцева моря 10–13 февраля 2015 г. Минимальное давление в циклоне составило 978 ГПа. Диаметр циклона – 600 км, по данным реанализа максимальная скорость составила около 25 м/с, а по данным скаттерометра до 30 м/с (рис. 1). Выбранный случай наиболее хорошо обеспечен спутниковыми данными, что позволило на их основе оценить качество данных реанализа и моделирования.

Циклон хорошо проявился в изображении поля ветра по данным скаттерометра ASCAT 11.02.2015 (усредненные утренние данные). Максимальная скорость ветра – 27–30 м/с (рис. 1, б). При сравнении данных реанализа и спутника отмечается хорошее совпадение положения циклона, уменьшение скорости ветра в центре и усиление на периферии циклона (рис. 1, а, б).

поставлены значения скорости ветра в узлах реанализа с ближайшими точками по спутнику. Расстояние между парами сравниваемых точек составило не более 10 км. Необходимо отметить, что каждая точка спутниковых данных представляет собой осреднение для квадрата со стороной ~20–40 км, а данные реанализа – для квадрата со стороной ~20–10 км, следовательно, эти величины могут быть корректно сопоставлены. Общее число пар сравнения составило около 170 тыс. Результаты сравнения представлены на диаграмме с учетом нормированной (от 0 до 1) плотности распределения (рис. 2). В целом значения хорошо согласованы, коэффициент корреляции составляет 0,83, систематическая ошибка –0,63 м/с, среднеквадратическое отклонение 3,13 м/с. По плотности распределения точек видно, что максимальная плотность вытянута вдоль биссектрисы, т.е. преобладают точки с небольшой ошибкой, а систематическая ошибка практически отсутствует. Однако при скорости ветра 25–30 м/с реанализ занижает значение скорости на 2–5 м/с. Кроме того, на диаграмме также присутствует некоторое число точек с высокой скоростью ветра по данным радиометра и низкой скоростью по реанализу, максимальная ошибка в этих случаях составляет 10–15 м/с, однако эти случаи носят единичный характер.

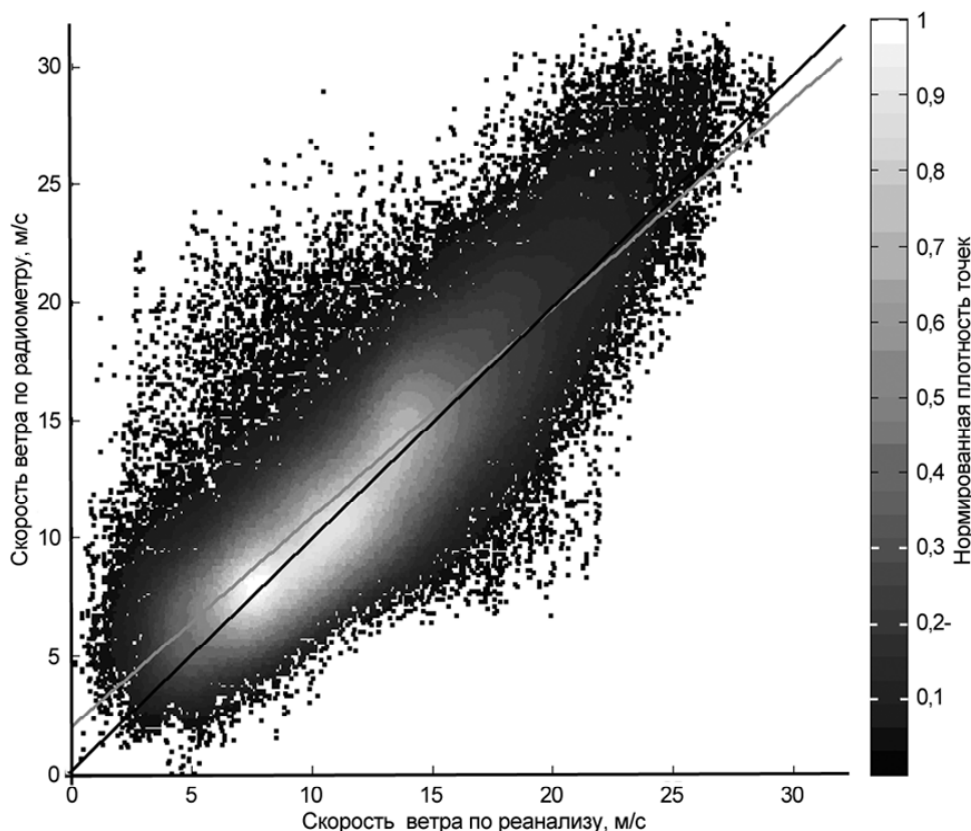


Рис. 2. Сравнение скорости ветра по данным реанализа и радиометра

Fig. 2. Comparison of wind speed values by the reanalysis and the radiometer data

Выполнена оценка качества ветра реанализа по данным радиометра AMSR2. Для района 20°з.д. – 55°в.д. и 60–81° с.ш. за период с 9–13 февраля со-

Затем был выполнен численный эксперимент с волновой моделью SWAN. Для акватории Атлантического океана и Баренцева моря рассчитаны пара-



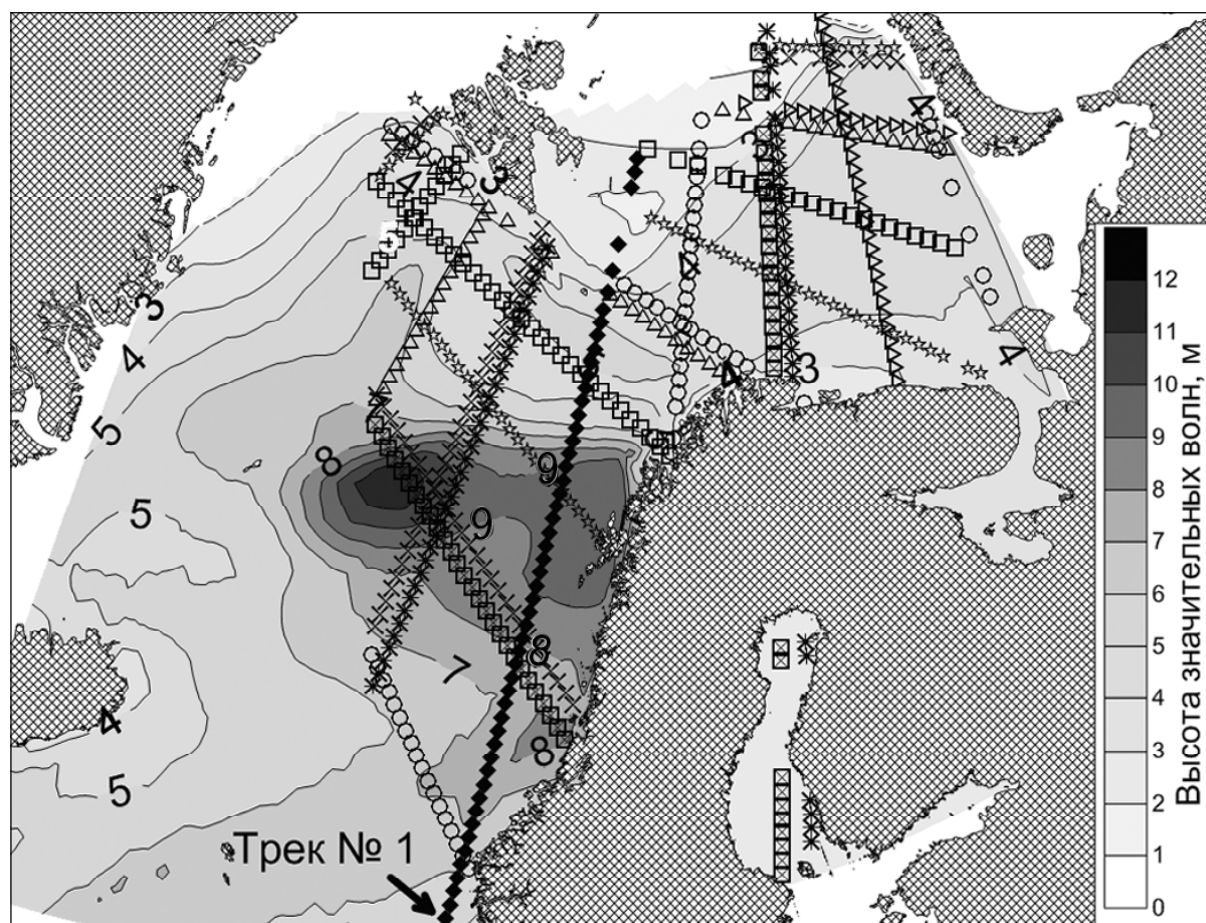


Рис. 3. Высота значительных волн 11.02.2015 в 00:00 по модели SWAN (изолинии) и положение треков альтиметра

Fig. 3. Significant wave heights on 11.02.2015 at 00:00 after the SWAN model (isolines) and the altimeter tracks position

метры ветровых волн. Модель запущена с 1 февраля, чтобы сформировалось поле волнения, близкое к реальному на момент начала действия исследуемого циклона. Выходные поля волнения были получены с шагом 3 ч. На рис. 3 представлено поле высоты значительных волн на 00:00 11 февраля 2015 г. Максимальная высота значительных волн доходила до 12 м.

Далее по аналогии с оценкой качества поля ветра были сопоставлены высоты волн по данным модели и по данным альтиметра AltiKa для района  $0-55^{\circ}$  в.д.  $55-80^{\circ}$  с.ш. за период 10–13 февраля. Всего получено 900 пар для сравнения. На рис. 4 представлена диаграмма рассеяния высоты значительных волн. В целом величины хорошо согласованы, корреляция составляет 0,91, а среднеквадратическое отклонение 1,08. По плотности распределения точек видно, что максимальная плотность вытянута вдоль биссектрисы, это свидетельствует о том, что преобладают точки с небольшой ошибкой, а систематическая ошибка отсутствует.

Кроме того, проведено сопоставление высоты волн вдоль треков альтиметра. На

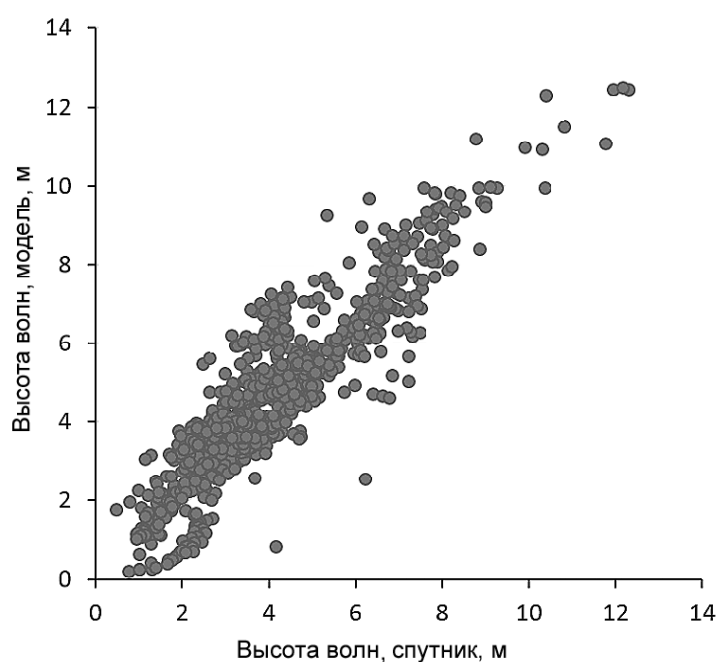


Рис. 4. Сравнение высоты значительных волн по данным моделирования и спутника

Fig. 4. Correlation of simulated significant wave heights with satellite data

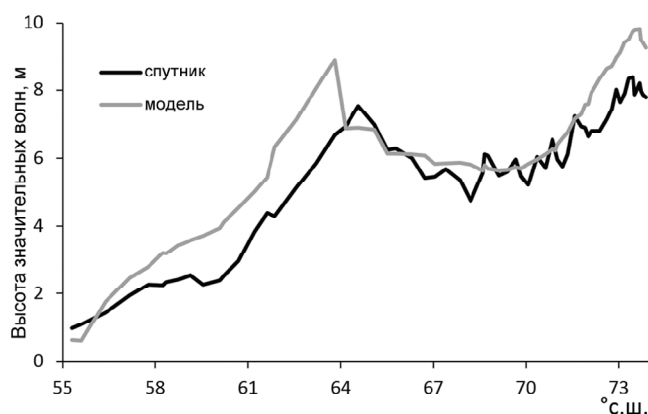


Рис. 5. Сравнение высоты значительных волн 11.01.2015 в 18:46 вдоль трека по данным моделирования и альтиметра

Fig. 5. Comparison of significant wave heights on 11.01.2015 at 18:46 along the track according to modeling results and altimeter data

рис. 5 представлен трек № 1, проходивший через циклон (рис. 3), в котором зафиксирована высота волн более 8 м. В целом видно, что модель вполне успешно воспроизводит параметры волн.

**Благодарности.** Расчеты параметров ветра и волнения выполнены С.А. Мысленковым за счет гранта РНФ (проект № 14-37-00038). Сопоставление результатов моделирования со спутниковыми данными выполнено П.А. Голубкиным, Е.В. Заболотских за счет гранта РНФ (проект № 16-17-00122).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 280 с.

Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М. и др. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // Арктика: экология и экономика. 2014. № 1(13). С. 57–73.

Дымов В.И., Пасечник Т.А., Лавренов И.В. и др. Сопоставление результатов расчетов по современным моделям ветрового волнения с данными натурных измерений // Метеорология и гидрология. 2004. № 7. С. 87–94.

Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Тр. Гос. океанографического института. 2014. Т. 215. С. 90–101.

Мысленков С.А., Архипкин В.С., Колтерманн К.П. Оценка высоты волн зыби в Баренцевом и Белом морях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015а. № 5. С. 59–66.

Мысленков С.А., Платонов В.С., Торопов П.А., Шестакова А.А. Моделирование штормового волнения в Баренцевом море // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015б. № 6. С. 65–75.

Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях: Науч.-метод. пособие / Под ред. Е.С. Нестерова. М.: Исслед. группа «Социальные науки», 2013. 295 с.

Справочные данные по режиму ветра и волнения Баренцева, Охотского и Каспийского морей. СПб.: Российский морской регистр судоходства, 2003. 213 с.

Суркова Г.В., Соколова Л.А., Чичев А.Р. Многолетний режим экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом и Карском морях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 5. С. 54–59.

## Выводы:

– результаты сравнения скорости ветра из реанализа со скоростью ветра по данным радиометра AMSR2 показали, что в целом величины хорошо согласуются, коэффициент корреляции составляет 0,83, систематическая ошибка – 0,63 м/с, среднеквадратическое отклонение – 3,13 м/с. Максимальная плотность распределения точек вытянута вдоль биссектрисы, что говорит о преобладании точек с небольшой среднеквадратической и систематической ошибкой. Однако при скорости ветра 25–30 м/с реанализ занижает скорость ветра на 2–5 м/с;

– модель SWAN воспроизводит высоту волн при прохождении зимнего циклона вполне успешно, коэффициент корреляции составляет 0,91, а среднеквадратическое отклонение – 1,08;

– расчет волнения по данным о ветре из реанализа для интенсивного циклона получился успешным, несмотря на занижение скорости ветра. Это связано с хорошим воспроизведением поля ветра в общем для района и близкими к действительности значениями переданной от ветра энергии, поэтому поле волн также воспроизводится адекватно.

Торопов П.А. Оценка качества воспроизведения моделями общей циркуляции атмосферы климата Восточно-Европейской равнины // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 5–21.

Arctic Syntool. URL: <http://arctic.solab.rshu.ru> (Accessed: 11.04.2015).

Chen F, von Storch H. Trends and variability of North Pacific Polar Lows // Advances in Meteorology. 2013. Article ID 170387. 11 p.

CISL Research Data Archive. URL: <http://rda.ucar.edu> (Accessed: 11.04.2015).

Ebuchi N. Evaluation of wind speed globally observed by amsr2 on geom-w1 // IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2014. P. 3902–3905.

Gusdal Y, Carrasco A, Furevik B.R., Sætra Ø. Validation of the operational wave model WAM and SWAN // Oceanography. 2009. Rep. 18. 28 p.

Jayaram C., Bansal S., Krishnaveni A.S. et al. Evaluation of SAR-AL/AltiKa Measured Significant Wave Height and Wind Speed in the Indian Ocean Region // J. Indian Soc. Rem. Sens. 2016. Vol. 44, iss. 2. P. 225–231.

Kislov A., Matveeva T. An extreme value analysis of wind speed over the European and Siberian Parts of Arctic Region // Atmospher. and Climate Sci. 2016. Vol. 6. P. 205–223.

Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // J. Climate. 2014. Vol. 27. P. 2588–2606.

Reistad M., Breivik O., Haakenstad H. et al. A high-resolution hindcast of wind and waves for the North Sea, the Norwegian Sea and the Barents Sea // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C05019.

Saha S., Moorthi S., Wu X. et al. The NCEP Climate Forecast System version 2 // J. Climate. 2014. Vol. 27(6). P. 2185–2208.

SWAN Technical Documentation, SWAN Cycle III version 40.51A. Vol. 98. Delft: University of Technology, 2007.

Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B. GCOM-W1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind speeds for the extratropical cyclones over the North Atlantic // Remote Sensing of Environment. 2014. Vol. 147. P. 89–98. DOI: 10.1016/j.rse.2014.02.016.

Zabolotskikh E., Mitnik L., Reul N., Chapron B. New possibilities for geophysical parameter retrievals opened by GCOM-W1 AMSR2 // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 2015. Iss. 99. P. 1–14. DOI: 10.1109/JSTARS.2015.2416514.

Поступила в редакцию 14.06.2016  
Принята к публикации 26.07.2016

S.A. Myslenkov<sup>1</sup>, P.A. Golubkin<sup>2</sup>, E.V. Zabolotskikh<sup>3</sup>

# EVALUATION OF WAVE MODEL IN THE BARENTS SEA UNDER WINTER CYCLONE CONDITIONS

A winter cyclone that crossed the Barents Sea on 10–15 February, 2015, was studied. The wind speed was 30 m/s and wave heights reached 12 m (satellite measurements). The wind waves modeling during the cyclone was made using the SWAN model and NCEP/CFSR wind data. Wind speed values from reanalysis are validated by comparing with AMSR2 microwave radiometer wind data. The wave data from the AltiKa altimeter were used for wave model validation. In general wave heights are well modeled with the RMSE=1 m and the correlation = 0.9. The reanalysis wind speed is underestimated by 0.63 m/s on the average.

**Key words:** wind waves, wave modeling, SWAN, CFSR, AMSR2, ASCAT, AltiKa, the Barents Sea.

**Acknowledgements.** The wind wave modeling made by S.A. Myslenkov was financially supported by the Russian Science Foundation (project 14-37-00038). Comparing model results with the satellite data made by P.A. Golubkin and E.V. Zabolotskikh was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 16-17-00122).

## REFERENCES

- Arctic Syntool. URL: <http://arctic.solab.rshu.ru> (Accessed: 11.04.2015).
- Chen F., von Storch H. Trends and variability of North Pacific Polar Lows // Advances in Meteorology. 2013. Article ID 170387. 11 p.
- CISL Research Data Archive. URL: <http://rda.ucar.edu> (Accessed: 11.04.2015).
- Gidrometeorologija i gidrohimija morej SSSR. T. 1. Barentsevo more. Vyp. 1. Gidrometeorologicheskie uslovija [Hydrometeorology and hydrochemistry of seas of the USSR], Leningrad: Gidrometizdat, 1990, 280 p. (in Russian).
- Gusdal Y., Carrasco A., Furevik B.R., Sætra Ø. Validation of the operational wave model WAM and SWAN // Oceanography. 2009. Rep. 18. 28 p.
- Dianskij N.A., Fomin V.V., Kabatchenko I.M. i dr. Vospromozhdenie cirkuljacii Karskogo i Pechorskogo morej s pomoshh'ju sistemy operativnogo diagnoza i prognoza morskoy dinamiki [Simulation of circulation of the Kara and Pechora Seas through the system of express diagnosis and prognosis of marine dynamics], Arktika: jekologija i jekonomika, 2014, no 1(13), pp. 57–73 (in Russian).
- Dymov V.I., Pasechnik T.A., Lavrenov I.V. i dr. Sopotavlenie rezul'tatov raschetov po sovremennym modeljam vetrovogo volnenija s dannymi naturnyh izmerenij [Comparison of modern wind-wave model results with field measurements], Meteorologija i gidrologija, 2004, no 7, pp. 87–94 (in Russian).
- Ebuchi N. Evaluation of wind speed globally observed by amsr2 on gcom-w1 // IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2014. P. 3902–3905.
- Jayaram C., Bansal S., Krishnaveni A.S. et al. Evaluation of SAR-AL/AltiKa measured significant Wave height and wind speed in the Indian Ocean Region // J. Indian Soc. Rem. Sens. 2016. Vol. 44, iss. 2. P. 225–231.
- Kislov A., Matveeva T. An extreme value analysis of wind speed over the European and Siberian Parts of Arctic Region // Atmospher. and Climate Sci. 2016. Vol. 6. P. 205–223.
- Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // J. Climate. 2014. Vol. 27. P. 2588–2606.
- Myslenkov S.A., Arkhipkin V.S., Koltermann P.K. Ocenka vysoty voln zybi v Barencevom i Belom morjah [Estimation of the height of swell in the White and Barents seas], Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5, Geografija, 2015, no 5, pp. 59–66 (in Russian).
- Myslenkov S.A., Platonov V.S., Toropov P.A., Shestakova A.A. Modelirovanie shtormovogo volnenija v Barencevom more [Simulation of storm waves in the Barents sea], Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5, Geografija, 2015, no 6, pp. 65–75 (in Russian).
- Reistad M., Breivik O., Haakenstad H. et al. A high-resolution hindcast of wind and waves for the North Sea, the Norwegian Sea and the Barents Sea // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C05019.
- Rezhim, diagnoz i prognoz vetrovogo volnenija v okeanah i morjah: Nauch.-metod. posobie / Pod red. E.S. Nesterova [Climate, analysis and forecast of wind waves in the oceans and seas: scientific method. Allowance / Ed. E.S. Nesterov], Moscow, Issled. gruppа «Social'nye nauki», 2013, 295 p. (in Russian).
- Saha S., Moorthi S., Wu X. et al. The NCEP Climate Forecast System version 2 // J. Climate. 2014. Vol. 27(6). P. 2185–2208.
- Spravochnye dannye po rezhimu vetra i volnenija Barenceva, Ohotskogo i Kaspijskogo morej [Reference data of wind and waves climate of the Barents, Okhotsk Sea and Caspian Sea], SPb., ossijskij morskoy registr sudohodstva, 2003, 213 p. (in Russian).

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Oceanology, Senior Scientific Researcher; e-mail: stasocan@gmail.com

<sup>2</sup> Russian State Hydrometeorological University, Satellite Oceanography Laboratory, Junior Scientific Researcher; e-mail: pgolubkin@rshu.ru

<sup>3</sup> Russian State Hydrometeorological University, Satellite Oceanography Laboratory, Leading Scientific Researcher, PhD. in Phys-Mat. Sc.; e-mail: liza@rshu.ru

*Surkova G.V., Sokolova L.A., Chichev A.R.* Mnogoletnij rezhim jekstremal'nyh znachenij skorosti vetra v Barencevom i Karskom morjah [Long-term regime of extreme winds in the Barents and Kara seas], *Vestnik Moskovskogo universiteta, Ser. 5, Geografija*, 2015, no 5, pp. 53–58 (in Russian).

SWAN Technical documentation, SWAN Cycle III version 40.51A. Vol. 98. Delft: University of Technology, 2007.

*Toropov P.A.* Ocenka kachestva vosproizvedenija modeljami obshhej cirkuljacii atmosfery klimata Vostochno-Evropejskoj ravniny [Estimation of quality of simulation by atmospheric general circulation models of climate in the East European plain], *Meteorologija i gidrologija*, 2005, no 5, pp. 5–21 (in Russian).

*Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B.* GCOM-W1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind speeds for the extratropical cyclones

over the North Atlantic // *Remote Sensing of Environment*. 2014. Vol. 147. P. 89–98. DOI: 10.1016/j.rse.2014.02.016.

*Zabolotskikh E., Mitnik L., Reul N., Chapron B.* New possibilities for geophysical parameter retrievals opened by GCOM-W1 AMSR2 // *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 2015. Iss. 99. P. 1–14. DOI: 10.1109/JSTARS.2015.2416514.

*Zelen'ko A.A., Strukov B.S., Resnjanskij Ju.D., Martynov S.L.* Sistema prognozirovaniya vetrovogo volnenija v Mirovom okeane i morjah Rossii [The forecast system of wind waves in the oceans and seas of Russia], *Tr. gos. okeanograficheskogo instituta*, 2014, t. 215, pp. 90–101 (in Russian).

Received 14.06.2016

Accepted 26.07.2016

УДК 525.623

А.Т. Кондрин<sup>1</sup>**ФОРМИРОВАНИЕ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В БЕЛОМ МОРЕ**

Рассмотрены характеристики и особенности формирования штормовых нагонов в Белом море на основании данных наблюдений на станциях, расположенных в Горле, Двинской Губе, Кандалакшском заливе и на Соловецком архипелаге.

Установлено, что в ряде случаев проходящие циклоны генерируют в Баренцевом море барическую волну, которая проникает в Белое море и индуцирует нагон. Гребень нагонной волны сначала проходит станцию Сосновец, примерно через 7 ч. – Северодвинск, еще через 2 ч. – Соловки. Наибольшая высота нагонной волны (0,9 м) наблюдалась 12 декабря 2013 г. При отсутствии существенного ветрового воздействия в акватории Белого моря высота нагона при прохождении волны практически не изменяется.

Ветровое воздействие приводит к трансформации волновых нагонов. Нагон может быть образован действием ветра без участия волновой составляющей. В наибольшей степени ветровой фактор проявился в Двинской губе, где 6 ноября 2010 г. произошел наибольший из рассмотренных здесь нагон (1,08 м в Северодвинске и 1,22 м на станции Соломбала). Этот нагон, при северо-западном ветре, возник сначала в Двинской губе, а затем достиг других частей моря.

В большинстве рассмотренных случаев вклад сил давления был основным. При этом на станции Сосновец, как правило, имела место высокая отрицательная корреляция (–0,8) между среднесуточными значениями приземного давления атмосферы и остаточного уровня моря. Лишь во время максимального ветрового нагона в Двинской губе 6 ноября 2010 г. вклад сил давления был относительно невелик. Ветровая составляющая при этом была наибольшей – 56%. Перед нагоном, как правило, наблюдался сгон. Самый значительный из них произошел 27 ноября 2013 г., когда на станции Северодвинск остаточный уровень моря (ОУМ) опустился ниже среднего значения на 0,54 м. Перепад ОУМ в этом случае был равен 1,35 м, что сопоставимо с величиной прилива.

*Ключевые слова:* остаточный уровень моря, статическая реакция уровня моря, уединенная нагонная волна, относительный вклад сил давления и ветра, синоптические условия, Белое море.

**Введение.** Рассмотрены штормовые нагоны в Белом море на основании данных наблюдений на четырех водомерных постах, расположенных в Горле, Двинской Губе, Кандалакшском заливе и на Соловецком архипелаге.

Штормовые нагоны в Белом море возникают главным образом при прохождении западных циклонов, сформированных на Арктическом и Полярном климатических фронтах. Повторяемость таких циклонов, по данным более ранних исследований, составляет 88% [Filatov et al., 2005]. Штормовые нагоны возникают в результате действия трех факторов: изменений атмосферного давления, вызывающих статическую реакцию уровня моря согласно закону «обратного барометра»; динамического воздействия на морскую воду движущихся барических систем и непосредственно ветрового воздействия. Атмосферные факторы всегда действуют совместно, тем не менее, в зависимости от барической ситуации, тот или иной фактор может преобладать. В работе автора [Кондрин, 2015] на основании данных наблюдений на Беломорской биологической станции МГУ имени М.В. Ломоносова (ББС) в Кандалакшском заливе описаны три основных типа нагонов: барические, представляющие собой статическую реакцию уровня моря на достаточно продолжительное понижение приземного давления ат-

мосферы (ПДА); ветровые, возникающие в результате действия нагонного ветра; волновые, индуцированные барической волной, пришедшей из Баренцева моря.

В статье на основании данных наблюдений на 4 водомерных постах рассмотрены колебания остаточного уровня моря (ОУМ) в синоптическом временном масштабе, что позволило более углубленно изучить характеристики и особенности формирования штормовых нагонов в различных синоптических ситуациях. При этом дана оценка относительной роли основных метеорологических факторов, таких, как колебания атмосферного давления и ветровое воздействие.

**Материалы и методы исследований.** Для интерпретации результатов наблюдений применялись некоторые приближенные теоретические оценки.

Динамическая реакция океана на колебания атмосферного давления при прохождении барических систем оценивается с помощью формулы Proudman [Proudman, 1953]

$$\mu = \frac{\Delta\zeta}{\Delta\zeta_0} = \frac{1}{1 - U^2 / gH}, \quad (1)$$

где  $\Delta\zeta_0$  – равновесное статическое возвышение уровня,  $\Delta\zeta_0 = -\Delta P_a / \rho g$ ,  $\Delta P_a$  – изменение атмосферного давления, рассчитываемое как разность сред-

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра океанологии, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: altkondr@gmail.com

немесячного ПДА и ПДА в центре циклона;  $\Delta\zeta$  – возвышение уровня, вызванное движущейся барической системой;  $\rho$  – плотность воды;  $U$  – скорость перемещения атмосферного возмущения;  $H$  – глубина моря;  $\mu$  – безразмерный коэффициент динамической реакции океана, учитывающий эффект движения барической системы. Для акватории Белого моря при применении формулы (1) в качестве характерной глубины ( $H$ ) принимается значение 50 м, так как станции Сосновец, Северодвинск и Соловки расположены в менее глубокой части моря по сравнению с западной частью Бассейна и Кандалакшским заливом. Для Баренцева моря в качестве характерной глубины принято значение 200 м.

Изменение высоты нагонной волны при выходе на мелководье оценивалось при помощи приближенного соотношения [Lacombe, 1965]

$$\frac{h^4}{h_0^4} = \frac{H_0}{H}, \quad (2)$$

где  $H_0$  и  $h_0$  – исходные значения глубины и высоты волны,  $H$  и  $h$  – соответствующие значения на мелководье. Формула (2) применялась для Воронки Белого моря при  $H_0 = 200$  м и  $H = 30$  м.

Для оценки скорости приземного ветра использована формула [Рабинович, 1993]:

$$W = kW_g = \frac{k}{\rho_a f} \left( \frac{\Delta P_a}{L} \right), \quad (3)$$

где  $W_g$  – геострофический ветер;  $k \approx 0,7$  – коэффициент, обусловленный приземным трением;  $\rho_a \approx 1,25 \text{ кг/м}^3$  – плотность воздуха;  $f$  – параметр Кориолиса;  $L$  – расстояние, соответствующее перепаду давления  $\Delta P_a$ . Отметим, что скорость ветра, рассчитанная по формуле (3), на основании данных, снятых с карт ПДА [http://www.wetterzentrale.de], вполне удовлетворительно согласуется по величине и направлению с данными измерений на станции Сосновец.

Оценка влияния ветра основана на уравнении [Bowden, 1983]:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = C \frac{\tau}{\rho g H},$$

где  $\zeta$  – возмущение уровня,  $\rho$  – плотность морской воды,  $H$  – глубина,  $\tau$  – касательное напряжение ветра на поверхности моря. В работе использованы значения  $\tau$  из работы [Bowden, 1983], полученные многими авторами над морской поверхностью в условиях нейтральной стратификации. Это уравнение выведено для узкого и вытянутого канала, закрытого с одной стороны, если касательное напряжение ветра направлено вдоль его оси. Однако оно вполне применимо при северо-западном ветре для заливов произвольной формы, таких, как Воронка и Двинская губа, оси которых ориентированы с юго-востока на северо-запад. Используя последнее уравнение при ветровом разгоне в направлении оси залива  $\Delta x$ , можно записать

$$\Delta \zeta_w = C \Delta x \frac{\tau}{\rho g H}, \quad (4)$$

где  $\Delta \zeta_w$  – возмущение уровня, вызванное действием ветра. Для глубины 50 м и более значение этого коэффициента принимается равным 1. При оценке ветрового нагона в Двинской губе при действии северо-западного ветра в качестве разгона  $\Delta x$  принимается расстояние вдоль оси залива на северо-запад до побережья Кольского п-ова, равное 250 км, средняя глубина по этой линии составляет около 50 м. Для Воронки Белого моря при северо-западном ветре вдоль побережья Кольского п-ова величина  $\Delta x$  принимается равной 700 км, а глубина – 200 м.

В работе использованы данные наблюдений на станциях Сосновец, Северодвинск, Соломбала и Соловки, а также на ББС. Приливные колебания получены путем гармонического анализа данных наблюдений над уровнем с помощью метода наименьших квадратов [Pawlowicz et al., 2002; Кондрин, Пантюлин, 2010]. Для получения ОУМ приливная составляющая вычитается из данных наблюдений. Полученные таким образом временные ряды содержат незначительные колебания на приливных частотах. Для полного исключения колебаний на приливных частотах был применен фильтр Баттерворта с частотой среза 0,04 ц/ч, соответствующей периоду 25 ч. [Кондрин, 2012; Emery, Thompson, 2001]. Повышения и понижения ОУМ во время нагонов и сгонов, а также изменения ПДА приведены относительно среднемесячных значений.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Западные циклоны, проходящие над акваторией Баренцева моря.** Нагон 16–18 августа 2010 г. был вызван достаточно глубоким циклоном западного типа, центр которого (995–975 ГПа) со скоростью не более 20 км/ч перемещался из центральной части Баренцева моря в северо-восточном направлении к Новой Земле. При прохождении циклона понижение ПДА составило 22 ГПа. Циклон был малоподвижен 16, 17 и 18 августа и медленно смещался на юго-восток вблизи Новой Земли, следовательно, повышение ОУМ в Баренцевом море, вызвавшее нагонную волну, было связано со статической реакцией моря на понижение ПДА согласно закону «обратного барометра». При входе в Воронку Белого моря высота этой волны возросла до 0,39 м. Согласно наблюдениям на станции Сосновец наибольшая высота нагона 0,41 м была достигнута 16 августа в 23:00, а на станции Соловки через 9 ч. – 17 августа в 08:00. Однако здесь высота нагона уменьшилась до 0,26 м в результате действия сгонного ветра. Наиболее длительный нагон наблюдался на станции Северодвинск, где уровень начал расти 15 августа и к 13:00 16 августа достиг высоты 0,4 м, т.е. раньше, чем на станции Сосновец, и оставался вблизи этого значения до 18 августа, причем 18 августа в 15:00 высота ОУМ достигла 0,43 м. По-видимому, продолжительность этого нагона в Двинской губе объясняется действием ветра. Дей-

ствительно, с 16 по 18 августа над акваторией Белого моря преобладал сильный ветер западных румбов со скоростью около 10 м/с, что подтверждается измерениями на ББС, где временами порывы ветра достигали 13 и даже 18 м/с.

На всех трех станциях перед нагоном наблюдался сгон, причем наибольшее понижение ОУМ (до  $-0,27$ ) м отмечено на станции Соловки 15 августа. Статическое повышение уровня в Белом море в эти дни не происходило, так как ПДА оставалось на уровне среднемесячного значения (1012 ГПа) с небольшими отклонениями около этой величины. Во время этого нагона отмечена сильная отрицательная корреляция между среднесуточными значениями ПДА в Баренцевом море и ОУМ на станциях Сосновец ( $R_{БРМ} = -0,84$ ) и Соловки ( $R_{БРМ} = -0,8$ ). Здесь и далее  $R_{БРМ}$  ( $R_{БЛМ}$ ) – коэффициент корреляции между среднесуточными значениями ПДА в центральной части Баренцева (Белого) моря и ОУМ на соответствующей станции. Итак, рассматриваемый нагон был индуцирован волной, возникшей в Баренцевом море в результате действия сил давления. На станции Соловки и особенно в Двинской губе характеристики нагона отражают влияние ветра. На станции Сосновец высота подъема ОУМ в основном определялась нагонной волной.

Нагон 12 декабря 2013 г. (рис. 1) возник при прохождении глубокого западного циклона над акваторией Баренцева моря. Его центр (960 ГПа) 12 декабря находился в западной части Баренцева моря, 13 декабря переместился в Печорское море (965 ГПа). При скорости движения около 40 км/ч и перепаде ПДА около 38 ГПа этот циклон в результате действия сил давления генерировал в Баренцевом море нагонную волну высотой 0,4 м. При входе в Воронку Белого моря за счет уменьшения глубины высота волны возросла до 0,71 м. Северо-западный ветер вдоль побережья

Кольского п-ова (от 15 до 20 м/с) привел к повышению ОУМ приблизительно на 0,25 м. Таким образом, теоретическая оценка дает величину нагона 96 см.

На станции Сосновец 12 декабря в 13:00 наблюдался подъем ОУМ на 0,9 м, на станции Северодвинск – 0,86 м (20:00) и на станции Соловки – 0,9 м (22:00). По мере распространения в Белом море высота нагонной волны практически не изменялась. Нагон был полностью индуцирован волной из Баренцева моря. Это предположение подтверждается высокой отрицательной корреляцией между среднесуточными значениями ПДА в Баренцевом море и ОУМ на станции Сосновец ( $R_{БРМ} = -0,77$ ).

Перед описываемым нагоном наблюдался сильный сгон. Например, на станции Северодвинск 11 декабря в 16:00 ОУМ опустился ниже среднего значения на 0,45 м. Затем ОУМ быстро возрастал и в течение 28 ч. достиг наивысшей отметки 0,86 м (12 декабря в 20:00). Таким образом, перепад уровня составил 1,31 м.

Приведенные выше результаты подтверждают, что в ряде случаев циклоны, проходящие над акваторией Баренцева моря, генерируют барическую волну, которая затем проникает в Белое море и индуцирует нагон [Инжебейкин, 2003].

Нагон 23–24 апреля 2014 г. был вызван средним по глубине циклоном, центр которого (990–985 ГПа) 22 апреля находился в западной части Баренцева моря, а 23 апреля переместился в район Югорского п-ова. Скорость движения этой барической системы составила около 52 км/ч, а перепад ПДА – 15 ГПа, что соответствует статическому повышению ОУМ на 0,15 м. С учетом динамического эффекта ( $\mu = 1,12$ ) силы давления создали в Баренцевом море нагонную волну высотой 0,17 м. В Воронке ее высота возросла до 0,3 м. В результате действия северо-западного ветра (15 м/с) вдоль

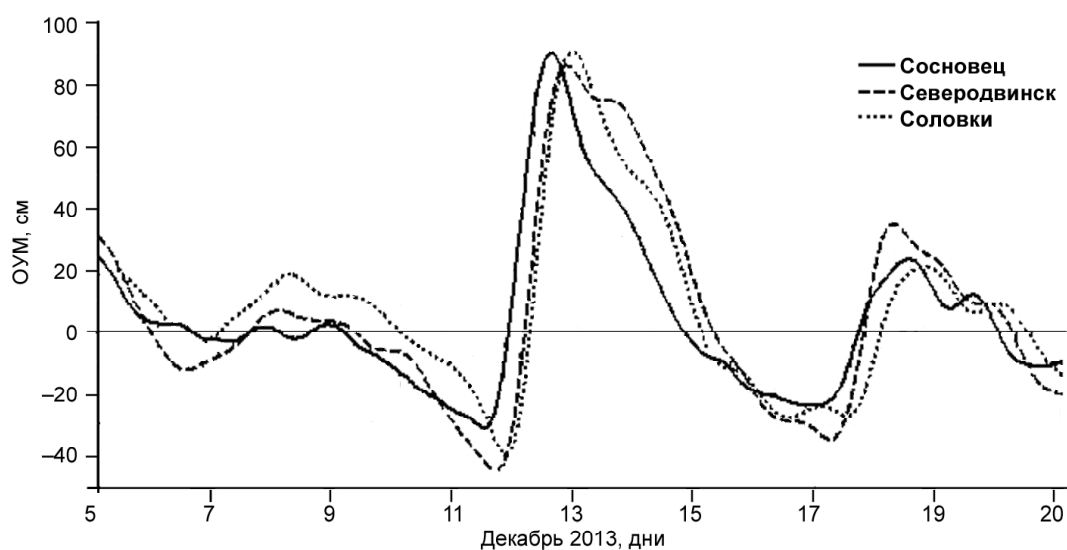


Рис. 1. Волновой нагон 12 декабря 2013 г. Здесь и на других рисунках по оси ординат – отклонение ОУМ от среднемесячного значения в см

Fig. 1. The wave surge of December 12, 2013. Here, as well as in other figures, the deviation of residual sea level (cm) from the monthly mean value is plotted on the Y-axis

побережья Кольского п-ова высота этой волны, согласно уравнению (4), возросла до 0,48 м. В Белом море 22 апреля 2014 г. дул западный ветер (12 м/с), способствовавший притоку воды к Горлу и в Двинскую губу. На станции Сосновец в горле Белого моря 23 апреля в 19:00 зафиксирован максимум нагона (0,7 м), который достиг станции Северодвинск 24 апреля в 02:00 (0,67 м), а станции Соловки – в 04:00 того же дня (0,47 м). Можно сделать вывод, что рассматриваемый нагон был индуцирован волной, возникшей в Баренцевом море в результате действия движущегося циклона, усиленной действием нагонного ветра и проникшей затем в Белое море. В Горле Белого моря и Двинской губе высота этого нагона возросла в результате действия западного ветра. На станции Соловки высота нагона полностью определялась пришедшей из Баренцева моря волной. Вклад сил давления в данном случае составил от 43% на станции Сосновец до 64% на станции Соловки. Значимая корреляция между колебаниями ПДА и ОУМ отсутствовала из-за активной роли ветрового фактора.

Нагон 6 ноября 2010 г. (рис. 2) был вызван глубоким циклоном западного типа, который 4–6 ноября перемещался над южной частью Баренцева моря в восточном направлении со скоростью около 25 км/час. Центр этого циклона (975 ГПа) 6 ноября находился над Югорским полуостровом, причем Белое море оказалось в его тыловой части, где господствовали сильные нагонные северные и северо-западные ветры со скоростью до 21 м/с. Понижение 5 ноября ПДА на 20 ГПа вызвало в Баренцевом море барическую волну высотой 0,2 м, которая в Воронке Белого моря при выходе на мелководье могла достичь 0,36 м. На станции Сосновец эта волна проявилась 5 ноября в 10:00 перед основным нагоном в виде отдельного максимума.

По данным наблюдений в Северодвинске 6 ноября около 08:00 ОУМ поднялся до 1,08 м относи-

тельно среднемесячного значения, а на станции Соломбала в 10:00 – до 1,22 м. В 12:00 того же дня этот нагон достиг станции Сосновец (0,62 м), а несколько позже – в 14:00 – станции Соловки (0,7 м). Отсюда следует, что этот нагон первоначально сформировался в Двинской губе при преобладающем действии ветрового фактора, а затем распространился в другие части Белого моря.

В Белом море, как отмечено выше, господствовал нагонный северо-западный ветер со скоростью до 21 м/с. При прохождении циклона понижение ПДА над акваторией Белого моря относительно среднемесячного значения составило 28 ГПа, что привело к повышению ОУМ с учетом динамического эффекта ( $\mu = 1,1$ ) на 0,31 м. В результате действия ветра повышение ОУМ для вершины Двинской губы согласно уравнению (4) составило около 0,6 м, что составляет 56% от высоты нагона, полученной на основании данных наблюдений. Отсюда следует, что при формировании описываемого нагона преобладающую роль играл ветровой фактор. Теоретическая оценка превышения ОУМ над средним значением дает величину 0,91 м. По данным наблюдений высота нагона в Северодвинске была на 0,17 м больше. Возможно, это объясняется влиянием волны, пришедшей перед основным нагоном из Баренцева моря и зафиксированной на станции Сосновец. Можно предположить также, что при сильном нагоне существенную роль играет взаимодействие нагона с приливом. Согласно [Bernier, Thompson, 2007], такое взаимодействие может привести к повышению высоты нагона на 0,2 м.

**Циклоны, проходящие над акваторией Белого моря.** Нагон 18 ноября 2013 г. был связан с очень глубоким циклоном, центр которого (955 ГПа) 16 ноября находился на границе Норвежского и Баренцева морей в районе о-ва Медвежий. Перед этим нагоном 16 ноября наблюдался сгон. На станции Северодвинск в 06:00 ОУМ понизился до –0,29 м, а

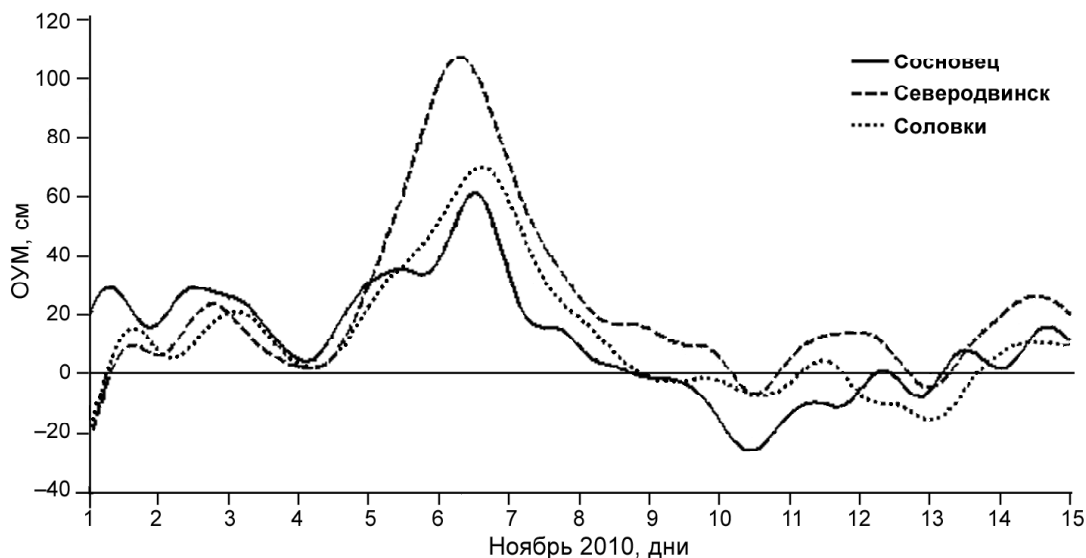


Рис. 2. Ветровой нагон 6 ноября 2010 г.

Fig. 2. The wind surge of November 6, 2010



на станции Соловки в 09:00 – до  $-0,32$  м. Этот сгон был создан довольно сильным юго-западным ветром (около  $15$  м/с), который возник в Белом море на периферии этого циклона. В центральной и восточной частях Баренцева моря этот же циклон создал ветер южных румбов со скоростью до  $20$  м/с, который способствовал притоку воды в восточную половину моря, в том числе и к Воронке Белого моря. В результате в Горле Белого моря отток воды в сторону Воронки под действием юго-западного ветра блокировался притоком воды из Баренцева моря, поэтому сгон на станции Сосновец был минимален.

На периферии этого циклона в северной части Швеции 17 ноября возник еще один центр низкого ПДА ( $970$  ГПа), который с большой скоростью ( $65$  км/ч,  $\mu = 2,0$ ) двигался в юго-восточном направлении и 18 ноября оказался над территорией Республики Коми. При прохождении этого циклона над акваторией Белого моря на всех трех станциях наблюдался быстрый рост ОУМ, связанный с существенным ослаблением сгонного ветра и понижением ПДА (17 ноября на  $28\text{--}30$  ГПа по данным ББС). Таким образом, силы давления привели к повышению уровня на  $0,6$  м, при этом на станции Сосновец  $R_{\text{БЛМ}} = -0,76$ . Максимальная высота уровня была достигнута 18 ноября одновременно (в 03:00) на станции Сосновец ( $0,54$  м) и Северодвинск ( $0,94$  м), а позже (в 09:00) на станции Соловки ( $0,47$  м). Отметим, что перепад ОУМ относительно величины сгона для станции Сосновец составил  $0,68$  м, для станций Соловки и Северодвинск  $-0,79$  и  $1,23$  м, соответственно.

Над Белым морем 18 ноября господствовал северо-западный ветер со скоростью около  $15\text{--}16$  м/с. Согласно расчетам по уравнению (4) для Двинской губы получаем ветровое повышение уровня от  $0,25$  до  $0,3$  м. Суммарная теоретическая высота нагона в результате действия сил давления и ветра в Двинской губе равна  $0,85\text{--}0,9$  м. Повышение ОУМ в результате действия сил давления составило около  $64\%$  от измеренной величины  $0,94$  м ( $R_{\text{БЛМ}} = -0,53$ ). Увеличение высоты нагона в Двинской губе по сравнению с другими станциями произошло в основном в результате действия ветра.

Нагон 29 ноября 2013 г. сформировался в Белом море при прохождении глубокого циклона, центр которого ( $970$  ГПа) 28 ноября находился над Кандалакшским заливом, а 29 ноября – в районе г. Ухта (Республики Коми). Скорость движения этого циклона составила около  $38$  км/ч ( $\mu = 1,29$ ). На ББС 28 ноября зафиксировано понижение ПДА до  $965$  ГПа, следовательно, понижение ПДА относительно среднемесячного значения равно  $32\text{--}33$  ГПа. В Белом море силы давления вызвали повышение ОУМ на  $0,42$  м. На станции Сосновец по данным наблюдений произошло повышение ОУМ до  $0,35$  м (29 ноября около 04:00). На станции Северодвинск высота нагона была значительно больше ( $0,81$  м) и достигла этой величины в 10:00. Увеличение высоты нагона на станции Северодвинск произошло в результате совместного действия сил давления и ветра непосредственно в Белом море. Белое море 29 ноября оказалось в ты-

ловой части циклона, где господствовал сильный нагонный северо-северо-западный ветер со скоростью около  $17$  м/с. На ББС наблюдался северо-западный ветер, порывами до  $20$  м/с. При такой скорости ветра, согласно уравнению (4), подъем ОУМ в вершине Двинской губы мог достигнуть  $0,35$  м ( $43\%$ ). Таким образом, в результате расчетов получена величина ОУМ  $0,77$  м, которая согласуется с данными наблюдений для станции Северодвинск. Вклад сил давления при этом составил  $52\%$ . Сформированный при активной роли ветра нагон в Двинской губе затем достиг станции Соловки, где его максимальная высота ( $0,56$  м) наблюдалась около 13:00. Вклад сил давления здесь оценивается в  $75\%$ .

Перед этим нагоном 27 ноября наблюдался сильный сгон в результате действия юго-западного ветра. Наибольшей величины ( $-0,54$  м) он достиг на станции Северодвинск в 20:00. На станции Сосновец минимум ОУМ ( $-0,33$  м) наблюдался в 11:00, на станции Соловки ( $-0,38$  м) – в 23:00. Таким образом, на станции Северодвинск перепад ОУМ достиг величины  $1,35$  м (рис. 3).

Нагон 24–25 апреля 2010 г. был вызван южным циклоном, который зародился 23 апреля южнее Белого моря в западной части Вологодской области. Его центр ( $985$  ГПа) 24 апреля был расположен на востоке от Горла Белого моря между Двинской и Мезенской губой, а 25 апреля ( $980$  ГПа) – у южной оконечности Новой Земли. Скорость его перемещения в среднем была равна  $40$  км/ч, при которой коэффициент динамического усиления ( $\mu$ ) составил  $1,34$ . При прохождении над акваторией Белого моря этот циклон вызвал снижение ПДА на  $28$  ГПа, что вызвало повышение ОУМ за счет сил давления приблизительно на  $0,38$  м. На станции Сосновец, где 24 апреля в 16:00 произошел подъем ОУМ до  $0,52$  м относительно среднемесячного значения, это повышение выразилось наиболее отчетливо. На двух других станциях этому моменту времени соответствуют характерные изгибы кривой хода ОУМ. Высокая отрицательная корреляция во время нагона между среднесуточными значениями ПДА в Белом море и ОУМ на станции Сосновец ( $R_{\text{БЛМ}} = -0,82$ ) указывает на основную роль сил давления при формировании этого нагона в Горле Белого моря. На станции Северодвинск основной подъем до высоты  $0,62$  м произошел 25 апреля в 09:00 при существенной роли ветрового фактора. Здесь северо-западный ветер со скоростью около  $14$  м/с вызвал дополнительное повышение ОУМ, которое согласно расчетам по уравнению (4) составило  $0,21$  м. Таким образом, теоретическая оценка дает высоту нагона около  $0,58$  м. В Двинской губе в результате действия ветра высота нагона значительно возросла, причем произошла задержка во времени достижения максимума ОУМ, который наблюдался здесь на  $17$  ч. позднее, чем на станции Сосновец. На станции Соловки максимальный подъем ОУМ до  $0,42$  м имел место в 13:00 того же дня, следовательно, сформированный в Двинской губе нагон через  $4$  ч. в ослабленном виде достиг станции Соловки.

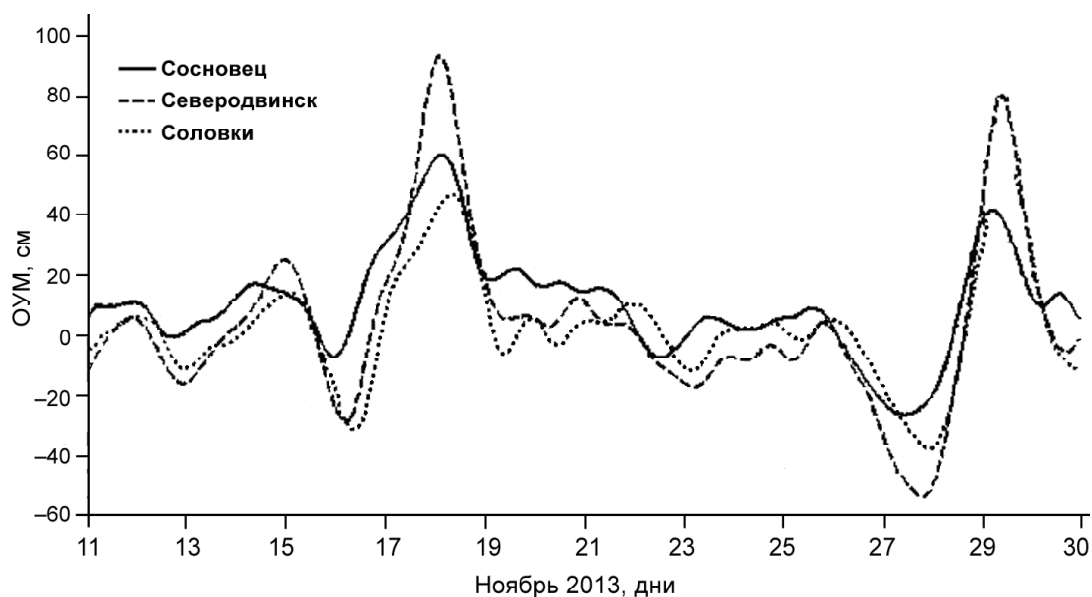


Рис. 3. Колебания ОУМ в ноябре 2013 г.

Fig. 3. The RSL oscillations in November 2013

### Выводы:

– подтверждено, что в ряде случаев циклоны, проходящие над акваторией Баренцева моря, генерируют барическую волну, которая затем проникает в Белое море и индуцирует нагон. Гребень нагонной волны сначала проходит станцию Сосновец, приблизительно через 7 ч. – Северодвинск, еще через 2 ч. – Соловки. В одном из рассмотренных случаев (29 ноября 2013 г.) нагон был связан с приходом в Горло Белого моря барической волны, возникшей в южной части Баренцева моря при прохождении глубокого циклона над акваторией Белого моря;

– высота нагона зависит от глубины циклона и скорости его движения. Наибольшая высота нагонной волны (0,9 м) наблюдалась 12 декабря 2013 г. при прохождении глубокого (960 ГПа) циклона со средней скоростью 40 км/ч над акваторией Баренцева моря;

– при отсутствии существенного ветрового воздействия в акватории Белого моря высота нагона при прохождении волны практически не изменяется. Коэффициент корреляции между среднесуточными значениями ПДА в центральной части Баренцева моря и ОУМ на станции Сосновец во время таких нагонов достигает  $-0,84$ . Такие ситуации возможны, если ко времени прихода нагонной волны Белое море находится вне породившей ее барической системы;

– в большинстве рассмотренных случаев вклад сил давления был основным. В Белом море при его малой средней глубине важную роль играет дина-

мическая составляющая ( $\mu = 1,3-2,0$ ). Лишь во время максимального ветрового нагона в Двинской губе 6 ноября 2010 г. вклад сил давления был относительно невелик;

– ветровое воздействие приводит к существенной трансформации волновых нагонов, которая выражается главным образом в изменениях высоты ОУМ. Когда Белое море оказывается в тыловой части циклона, где господствуют ветры северных румбов, нагон может быть образован воздействием ветра без участия волновой составляющей;

– в наибольшей степени ветровой фактор проявляется в Двинской губе, где 6 ноября 2010 г. отмечен наибольший из рассмотренных в статье ветровой нагон высотой 1,08 м. В зависимости от синоптической ситуации максимум нагона наблюдается в различной последовательности. При северо-западном ветре максимальный нагон формируется сначала в Двинской губе, а затем достигает других частей моря. При северо-восточном ветре повышение ОУМ возникает сначала у юго-западного берега (Соловки);

– перед нагоном в большинстве случаев наблюдался сгон. Самый значительный из них произошел 27 ноября 2013 г., когда на станции Северодвинск ОУМ опустился ниже среднего значения на 0,54 м, 11 декабря также на станции Северодвинск перед нагоном ОУМ опустился на 0,45 м ниже среднего значения. Перепад ОУМ в этих случаях был равен 1,35 и 1,31 м, соответственно, что сопоставимо с величиной прилива.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря. Екатеринбург: Изд-во УРО РАН, 2003. 152 с.
- Кондрин А.Т.* Неприливные колебания уровня моря в районе Беломорской биологической станции МГУ // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 80–85.
- Кондрин А.Т.* Штормовые нагоны в районе Беломорской биологической станции МГУ // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 6. С. 96–107.
- Кондрин А.Т., Пантюлин А.Н.* Приливные колебания уровня в эстуарной системе Великая Салма–Ругозерская губа Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 6. С. 67–72.
- Рабинович А.Б.* Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 325 с.
- Bernier N.B., Thompson K.R.* Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. C06008.
- Bowden K.F.* Physical oceanography of coastal waters. N.Y.: Ellis Horwood Ltd., 1983. 302 p.
- Emery W.J., Thompson R.E.* Data analysis methods in physical oceanography. Amsterdam: Elsevier, 2001. 638 p.
- Filatov N., Pozdnyakov D., Johannessen O.M.* et al. White Sea. Its marine environment and ecosystem dynamics influenced by global change. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 462 p.
- Lacombe H.* Course d'oceanographie physique. Paris: Gauthiers-Villars, 1965. 392 p.
- Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S.* Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE // Compute. and Geoscience. 2002. Vol. 28. P. 929–937.
- Proudman J.* Dynamical Oceanography. London, Methuen, New York: Wiley, 1953, 409 p.

Поступила в редакцию 09.06.2016  
Принята к публикации 26.07.2016

**A.T. Kondrin<sup>1</sup>**

# FORMATION OF STORM SURGES IN THE WHITE SEA

The characteristics and specific features of storm surges formation in the White Sea are investigated basing on the observations at the stations located in the Gorlo (Neck), Dvina Bay, Kandalaksha Bay and on the Solovetsky archipelago.

It was found that in some cases the passing cyclones generate a pressure wave in the Barents Sea that penetrates into the White Sea, and induces the surge. The crest of the surge wave first passes the Sosnowiec station, then in about 7 h the Severodvinsk station and after 2 h more reaches the Solovki. The maximum height of surge wave (0.9 m) was observed on December 12, 2013. In the absence of significant effects of the wind in the White Sea, the height of the surge is practically constant during the passage of the wave.

Wind action results in the transformation of wave surges. The wind factor reached its maximum in the Dvina Bay, where on November 6, 2010, the highest ever surge was recorded (1.08 m at Severodvinsk and 1.22 m at Solombala station). Under the northwesterly wind this surge came first in the Dvina Bay, and then reached other parts of the sea.

In most cases, pressure forces made the major contribution. Herewith, as a rule, there was a high negative correlation (–0.8) between the average daily values of surface atmosphere pressure and the residual sea level at the Sosnowiec station. Only during the maximum wind surge in the Dvina Bay of November 6, 2010 the contribution of pressure forces was relatively small. Wind component in this case was the highest (56%). The down-surge is quite usual phenomenon before the surge. The most significant one was recorded on 27 November, 2013, when the residual sea level fell 0.54 m below average at the Severodvinsk station. The residual level range in this case was 1.35 m, which is comparable with tide magnitude.

*Key words:* residual sea level, sea level static response, solitary surge wave, relative contribution of pressure and wind forces, synoptic conditions, the White Sea.

## REFERENCES

- Bernier N.B., Thompson K.R.* Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. C06008.
- Bowden K.F.* Physical oceanography of coastal waters. N.Y.: Ellis Horwood Ltd., 1983, 302 p.
- Emery W.J., Thompson R.E.* Data analysis methods in physical oceanography. Amsterdam: Elsevier, 2001, 638 p.
- Filatov N., Pozdnyakov D., Johannessen O.M.* et al. White Sea. Its marine environment and ecosystem dynamics influenced by global change. Berlin: Springer-Verlag, 2005, 462 p.
- Inzhebeikin Yu.I.* Kolebaniya urovnya Belogo morya [The White Sea level oscillations], Ekaterinburg, Izdatelstvo Uralskogo otdeleniya RAN, 2003, 152 p. (in Russian).
- Kondrin A.T.* Neprilivnye kolebaniya urovnya morya v rayone Belomorskoy Biologicheskoy stantsii MGU [Non-tidal sea level oscillations in the region of the MSU White Sea Biologic station], Vestnik Moskovskogo Universiteta, seria 5, Geografiya, 2012, no 3, pp. 80–85 (in Russian).
- Kondrin A.T.* Shtormovye nagony v rayone Belomorskoi biologicheskoi stantsii MGU [Storm surges in the vicinity of the

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Oceanology, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; e-mail: altkondr@gmail.com

White Sea biological Station of the Moscow State University], Vestnik Moskovskogo Universiteta, seria 5, Geografiya, 2015, no 6, pp. 96–107 (in Russian).

*Kondrin A.T., Pantiulin A.N.* Prilivnye kolebaniya urovnya v estuarinoy sisteme Velikaya Salma – Rugoserskaya guba Belogo morya [Sea level tidal oscillations in the estuarine system Velikaya Salma – Rugoserskaya guba of the White Sea], Vestnik Moskovskogo Universiteta, seria 5, Geografiya, 2010, no 6, pp. 67–72 (in Russian).

*Lacombe H.* Course d’oceanographie physique. Paris: Gauthiers-Villars, 1965. 392 p.

*Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S.* Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE // Compute. and Geoscience. 2002. Vol. 28. P. 929–937.

*Proudman J.* Dynamical Oceanography. London, Methuen, N.Y.: Wiley, 1953. 409 p.

*Rabinovich A.B.* Dlinnye gravitatsionnye volny v okeane: zakhvat, rezonanse, izlucheniye [Long waves in the ocean: trapping, resonance, emitting]. SPb., Gidrometeoizdat, 1993, 325 p. (in Russian).

Received 09.06.2016

Accepted 26.07.2016

## ГИДРОЛОГИЯ РЕК

УДК 556.535.5

С.А. Агафонова<sup>1</sup>, Н.Л. Фролова<sup>2</sup>, А.Н. Василенко<sup>3</sup>, В.А. Широкова<sup>4</sup>

## ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ И ОПАСНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ НА РЕКАХ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

По данным 74 гидрологических постов на 65 реках охарактеризован ледовый режим за период с 1961 по 2013 г. Исследуемая территория – Арктическая зона европейской части России. Проанализированы даты появления льда, установления ледостава, вскрытия и очищения от льда; продолжительность осеннего и весеннего ледохода, периодов замерзания и очищения от льда, ледостава, периода с ледовыми явлениями, а также характеристики уровня режима (максимальный уровень в период весеннего ледохода, уровень при установлении ледостава и появлении льда) и т.д.

Для оценки ледовой опасности использованы такие показатели, как повторяемость выхода воды на пойму в период весеннего ледохода; повторяемость лет, когда максимальный годовой уровень воды сопровождается ледовыми явлениями; характеристики заторов льда (повторяемость, максимальные уровни воды и их заторные составляющие); продолжительность физической навигации, характеристики периодов замерзания и очищения от льда.

*Ключевые слова:* ледовый режим рек, опасные ледовые явления, изменения климата, заторы льда.

**Введение.** В климатических условиях России безопасность населения и хозяйства нередко лимитирована опасными ледовыми явлениями. Со сроками и продолжительностью ледовых явлений связаны многие виды хозяйственной деятельности. Ледовые явления и процессы приводят к нарушению условий эксплуатации различных объектов (водозаборов, дорог, мостовых переходов и пр.), к повреждению гидротехнических сооружений, ограничивают сроки судоходства на реках. Во многих случаях ледовыми явлениями обусловлены опасные гидрологические процессы, в том числе наводнения. Часто речь идет не об исключительном действии ледовых явлений, а о неблагоприятном сочетании опасных проявлений водного, ледового режима, русловых процессов.

К опасным ледовым явлениям на территории России относятся: образование внутриводного льда и шуги, зажоры, раннее появление льда и установление ледостава при низком уровне воды, наледи, промерзание, низкая толщина и прочность льда в период ледостава, густой ледоход при высоком уровне воды, заторы, навалы льда, позднее вскрытие и очищение при низком уровне воды [Агафонова и др., 2009; Опасные..., 2015; Бузин, 2008; Ashton, 1989].

Исследуемые реки относятся к бассейну Белого и Баренцева морей, в административном отношении – Республика Карелия, Мурманская и Архангельская области (рис. 1). Территория расположена

в пределах субарктического климатического пояса, значительная часть Кольского п-ова и побережье Белого моря относятся к умеренному поясу. Климат территории характеризуется суровой продолжительной зимой и коротким прохладным летом [Геоэкологическое..., 2007].

Крупнейшие реки региона – Онега, Северная Двина, Мезень и Печора; средние – Поной, Варзуга, Сояна, Пеза, Уса, Адзъва, Колва, Сула и др. Характер ледового режима рек зависит от большого числа факторов, среди которых климатические условия, водность рек, величина грунтового питания, скорость течения и т.д. [Донченко, 1987; Hicks и др., 2008]. Для исследуемой территории особенностью ледового режима отдельных участков рек связаны с наличием карста (бассейны рек Кулой, Кепино и др.), истоком из крупных озер (большинство рек Карелии), наличием перекатных участков (реки на Кольском п-ове), для крупных рек – с основным направлением течения. Важная особенность исследуемой территории – зарегулированность большинства средних рек в Карелии и на Кольском п-ове плотинами ГЭС. В результате естественный режим, в том числе ледовый, в пределах отдельных участков нарушен [Агафонова и др., 2006, 2015; Vuglinsky, 2002].

Хозяйственное развитие региона связано преимущественно с разработкой полезных ископаемых. Основные промышленные центры – Мурманск, Кандалакша, Мончегорск, Кировск, Оленегорск, Ковдор,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: sv\_andreevna@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, докт. геогр. н.; e-mail: frolova\_nl@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, студент; e-mail: saiiia24@mail.ru

<sup>4</sup> Институт истории естествознания и техники РАН имени С.И. Вавилова, профессор, докт. геогр. н.; e-mail: shirocova@gmail.com

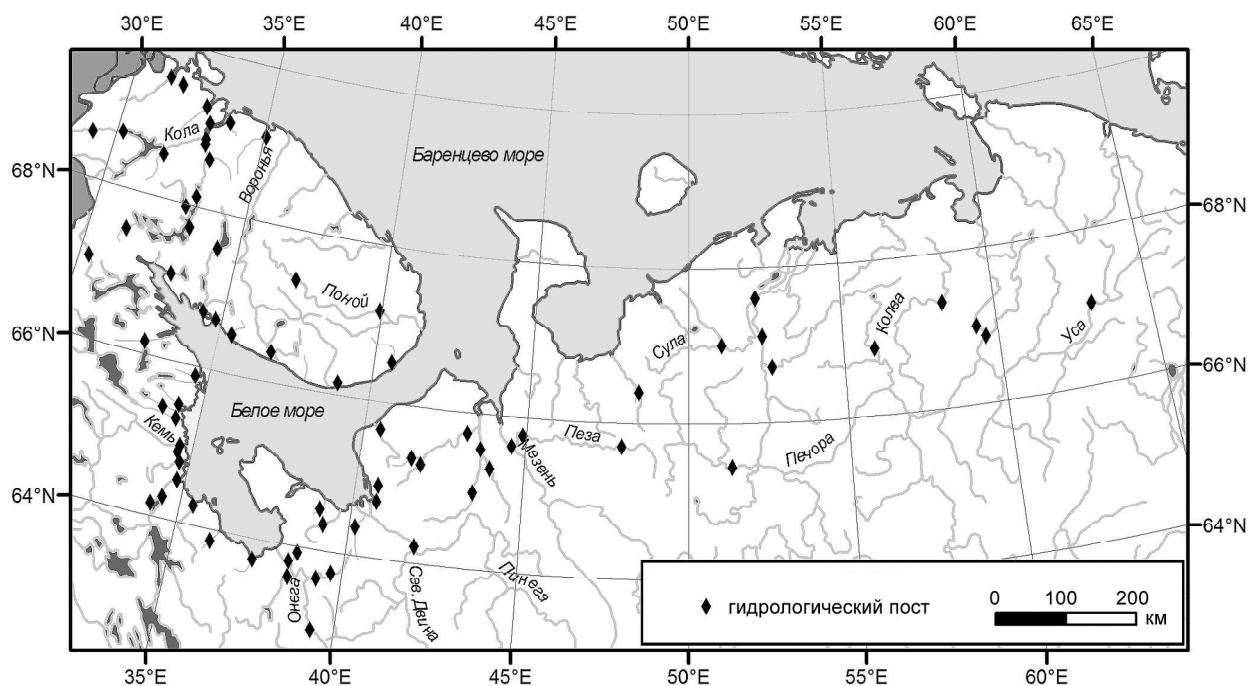


Рис. 1. Схема исследуемой территории

Fig. 1. Study area

Никель, Заполярный, Архангельск, Северодвинск, Новодвинск, Онега и Нарьян-Мар. Основу энергетики составляет Кольская АЭС, многочисленные каскады ГЭС (на реках Нива, Тулома, Ковда, Кемь, Воронья и др.), Кислогубская ПЭС и ТЭЦ. Транспортная инфраструктура представлена морским, речным (Северо-Двинское и Печорское речное пароходство, часть Беломоро-Балтийского канала) и железнодорожным транспортом. Кроме того, существует относительно густая (по сравнению с другими районами Арктики) сеть автомобильных дорог [Геоэкологическое..., 2007]. По р. Печора и притокам осуществляется доставка грузов в рамках Северного завоза, который начинается еще весной, пока реки полноводны. В холодный период года строят зимники, реки в этот период служат ледовыми переправами.

Для арктической зоны европейской территории России (ЕТР) наибольшие затруднения в связи с ледовыми явлениями на реках население и хозяйство испытывают при наводнениях (заторного или зазорного происхождения), при повреждении гидротехнических сооружений во время густого ледохода в случае высокого уровня воды, а также при организации судоходства и ледовых переправ. Исследование ледового режима необходимо для обеспечения безопасности населения и хозяйства в холодный период года. Статистические и картографические обобщения характеристик ледового режима для рек бывшего СССР относятся к 1970–1980 гг. [Гинзбург, 1973; Донченко, 1982, 1987] и должны быть обновлены. Еще актуальнее это для северной части нашей страны, для которой за прошедшие годы накоплен значительный объем информации [Вуглинский, Гронская, 2006].

**Материалы и методы исследований.** Нами использованы данные наблюдений за период 1961–2013 гг. на 74 гидрологических постах (гп), расположенных на 65 реках (рис. 1), среди них 20 рек с площадью водосбора <1000 км<sup>2</sup> и 4 реки (Онега, Северная Двина, Мезень и Печора) с площадью водосбора >50 000 км<sup>2</sup>. К характеристикам ледового режима относятся даты появления льда, установления ледостава, окончания ледостава, вскрытия и очищения ото льда; продолжительность осеннего и весеннего ледохода, периодов замерзания и очищения от льда, ледостава, периода с ледовыми явлениями; характеристики уровня режима (максимальный уровень воды в период весеннего ледохода, уровень воды при установлении ледостава и появлении льда); характеристики заторов (повторяемость, максимальный уровень воды и его заторные составляющие).

Для описания ледового режима рек исследуемой территории потребовалось восстановление коротких рядов данных, которое выполнено методом гидрологической аналогии с использованием информации по створам, расположенным на реках со схожими физико-географическими условиями и характеристиками водосборов. Приведение к многолетнему ряду проводилось для 20 постов, прежде всего для сроков ледовых явлений (появление льда, установление ледостава, окончание ледостава, вскрытие и очищение от льда). Для оценки характеристик ледового режима за современный период выбраны 1981–2010 гг., для оценки современных изменений сравнивались два периода: 1961–1990 и 1991–2013 гг. [Руководство..., 2014].

Характеристиками, позволяющими оценить опасность наводнений в период с ледовыми явлениями

ями, могут служить повторяемость выхода воды на пойму в период весеннего ледохода (образование заторов)  $P_n(\text{лед})$ , %, а также повторяемость лет, когда максимальный годовой уровень воды сопровождается ледовыми явлениями  $P_{H_{\max}}(\text{лед})$ , %. Отметим, что выход воды на пойму не является опасным явлением – обводнение пойменных территорий необходимо для сельскохозяйственных районов. Важно разделять участки, где выход воды на пойму, в том числе в период с ледовыми явлениями, опасен, и участки, где выход воды на пойму необходим и ущерба не приносит. Таким образом, первая характеристика  $P_n(\text{лед})$  служит для оценки опасности ледового режима на локальном уровне. Отметка выхода воды на пойму может быть заменена в отдельных случаях на отметку критического уровня для данного створа. Другая характеристика ( $P_{H_{\max}}(\text{лед})$ ) пригодна для оценки фоновой опасности крупных бассейнов рек, так как отражает особенности гидрологического режима реки в целом [Агафонова и др., 2016].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Лед на реках исследуемой территории появляется в среднем в октябре–первых числах ноября: для рек Уса, Адзья, Колва – в первой декаде октября, для низовьев рек Печора и Мезень, а также для рек Пеза и Пеша и рек на Кольском п-ове – в середине октября, для рек бассейна Белого моря (Онега, Сума, Нюхча и др.) – в первых числах ноября. Средняя продолжительность периода замерзания составляет от 10 сут. для плесовых участков на средних реках до 30–40 сут. для порожистых участков рек на Кольском п-ове и озерных рек в Карелии. Замерзание на средних и больших реках сопровождается шугоходом и ледоходом, на реках в Карелии и на Кольском п-ове – образованием зажоров. Средняя продолжительность осеннего ледохода и шугохода для большинства средних рек составляет около 10 сут. (рис. 2, а).

Изменение характеристик ледового режима в период замерзания в последние годы выражается в смещении сроков появления льда и установлении ледостава в сторону более поздних сроков. Для низовьев бассейна р. Онега смещение составляет неделю для сроков появления льда и около 5 сут. для установления ледостава, для низовьев рек Северная Двина и Мезень – 5 и 10 сут., для рек Печора и Уса – 5 и 7 сут., для рек на Кольском п-ове – 3 и 5 сут. соответственно (рис. 3). Устойчивый значимый тренд к смещению даты появления плавающего льда в сторону календарной зимы (при уровне значимости  $\alpha=5\%$  по

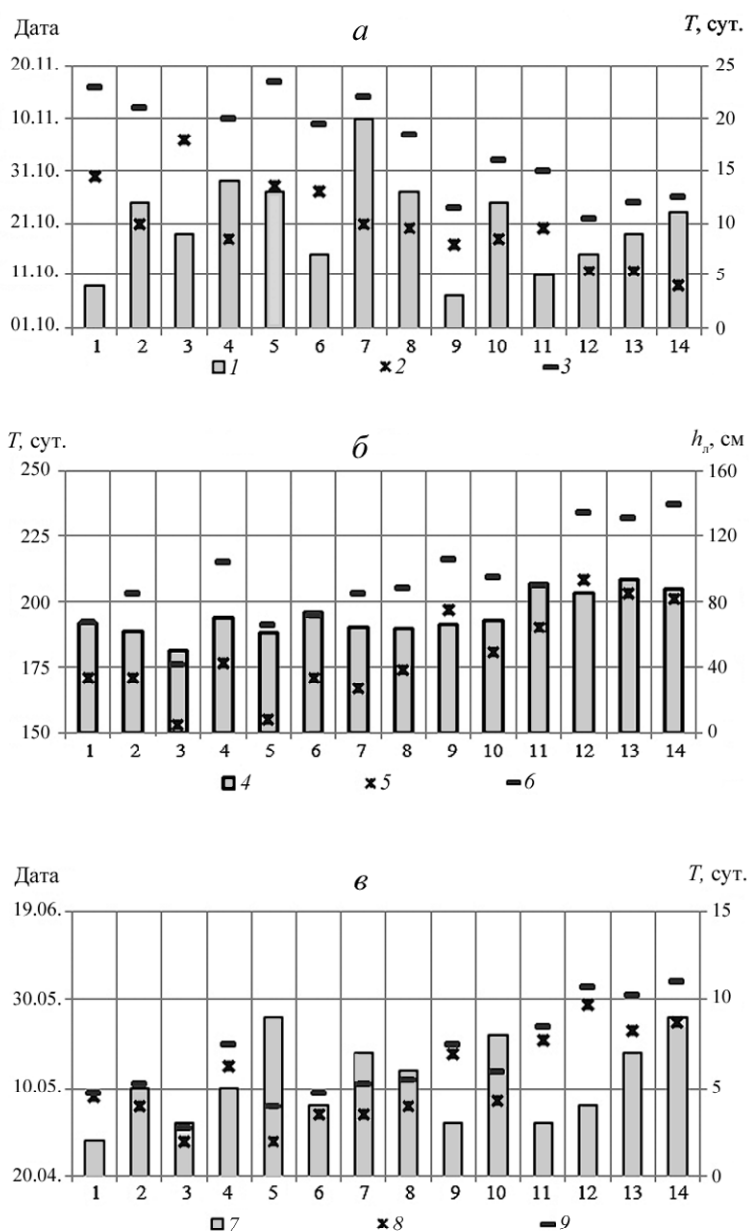


Рис. 2. Характеристики ледового режима: а – продолжительность осеннего шугохода (сут.) (1), сроки появления льда (2) и установления ледостава (3); б – максимальная толщина льда (см) (4), продолжительность ледостава (5) и периода с ледовыми явлениями (сут.) (6); в – продолжительность весеннего ледохода (сут.) (7), сроки вскрытия (8) и очищения от льда (9): 1 – р. Умба – порог Паялка, 2 – р. Варзуга – с. Варзуга, 3 – р. Онега – д. Порог, 4 – р. Поной – с. Каневка, 5 – р. Северная Двина – с. Усть-Пинега, 6 – р. Сояна – д. Сояна, 7 – р. Мезень – д. Дорогорская, 8 – р. Пеза – д. Игумново, 9 – р. Сулла – д. Коткина, 10 – р. Цильма – д. Трусово, 11 – р. Печора – с. Оксина, 12 – р. Колва – с. Хорей-Вер, 13 – р. Адзья – д. Харута, 14 – р. Уса – д. Сейда

Fig. 2. Characteristics of the ice regime: а – duration of the autumn slush ice run (days) (1), dates of first-ice (2) and complete freezing (3); б – maximum ice thickness (cm) (4), duration of freeze-up period (5) and period with ice phenomena (days) (6); в – duration of the spring ice run (days) (7), dates of ice breakup (8) and ice clearance (9): 1 – the Umba River – the Payalka cataract, 2 – the Varzuga River – Varzuga settl., 3 – the Oнега River – Porog settl., 4 – the Ponoy River – Kanevka settl., 5 – the Northern Dvina River – Ust'-Pinega settl., 6 – the Soyana River – Soyana settl., 7 – the Mezen River – Dorogorskaya settl., 8 – the Peza River – Igumnovo settl., 9 – the Sula River – Kotkina settl., 10 – the Tsil'ma River – Trusovo settl., 11 – the Pechora River – Oksino settl., 12 – the Kolva River – Khorey-Ver settl., 13 – the Adz'va River – Kharuta settl., 14 – the Usa River – Sejda settl.

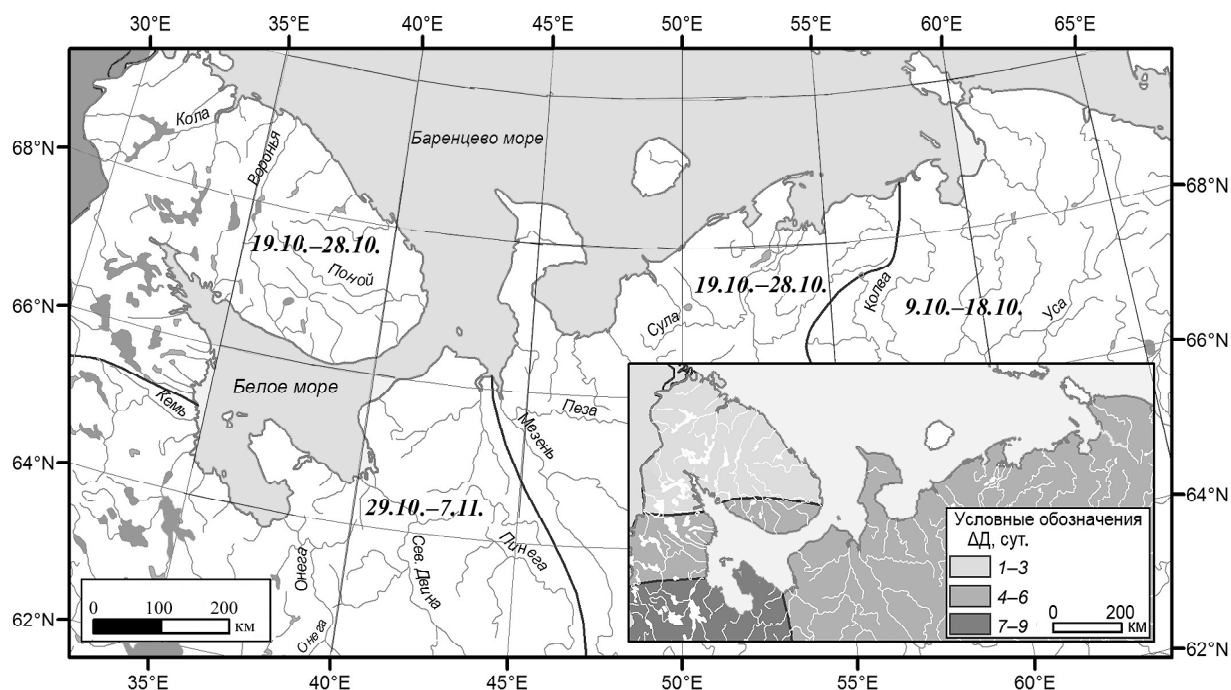


Рис. 3. Карта распределения средних дат появления плавающего льда за период 1981–2013 гг. На врезке – карта изменения даты появления плавающего льда ( $\Delta Д$ , сут.) (в сторону более поздних) на территории севера ЕТР за период 1991–2013 гг. по сравнению с периодом 1961–1990 гг.

Fig. 3. Average dates of first ice for the period of 1981–2013. The box shows the changes in the dates of first ice ( $\Delta Д$ , days towards later ones) in the north of European Russia over the period of 1991–2013 as compared to the period of 1961–1990

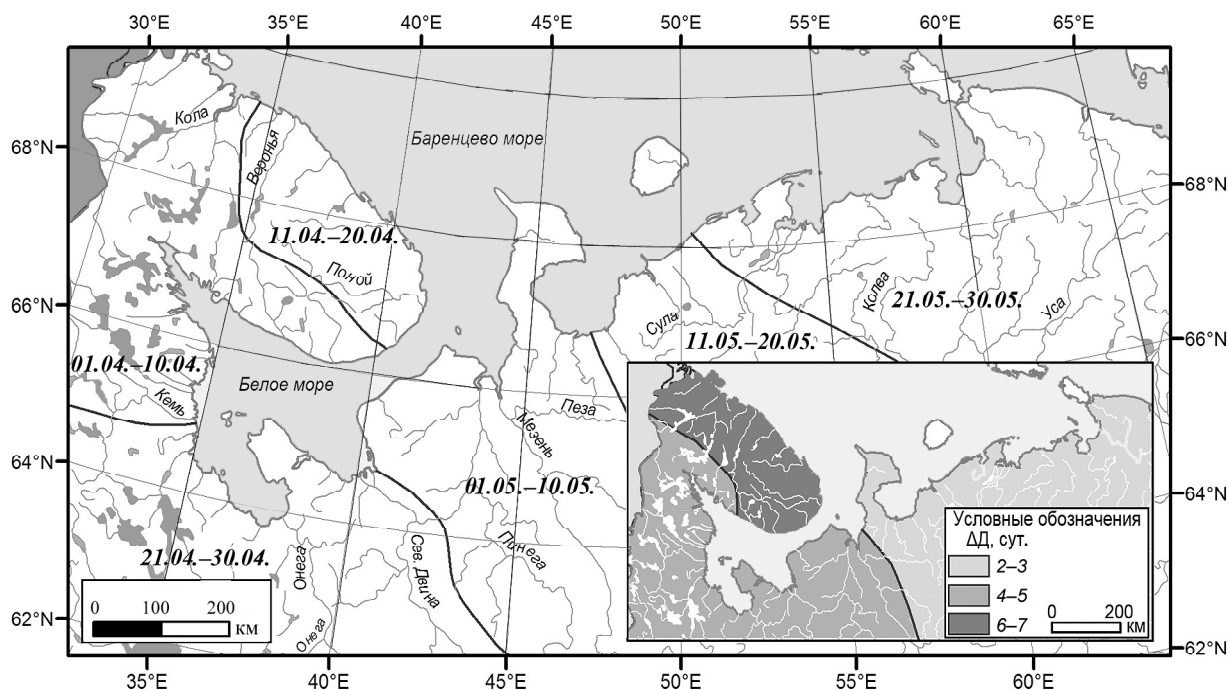


Рис. 4. Карта распределения средних дат вскрытия рек за 1981–2013 гг. На врезке – карта изменения даты вскрытия рек ( $\Delta Д$ , сут.) (в сторону более ранних) на территории севера ЕТР за период 1991–2013 гг. по сравнению с периодом 1961–1990 гг.

Fig. 4. Average dates of ice breakup for the period of 1981–2013. The box shows the changes in the dates of ice breakup ( $\Delta Д$ , days towards earlier ones) in the north of European Russia over the period of 1991–2013 as compared to the period of 1961–1990



критерию тренда Спирмена) наблюдается лишь на некоторых исследуемых постах. На многих реках происходит незначительное увеличение продолжительности шугохода, что часто ведет к формированию зажоров льда. Ледостав для большинства исследуемых постов устанавливается при более высоких уровнях воды.

Для большинства рек на исследуемой территории характерен устойчивый ледостав, исключение составляют порожистые участки и истоки из крупных озер. Здесь ледостав кратковременный или не наблюдается (р. Монча – гп Мончегорск, р. Малая Белая – гп Хибини и др.). Ледостав также не наблюдается на участках сброса промышленных сточных вод и ниже плотин ГЭС. Например, для створа р. Кодина – гп Кодино устойчивый ледостав не наблюдался до 1992 г., когда завод, расположенный на 1,0 км выше гидрологического поста, прекратил функционировать.

На р. Печора и ее притоках ледостав устанавливается в среднем в конце октября, на реках на Кольском п-ове – в первой декаде ноября, на реках в Карелии – во второй декаде ноября. Средняя продолжительность ледостава колеблется в широких пределах и составляет от 150 до 220 сут. (рис. 2, б).

В зимний период для малых тундровых рек из-за промерзания на мелководных перекатах характерно образование наледей, за счет которых происходит резкое увеличение толщины ледяного покрова на 1,0–1,5 м. В особо суровые зимы промерзают перекаты на реках с площадью водосбора до 3000–5000 км<sup>2</sup>. Другая крайность для малых рек тундры наблюдается, если русло рек заносится снегом, – под таким покровом лед может не образоваться [Ресурсы..., 1972]. Для средних и крупных рек толщина льда к концу зимнего периода в среднем достигает 50–70 см, для бассейна р. Печора – 80–100 см.

Средние сроки окончания ледостава имеют четкое пространственное распределение по территории: в последней декаде апреля заканчивается период ледостава на реках Онега и Северная Двина, в бассейне р. Кулой и на реках в Карелии; в первой декаде мая – на реках Мудьюга, Мезень, Пеза, Пеша и на большинстве рек на Кольском п-ове; во второй декаде мая – на реках в Большеземельской тундре. На малых и карстовых реках весенний ледоход не наблюдается, лед тает на месте. Для средних и больших рек весенний ледоход наблюдается ежегодно, его средняя продолжительность составляет до 10 сут. и не зависит от площади водосбора (рис. 2, в).

Средние сроки очищения ото льда для рек на южном побережье Белого моря наблюдаются в начале мая, для рек на Кольском п-ове – в середине мая, а для рек бассейна р. Печора – в конце мая.

Изменение характеристик ледового режима в период вскрытия в последние годы выражается в смещении сроков окончания ледостава, вскрытия и очищения ото льда в сторону более ранних. Сме-

щение сроков окончания ледостава составляет неделю практически для всей территории, для р. Печора с притоками – до 10 сут., для сроков вскрытия и очищения ото льда – 4–5 сут., для бассейна р. Уса – до 6 сут. (рис. 4). Изменения даты вскрытия рек статистически незначимы практически для всех постов. Отметим, что проявляется также тенденция к увеличению продолжительности вскрытия – это явление наблюдается практически на всех постах.

Изменение продолжительности ледостава и периода с ледовыми явлениями для низовьев р. Онега составляет около 10 сут., для низовьев рек Северная Двина, Мезень и Печора – 15 сут. для периода ледостава и 10 сут. для периода ледовых явлений, для рек на Кольском п-ове – 15 сут. для периода ледостава и 7 сут. для периода с ледовыми явлениями.

На средних и больших реках исследуемой территории максимальные уровни воды ежегодно наблюдаются в период весеннего половодья. Для большинства рек (за исключением карстовых) весеннее вскрытие происходит именно под действием волны половодья и возрастающих расходов воды, поэтому максимальный годовой уровень воды часто сопровождается ледовыми явлениями (рис. 5, а).

На реках в Карелии и на южном побережье Белого моря максимальные годовые уровни воды наблюдаются в конце апреля – первых числах мая. Примерно в половине случаев и чаще они сопровождаются ледовыми явлениями. Для отдельных участков рек (например, створ р. Шуя – гп Шуерецкое) вода в период весеннего ледохода регулярно выходит на пойму (таблица).

Для рек на Кольском п-ове максимальные уровни воды наблюдаются во второй и третьей декаде мая. Для низовьев рек Поной и Варзуга годовой максимальный уровень воды совпадает с максимальным уровнем весеннего ледохода в 70–80% случаев. В отдельные годы максимальный годовой уровень наблюдается уже после очищения ото льда, хотя в таких случаях максимальный годовой и ледоходный уровень сопоставимы, а разница обычно не превышает 0,5–1,0 м. В низовьях рек Мезень и Северная Двина максимальные уровни воды проходят в первой декаде мая, в бассейне р. Печора – в конце мая – первых числах июня. Для рек Мезень и Северная Двина максимальные годовые уровни воды сопровождаются ледовыми явлениями в 60–70%, для рек Лая, Ижма и Мудьюга – в 90–100% случаев, для створа р. Печора – гп Оксина и притоков р. Печора – ~70%.

Для р. Онега максимальный уровень воды наблюдается в среднем через 5–7 сут. после очищения от льда, при этом для гп Турчасово разница между максимальным годовым и ледоходным уровнем составляет в среднем около 2 м, в отдельные годы – до 4 м. В период весеннего половодья вода практически ежегодно выходит на пойму, при весеннем ледоходе это случается лишь в 60% случаев. Для рек на Беломоро-Кулойском плато (Котуга, Кепина,

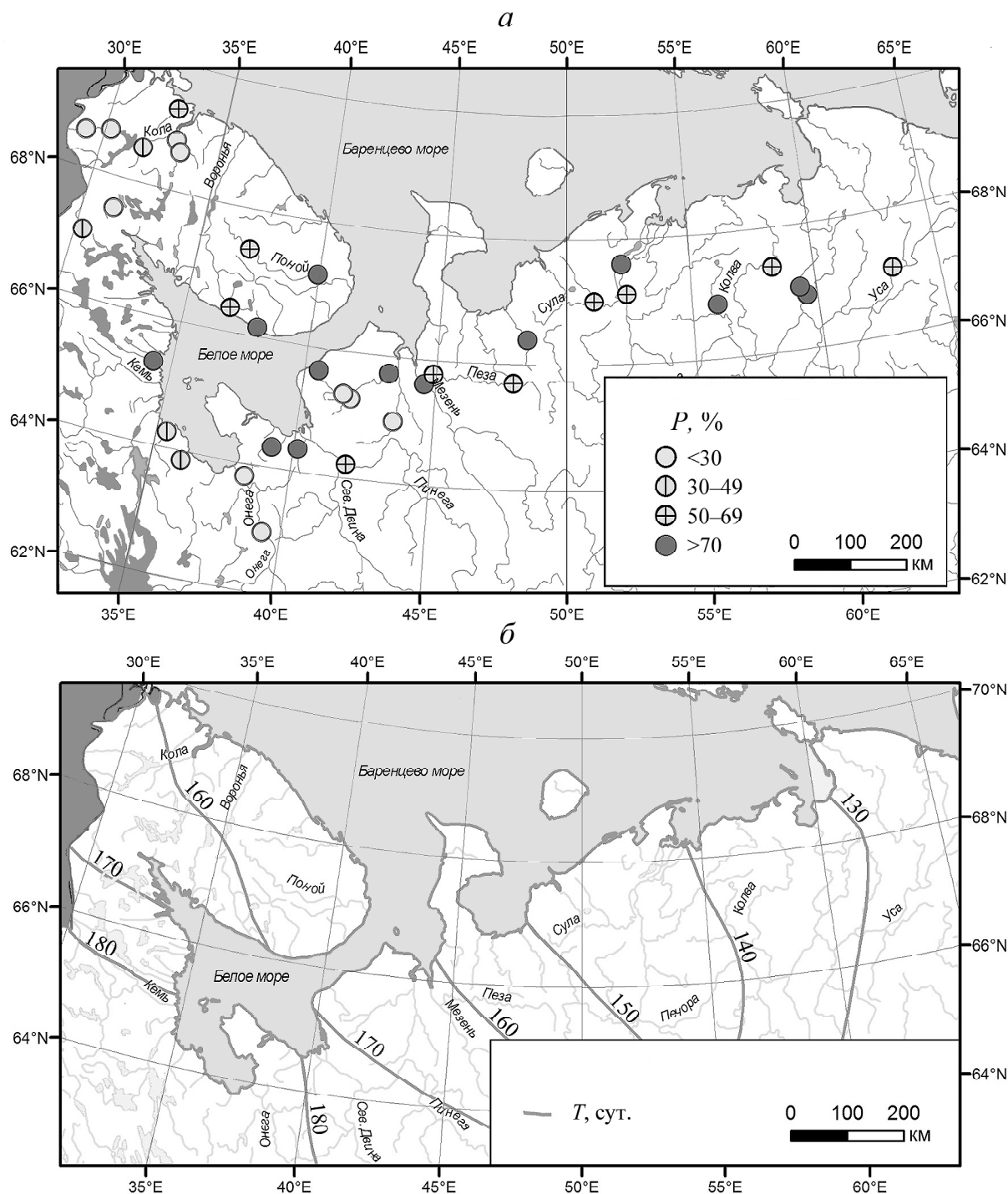


Рис. 5. Повторяемость прохождения максимальных уровней воды в период с ледовыми явлениями ( $P$ , %) (а) и продолжительность физической навигации ( $T$ , сут.) (б)

Fig. 5. Frequency of maximum water levels during the period with ice phenomena ( $P$ , %) (a) and actual duration of navigation ( $T$ , days) (b)

Кулой) весенний ледоход в большинстве случаев не наблюдается, а максимальные уровни воды чаще проходят после очищения от льда. Повторяемость прохождения максимальных уровней воды при ледоходе в настоящее время увеличилась.

Из-за суровой зимы и большого количества льда в бассейнах рек в весенний период на отдельных участках образуются заторы льда. Для рек на Кольском п-ове и в Карелии подъем уровня воды при образовании заторов ( $dH_{зтр}$ , см) в большинстве слу-

чаев не превышает 1,0 м. Исключение составляет створ р. Варзуга – гп Варзуга, здесь заторный подъем уровня воды достигает 3 м и более (например, в 1999 и 2013 гг.). Высокие заторные уровни воды на этом участке вызывают подтопление с. Варзуга. Мощные заторы ( $dH_{зтр} > 3$  м) наблюдаются также в низовьях рек Северная Двина, Мезень и Печора [Бузин, 2004; Frolova et al., 2015; Агафонова и др., 2015]. Повышение повторяемости заторов наблюдается повсеместно для всей исследуемой территории, в

большей степени на побережье Белого моря. Повторяемость заторов сильнее всего возросла на реках, на которых в последние десятилетия замерзание постоянно происходит на более высоких уровнях воды.

Реки – важные транспортные артерии на севере европейской территории России. Если в Республике Карелия и в Мурманской области основные населенные пункты расположены вдоль железной дороги, то в Архангельской области и Республике Коми – вдоль рек. Транспортная доступность таких населенных пунктов зависит в том числе и от организуемых паромных переправ. Для характеристики периода, когда возможна летняя навигация, т.е. река свободна от льда, используется продолжительность физической навигации. Продолжительность этого периода в целом уменьшается при движении с запада на восток в пределах исследуемой территории: для бассейна р. Печора она составляет менее 150 сут., для низовьев рек Северная Двина и Онега – 170–180 сут., в бассейне р. Кулой – 180–190, для южного побережья Белого моря – 190 сут. и более (рис. 5,б).

При организации судоходства и ледовых переправ наиболее проблемны два периода: 1) от появления льда осенью, когда навигация закрывается, до установления ледостава и устойчивых морозов, когда возможно строительство ледовой переправы; 2) от начала весенних ледовых процессов и закрытия ледовых переправ до очищения от льда и открытия навигации. Первый период можно охарактеризовать продолжительностью периода замерзания, второй период – продолжительностью периода очищения. Средние значения продолжительности замерзания и очищения ото льда и их пространственное распределение показано выше на рис. 2.

Для оценки ледовой опасности необходимо также учитывать изменчивость этих значений. Среднеквадратическое отклонение для продолжительности замерзания составляет до 10 сут. в низовьях бассейна р. Печора, 15–20 сут. на южном побережье Белого моря и 10–15 сут. на остальной территории исследования. Кроме того, среднеквадратическое отклонение периода замерзания для зарегулированных участков – более 25 сут. (при среднем значении 50–60 сут.). Среднеквадратическое отклонение периода очищения для значительной части территории составляет 4–5 сут., для притоков Печоры и рек на Кольском п-ове, впадающих в Баренцево море, – 7–8 сут.

В крупных городах, расположенных на островах или обоих берегах рек, сообщение между берегами стараются сохранить и в переходные осенние и весенние периоды. Например, в Архангельске для этого используются буксиры ледового

Повторяемость выхода воды на пойму

Река	Пост	$H_{п, м БС}$	$P_{п, \%}$	$P_{п (лед), \%}$
Кица	ст. Лопарская	101,60	100	96
Ена	пос. Ена	154,11	4	0
Тумча	пос. Алакуртти	134,26	35	0
Шуя	с. Шуерецкое	2,20	88	77
Онега	д. Турчасово	16,05	97	60
Онега	д. Порог	13,75	55	26
Северная Двина	с. Усть-Пинега	9,57	12	12
Мудьюга	д. Патракеевская	7,47	100	100
Сояна	д. Сояна	8,95	10	6
Мезень	с. Дорогорская	8,21	97	88
Пеза	д. Игумново	15,02	100	100
Пеша	д. Волоковая	11,56	97	94
Печора	с. Еремицы	7,67	100	97
Печора	с. Оксина	4,29	100	97
Хоседа-Ю	пос. Хоседа-Хард	67,08	6	3
Колва	с. Хорей-Вер	63,42	100	88
Сула	д. Коткина	13,54	94	73

Примечание.  $H_{п, м БС}$  – отметка выхода воды на пойму.

класса. Особенность ледовых переправ в Архангельске – они пересекают судоходное русло Северной Двины, на которой навигация продолжается и в зимний период.

Важное значение ледовые переправы имеют и для г. Нарьян-Мар. Транспортное сообщение с городом круглогодично возможно авиационным транспортом, в летний период – по р. Печора, в зимний период – по зимнику Нарьян-Мар–Усинск, сроки эксплуатации которого тесно связаны со сроками функционирования ледовых переправ в его составе.

#### Выводы:

– в современных климатических условиях лед на реках исследуемой территории в среднем появляется в октябре–первых числах ноября. Средняя продолжительность периода замерзания составляет от 10 сут. для плесовых участков на средних реках до 30–40 сут. для порожистых участков рек на Кольском п-ове и озерных рек в Карелии;

– средняя продолжительность ледостава колеблется в широких пределах и составляет от 150 до 220 сут., толщина льда к концу зимнего периода в среднем достигает 50–70 см, для бассейна р. Печора до 80–100 см;

– средние сроки очищения рек от льда на южном побережье Белого моря наблюдаются в начале мая, для рек на Кольском п-ове – в середине мая, а для рек бассейна р. Печора – в конце мая;

– на средних и больших реках исследуемой территории максимальные уровни воды ежегодно наблю-

даются в период весеннего половодья, для большинства рек (за исключением карстовых) максимальный годовой уровень воды часто сопровождается ледовыми явлениями;

– для низовьев рек Поной и Варзуга годовой максимальный уровень воды совпадает с максимальным уровнем весеннего ледохода в 70% случаев, для низовьев рек Мезень и р. Северная Двина – в 60–70%, для рек Лая, Ижма и Мудьюга – в 90–100%, для створа р. Печора – Оксина и притоков р. Печора – ~70%, а для низовьев р. Онега – лишь в 20% случаев;

– продолжительность физической навигации для бассейна р. Печора составляет менее 150 сут., для низовьев рек Северная Двина и Онега – 170–180 сут., в бассейне р. Кулой – 180–190, для южного побережья Белого моря – 190 сут. и более;

– среднеквадратическое отклонение для продолжительности замерзания составляет до 10 сут. для низовьев бассейна р. Печора, 15–20 сут. для южного побережья Белого моря и 10–15 сут. для ос-

тальной территории, для периода очищения – 4–5 сут., для притоков р. Печора и рек на Кольском п-ове, выпадающих в Баренцево море, – 7–8 сут.

– наблюдающиеся в последние десятилетия изменения характеристик ледового режима носят в основном характер тенденций и в большинстве случаев статистически незначимы. Сроки появления плавучего льда смещаются в сторону более поздних от 2 (реки на Кольском п-ове) до 9 сут. (реки в Карелии); увеличивается продолжительность замерзания и шугохода, ледостав устанавливается при более высоких уровнях воды. Изменения даты вскрытия рек статистически незначимы практически для всех постов. На востоке территории реки вскрываются раньше в среднем на 2–3 сут., на западе – на 6–7 сут., чем это происходило в 1961–1990 гг. Практически для всех постов отмечается увеличение продолжительности вскрытия. Повсеместно также наблюдается незначительное повышение повторяемости затопов льда.

**Благодарности.** Исследование выполнено за счет гранта РНФ (проект № 14-37-00038).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонова С.А., Василенко А.Н., Фролова Н.Л. Опасность ледовых явлений на реках Арктической зоны европейской территории России // Вопросы географии. Вып. 142. М., 2016 (в печати).

Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Влияние ледового режима рек севера европейской территории России на гидроэкологическую безопасность в условиях изменения климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 55–61.

Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Ледовый режим рек севера европейской территории России // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики. М.: Лига-Вент, 2015. С. 35–47.

Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины // Водные ресурсы. 2006. Т. 33, № 6. С. 1–9.

Бузин В.А. Затопы льда и затопные наводнения на реках. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. 203 с.

Бузин В.А. Опасные гидрологические явления. СПб.: Изд. РГГМУ, 2008. 228 с.

Вуглинский В.С., Гронская Т.П. Изменения ледового режима рек и водоемов России и их возможные последствия для экономики // Современные проблемы гидрометеорологии. СПб.: Астерион, 2006. С. 229–244.

Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза // Тр. Гидрометцентра СССР. Вып. 118. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 116 с.

Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под. ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.

Донченко Р.В., Щеголева Е.В., Коробко А.С. Закономерности формирования и распространения затопов льда на реках СССР // Тр. ГГИ. Вып. 287. 1982. С. 3–15.

Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 246 с.

Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России. М.: РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, 2015. 348 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 663 с.

Руководство по климатологической практике. Женева, 2014. 147 с.

Frolova N.L., Agafonova S.A., Krylenko I.N., Zavadsky A.S. An assessment of danger during spring floods and ice jams in the north of European Russia // Proc. IAHS. 2015. Vol. 92. P. 1–5.

Hicks F., Beltaos S. River ice // Cold region atmospheric and hydrologic stud. Vol. 2. Hydrologic Processes. Springer, 2008. P. 281–305.

River and Lake Ice Engineering / Ed. by G.D. Ashton Littleton, CO: Water Resources. 1989. 500 p.

Vuglinsky V.S. Peculiarities of ice events in Russian Arctic rivers // Hydrol. Process. 2002. Vol. 16, iss. 4. P. 905–913.

Поступила в редакцию 16.06.2016

Принята к публикации 26.07.2016

S.A. Agafonova<sup>1</sup>, N.L. Frolova<sup>2</sup>, A.N. Vasilenko<sup>3</sup>, V.A. Shirocova<sup>4</sup>ICE REGIME AND DANGEROUS HYDROLOGICAL PHENOMENA  
ON RIVERS OF THE ARCTIC ZONE OF EUROPEAN RUSSIA

The area under investigation is the Arctic region of the European part of Russia. According to the information from 74 hydrological gauging stations on 65 rivers, the characteristics of ice regime from 1961 to 2013 are described. Dates of first ice on the rivers, formation of seasonal winter ice cover, ice breakup and ice clearance were analyzed, as well as the duration of the autumn and spring ice run, freezing-up and ice-clearing periods, complete freezing period and that with ice phenomena on the rivers; characteristics of water level regime (maximum levels during the spring ice run, levels of the first ice and the complete freezing) etc. are described.

The most pronounced problems for people and economy in relation to ice phenomena on the rivers are inundations (because of ice-dam or ice-jam development), damage of hydraulic engineering structures during heavy ice run at high water levels, and also the organization of navigation and ice crossings of rivers. Ice hazards were evaluated using such indicators as frequency of floodplain flooding during the spring ice run; return period of the maximum annual water level accompanied by the ice phenomena; characteristics of ice-damming (frequency, maximum levels of water and contribution of ice-dams to their formation); actual duration of navigation, characteristics of freezing-up and ice-clearing periods.

*Key words:* river ice, dangerous ice phenomena, climate change, ice jam.

**Acknowledgements.** The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 14-37-00038).

## REFERENCES

- Agafonova S.A., Frolova N.L. Ledovyj rezhim rek severa Evropejskoj territorii Rossii [Ice regime of rivers of the north of European Russia], Menjajushhijsja klimat i social'no-jekonomicheskij potencial Rossijskoj Arktiki, Moscow, 2015, pp. 35–47 (in Russian).
- Agafonova S.A., Frolova N.L. Osobennosti ledovogo rezhima rek bassejna Severnoj Dviny [Specific features of ice regime in rivers of the Northern Dvina basin], Vodnye resursy, 2006, vol. 33, no 6, pp. 1–9 (in Russian).
- Agafonova S.A., Frolova N.L. Vlijanie ledovogo rezhima rek severa Evropejskoj territorii Rossii na gidrojekologicheskiju bezopasnost' v uslovijah izmenenija klimata [Influence of ice regime of the northern rivers of European Russia on the hydroecological safety under the climate changes], Vestnik moskovskogo universiteta, ser. 5, geografiya, 2009, no 4, pp. 55–61 (in Russian).
- Agafonova S.A., Vasilenko A.N., Frolova N.L. Opasnost' ledovyh javlenij na rekah Arkticheskoy zony Evropejskoj territorii Rossii [Dangerous ice phenomena on rivers of Arctic zone of European Russia], Voprosy geografii, 2016, vyp. 142 (in Russian).
- Buzin V.A. Opasnye gidrologicheskie javlenija [Dangerous hydrological phenomena], St.- Petersburg, Izd-vo. RGGMU, 2008, 228 p. (in Russian).
- Buzin V.A. Zatory l'da i zatornye navodnenija na rekah [River ice-jam and floods], St.- Petersburg, Gidrometeoizdat, 2004, 203 p. (in Russian).
- Donchenko R.V. Ledovyj rezhim rek SSSR [Ice regime of the rivers of the USSR], Leningrad, Gidrometeoizdat, 1987, 246 p. (in Russian).
- Donchenko R.V., Shhegoleva E.V., Korobko A.S. Zakonomernosti formirovaniya i rasprostraneniya zatorov l'da na rekah SSSR [Regularities of formation and distribution of ice jams on the rivers of the USSR], Trudy GGI, vyp. 287, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1982. P. 3–15 (in Russian).
- Frolova N.L., Agafonova S.A., Krylenko I.N., Zavadsky A.S. An assessment of danger during spring floods and ice jams in the north of European Russia // Proc. IAHS. 2015. Vol. 92. P. 1–5.
- Geojekologicheskoe sostojanie arkticheskogo poberezh'ja Rossii i bezopasnost' prirodopol'zovanija [Geoecological state of the Arctic coast of Russia and safety of environmental management], Moscow, GEOS, 2007, 585 p. (in Russian).
- Ginzburg B.M. Veroyatnostnye harakteristiki srokov zamerzaniya i vskrytija rek i vodohranilishh Sovetskogo Sojuza [Probabilistic characteristics of the time of freezing and opening of rivers and reservoirs of the Soviet Union], Trudy Gidrometcentra CCCP, vyp. 118, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1973, 116 p. (in Russian).
- Hicks F., Beltaos S. River ice // Cold Region Atmospheric and Hydrologic Stud., Vol. 2. Hydrologic Processes. Springer, 2008. P. 281–305.
- Opasnye ledovye javlenija na rekah i vodohranilishhah Rossii [Dangerous ice phenomena on the rivers and reservoirs of Russia], Moscow, RGAU-MSHA imeni K.A. Timirjazeva, 2015, 348 p. (in Russian).
- Resursy poverhnostnyh vod SSSR [Resources of surface waters of the USSR], T. 3. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1972, 663 p. (in Russian).
- River and Lake Ice Engineering / Ed. by G.D. Ashton Littleton, CO: Water Resources. 1989, 500 p.
- Rukovodstvo po klimatologicheskoy praktike [Guide to climatological practices], Geneva, 2014, 147 p. (in Russian)
- Vuglinsky V.S. Peculiarities of ice events in Russian Arctic rivers // Hydrol. Process. 2002. Vol. 16, iss. 4. P. 905–913.
- Vuglinskij V.S., Gronskaja T.P. Izmeneniya ledovogo rezhima rek i vodoemov Rossii i ih vozmozhnye posledstvija dlja jekonomiki [Change in ice regime of rivers and reservoirs of Russia and their possible consequences for the economy], Sovremennye problemy gidrometeorologii, St.-Petersburg, Asterion, 2006. P. 229–244 (in Russian).

Received 16.06.2016

Accepted 26.07.2016

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Land Hydrology, Scientific Researcher, PhD in Geography; e-mail: sv\_andreevna@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Land Hydrology, Professor, D.Sc. in geography; e-mail: frolova\_nl@mail.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography Department of Land Hydrology, student; e-mail: saiiia24@mail.ru

<sup>4</sup> S. Vavilov Institute for the History of Science and Technology of the Russian Academy of Sciences, Professor, D.Sc. in Geography; e-mail: shirocova@gmail.com

УДК 556.54 (470.117)

Д.И. Школьный<sup>1</sup>, Д.Н. Айбулатов<sup>2</sup>

## ТИПИЗАЦИЯ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ РЕК ОСТРОВА ЮЖНЫЙ (АРХИПЕЛАГ НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

Работа посвящена устьевым областям рек Южного острова Новой Земли и их классификации по гидролого-морфологическим признакам. Классификация основана на визуальном дешифрировании космических снимков и топографических карт. Охарактеризованы 5 основных типов устьев рек и их распространенность на территории острова. Приводится описание дельтовых форм, встречающихся на разных типах устьев. С использованием обширного литературного материала оценено воздействие различных природных условий на формирование твердого стока рек и условия осадко-накопления в устьевых областях.

*Ключевые слова:* устья рек, эстуарии, дельты, Новая Земля, Арктика, гидрография, классификация.

**Введение.** Из-за значительного увеличения интереса в последнее время к освоению Арктики, а также потепления климата и таяния морских льдов и покровных ледников в этом регионе необходимо изучать гидролого-морфологические процессы на водных объектах арктических островов. Наибольший интерес вызывают устья рек, выполняющие роль маргинального фильтра на участках взаимодействия речных и морских вод [Лисицын, 1994]. Именно здесь виден результат действия гидрологических процессов (формирование стока воды и наносов) на водосборах рек, впадающих в приемные водоемы, конечным проявлением которых становятся различные по интенсивности и направленности процессы дельтообразования в устьевых областях рек.

Активизация хозяйственной деятельности на островах Российской Арктики началась после выхода документа ПР-1969 «Основы государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2020 года и дальнейшую перспективу» (утверждено 18.09.2008) и его закрепления Постановлением Правительства Российской Федерации от 21 апреля 2014 г. за № 366 «Об утверждении государственной программы "Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации на период до 2020 года"». Министерством обороны РФ, ГК «Росатом» и другие организации начали изыскательские и проектные работы в этом регионе, приуроченные к береговой зоне, где планируется строительство причалов, портов, пирсов и других объектов береговой инфраструктуры. Твердый сток в устьях ближайших к объектам строительства рек значительно влияет на вдольбереговой перенос наносов, размыв берегов и заносимость фарватеров и гидротехнических сооружений. Режим стока наносов при этом значительно зависит от гидролого-морфологического типа устьевой области реки. Совре-

менные климатические изменения, приводящие к увеличению стока арктических рек и опережающему его росту стока наносов, могут привести к значительным переформированиям устьевых областей в ближайшей перспективе [Алексеевский и др., 2015].

**Материалы и методы исследований.** В качестве объекта исследований выбран о. Южный (арх. Новая Земля), где сочетание особенностей рельефа, геологического строения и климатических условий обусловило сравнительно большое (относительно других островов арктического сектора РФ) число водотоков и разнообразие их устьевых областей. Остров омывается Карским морем с востока и Баренцевым морем с запада, узкий пролив Маточкин Шар отделяет его от Северного острова. Площадь острова 33 275 км<sup>2</sup>, длина береговой линии 2920 км.

Морфологический анализ устьевых областей выполнен при помощи топографических карт Госгисцентра РФ в масштабах 1:50 000 и 1:200 000 (2001 г.) и спутниковых снимков высокого разрешения, находящихся в открытом доступе в различных источниках (Yandex, Google, Nokia и Bing, спутники Quickbird, Geoeye 2002–2014 гг.). Также использован имеющийся географическую привязку фотоматериал, собранный как в открытых источниках в интернете, так и у участников разных экспедиций на архипелаг. При работе в силу отсутствия данных о речном стоке, геологическом строении берегов и взморья, батиметрии и процессах смешения применялся как гидролого-морфологический подход [Михайлов, 1971, 1998], характеризующий особенности взаимодействия речных и морских водных масс, так и геоморфологический подход с описанием процессов формирования дельт и других специфических флювиально-морских форм рельефа в береговой зоне [Коротчаев, 2006, 2008]. Небольшая площадь водо-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, инженер; e-mail: thabigd@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: gidroden@mail.ru

сборов рек и отсутствие данных о процессах смешения морских и речных вод не позволяют полноценно применить для них классификационные подходы, описанные в работе [Михайлов, Горин, 2012]. Подобный анализ для рек арх. Новая Земля выполнен впервые.

#### **Результаты исследований и их обсуждение.**

**Физико-географическое описание.** Архипелаг Новая Земля представляет собой северную часть Урало-Новоземельской складчатой области, его образование относится к периоду герцинской складчатости (девон–пермь) [Геология СССР..., 1970]. На острове выделяются три характерных физико-географических района: пологохолмистая равнина, покрытая арктической тундрой (юго-восточная часть острова и п-ов Гусиная Земля); структурно-грядовая равнина (стрендфлет) с высотными отметками до 300 м, приуроченная к южной зоне разломов; вытянутый в меридиональном направлении хребет с отметками до 1291 м, занимающий всю северную часть острова (зону складчатости). Рельеф северной части острова осложнен множеством фьордов, возникших в доледниковый период и развившихся в ходе гляциальных и флювиогляциальных процессов [Каплин, 1959]. В настоящее время оледенение острова представлено ледниками горного типа, сконцентрированными на возвышенностях вблизи пролива Маточкин Шар и занимающими 288 км<sup>2</sup> [GLIMS..., 2012].

Климат арх. Новая Земля – морской арктический [Алисов, 1936]. Он характеризуется неустойчивой циклонической погодой, положительной разницей между количеством осадков и испарением, ураганными ветрами, резкими колебаниями температуры. В течение года наблюдается более 260 дней с осадками [Научно-прикладной..., 2015]. Общее количество осадков составляет около 400 мм в год, из них большая часть выпадает при прохождении циклонов в осенне-зимний период. Средняя высота снежного покрова 17–38 см. Особенность климата – высокие среднемесячные значения скорости ветра, что вызвано блокирующим влиянием главного водораздельного хребта. В зимние месяцы на обоих побережьях острова может наблюдаться бор.

Для западного побережья характерны вдольбереговые течения, направленные с юга на север, для восточного побережья – в обратном направлении. Средняя величина приливов на открытых взморьях – 1 м, в губах, бухтах и проливах она может возрастать до 2 м [Люция..., 1935]. Таким образом, устья рек архипелага можно отнести к мезоприливным. Восточный берег более приглубый по сравнению с западным – для него характерны свалы глубины до 20–30 м на расстоянии 1 км от берега по сравнению с 5–10 м на западном.

**Изученность.** Архипелаг был открыт в XII в. новгородскими купцами. С этого же времени на нем стали появляться небольшие сезонные базы охотников и рыболовов. Активные исследования Новой Земли начались в XVIII в., сначала с целью съемки

берега и составления лоций (экспедиции Чиракина, Литке, Пахтусова), а затем и для комплексных географических описаний (экспедиции Русанова, Седова и др.). В 1896 г. на западном побережье основана метеостанция Малые Кармакулы, которая действует до сих пор, в настоящее время она единственная на острове. В первой половине XX в. острова были всесторонне описаны в ходе гидрографической экспедиции Северного Ледовитого океана и геодезической съемки силами Арктического института [Новая Земля, 2009]. Комплексное геологическое описание островов сделано в ходе многих экспедиций, проводившихся в 1920–1950-х гг. в рамках Государственной геологической съемки [Геология СССР..., 1970]. Исследования значительно замедлились в связи с созданием на архипелаге в 1954 г. Центрального ядерно-испытательного полигона. С 1986 г. на островах проводятся работы Морской арктической комплексной экспедиции (МАКЭ).

На острове никогда не действовали сетевые гидрологические посты. Режим отдельных водных объектов изучался лишь на ведомственных водомерных постах с коротким сроком действия, специальные исследования гидрологии и морфологии устьевых областей не проводились. П.А. Каплин и К.К. Демочкидов изучали генезис и развитие фьордов и заливов острова и роль флювиальной эрозии в их формировании [Каплин, 1959; Демочкидов, 1953]. Сток химических элементов и его трансформацию в устьевых областях отдельных рек острова исследовали в ходе комплексных экспедиций Института океанологии РАН [Флинт и др., 2008]. Разнообразие устьев рек острова неоднократно отмечалось в различных изданиях МАКЭ (см., например, раздел «Берега Новой Земли» в [Новая Земля, 2009]), однако классификация ограничивалась лишь описанием дельтовых форм отдельных объектов.

Гораздо больший объем данных собран о гидрографии и устьевых областях рек других арктических островов России. Так, описана крупная дельта выдвигения руч. Романчиков на о. Хейса (Земля Франца-Иосифа), оценена скорость ее выдвигения, а также в целом показано влияние на устьевые области рек острова современных вертикальных движений территории, выражающихся в формировании лагун и увеличении стока наносов [Говоруха, 1964]. В ходе экспедиций ААНИИ на Северной Земле описаны особенности строения долин и водного режима водотоков островов, закономерности флювиальных процессов и оценена эрозионная способность рек [Большаинов, Макеев, 1995]. Н.А. Дорониной и Р.К. Сиско описан водный режим рек Новосибирских о-вов, построены кривые расходов для отдельных створов и отмечена значительная мутность воды в устьевых областях [Материалы..., 2015]. М.С. Стишов по итогам многолетних работ дал общие характеристики водных объектов острова Врангеля [Стишов, 2004].

**Гидрография.** Согласно данным Государственного водного кадастра СССР и Государственного

водного реестра Российской Федерации [Ресурсы поверхностных..., 1965; Государственный..., 2016] на острове находится 138 водотоков длиной более 10 км и 986 менее крупных. Крупнейшие реки острова – Савина, Безымянная, Абросимова, Рогачёва – имеют длину более 80 км и площадь водосбора более 1200 км<sup>2</sup>.

Нами рассмотрены устьевые области 271 водотока, как описанных в справочниках, так и крупнейших ручьев, суммарная площадь водосборов которых (29 408 км<sup>2</sup>) составляет 88% от всей территории острова (рис. 1, А)

ном юго-востоке острова и п-ове Гусиная Земля. На малые реки (площадь водосбора <100 км<sup>2</sup>) приходится 80% всех водотоков, на крупнейшие (площадь водосбора >1000 км<sup>2</sup>) – только 3%.

Максимальная густота речной сети характерна для южной тундровой части, полигонально-грядовая структура которой формирует густую прямоугольную речную сеть. Средняя плотность устьев для острова – 1 устье на 11 км побережья. Наибольшая их плотность (1 устье на 4,5 км) характерна для открытых побережий на востоке острова. С увеличением изрезанности берега плотность устьев уменьшает-

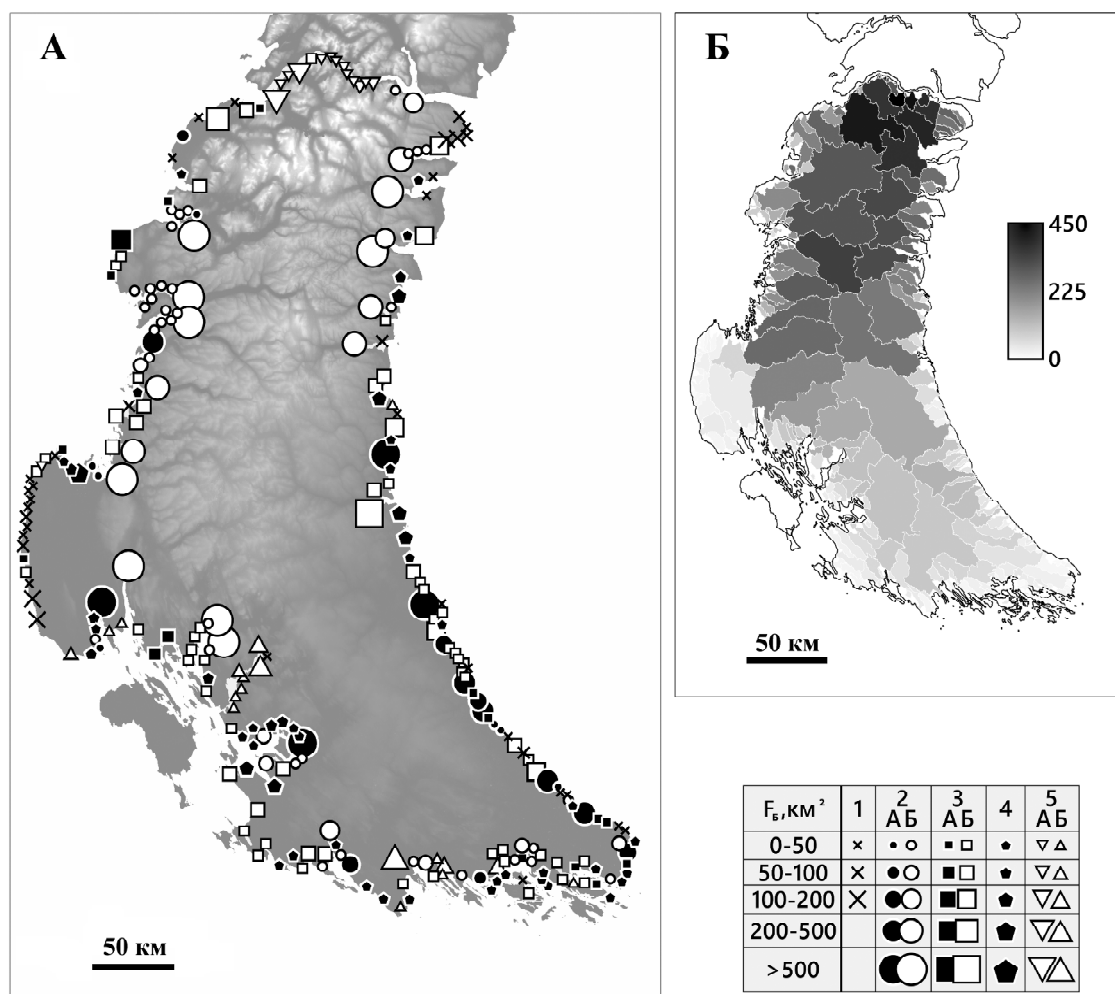


Рис. 1. Схема распределения типов устьевых областей рек на побережье Южного острова Новой Земли (А); индексы типов/подтипов в легенде соответствуют описаниям в тексте, и средняя высота водосборных площадей исследованных водных объектов (Б)

Fig. 1. A – distribution of different types of mouth areas along the coast of the Southern Island of Novaya Zemlya. Indexes of types and subtypes in the legend correspond to the descriptions in the text. Б – watersheds of observed watercourses and their mean height

Распределение водотоков по острову зависит от ландшафтных особенностей местности. Крупнейшие реки острова (31 река с площадью бассейна более 200 км<sup>2</sup>) с истоками на главном водоразделе распределены по территории относительно равномерно. При этом 8 из 10 крупнейших рек острова берут начало в его наиболее широкой центральной области, где присутствует один ярко выраженный меридиональный хребет. Число малых рек увеличивается с уменьшением средней высоты территории; максимальное число малых рек зафиксировано на равнин-

ся. Это связано с тем, что для многих губ и заливов характерны 1–2 впадающие реки в кутовой части и обрывистые берега по бортам, на которых формируются исключительно ручьи. Крупнейшие реки острова впадают в глубоко вдающиеся в сушу губы фьордового и фиардового происхождения [Каплин, 1959]. Исключение составляет участок восточного побережья, где береговая линия неизрезанная, а все водотоки впадают непосредственно в открытое море.

По многочисленным сведениям различных экспедиций все реки острова полностью перемерза-



ют в зимний период. На средних и крупных реках сток наблюдается с мая по ноябрь, что подтверждается данными космических снимков. Сопоставление сделанного в 1835 г. П.К. Пахтусовым описания р. Чиракина (...21 мая ... устье ее разливается по песчаной низменности шириною около 6 верст, и только западнейший проток имеет глубину до 7 фут, прочие протоки между песчаными кошками очень мелки; далее по обширному разливу реки глубина до 18 фут...) [Дневные записки..., 1956], впадающей в пролив Маточкин шар, с современными спутниковыми данными позволяет оценить ее расход в период половодья в 150–200 м³/с. Для сравнения – максимальный измеренный расход р. Ушакова (о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля), имеющей сопоставимые с р. Чиракина параметры бассейна, но превосходящей ее по площади оледенения, составил 212 м³/с [Сиско, 1970]. Таким образом, модули стока рек о. Южный в теплый период года могут достигать 50 л/(с·км²), что вместе с высокими значениями мутности приводит к значительному объему твердого стока и формированию аккумулятивных форм в устьях рек.

#### **Классификация устьевых областей рек.**

Выполненная нами классификация устьев основана на гидролого-морфологическом подходе с учетом геоморфологических особенностей устьевых областей. Устья рек острова характеризуются многообразием форм, что вызвано значительным объемом поступающего материала, а также связано с послеледниковой ингрессией моря и особенностями строения побережья. Колебания уровня моря в позднем голоцене привели к формированию в низовьях рек множества замкнутых водоемов – лиманов и устьевых лагун [Каплин, Селиванов, 1999]. Эти объекты отделены от моря наносными перемычками (пересыпями), формирующимися из выноса водотоками материала и из продуктов абразивного разрушения берегов, переотложенных вдольбереговым или поперечным к берегу переносом. Большинство таких перемычек сконцентрировано на западном берегу, поднимающемся значительно быстрее восточного (со скоростью до 5 мм/год) [Леонтьев и др., 1976], что приводит к повышению их устойчивости [Бровко, 1990]. Это подтверждается наличием на западном берегу отчлененных лагун, водосборная площадь которых минимальна. Высокие значения твердого стока (до 157 г/м³ в устье р. Чиракина в половодье [Новая Земля..., 1998]) также способствуют формированию в устьях блокирующих береговых и дельтовых форм.

На исследованном острове Новой Земли выделено 5 типов устьев: простые, эстуарные, лиманные, лагунно-дельтовые и дельтовые (таблица). Схемы устьевых областей для каждого типа представлены на рис. 2. Простые устья (тип 1, 12% исследуемых рек и подавляющая часть остальных) характерны для малых рек и ручьев, распространены повсеместно. Как правило, устья этого типа присущи рекам п-ова

Таблица 1

#### **Классификация устьевых областей о-ва Южный (арх. Новая Земля)**

Тип устьевой области	Подтип	Число устьев	Средняя высота водосбора, м
1. Простая		33	80
2. Эстуарная	а) эстуарий без дельты	19	98
	б) эстуарий с дельтой	56	175
3. Лиманная	а) лиман без дельты	17	72
	б) лиман с дельтой (в том числе заполненный)	63	85
4. Лагунно-дельтовая		47	64
5. Дельтовая	а) дельта выдвижения	17	303
	б) озерная дельта	18	68

Гусиная Земля и рекам на восточном побережье и расположены на открытом взморье. Самые крупные реки с простым типом устья в нижнем течении имеют высокие уклоны русла и часто порожиисто-водопадный тип, что связано с особенностями геологических мезоструктур [Новая Земля, 2009].

Более половины устьев рек на острове относятся к эстуарному (тип 2, 28% исследованных рек) и лиманно-эстуарному (тип 3, 30%) типам, которые в свою очередь делятся на подтипы в зависимости от наличия или отсутствия в них дельты. Формирование устья того или другого типа зависит от геоморфологических особенностей конкретного участка, в частности, от геологического возраста и строения долины, типа побережья. Подавляющее большинство эстуариев и лагун имеют в своих вершинах дельту различного размера. К эстуариям с дельтами относятся практически все крупнейшие реки острова, дренирующие горные территории и впадающие в вытянутые заливы и губы, постепенно выполняя их и формируя многорукавное русло. Сопоставление картографических материалов и спутниковых снимков показывает активное современное выдвижение морского края таких дельт (до 500 м/20 лет на реках Безымянная и Рогачёва). Впадающие в губы небольшие реки формируют в них конусы выноса, их устья также относятся к эстуариям с дельтами.

Возможность формирования дельты зависит в первую очередь от геологических особенностей устьевой области. Например, в устье одной из крупнейших на острове р. Лиственничная, впадающей на восточном побережье, большой объем стока твердого материала подтверждается сложной структурой косы с наличием отделенных от моря вдольбереговых водоемов на выходе из эстуария. Однако заложение по узкой долине и особенности подъема по ней приливной волны не позволяют реке сформировать дельту. Приливное воздействие также играет важную роль – на открытом восточном побережье преобладают бездельтовые эстуарии, а на более защищенном западном – дельтовые. Длина эстуарных устьев составляет от нескольких сотен метров до 25 км.

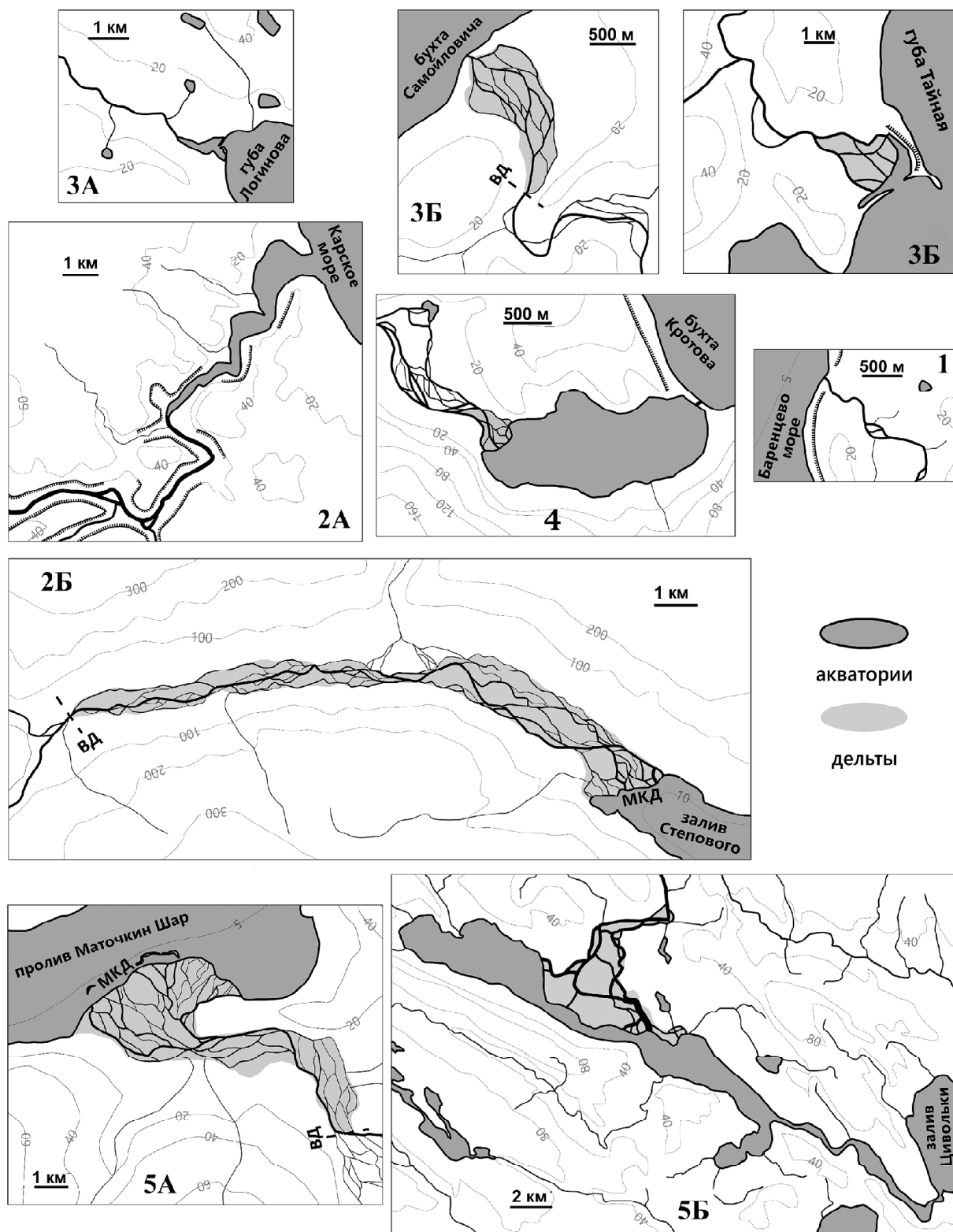


Рис. 2. Схемы устьевых областей репрезентативных водных объектов для выделенных типов: 1 – р. Крест-Яха; 2А – р. Савина; 2Б – р. Степового; 3А – р. б/н в губе Логинова; 3Б – р. Песчанка, р. б/н в губе Тайная; 4 – р. Большая Кротова; 5А – р. Шумилиха; 5Б – р. Саханина. ВД – вершина дельты, МКД – морской край дельты

Fig. 2. Schemes of mouth areas of representative watercourses for classified types: 1 – Krest-Jaha riv.; 2А – Savina riv.; 2Б – Stepovogo riv.; 3А – unnamed riv. inside Loginova guba; 3Б – Peschanka riv., unnamed riv. inside Tajnaja guba; 4 – Bol'shaja Krotova riv.; 5А – Shumiliha riv.; 5Б – Sakhanina riv. ВД – head of delta, МКД – delta maritime edge

Лиманные устья наиболее широко распространены по территории острова и характерны для небольших рек, нижние части долин которых были затоплены во время колебаний уровня моря. В силу небольшой площади тела лиманов заполнены поступающим материалом. Наблюдаются ситуации, когда лиман выполнен ими полностью, и в пределах отделяющей его аккумулятивной косы формируется своеобразная внутренняя дельта, связанная с океаном одной протокой. Основная часть лиманных устьев расположена на западном побережье острова.

Лагунно-дельтовые устья (тип 4, 17% исследованных рек) в основном приурочены к юго-западному побережью острова шхерного типа, на котором изрезанная береговая линия и особенности поднятия берега благоприятны для возникновения перемычек, отделяющих от моря отдельные заливы. Объем стока в реках с такими устьями несопоставимо меньше по сравнению с объемом приемных лагун, поэтому распреснение в них, по-видимому, незначительно. Это отмечено в отчетах экспедиций, заходивших в эти водоемы [Дневные записки..., 1956; Русанов, 1945; Лоция..., 1935]. Лагунно-дельтовые устья встречаются и на других участках острова в местах, где форма береговой линии и вдольбереговой поток наносов позволяют им сформироваться. В условиях ограниченного влияния приливов на внутренние части этих лагун в них образуются дельты разного размера, и происходит их заполнение поступающим материалом.

Устья с дельтами (тип 5, 13% исследованных рек) можно разделить на две группы. Дельты выдвигения (тип 5А) характерны для рек в северной части острова, впадающих в открытую акваторию (пролив Маточкин Шар) и имеющих большую среднюю высоту водосбора относительно других рек. В основном дельты имеют лопастную форму, сеть водотоков в них крайне редка по отношению к площади дельты. Густой русловой сетью характеризуются дельты рек Шумилиха и Чиракина. Небольшая глубина на взморье дельт и наличие на их морском краю баров и островов дают им возможность развиваться даже в условиях активных течений между Карским и Баренцевым морями.

Отдельную группу (тип 5Б) формируют устья, выделенные нами в тип «озерные дельты». Такие дельты характерны для юго-западной части острова, где в силу сложной тектонической структуры некоторые участки побережья представляют собой эстуарии со сложной геометрией связи с морем. Крупнейшие из таких эстуариев состоят из цепочек котловин, соединенных крупными протоками и имеющих узкое и длинное горло (озера Нехватова, Саханино, залив Кальвица). В силу своеобразности их формы морская вода не может глубоко проникать с приливами и нагонами в водоемы, поэтому заполнение их морской водой происходит только в период минимального стока или его отсутствия. В теплое время года вода в них, вероятно, значительно опреснена. В условиях минимизированного влияния

моря в таких устьях формируются большие по площади дельты выдвигения. В зарубежной литературе подобный тип дельт, которые сложены грубообломочными отложениями, имеют значительный уклон и формируются в распресненных водах, выделен в так называемые дельты Гилберта (Gilbert deltas) [Bates, 1953].

#### **Результаты исследований и их обсуждение.**

Выявлены некоторые эволюционные зависимости, характерные для устьевых областей рек Новой Земли. Выносимый в открытый залив материал перераспределяется вдольбереговыми потоками, штормовым и волновым воздействием и формирует косы на выходе из залива. В подобных лагунах и лиманах, постепенно заполняющихся приносимым материалом, формируется дельта. В случае длинных заливов и губ происходит заполнение по оси водоема, которое осложняется конусами выноса впадающих боковых притоков. В отдельных местах эти конусы выноса могут перекрыть водоем (губа Пуховая, оз. Нехватова), отделив в нем замкнутую часть с замедленным водообменом, недоступную для приливного воздействия, которая начинает заполняться с повышенной скоростью. К факторам, обуславливающим высокие значения твердого стока, относятся низкое испарение при малом количестве осадков; гранулометрический состав пород, слагающих водосборы водотоков и их долины [Новая Земля, 2009]; отсутствие залеженности и болот; слабая задернованность поверхности водосборов.

Разнообразие типов устьевых областей, распространенность дельтовых форм (74% от общего числа устьев) и их значительные размеры обусловлены тем, что долины рек сложены легкоразмываемыми породами – в основном кембрийскими и мезозойскими морскими отложениями [Ермолаев, 1936], поднятыми во время герцинской складчатости и значительно переработанными ледниковой деятельностью и выветриванием, а также более поздними флювиогляциальными отложениями [Новая Земля, 2009].

#### **Выводы:**

– на основе гидролого-морфологического анализа с учетом геоморфологических особенностей устьевых областей впервые проведена классификация устьев и выделено 5 типов и 6 подтипов устьевых областей, встречающихся на о. Южный (арх. Новая Земля);

– распределение различных типов устьев на острове неоднородно (рис. 1, А). Для небольших рек характерны простые устья и устья лагунно-дельтового типа, по мере увеличения площади водосбора начинают преобладать устья эстуарного и дельтового типов; большинство лагунно-эстуарных устьев приурочено к участкам изрезанного берега, где существуют благоприятные условия для развития аккумулятивных форм и постепенного превращения некоторых заливов в лагуны;

– эстуарные русла преобладают на участках открытого взморья;

– дельтовые формы характерны для максимально закрытых участков берега – фьордов, губ и проливов, где минимальное влияние вдольбереговых течений позволяет формироваться аккумулятивным формам. Исключение – пролив Маточкин Шар, впадающие в него реки имеют максимальные значения средней высоты водосборов и сопутствующие им максимальные значения объема стока наносов и формируют дельты выдвигания в условиях суточного цикла течений между Баренцевым и Карским морями. Все реки, на водосборах которых присутствуют ледники, имеют устья с дельтами (типы 2Б,

3Б, 4, 5А). Таким образом, классификация отражает и условия осадконакопления в устьевых областях рек;

– первичное визуальное дешифрирование спутниковых снимков показало значительное разнообразие устьевых областей на островах Арктики и их индивидуальные особенности на каждом архипелаге. Выявлены дельты выдвигания, находящиеся в еще более суровых климатических и морских условиях (р. Герасимова на о. Котельный, р. Надежная на о. Новая Сибирь, р. Посадочная на о. Комсомолец и др.).

**Благодарности.** Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы кафедры гидрологии суши «Гидрологический режим водных объектов суши в условиях изменения климата и антропогенного воздействия» и за счет гранта РФФИ (проект № 15-05-05515а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н. Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек Российской Арктики // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 1. С. 14–31.
- Алисов Б.П. Географические типы климатов // Метеорология и гидрология. 1936. № 6. С. 16–25.
- Большаков Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. 216 с.
- Бровко П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток: ДВНЦ, 1990. 148 с.
- Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание / Под ред. Б.В. Ткаченко, Б.Х. Егизарова. М.: Недра, 1970. 548 с.
- Говоруха Л.С. Молодые тектонические движения на Земле Франца-Иосифа и их географические последствия // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 14. С. 77–80.
- Государственный водный реестр Российской Федерации. URL: <http://www.textual.ru/gvr/> (дата обращения: 01.06.2016).
- Демочкин К.К. Геоморфология Новоземельских проливов. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1953. 59 с.
- Дневные записки П.К. Пахтусова и С.А. Моисеева. М.: Географиз, 1956. 216 с.
- Ермолаев М.М. Геология Новой Земли. Вып. 2. Стратиграфия и палеогеография // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Т. 61. С. 3–110.
- Каплин П.А. Проблема происхождения фьордов и фьордовые побережья СССР // Вопросы географии. 1959. Вып. 46. С. 204–220.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов. Прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
- Кортаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы: морфология, эволюция и современная динамика // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 2 / Под ред. Р.К. Клиге, С.А. Лукьяновой. М.: Научный мир. 2006. С. 122–137.
- Кортаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. 2008. № 3. С. 55–65.
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. О современных относительных вертикальных движениях берегов Мирового океана // Географические исследования в Московском университете. Традиции и перспективы. М.: МГУ, 1976. С. 66–79.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.
- Лоция Карского моря. Ч. II. Карское море и Новая Земля. Л.: Изд-во ГО УМС РККА и ГУ ГУСМП, 1935. 429 с.
- Материалы комплексного экологического обследования участков территории, обосновывающего придание этой территории правового статуса особо охраняемой природной территории федерального значения – государственного природного заказника «Новосибирские острова». М.: Всемирный фонд дикой природы, 2015. 483 с.
- Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в неприливных устьях рек. М.: Гидрометеиздат, 1971. 259 с.
- Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 176 с.
- Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Водные ресурсы. 2012. Т. 39, № 3. С. 243–257.
- Научно-прикладной справочник «Климат России». Электронная версия. ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2014. URL: <http://aisori.meteo.ru/Clspr/> (дата обращения: 15.11.2015).
- Новая Земля. Природа. История. Археология. Культура. Кн. 1. Природа / Под ред. П.В. Боярского // Тр. Морской арктической комплексной экспедиции. М.: Институт наследия, 1998. 280 с.
- Новая Земля / Под ред. П.В. Боярского. М.: Европейские издания – Paulsen, 2009. 410 с.
- Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 3. Северный край / Под ред. Н.М. Жила. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 612 с.
- Русанов В.А. Статьи, лекции, письма. М.: Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 426 с.
- Сиско Р.К. Водный режим ледниковых рек о. Октябрьской Революции (Северная Земля) // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 294. С. 28–38.
- Стишов М.С. Остров Врангеля – эталон природы и природная аномалия. Йошкар-Ола: Изд-во Марийского полиграфкомбината, 2004. 595 с.
- Флинт М.В., Зацепин А.Г., Кучерук Н.В. и др. Комплексные исследования экосистемы Карского моря (54-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // Океанология. 2008. Т. 48, № 6. С. 947–951.
- Bates C.C. Rational theory of delta formation // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1953. N 37. P. 2119–2161.
- GLIMS Glacier Database, Vers. 1. 2005, updated 2012. Boulder, Colorado, USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. URL: <http://www.glims.org/download/> (дата обращения: 14.03.2015).

Поступила в редакцию 20.06.2016  
Принята к публикации 26.07.2016

D.I. Shkolnyi<sup>1</sup>, D.N. Aibulatov<sup>2</sup>TYPES OF RIVER MOUTH SITES OF THE SOUTHERN ISLAND  
(THE NOVAYA ZEMLYA ARCHIPELAGO)

The article deals with the river mouth sites of the Southern Island of the Novaya Zemlya archipelago and their classification according to the hydrological and morphological characteristics. The classification is based on the visual interpretation of satellite images and topographic maps. Five basic types of river mouths and their occurrence within the island are characterized. Deltaic forms typical for different types of river mouths are described. Using the rich body of literature the authors evaluated the impact of different environmental conditions on the formation of solid discharge and sedimentation conditions in river mouth areas.

**Key words:** river mouth sites, estuaries, deltas, hydrography, classification, the Novaya Zemlya archipelago, Arctic.

**Acknowledgements.** The study was carried out under the state budget theme of the Department of Land Hydrology «Hydrological regime of surface water objects in the context of climate change and anthropogenic impact» and financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 15-05-05515a)

## REFERENCES

- Alekseevskij N.I., Magrickij D.V., Mihajlov V.N.* Antropogennye i estestvennye izmeneniya gidrologicheskikh ogranichenij dlja prirodopol'zovaniya v del'tah rek Rossijskoj Arktiki [Anthropogenic and natural variations in hydrological restrictions of nature management in the deltas of the rivers of the Russian Arctic], *Vodnoe hozjajstvo Rossii: problemy, tehnologii, upravlenie*, 2015, no 1, pp.14–31 (in Russian).
- Alisov B.P.* Geograficheskie tipy klimatov [Geographical types of climate], *Meteorologija i gidrologija*, 1936, no 6, pp.16–25 (in Russian).
- Bates C.C.* Rational theory of delta formation // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1953. N 37. P. 2119–2161.
- Bol'shijanov D.Ju., Makeev V.M.* Arhipelag Severnaja Zemlja. Oledenenie, istorija razvitiya prirodnoj sredy [Severnaya Zemlja archipelago. Glaciation and history of the development of the natural environment], Saint-Petersburg, Gidrometeoizdat, 1995, 216 p. (in Russian).
- Brovko P.F.* Razvitie pribrezhnyh lagun [Development of the shore lagoons], Vladivostok, DVNC, 1990, 148 p. (in Russian).
- Demokidov K.K.* Geomorfologija Novozemel'skih prolivov [Geomorphology of Novaya Zemlya straits], Leningrad, Izd-vo Glavsevmorputi, 1953, 59 p. (in Russian).
- Dnevnye zapiski P.K. Pahtusova, S.A. Moiseeva* [Daily notes of P.K. Pahtusov and S.A. Moiseev], Moscow, Geografiz, 1956, 216 p. (in Russian).
- Ermolaev M.M.* Geologija Novoj Zemli, vyp. II. Stratigrafija i paleogeografija [Geology of the Novaya Zemlya, vol. 2. Stratigraphy and paleogeography], Trudy Arkticheskogo instituta, 1936, vyp. 61, pp. 3–110 (in Russian).
- Flint M.V., Zacepin A.G., Kucheruk N.V.* et al. Kompleksnye issledovanija jekosistemy Karskogo morja (54-j rejs nauchno-issledovatel'skogo sudna «Akademik Mstislav Keldysh») [Integrated studies of the Kara Sea ecosystem (54th voyage of the research vessel «Akademik Mstislav Keldysh»), *Okeanologija*, 2008, vyp. 48, no 6, pp. 947–951 (in Russian).
- Geologija SSSR. T. XXVI. Ostrova Sovetskoj Arktiki.* Geologicheskoe opisanie. [Geology of the USSR. Vol. 26. Islands of the Soviet Arctic. Geological description], Moscow, Nedra, 1970, 548 p. (in Russian).
- GLIMS Glacier Database, Vers. 1. 2005, updated 2015. Boulder, Colorado, USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. URL: <http://www.glims.org/download/> (Accessed: 14.03.2015).
- Gosudarstvennyj vodnyj reestr Rossijskoj Federacii [The state water register of Russian Federation]. URL: <http://www.textual.ru/gvr/> (Accessed: 01.06.2016).
- Govoruha L.S.* Molodye tektonicheskie dvizhenija na Zemle Franca-Iosifa i ih geograficheskie posledstvija [Modern tectonic movements on the Franz Josef Land and their geographical implications], *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 1964, vyp 14, pp. 77–80 (in Russian).
- Kaplin P.A.* Problema proishozhdenija fiordov i fiordovye poberezh'ja SSSR [The origin of fjords and fjord coasts of the USSR], *Voprosy geografii*, 1959, iss. 46, pp. 204–220 (in Russian).
- Kaplin P.A., Selivanov A.O.* Izmeneniya urovnja morej Rossii i razvitie beregov. Proshloe, nastojashhee, budushhee [Changes in the level of the Russia's seas and coasts development. Past, present and future], Moscow, GEOS, 1999, 299 p. (in Russian).
- Korotaev V.N.* Jestuarno-del'tovye sistemy: morfologija, jevoljucija i sovremennaja dinamika [Estuarine-deltaic systems: morphology, evolution and modern dynamics], *Sovremennye global'nye izmeneniya prirodnoj sredy*, Vol. 2, Moscow, Nauchnyj mir, 2006, pp. 122–137 (in Russian).
- Korotaev V.N.* Jestuarno-del'tovye sistemy [Estuarine-deltaic systems], *Geomorfologija*, 2008, no 3, pp. 55–65 (in Russian).
- Leont'ev O.K., Luk'janova S.A., Solov'eva G.D.* O sovremennyh otnositel'nyh vertikal'nyh dvizhenijah beregov Mirovogo okeana [Modern relative vertical movements of the oceans coasts], *Geograficheskie issledovanija v Moskovskom universitete. Tradicii i perspektivy*, Moscow, MGU, 1976, pp. 66–79 (in Russian).
- Lisicyn A.P.* Marginal'nyj fil'tr okeanov [Oceans marginal filter], *Okeanologija*, 1994, vyp. 34, no 5, pp. 735–747 (in Russian).
- Locija Karskogo morja. Chast' II. Karskoe more i Novaja Zemlja* [Sailing directions for Kara sea. Chpt 2. Kara Sea and Novaya Zemlya], Leningrad, Izd-vo GO UMS RKKA i GU GUSMP, 1935, 429 p. (in Russian).

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Land Hydrology, Engineer; e-mail: thabigd@gmail.com

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Land Hydrology, Scientific Researcher, PhD in Geography; e-mail: gidroden@mail.ru

Materialy kompleksnogo jekologicheskogo obsledovanija uchastkov territorii, obosnovyvajushhego pridanie jetoj territorii pravovogo statusa osobo ohranjaemoj prirodnoj territorii federal'nogo znachenija – gosudarstvennogo prirodnogo zakaznika «Novosibirskie ostrova» [Materials of comprehensive ecological survey of parts of the territory, justifying giving this area the legal status of specially protected natural territories of federal significance – the state nature reserve «New Siberian Islands»], Moscow, WWF, 2015, 483 p. (in Russian).

*Mikhailov V.N.* Dinamika potoka i rusla v neprilivnyh ust'jah rek [The dynamics of the flow and channel in tideless estuaries], Moscow, Gidrometeoizdat, 1971, 259 p. (in Russian).

*Mikhailov V.N.* Gidrologija ust'ev rek [Hydrology of river mouths], Moscow, Izd-vo Mosk. un-ta, 1998, 176 p. (in Russian).

*Mikhailov V.N., Gorin S.L.* New definitions, regionalization, and typification of river mouth areas and estuaries as their parts // Water Resources. 2012, vol. 39, no 3, pp. 247-260 (in Russian).

Nauchno-prikladnoj spravochnik «Klimat Rossii». Jelektronnaja vers. [Scientific and applied guide «Climate of Russia». Electronic version], FGBU «VNIIGMI-MCD», 2014. URL: <http://aisori.meteo.ru/ClspR/> (Accessed: 15.11.2015).

Novaja Zemlja. Priroda. Istorija. Arheologija. Kul'tura. Kniga 1. Priroda. Trudy Morskoj arkticheskoy kompleksnoj jekspedicii

[Novaya Zemlya. Nature. History. Archeology. Culture. Book 1. Nature. Proceedings of the Marine Arctic Complex Expedition], Moscow, Institut Nasledija, 1998, 280 p. (in Russian).

Novaja Zemlja [Novaya Zemlya], Moscow, Evropejskie izdanija–Paulsen, 2009, 410 p. (in Russian).

Resursy poverhnostnyh vod SSSR: Gidrologicheskaja izuchennost'. T. 3. Severnyj kraj [Surface water resources of the USSR: Hydrological coverage. Vol. 3. Northern Krai], Leningrad, Gidrometeoizdat, 1965, 612 p. (in Russian).

*Rusanov V.A.* Stat'i, lekcii, pis'ma [Articles, lectures, letters], Moscow; Leningrad, Izdatel'stvo Glavsevmorputi, 1945, 426 p. (in Russian).

*Sisko R.K.* Vodnyj rezhim lednikovyh rek o.Oktjabr'skoj Revoljucii (Severnaja Zemlja) [Water regime of glacial rivers of October Revolution island (Severnaya Zemlya)], Trudy AANII, 1970, vyp. 294, pp. 28–38 (in Russian).

*Stishov M.S.* Ostrov Vrangelja – jetalon prirody i prirodnaia anomalija [Wrangel Island – the standard of nature and natural anomaly], Joshkar-Ola, Izd-vo Marijskogo Poligrafkombinata, 2004, 595 p. (in Russian).

Received 20.06.2016

Accepted 26.07.2016

УДК [556.166:627.51+556.167.6+551.465.75]:556.54(282.247.13)

Д.В. Магрицкий<sup>1</sup>, Е.Н. Скрипник<sup>2</sup>

## ОПАСНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ И ФАКТОРЫ ИХ МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Рассмотрены результаты детального изучения опасных гидрологических процессов на устьевом участке р. Северная Двина. Основное внимание уделено образованию заторов льда, стоковым и заторным наводнениям, штормовым нагонам и вызываемым ими наводнениям, неблагоприятным ветровым сгонам и стоковым обмелениям. Приведены уточненные и новые сведения о локализации, повторяемости и интенсивности этих процессов и многолетней изменчивости их характеристик. Временные изменения опасных и неблагоприятных гидрологических процессов в устье Северной Двины за период 1900–2013 гг. проанализированы с учетом особенностей и закономерностей многолетних вариаций стока реки, ее гидрологического режима, режима моря, климатических условий. Получены новые оценки характеристик стока и гидрологического режима устья реки, обоснованы выводы о их пространственно-временной изменчивости и ее причинах. Приведены подробные сведения об ущербе от наводнений, структуре и эффективности мероприятий по предупреждению и защите от заторообразования и наводнений в устье Северной Двины, а также новые данные о строении и параметрах устья Северной Двины.

*Ключевые слова:* река, море, устьевой участок, дельта, гидрологический режим, сток и уровень воды, наводнения, маловодье, заторы льда, нагоны и сгоны, ущерб, защитные мероприятия.

**Введение.** Среди основных арктических устьев России самое освоенное и урбанизированное – устье р. Северная Двина, это крупный промышленный и транспортный узел. Человек здесь постоянно сталкивается с опасными гидрологическими явлениями (ОГЯ) и процессами. Но, несмотря на длительную историю мониторинга и изучения ОГЯ, принимаемые меры борьбы и реализуемые защитные мероприятия, ОГЯ периодически происходят и наносят ущерб населению и экономике. Безусловно, значимые успехи в мониторинге, исследовании, прогнозе и предотвращении ОГЯ есть, но сведений об этой деятельности и ее результатах не очень много, как и по составу, пространственной локализации, закономерностям возникновения и развития, характеристикам и изменчивости ОГЯ, особенно после 1980-х гг., хотя такие данные имеют как научную, так прикладную ценность.

Единственная комплексная работа, посвященная устью Северной Двины, – монография «Гидрология устьевой области Северной Двины» [1965]. В ней на высоком профессиональном и научно-методическом уровне рассмотрен весь спектр основных гидрологических процессов, включая опасные, приведены уникальные и самые современные на тот момент сведения об объекте и его элементах, гидрологические данные, результаты их обработки и др. Другие работы касаются лишь отдельных вопросов: заторов льда и стоково-заторных наводнений [Агафонова, Фролова, 2006; Алексеевский и др., 2015; Бусин и др., 2011; Грищенко, Водовозова, 2011; Зайков, 1954; Каталог..., 1976; Фролова и др., 2007; Magritsky et al., 2013a], штормовых нагонов и сго-

нов [Гидрометеорология..., 1991; Magritsky et al., 2013a], их мониторинга, моделирования и предотвращения [Васильев, 2006; Лебедева, 2016; Лупачев и др., 2010; Magritsky et al., 2013a; Skripnik, 2013], проникновения морских вод в устье [Лупачев, 1976; Лупачев, Макарова, 1984], а также русловых процессов [Брызгалов и др., 2008; Русловые..., 2012; Magritsky et al., 2013b].

Мы, безусловно, учитывали результаты предыдущих исследований, но существенно дополнили, уточнили и систематизировали их. Приводимые в статье итоги многолетних исследований отражают не только современную ситуацию с ОГЯ в устье Северной Двины, но и ее развитие в течение XX–начале XXI в., факторы и закономерности этого процесса, его связь с речным стоком, морскими факторами, климатическими изменениями и реализацией мер по борьбе с ОГЯ.

**Материалы и методы исследований.** Устьевой участок Северной Двины включает придельтовую часть и дельту [Гидрология..., 1965; Михайлов, 1997]. Придельтовый участок начинается от устья р. Пинега, имеет широкую пойму и сложноразветвленное русло; его длина ~90 км (рис. 1, а). Основное русловое разветвление расположено у с. Холмогоры. Ниже по течению находится еще 3 крупных разветвления. Длина дельты 45 км, площадь ~900 км<sup>2</sup>. Среднее превышение дельтовой суши над уровнем моря варьирует от 0,5 до 4 м. Дельта многорукавная – число крупных водотоков около 36 (всего их 150). Основные рукава – Никольский (длина 40 км; ширина от 1,2–2,5 до 3,5–4,5 км), Мурманский (30 км; от 1–2 до 5–7 км), Корабельный (35 км;

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, доцент; e-mail: magdima@yandex.ru

<sup>2</sup> ГУ «Архангельский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями», начальник отдела речных и морских гидрологических прогнозов; e-mail: gidro@arh.ru





1–1,5 км), Маймакса (судоходный, ширина 0,2–0,6 км) и Кузнечиха (25 км; ширина 0,3–0,5 км) (рис. 1, б). Крупные острова – Кего, Ласомин, Никольский, Лайда, Ягры, Повракульский, Бревенник, Питяев, Голец и др. Острова занимают около 55% общей площади дельты [Эстуарно-дельтовые..., 2007]. Лето в устье прохладное, зима не очень холодная, климат избыточно влажный. Холодный период в среднем составляет 180 сут. В холодный период доминируют ветры южных румбов, в теплый период – северных. Растительная подзона северо-таежная; многолетняя мерзлота отсутствует; много болот. К XXI в. человек значительно изменил ландшафтный облик придельтового участка и особенно дельты. Значительную часть последней занимают города Архангельск и Северодвинск, дороги и сельскохозяйственные угодья; на придельтовом участке – г. Новодвинск и большое число сельских поселений; высотные отметки поверхности дельты (в пределах Архангельска) искусственно увеличены. В дельте и окрестностях в настоящее время проживают около 550 тыс. человек.

Рассмотрение таких ОГЯ, как стоковые, стоково-заторные и нагонные наводнения, опасные обмеления в реке, дельтовых рукавах и на устьевом взморье, заторы льда и зажоры, оценка характеристик стока и гидрологического режима устьевых участков р. Северная Двина, анализ характера и причин их многолетней изменчивости выполнены с привлечением обширного массива разнообразных данных. Основу его составили материалы режимных наблюдений за уровнями ( $H$ ) и расходами воды ( $Q$ ), за ледовыми явлениями на 14 речных гидрологических постах, а за уровнями моря – на 2 постах. Среди этого числа постов единственный стоковый пост – с. Усть-Пинега (рис. 1). Он находится в 137 км от моря, на верхней границе устьевых участков, функционирует с 1877 г. Другие важные посты: Тройная Гора (107-й км; период действия 1959–2013 гг.) и Бакарица (47 км; 1956–2003) на придельтовом участке; Смольный Буян (42 км; с 1958 г.), Соломбала (35 км; главный пост в дельте, с 1881 г.), Конвейер (19 км; 1955–2002), Экономика (16 км; 1955–1986) и Рикасиа (25 км; 1955–1986) в дельте; Мудьюг (с 1914 г.) и Северодвинск (с 1936 г.) на морском побережье.

Кроме того, привлечены данные наблюдений за количеством осадков и температурой воздуха на следующих метеостанциях устьевых участков и всего бассейна Сев. Двины: Архангельск (64°30' с.ш., 40°43' в.д.), Шенкурск (62°06', 42°54'), Няндома (61°40', 40°11'), Троицко-Печорское (62°42', 56°12'), Сыктывкар (61°40', 50°52'), Вологда, Прилуки (59°19', 39°55'), Тотьма (59°53', 42°45') и Котлас (61°16', 46°43'). Источник метео данных – ВНИИГМИ Ми-

ровой центр данных в Обнинске [URL: <http://meteo.ru/data>, 2016]. В месячные суммы осадков внесены соответствующие поправки на смачивание и замену в 1950-х гг. дождемеров на осадкомеры конструкции Третьякова.

Критические отметки для некоторых ОГЯ и постов, материалы экспедиционных измерений, важные результаты предыдущих исследований, архивные сведения о происходивших в прошлом ОГЯ, в том числе из архивов региональных подразделений Росгидромета и Министерства чрезвычайных ситуаций РФ, кафедры гидрологии суши МГУ имени М.В. Ломоносова [URL: <http://www.nral.org/>, 2016], сформировали еще один массив исходных данных.

Основными методами обработки и анализа исходных данных стали стандартные гидрологические расчеты, статистические методы анализа с проверкой рядов на соответствие важным статистическим гипотезам (при уровне значимости  $\alpha=5\%$ ) с помощью критериев Фишера ( $F$ -test), Стьюдента ( $t$ -test) и Манна-Уитни ( $U$ -test) применительно к коррелированной во времени и асимметричной гидрологической информации, критериев Андерсена ( $t(A)$ ) и числа серий ( $t(u)$ ), коэффициента ранговой корреляции Спирмена ( $Spearman\ RCC$ ). Построены разнообразные эмпирические зависимости и хронологические графики, выполнена оценка тесноты связи и адекватности (на базе  $adjusted\ R^2$  и  $F$ ), а также аналитическая аппроксимация. Ординаты разностной интегральной кривой ( $St$ ) рассчитаны по

формуле  $St_i = \sum_1^i \left( \frac{x_i}{\bar{x}} - 1 \right)$ , а суммарной интегральной кривой – по  $Ss_i = \sum_1^i \frac{x_i}{\bar{x}}$ . Часть статистического анализа проведена в программах Гидрорасчеты (НПО «Гидротехнология»), Excel (компания Microsoft) и Statistica (StatSoft).

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Гидрологические факторы опасных гидрологических процессов и их многолетние изменения.** Состав, интенсивность и локализация опасных гидрологических процессов зависят не только от строения устьевых участков (см. выше), но и от гидрометеорологических факторов, их взаимодействия между собой, пространственно-временной изменчивости, в том числе под влиянием хозяйственной деятельности. В перечне этих факторов особое место занимают речные: сток воды и водный режим реки, наносы, температурный и ледовый режим и др. Они, точнее их характеристики, обладают тремя видами основной изменчивости: вдоль устьевых участков, в течение года и в многолетнем масштабе, что влечет за собой смену в характере опасных

Рис. 1 Схематические карты бассейна (а), устьевых участков (б) и дельты (в) Северной Двины: 1 – гидрологические посты, 2 – метеостанции, 3 – места образования заторов льда, 4 – участки проведения ледокольных работ, 5 – населенные пункты, 6 – городские территории

Fig. 1. Schematic maps of the Northern Dvina River basin (a), river mouth area (b) and the delta (c): 1 – hydrological stations, 2 – meteorological stations, 3 – sites of ice-jam formation, 4 – river reaches with ice-breaking operations, 5 – settlements, 6 – urban territories

процессов. Если первые два вида в условной степени детерминированы, то третий содержит в себе неизвестные случайную и трендово-циклическую составляющие.

Сток р. Сев. Двина ( $W_r$ ) на замыкающем створе у с. Усть-Пинега, согласно нашим оценкам, составляет 104 км<sup>3</sup>/год (1882–2013). К морю  $W_r$  увеличивается до ~107 км<sup>3</sup>/год благодаря боковой приточности (+2,65 км<sup>3</sup>) и положительной разности между количеством осадков и испарением в речной дельте (+0,35 км<sup>3</sup>). Сам сток распределяется (%) в дельте между рукавами Никольский (32,2), Мурманский (18,2), Корабельный (21,5), Маймакса (18,4), Кузнечиха (5,4) и Рыболовка (4,3) [Полонский,

78 сут. Половодье сменяется летне-осенней меженью, лимитирующей судоходство и водоснабжение. Межень часто прерывается дождевыми паводками (как правило, осенью и уже распластанными). Максимальные расходы воды паводков меньше  $Q_{\text{макс}}$  половодья в 4,5 раза, поэтому даже на фоне осеннего заторо- и зажорообразования они не приводят к наводнениям. В начале ноября, с установлением ледостава на реке, летне-осенняя межень переходит в зимнюю с минимальными за год расходами воды. Даты начала и окончания ледовых явлений приведены в таблице. Вдоль устьевых участка они изменяются, как, впрочем, и остальные гидрологические характеристики.

**Характеристики стока воды и ледово-термического режима на устьевом участке р. Северная Двина в разные периоды**

Характеристика	Период		
	1881–1935	1936–1975	1976–2013
Среднеголетний $Q_{\text{ср}}$ , м <sup>3</sup> /с	3520 (0,19;2,5;0,31) <sup>1</sup>	3085 (0,19;1,0;1,16) <sup>1</sup>	3265 (0,14;0,0;0,06) <sup>1</sup>
Среднеголетний $Q_{\text{макс}}$ , м <sup>3</sup> /с	22100 (0,2;0;0) <sup>1</sup>	21100 (0,28;2,5;-0,3) <sup>1</sup>	21000 (0,2;0;-0,06) <sup>1</sup>
Среднеголетний $Q_{\text{мин.ЛО}}$ , м <sup>3</sup> /с	1600 (0,36;0;0,16) <sup>1</sup>	1220 (0,23; -;0,2) <sup>1</sup>	1500 (0,23;2,5;0,10) <sup>1</sup>
$Q_{\text{ср сез}}$ м <sup>3</sup> /с за апрель–июль	6750 (64%) <sup>2</sup>	6290 (68%) <sup>2</sup>	6500 (66%) <sup>2</sup>
за август–октябрь	2800 (20%) <sup>2</sup>	2100 (17%) <sup>2</sup>	2180 (17%) <sup>2</sup>
за ноябрь–март	1370 (16%) <sup>2</sup>	1100 (15%) <sup>2</sup>	1320 (17%) <sup>2</sup>
Средняя температура воды, °С: апрель–май / июнь–июль / август– сентябрь / октябрь–ноябрь	–	2,0 / 15,7 / 13,5 / 1,5	2,6 / 17 / 13,7 / 1,9
Тепловой сток, кДж, $n \cdot 10^{12}$	–	2680	2970
Первое появление льда (дата)	31.10./3.11. <sup>3,4</sup>	03.11./02.11. <sup>3</sup>	29.10./05.11. <sup>3</sup>
Начало ледостава (дата)	10.11./14.11. <sup>3,4</sup>	14.11./20.11. <sup>3</sup>	18.11./22.11. <sup>3</sup>
Весеннее вскрытие (дата)	03.05./04.05. <sup>3,4</sup>	04.05./06.05. <sup>3,4</sup>	30.04./01.05. <sup>3</sup>
Очищение от льда (дата)	10.05./10.05. <sup>3,4</sup>	11.05./10.05. <sup>3,4</sup>	08.05./07.05. <sup>3</sup>
Продолжительность ледостава, сут.	173/172 <sup>3,4</sup>	170/167 <sup>3</sup>	161/156 <sup>3</sup>
Продолжительность ледовых, сут.	192/188 <sup>3,4</sup>	189/189 <sup>3,4</sup>	192/184 <sup>3</sup>
Максимальная толщина льда, см	–	59/67 <sup>3</sup>	62/63 <sup>3</sup>
Число стоковых и стоково-заторных опасных затоплений и наводнений	30 <sup>4</sup>	22	19
Число нагонных опасных затоплений и наводнений	12 <sup>4</sup>	30	41

Примечания. <sup>1</sup>В скобках – значения коэффициента вариации  $C_v$ , отношения  $C_s/C_v$  и коэффициента автокорреляции  $r$  (лаг 1); <sup>2</sup>в скобках – доля сезонного стока в годовом объеме; <sup>3</sup>слева от черты – для поста Усть-Пинега, справа от черты – для поста Соломбала (Архангельск); <sup>4</sup>за неполный период; прочерк – данные отсутствуют.

Кузьмина, 1986]. В зимний период доля Мурманского и Корабельного рукавов обычно возрастает, а рукава Маймакса – уменьшается. Сток наносов оценен нами в 3 млн т/год (при средней мутности воды 30 г/м<sup>3</sup>); к морю он увеличивается на ~60 тыс т. В течение года основная часть стока (60%), как и максимальные за год расходы воды ( $Q_{\text{макс}}$ ), вызывающие наводнения, проходят в половодье. Оно обычно начинается во второй половине апреля, завершается в первой половине июля и длится в среднем

Многолетние колебания стока Сев. Двины отличает, во-первых, смена периодов разной водности и продолжительности и их цикличность в целом (рис. 2). Последняя имеет относительно строгий вид лишь у  $Q_{\text{макс}}$ ; у  $Q_r$  и  $Q_{\text{мин.ЛО}}$  разностные интегральные кривые похожи. Во-вторых, это убывающий тренд (за исключением  $Q$  зимы и весны), статистически значимый для летне-осеннего сезона. Главная же особенность временного ряда  $Q$  – его деление на три относительно однородных

подмножества, в меньшей мере затронувшее  $Q_{\text{макс}}$ , в большей – минимальный сток и многие среднемесячные  $Q$ . Границами между подпериодами служат середина – вторая половина 1930-х гг. и 1970-е гг.

Первый перелом в характере многолетних колебаний  $Q$ , обнаруженный нами и для других рек региона, приходится на период так называемого потепления Арктики, начавшегося в 1920-х гг. и достигшего кульминации в 1930-х гг., и одновременного снижения количества осадков [Грищенко, Водовозова, 2011]. Переход от второго сравнительно холодного и маловодного подпериода стал реакцией на усилившееся глобальное и региональные потепления [Второй..., 2014]. В бассейне Сев. Двины оно было неустойчивым и нечетким вплоть до 1987 г. А с самого начала 2000-х гг. его величина возросла еще больше и продолжает расти. В итоге среднее по бассейну отклонение температуры приземного воздуха (далее ТПВ) в 1976–2015 гг. от ее величины в 1936–1975 гг. составило  $\sim 0,50\text{--}0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а коэффициент линейного тренда –  $\sim 0,5\text{--}0,55\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ . Потепление обусловлено положительными тенденциями, главным образом зимой ( $0,4\text{--}1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), весной ( $1,2\text{--}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и осенью ( $0,2\text{--}0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

Увеличение годовой суммы осадков ( $P_{\text{г}}$ ) во второй половине 1970-х гг. было невыраженным и неустойчивым, охватило не всю территорию бассейна. В юго-восточной, юго-западной и в остальных частях бассейна Сев. Двины значимый рост  $P_{\text{г}}$  зарегистрирован с 1982 г., с конца 1980-х гг. и с конца 1980-х–начала 1990-х гг. соответственно. Последнее повышение  $P_{\text{г}}$  датируется серединой 2000-х гг. Правда, в бассейне р. Сухона его предварял (с конца 1990-х гг.) сравнительно засушливый период. В целом осредненная для территории бассейна Сев. Двины аномалия  $P_{\text{г}}$  положительная ( $+30\text{ мм}$ ), хотя в устье реки отклонение от 1936–1975 г. составило  $-2\text{ мм}$  ( $-0,3\%$ ), в бассейне Сухоны –  $13\text{ мм}$  ( $+2,3\%$ ), в бассейне Вычегды –  $52\text{ мм}$  ( $+9,5\%$ ). Вклад весенних осадков в рост  $P_{\text{г}}$  составил приблизительно  $-2\%$  (в целом по бассейну), летних –  $\sim 58\%$ , осенних –  $\sim 3\%$ , зимних –  $\sim 41\%$ . Такой же неоднозначной выглядит ситуация

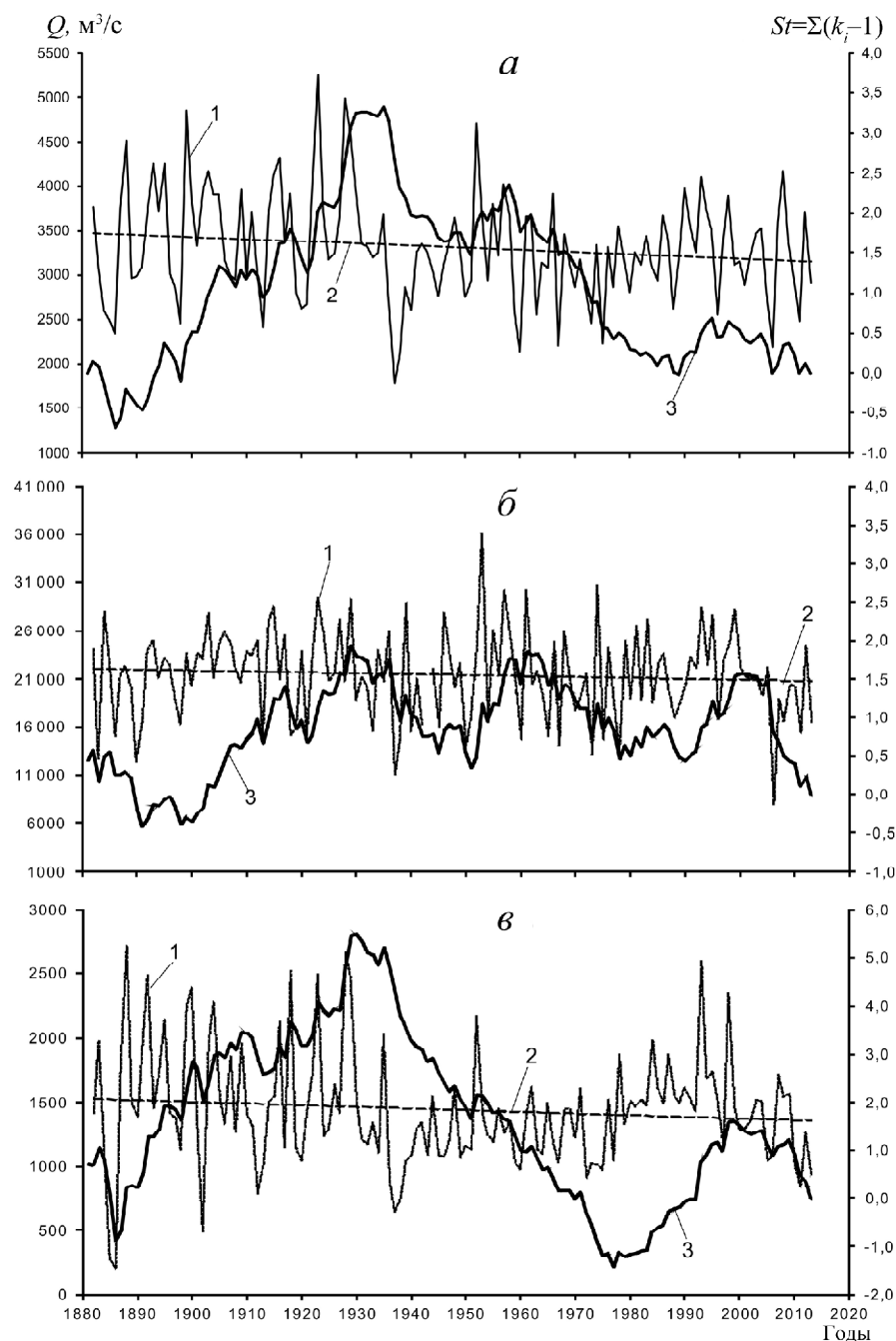


Рис. 2. Многолетние колебания среднегодовых (а), максимальных за год (б) и минимальных летне-осенней межени (в) расходов воды р. Северной Двины на посту Усть-Пинега: 1 – расходы воды, 2 – линейный тренд, 3 – разностная интегральная кривая (правая ось)

Fig. 2. Long-term oscillations of the annual average (a), annual maximum (б) and summer-autumn low-water period minimum (в) water discharges of the Northern Dvina River (at the Ust'-Pinega hydrological station): 1 – water discharges, 2 – linear trend, 3 – residual mass curve (right-hand axis)

с хронологией многолетних колебаний сезонных сумм осадков и ТПВ.

В результате стационарность многолетних рядов расходов воды оказалась нарушена: по среднему, дисперсии, автокорреляции и по характеру межгодовой и долгопериодной изменчивости в целом. В соответствии с СП 33-101-2003 это требует отдельного расчета параметров распределения  $Q$  и построения кривых обеспеченности (таблица), а также коррекции деятельности по борьбе с опасными гид-

рологических процессами. Первый подпериод был самым многоводным и проблемным в плане стоково-заторных наводнений (см. ниже), но ограничения по водопользованию в межень были минимальны. Второй подпериод был, наоборот, маловодным, особенно для минимального стока, для  $Q$  зимних месяцев, марта и апреля. В третий – опять многоводный – подпериод увеличение значений не обнаружено лишь для  $Q_{\text{макс}}$  (несмотря на то что объемы стока половодья возросли),  $Q_{\text{ср.VI}}$  и  $Q_{\text{ср.X}}$ . Особенно увеличились  $Q_{\text{мин}}$  летне-осенней межени, расходы воды августа–сентября ( $Q_{\text{ср.VIII}}$ ,  $Q_{\text{ср.IX}}$ ), ноября–января ( $Q_{\text{ср.XI}}$ ,  $Q_{\text{ср.XII}}$ ,  $Q_{\text{ср.I}}$ ), марта ( $Q_{\text{ср.III}}$ ). Тем не менее это мало повлияло на современную ситуацию со стоковыми обмелениями в навигационный период, тем более что для  $Q$  в июне–сентябре и в целом в летне-осенний сезон выявлен убывающий тренд ( $SRCC = -0,10 \dots -0,17(-)$ ). В случае сохранения этой тенденции меженный сток может вернуться к показателям предыдущего подпериода, а в последующем – к более неблагоприятным значениям. Среди изменения других гидрологических характеристик важно отметить существенное повышение температуры воды в 1976–2013 гг., более позднее осеннее ледообразование и раннее вскрытие реки, общее сокращение продолжительности периода с ледовыми явлениями, уменьшение толщины речного льда (таблица). С учетом климатических прогнозов [Второй..., 2014] закономерно ожидать не только продолжения этих тенденций в будущем, но и их усиления.

Водохозяйственная деятельность практически не влияет на величину и режим стока Сев. Двины. Водопотребление достигало здесь максимальной величины в 1980-х гг.: суммарный забор воды – 1,15 км³/год (или около 1% от  $W_r$  на морском крае дельты), отведение сточных вод – 1,07 км³/год [Государственный..., 1982–2014]. В настоящее время забирается примерно столько же воды (0,63 км³/год за 2009–2013 гг.), сколько сбрасывается (0,60 км³/год). Крупных водохранилищ, тем более на главной реке, в бассейне Сев. Двины нет. Особенности воздействия водохозяйственных мероприятий на уровень, термический и ледовый режим устьевое участка реки рассмотрены ниже.

В дельте, по направлению к морю, усиливается роль морских гидрологических факторов. На распределение стока между рукавами, колебание уровня воды и затопление дельтовой суши, опасные обмеления, скорость течения и др. влияют прежде всего приливы и сгоны–нагоны. Приливы на устьевом взморье Сев. Двины мелководные, полусуточные [Гидрология..., 1965; Гидрометеорология..., 1991; Михайлов, 1997; Национальный..., 2007]. Максимальная величина приливов на посту Мудьюг достигает 1,3 м, величина квадратурного прилива – 0,8 м. Наибольшие величины нагонов (как отклонение от среднемесячного уровня) составили в ноябре 2011 г. 1,9 м у Мудьюга и 2,05 м у Соломбалы, величина ветрового сгона – 0,9 м (Мудьюг). Инду-

цированные приливами и нагонами колебания уровня проникают на придельтовый участок вплоть до устья р. Пинега (и даже дальше), быстро затухая при больших расходах воды и ледяном покрове. Во время половодья приливы редко распространяются более чем на 50 км. При среднем стоке реки средняя величина приливов составляет: у морского края дельты 94 см, в Соломбале 74 см, Бакарице 69 см, в Коскове 50 см [Гидрология..., 1965].

Влияние приливов и нагонов, ветрового волнения усиливается по мере повышения уровня Белого моря (+0,31 см/год за 1993–2011 гг. [Второй оценочный..., 2014]) и «смягчения» ледовых условий (1982–2011 гг.:  $\Delta F_{\text{лед}} = -209 \text{ км}^2/\text{год}$ ,  $\Delta T_{\text{лед}} = -2,2 \text{ сут./год}$ ), а сгонов, наоборот, уменьшается. Специфический устьевой и одновременно опасный процесс представляет интрузия морских вод в дельтовые рукава. Она вызывает ухудшение качества воды и повышение ее агрессивных свойств, нарушение водоснабжения предприятий и населения, ухудшение условий обитания пресноводной биоты и другие негативные эффекты.

**Заторы льда и стоково-заторные наводнения.** Заторы льда формируют в устье Сев. Двины самые опасные и повторяющиеся наводнения. Они усиливают подъем уровня в русле и в итоге способствуют выходу речных вод на пойму, затоплению расположенных на ней объектов. Интенсивный ледоход в реке, навалы льда на берегах, давление ледяных масс на сооружения создают дополнительный ущерб.

Стоково-заторные наводнения сопровождают весеннее половодье и ледоход. Это неслучайно, поскольку в стадию подъема половодья уровень на замерзающих реках слагают две составляющие – стоковая  $\Delta H_{\text{ст}}$ , благодаря увеличению  $Q$  в реке, и подпорная  $\Delta H_{\text{п}}$ , значительная в случае образования затора льда ниже по течению. Если  $\Delta H_{\text{п}} > 0$ , уровни достигают наибольших величин, поэтому 75% всех максимальных за год уровней ( $H_{\text{макс}}$ ) и самые высокие уровни в устье Сев. Двины (с. Усть-Пинега, 1900–2013 гг.) наблюдались в годы с заторами льда. Средняя и максимальная величины подъема уровня в половодье в устье Сев. Двины составляют 7 и 11 м соответственно, тогда как средняя  $\Delta H_{\text{п}}$  равна 2,1 (Усть-Пинега) и 1,4 м (Соломбала), максимальная  $\Delta H_{\text{п}} = 5,6 \text{ м}$ . Во время затора льда скорость подъема уровня может достигать 1–1,5 м/сут.

Места образования заторов в устье Сев. Двины региональным службам Росгидромета и МЧС известны (рис. 1), таких участков ~20. Мощные и продолжительные заторы образуются в Холмогорском разветвлении и выше по течению Усть-Пинеги (у с. Орлецы). В дельте заторообразование чаще развивается в верхней и средней частях рукавов. Гидрологические и метеорологические предпосылки появления заторов сравнительно хорошо изучены. Однако случаи возникновения заторов льда регистрируются на постах и вблизи них не всегда. Причины – частое образование заторов за пределами участка поста, ограниченность обзора при

наблюдениях с берега, нечеткость критериев при выделении этого события. Поэтому, несмотря на почти ежегодное образование заторов в низовьях Сев. Двины, а мощных заторов 6–8 раз в 10 лет [Васильев, 2006], их многолетняя повторяемость, согласно данным лишь стационарных наблюдений [Каталог..., 1976], не достигает 100%: лишь 60% у с. Орлецы и 58% у с. Усть-Пинега. Более точные сведения дает авиаразведка, проводившаяся с 1946 по 1990-е гг. В настоящее время ее заменил спутниковый мониторинг ледовой и общей гидрологической обстановки, правда, пока нерегулярный [Лупачев и др., 2010; Skripnik, 2013].

Заторы льда – фактор, поддающийся регулированию, что доказывает многолетний опыт борьбы с ними. Например, в устье Сев. Двины с ними борются с 1915 г. и особенно активно с 1960-х гг. Основные меры – радиационно-химическое, механическое, пиротехническое ослабление и разрушение ледяного покрова и самих заторов льда (рис. 1). Бомбометание, практиковавшееся с 1922 г., прекращено с 1970 г. из-за его дороговизны, малой эффективности и небезопасности, особенно в городской черте. Но как показывает недавнее (весной 2016 г.) разрушение силами ВКС РФ очень мощного затора в г. Великий Устюг, новые боеприпасы и средства их точного сброса выводят этот способ на совершенно иной безопасный и эффективный уровень.

Борьба с заторами, главным образом силами ледокольного флота, «обогрев» речных вод теплыми сточными водами, сбрасываемыми крупными предприятиями, общее климатическое потепление в регионе (см. выше) дали положительный эффект. Повторяемость заторов в Холмогорском разветвлении уменьшилась с 87% (1939–1961) до 59% (1962–2004), а на участке главного судового хода в дельте – с 30 до 1% [Васильев, 2006]. Средняя продолжительность их существования сократилась с 93 до 85 ч в Холмогорском разветвлении, в дельте – с 62 до 6 ч. Не стало обширных ледяных полей, которые причиняли большой вред береговым сооружениям и портовой инфраструктуре. Согласно нашим оценкам,  $H_{\text{макс}}$  половодья снизились на 0,33 м в Усть-Пинега ( $F\text{-test}(-)$ ,  $t\text{-test}(-)$ ,  $SRCC = -0,16(-)$ ) и на 0,6 м в Архангельске ( $F\text{-test}(+)$ ,  $t\text{-test}(+)$ ,  $U\text{-test}(+)$ ,  $SRCC = -0,43(+)$ ) (рис. 3, а, б). Дополнительным фактором падения  $H_{\text{макс}}$  стало уменьшение  $Q_{\text{макс}}$  (рис. 2, б).

На устьевом участке Сев. Двины в период с 1900 по 2015 г. идентифицировано около 71 стоково-заторных наводнений разной интенсивности (рис. 4, а). На долю умеренно опасных наводнений, или затоплений с незначительным ущербом пришлось 68% случаев. Чаще всего они происходили, когда  $H_{\text{макс}}$  на посту Усть-Пинега находился в диапазоне от 850–900 до 1025 см, а  $Q_{\text{макс}}$  – 19–29 тыс. м<sup>3</sup>/с. Опасные наводнения, т.е. уже с существенным ущербом, но без человеческих жертв, имели повторяемость 18% ( $925 < H_{\text{макс}} < 1050$  см;  $21\,000 < Q_{\text{макс}} < 31\,000$  м<sup>3</sup>/с), а особо опасные и катастрофические – 14% ( $H_{\text{макс}} > 950$  см,  $Q_{\text{макс}} > 25\,000$  м<sup>3</sup>/с). К последним отнесены наводнения в 1903, 1917, 1924, 1927, 1929,

1953, 1955, 1961, 1966 и 2003 гг. Но наиболее масштабные наводнения происходили в XVII–XIX вв. [Зайков, 1954]. Надежные сведения имеются о катастрофических наводнениях в 1621, 1750, 1761, 1763, 1779, 1784, 1796, 1805, 1808, 1811, 1843, 1853, 1858, 1881 гг., а также о 26 менее масштабных наводнениях с  $H_{\text{макс}} < 500$  см (над нулем поста Соломбала), но выше 400 см. В целом в г. Архангельск затопления возможны при уровнях воды в реке и рукавах выше 280–300 см, в Холмогорах – при  $H_{\text{макс}} > 840$  см.

Стоково-заторные наводнения обычно развиваются с конца апреля и в течение мая, иногда с переходом из одного месяца в следующий (в том числе иногда на июнь), длятся от нескольких дней до нескольких недель. Чаще всего они наблюдались в мае (79%). После 1966 г. повторяемость наводнений уменьшилась на 25%, в дельте особо опасных и катастрофических наводнений не было. Человеческих жертв нет уже давно; пространственные масштабы самих затоплений уменьшились. В настоящее время в пределах Архангельска чаще всего затопляются низинные части районов Бакарица, Динамо, Соломбала, Левый берег, островов Краснофлотский, Хабарка, Кего, а также ряд других территорий. Но достоверных сведений о материальном ущербе немного. Известно лишь, что в 1995–2004 гг. прямой ущерб от заторов льда на Сев. Двине и связанных с ними наводнений составил для Архангельской области и Архангельска около 6 млн долл. США, косвенный ущерб оценен в ~4,1–4,5 млн долл. [Васильев, 2006]. Причем лишь ущерб от особо опасного наводнения в с. Холмогоры весной 2003 г. составил ~2,4 млн долл. К косвенному ущербу относят в том числе затраты на борьбу с заторами, например в 2003 г. на ледокольные работы было израсходовано ~135 тыс. долл.

Из неблагоприятных ледовых явлений следует дополнительно назвать осенние заторы льда и зажоры, раннее ледообразование на судоходных участках и позднее ледообразования на участках организации зимних ледовых переправ. Но, хотя повторяемость осенних заторов льда и зажоров высокая (от 60 до 90% и больше), а максимальные величины  $\Delta H_{\text{п}}$  достигают отметок 2,5–3 м, осенне-зимние  $H_{\text{макс}}$  не превышали критических значений. Опасность этих явлений заключается в их прямом давлении и эрозионном воздействии на берега, конструкции и объекты на берегу и в русле, в предопределении образования заторов льда здесь весной и удорожании создания ледовых переправ (зимников).

**Штормовые нагоны.** Второй тип наводнений связан со штормовыми нагонами и развивается в основном в дельте. Опасные штормовые нагоны образуются при перемещении на восток глубоких циклонов, при сложении нагонного повышения уровня, индуцированного сильными и продолжительными северо-западными и северными ветрами, барической свободной волной, пришедшей из Баренцева моря, и прилива [Гидрология..., 1965; Гидрометеорология..., 1991]. В результате морские воды зали-

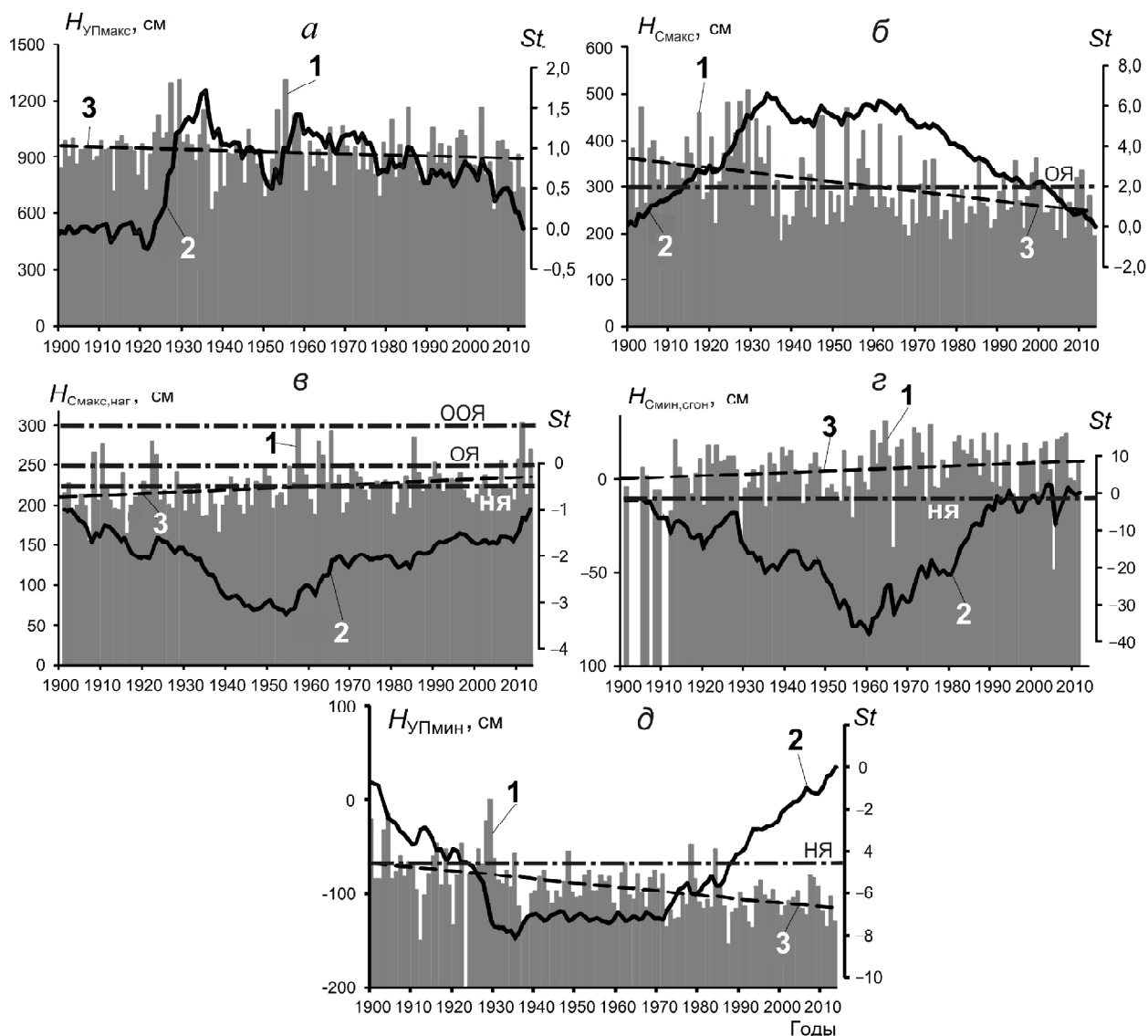


Рис. 3. Многолетние изменения максимальных стоково-заторных (а, б) и нагонных (в), минимальных стонных (г) и стоковых (д) уровней воды (1) реки Северной Двины на постах Усть-Пинега (а, д) и Соломбала (б, в, г) с разностной интегральной кривой (2; правая ось) и линейным трендом (3). Буквенные обозначения, согласно терминологии Росгидромета: НЯ – высотная отметка для неблагоприятного гидрологического явления, ОЯ – отметка опасного явления, ООЯ – отметка особо опасного (стихийного) явления

Fig. 3. Long-term variations of the Northern Dvina River water level (1: а, б – maximum river flow-ice-jam, в – maximum surge, г – minimum down surge and д – minimum river flow) at the Ust'-Pinega (а, д) and Solombala (б, в, г) hydrological stations; 2 – residual mass curve (right-hand axis); 3 – linear trend. The symbols (according to Roshydromet terminology): НЯ – elevation mark of an adverse hydrological phenomenon, ОЯ – mark of a dangerous phenomenon, ООЯ – mark of particularly dangerous (disaster) phenomenon

вают низменные приморские части островов дельты, а подпертые речные воды – низменные прибрежные участки вдоль дельтовых рукавов. Штормовой ветер и волнение, сильные течения, переформирование дна в судоходных каналах формируют дополнительные ущербы.

Продолжительность и масштабы нагонных наводнений обычно существенно меньше, чем у стоково-заторных наводнений. Средняя продолжительность стояния уровней воды выше отметки 200 см ( $T_{200}$ ) на посту Соломбала составила 4,5 ч. (1976–2011), максимальная  $T_{200}$  – 84 ч (1983 г.). Зависимость между максимальными уровнями ( $H_{C, \max}$ ) и  $T_{200}$  описывается выражением:  $T_{200} = (0,226 \cdot H_{C, \max}) - 45,1$  (при  $adj. R^2 = 0,8$ ). Сами же нагоны длятся в среднем 43,5 ч на посту Мудьюг и 46 ч на посту Солом-

бала. Максимальный уровень держится недолго, иногда лишь 10–20 мин.

В 78% случаев умеренно опасные ( $H_{C, \max} > 220$  см) и опасные ( $H_{C, \max} \geq 250$  см) нагонные повышения уровня воды наблюдались в устье осенью, 20% – в декабре–январе. Шесть из семи особо опасных ( $H_{C, \max} \geq 275$  см) и катастрофических ( $H_{C, \max} \geq 300$  см) нагонов происходили в октябре–ноябре. В течение года может быть несколько штормовых нагонов, причем иногда следующих один за другим.

За последние 115 лет в устье Сев. Двины отмечено около 83 штормовых нагона (80% из них умеренно опасные), приведших к тем или иным ущербам (рис. 4, б). Особо опасные и катастрофические нагоны были в 1910, 1922, 1957, 1962, 1965, 1985 и 2011 гг. Последний крупный нагон 14–16 ноября

2011 г. имел 1%-ную обеспеченность и нанес значительный ущерб. Нагон произошел за 3 дня до квадратуры и в период замерзания реки, порывы ветра достигали 30–38 м/с, высота волн на устьевом взморье – 2,5 м, сток реки был несколько выше нормы. Максимальный уровень на постах Мудьюг, Экономия и Соломбала составил 301, 325 и 302 см (над нулем поста Соломбала) соответственно. Затопления наблюдались в зоне шириной до 50 км (от морского края дельты), подпор распространился выше с. Усть-Пинеги. Продолжительность составила около 1,5 сут., максимальная глубина затопления – 1–1,5 м.

Поскольку максимальные нагонные уровни в устье Сев. Двины неуклонно повышаются со скоростью 2,2 см/10 лет на посту Соломбала (1901–2013 гг.;  $F\text{-test}(-)$ ,  $t\text{-test}(+)$ ,  $SRCC=0,29(+)$ ) и 2,3 см/10 лет на посту Мудьюг ( $F\text{-test}(-)$ ,  $t\text{-test}(+)$ ,  $SRCC=0,22(+)$ ) (рис. 3, в), частота и интенсивность нагонных затоплений будут лишь увеличиваться. Эта тенденция, согласно нашим исследованиям, – общая для морских устьев рек в европейской части России (исключение – лишь устья рек, впадающих в Каспийское море). Она объясняется как повышением среднего уровня моря, так и, возможно, усилением синоптической неустойчивости и другими причинами [Второй..., 2014; Magritsky et al., 2013b]. Поэтому значения скорости повышения максимальных нагонных уровней моря, фиксируемые на морских гидрологических постах, в 4–5 раз превысили за тот же период (1993–2011) скорость эвстатического повышения уровня Белого моря, полученную со спутников.

Меры защиты от нагонных наводнений в устье Сев. Двины такие же, как и в отношении стоковых и заторных наводнений: защитные вдольбереговые дамбы и каменные набережные, локальные дамбы вокруг важных объектов, искусственное повышение высотных отметок местности (в Архангельске оно уже составило 1,5 м и выше), возведение объектов на сваях, а также меры не инженерного характера – эффективные методики прогноза надвигающихся нагонов, отработанные схемы эвакуации населения из зон поражения. Строительство противонагонного барьера, как в устьях Невы, Темзы и Рейна, в Венеции, экономически нецелесообразно. Например, затраты на Комплекс защитных сооружений в Финском заливе составили 4–5 млрд долл. США [<http://foedus.ru/novosti>; <http://www.semiotic.ru/d/pub/>; <https://ru.wikipedia.org/wiki>, 2016], тогда как ущерб от катастрофического нагонного наводнения в 2011 г. в устье Сев. Двины оценен в ~1,5–2 млн долл. США.

**Опасные обмеления.** Их вызывают сильные стонные ветры южных румбов, малые расходы воды

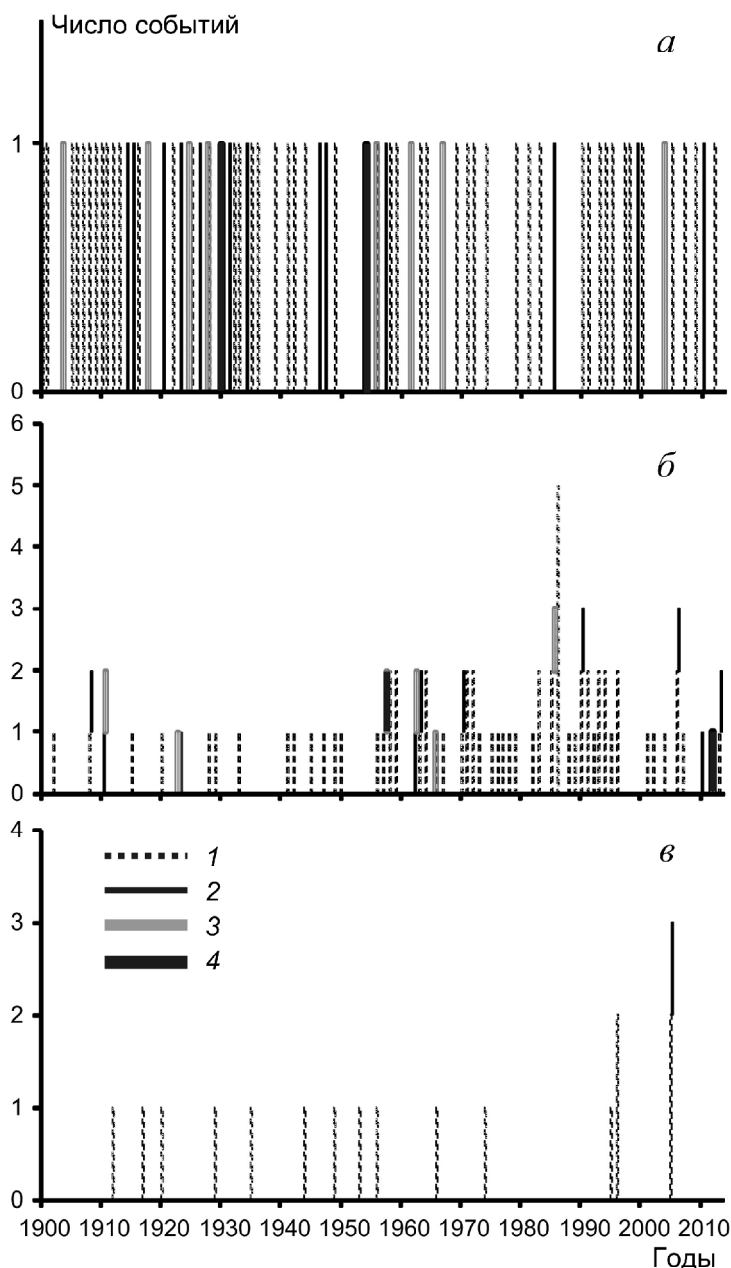


Рис. 4. Динамика стоково-заторных (а) и нагонных (б) наводнений, критических маловодий (в) в устье р. Северной Двины. Типы событий: 1 – умеренно опасные, 2 – опасные, 3 – особо опасные, 4 – катастрофические

Fig. 4. Dynamics of the river flow-ice-jam (a) and surge (b) floods and the critical low-water situations (v) in the Northern Dvina River mouth. Types of events: 1 – moderately hazardous, 2 – hazardous, 3 – extremely hazardous, 4 – disastrous

в межень, мощные заторы льда выше по течению (редкая ситуация), русловые процессы либо воздействие нескольких факторов одновременно. Сгонные и стоковые обмеления классифицируются как неблагоприятный и даже опасный гидрологический процесс при снижении  $H_{\text{мин}}$  ниже критической отметки ( $H_{\text{крит}}$ ) длительностью, как правило, не менее 10 сут. При русловых процессах опасность представляют не колебания уровня, а уменьшение глубины. Стоковые обмеления доминируют на придельтовом участке Сев. Двины, лимитируя главным образом навигацию. Они длятся с июля до начала зимней межени единым периодом или с перерывами, их сред-

няя и максимальная продолжительность – 34 и 132 сут. соответственно (пост Усть-Пинега). В течение 1916–2013 гг. она возросла с 29 сут. в первую его половину до 39 сут. во вторую. Главной причиной такой неблагоприятной тенденции стало статистически значимое ( $F\text{-test}(+)$ ,  $t\text{-test}(+)$ ,  $S\text{RCC} = -0,23(+)$ ), в несколько этапов снижение водности летне-осеннего меженного периода. Снижение летне-осенних значений  $H_{\text{мин}}$  составило 4,3 см/10 лет ( $S\text{RCC} = -0,53(+)$ ). Та же закономерность наблюдается и в отношении зимней межени, хотя на навигацию это не влияет. К дельте интенсивность снижения  $H_{\text{мин}}$  уменьшается из-за подпора от повышающегося уровня моря.

При сильных ветровых сгонах падение уровня в устье Сев. Двины бывает столь значительным, что возникают затруднения для судоходства, главным образом в дельте. Всего выявлено 17 случаев умеренно опасных ( $H_{\text{с, мин}} < -10$  см) и опасных сгонов (рис. 4, в), 85% сгонов произошло в ноябре–феврале с пиками в декабре и феврале. Продолжительность сгонов примерно в 2 раза больше, чем у нагонов. Опасность ветровых сгонов постепенно уменьшается по мере подъема уровня моря. Многолетняя скорость повышения минимальных сгонных уровней составила 0,8 см/10 лет (пост Соломбала; 1905–2011) (рис. 3, г). Сведений об ущербах от сгонов, как и от стоковых обмелений, обнаружить не удалось.

#### Выводы:

- на устьевом участке Сев. Двины, несмотря на его арктическое положение, перечень ОГЯ большой и включает наводнения, ветровые сгоны и маловодья, заторы льда и зажоры, интенсивный ледоход, проникновение морских вод в дельтовые рукава. Для них нами собран уникальный и обширный массив разнообразных сведений;

- наибольший ущерб, с человеческими жертвами в прошлом, формируют речные наводнения и штормовые нагоны. В редких катастрофических случаях он сопоставим у обоих типов, но стоково-заторные наводнения часто сопровождаются заторами льда и интенсивным ледоходом, случаются при еще низких температурах воздуха и воды (апрель–май), длятся существенно дольше и охватывают не только дельту, но и придельтовый участок; 78% штормовых нагонов наблюдалось осенью, с пиком в октябре;

- многолетняя повторяемость стоково-заторных и нагонных наводнений в устье Сев. Двины довольно высокая – 71 и 72% соответственно, но основную их часть (68 и 80%) составляют умеренно опасные события. В многолетнем плане ситуация с разными типами наводнений развивается противоположным

образом. Повторяемость речных наводнений уменьшилась (на 25% после 1966 г.), перестали гибнуть люди, масштабы наводнений и их последствий снизились. Повторяемость заторов уменьшилась на 30%, как и их продолжительность. Это стало возможным благодаря, во-первых, реализации комплекса защитных, научно обоснованных и поэтому эффективных мер; во-вторых, вследствие естественных гидроклиматических изменений, в частности, потепления климата, снижения  $Q_{\text{макс}}$ , толщины речного льда и др. Число нагонных наводнений, наоборот, не уменьшается, а 14–16 ноября 2011 г. был отмечен штормовой нагон 1%-ной обеспеченности, нанесший социально-хозяйственному комплексу устья значительный ущерб. Основные причины этой неблагоприятной тенденции – повышение уровня моря и «смягчение» его ледового режима, усиление в атмосфере синоптической неустойчивости и др.;

- заметный, но пока не оцененный в денежном выражении ущерб формируют ветровые сгоны, стоковые понижения уровня в реке и дельтовых рукавах. Они затрудняют хозяйственную деятельность и ухудшают условия жизни населения и существования гидробионтов, но не вызывают разрушений, гибели людей и т.п. Как и в случае с наводнениями, многолетние тенденции у них разные. Частота и размеры стоковых обмелений, возможно, будут увеличиваться, создавая ограничения по водопользованию, главным образом на придельтовом участке и в летне-осенний сезон. Об этом свидетельствует увеличение продолжительности лимитирующего периода (с 29 до 39 дней), снижение расходов и уровней воды летне-осенней межени, а также характер климатических изменений (в том числе в будущем). Опасность ветровых сгонов, которых выявлено всего 17 (с ущербами), наоборот, уменьшается по мере подъема уровня моря;

- ситуация с ОГЯ в устье Северной Двины остается сложной, несмотря на принимаемые меры. Она требует применения не только дорогих инженерных защитных мер (некоторые из них нецелесообразны, например строительство противонагонного барьера), но и мер не инженерного плана. При последнем подходе упор, на наш взгляд, необходимо делать на повышение качества оперативных и среднесрочных прогнозов, развитие всех форм мониторинга гидрологических процессов, дальнейшее углубление знаний об ОГЯ, в том числе посредством их моделирования, создание невыгодных условий для заселения и освоения потенциально опасных территорий и др. К сожалению, пока ситуация противоположная.

**Благодарности.** Исследования выполнены за счет грантов РНФ (проект № 14-37-00038) и РФФИ (проект № 14-05-00949).



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины // Водные ресурсы. 2006. Т. 33, № 6. С. 1–9.
- Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н. Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек Российской Арктики // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 1. С. 14–31.
- Брызгалов В.В., Скибинский Л.Э., Богунов А.Ю. Исследование устьевой области реки Северной Двины хронокартографическим методом. Архангельск: Лодия, 2008. 143 с.
- Бусин М.В., Варфоломеев А.Ю., Марков Ю.В., Попов А.Н. Влияние паводка на состояние строительных объектов Архангельска // Арктика и Север. 2011. № 3. С. 169–180.
- Васильев Л.Ю. Весеннее наводнение и противозаторные мероприятия в устьевой области Северной Двины // Наводнения и другие опасные гидрологические явления: оценка, прогноз и смягчение негативных последствий: Докл. VI Всеросс. гидрол. съезда. Москва, 2006. С. 223–229.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1017 с.
- Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание. Л.; СПб., 1982–2014.
- Грищенко И.В., Водовозова Т.Е. Тенденции в изменении климата и опасных явлений погоды на территории Архангельской области и Ненецкого автономного округа // Экология человека. 2011. № 6. С. 22–27.
- Гидрология устьевой области Северной Двины. М.: Гидрометеиздат, 1965. 376 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том II. Белое море. Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
- Зайков Б.Д. Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 135 с.
- Каталог заторных и зажорных участков рек СССР. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 260 с.
- Лебедева С.В. Динамика потока в приливном многорукавном устье крупной реки (на примере р. Северная Двина): Автореф. канд. дисс. М., 2016. 25 с.
- Луначев Ю.В. Особенности проникновения соленой воды в приливное устье (на примере устья Северной Двины) // Тр. ГОИН. 1976. Вып. 129. С. 37–52.
- Луначев Ю.В., Макарова Т.А. Проникновение морских вод в рукава дельты Северной Двины и его возможные изменения // Тр. ГОИН. 1984. Вып. 172. С. 117–125.
- Луначев Ю.В., Скрипник Е.Н., Кучейко А.А. Опыт космического мониторинга развития весеннего половодья на реке Северная Двина в 2010 г. // Земля из космоса. 2010. Вып. 6. С. 57–68.
- Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 412 с.
- Национальный атлас России. Т. 2. Природа, экология. М.: Роскартография, 2007. 496 с.
- Полонский В.Ф., Кузьмина В.И. О распределении стока в дельте Северной Двины // Тр. ГОИН. 1986. Вып. 179. С. 49–56.
- Русловые процессы и водные пути на реках бассейна Северной Двины / Под ред. Р.С. Чалова. М.: ООО «Журнал «РТ», 2012. 492 с.
- Терский П.Н. Наводнения на реках бассейна Северной Двины: Автореф. канд. дисс. М., 2012. 24 с.
- Фролова Н.Л., Агафонова С.А., Полякова А.Н. Опасные гидрологические явления в низовьях арктических рек России // Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 355–390.
- Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития / Под ред. В.Н. Коротаева, В.Н. Михайлова, Д.Б. Бабича, Ли Цзунсяня, Лю Шугуана. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
- Magritsky D., Lebedeva S., Polonsky V., Skripnik E. Inundations in the delta of the Northern Dvina River // J. Geograph. institute «Jovan Cvijic» SASA. 2013a. Vol. 63, N 3. P. 133–145. DOI: 10.2298/JGHI303133M.
- Magritsky D., Mikhailov V., Korotaev V., Babich D. Changes in hydrological regime and morphology of river deltas in the Russian Arctic // Proc. HP1, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden, July 2013b. IAHS Publ. 358 (Deltas: landforms, ecosystems and human activities). 2013. P. 67–79.
- Skripnik E.N. Monitoring ice and spring flood progress // Geoinformatics. 2013. Vol. 16, N 3. P. 10–12.

Поступила в редакцию 21.06.2016  
Принята к публикации 26.07.2016

D.V. Magritsky<sup>1</sup>, E.N. Skripnik<sup>2</sup>

# HYDROLOGICAL HAZARDS IN THE MOUTH OF THE NORTHERN DVINA AND THE CAUSES OF THEIR LONG-TERM CHANGES

The results of detailed studies of hazardous hydrological processes in the mouth of the Northern Dvina river are presented. The focus is on the ice jams, inundations from both pure maximum stream flow and peak discharges with ice jams, storm surges and surge-induced flooding, dangerous wind-induced down-surges and low-water periods. The updated and new information on the location, frequency and magnitude of hydrological hazards, long-term variability of their characteristics are given. Long-term changes of hazardous hydrological processes in the mouth of the Northern Dvina river in the period 1900–2013 are analyzed. During this analysis, the features and patterns of long-term variations in water runoff and hydrological regime of the river, of the regime of the White sea, of the regional climatic conditions are taken into account. New estimates of the parameters of the hydrological regime river in its mouth are obtained. Conclusions on the spatial and temporal variability of these characteristics, the causes of variability are

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Hydrology, senior lecturer; e-mail: magdima@yandex.ru

<sup>2</sup> Federal State Budgetary Institution «Northern Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring»; e-mail: gidro@arh.ru

justified. Detailed information about the damages into the mouth of the Northern Dvina river caused by floods, about list and effectiveness of the measures of prevention and protection against ice jams and river flooding, new data on the structure and parameters of the mouth of the Northern Dvina are given.

**Key words:** river, sea, mouth, delta, hydrological regime, runoff and water levels, inundations, low-water periods, ice jams, storm surges, wind-induced down-surges, damage protective measures.

**Aknowledgements.** The study was supported by grants of the Russian Science Foundation (project № 14-37-00038) and Russian Foundation for Basic Research (project № 14-05-00949).

## REFERENCES

- Agafonova S.A., Frolova N.L.* Osobennosti ledovogo rezhima rek bassejna Severnoj Dviny [Features of the ice regime of the Northern Dvina basin], *Vodnye resursy*, 2006, T. 33, no 6, pp. 1–9 (in Russian).
- Alekseevskii N.I., Magrickii D.V., Mihajlov V.N.* Antropogennye i estestvennye izmeneniya gidrologicheskikh ogranichenij dlya prirodopol'zovaniya v del'tah rek Rossijskoj Arktiki [Anthropogenic and natural changes in hydrological constraints to natural resources management in the deltas of the rivers of the Russian Arctic], *Vodnoe hozyajstvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie*, 2015, no 1, pp. 14–31 (in Russian).
- Bryzgalov V.V., Skibinskii L.E.H., Bogunov A.Yu.* Issledovanie ust'evoj oblasti reki Severnoj Dviny hronokartograficheskim metodom [Study of the mouth area of the Northern Dvina River with chrono-mapping method], *Arhangel'sk*, 2008, 143 p. (in Russian).
- Busin M.V., Varfolomeev A.Yu., Markov Yu.V., Popov A.N.* Vliyanie pavodka na sostoyanie stroitel'nykh ob'ektov Arhangel'ska [Effect of flood on state of the construction objects in Arkhangelsk], *Arktika i Sever*, 2011, no 3, pp. 169–180 (in Russian).
- Estuarno-deltovyye sistemy Rossii i Kitaya: gidrologo-morfologicheskie protsessy, geomorfologiya i prognoz razvitiya [Estuarine-deltaic system in Russia and China: the hydrological and morphological processes, geomorphology and forecast of evolution], *Moscow*, 2007, 445 p. (in Russian).
- Frolova N.L., Agafonova S.A., Polyakova A.N.* Opasnye gidrologicheskie yavleniya v nizov'yah arkticheskikh rek Rossii [Dangerous hydrological phenomena in the lower reaches of the Arctic rivers of Russia], *Geoekologicheskoe sostoyanie arkticheskogo poberezh'ya Rossii i bezopasnost' prirodopol'zovaniya*, *Moscow*, 2007, pp. 355–390 (in Russian).
- Gidrologiya ust'evoj oblasti Severnoj Dviny [Hydrology of the Severnaya Dvina River mouth area], *Moscow*, 1965, 376 p.
- Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR [Hydrometeorology and hydrochemistry seas of the USSR], T. II, vyp. 1, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1991, 240 p. (in Russian).
- Gosudarstvennyy vodnyy kadastr. Resursy poverhnostnykh i podzemnykh vod, ih ispol'zovanie i kachestvo. Ezhegodnoe izdanie [The state water cadastre. Resources of surface and underground waters, their use and quality. Annual publication], Leningrad, Sankt-Peterburg, 1982–2014 (in Russian).
- Grishchenko I.V., Vodovozova T.E.* Tendencii v izmenenii klimata i opasnykh yavlenij pogody na territorii Arhangel'skoj oblasti i Neneckogo avtonomnogo okruga [Trends in climate change and danger weather phenomenon in the Arkhangelsk region and Nenets Autonomous District], *Ehkologiya cheloveka*, 2011, no 6, pp. 22–27 (in Russian).
- Katalog zatonykh i zazhorykh uchastkov rek SSSR [The catalogue of ice-dam and ice-gorge reaches of the rivers of the USSR], T. 1, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1976, 260 p. (in Russian).
- Lebedeva S.V.* Dinamika potoka v prilivnom mnogorukavnom ust'e krupnoj reki (na primere r.Severnaya Dvina) [The dynamics of the flow in the tidal mouth of a large river with many branches (for example, Northern Dvina)], *Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet*, *Moscow*, 2016, 25 p. (in Russian).
- Lupachev Yu.V.* Osobennosti proniknoveniya solenoi vody v prilivnoe ust'e (na primere ust'ya Severnoj Dviny) [Features of saltwater intrusion in tidal estuary (for example, the mouth of the Northern Dvina)], *Trudy GOIN*, 1976, vyp. 129, pp. 37–52 (in Russian).
- Lupachev Yu.V., Makarova T.A.* Proniknovenie morskikh vod v rukava del'ty Severnoj Dviny i ego vozmozhnye izmeneniya [The seawater intrusion into the branches of the delta of the Northern Dvina and its possible changes], *Trudy GOIN*, 1984, vyp. 172, pp. 117–125 (in Russian).
- Lupachev Yu.V., Skripnik E.N., Kuchejko A.A.* Opyt kosmicheskogo monitoringa razvitiya vesennego polovod'ya na reke Severnaya Dvina v 2010 g. [The Experience of Space Monitoring of the Spring Seasonal Flood on the Northern Dvina River in 2010], *Zemlya iz kosmosa*, 2010, Vypusk 6, pp.57–68 (in Russian).
- Magritsky D., Lebedeva S., Polonsky V., Skripnik E.* Inundations in the delta of the Northern Dvina River // *J. Geograph. institute «Jovan Cvijic» SASA*. 2013a. Vol. 63, N 3. P. 133–145. DOI: 10.2298/IJGI1303133M.
- Magritsky D., Mikhailov V., Korotaev V., Babich D.* Changes in hydrological regime and morphology of river deltas in the Russian Arctic // *Proc. of HP1, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly*, Gothenburg, Sweden, July 2013b. IAHS Publ. 358 (Deltas: landforms, ecosystems and human activities). 2013. P. 67–79.
- Mihajlov V.N.* Ust'ya rek Rossii i sopredel'nykh stran: proshloe, nastoyashchee i budushchee [The mouths of the rivers of Russia and adjacent countries: past, present and future], *Moscow*, 1997, 412 p. (in Russian).
- Nacional'nyj atlas Rossii [The National Atlas of Russia], T. 2, *Moscow*, 2007, 496 p. (in Russian).
- Polonskiy V.F., Kuz'mina V.I.* O raspredelenii stoka v del'te Severnoj Dviny [On the distribution of runoff in the delta of the Northern Dvina], *Trudy GOIN*, 1986, vyp. 179, pp. 49–56 (in Russian).
- Ruslovyie processy i vodnye puti na rekah bassejna Severnoj Dviny [Channel processes and waterways on the rivers of the Northern Dvina basin], *Moscow*, 2012, 492 p. (in Russian).
- Terskiy P.N.* Navodneniya na rekah bassejna Severnoj Dviny [Floods on the rivers of the Northern Dvina basin], *Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet*, *Moscow*, 2012, 24 p. (in Russian).
- Skripnik E.N.* Monitoring ice and spring flood progress // *Geoinformatics*. 2013. Vol. 16, N 3. P. 10–12.
- Vasil'ev L.Yu.* Vesennnee navodnenie i protivozatornye meropriyatiya v ust'evoj oblasti Severnoj Dviny [Spring inundation and ice-dam control measures in the mouth area of the Northern Dvina], *Navodneniya i drugie opasnye gidrologicheskie yavleniya: oценка, prognoz i smyagchenie negativnykh posledstvij*, *Doklady VI Vserossijskogo gidrologicheskogo s'ezda*, *Moscow*, 2006, pp. 223–229 (in Russian).
- Vtoroj ocenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii [The second assessment report of the Hydromet about climate change and their impact on the territory of the Russian Federation], *Moscow*, Rosgidromet, 2014, 1017 p. (in Russian).
- Zajkov B.D.* Vysokie polovod'ya i pavodki na rekah SSSR za istoricheskoe vremya [High snowmelt floods and rain floods on the rivers of the USSR for the historical time], Leningrad, Gidrometeoizdat, 1954, 135 p. (in Russian).

Received 21.06.2016

Accepted 26.07.2016

## ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДЫ И ОСВОЕНИЯ АРКТИКИ

УДК 332.1+551.582(98)

В.Л. Бабурин<sup>1</sup>, С.В. Бадина<sup>2</sup>, М.Д. Горячко<sup>3</sup>, С.П. Земцов<sup>4</sup>, К.П. Колтерманн<sup>5</sup>

## ОЦЕНКА УЯЗВИМОСТИ СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Представлены итоги исследований по проблемам социально-экономического развития Арктической зоны России (АЗР). Основное внимание уделено разработке подходов к оценке дополнительных издержек экономики, обусловленных как стационарными состояниями природных комплексов Арктики, так и их изменением во времени, а также последствиям возникающих аномалий. В этом контексте более детально рассмотрены проблемы влияния деградации вечной мерзлоты на жилищный сектор населенных пунктов Российской Арктики. Другое актуальное направление исследований в Арктике, особенно для целей планирования хозяйственной деятельности в регионе и прогнозирования его развития, – приведенная в статье оценка уязвимости муниципальных образований (МО) как социально-экономическим, так и природным изменениям. Результаты нашей работы показывают, что глобальное потепление и его последствия в сочетании с социально-экономическими процессами на глобальном и региональном уровнях ведут к разнонаправленным тенденциям изменения издержек и повышению уязвимости территориальных систем.

*Ключевые слова:* издержки, жилищный фонд, уязвимость, Арктическая зона России.

**Введение.** Возрастающий общественный интерес к проблемам развития Арктики, усиление геополитической напряженности в этом регионе и обсуждение вопроса о целесообразности реосвоения Российской Арктики ставит задачу нового прочтения проблем взаимоотношений общества и природы в этом крайне чувствительном для любых инноваций регионе. Ситуацию усугубляет глобальное изменение климата и связанные с этим изменения параметров функционирования большинства природных и социально-экономических территориальных систем. К наиболее актуальным проблемам научно-практических работ в этой области, по нашему мнению, относятся вопросы снижения издержек экономической деятельности в Арктике, оценки последствий деградации вечной мерзлоты и динамики социальной уязвимости в регионе.

**Материалы и методы исследования.** Проблеме издержек рассматривали практически все важнейшие экономические школы (Т. Ман, Ф. Кенэ, А. Смит, К. Маркс, А. Маршалл, Дж. Кейнс, Дж. Гелбрейт, М. Фридмен и др.). Трактовки весьма различны, но их объединяет представление об их базовом значении для оценки эффективности экономической деятельности. Сегодняшняя экономическая доктрина

на считает основным не процесс воспроизводства, как его видели классики экономической мысли XVIII—XIX вв.<sup>6</sup>, а лишь действие рыночного механизма. Сам процесс производства сведен здесь к преобразованию факторов, вводимых в процесс трансформации, в выпуск известного количества экономического блага конкретного наименования [Райзберг и др., 1999], что весьма спорно.

Если объединить различные подходы к понятию «издержки», то можно выделить обобщенную модель. Экономические издержки состоят, во-первых из актуальных, и во-вторых, из «невозвратных» [Пиндайк, 2000], последние связаны с затратами, навсегда покинувшими хозяйственный оборот без малейшей надежды на возвращение. При оценке влияния природных факторов эти издержки, по сути, идентичны понятию «ущерб» от неблагоприятных и опасных природных явлений (НОЯ).

В географической литературе эта проблема также рассматривалась с позиций удорожания строительства как составной части издержек [Кожухов, 1981; Ракита, 1983].

Экономические издержки принято делить на совокупные, средние, маржинальные (предельные) или замыкающие, а также на постоянные и переменные. Совокупные издержки включают в себя все

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра экономической и социальной географии России, зав. кафедрой, докт. геогр. н., проф.; e-mail: vbaburin@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра экономической и социальной географии России, аспирант; e-mail: bad412@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра экономической и социальной географии России, доцент, канд. геогр. н.; e-mail: mgoryachko@yandex.ru

<sup>4</sup> Институт прикладных экономических исследований РАНХиГС, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: zsp1988@mail.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, научная лаборатории комплексных эколого-географических исследований Арктики, проф.; e-mail: peter.koltermann@gmail.com

<sup>6</sup> Райзберг Б.А., Лозовский Л.Ш., Стародубцева Е.Б. Издержки производства. Современный экономический словарь. 2-е изд., испр. М.: ИНФРА-М. 479 с. 1999.

издержки выпуска данного объема экономических благ. Именно эти издержки представляют основной интерес для нашего исследования. Маржинальные издержки важно учитывать при оценке дополнительных (замыкающих) затрат, связанных с поддержанием производственной деятельности за счет освоения новых менее эффективных ресурсов. Это особенно характерно для отраслей первичного сектора, в частности нефтегазодобывающих регионов, где маржинальные издержки растут по мере истощения месторождений и перехода к эксплуатации менее эффективных ресурсов [Артоболевский и др., 2007].

Рассмотрим методику выделения географической составляющей в издержках (И):

$$И = И_{\alpha} + И_{\beta} + И_{\Delta\beta}, \quad (1)$$

где  $И_{\alpha}$  – совокупные среднеотраслевые издержки;  $И_{\beta}$  – издержки географического положения;  $И_{\Delta\beta}$  – издержки (невозвратные), связанные с природными аномалиями (ущербами). Тогда:

$$И_{\beta} = И_k + И_g + И_m + И_{gm} + И_{EGP} + И_{cc} + И_{etc}, \quad (2)$$

где  $И_k$  – издержки, обусловленные климатом;  $И_g$  – издержки, обусловленные гидрологическими процессами;  $И_m$  – издержки, обусловленные мерзлотными процессами;  $И_{gm}$  – издержки, обусловленные геоморфологическими процессами;  $И_{EGP}$  – издержки, обусловленные экономико-географическим положением;  $И_{cc}$  – издержки, обусловленные циклами конъюнктуры<sup>7</sup>;  $И_{etc}$  – прочие непродуцированные факторы, влияющие на издержки.

Невозвратные издержки складываются из

$$И_{\Delta\beta} = И_{\Delta k} + И_{\Delta g} + И_{\Delta m} + И_{\Delta gm} + И_{\Delta cc} + И_{\Delta etc}, \quad (3)$$

где  $И_{\Delta k}$  – дополнительные издержки<sup>8</sup>, обусловленные климатическими аномалиями;  $И_{\Delta g}$  – дополнительные издержки, обусловленные аномальными гидрологическими процессами;  $И_{\Delta m}$  – дополнительные издержки, обусловленные аномальными мерзлотными явлениями;  $И_{\Delta gm}$  – дополнительные издержки, обусловленные аномальными геоморфологическими явлениями;  $И_{\Delta cc}$  – дополнительные издержки, обусловленные циклами конъюнктуры;  $И_{\Delta etc}$  – прочие дополнительные издержки, обусловленные непродуцированными факторами.

Для дальнейшего исследования примем ряд допущений. Среднеотраслевые издержки принимаются одинаковыми для всех регионов России, так как они в первую очередь определяются технологическим укладом и рассчитываются как среднероссийские по каждой отрасли, тогда  $\Delta И$  – следствие природных условий и ЭГП (2).

Ущерб, учитываемый МЧС или рассчитываемый в лаборатории природных рисков географичес-

кого факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, рассматриваются как  $И_{\Delta\beta}$  (1).

Подсчитываются не только воздействия на объекты, но и нарушение целостности системы как единого хозяйственного организма. Под этим понимаются те части  $И_{\beta}$  и  $И_{\Delta\beta}$ , которые определяются деградацией транспортно-коммуникационной сети (например снижение длительности работы ледовых переправ и зимников, под влиянием глобального потепления ( $И_{\beta}$ ), или разрушение мостового перехода во время половодья ( $И_{\Delta\beta}$ )).

Итоговым является интегральное поле издержек (И), которое плавно «дрейфует» вслед за изменением частных индексов (2) и постоянно «взрывается» аномалиями природного и социально-экономического происхождения (3).

Один из наиболее значимых для экономики и социальной сферы Арктики эффектов глобального потепления, влияющий на издержки, – деградация вечной мерзлоты, которая вызывает усиление деформаций и разрушение зданий, дорог, взлетно-посадочных полос и других искусственных сооружений [Arctic..., 2012]. Потепление климата в последние годы привело к увеличению температуры многолетнемерзлых пород. Температура вечной мерзлоты на глубине нулевых годовых колебаний увеличилась на 0,5–2,0 °C за последние 20–30 лет в целом для криолитозоны России. Сложившаяся ситуация послужила возможной причиной массовых деформаций, а в отдельных случаях и обрушения зданий и сооружений в большинстве поселений Российской Арктики, построенных на мерзлоте по первому принципу, т.е. при сохранении вечномерзлых грунтов в мерзлом состоянии [Стрелецкий и др., 2012]. При применении второго принципа в качестве оснований зданий используются предварительно оттаявшие грунты или грунты, оттаивающие в период эксплуатации сооружения (СП 25.13330.2012). Более 75% зданий на мерзлоте построено по первому принципу, при этом предпочтение отдается свайным фундаментам [Гребенец, Рогов и др., 2000]. Как видно на графике, представленном на рис. 1, прочность сцепления свайного фундамента с грунтом при увеличении температуры вечной мерзлоты уменьшается экспоненциально, что приводит к сильным деформациям и разрушениям.

Определять экономические ущербы от деградации вечной мерзлоты мы предлагаем через расчет нормативного износа жилого фонда с введением коэффициента, показывающего степень деградации, – (от 0% – стабильное состояние многолетнемерзлых пород, прочное смерзание фундамента и грунта) до 100% (полное растепление, влекущее разрушение здания).

Норма амортизации представляет собой отношение годовой суммы амортизации к первоначальной стоимости средства труда, выраженное в процентах. Расчет нормы амортизации (Н) проводится

<sup>7</sup> Циклы конъюнктуры в зависимости от географического положения по-разному воздействуют на издержки производства (хозяйственная деятельность в зонах экстремальных условий к ним более чувствительна).

<sup>8</sup> Растущие или снижающиеся.

по следующей формуле:

$$H = \frac{C_{\text{перв}} - C_{\text{ликв}}}{T \cdot C_{\text{перв}}} \cdot 100\%, \quad (4)$$

где  $C_{\text{перв}}$  – первоначальная стоимость данного вида основных средств, руб.;  $C_{\text{ликв}}$  – ликвидационная стоимость данного вида основных средств, руб.;  $T$  – срок полезного использования, лет.

Другое актуальное направление исследований в Арктике, особенно для целей планирования хозяйственной деятельности в регионе и прогнозирования его развития, – оценка уязвимости муниципальных образований (МО) как к социально-экономическим, так и к природным изменениям. Вопрос освоения и присутствия в Арктике является стратегическим для России, однако Арктика уязвима в социально-экономическом плане в связи с климатическими условиями, труднодоступностью регионов, преобладанием добывающей промышленности, низкой плотностью населения, ресурсной зависимостью от южных районов, высоким износом объектов инфраструктуры.

Уязвимость (*vulnerability*) – свойство системы противостоять внешним воздействиям. Ее можно оценить через уровень потерь, возникающих в результате развития потенциально опасного явления, она зависит от способности социально-экономической системы предотвращать негативные воздействия, успешно функционировать и ликвидировать их последствия [Гладкевич и др., 2011; Земцов и др., 2012; Zemtsov et al., 2016]. Чем более уязвима система, тем более катастрофическими будут последствия социально-экономических и природных изменений, что включает в себя как прямые (гибель людей, разрушение зданий, коммуникаций и т.д.), так и косвенные потери (упущенная выгода, сокращение доходов местных бюджетов и др.).

Изменения природной среды можно условно разделить на долгосрочные и краткосрочные. Наибольшее влияние глобального потепления климата на социально-экономическую сферу в долгосрочной

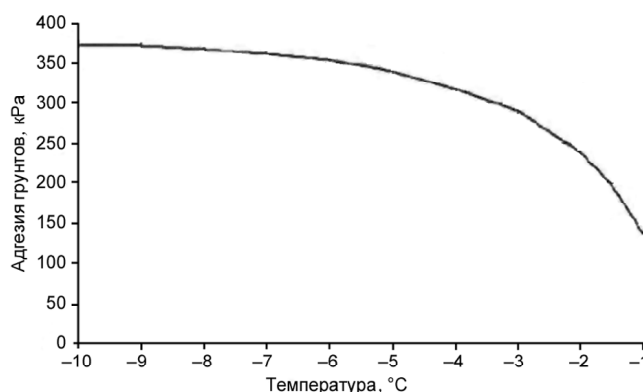


Рис. 1. Схема адгезии грунта и свай в зависимости от температуры грунта, по [Instanes et al, 2008]

Fig. 1. Scheme of adhesion between ground and piles depending on the ground temperature, after [Instanes et al, 2008]

перспективе оказывает таяние многолетней мерзлоты и повышение ее температуры. Важно отметить, что долгосрочные изменения природной среды имеют в целом более серьезные и разрушительные последствия для социально-экономической среды, чем краткосрочные.

Уязвимость МО определялась в индексном виде по формуле, адаптированной из [World ..., 2011] для территории России:

$$I_v = 0,33 \cdot I_s + 0,33 \cdot I_{LC} + 0,33 \cdot I_{LA}, \quad (5)$$

где  $I_v$  – индекс уязвимости;  $I_s$  ( $S$  – индекс восприимчивости) – оценка параметров чувствительности системы к изменениям;  $I_{LC}$  ( $LC$  – индекс недостаточности ликвидационных способностей, невозможности противостоять опасному природному явлению и ликвидировать его последствия,  $I_{LA}$  ( $LA$  – индекс недостаточности адаптивных способностей), т.е. невозможности адаптироваться к изменившимся условиям среды (табл. 1).

**Результаты исследований и их обсуждение.** Основные проблемы, связанные с расчетом поля издержек и выделением в нем доли природных факторов, состоят в отсутствии соответствующей информационной базы. Госкомстат дает только агрегированную по совокупности хозяйствующих субъектов информацию по структуре издержек в разрезе субъектов федерации<sup>9</sup>.

Анализ структуры издержек по основным компонентам по совокупности регионов Российской Арктики и Российского Юга, показал, что она сильно отличается (рис. 2).

На диаграммах хорошо видно, что для Арктики в целом удельный вес энергоносителей составляет 43% от общих внутренних материальных затрат, а для юга России их доля более чем в 2 раза меньше (20%). Это позволяет высказать следующую гипотезу: на климатическую состав-

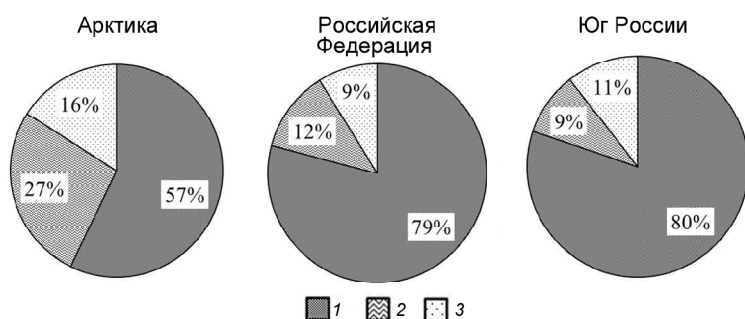


Рис 2. Структура издержек: по регионам Российской Федерации, по [Streletskiy et al, 2014] сырье (1), топливо (2) и энергия (3)

Fig. 2. Cost structure of raw materials (1), fuel (2) and energy (3) production in the regions of the Russian Federation, after [Streletskiy et al, 2014]

<sup>9</sup> GKS.ru: Структура и основные показатели деятельности хозяйствующих субъектов (без субъектов малого предпринимательства).

Таблица 1

## Параметры субиндексов, входящих в индекс социально-экономической уязвимости

Индекс 1	Индекс восприимчивости, $I_S$			
Характеристики	Социальная незащищенность			Опасные жилищные условия
Статистические данные	доля населения, получающего социальную поддержку на оплату ЖКХ	доля лиц, обслуживаемых отделениями социального обслуживания на дому граждан пожилого возраста и инвалидов	доля населения моложе трудоспособного возраста	доля людей, проживающих в ветхом и аварийном жилье
Вес	0,25	0,25	0,25	0,25
Индекс 2	Индекс ликвидационных способностей, $I_{LC}$			
Характеристики	Развитие системы здравоохранения		Социальные связи	
	число больничных коек на 10 000 тысяч населения	число врачей всех специальностей на 10 000 жителей	доля участников добровольных формирований населения по охране общественного порядка	
Вес	0,33	0,33	0,33	
Индекс 3	Индекс адаптивных способностей, $I_{LA}$			
Характеристики	Образование	Материальные ресурсы домохозяйств	Инвестиции	Экономический потенциал МО
Статистические данные	доля жителей с высшим образованием	среднемесячная заработная плата работников организаций	частные инвестиции / на человека	доля собственных доходов бюджета
Вес	0,25	0,25	0,25	0,25

ляющую и производные от нее факторы приходится 0,23 руб. дополнительных затрат на каждый рубль материальных затрат. В наиболее холодных ареалах на нее приходится до 0,4 руб. дополнительных затрат.

На издержки все больше влияет деградация вечной мерзлоты. С жилищным фондом в АЗР связано много проблем, среди которых можно выделить: удорожание строительства и эксплуатации в условиях криолитозоны и действия неблагоприятных природных явлений; нехватка производства строительных материалов; ограниченность земельных ресурсов, пригодных для развития городских территорий, и др. Вследствие этого увеличивается доля ветхого и аварийного жилищного фонда. Если в 2000 г. в среднем для регионов, территория которых включена в АЗР, удельный вес такого жилья составлял около 5%, то в 2013 г. уже 7%<sup>10</sup> (при этом в среднем по России этот показатель, напротив, снизился). Нами выделены зоны, где изменения в устойчивости фундаментов максимальны с 1970 по 2000 г. В Арктике это юго-восточная часть Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) и прибрежные территории Чукотского автономного округа.

При сохранении тенденции изменения климата к потеплению и расширению области деградации многолетнемерзлых пород ареалы «катастрофического» и «сильного» изменения способности фунда-

ментов поддерживать структуры в районах вечной мерзлоты сместятся к 2100 г. далеко на север. К вышеперечисленным зонам максимального изменения устойчивости фундаментов уже к 2050 г. присоединятся наиболее густонаселенные и динамично развивающиеся районы Арктики: территории Республики Коми, НАО, район Норильска, где сосредоточен основной объем жилищного фонда Арктики. Поскольку средний срок эксплуатации современных жилых зданий превышает 100 лет, эту тенденцию необходимо учитывать при новом строительстве в криолитозоне.

Уровень нормы амортизации определяет объем ресурсов, необходимых для восстановления изношенной части основных фондов. Норма амортизационных отчислений в процентах к балансовой стоимости<sup>11</sup> для жилых зданий составляет от 0,7–0,8% для особо капитальных зданий с кирпичными (или крупнопанельными) стенами и железобетонными перекрытиями до 1–6,6% для облегченных зданий (деревянных, глинобитных, легких кирпичных и пр.). Нормативный срок службы зданий первой категории составляет 150–120 лет (более 90% общественного жилищного фонда [Шагин и др., 1991], а для Арктики это значение, по-видимому, можно округлить до 100%), второй – от 15 до 120 лет. Для зданий в условиях криолитозоны эти значения могут изменяться в связи с деградацией многолетнемерзлых пород.

<sup>10</sup> По данным Росстата.

<sup>11</sup> Единые нормы амортизационных отчислений на полное восстановление основных фондов народного хозяйства СССР (утверждены постановлением СМ СССР от 22 октября 1990 г. № 1072).

По результатам проведенных исследований можно выделить 3 зоны. Зона 1 соответствует катастрофическому и сильному изменению способности фундаментов поддерживать структуры в районах вечной мерзлоты. Это означает, что для жилого фонда на данной территории годовая норма амортизации будет превышена до экономически нецелесообразных значений (корректирующий коэффициент влияния деградации многолетнемерзлых пород можно принять равным 20%). Соответственно, в зоне удовлетворительного и умеренного изменения значения этого коэффициента будут равны 10 и 15%. В

Анализ составленной базы данных для расчета индекса уязвимости выявил серьезные недостатки официальной статистики, что представляет одну из основных проблем для регионов Российской Арктики в целом. Практически по всем рассматриваемым показателям отсутствуют данные для Красноярского края и Чукотки. Наблюдался пропуск некоторых показателей за отдельные годы, поэтому для сравнительной оценки уязвимости нами были выбраны только 2010 и 2014 годы.

Результаты расчетов за 2010 и 2014 гг. представлены в табл. 2.

Таблица 2

## Расчеты индексов для муниципальных образований Российской Арктики

Регион	Муниципальное образование	Уязвимость		Восприимчивость		Недостаточность ликвидационных способностей		Недостаточность адаптивных способностей	
		2010	2014	2010	2014	2010	2014	2010	2014
Наиболее уязвимые муниципальные образования									
Архангельская область	Мезенский	0,81	0,76	0,57	0,55	0,96	0,89	0,9	0,84
	Онежский	0,8	0,76	0,53	0,56	0,97	0,9	0,89	0,82
Мурманская область	Терский	0,7	0,64	0,35	0,36	0,95	0,87	0,82	0,67
	Кольский	0,64	0,62	0,18	0,17	0,97	0,9	0,78	0,79
Ненецкий АО	Заполярный	0,72	0,68	0,43	0,39	0,97	0,88	0,77	0,76
	Нарьян-Мар	0,67	0,65	0,63	0,58	0,64	0,69	0,73	0,68
Ямало-Ненецкий АО	Шурышкарский	0,75	0,73	0,46	0,49	0,9	0,83	0,88	0,85
	Тазовский	0,67	0,68	0,36	0,47	0,9	0,82	0,75	0,75
Наименее уязвимые муниципальные образования									
Архангельская область	Архангельск	0,58	0,62	0,44	0,47	0,62	0,62	0,69	0,78
Мурманская область	Мурманск	0,55	0,58	0,14	0,12	0,82	0,72	0,7	0,91
	Кировск	0,54	0,58	0,18	0,17	0,84	0,86	0,6	0,72
Ямало-Ненецкий АО	Ноябрьск	0,59	0,61	0,2	0,22	0,91	0,8	0,66	0,8
	Надымский	0,56	0,55	0,2	0,18	0,85	0,77	0,65	0,71

Примечание. В таблице указаны примеры значений уязвимости для отдельных муниципальных образований.

зоне 3 (стабильное состояние фундаментов) коэффициент не вводится.

Используя формулу (4), гипотетическое жилое здание стоимостью 1 млн руб. в зоне 3 (без ввода коэффициента) при нормативном сроке эксплуатации 120 лет и норме амортизации 0,7% будет иметь ликвидационную стоимость 160 тыс. руб. (иными словами, потребуется 840 тыс. руб. для его поддержания за весь период эксплуатации). При вводе корректирующего коэффициента это же гипотетическое жилое здание в зонах 1 и 2 будет иметь пропорционально либо более низкий срок эксплуатации, либо более высокую норму амортизации, что делает использование зданий, построенных без учета деградации многолетнемерзлых пород на данной территории, экономически неэффективным.

Анализ итогового индекса уязвимости арктических муниципальных районов позволил разбить их на три группы. К критически уязвимым муниципальным районам ( $I_v = 0,7 \div 0,81$ ) в 2010 г. относились Мезенский, Онежский районы и г. Новодвинск Архангельской области, Терский район Мурманской области, Шурышкарский район ЯНАО, Заполярный район Ненецкого АО. В этих районах сочетаются низкие ликвидационные и адаптивные способности и высокая восприимчивость к природным и экономическим изменениям. Новодвинск, Заполярный и Терский районы несколько снизили уязвимость к 2014 г.

Высокая уязвимость ( $I_v = 0,6 \div 0,68$ ) в 2010 г. характеризовала городское поселение Северодвинск и Приморский район Архангельской области, Тазовский, Красноселькупский и Приуральский районы

ЯНАО, Кольский и Канда拉克шский районы Мурманской области и г. Нарьян-Мар. Показатели для Канда拉克шского района несколько улучшились к 2014 г. до средневысокого уровня уязвимости. Районы, относящиеся ко группе 2, менее восприимчивы к природным и экономическим изменениям.

Средневысокий уровень уязвимости ( $I_v = 0,51 \pm 0,59$ ) в 2010 г. имели почти все рассматриваемые городские поселения: в ЯНАО – Ноябрьск, Новый Уренгой, Салехард и Надымский район, в Мурманской области – Оленегорск, Мурманск, Кировск, Полярные Зори и Апатиты, в Архангельской области – Архангельск. Ноябрьск и Архангельск к 2014 г. несколько ухудшили свое положение и достигли высокого уровня уязвимости – 0,61 и 0,62 соответственно. Однако средневысокий уровень уязвимости этих муниципальных образований очень неустойчив и зависит только от высокой восприимчивости. Эти районы сильно подвержены конъюнктурным изменениям, их уязвимость в будущем повысится, причем как к социально-экономическим кризисам, так и к природным.

На современном этапе районы Российской Арктики более уязвимы к социально-экономическим негативным изменениям, чем к природным, что видно по уровню их адаптивных способностей. В условиях потепления климата и повышения вероятности возникновения стихийных бедствий главную роль в снижении уязвимости районов нужно отводить именно их адаптивным способностям.

**Благодарности.** Статья подготовлена при поддержке гранта РНФ (проект № 14-37-00-38).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артובהвский С.С., Бабури В.Л., Бусыгина И.М. и др. Пространство, люди, экономика Югры. Социально-экономическая трансформация Ханты-Мансийского автономного округа. М.: Экономика, 2007. 415 с.

Бабури В.Л., Горячко М.Д., Земцов С.П. и др. Оценка социально-экономических рисков и ущербов от опасных гидрологических явлений (на примере Славянского района Краснодарского края) // Геориск. 2015. № 3. С. 45–53.

Гальперин В.М., Игнатъев С.М., Моргунов В.И. Микроэкономика: В 2-х т. / Общ. ред. В.М. Гальперина. СПб.: Экономическая школа, 1999.

Гладкевич Г.И., Терский П.Н., Фролова Н.Л. Комплексная многофакторная оценка опасности наводнений в России // Ресурсы и качество вод суши: оценка, прогноз и управление: Сб. тр. первой открытой конференции НОЦ. М., 2011. С. 21–36.

Гребенец В.И., Рогов В.В. Инженерное мерзлотоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2000.

Земцов С.П., Крыленко И.Н., Юмина Н.М. Социально-экономическая оценка риска наводнений в прибрежных зонах Азово-Черноморского побережья Краснодарского края // Природные и социальные риски в береговой зоне Черного и Азовского морей / Под ред. К.П. Колтерманна, С.А. Добролюбова, Н.И. Алексеевского. М.: Триумф, 2012. С. 86–96.

Кожухов Ю.С. Стоимостная оценка природных условий градостроительства на территории СССР // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. 1981. № 1. С. 20–26.

Пиндайк Р.С., Рубинфельд Д.Л. Микроэкономика. М.: Дело, 2000. 808 с.

Отметим, что выполненную нами оценку уязвимости нельзя применять для дальнейших расчетов рисков до тех пор, пока не проведен комплексный анализ количества населения, подверженного этим рискам [Бабури и др., 2015].

Расчет уязвимости муниципальных образований позволяет выявить приоритеты социальной государственной политики относительно районов Российской Арктики.

#### Выводы:

– результаты анализа показали наличие сложных взаимосвязей между природными процессами, издержками экономической деятельности и уязвимостью территориальных социально-экономических систем. В среднем в Арктике эти издержки в 2 раза выше, чем в южных регионах России;

– глобальное потепление и следующие за ним трансформации большинства арктических природных подсистем неизбежно все больше влияют на уязвимость, устойчивость и адаптационную способность территориальных социально-экономических систем. Наиболее уязвимы приморские регионы Архангельской области и Ямало-Ненецкого АО. В сочетании с высокой вероятностью значительных потерь жилищного фонда и социальной инфраструктуры в зонах наиболее активной деградации вечной мерзлоты все это в конечном итоге ведет к вариации издержек;

– строительные нормы и правила должны быть пересмотрены в связи с изменившейся экологической ситуацией в криолитозоне.

Райзберг Б.А., Лозовский Л.Ш., Стародубцева Е.Б. Издержки производства (рус.). Современный экономический словарь. 2-е изд., испр. М.: ИНФРА-М, 1999. 479 с.

Ракита С.А. Природное и хозяйственное освоение Севера. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983.

Стрелецкий Д.А., Шикломанов Н.И., Гребенец В.И. Изменение несущей способности мерзлых грунтов в связи с потеплением климата на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2012. Т. 16, № 1. С. 22–32.

Шагин А.Л., Бондаренко Ю.И., Гончаренко Б.Ф. и др. Реконструкция зданий и сооружений. М.: Рипол Классик, 1991.

Arctic Climate. Iss. 2011: Changes in Arctic Snow, Water, Ice and Permafrost. SWIPA. Overview Rep. 2012.

Instanes A., Anisimov O. Climate change and Arctic infrastructure // Proceed. Ninth Intern. Conf. on Permafrost, June 29–July 3. Alaska, Fairbanks, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008.

Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. Permafrost Degradation // Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. Academic Press, 2014.

World Risk Report. Bonn: Bendnis Entwicklung Hilft, 2011.

Zemtsov S., Goryachko M., Baburin V. et al. Integrated assessment of socio-economic risks of hazardous hydrological phenomena in Slavyansk municipal district // Natural Hazards. 2016. T. 82, N 1. P. 43–61.

Поступила в редакцию 16.06.2016

Принята к публикации 26.07.2016



V.L. Baburin<sup>1</sup>, S.V. Badina<sup>2</sup>, M.D. Goryachko<sup>3</sup>,  
S.P. Zemtsov<sup>4</sup>, K.P. Koltermann<sup>5</sup>

VULNERABILITY ASSESSMENT  
OF SOCIO-ECONOMIC DEVELOPMENT  
OF THE RUSSIAN ARCTIC TERRITORIES

The results of studying the problems of socio-economic development of the Arctic zone of Russia are presented. The focus is on the development of approaches to the assessment of additional costs of the economy caused by both the state of natural complexes of the Arctic, and their changes over time, as well as the consequences of arising anomalies. In this context, the impact of permafrost degradation on the housing sector of the Russian Arctic settlements is discussed more in detail. Another topic line of research in the Arctic, particularly for the purposes of planning the economic activities in the region and forecast of their development, is the assessment of municipalities in terms of their vulnerability to socio-economic and environmental changes. The results of our study prove that the global warming and its effects, combined with social and economic processes at the global and regional level, lead to divergent trends of costs and increase the vulnerability of territorial systems.

*Key words:* costs, housing facilities, vulnerability, the Arctic zone of Russia.

*Acknowledgements.* The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project 14-37-0038).

# REFERENCES

- Arctic Climate. Iss. 2011: Changes in Arctic Snow, Water, Ice and Permafrost. 2012, SWIPA. Overview Rep. 2012.
- Artobolevsky S.S., Baburin V.L., Busygina I.M. et al. Space, people, economy of Ugra. Socio-economic transformation of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug. Moscow: Economist, 2007, 415 p. (in Russian).
- Baburin V.L., Goryachko M.D., Zemtsov S.P. et al. Assessment of socio-economic risks and damage from hazardous hydrological phenomena (for example, Slavyansk municipal district of Krasnodar Krai) // *Georisk*. 2015, № 3, pp. 45–53 (in Russian).
- Gal'perin V.M., Ignatyev S.M., Morgunov V.I. Microeconomics: In 2 volumes / Edited by V.M. Gal'perin. SPb. Economic School, 1999 (in Russian).
- Gladkevich G.I., Terski P.N., Frolova N.L. Integrated multi-factor evaluation of flood danger in Russia // The resources and quality of surface waters: assessment, prediction and management: Proceedings of the first open conference NOCTS. M., 2011. pp. 21–36 (in Russian).
- Grebenets V.I., Rogov V.V. Permafrost Engineering. M.: MGU. 2000 (in Russian).
- Instanes A., Anisimov O. Climate change and Arctic infrastructure // Proceed. Ninth Intern. Conf. on Permafrost, June 29-e July 3. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, 2008.
- Kozhuhov Yu.S. Valuation of natural conditions of urban development in the USSR. MSU Vestnik, Vol. 5. 1981, № 1, pp. 20–26 (in Russian).
- Pindaik R.S., Rubinfeld D.L. Microeconomics. M.: Business, 2000, 808 p. (in Russian).
- Raizberg B.A., Lozovsky L.Sh., Starodubtseva E.B. Costs of production. Modern Dictionary of Economics. 2nd ed., Rev. M.: INFRA-M, 1999, 479 p. (in Russian).
- Rakita S.A. Natural and economic development of the North. M.: MGU. 1983 (in Russian).
- Streletsky D.A., Shiklomanov N.I., Grebenets V.I. Changing the bearing capacity of frozen soil in connection with climate warming in the north of Western Siberia // *Earth's Cryosphere*. 2012. Vol. 16. №1. pp. 22–32 (in Russian).
- Shagin A.L., Bondarenko Yu.I., Goncharenko B.F. et al. Reconstruction of buildings and structures. – Ripol Classic, 1991 (in Russian).
- Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. Permafrost Degradation // Shroder J. F. Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. Academic Press, 2014.
- World Risk Report. Bonn: Bьndnis Entwicklung Hilft, 2011.
- Zemtsov S., Goryachko M., Baburin V. et al. Integrated assessment of socio-economic risks of hazardous hydrological phenomena in Slavyansk municipal district // *Natural Hazards*. 2016. т. 82, № 1. С. 43–61.
- Zemtsov S.P., Krylenko I.N., Youmina N.M. Socio-economic assessment of the risk of flooding in coastal areas of the Azov-Black Sea coast of Krasnodar Krai // *Natural and social risks in the coastal zone of the Black and Azov Seas* / Edited by Koltermann P.K., Dobrolyubov S.A., Alekseevsky N.I. M.: Triumph, 2012, pp. 86–96 (in Russian).

Received 16.06.2016

Accepted 26.07.2016

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Economic and Social Geography of Russia, Head of the Department, Professor, D.Sc. in Geography; e-mail: vbaburin@yandex.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Economic and Social Geography of Russia, post-graduate student; e-mail: bad412@yandex.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Economic and Social Geography of Russia, Associate Professor, PhD. in Geography; e-mail: mgoryachko@yandex.ru

<sup>4</sup> Russian Presidential Academy of national Economy and Public Administration, Institute of Applied Economic Research, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; e-mail: spzemtsov@gmail.com

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Complex Ecological and Geographical Research of the Arctic, Professor; e-mail: peter.koltermann@gmail.com

УДК 551.43; 551.4.06

Ф.А. Романенко<sup>1</sup>, О.А. Шиловцева<sup>2</sup>

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Рассмотрены распространение и хронология современных геоморфологических процессов, главным образом в Хибинских тундрах. Приведены новые фактические материалы о преобразовании ими рельефа, о проявлениях как хорошо известных (водоснежные потоки), так и «экзотических» для Кольского п-ова процессах (оползни-сплывы). Установлено, что они были характерны для всей второй половины голоцена, хотя и имели периоды активизации и затухания. Один из главных факторов их развития – климатические изменения, поэтому рассмотрены основные тенденции колебаний температуры воздуха и осадков на всей территории Кольского п-ова. За последние 100 лет изменение температуры воздуха происходило квазициклично, с четко выраженным линейным трендом к повышению средней за год температуры воздуха со скоростью около 1,0 °C за 100 лет, причем максимальным зимой. Это связывают с изменением атмосферной циркуляции – на протяжении всего года растет продолжительность долготной южной циркуляции. Отмечена положительная линейная тенденция к увеличению количества осадков, т.е. небольшой рост увлажненности. Так как геоморфологическая система весьма инерционна, то для проявления каких-либо ее изменений необходимы существенно более долговременные климатические изменения, чем в ходе выявленных циклов потепления–похолодания длительностью 30–50 лет.

*Ключевые слова:* Кольский полуостров, Хибинский горный массив, катастрофические природные процессы, рельефообразующие процессы, экзогенные процессы, водоснежные потоки, оползни-сплывы, климатические изменения, тенденции колебаний температуры воздуха и осадков.

**Введение.** В центральной части Кольского п-ова находится несколько горных массивов – Хибинские (1200 м), Ловозёрские (1120 м), Чуна- (1072 м) и Монче-тундры (965 м). Это один из самых известных очагов катастрофических природных процессов в Субарктике. Обвальнo-осыпные, лавинные, селевые, эрозийные процессы имеют заметное рельефообразующее значение и наносят наибольший ущерб инфраструктуре. Лучше других изучены лавины и сели, механизмы, хронология и цикличность которых изучены с разных точек зрения [Снег..., 1967; Перов, 1966, 1971; Вашалова, 1987; Сапунов, 1991; Водоснежные..., 2001]. Установлено, что важнейшим фактором возникновения и локализации лавин и селей служат климатические условия, которые в настоящее время заметно изменяются. Поэтому главной задачей нашей работы стало выявление современных тенденций изменений климата на Кольском п-ове и их возможное влияние на характер и интенсивность геоморфологических процессов. В густонаселенных и перспективных с точки зрения развития производственной, селитебной и туристской инфраструктуры районах такой анализ приобретает важное значение как элемент оценки геоморфологической безопасности. Если влияние климатических изменений и колебаний локальных погодных условий на рельеф удастся установить в последние 100 лет, в период инструментальных наблюдений, то метод актуализма позволяет распространить полученные выводы на весь голоцен.

**Материалы и методы исследований.** В статье обобщены наблюдения одного из авторов в горах Кольского п-ова за распространением катастрофических процессов и строением созданного ими рельефа в ходе многолетних (1996–2014) полевых работ и учебных студенческих практик. Кроме полевых описаний, геоморфологических схем и геолого-геоморфологических профилей, использованы дистанционные материалы – аэрофотоснимки (АФС) 1958 г. масштаба 1:30 000 из фондов Хибинской учебно-научной базы, космические снимки низкого разрешения из открытых источников (Google Earth, Yandex), а также топографические карты масштаба 1:25 000.

Для анализа изменений климата нами использована база данных ВНИИГМИ МЦД [www.meteo.ru] для 11 станций на Кольском п-ове с самыми продолжительными (1878–2013 гг.) рядами наблюдений за температурой воздуха. Наиболее длинный ряд наблюдений (с 1878 г.) на станции Кола с помощью стандартной методики совмещен с рядом наблюдений в Мурманске. К сожалению, данные некоторых станций на Терском берегу и в центральной части Кольского п-ова после 2009 г. в базе ВНИИГМИ отсутствуют. При расчете аномалий средней за месяц температуры воздуха (At) и месячного количества осадков (Ap) использованы средние значения параметров за весь период наблюдений.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
*Экзогенные процессы в горах Кольского полу-*

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, вед. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: faromanenko@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, заведующая метеорологической лабораторией, канд. геогр. н.; e-mail: shil\_o@mail.ru

**острова.** В Хибинском горном массиве впервые выявлено [Перов, 1966] широкое распространение одной из разновидности селей – водоснежных потоков (ВСП), а также установлена их важная рельефообразующая роль. Они относятся [Перов, 1996] к категории снеговых селей и отличаются от лавин тем, что для них характерно [Сапунов, 1991; Водоснежные..., 2001]: возникновение только весной в период бурного снеготаяния или обильных жидких осадков при большом количестве снега в руслах водотоков или при прорыве снежных плотин, образованных лавинами; насыщенность снежной массы водой (20–70%); насыщенность каменным материалом (до 12%).

Наибольший геоморфологический эффект от ВСП наблюдается на участках транзита и аккумуляции. Участки транзита – обычно глубокие (несколько десятков метров) V-образные врезы шириной до 30–50 м, иногда с плоскими днищами, заваленными крупными глыбами и иногда даже блоками объемом более 10 м<sup>3</sup>, что свидетельствует об огромной «живой силе» движущейся массы. Конечно, наибольшей глубины эти врезы достигают не в скальных породах, а в рыхлых. Часто они прямолинейны, а на поворотах движущаяся масса сносит не только почвенно-растительный покров, выплескиваясь выше бровки, но и верхние горизонты рыхлых отложений.

Так как факторы образования ВСП (большое количество снега, его бурное таяние, обильные осадки и т.д.) в одном и том же горном массиве схожи, то можно предположить, что процессы должны происходить одновременно во многих бассейнах с аналогичными условиями. Действительно, массовое образование ВСП в разных районах Хибин [Сапунов, 1991] имели место в мае 1977 г. (37 очагов) и в мае 1987 г. (28 очагов). Объем некоторых из них достигал 70 тыс. м<sup>3</sup>. Подобные события произошли в мае 1951 г. или 1952 г. [Перов, 1966], а также в мае 1995 г. [Ананьев, 1998], когда во внутренней части Кольского п-ова была очень теплая весна. Всего в Хибинах насчитывается около 300 очагов ВСП, и с точки зрения рельефообразования это, пожалуй, важнейший процесс современной морфодинамики.

Участки аккумуляции (зоны торможения) очень похожи на конусы выноса временных водотоков. Они также имеют конусообразную форму, если образуются в месте выхода потока на участки с меньшими уклонами (Айкуайвенйок), или вытянуты вдоль русла, если находятся на перегибе продольного профиля (долина Гакмана) и зажаты между скальными стенками. Как правило, рельеф зон торможения отличается беспорядочным сочетанием вытянутых вдоль тальвега гряд высотой до 1,5 м, разделяющих их ложбин, хаотических скоплений валунов, отдельных крупных глыб. Выстилающий днище долин материал – смесь обломков разной крупности, несортированного песка, а также веток и целых стволов деревьев, вырванных целиком кустарников, кусков дернины и т.д. Ширина конусов может дости-

гать 200–300 м, длина 2–3 км. Окатанность обломков колеблется от нулевой до хорошей, так как связана преимущественно с составом несомого материала. Его источниками служат как падающие на снег неокатанные куски породы с окружающих склонов, так и размываемые толщи ледниковых и водно-ледниковых отложений, в которых встречаются и хорошо окатанные галька и валуны.

В южной части Хибинского массива на правом берегу р. Большая Белая у подножия Вудъяврчора в районе распространения мощных (>150 м) толщ рыхлых ледниковых отложений расположен очень глубокий (до 65 м) V-образный врез. Весной по нему течет небольшой ручеек, берущий начало в безымянном озере (А.А. Лукашов называет его Неправильным), глубина которого, по нашим промерам, в периоды большой водности превышает 6 м, а площадь значительно колеблется. Большую часть летнего периода русло сухое и завалено валунами и галькой. В устье ручья (вреза) находится конус выноса, имеющий несколько четко выраженных возрастных генераций в виде наклонных площадок шириной до 30 м с превышениями до 2 м одна над другой. Площадки вымощены песчано-валунно-галечным материалом с отдельными глыбами до 1,2 м в поперечнике, осложнены отдельными грядами и отличаются степенью задернованности. Ближайшая к современному руслу ручья поверхность абсолютно лишена растительности, а самая удаленная от него, наоборот, заросла уже не только ивой, но и березой. Это говорит о том, что здесь водоснежный (или катастрофический эрозионный) процесс повторялся неоднократно в течение по меньшей мере нескольких веков. Самый молодой конус сформировался до 1958 г. и, судя по его свежести, незадолго до этого, т.е. в течение последних 100 лет.

В непосредственной близости от него нами обнаружен параллельный врез, почти такой же глубокий, но целиком заросший густым лесом, что говорит о его более древнем возрасте. Ширина гребня, отделяющего врезы, не превышает 10 м, состав пород также одинаков, и причины изменения направления движения обводненных снежных масс пока неизвестны. В устье древнего вреза находится конус выноса, также целиком задернованный и имеющий две возрастных генерации, судя по облику, его возраст не менее нескольких тысяч лет. Можно предположить, что он формировался либо на этапе большей снежности (водности) этого водо-снегосбора, либо более длительного, чем сейчас, и более интенсивного таяния, либо, если допустить его мгновенное формирование, представляет собой следы сейсмического события.

Мы предполагаем, что конус выноса образовался в более холодных и снежных условиях первой половины голоцена. Поскольку даже сейчас в Хибинах сохранились небольшие ледники, обнаруженные В.Ф. Перовым [1968], и многочисленные снежники-перелетки, то можно допустить, что на этапе разрушения горно-долинного и карового оледенения их здесь было гораздо больше. Таяние такого снеж-

но-ледового образования, или, скорее, выплеск воды из озера в результате, например, схода крупной лавины со склона Вудъяврчорра и падения ее в озеро, могли привести к формированию мощного конуса выноса. Возраст подобного события в бассейне Айкуайвенйока, вызванного сейсмообвалом, определен нами [Романенко и др., 2011] с помощью радиоуглеродного датирования болотных отложений в запруженной конусом ложбине. Он составил  $5730 \pm 150$  лет назад (ГИН-13129), что после калибровки с помощью стандартной методики (программа OxCal 3.10, Bronk Ramsey, 2005) дает интервал 3940–3630 лет до н.э.

О существовании периодов более активного развития селей свидетельствуют и серии террас в долинах более крупных рек, например, Юкспоррйока и Малой Белой. Насчитывается до 3–4 уровней этих террас, сложенных неоднородной галечно-валунной толщей с небольшим количеством более тонкого материала (песка и гравия). Они обладают неровной грядово-ложбинной поверхностью и, в отличие от аналогичных аллювиальных уровней, практически отсутствующих в Хибинах, не выдержаны ни по высоте (наклонены в разные стороны), ни по латерали, т.е. не прослеживаются вдоль русла. В лесной зоне террасы заросли густыми ивняками и березняками, в тундре частично не задернованы. Так как в настоящее время в крупных реках они не образуются, то можно предположить, что формирование таких объектов происходило в более холодных и снежных условиях.

Водоснежные потоки встречаются, хотя и существенно реже, в расположенных западнее хребтах Монче- и Чунатундр. Но свежих (вековой давности) следов нами не обнаружено, что, вероятно, можно объяснить меньшей густотой эрозионной сети – коллектора ВСП и, возможно, более равномерным распределением снега. Другие факторы – крутые склоны, значительное количество снега, условия снеготаяния – аналогичны. На юго-западном склоне одного из самых высоких в Мончетундре массива Хипикнунчорр (795,7 м) глубина V-образного вреза в валунно-песчаные ледниковые отложения превышает 20 м. Долина, судя по отсутствию заметного конуса выноса, лишь иногда служила каналом для схода катастрофических потоков, так как ее водо-снегосбор отличается очень небольшим уклоном. В русле лежат глыбы диаметром до 2 м и более. Склоны заросли довольно высоким лесом, что позволяет говорить об отсутствии крупных смещений, по крайней мере в XIX–XXI вв.

Существенно менее распространенный, процесс, происходящий в низкогорьях Кольского п-ова, – оползни-сплывы (посткриогенные сплывы или криогенные оползни скольжения). В Хибинских и Ловозёрских тундрах мерзлые породы распространены на значительной (900–1200 м) высоте, где преобладают сравнительно устойчивые скальные (морозные) породы [Перов, 1968]. Тем не менее в горах и на меньшей высоте длительное время сохраняется мощная сезонная мерзлота, также способствующая

смещениям рыхлого чехла. Так, весной 2000 г. крупный оползень-сплыв сошел на правом борту долины Гакмана – ледниковые валунно-песчаные отложения сместились по водоупорной и не успевшей протаять ленточнослоистой тонкопесчано-алевритовой толще. Полукруглая форма стенки срыва, состав материала, наличие русла и следов течения не оставляют сомнения в том, что при смещении преобладало именно сплывание, а не осыпание. Облик форм практически идентичен оползням-сплывам на Таймыре, Ямале и в Якутии. Весна 2000 г. была, по данным внутренних станций Кольского п-ова, очень теплой, – положительная аномалия температуры за весну (апрель–май) превысила средние значения более чем на 2 °С. Насыщенность верхнего слоя грунта водой за счет таяния снега могла привести к смещению этого оползня-сплыва.

Оползневое тело аналогичной крупной формы на правом борту широкого трога на северо-восточном склоне высшей точки Чунатундры – горы Эбручорр (1072 м), где плоскостью сплывания выступали скальные породы, сместилось практически до дна трога. В средней части склона в обвально-осыпном конусе под скальными стенками выработан лоток, по которому, видимо, и происходило перемещение материала. Аналогичная форма находится над восточным входом на Умбозёрский перевал в Хибинах, где в составе коллювия преобладают скальные обломки разной крупности.

В целом для низкогорий Кольского п-ова характерны следы более активных гравитационных, селевых и эрозионных процессов в прошлом, чем в настоящее время. Это и задернованные крупные конусы выноса, часто прорезанные более мелкими современными руслами, заросшие присклоновые шлейфы, образованные валунами и глыбами, густо покрытые растительностью селевые террасы. Более того, в самой высокой части центральной долины Хибин (долина Кукисьок-Кунийок) в присклоновых щебнисто-глыбовых шлейфах полукруглой формы можно предположить существование ледяного ядра, которое в настоящее время не сохранилось.

Таким образом, горы Кольского п-ова испытывали в конце позднего плейстоцена и в первой половине голоцена заметное геоморфологическое преобразование в результате мощного покровного и горного оледенения, разрушение которого во многом стимулировало интенсификацию катастрофических процессов, следы которых сейчас существенно потеряли свежесть.

Попытки определить возраст этапов активизации катастрофических процессов в Хибинах предпринимались неоднократно [Перов, 1971; Вашалова, 1987; Водоснежные..., 2001; Владыченский и др., 2007; Косарева, 2007]. С помощью радиоуглеродного датирования удалось выявить четыре периода уменьшения интенсивности лавинно-камнепадных и селевых процессов, что позволяло формироваться почвам: 4100–3800 гг. до н.э., IV в. до н.э.–III в. н.э., 2760–2120 гг. до н.э., 790–1560 гг. В то же время наивысшая активность лавин совпадает с «малым леднико-

вым периодом» XIV–XIX вв. (видимо, за счет увеличения количества снега). Сложилось устойчивое мнение, что главным фактором, влияющим на интенсивность лавинообразования и других склоновых процессов, служат климатические условия [Сапунов и др., 2006]. Для выявления связи между ними и интенсивностью геоморфологических процессов необходимо установить реальные колебания температуры, т.е. измеренные на метеорологических станциях, а не реконструированные с помощью косвенных методов.

**Современные изменения климата Кольского полуострова.** За последние 100 лет на Кольском п-ове изменение температуры воздуха, согласно данным наблюдений на 11 станциях, характеризуется квазициклическостью (табл. 1, рис. 1).

да за 1900–1945 гг. составляет  $\Delta t_r = +3,2$  °C/100 лет,  $P=0,999$ ). С середины 1940-х гг. и приблизительно до начала 1980-х гг. наблюдается относительное похолодание –  $t_r$  понижается со средней скоростью  $\Delta t_r = -2,7$  °C/100 лет ( $P=0,84$ ). Наконец, после 1980 г. температура заметно растет: величина тренда за 1980–2009 гг. составляет 5,5 °C/100 лет и имеет высокую степень значимости ( $P=0,99$ ). Однако, на фоне цикличности прослеживается четко выраженный положительный линейный тренд средней за год температуры воздуха со скоростью около 1,0 °C/100 лет, что хорошо соответствует аналогичной оценке для европейской территории России (около 1 °C/100 лет) Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) и авторов Оценочного доклада (табл. 1) [МГЭИК, 2007; Оценочный..., 2008].

Таблица 1

Средняя за год температура воздуха на станциях Кольского полуострова в 1878–2013 гг. и ее изменения

Станция	Период наблюдений, годы	Средняя за год температура воздуха, °C		Экстремумы средней за год температуры воздуха		Линейный тренд средней за год температуры	
		за весь период наблюдений	за период 1961–1990	максимум, год	минимум, год	°C/100 лет	значимость тренда, $P$
Мурманск	1878–2013	+0,1	+0,0	2,7(1938)	–2,5(1902)	+1,0	0,998
Териберка	1890–2013	+0,6	+0,5	2,9(2013)	–2,5(1902)	+1,0	0,9996
Вайда–Губа	1894–2013	+1,3	+1,3	3,6(2013)	–1,5(1902)	+1,4	0,9999
Мыс Святой Нос	1896–2013	+0,0	+0,1	2,4(2013)	–3,3(1902)	+1,7	0,9999
Кандалакша	1913–2013	+0,4	–0,2	3,3(1938)	–2,6(1966)	0,0	0,00
Краснощелье	1933–2013	–1,1	–1,6	1,5(1938)	–4,1(1941)	+0,7	0,40
Умба	1933–2013	+0,7	+0,2	3,2(1938)	–2,2(1966)	+0,8	0,59
Пялица	1916–2009	–0,5	–0,8	1,7(1938)	–3,4(1941)	+0,6	0,83
Ловозеро	1925–2009	–1,3	–1,7	1,2(1938)	–3,9(1955)	+0,5	0,76
Падун	1937–2009	–0,5	–0,9	2,2(1938)	–3,2(1955)	+0,8	0,77
Мончегорск	1937–2009	–0,3	–0,6	2,4(1938)	–3,1(1955)	+0,8	0,77

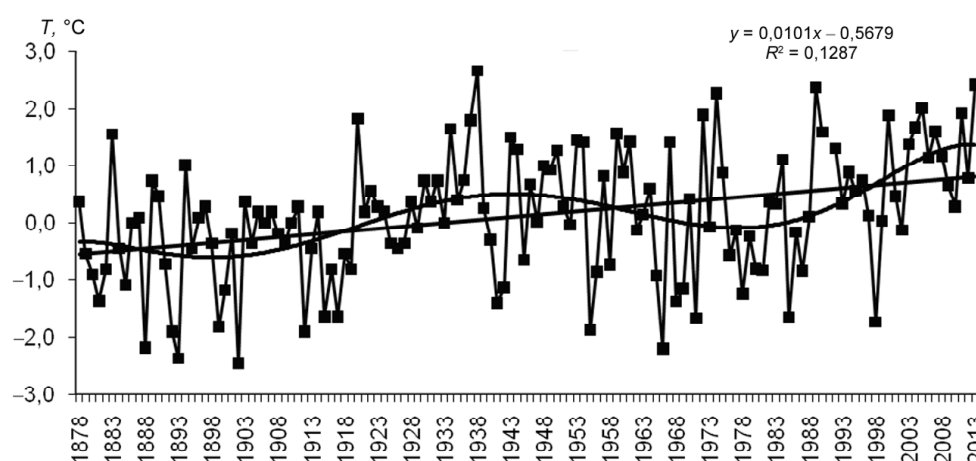


Рис. 1. Многолетние изменения среднегодовой температуры приземного воздуха в Мурманске (1878–2013 гг.)

Fig. 1. Long-term changes of the annual average surface air temperature in Murmansk (1878–2013)

До конца XIX в. среднегодовая температура понижалась, хотя линейный тренд незначим ( $\Delta t_r = -1,4$  °C/100 лет,  $P=0,3$ ). С 1900 г. до середины 1940-х гг. тенденция изменения температуры положительна и статистически значима (величина трен-

Наибольшие отрицательные аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха ( $A_t > -2\sigma$ ) на Кольском п-ове выявлены за последние 130 лет 4 раза, причем 2 раза в XIX в. (1888 и 1893), и 2 раза в XX в. (1902,  $A_{t, \text{мин}} = -2,9$  °C; 1966,  $A_t = -2,3$  °C). Хорошо

видно (рис. 1), что похолодание на рубеже XIX–XX вв. заметнее, чем во второй половине XX в.: за 1890–1919 гг.  $-A_t = -0,8^\circ\text{C}$ , а за 1955–1984 гг.  $-A_t = -0,1^\circ\text{C}$ .

Существенное похолодание в начале XX в. во многом объясняется изменениями общей циркуляции атмосферы, так как продолжительность процессов с арктическими вторжениями (ДС) в начале века была больше (рис. 2). Кроме того, преобладали та-

нонова, 2009], и понижение температуры наблюдалось не всегда.

Многолетнее изменение средней за сезон температуры воздуха на Кольском п-ове, как и годовые значения температуры, характеризуется квазициклическостью с периодом около 70 лет. Вместе с тем во все сезоны года имеет место положительный линейный тренд, причем зимой он максимален (табл. 2).

В начале XXI в. на Кольском п-ове наблюдаются практически постоянно положительные величины аномалий приземного воздуха ( $A_t$ ) в разные сезоны года. В 2000–2009 гг. средние значения  $A_t$  максимальны зимой ( $1,8^\circ\text{C}$ ), минимальны летом ( $0,75^\circ\text{C}$ ).

В начале XX в. весной, осенью и особенно летом преобладали меридиональные северные потоки, т.е. блокирующие процессы, при которых арктический воздух поступал в средние и низкие широты, обуславливая похолодание (рис. 3). Кольский п-ов при этом оказывался в сфере действия антициклонов. Потепление в 1920–1940-х гг. было вызвано существенным ростом продолжительности зональной циркуляции летом, осенью и главным образом зимой. Она характеризуется усилением циклонической деятельности на арктическом фронте и, в частности, увеличением повторяемости атлантических циклонов. Весной заметных изменений широтной циркуляции до начала 1980-х гг. не наблюдалось. В остальные сезоны года с начала 1940-х гг. продолжительность зональных процессов уменьшалась за счет учащения меридиональных северных, что привело к новому похолоданию. Наиболее активно этот процесс развивался летом. В 1950–1960-е гг., и летом, и зимой, арктические вторжения часто перемежались с выходом южных циклонов, и похолодание оказалось менее значительным, чем в начале века.

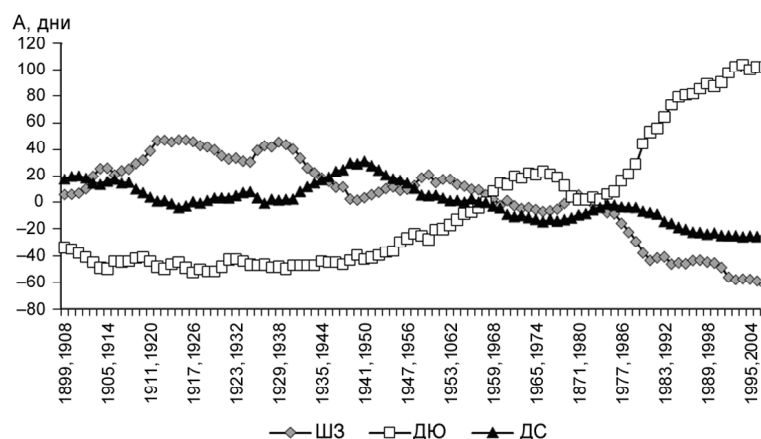


Рис. 2. Отклонения от средней продолжительности ( $A$ , дни) обобщенных групп циркуляции в целом за год (ШЗ – широтной западной, ДЮ – долготной южной, ДС – долготной северной, 11-летние скользящие средние) в Европейском секторе Северного полушария за 1899–2009 гг., по [Kononova, 2009]

Fig. 2. Deviations from the average duration ( $A$ , days) of the generalized circulation groups for the whole year (ШЗ – latitudinal western, ДЮ – longitudinal southern, ДС – longitudinal northern, 11-year moving averages) in the European sector of the Northern Hemisphere for 1899–2009, after [Kononova, 2009]

кие типы элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), при которых сибирский антициклон захватывал весь континент, а в 1950–1960-е гг. арктические вторжения часто перемежались выходом южных циклонов, поэтому температура на конкретной станции зависела от ее положения относительно границы между циклонами и антициклонами [Ко-

Таблица 2

Аномалии средней за сезон температуры воздуха на Кольском полуострове и тенденции их изменений

Характеристика	Сезон	Экстремумы средней за сезон аномалии температуры воздуха		Линейный тренд средней за сезон аномалии температуры	
		максимум (год)	минимум (год)	$^\circ\text{C}/100$ лет	значимость, $P$
Среднее для Кольского п-ова за 1890–2009	зима	3,9(2008)	-4,7(1966)	+1,33	0,998
	весна	4,3(1897)	-3,5(1909)	+0,94	0,98
	лето	3,2(1972)	-2,9(1902)	+1,09	0,999
	осень	2,6(2000)	-4,1(1902)	+1,30	0,9999
	год	2,7(1938)	-2,9(1902)	+1,20	0,9996
Среднее для Кольского п-ова за 1937–2009	зима	3,9(2008)	-4,7(1966)	+0,73	0,55
	весна	3,3(1989)	-2,6(1941)	+1,28	0,89
	лето	3,2(1972)	-1,9(1949)	+0,01	0,02
	осень	2,6(2000)	-3,2(1968)	+0,67	0,62
	год	2,7(1938)	-2,3(1966)	+0,70	0,72

Примечания. Зима – ноябрь–март; весна – апрель–май; лето – июнь–август; осень – сентябрь–октябрь.

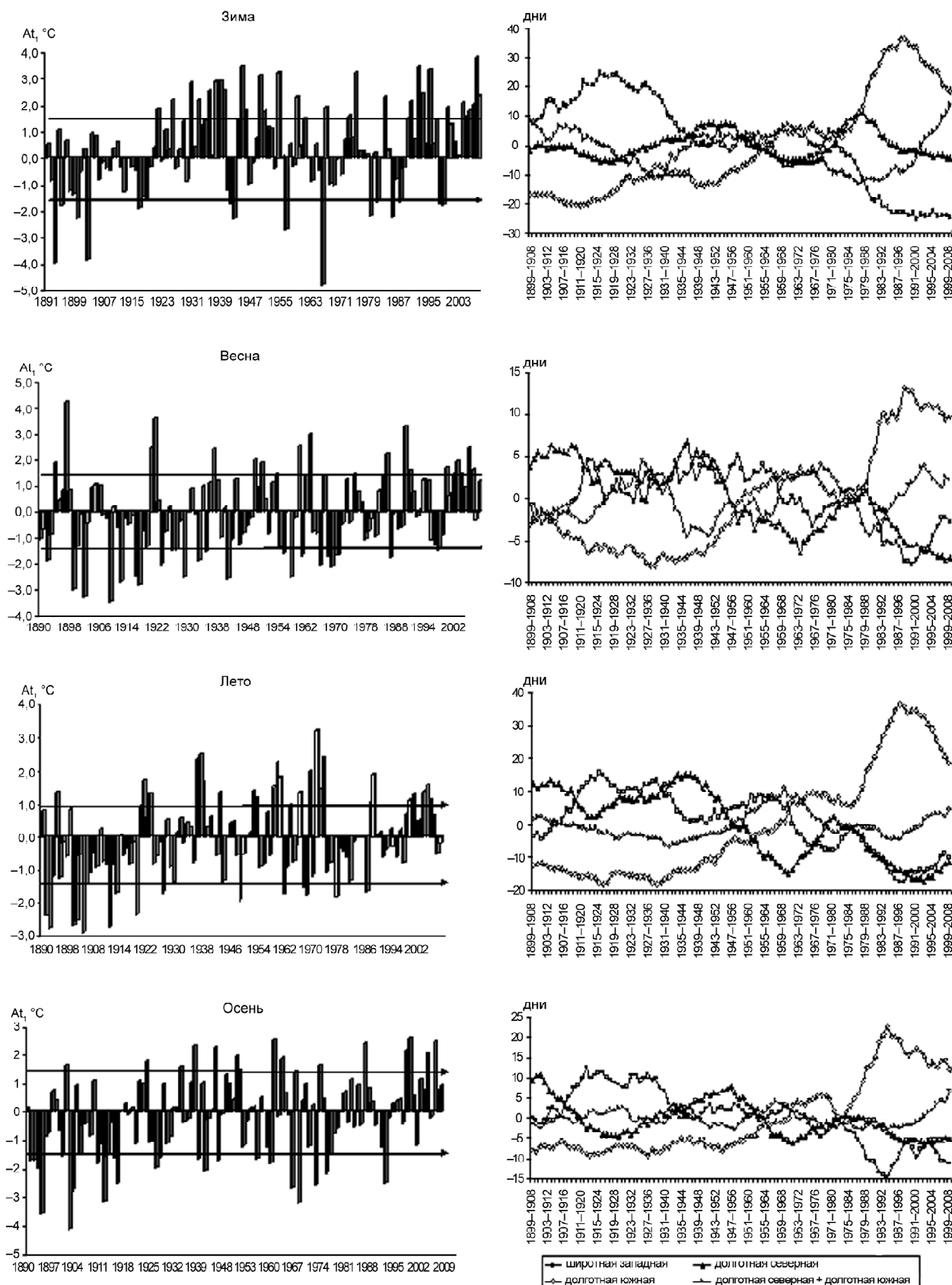


Рис. 3. Многолетний ход аномалии  $q$  средней за сезон температуры воздуха на Кольском полуострове и продолжительность разных групп циркуляции по сезонам (10-летние скользящие средние)

Fig. 3. The long-term dynamics of the average seasonal anomalies of air temperature and the seasonal duration of different circulation groups within the Kola Peninsula (10-year moving averages)

Начавшееся в 1980-х гг. потепление вызвано ростом продолжительности южных меридиональных процессов, при которых, в частности, средиземноморские циклоны выходят на Восточно-Европейскую равнину, принося в северные широты тепло с юга, и вливаются в серию атлантических циклонов. Это происходит весь год, но наиболее ярко выражено зимой и летом. Однако, начиная с середины 1990-х гг., во все сезоны года (особенно летом и зимой) этот процесс замедлился, и в настоящее время продолжительность меридиональной южной группы циркуляции уменьшается. Весной этот процесс менее активен. Сейчас на протяжении всего года наиболее заметен рост продолжительности долготной северной циркуляции в сочетании с южной. Кроме того, весной и летом также немного растет продолжительность зональной западной циркуляции, а летом – повторяемость меридиональных северных процессов.

Обращает на себя внимание неоднородность изменений температуры на Кольском п-ове. На Мурманском побережье, обращенном к Баренцеву морю и Северо-Атлантическому течению, потепление заметно и статистически значимо. На Терском и Кандалакшском берегах, омываемых Белым морем, напротив, значения тренда существенно меньше и практически незначимы. В Кандалакше, находящейся в кутовой части одноименного залива, тренд отсутствует. Это свидетельствует о мозаичности микроклиматических условий, которые для геоморфологических процессов в небольших бассейнах горных рек оказываются важнее региональных тенденций.

Многолетние тенденции колебания количества осадков, весьма важные для активизации геомор-

фо-п-ова она обратна – можно отметить положительную линейную тенденцию, т.е. небольшой рост увлажненности. Ее сохранение и усиление могут способствовать, с одной стороны, увеличению интенсивности ВСП, солифлюкционных, кумуловых и эрозионных процессов. С другой стороны, увеличение мощности снежного покрова может способствовать деградации мерзлоты, уменьшая глубину промерзания.

#### Выводы:

– на протяжении голоцена в горах Кольского п-ова наблюдались разнообразные катастрофические геоморфологические процессы, в первую очередь селевые. В первой половине голоцена они были обусловлены главным образом разрушением ледникового покрова за счет общего потепления и высокой сейсмической активности, связанной с гляцио-зостазией. Но затем, когда ледника не стало, а скорость тектонического подъема уменьшилась, на первый план стали выходить именно погодные условия периода снеготаяния, в первую очередь локальные кратковременные и резкие колебания температуры и количества осадков. Частота и величина таких колебаний определяется общим характером циркуляции атмосферы. Практически во всех долинах, измененных селевыми процессами, отмечены более древние крупные выбросы валунного материала. С этой точки зрения геоморфологические последствия наблюдающихся последние сотни лет (в том числе 100 лет – инструментально) изменений должны были бы быть более значительными за счет увеличения количества осадков и контрастности погодных условий весной и осенью при усилении циклонической активности;

Таблица 3

Тенденции изменения годовых сумм осадков на станциях Кольского п-ова

Станция	Период наблюдений	Средняя сумма за год, мм	Экстремумы годовой суммы осадков, мм		Линейный тренд годовых сумм осадков	
			максимум, год	минимум, год	мм/100 лет	коэффициент детерминации, $R^2$
Мурманск	1966–2013	489	637(2010)	316(1969)	+138	0,053
Териберка	1983–2013	471	641(2006)	366(1966)	–	–
Вайда–Губа	1966–2013	512	655(2007)	347(1969)	+30	0,004
Мыс Святой Нос	1985–2013*	381	548(1995)	198(2003)	–	–
Кандалакша	1966–2013	534	697(1966)	362(1976)	+135	0,061
Краснощелье	1966–2013	520	692(1981)	371(1986)	+87	0,025
Умба	1966–2013	511	690(1938)	346(1966)	+181	0,107

\* Ряд наблюдений имеет пропуски.

фологических процессов, в отличие от температуры, на Кольском п-ове во второй половине XX в.–начале XXI в. статистически незначимы (табл. 3), как и на Земле Франца-Иосифа [Романенко и др., 2015]. Но если для полярного архипелага отмечена слабо выраженная тенденция к уменьшению количества осадков, то для Кольско-

– поскольку геоморфологическая система весьма инерционна, то для проявления каких-либо ее изменений необходимы существенно более долговременные климатические изменения, чем в ходе циклов потепления–похолодания длительностью 30–50 лет. Главная причина проявления таких циклов – колебания общей циркуляции атмосферы. Кро-



ме того, наиболее заметно потепление в зимний период, а погодные условия весеннего и летнего (теплого) сезона, существенно более значимые для развития геоморфологических процессов, изменяются

часто незначительно и лишь экстремальные сочетания климатических параметров имеют какие-либо последствия. Но в истории развития рельефа остаются именно такие редкие случаи.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 14-37-00038, Ф.А. Романенко) и РФФИ (проект № 14-05-00549, О.А. Шиловцева).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Г.С.* Катастрофические процессы рельефообразования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 102 с.
- Вацалова Т.В.* Палеогеографический подход к реконструкции активности снежных лавин в целях долгосрочного прогноза на примере Хибин // Оценка и долгосрочный прогноз изменения природы гор / Под ред. С.М. Мягкова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 120–128.
- Владыченский А.С., Ковалева Н.О., Косарева Ю.М., Иванов В.В.* Минералогия и валовой состав почв троговых долин Хибинского горного массива // Электронный журн. «Доклады по экологическому почвоведению». 2007. Вып. 1, № 1. С. 1–19, <http://soilinst.msu.ru> (дата обращения: 20.07.2016).
- Водоснежные потоки Хибин / Под ред. А.Н. Божинского, С.М. Мягкова. М.: географический факультет МГУ, 2001. 167 с.
- Кононова Н.К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Отв. ред. А.Б. Шмакин. М.: ОАО «Воентехиниздат», 2009. 370 с.
- Косарева Ю.М.* Эволюция почв высокогорной части Хибинского массива в голоцене: Автореф. канд. дисс. М., 2007. 24 с.
- МГЭИК 2007. Изменение климата 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, III в Четвертый доклад по оценке климата Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Под ред. Р.К. Пачаури, А. Райзингер. Женева: МГЭИК, 2007. 104 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме / Ред. Т.В. Лешкевич. М.: ВНИИГМИ-МЦД, 2008. 29 с.
- Перов В.Ф.* Селевые потоки Хибинского горного массива // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1966. № 1. С. 106–110.
- Перов В.Ф.* Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор. М.: Наука, 1968. 120 с.
- Перов В.Ф.* Опыт использования дендрохронологического метода для изучения частоты схода селей Хибин // Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Географический факультет МГУ, 1971. С. 42–49.
- Перов В.Ф.* Селевые явления. Терминологический словарь. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 34 с.
- Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С.* Катастрофические гравитационные процессы на севере Европейской России и опыт их абсолютного датирования // Геоморфология. 2011. № 1. С. 87–94.
- Романенко Ф.А., Шиловцева О.А., Шабанова Н.Н., Кононова Н.К.* Изменения климата в Арктике, катастрофические природные процессы и динамика рельефа на Земле Франца-Иосифа // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики. М.: Лига-Вент, 2015. С. 58–73.
- Сапунов В.Н.* Водоснежные потоки в Хибинах // Мат-лы гляциол. исследований. 1991. Вып. 71. С. 94–99.
- Сапунов В.Н., Селиверстов Ю.Г., Трошкина Е.С., Черноус Л.А.* Температурный режим воздуха в зимние сезоны и его влияние на лавинную активность в Хибинах // Криосфера Земли. 2006. Т. 10, № 4. С. 68–73.
- Снег и лавины Хибин / Под ред. Г.К. Тушинского. М.: географический факультет МГУ, 1967. 356 с.

Поступила в редакцию 16. 06 2016

Принята к публикации 26.07.2016

**F.A. Romanenko<sup>1</sup>, O.A. Shilovtseva<sup>2</sup>**

#### GEOMORPHOLOGIC PROCESSES IN THE KOLA PENINSULA MOUNTAINS AND THE CLIMATE CHANGE

The article deals with the distribution and chronology of recent geomorphologic processes, mainly in the Khibiny tundras. New evidences about the respective relief transformation and the manifestation of both well known (water-snow flows) and «exotic» for the Kola Peninsula processes (landslides) are presented. The processes were typical for the whole second half of the Holocene, although there were periods of their activation and weakening. A main factors of their development is the climate change, therefore, the principal trends of fluctuations of air temperature and precipitation in the Kola Peninsula were analyzed. Over the past 100 years the air temperature changes were quasi-cyclic, with a distinct linear trend of increasing annual average air temperature at a rate of about 1°C over 100 years. This could be attributed to the changes in the atmospheric circulation - the duration of northern longitudinal circulation

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Leading Scientific Researcher, PhD. in Geography; e-mail: faromanenko@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Head of the Meteorological Laboratory, PhD. in Geography; e-mail: shil\_o@mail.ru

combined with southern one increases throughout the year. There is a positive linear trend in precipitation, i.e. a slight increase of moisture index of the territory. Since a geomorphologic system is very inert, it needs much longer climate changes than 30–50 year long warming-cooling cycles to manifest any transformation.

**Key words:** catastrophic natural processes, relief-forming processes, exogenous processes, water-snow flows, landslide, climate change, air temperature and atmospheric precipitation trends, the Kola Peninsula, the Khibiny mountains.

**Acknowledgements.** The study was financially supported by the Russian Science Foundation (F.A. Romanenko – project 14-37-00038) and the Russian Foundation for Basic Research (O.A. Shilovtseva – project 14-05-00549).

## REFERENCES

- Anan'ev G.S. Katastrophicheskie processy rel'efoobrazovaniya [Catastrophic processes of relief formation], Moscow, MSU Press, 1998, 102 p. (in Russian).
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.
- Kononova N.K. Klassifikatsiya tsirkulyatsionnykh mekhanizmov Severnogo polushariya po B.L. Dzerdzhevskomu [Classification of circulation mechanisms of Northern Hemisphere by B.L. Dzerdzhevsky], pod red. A.B. Shmakina, Moscow, OAO «Voentekhnizdat», 2009, 370 p. (in Russian).
- Kosareva Yu.M. Evolyutsiya pochv vysokogornoy chasti Khibinskogo massiva v Golotsene [Evolution of soils in the mountainous part of the Khibiny massif in the Holocene], Avtoref. kand. diss. Moscow, 2007, 24 p. (in Russian).
- Otsenochnyy doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii [Assessment Report on climate change and their impact on the territory of the Russian Federation], pod red. T.V. Leshkevich, Moscow, VNIIGMI-WDC, 2008, 29 p. (in Russian).
- Perov V.F. Selevye potoki Khibinskogo gornogo massiva (Debris flows of the Khibiny massive), Vestnik Moskovskogo Universiteta. Geografia, 1966, no 1, pp. 106–110 (in Russian).
- Perov V.F. Snezhniki, ledniki i merzlotny rel'ef Khibinskikh gor [The snowfields, glaciers and permafrost terrain of the Khibiny mountains], Moscow, Nauka, 1968, 120 p. (in Russian).
- Perov V.F. Opyt ispol'sovaniya dendrokronologicheskogo metoda dlya izucheniya chastoty shoda seley Khibin [The experience of dendrochronological methods using to study the frequency of debris flows in Khibiny], Phitoindicatsionnye metody v glyatsiologii, Moscow, Geographicheskii fakultet MGU, 1971, pp. 42–49 (in Russian).
- Perov V.F. Seleviye yavleniya. Terminologicheskii slovar' [Mudflow phenomena. Terminological dictionary], Moscow, MSU Press, 1996, 34 p. (in Russian).
- Romanenko F.A., Lukashov A.A., Shilova O.S. Katastrophicheskie gravitatsionnye processy na severe Evropeyskoy Rossii i opyt ikh absolyutnogo datirovaniya [Catastrophic gravitational processes on the Northern European Russia and the experience of their absolute dating], Geomorfologiya, 2011, no 1, pp. 87–94 (in Russian).
- Romanenko F.A., Shilovtseva O.A., Shabanova N.N., Kononova N.K. Izmeneniya klimata v Arktike, katastrophicheskie prirodnye processy i dinamika rel'efa na Zemle Frantsa-Iosipha [Climate change in the Arctic, catastrophic natural processes and relief dynamics of Franz-Joseph Land], Menyayushchiysya klimat i social'no-ekonomichesky potential Rossiyskoy Arktiki, Moscow, Liga-Vent, 2015, pp. 58–73 (in Russian).
- Sapunov V.N. Vodosnezhnye potoki v Khibinakh [Snow-water flows in Khibiny], Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy, 1991, vyp. 71, pp. 94–99 (in Russian).
- Sapunov V.N., Seliverstov Yu.G., Troshkina Ye.S., Chernous P.A. Temperaturny rezhim vozdukh v zimniye sezony i ego vliyaniye na lavinnuyu aktivnost' v Khibinakh. [Air temperature regime in winter seasons and its impact on avalanche activity in the Khibiny], Kriosfera Zemli, 2006, vyp. 10, no 4, pp. 68–73 (in Russian).
- Sneg i laviny Khibin [Snow and avalanche of Khibiny], pod red. G.K. Tushinsky, Moscow, Geographicheskii fakultet MGU, 1967, 356 p. (in Russian).
- Vashchalova T.V. Paleogeographicheskyy podkhod k rekonstruktsii aktivnosti snezhnykh lavin v tselyakh dolgosrochnogo prognoza na primere Khibin [Paleogeographic approach to the reconstruction of snow avalanche activity in order long-term prediction on the example of the Khibiny], Otsenka i dolgosrochnyy prognoz izmeneniya prirody gor, pod red. S.M. Myagkova, Moscow, MSU Press, 1987, pp. 120–128 (in Russian).
- Vladychensky A.S., Kovalyova N.O., Kosareva U.M., Ivanov V.V. Minearologiya i valovy sostav pochv trogovykh dolin Khibinskogo gornogo massiva [Mineralogy and gross composition of the soil of the trog valleys of the Khibiny massif], Electron. J. «Doklady po ekologicheskomu pochvovedeniyu», 2007, vyp. 1, no 1, pp. 1–19. URL: <http://soilinst.msu.ru> (Treatment date: 20.07.2016) (in Russian).
- Vodosnezhnye potoki Khibin [Water-snow flows in Khibiny], pod red. A.N. Bozhinsky, S.M. Myagkov, Moscow, Geographicheskii fakultet Moskovskogo GU, 2001, 167 p. (in Russian).

Received 16.06.2016

Accepted 26.07.2016

УДК 550.47

А.А. Усачева<sup>1</sup>, И.Н. Семенов<sup>2</sup>, А.Ю. Мирошников<sup>3</sup>, В.В. Крупская<sup>4</sup>, С.В. Закусин<sup>5</sup>

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРКТОТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ

В почвах арктотундровых ландшафтов Новой Земли исследованы основные морфологические и физико-химические особенности почв: минеральный и элементный состав, величина pH, содержание  $C_{org}$  и его фракционно-групповой состав, радиационное состояние. В почвах доминируют кварц и полевые шпаты, в кислой среде формируются педогенные иллит и каолинит; содержится среднее и высокое количество гумуса гуматно-фульватного состава. Почвообразующие породы побережья заливов Абросимова и Степового относительно кларков литосферы обогащены Fe, Ti, Cr, V, Ni, As и обеднены P, S, Rb, Sr, Ba, Th, Nb, Cl. Растения арктотундровых ландшафтов аккумулируют S, P, Cl, Sr и Zn. Удельная активность природных изотопов  $^{226}Ra$ ,  $^{232}Th$  и  $^{40}K$  увеличивается в ряду растительность→почвы→донные осадки. В растениях, почвах и донных осадках активность  $^{137}Cs$  варьирует в пределах 10–350, 1–310 и 0–26 Бк/кг соответственно.

*Ключевые слова:* катена, петрозем, литозем, тяжелые металлы, радионуклиды, глинистые минералы, иллит, каолинит,  $^{137}Cs$ ,  $^{40}K$ ,  $^{226}Ra$ ,  $^{232}Th$ .

**Введение.** В настоящее время в России еще остались слабо изученные геохимические ландшафты, например, арктотундровые и примитивно-пустынные Новой Земли, исследование которых было затруднено из-за того, что здесь с 1954 г. находился Северный испытательный полигон. Радиоактивное загрязнение архипелага определяется тем, что испытания проводили только при ветрах северного, северо-восточного, восточного или юго-восточного направлений на всем протяжении слоя воздуха от поверхности земли и до высоты подъема верхней кромки ядерного гриба [Михайлов, 2006]. Существуют различные оценки активности  $^{137}Cs$ , поступившего в виде местных выпадений на острова Новой Земли: 30 ПБк в результате 87-ми ядерных испытаний [Aarkrog, 1997] и 96–148 ПБк от 9 наиболее крупных взрывов в августе–октябре 1962 г. [Мирошников, 2012]. В донных осадках побережья архипелага выявлены зоны повышенной активности  $^{137}Sr$ , сформировавшиеся на геохимическом барьере зоны смешения морских и пресных вод в результате выноса радионуклидов из ледников и ландшафтов Новой Земли [Иванов, 2002; Мирошников, 2012]. Радиационное состояние сухопутной территории архипелага почти не изучено. Первые данные об уровне активности  $^{137}Cs$  в ландшафтах о. Южный появились в открытой печати недавно [Лаверов и др., 2016]. Для прогноза изменений ландшафтов Арктики, как одних из наиболее уязвимых при меняющемся кли-

мате, необходимо наличие данных о содержании и особенностях миграции элементов в высокоширотных регионах.

Цель работы – изучение геохимических особенностей ландшафтов восточного побережья Новой Земли и распределения в них радиоактивных изотопов, макро- и микроэлементов. Эти исследования актуальны, так как практически отсутствуют работы, посвященные ландшафтно-геохимическим особенностям архипелага, радиационному состоянию ландшафтов и закономерностям миграции и аккумуляции в них макро- и микроэлементов [Горячкин, 2010; Лаверов и др., 2016].

**Материалы и методы исследований.** В августе–сентябре 2014 г. исследовано 4 участка на восточном побережье о. Северный и Южный (рис. 1). На побережьях заливов Степового с арктотундровыми слабокислыми ландшафтами и Абросимова с арктотундровыми кислыми ландшафтами отбирали растения (11 проб), почвы (22) и донные осадки (21) в заливах. В заливах Цивольки и Благополучия и на их побережьях с примитивно-пустынными ландшафтами мохово-лишайниковых пустошей [Перельман, Касимов, 1999] отбирали растения (2) и донные осадки (36).

Актуальную кислотность (pH), углерод органических веществ ( $C_{org}$ ) и потерю массы при прокаливании (ппп) определяли по стандартным методикам [Аринушкина, 1970], групповой и фракционный

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), лаборатория радиогеологии и радиогеоэкологии, мл. науч. с.; e-mail: usacheva@list.ru

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, лаборатория радиогеологии и радиогеоэкологии, мл. науч. с.; e-mail: semenkov@igem.ru

<sup>3</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, лаборатория радиогеологии и радиогеоэкологии, ст. науч. с.; e-mail: almir@igem.ru

<sup>4</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, лаборатория кристаллохимии минералов, ст. науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. с.; e-mail: vi\_kru@bk.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, вед. инж.; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, лаборатория кристаллохимии минералов, мл. науч. с.; e-mail: sergeyzakusin@gmail.com

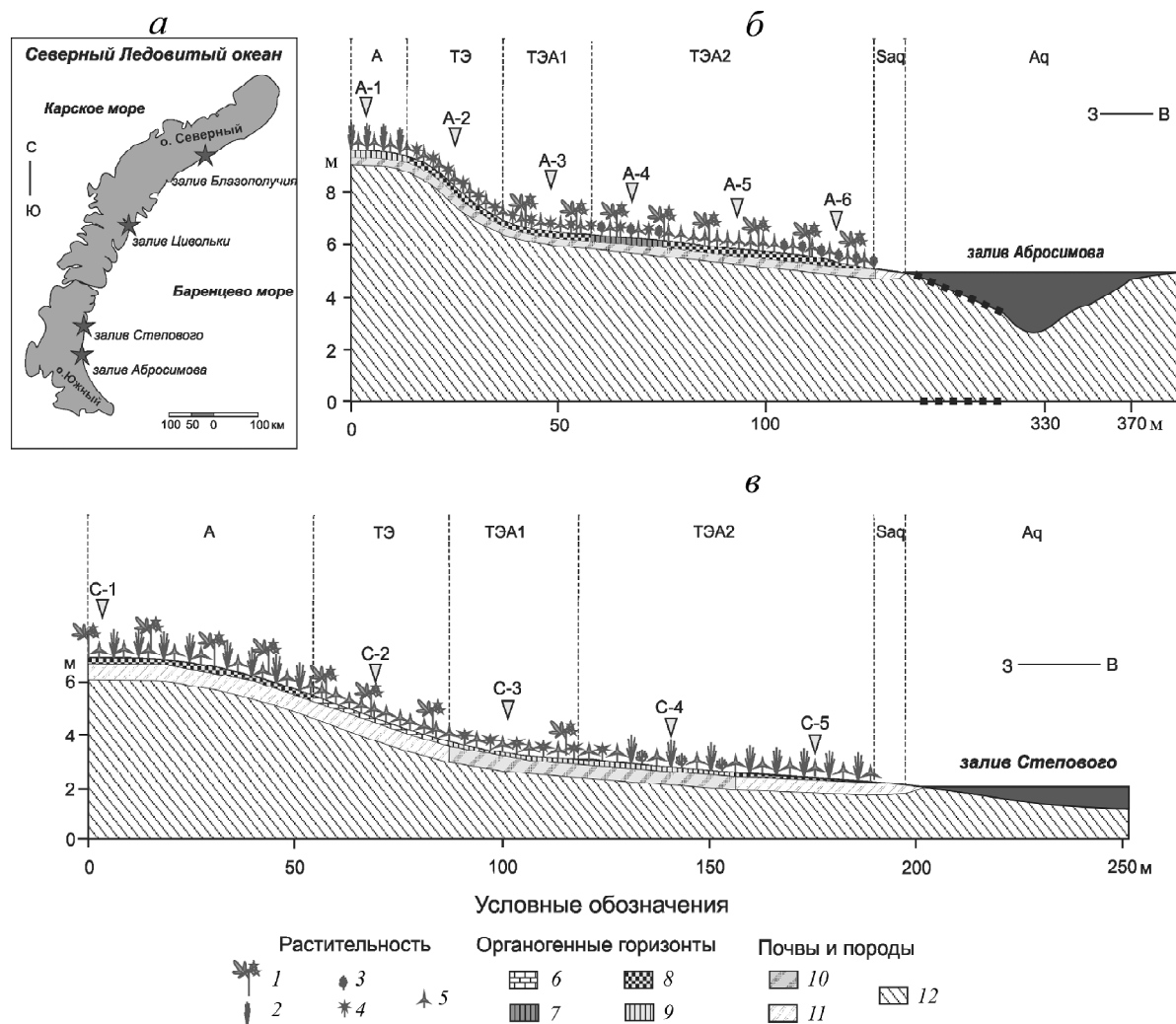


Рис. 1. Ключевые участки (а) и места отбора проб почв и растений на побережьях заливов Абросимова (б) и Степового (в): 1 – кустарнички, 2 – осоки, 3 – *Cladonia*, 4 – *Polytrichum*, 5 – зеленые мхи *Dicranum* и *Aulacomnium*, 6 – торфяной, 7 – перегнойно-темногумусовый, 8 – грубогумусовый, 9 – серогумусовый, 10 – литоземы, 11 – петроземы, 12 – сланцы. Номера почвенных разрезов на побережье заливов: Абросимова – А-1-5; Степового – С-1-5. Элементарные ландшафты: А – автономный, ТЭ – трансэлювиальный, ТЭА1 – трансэлювиально-аккумулятивный подножия склона, ТЭА2 – трансэлювиально-аккумулятивный, Saq – супераквальный, Aq – аквальный

Fig. 1. Key areas on the Novaya Zemlya east coast (a) and sampling points of soil and plants on the coast of Abrosimov (b) and Stepovoy bays (v): 1 – shrubs, 2 – sedges, 3 – *Cladonia*, 4 – *Polytrichum*, 5 – green mosses *Dicranum* and *Aulacomnium*, 6 – folic, 7 – mollic, 8 – coarse humus, 9 – umbric, 10 – litozems, 11 – petrozems, 12 – schists. Numbers of soil profiles on the coasts of: Abrosimov Bay – A-1-5; Stepovoy Bay – C-1-5. Elementary landscapes: autonomous – A trans-eluvial – ТЭ, trans-eluvial-accumulative of the slope base – ТЭА1, trans-eluvial-accumulative – ТЭА2, super-aqual – Saq, aquatic – Aq

состав гумуса – по методу Тюрина в модификации Пономаревой и Плотниковой [Орлов и др., 1996] в Эколого-геохимическом центре географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова; количественный минеральный анализ – методом рентгеновской дифракции на приборе «Ultima-IV» на геологическом факультете МГУ. Удельная активность  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{232}\text{Th}$  измерена методом прямой гамма-спектрометрии на низкофоновом гамма-спектрометрическом комплексе с полупроводниковым Ge(Li) детектором GEM-4519 (GLP-25300/13) и 8000-канальным амплитудным анализатором 919 EG&G «ORTEC» (аналитики А.Л. Керзин и Р.В. Соломенников), элементный состав – рентген-флуоресцентным методом на вакуумном спектрометре «PANalytical» последовательного действия с диспер-

сией по длине волны (аналитик А.И. Якушев) в ИГЕМ РАН.

Для характеристики содержания химических элементов в почвах и растениях составлены ряды биологического поглощения по значениям коэффициента  $Ax$  – отношению содержания металлов в золе растений к их содержанию в почве. Содержание элементов в почвообразующих породах сравнивали с кларками литосферы А.П. Виноградова [1962] и Н.А. Григорьева [2009] для отдельных элементов, наиболее часто используемых для большинства рассматриваемых элементов [Касимов, Власов, 2015]. Латеральное распределение химических элементов в почве оценивали с помощью коэффициента латеральной дифференциации ( $L$ ).

**Результаты исследований и их обсуждение.**

**Характеристика компонентов ландшафтов.** На каменистых россыпях побережья залива Благополучия развиты ландшафты с накипными лишайниками на почвопленках, на побережье залива Цивольки – мохово-кустарничковых тундр на петроземах типичных мощностью несколько сантиметров.

На побережье залива Цивольки в примитивно-пустынных ландшафтах доминируют мхи рода *Politrichum*, образующие кочки высотой 3–8 см и диаметром 10–25 см, покрывающие до 40% площади, встречаются отдельные особи мышиного горошка (*Vicia cracca*), арктоуса альпийского (*Arctous alpina*) и кладонии (*Cladonia sp.*), занимающие суммарно <15% площади проекции растительного покрова при общей задернованности ≤60%. Щебень коренных пород, не занятый высшей растительностью, практически полностью покрыт накипными лишайниками.

На побережьях заливов Степового и Абросимова в арктотундровых ландшафтах распространены более сомкнутые и сложные кустарничково-лишайниково-моховые сообщества (*Carex-Cladonia-Dicranum-Polytrichum-Aulacomnium*) на петроземах и литоземах. В арктотундровых слабокислых ландшафтах степень проективного покрытия мхов увеличивается от повышенных элементов рельефа к пониженным с 10 до 80%, кустарничков – уменьшается с 80 до 5%. В арктотундровых кислых ландшафтах *Aulacomnium sp.* тяготеет к повышенным местообитаниям, *Cladonia sp.* – к пониженным. Степень проективного

покрытия мхов варьирует от 40 до 90% (в среднем 70%). Из-за более интенсивного выветривания пород почвы на берегах залива Абросимова мощностью 10–15 см содержат больше мелкозема, чем менее мощные почвы с профилем до 10 см на более северном побережье залива Степового (50–70 и 30–40% соответственно). Под живым мхом сформировались маломощные органогенные и органоминеральные горизонты, залегающие, как правило, сразу на материнских породах или их дериватах (щебнистый сланец), реже – на переходных к породе горизонтах. Верхние 2–3 см почв о. Южный обильно переплетены корнями, за счет чего их серогумусовый горизонт имеет средневыраженную непрочную мелкокомковатую или комковато-зернистую структуру.

В почвах побережья залива Абросимова реакция среды сильнокислая–кислая: pH по всему профилю изменяется в пределах 4,0–4,5 ( $n=9$ ). Из-за более интенсивного разложения органических веществ и формирования гумусовых кислот в ландшафтах более южного побережья залива Степового среда слабокислая: pH варьирует от 5,3 до 6,9 ( $n=11$ ). В оторфованной части почв, как правило, значения pH выше, чем в минеральной, из-за аэрогенного поступления щелочных соединений с морской водой, что подтверждается повышенным содержанием Cl в почвах относительно пород.

Органогенные и органоминеральные горизонты теряют при прокаливании 8–89% массы (рис. 2). В составе органических веществ фульвокислоты

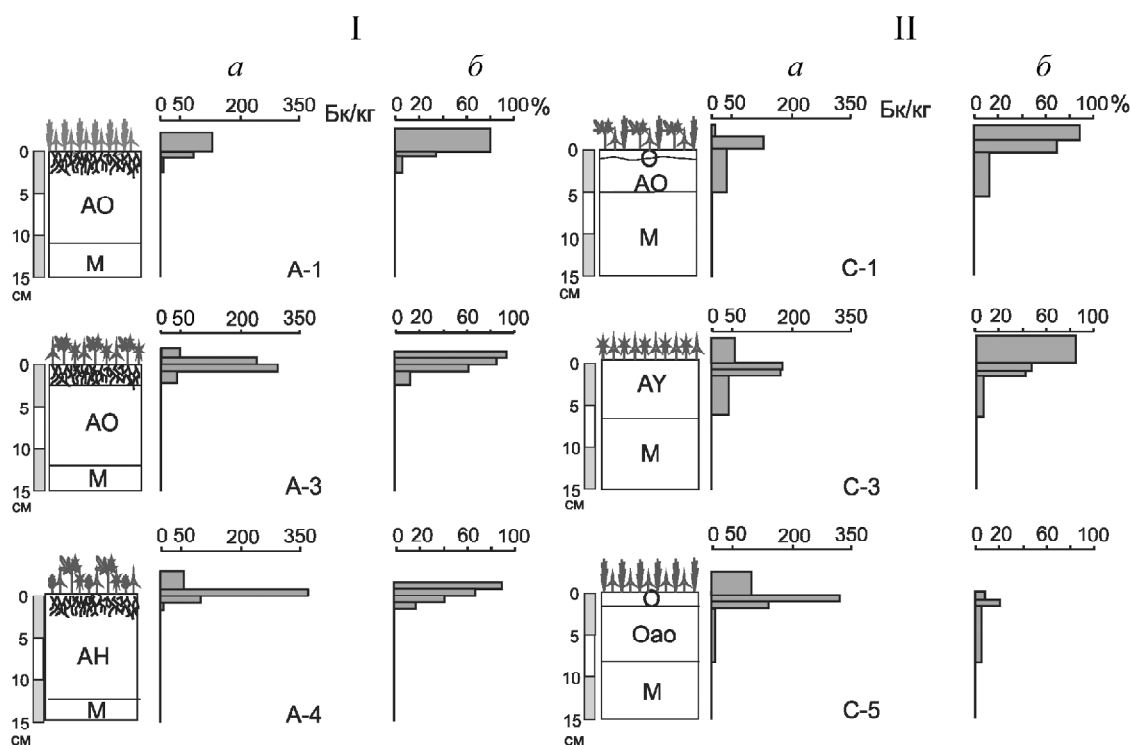


Рис. 2. Радиальное распределение удельной активности  $^{137}\text{Cs}$  (a) и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (б) в ландшафтах побережий заливов Абросимова (I) и Степового (II). Названия горизонтов и почв даны по [Классификация..., 2004]. Обозначение растительности и местоположение почвенных разрезов см. на рис. 1

Fig. 2. Radial distribution of  $^{137}\text{Cs}$  activity (a) and organic matter (b) in the landscapes of the coasts of Abrosimov and Stepovoy bays. Names of soils and soil horizons are given according to [Klassifikatsiya..., 2004]. Symbols of vegetation and location of the soil profiles see at Fig. 1

(ФК) доминируют над гуминовыми (ГК), отношение  $C_{ГК}/C_{ФК}$  изменяется с севера на юг от 0,2–0,4 до 0,4–0,7 (табл. 1). Растворимость органического вещества [Орлов и др., 1996] составляет в почвах слабых ландшафтов 60–70%, кислых – 50–90%. Содержание негидролизуемого остатка (гумина) уменьшается от серогумусовых горизонтов с примесью грубогумусового материала к грубогумусовому от 30–50 до 12%. Среди фульвокислот преобладает лабильная фракция, наименьшее содержание свойственно фракции 1а, что типично для почв высокоарктической тундры [Горячкин, 2010]. Среди гуминовых кислот, представленных фракциями 1 и 3 в почвах кислых ландшафтов и практически всеми фракциями в почвах слабых ландшафтов, доминируют «свободные». Содержание гуминовых кислот, прочно связанных с минеральной основой, меняется от среднего к высокому; связанных с Са – от незначительного до низкого. Из-за усиления биологического круговорота степень гумификации органического вещества варьи-

рует от очень слабой до средней и в целом увеличивается от почв слабых к кислым арктическим ландшафтам.

В минеральном составе почв арктических ландшафтов преобладают кварц и глинистые минералы, значительно содержание полевых шпатов (табл. 2). Среди глинистых минералов доминируют иллит и хлорит, каолинит присутствует в небольшом количестве в большинстве случаев. Из-за подкисляющего воздействия растительности в прикорневых морфонах в 4,5 раза повышено содержание каолинита, формирующегося из гелей после разложения полевых шпатов, хлоритов и других минералов [Wilson, 2013]. Вероятно, в органогенных горизонтах почв значительная часть иллита также возникла в результате педогенного преобразования хлоритов. Среди изученных минералов наиболее высокая дисперсность иллита и особенно гипергенного иллита, что определяет их повышенную сорбцию по сравнению с другими глинистыми минералами. Несмотря на сходный состав, соотношение минералов

Таблица 1

## Органическое вещество почв восточного побережья Новой Земли, %

Разрез, горизонт	$C_{орг}$	$C_{ГК}/C_{ФК}$	Фульвокислоты*				Гуминовые кислоты*			НО*	Доля фракций ГК относительно суммарного содержания ГК		
			1а	1	2	3	1	2	3		«свободные»	связанные с Са	прочные связанные
A-1, AYao	5,1	0,66	7,3	21,6	5,5	11,0	20,4	0	2,7	31,2	88	0	12
A-5, AYao	7,1	0,43	5,0	24,7	5,0	10,5	11,1	0	4,1	39,9	73	0	27
C-3, AYao	5,7	0,23	3,0	21,8	0,4	16,4	4,2	0	1,6	52,8	73	0	27
C-4, AY	6,3	0,21	4,4	25,6	5,6	13,8	7,3	0,2	1,1	37,5	85	2	13
C-5, Oao	4,9	0,41	6,2	27,3	18,2	15,4	10,5	7,2	3,7	11,9	49	34	17

Примечания. \* Доля от суммарного содержания углерода органических веществ  $C_{орг}$ . Обозначения разрезов см. на рис. 1.

Таблица 2

## Минеральный состав почв и осадков на восточном побережье Новой Земли, %

Компонент	Карбонаты	Полевые шпаты	Кварц	Каолинит	Иллит	Хлорит
Побережье и залив Абрисова						
Почвы* (9)	0	29,3	38,8	2,6	9,8	19,6
Почвы** (2)	0	29,8	36,4	11,7	12,7	9,4
Почвы*** (1)	0	26,8	39,6	2,5	21,9	9,3
Осадки (4)	0	28,7	35,7	1,2	17,6	16,9
Побережье и залив Степового						
Почвы* (10)	0	21,4	34,7	1,5	20,5	21,8
Залив Благополучия						
Осадки (12)	19,2	9,9	31,1	0,8	27,7	10,1
Залив Цивольки						
Осадки (4)	7,8	14,1	29,8	0,4	29,7	17,1

Примечания. В скобках – число проб. \*Органогенные горизонты, \*\*прикорневые морфоны, \*\*\*органоминеральные горизонты.

в почвах разных ландшафтов сильно варьирует. В почвах слабокислых ландшафтов по сравнению с кислыми арктотундровыми ландшафтами больше иллит и меньше полевых шпатов, что обусловлено, скорее всего, локальными особенностями почвообразующих пород. В органоминеральных горизонтах почв кислых арктотундровых ландшафтов понижено содержание хлорита (9,4%), в прикорневых морфонах повышено содержание каолинита (11,7%). Органогенные горизонты содержат в 2 раза больше хлорита, чем органоминеральные. В почвах слабокислых ландшафтов повышено содержание хлорита (21,8%).

Минеральный состав донных осадков заливов близок к составу почв (табл. 2), так как большая часть материала поступает из сухопутных ландшафтов в результате экзарационной деятельности ледника и с талыми водами. В осадках залива Абросимова повышена доля иллита, залива Благополучия – карбонатов.

Таким образом, несмотря на довольно низкие значения средней температуры и небольшое количество осадков, в арктотундровых ландшафтах на восточном побережье Новой Земли активно протекают процессы педогенной трансформации минерального и органического вещества.

**Элементный состав.** Макро- и микроэлементы. Почвообразующие породы арктотундровых ландшафтов относительно кларков литосферы обогащены Fe, Ti, Cr, V, Ni, As и обеднены P, S, Rb, Sr, Ba, Th, Nb, Cl (табл. 3). Коэффициент вариации ( $C_v$ ) химических элементов в породах невысокий – 3–29%. В почвах Новой Земли из-за высокого содержания в материнских породах концентрация Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Zr, Ba, Pb в 2–12 раз больше, чем в тундрах России [Когобова et al., 2003; Величкин и др., 2012; Московченко, 2010; Сорокина и др., 2010]. Почвы относительно пород обогащены в 2–5 раз P, S, Cl, Cu, Pb, Zn, в них повышена вариабельность содержания Pb, As и биофильных S, Zn, Sr, Cl

( $C_v=100\div420\%$ ), вероятно, из-за комплексности почвенного и растительного покрова. Почвы арктотундровых кислых ландшафтов с вероятностью 0,99 (по результатам  $t$ -теста различий среднего) содержат больше Ti и меньше Mn и Ba по сравнению со слабокислыми ландшафтами из-за неоднородности их содержания в почвообразующих породах.

В почвах слабокислых ландшафтов химические элементы распределены по латерали равномерно ( $0,8 < L < 1,3$ ) за исключением биофильных P ( $L=1,5$ ) и Cl ( $L>2$ ), накапливающихся в подчиненных позициях (табл. 4). Латеральная дифференциация почв кислых арктотундровых ландшафтов более контрастна ( $0,6 < L < 6,8$ ), вероятно, из-за повышенной длительности безморозного периода на более южном участке и интенсивной трансформации и миграции веществ. В транзлювиальном ландшафте повышено содержание As и Th ( $L=1,9\div2,3$ ), что, вероятно, связано с изменением миграции элементов на склонах. В транзлювиально-аккумулятивном ландшафте подножия склона на биогеохимическом барьере накапливаются P, S, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba, Pb ( $L=1,4\div2,9$ ). Из-за поступления с морской водой в подчиненных ландшафтах повышено содержание Cl ( $L=6,8$ ).

На Новой Земле мхи содержат в 2–10 раз больше V, Co и в 10–20 раз больше Mn, Fe, Cr, Ni, Pb, чем на севере Западной Сибири [Valeeva, Moskovchenko, 2002], Шпицбергене [Wojtun et al., 2013] и в Чехии [Šakalys et al., 2009]. Вариабельность содержания химических элементов в растениях меньше, чем в почвах, и изменяется в пределах 28–150%. В растениях значения  $C_v > 100\%$  обнаружены для биофильных Zn и Sr, а также Pb и повышены из-за анализа укоса всего растительного яруса, а не отдельных видов растений.

Мхи и лишайники арктотундровых ландшафтов Новой Земли преимущественно слабо накапливают изученные элементы. Ряды биологического поглощения в арктотундровых кислых ландшафтах име-

Таблица 3

Химический состав пород, почв и растений на восточном побережье Новой Земли

Участок	Макроэлементы, %					Микроэлементы, мг/кг																
	Ti	Mn	Fe	P	S	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Th	Y	Nb	Pb	As	Cl	
Растительность																						
A (8)	0,072	0,029	0,90	0,13	0,21	16	9,5	3,5	22	7,9	38	7,2	43	10	57	0,6	3,4	1,0	10	<2	213	
C (6)	0,083	0,050	1,05	0,20	0,56	4,5	3,3	1,4	7,4	5,0	20	3,2	36	3,8	26	0,271	1,6	0,47	2,5	<2	72	
Почвы																						
A (7)	0,75	0,12	8,3	0,23	0,21	216	180	24	157	59	135	88	125	189	441	8,5	41	13	52	18	164	
C (11)	0,50	0,22	7,3	0,24	0,38	208	206	40	145	107	214	104	133	210	829	8,5	41	12	78	20	144	
Породы																						
A (5)	0,67	0,09	7,4	0,044	0,002	238	191	18	155	36	91	77	100	181	405	8,0	33	12	20	14	44	
C (5)	0,61	0,19	7,9	0,039	0,048	186	208	25	154	54	135	99	84	179	682	8,0	40	13	28	15	43	
Кларк*	0,45	0,100	4,65	0,093	0,047	92**	121**	17	55	47	83	150	340	170	650	14	29	21	16	5,6**	170	

Примечания. В скобках – число проб. Содержание в растениях рассчитано на сухой вес. \* По А.П. Виноградову [1962], \*\* по Н.А. Григорьеву [2009]. А – побережье залива Абросимова, С – побережье залива Степового. Полуторным выделены значения кларков концентрации  $>2$ .

Таблица 4

## Латеральная дифференциация верхних горизонтов почв на восточном побережье Новой Земли

Ландшафт	Ti	Mn	Fe	P	S	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Th	Y	Nb	Pb	As	Cl
Побережье залива Абрисомова																					
Э*	7620	1279	82530	3036	3000	214	199	25	120	39	135	93	122	201	432	7	36	12	47	10	133
ТЭ	1,1	1,2	1,2	0,8	<b>1,5</b>	1,0	0,8	<b>0,6</b>	1,3	1,0	<b>1,4</b>	0,9	1,1	0,8	0,9	1,9	1,1	1,1	0,9	<b>2,3</b>	0,9
ТЭА1	0,9	1,2	0,9	<b>2,4</b>	<b>2,9</b>	0,9	0,9	<b>2,0</b>	<b>1,8</b>	<b>2,0</b>	<b>2,9</b>	1,1	<b>2,2</b>	0,9	<b>1,4</b>	1,3	1,2	1,1	<b>1,8</b>	1,2	<b>6,8</b>
ТЭА2	0,9	0,8	1,0	0,7	<b>0,6</b>	1,1	0,9	0,8	1,3	<b>1,5</b>	0,9	1,0	1,0	0,9	1,0	1,1	1,2	1,0	1,2	<b>1,9</b>	1,3
Побережье залива Степового																					
Э*	5040	2240	68880	1980	3320	207	205	46	134	99	232	91	176	202	763	12	40	11	67	18	134
ТЭ	1,1	0,9	1,0	<b>1,5</b>	1,4	0,9	0,9	0,8	1,0	0,9	1,0	1,0	1,3	0,9	0,8	<b>0,6</b>	0,9	1,1	1,1	1,1	<b>2,2</b>
ТЭА1	0,9	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0	1,0	0,9	1,1	1,2	1,0	1,1	0,9	1,0	1,1	0,8	1,0	1,1	1,1	<b>0,5</b>	<b>1,6</b>
ТЭА2	1,0	1,0	1,2	1,1	1,2	1,0	1,1	0,9	1,2	1,1	0,9	1,2	0,7	1,1	1,1	0,9	1,2	1,1	1,3	1,3	1,1

Примечания. \*мг/кг. Полу жирным выделены значения коэффициентов  $L \leq 0,6$  и  $L \geq 1,4$  в подчиненных ландшафтах.

ют следующий вид:  $Cl_9-S, Zn, P_3-Sr, Pb_{2,3}-Mn, Co, Ni, Cu, Ba_{1,3-1,5}-Ti, Fe, Cr, V, Rb, Zr, Th, Nb, As_{0,9-1,0}$ , в слабых –  $Cl_{10}-(S, P, Sr)_{4-5}-Zn_{1,6}-Mn, Ni, Cu, Th_{0,9-1,0}-Ti, Fe, Ba, Nb, Pb, As_{0,7-0,8}-Y, Rb_{0,6}-Cr_{0,5}-V, Zr_{0,4}$ , где цифрами обозначены значения коэффициента биологического поглощения. В кислых ландшафтах Pb, Mn, Co, Ba, Ni, Cu относятся к группе элементов слабо биологического поглощения ( $Ax=1,3 \div 2,3$ ), а в слабых – биологического захвата ( $0,7-1,0$ ). Общая биогеохимическая специализация растений арктических ландшафтов восточного побережья Новой Земли – аккумуляция S, P, Cl, Sr, Zn (табл. 3).

Таким образом, ландшафты Новой Земли обладают слабым потенциалом аккумуляции химических элементов. В почвах относительно пород аккумулируются P, S, Cl, Cu, Pb, Zn. Растительность слабо накапливает биогенные S, P, Cl, Sr, Zn.

**Радионуклиды.** В растительности на восточном побережье Северного и Южного островов содержание природных изотопов низкое: активность  $^{40}K$  варьирует от 0 до 170 Бк/кг при среднем 77 Бк/кг,  $^{226}Ra$  и  $^{232}Th$  – не превышает 6 Бк/кг. В почвах о. Южный содержание природных изотопов увеличивается с глубиной и в среднем составляет для  $^{40}K$  354 Бк/кг в верхней части профиля и 448 Бк/кг – в нижней, для  $^{226}Ra$  – 12–17 Бк/кг и для  $^{232}Th$  – 15–21.

В донных осадках заливов удельная активность природных изотопов при пониженной варируемости больше, чем в почвах побережий, что отражает повышенный вынос этих радионуклидов с твердофазным материалом из сухопутных ландшафтов в результате механической миграции. В заливе Абрисомова средняя активность  $^{40}K$  составляет  $503 \pm 16$ ,  $^{226}Ra$  –  $17 \pm 1,5$  и  $^{232}Th$  –  $16 \pm 1,2$  Бк/кг. В осадках заливов острова Северный в 1,3–2,3 раза повышено содержание всех природных радионуклидов по сравнению с заливами о. Южный. В донных осадках залива Благополучия средняя активность  $^{40}K$  составляет 758,  $^{226}Ra$  – 30,  $^{232}Th$  – 29 Бк/кг. В донных осад-

ках залива Цивольки варируемость  $^{40}K$ ,  $^{226}Ra$  и  $^{232}Th$  значительно больше, чем в заливе Благополучия при пониженной активности  $^{40}K$  (648 Бк/кг), повышена у  $^{226}Ra$  (41 Бк/кг) и приблизительно такая же у  $^{232}Th$  (29 Бк/кг). Радиальное распределение природных изотопов равномерное.

Примитивно-пустынные ландшафты побережий заливов Благополучия и Цивольки обладают очень слабым потенциалом аккумуляции радионуклидов. Зеленомошные сообщества с низкой площадью проективного покрытия содержат в среднем 25–45 Бк/кг  $^{137}Cs$  и по аналогии с более южными тундровыми ландшафтами [Semenkov et al., 2015] при сходных величинах активности не являются значимыми депозитариями радионуклидов.

В арктических ландшафтах восточного побережья о. Южный повышена удельная активность  $^{137}Cs$  (100–300 Бк/кг) в мохово-травянисто-кустарничковом ярусе и верхнем сантиметровом слое почвы (рис. 2) с высоким содержанием  $C_{орг}$ . Уровень содержания  $^{137}Cs$  в зеленых мхах Новой Земли в 2–5 раз больше, чем в фоновых ландшафтах на севере Западной Сибири [Щербов и др., 2000; Семенов, Усачева, 2013], что, по-видимому, связано с поступлением радионуклидов в ландшафты из-за локальных радиоактивных выпадений после ядерных испытаний. Удельная активность  $^{137}Cs$  в нижних частях живых мхов в 5–6 раз больше, чем в верхних (рис. 2), и близка к уровню активности в верхнем сантиметровом слое почвы. В нижележащей 5-сантиметровой толще почв его активность уменьшается в среднем в 7 раз.

В отличие от природных изотопов максимальная удельная активность  $^{137}Cs$  в донных осадках характерна для заливов о-ва Южный, что связано с интенсификацией миграции на более южных территориях архипелага. Максимум активности  $^{137}Cs$  в донных осадках заливов о. Южный (15–26 Бк/кг) находится на глубине 8–10 см. Осадки в заливе Цивольки характеризуются двумя максимумами: на



глубине 6–7 см (5 Бк/кг) и 12–14 см (9 Бк/кг). В осадках о. Северный активность  $^{137}\text{Cs}$  не превышает 10 Бк/кг. Сходная, но менее контрастная дифференциация выявлена в осадках залива Благополучия, где первый максимум  $^{137}\text{Cs}$  приходится на глубину 9–11 см, а второй – на 13 см.

В почвах и донных осадках заливов Новой Земли  $^{137}\text{Cs}$  прочно сорбируется преимущественно глинистыми частицами на поверхности и боковых склонах иллитов, что определяет слабую миграцию радионуклидов в донные осадки.

#### Выводы:

– на восточном побережье арх. Новая Земля выявлена зональная смена ландшафтов от примитивных лишайниковых пустошей на почвопленках Северного острова к арктотундровым слабокислым и кислым мохово-лишайниковым ландшафтам на литоземах и петроземах Южного о-ва, проявляющаяся в увеличении мощности почвенного профиля, кислотности, степени гумификации, отношения  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$  и уменьшении скелетности почв;

– в минеральном составе почв преобладают кварц и полевые шпаты, выявлено довольно высокое содержание иллитов и хлоритов и незначительное содержание каолинита. В результате педогенной трансформации почвообразующих пород в кислой среде прикорневых морфонов образуется каолинит, а в мелкоземном слое почвенного профиля – иллит;

– почвы арктотундровых ландшафтов на восточном побережье о. Южный отличаются повышенным содержанием Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba, Pb из-за местного геохимического фона. Биогенные элементы (S, P, Cl, Sr, Zn) слабо накапливаются растительностью; Fe, Ti, Cr, V, Rb, Zr, Th, Nb, As принадлежат к группе слабого биологического захвата;

– природные радионуклиды накапливаются почвами и донными осадками, а  $^{137}\text{Cs}$  – почвами и растительностью. Удельная активность  $^{137}\text{Cs}$  в ландшафтах на восточном побережье Новой Земли в 2–3 раза больше, чем в тундровых ландшафтах Западной Сибири.

**Благодарности.** Исследования выполнены за счет гранта РНФ (№ 14-17-00764). Количественный минеральный анализ выполнен на оборудовании, приобретенном за счет средств Программы развития Московского университета имени М.В. Ломоносова.

Авторы благодарны Е.В. Терской, Л.В. Добрыдневой и П.П. Кречетову за консультации по вопросам, связанным с фракционированием гумуса, В.М. Феодорову – за определение состава фитоценозов, Е.Н. Борисенко и Н.С. Касимову – за конструктивное обсуждение результатов и критические замечания при подготовке статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ариунукина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
- Величкин В.И., Кузьменкова Н.В., Кошелева Н.Е. и др. Оценка эколого-геохимического состояния почв на северо-западе Кольского полуострова // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геохронология. 2012. № 1. С. 41–50.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Горячкин С.В. Почвенный покров севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
- Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.
- Иванов Г.И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря. СПб.: ВНИИ Океанология, 2002. 153 с.
- Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
- Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
- Лавров Н.П., Величкин В.И., Мирошников А.Ю. и др. Геохимическая структура и радиационное состояние прибрежных ландшафтов заливов Карского моря Новой Земли // Докл. РАН. 2016. Т. 468, № 3. С. 328–331.
- Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радионуклидов в донных отложениях Карского моря // Геоэкология. 2012. № 6. С. 516–526.
- Михайлов В.Н. Ядерные испытания в Арктике: В 2-х кн., М.: ОАО «Московские учебники». 2006. Т. 1. 463 с; Т. 2. 455 с.
- Московченко В.Д. Геохимия ландшафтов севера Западно-Сибирской равнины: структурно-функциональная организация вещества геосистем и проблемы экодиагностики: Автореф. докт. дисс. СПб.: 2010. 33 с.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 1999. 610 с.
- Семенов И.Н., Усачева А.А. Цезий-137 как маркер современных почвенных турбаций // Фундаментальные исследования. 2013. № 10, вып. 7. С. 1478–1481.
- Сорокина Е.П., Дмитриева Н.К., Карпов Л.К., Трихалина Н.Ю. Анализ регионального геохимического фона как основа эколого-геохимического картирования равнинных территорий: на примере северной части Западно-Сибирского региона // Прикладная геохимия. Экологическая геохимия. 2001. № 2. С. 316–338.
- Щербов Б.Л., Страховенко В.Д., Маликова И.Н. и др. Сравнительная характеристика современного радиоактивного загрязнения территорий Западной Сибири, прилегающих к Семипалатинскому и Новоземельскому полигонам (на примере Алтая и Пур-Тазовского междуречья) // Сибирский экол. журн. 2000. № 1. С. 51–60.
- Aarkrog A.A. Retrospect of Anthropogenic Radioactivity in the Global Marine environment // Radionuclides in the Oceans (Proceed. of Part 1 of the Intern. Symp. RADOX-96/97: Inventories, Behaviour and Processes. Cherbourg-Octeville, France, 7–11 October 1996) // Radioprotection. 1997. Vol. 32, N 2. P. 23–31.
- Korobova E.M., Ukraintseva N.G., Surkov V.V., Brown J.B. Geochemical study of the tundra landscapes in the Yenisey delta

and gulf area // Safety and Reliability: Proceed. of the ESREL. Maastricht, 2003. P. 601–606.

Šakalys J., Kviatkus K., Sucharova J. et al. Changes in total concentrations and assessed background concentrations of heavy metals in moss in Lithuania and the Czech Republic between 1995 and 2005 // Chemosphere. 2009. N 76(1). P. 91–97.

Semenkov I., Usacheva A., Miroshnikov A. Distribution of global fallouts cesium 137 in taiga and tundra catenae at the Ob river basin // Geology of Ore Deposits. 2015. Vol. 57, N 2. P. 138–155.

Valeeva E.I., Moskovchenko D.V. Trace element composition of lichens as an indicator of atmospheric pollution in Northern West Siberia // Polar Geography. 2002. N 26(4). P. 249–269.

Wilson M.J. Rock-forming Minerals. Sheet Silicates // Clay Minerals. Geol. Soc. 2013. Vol. 3. 724 p.

Wojtun B., Samecka-Cymerman A., Kolon K. et al. Metals in some dominant vascular plants, mosses, lichens, algae, and the biological soil crust in various types of terrestrial tundra, SW Spitsbergen, Norway // Polar Biology. 2013. N 36. P. 1799–1809.

Поступила в редакцию 11.03.2016

Принята к публикации 26.07.2016

A.A. Usacheva<sup>1</sup>, I.N. Semenov<sup>2</sup>, A.Yu. Miroshnikov<sup>3</sup>,  
V.V. Krupskaya<sup>4</sup>, S.V. Zakusin<sup>5</sup>

#### GEOCHEMICAL FEATURES OF ARCTIC TUNDRA LANDSCAPES OF THE NOVAYA ZEMLYA EASTERN COAST

The main morphological and physical-chemical characteristics of soils (the mineral and elemental composition, pH, carbon organic matter content and its fractional-group composition, the radiation condition) were investigated in the arctic tundra landscapes of the Novaya Zemlya archipelago. Quartz and feldspars dominate in soils, pedogenetic illite and kaolinite are formed in the acid environment, and medium to high quantity of humus of humate-fulvate composition is typical. Soil-forming rocks of the Abrosimov and Stepovoy bays coasts are enriched in Fe, Ti, Cr, V, Ni, As, and depleted in P, S, Rb, Sr, Ba, Th, Nb and Cl. Plants of the arctic tundra landscapes accumulate S, P, Cl, Sr and Zn. The activity of natural isotopes (<sup>226</sup>Ra, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K) increases from the vegetation to soils and finally bottom sediments. <sup>137</sup>Cs activity varies in between 10–350, 1–310 and 0–26 Bq kg<sup>-1</sup> in plants, soils and sediments, respectively.

**Key words:** catena, landscapes, soils, bottom sediments, heavy metals, radionuclides, clay minerals, illite, kaolinite, <sup>137</sup>Cs, <sup>40</sup>K, <sup>226</sup>Ra, <sup>232</sup>Th, the Novaya Zemlya archipelago.

**Acknowledgements.** The study was supported by Russian Science Foundation (project № 14-17-00764). Quantitative mineral analysis was carried out using the equipment covered by the funds of the MSU Development Program.

The authors wish to express their gratitude to E.V. Terskaya, L.N. Dobrydneva and P.P. Krechetov for their consultations on the humus fractioning, to V.M. Feodoritov for the analysis of phytocenoses composition and to E.N. Borisenko and N.S. Kasimov for the constructive discussion of the results and the critical comments to the article.

#### REFERENCES

Aarkrog A.A. Retrospect of Anthropogenic Radioactivity in the Global Marine Environment // Radionuclides in the Oceans (Proceedings of Part 1 of the Intern. Symp. RADOC-96/97: Inventories, Behaviour and Processes. Cherbourg-Octeville, France, 7–11 October 1996 // Radioprotection. 1997. Vol. 32, N 2. P. 23–31.

Arinushkina E.V. Rukovodstvo po himicheskomu analizu pochv [Guide to Chemical analysis of soil], Moscow, Izd-vo MGU, 1970, 487 p. (in Russian).

Gorjachkin S.V. Pochvennyj pokrov severa (struktura, genezis, jekologija, jevoljucija) [The soil cover of the North (structure,

genesis, ecology, evolution)], Moscow, GEOS, 2010, 414 p. (in Russian).

Grigor'ev N.A. Raspredelenie himicheskikh jelementov v verhnjej chasti kontinental'noj kory [The distribution of chemical elements in the upper continental crust], Ekaterinburg, UrO RAN, 2009, 382 p. (in Russian).

Ivanov G.I. Metodologija i rezul'taty jekogeohimicheskikh issledovanij Barenceva morja [The methodology and the results of ecogeochemical studies of the Barents Sea], SPb., VNI Okeanologija, 2002, 153 p. (in Russian).

<sup>1</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Laboratory of Radiogeology and Radiogeocology, Junior Scientific Researcher; e-mail: usacheva@list.ru

<sup>2</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Laboratory of Radiogeology and Radiogeocology, Junior Scientific Researcher; e-mail: semenkov@igem.ru

<sup>3</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Laboratory of Radiogeology and Radiogeocology, Senior Scientific Researcher, PhD in Geology; e-mail: almir@igem.ru

<sup>4</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Laboratory of Crystal Chemistry of Minerals, Senior Scientific Researcher; Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Engineering and Ecological Geology, Senior Scientific Researcher, PhD in Geology; e-mail: vi\_kru@bk.ru

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Engineering and Ecological Geology, Leading Engineer; Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Laboratory of Crystal Chemistry of Minerals, Junior Scientific Researcher; e-mail: sergeyzakusin@gmail.com

- Kasimov N.S., Vlasov D.V.* Klarki himicheskikh jelementov kak jetalony sravnenija v jekogeochemii [Clarks of chemical elements as comparison standards in ecogeochemistry], *Vestnik Moskovskogo universiteta, Serya 5, Geografija*. 2015, no 2, pp. 7–17 (in Russian).
- Klassifikacija i diagnostika pochv Rossii [Classification and diagnosis of Russian soil], Smolensk, Ojkumena, 2004, 342 p. (in Russian).
- Korobova E.M., Ukraintseva N.G., Surkov V.V., Brown J.B.* Geochemical study of the tundra landscapes in the Yenisey delta and gulf area // *Safety and Reliability: Proceed. of the ESREL. Maastricht*, 2003. P. 601–606.
- Laverov N.P., Velichkin V.I., Miroshnikov A.Yu.* et al. Geohimicheskaja struktura i radiacionnoe sostojanie pribrezhnyh landshaftov zalivov Karskogo morja Novoj Zemli [Geochemical structure and radiation state coastal landscape of the Kara Sea bays, Novaja Zemlja], *Doklady akademii nauk*, 2016, t. 468, no 3, pp. 328–331 (in Russian).
- Mihajlov V.N.* Jadernye ispytaniya v Arktike: Nauchno-publicisticheskaja monografija v dvuh knigah [Nuclear testing in the Arctic: Scientific publicist monograph in two books], Moscow, OAO «Moskovskie uchebniki», 2006, vyp. 1, 463 p.; vyp. 2, 455 p. (in Russian).
- Miroshnikov A.Yu.* Zakonomernosti raspredelenija radioceziya v donnyh otlozhenijah Karskogo morja [Regularities of distribution of radioactive cesium in the sediments of the Kara Sea], *Geojekologija*, 2012, no 6, pp. 516–526 (in Russian).
- Moskovchenko V.D.* Geohimija landshaftov severa Zapadno-Sibirskoj ravniny: strukturno-funkcional'naja organizacija veshhestva geosistem i problemy jekodiagnostiki [Geochemistry of landscapes of the north of the West Siberian Plain: structural and functional organization of geosystem substance and ecodiagnostic problems], *Avtoref. dokt. geogr. nauk*, 2010, 33 p. (in Russian).
- Orlov D.S., Birjukova O.N., Suhanova N.I.* Organicheskoe veshhestvo pochv Rossijskoj Federacii [The organic matter of soil of the Russian Federation], Moscow, Nauka, 1996, 256 p. (in Russian).
- Perel'man A.I., Kasimov N.S.* Geohimija landshafta [Geochemistry of landscape], Moscow, Astreja-2000, 1999, 610 p. (in Russian).
- Šakalys J., Kviatkus K., Sucharova J.* et al. Changes in total concentrations and assessed background concentrations of heavy metals in moss in Lithuania and the Czech Republic between 1995 and 2005 // *Chemosphere*. 2009. N 76(1). P. 91–97.
- Semenkov I.N., Usacheva A.A., Miroshnikov A.Yu.* Distribution of global fallouts cesium137 in taiga and tundra catenae at the ob river basin // *Geology of Ore Deposits*. 2015. Vol. 57, N 2. P. 138–155.
- Semenkov I.N., Usacheva A.A.* Cezij-137 kak marker sovremennyh pochvennyh turbacij [Cesium-137 as a marker of current soil turbation], *Fundamental'nye issledovaniya*, vyp. 7, no 10, 2013, pp. 1478–1481 (in Russian).
- Shherbov B.L., Strahovenko V.D., Malikova I.N.* et al. Sravnitel'naja harakteristika sovremennogo radioaktivnogo zagruznenija territorij Zapadnoj Sibiri, prilagajushhih k Semipalatinskomu i Novozemel'skomu poligonam (na primere Altaja i Pur-Tazovskogo mezhdurech'ja) [Comparative characteristics of current contamination of Western Siberia of areas adjacent to the Semipalatinsk and Novaya Zemlya polygons (by the example of the Altai and Pur-Taz interfluvial)], *Sibirskij jekologicheskij zhurnal*, 2000, no 1, pp. 51–60 (in Russian).
- Sorokina E.P., Dmitrieva N.K., Karpov L.K., Trihalina N.Ju.* Analiz regional'nogo geohimicheskogo fona kak osnova jekologo-geohimicheskogo kartirovaniya ravninnyh territorij: na primere severnoj chasti Zapadno-Sibirskogo regiona [Analysis of the regional geochemical background as a basis for ecogeochemical mapping lowland areas: by the example of the northern part of the West Siberian region], *Prikladnaja geohimija, jekologicheskaja geohimija*, 2001, no 2, pp. 316–338 (in Russian).
- Valeeva E.I., Moskovchenko D.V.* Trace element composition of lichens as an indicator of atmospheric pollution in Northern West Siberia // *Polar Geography*. 2002. N 26(4). P. 249–269.
- Velichkin V.I., Kuz'menkova N.V., Kosheleva N.E.* et al. Ocenka jekologo-geohimicheskogo sostojaniya pochv na severo-zapade Kol'skogo poluostrova [Assessment of ecological and geochemical state of soils in the northwest of the Kola Peninsula], *Geojekologija, inženernaja geologija, gidrogeologija, geokriologija*, 2012, no 1, pp. 41–50 (in Russian).
- Vinogradov A.P.* Srednee sodержanie himicheskikh jelementov v glavnyh tipah izverzhennyh porod zemnoj kory [The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the crust], *Geohimija*, 1962, no 7, pp. 555–571 (in Russian).
- Wilson M.J.* Rock-forming Minerals. Sheet Silicates // *Clay Minerals*. Geol. Soc. 2013. Vol. 3, 724 p.
- Wojtun B., Samecka-Cymerman A., Kolon K.* et al. Metals in some dominant vascular plants, mosses, lichens, algae, and the biological soil crust in various types of terrestrial tundra, SW Spitsbergen, Norway // *Polar Biology*. 2013. N 36. P. 1799–1809.

Received 11.03.2016

Accepted 26.07.2016

УДК 551.345 : 550.424

Ю.К. Васильчук<sup>1</sup>, А.К. Васильчук<sup>2</sup>, Н.А. Буданцева<sup>3</sup>, Ю.Н. Чинова<sup>4</sup>

## МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ КАК ИНДИКАТОР СМЕНЫ ЛАНДШАФТОВ

Рассмотрены редкие геохимические явления в пределах полигональных ландшафтов: сильно-минерализованные повторно-жильные льды с морским и континентальным типом засоления. Морской тип засоления голоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в устье р. Монгаталян-гьяха (на севере Западной Сибири) отражает локальные (в пределах фрагмента лайды) ландшафтные изменения классов водной миграции от нейтрального сероводородного соленосно-хлоридного до слабокислого и нейтрального глеевого. Континентальный тип засоления позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов разреза Мамонтова Гора в Центральной Якутии отражает локальные (в пределах аласного понижения) ландшафтные изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого. Выявлена как радиальная, так и латеральная изменчивость гидрохимического состава ледяных жил.

*Ключевые слова:* минерализация льда, тундровые и таежные ландшафты, аласы, лайды, класс водной миграции, Западная Сибирь, Центральная Якутия.

**Введение.** Тундровые и таежные мерзлотные ландшафты занимают обширные площади на севере России и имеют весьма своеобразную историю развития, которую определяют главным образом наличие многолетнемерзлых пород (ММП) и циклическая смена субэкральных, субаквальных и супераквальных условий. В долинах и дельтах рек в области ММП накапливаются мощные супесчано-суглинистые отложения, часто оторфованные, с одновременным образованием подземных голоценовых повторно-жильных льдов, вертикальная мощность которых часто составляет 3–7 м.

В тундровых ландшафтах почвенные и грунтовые воды (за редким исключением) почти не минерализованы (ультрапресные,  $\leq 100$  мг/л). Подземные льды в тундровых ландшафтах относятся к ультрапресным и пресным [Brown, 1963; O'Sullivan, 1963; Vasil'chuk, Trofimov, 1983]. Анализ большого массива данных о минерализации подземных льдов в разных районах России позволил разработать следующую классификацию: ультрапресные льды с минерализацией (мг/л)  $\leq 50$ , пресные – 50–200, опресненные – 200–400, слабосоленые – 400–1000, среднесоленые – 1000–5000, сильнозасоленные –  $\geq 5000$  мг/л [Васильчук, 1992]. По сравнению с гидрохимической классификацией поверхностных вод для подземных льдов выделяются более дробные градации. Химический состав повторно-жильных льдов, как правило, близок к химическому составу талых снеговых вод [Анисимова, 1981], однако в лед проникают почвенные растворы из надмерзлотной верховодки, а также воды, попадаю-

щие на поверхность снежного покрова в результате подтопления или заплеска. Поскольку химический состав повторно-жильных льдов отражает ландшафтную обстановку времени формирования, то соотношения ионов и минерализация можно использовать для реконструкций палеоландшафтных обстановок.

Минерализация повторно-жильных льдов из голоценовых отложений морского и лагунно-морского генезиса, как правило, выше, чем повторно-жильных льдов из позднеплейстоценовых отложений: опресненные жилы встречаются в 22% проанализированных проб, слабо- и средnezасоленные – в 16% проб [Васильчук, 1992]. Среди повторно-жильных льдов позднеплейстоценового возраста гораздо чаще встречаются льды с низкой минерализацией льда, хотя описаны опресненные и слабозасоленные жилы, минерализация которых превышала 500 мг/л [Дубиков, 2002].

Повторно-жильные льды с высокой минерализацией встречаются очень редко. Засоленные жилы обнаружены авторами на севере Западной Сибири на первой террасе о. Белый (от 432 до 1240 мг/л) и на лайде в устье р. Монгаталян-гьяха (рис. 1) на севере п-ова Явай (до 640 мг/л) [Васильчук, Васильчук, 2015а; Васильчук, Трофимов, 1984], а в Якутии в долине р. Алдан встречены голоценовые повторно-жильные льды с аномальными для региона показателями минерализации (от 80 до 476 мг/л) (рис. 1).

**Материалы и методы исследований.** Цель работы – рассмотрение геохимических особенностей полигональных ландшафтов с сильноминерализованными повторно-жильными льдами, с морским и

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, проф., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: vasilch@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория геоэкологии Севера, ст. науч. с., докт. геогр. н.; e-mail: alla-vasilch@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: nadin.budanceva@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: eacentr@yandex.ru

континентальным типом засоления, изменения классов водной миграции в полигональных ландшафтах и характера смены ландшафтов (тундровых на п-ове Явай, севере Западной Сибири и таежных в Центральной Якутии) по характеристикам химического состава подземных повторно-жильных льдов двух изученных геокриологических разрезов. Мы рассматриваем два типа засоления: континентальный (повторно-жильный лед в голоценовых отложениях озерной (аласной) вкладки на высокой террасе Мамонтовой Горы на р. Алдан) и морской (повторно-жильный лед на лаиде Гыданской губы в устье р. Монгаталянгыаха).

### Результаты исследований и их обсуждение.

**Полигонально-жильный комплекс в устье р. Монгаталянгыаха** расположен на высокой лаиде Гыданской губы, в устье р. Монгаталянгыаха на п-ове Явай (север Гыданского п-ова). Лаида – низменное побережье северных морей, заливов и речных эстуариев-губ, затопляемых высокими (сизигийными) приливами, аналог высокой поймы. Сингенетические повторно-жильные льды залегают в песчаных отложениях. «Головы» жил расположены на глубине 0,4–0,5 м, сверху перекрыты слоем суглинка и тонким слоем торфа. Их ширина в верхней части достигает 2–2,5 м, высота составляет не менее 2–3 м. В приливно-отливной зоне наблюдаются продолжающиеся от жил канавки, под которыми на глубине 0,25 м залегают льды, представляющие собой нижние части жил, описанных в толще высокой лайды.



Рис. 1. Схема расположения участков исследования: а – полигонально-жильный комплекс в устье р. Монгаталянгыаха, б – полигонально-жильный комплекс Мамонтова Гора

Fig. 1. The scheme of study areas location: а – ice-wedge complex in the mouth of the Mongatallyangyaha River, б – ice-wedge complex of the Mamontova Gora

рует  $\text{Cl}^-$  – до 1,4 ммоль/100 г, что указывает на участие морской воды в их формировании.

В сложении льда жил, залегающих в отложениях высокой лайды, отмечена четкая дифференциация на зоны по солености и составу (рис. 2). В лед с минерализацией от 140 до 640 мг/л (рис. 2, зона 1) вложены два клина с соленостью 55–75 мг/л (зона 2) и 75–105 мг/л (зона 3). Вложение этих клиньев заметно и по цвету, и по текстуре льда жил.



Рис. 2. Криогенное строение, минерализация и содержание ионов в полигонально-жильном льду в устье р. Монгаталянгыаха, п-ов Явай на севере Гыданского п-ова: 1 – песок, 2 – оторфованные горизонты, 3 – суглинок, 4 – росток современной жилки льда, 5 – жильный лед с разной общей минерализацией, 6 – точки отбора проб, 7 – содержание сухого остатка, мг/л

Fig. 2. The cryogenic structure, mineralization and ions composition in ice-wedge ice in the mouth of Mongatallyangyaha River (the Yavay Peninsula in the north of the Gydан Peninsula): 1 – sand, 2 – peaty horizons, 3 – loam, 4 – recent ice vein, 5 – ice-wedge ice with varying total mineralization, 6 – sampling points, 7 – solids content, mg/l

Обычно на лагунно-морских лаидах тундровой зоны, по А.И. Перельману, развиты полигональные тундровые ландшафты с соленосно-сульфидным классом водной миграции [Перельман, 1961]. Минерализация отложений высокой лайды в устье р. Монгаталянгыаха – до 0,12%, в составе солей домини-

Анализ пылицы, спор и химического состава ледяных жил позволил выявить смену фациальной обстановки в процессе формирования повторно-жильных льдов. Наиболее древняя периферийная часть жильного льда (зона 1) с более минерализованным льдом, скорее всего, формировалась в суб-

аквальных условиях, о чем свидетельствует весьма высокое содержание пылицы древесных пород (в основном хвойных) во льду – более 60% от общего числа зерен пылицы и спор, что характерно для морских фаций. Поэтому мы предполагаем, что жильный лед зоны 1 накопился с некоторым участием морских вод, в условиях полигональных ландшафтов осушки Гыданской губы. Это предположение подтверждается тем, что соотношение  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$  в образцах льда из зоны 1 (рис. 2) достигает максимальной для этого разреза величины 10,5–11,2. Состав льда хлоридно-магниево-натриевый.

Лед зоны 2 формировался со спорадическим участием морских вод, возможно, уже в условиях лайдового ландшафта. Об этом свидетельствует, во-первых, резкое снижение минерализации, во-вторых, снижение значений соотношения  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$  до 3,1–4,6. Состав льда на глубине 1,7 м хлоридно-кальциево-натриевый, на глубине 1,3 м хлоридно-магниево-натриевый. Палиноспектры из повторно-жильного льда этой зоны не фиксируют участия морских вод, их состав типичен для повторно-жильных льдов в рассматриваемом регионе.

Палинологическая характеристика зоны 3 практически идентична зоне 2, т.е. палиноспектры отражают состав пылевого дождя, выпадавшего на поверхность снежного покрова вплоть до таяния [Васильчук, 2007], в то время как минерализация несколько возрастает – до 75–105 мг/л, а значение соотношения  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$ , наоборот, снижается до 2,4–3,0, т.е. роль морских аэрозолей в период накопления льда из зоны 3 не увеличивалась. Состав льда зоны 3 на глубине 1,3 м хлоридно-магниево-натриевый, а на глубине 0,7 м – хлоридно-натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный магниево-натриевый.

**Полигонально-жильный комплекс Мамонтова Гора** расположен на высокой террасе р. Алдан, в 300 км выше устья, в пределах Центрально-Якутской низменности.

Рельеф территории осложнен термокарстовыми котловинами – аласами. Аласы – своеобразные природные ландшафты Центральной Якутии. Аласы представляют собой плоские, едва заметные замкнутые округлые или вытянутые депрессии, образовавшиеся в результате вытаявания многолетнемерзлых пород с образованием озер. Радиационный баланс озера почти в 1,5 раза больше радиационного баланса окружающей территории, а испарение с него в 3–6 раз выше, что ведет к повышению концентрации солей и утяжелению изотопного состава озерной воды. Засушливый климат Центральной Якутии способствует интенсивному испарению с водной поверхности. Высокая температура лета в сочетании с малым количеством осадков и продолжительной инсоляцией обуславливает развитие ландшафтов с хорошо развитыми лугово-степными долинами и аласными, в том числе с засоленными почвами [Еловская и др., 1966].

Повторно-жильные льды мощностью  $\geq 6$  м, вскрытые в обнажении Мамонтова Гора на р. Алдан, залегают в озерно-болотных вкладах в толще

высоких террас и поймы. Отложения, вмещающие льды, в разрезе представлены темно-серыми суглинками, их мощность достигает 9–12 м, сверху суглинки перекрыты 2-метровым слоем палевой супеси, иногда отделенной от суглинка прослоем торфа или сильногумусированного суглинка с растительными остатками. Головы ледяных жил залегают непосредственно под торфом. Органическое вещество (ОВ) из повторно-жильных льдов датировано  $^{14}\text{C}$  методом AMS в диапазоне 13–19 тыс. лет назад (л.н.). Древесина из вмещающих отложений имеет радиоуглеродные датировки в диапазоне 38–35 тыс. л.н., а перекрывающий торф – 4,8 тыс. л.н. Прямое датирование ОВ из жил показало, что ледяные жилы образовались несколько позже вмещающих их отложений: их возраст меньше 20, но больше 10 тыс. лет [Vasil'chuk et al., 2004].

Величина сухого остатка во вмещающих отложениях из-за высокого содержания ОВ составляет от 0,05 до 0,1%, доминируют гидрокарбонаты. Минерализация льда жил в этом разрезе лишь в 2–5 раз меньше, чем во вмещающих породах (как правило, различия этих характеристик гораздо больше) от 80 до 476 мг/л (рис. 3). Это указывает на то, что наряду с тальми снеговыми водами в морозобойные трещины, вероятно, проникали почвенные растворы. В образцах льда с наибольшей минерализацией ( $\geq 300$  мг/л) количество ОВ колеблется от 53 до 10–2 мг/л, присутствует много закисного железа (часто  $\geq 40$  мг/л). Между содержанием ОВ и количеством железа в водах деятельного слоя существует прямая корреляция [Перельман, Касимов, 1999].

Химический состав льда в основном гидрокарбонатно-кальциевый, в интервале 7,0–7,8 м гидрокарбонатно-магниево-кальциевый. Значения pH в целом по разрезу колеблются от 4,4 до 7,6. Соотношение  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$  варьирует от 0,5 до 3,4. В интервалах 2,8–3,0; 5,0–5,2; 5,7–5,9; 6,4–6,7 и 7,2–7,6 м преобладание иона  $\text{Ca}^{2+}$  и значение соотношения  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-} \geq 2$ , вероятно, обусловлено смешением талых снеговых и надмерзлотных почвенных растворов. Возможно, в период накопления повторно-жильного льда для этих интервалов происходило засоление почв на водосборной площади аласной депрессии. В интервалах 3,0–4,3; 5,4–5,5 и 6,0–6,1 м также доминируют гидрокарбонаты и кальций, но соотношение  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-} \leq 2$ , в небольшом количестве появляются ионы натрия, значения  $\text{pH} \geq 7$ . На глубине 7 м отмечено наиболее высокое содержание ионов магния, при этом соотношение  $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-} = 0,5$ . Вероятно, процессы засоления почв на водосборной площади аласа во время накопления повторно-жильного льда в этих интервалах были менее выражены. Таким образом, прослеживаются изменения классов водной миграции от слабощелочного до кислого глеевого. На заболоченность полигонального массива и засоление по континентальному типу указывает довольно высокое содержание во льду фтора (17,7 мг/л), хотя обычное содержание его в жильных льдах не превышает 0,1 мг/л [Васильчук, 1992].

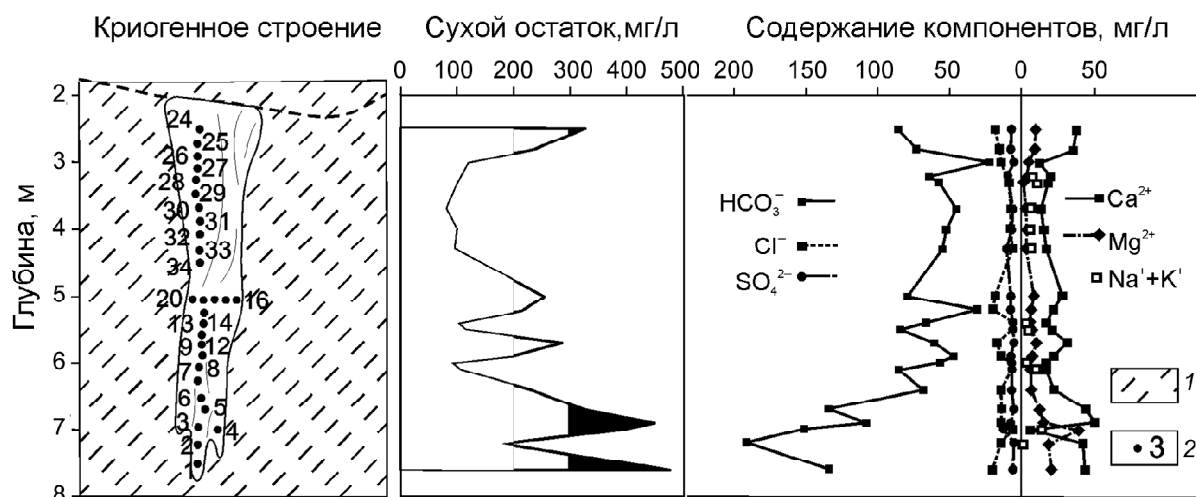


Рис. 3. Криогенное строение, минерализация и содержание ионов в полигонально-жильном льду обнажения Мамонтова Гора, Центральная Якутия: 1 – супесь, 2 – точки отбора проб

Fig. 3. The cryogenic structure, mineralization and ions composition in ice-wedge ice of the Mamontova Gora (Central Yakutia): 1 – sandy loam, 2 – sample points

Повторно-жильные льды с повышенной минерализацией изучены Дж. Брауном на Аляске в районе мыса Барроу [Brown, 1963]. Им высказано предположение, что более высокая минерализация помимо прочего определяется величиной морозобойных трещин: чем шире трещина, тем выше вероятность проникновения в лед минерализованной воды (что, по нашему мнению, маловероятно). Подземные сингенетические (т.е. синхронные осадочным вмещающим отложениям) льды морского типа засоления иногда встречаются на побережье и морской лаиде в засоленных отложениях, при этом в большинстве случаев даже в сильнозасоленных отложениях гораздо чаще распространены ультрапресные льды [Vasil'chuk, Trofimov, 1983]. Поэтому находки минерализованных льдов в этих отложениях указывают на особый режим – чаще всего это подтекание в образующиеся ледяные жилы соленой или солоноватой воды по трещинам из остаточных морских озер на лаидах или непосредственно морской воды, как, например, в зоне пляжа в устье р. Монгаталянггяха. Наиболее засоленные участки расположены в небольших понижениях в пределах кос, где условия для испарения оптимальны [Wolfe, Dyke, 1990]. Повторно-жильный лед может быть засолен лишь на небольшом участке, при этом часть жилы остается ультрапресной. Сингенетические повторно-жильные льды в озерно-котловинных отложениях частично засолены вследствие подтока озерно-болотной воды и надмерзлотных почвенных вод.

Формирование жильного льда в устье р. Монгаталянггяха происходило в меняющейся ландшафтной обстановке побережья Гыданской губы – рост жилы начался на осушке губы при активном накоплении песков с постоянными нагонами морской воды (такие нагоны, например, характерны сейчас для отделяющихся меромиктических водоемов на Беломорском побережье [Лисицын и др., 2013]). Вследствие испарения соленость таких отделяющихся меромиктических водоемов может быть даже

выше, чем у морской воды. Морозобойное растрескивание в прибрежной зоне привело к радиальной миграции рассолов из небольших остаточных соленых озер, что обусловило засоление отложений и высокую минерализацию льда. Тогда здесь были развиты тундровые ландшафты, периодически затопляемые солеными морскими водами, с соленосно-сульфидным классом водной миграции. Пески накопились достаточно быстро, одновременно с ними сформировался жильный лед зоны 1. Впоследствии жила росла уже за счет ультрапресных атмосферных осадков, и затем в ее строении морские воды уже не принимали участия.

Территория лайды, скорее всего, поднялась, отделяющийся водоем заполнился песками, субаквальные ландшафты сменились супераквальными тундровыми ландшафтами на суглинистых отложениях со слабокислым глеевым классом водной миграции, начался процесс накопления ОВ в виде торфа, стали развиваться процессы оглеения. Морской тип засоления голоценовых сингенетических повторно-жильных льдов на лаиде Гыданской губы, в устье р. Монгаталянггяха отражает локальные (в пределах фрагмента лайды) ландшафтные изменения классов водной миграции от нейтрального сероводородного соленосно-хлоридного до слабокислого и нейтрального глеевого.

Ранее нами установлена высокая минерализация льда в береговом обнажении о. Белый и ее существенное изменение как по горизонтали, так и по вертикали [Vasil'chuk, Trofimov, 1983; Васильчук, Трофимов, 1984; Васильчук, Васильчук, 2015a]. По степени минерализации в жилах выделяется несколько зон, отражающих отдельные этапы аккумуляции льдов. Так, ледяные жилы по периферии на глубине 1,2–4,5 м наиболее минерализованы (от 816 до 1240 мг/л), лед в центральной части на глубине 0,7–3,7 м имеет минерализацию 500–800 мг/л. Снижение минерализации, очевидно, отражает постепенное изменение фациальной обстановки. Наименее

минерализованные, но все же заметно отличающиеся от более распространенных ультрапресных повторно-жильных льдов участки ледяных жил имеют минерализацию от 400 до 500 мг/л [там же]. Высокая минерализация льда жил (до 1240 мг/л) и преобладание в ионном составе хлора и натрия свидетельствуют о их субаквально формировании (или попадании небольшой доли морской воды в трещины). Поскольку в толще этой террасы встречаются также ультрапресные льды [Слагодина и др., 2014] с содержанием солей 36–45 мг/л, мы связываем образование сильноминерализованных льдов с промерзанием мелкого соленого озера на поверхности, уже перешедшей в режим террасы. В этом случае можно говорить как о радиальной, так и о латеральной изменчивости гидрохимического состава ледяных жил.

Причин, препятствующих формированию сильноминерализованных сингенетических повторно-жильных льдов, множество; несмотря на это, достаточно засоленные (с минерализацией  $\geq 0,2$  г/л) сингенетические повторно-жильные льды встречаются в серии разрезов позднеледниковых и голоценовых грунтовых толщ [Vasil'chuk, Trofimov, 1983; Васильчук, Трофимов, 1984; Васильчук, 1992; Васильчук, Васильчук, 2015а, б]. А.Н. Толстов [1964] приводит данные о находке в обнажении оз. Овальное на севере Яно-Индигогорской низменности, в 120 км от моря, льда с хлоридно-натриевым засолением и сухим остатком 2910 мг/л. Этот образец оказался единственным, при повторном опробовании жил в этом районе получены значения минерализации льда 60–160 мг/л. Наличие сильноминерализованного жильного льда объяснялось ветровым переносом солей от морского побережья [там же]. Повторное опробование в местах находок сильноминерализованных жил (в обнажении оз. Овальное в Якутии, на о. Белый) продемонстрировало обычную невысокую минерализацию [Слагодина и др., 2014]. Жилы в устье р. Чукочья, изученные в 1979 г. А.А. Архангеловым, в некоторых местах сильноминерализованы (до 2400–3400 мг/л, с преобладанием хлора и натрия).

Объяснение столь изменчивой минерализации заключается в вариациях ее значений даже в пределах единого полигонального массива. Очевидно, менее и более минерализованные жилы могли формироваться даже на протяжении одной и той же морозобойной трещины. Так, вблизи мелководных сильнозасоленных остаточных водоемов на поверхности, доступной для морских заплесков или экстремально высоких приливов, в трещину могли затекать более соленые воды. В результате этого на большом протяжении в трещину попадали ультрапресные воды от талого снега, а там, где эта трещина прошла по дну такого озерца, в лед попала сильноминерализованная вода, первично имеющая морскую природу. Такая же ситуация могла существовать и на континентальных озерных и речных поймах, где в экстремально жаркие летние сезоны активное испарение способствует засолению остаточных мелководных водоемов, которые уже в пос-

ледующую за этим зиму могут оказаться в зоне морозобойного растрескивания. В этом случае части ледяных жил по простиранию также будут неравномерно обогащены минерализованной водой с континентальным типом засоления. Так формируются жилы с радиальной, а также с латеральной изменчивостью гидрохимического состава льда.

Маловероятно существенное постгенетическое засоление жил солями, мигрирующими из вмещающей мерзлой толщи. Практически во всех случаях, когда были встречены сильноминерализованные жильные льды, вмещающие их отложения не отличались аномально высокой минерализацией, и, наоборот, там, где сухой остаток в водной вытяжке из вмещающих толщ превышал 0,2–0,4%, обычно залегали жильные льды с минерализацией  $\leq 200$  мг/л. Это свидетельствует о локальных процессах в пределах одного ландшафта, так как засоление льда без засоления вмещающих пород говорит о том, что в жилу попадала минерализованная вода из очень небольшого испаряющегося водоема, и, наоборот, например, при интенсивной испарительной концентрации и засолении почв повторно-жильные льды, формирующиеся из талой снеговой воды, ультрапресные.

Процесс почвообразования в аласных котловинах отличается некоторым своеобразием: почвы проходят в своем развитии две стадии – гидроморфную и ксероморфную [Десяткин и др., 2009]. Поскольку метаморфизм развития аласных почв циклический, формируется особенный почвенный профиль, не имеющий аналогов вне криолитозоны, с несколькими погребенными горизонтами озерно-болотного происхождения. Засоление бессточных аласов происходит постепенно за счет привноса солей поверхностными и надмерзлотными водами. Ландшафты характеризуются интенсивным биологическим круговоротом, они формируются на карбонатных лёссовидных суглинках, что определяет существенную геохимическую роль кальция. Разложение растительных остатков в почве составляет в воду углекислый газ, который, растворяясь, образует анион  $\text{HCO}_3^-$ , преобладание в водах  $\text{Ca}^{2+}$  объясняется тем, что при разложении растительных остатков он в наибольшем количестве поступает в воду [Перельман, 1961]. Торфяно-болотные почвы Якутии характеризуются застойно-промывным характером водного режима. В Центральной Якутии засоление характерно для аласных ландшафтов в пределах речных долин [Еловская и др., 1966]. Соленакпление особенно проявляется в мезопонижениях, где минерализация почв в верхних 30–40 см в среднем составляет 1,26%, в то время как на водораздельных поверхностях эта величина не превышает 0,28–0,46% [там же].

Соленакпление на участках поймы, где поверхностные воды не задерживаются и происходит отток надмерзлотных вод, проявляется лишь в небольшом накоплении карбонатов. С переходом пойменных участков в условия надпойменной террасы перенос солей сильно сокращается, в основном происходит перерас-



пределение солей по элементам микро- и мезорельефа. Таким образом, пониженные участки, на которых развиваются аласы, оказываются наиболее засоленными. Сингенетические повторно-жильные льды, сформировавшиеся с участием вод поверхностного и надмерзлотного стока, в какой-то мере фиксируют этапы засоления территории водосбора аласа.

В пользу старично-озерного происхождения повторно-жильного льда в разрезе Мамонтова гора свидетельствуют изотопные данные: значения  $\delta^{18}\text{O}$  льда в верхней части жилы до глубины 6,5 м составляют от  $-25,9$  до  $-29,4\text{‰}$ , а в нижней части жилы на глубине 6,9–7,6 м значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-22,7$  до  $-16,5\text{‰}$  [Васильчук, 1992]. Здесь же, в нижней части жилы отмечены наибольшие значения сухого остатка и содержания ОВ. Высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  указывают на источник влаги, который, вероятнее всего, подвергался испарению. Так, старичная вода Алдана имеет значение  $\delta^{18}\text{O} = -16,8\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  воды р. Алдан составляет  $-17,7\text{‰}$ . Ледяная жила начала формироваться в озерных суглинках, судя по датировкам, эпигенетически, в тот период, когда озерная вода в значительной степени была преобразована испарением. Континентальный тип засоления сингенетических повторно-жильных льдов Мамонтовой Горы отражает локальные (в пределах аласного понижения) ландшафтные изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого.

Полученный криогидрохимический материал свидетельствует и о возможности интерпретировать вариации химического состава сингенетических повторно-жильных льдов как отражение трансформации ландшафтных условий, так как существует радиальная и латеральная изменчивость гидрохимического состава ледяных жил.

Сложное строение сингенетических жил в засоленных морских (лагунно-морских) грунтовых толщах, дифференциация на отдельные клинья по их минерализации, повышенное содержание воднорастворимых солей (в том числе хлоридов) по сравнению с минерализацией подавляющего числа жильных льдов указывают на возможность их формирования в условиях верхней литорали губ и морей и подпитки жил из небольших остаточных соленых озер. Впоследствии, когда территория лайды перестала заливаться морской водой, повторно-жильные льды стали накапливаться за счет ультрапресных

атмосферных осадков, что указывает на смену ландшафтов. Субаквальные ландшафты, периодически затопляемые солеными морскими водами с соленосно-сульфидным классом водной миграции, сменились супераквальными тундровыми ландшафтами на суглинистых отложениях со слабощелочным глеевым классом водной миграции.

Хотя зимние атмосферные осадки, точнее талая снеговая вода, служат основным поставщиком влаги для формирования сингенетических ледяных жил, в жилы иногда могут попадать воды иного происхождения – речные, старичные, озерные, прибрежно-морские, лагунные, надмерзлотные почвенные, так как полигональная система морозобойных трещин может закладываться в еще обводненном массиве. Геохимическая характеристика сингенетических повторно-жильных льдов позволяет проследить изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого в пределах водосборной площади аласного понижения, а также выделить особый тип континентального засоления повторно-жильных льдов.

Приведенные материалы свидетельствуют о редкой встречаемости в пределах криолитозоны сильноминерализованных повторно-жильных льдов. Анализ распределения их солёности можно использовать при палеореконструкциях фацальной обстановки формирования жил и для определения геохимических особенностей ландшафтов, особенно для определения класса водной миграции

#### Выводы:

– сильноминерализованные повторно-жильные льды с морским и континентальным типом засоления в пределах криолитозоны позволяют реконструировать геохимические особенности развития полигональных ландшафтов;

– морской тип засоления сингенетических повторно-жильных льдов в устье р. Монгаталянгьяха отражает локальные (в пределах фрагмента лайды) ландшафтные изменения классов водной миграции от нейтрального сероводородного соленосно-хлоридного до слабощелочного и нейтрального глеевого;

– континентальный тип засоления сингенетических повторно-жильных льдов Мамонтовой Горы отражает локальные (в пределах аласного понижения) ландшафтные изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого.

**Благодарности.** Геохимические исследования и обобщение материалов (Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова) выполнено за счет гранта РФФИ (проект №14-27-00083), палинологический анализ (А.К. Васильчук) за счет гранта РФФИ (проект № 14-05-00930).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.

Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / Под ред. Ю.К. Васильчука. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 488 с.

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций. В 2-х т.

М.: Изд. отдел. теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС. 1992. Т. 1. 420 с.; Т. 2. 264 с.

Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инженерная геология. 2015а. № 1. С. 50–65.

Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов в рай-

оне устья реки Тамбей (север полуострова Ямал) // Инженерная геология. 2015б. № 4. С. 36–54.

Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 129–134.

Десяткин Р.В., Оконешикова М.В., Десяткин А.Р. Почвы Якутии. Якутск: Бичик, 2009. 64 с.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.

Еловская Л.Г., Коновровский А.К., Саввинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Наука, 1966. 274 с.

Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П. и др. Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // Докл. РАН. 2013. № 4. С. 467–473.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географгиз, 1961. 496 с.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 610 с.

Толстов А.Н. Случаи наличия в тундре жильного льда, по химическому составу близкого к морской воде // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорьях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. С. 182–184.

Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Попов К.А. и др. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза. Ч. 2 // Криосфера Земли. 2014. Т. 18, № 1. С. 12–22.

Brown J. Ice-wedge chemistry and related frozen ground processes, Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C. USA. 1966. P. 94–98.

O'Sullivan J.B. Geochemistry of permafrost: Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C. USA, 1966. P. 30–37.

Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.K. AMS <sup>14</sup>C dating and stable isotope plots of Late Pleistocene ice-wedge ice // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2004. Vol. 223–224. P. 650–654.

Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Cryohydrochemical peculiarities of ice-wedge complexes in the north of Western Siberia // Permafrost. Fourth Intern. Conf. Proceedings. Fairbanks, Alaska. National Academy Press. Washington, 1983. P. 1303–1308.

Wolfe S.A., Dyke L.D. Pore Water Salinities of Coastal Sediments North Head, Richards Island, N.W.T. // Proceed. of the Fifth Canad. Permafrost Conf. Collection Nordicana. 1990. N 54. P. 51–60.

Поступила в редакцию 14.03.2016

Принята к публикации 26.07.2016

**Yu.K. Vasil'chuk<sup>1</sup>, A.C. Vasil'chuk<sup>2</sup>,  
N.A. Budantseva<sup>3</sup>, Yu.N. Chizhova<sup>4</sup>**

#### **ICE-WEDGE ICE MINERALIZATION AS AN INDICATOR OF LANDSCAPE CHANGES**

Rare geochemical phenomena within the polygon landscapes, namely the brackish ice wedges with marine and continental type of mineralization are described. The marine type of mineralization of the Holocene syngenetic ice wedges in the mouth of the Mongatalangyakha River in the north-western Siberia represents local (within the laida fragment) changes of water migration class from neutral hydrogen sulfide-chloride to weakly acidic and neutral gley. The continental mineralization of the Late Pleistocene syngenetic ice wedges in the Mamontova Gora section in Central Yakutia is indicative of the local (within the alas depression) changes of water migration class from slightly alkaline gley to acidic gley. Both radial and lateral variability of the chemical composition of the ice wedges was revealed.

**Key words:** ice mineralization, tundra and taiga landscapes, alas, layda, class of water migration, Western Siberia, Central Yakutia.

**Acknowledgements.** Geochemical investigations and integration of materials (Yu.K. Vasil'chuk, N.A. Budantseva, Yu.N. Chizhova) were financially supported by the Russian Science Foundation (project 14-27-00083); pollen analysis (A.C. Vasil'chuk) was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 14-05-00930).

#### **REFERENCES**

Anisimova N.P. Kriogidrogeokhimicheskie osobennosti merzloy zonyi [Cryo-hydrogeochemical features of the frozen zone], Novosibirsk: Nauka, 1981, 153 p. [in Russian].

Brown J. Ice-wedge chemistry and related frozen ground processes, Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C. USA. 1966. P. 94–98.

Desyatkin R.V., Okoneshnikova M.V., Desyatkin A.R. Pochvyi Yakutii (Soils of Yakutia). Yakutsk: Bichik, 2009. 64 p. [in Russian].

Dubikov G.I. Sostav i kriogennoe stroenie merzlykh tolsch Zapadnoy Sibiri [The composition and cryogenic structure of permafrost in Western Siberia], M.: GEOS, 2002. 246 s. [in Russian].

Elovskaya L.G., Konorovskiy A.K., Savvinov D.D. Merzlotnyye zasolennyye pochvyi Tsentralnoy Yakutii [Permafrost saline soils of Central Yakutia], M.: Nauka, 1966. 274 p. [in Russian].

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Professor, D.Sc. in Geology; *e-mail*: vasilch@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Geoecology of the Northern Territories, Senior Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; *e-mail*: alla-vasilch@yandex.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Senior Scientific Researcher, PhD in Geography; *e-mail*: nadin.budantseva@mail.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Senior Scientific Researcher, PhD in Geography; *e-mail*: eacentr@yandex.ru

*Lisitsyn A.P., Vasilchuk Yu.K., Shevchenko V.P. i dr.* Izotopno-kislorodnyiy sostav vody i snezhno-ledyanogo pokrova otdelyayuschihsya vodoemov na raznykh stadiyakh izolyatsii ot Belogo morya [Oxygen isotope composition of water and snow-ice cover of isolated lakes at various stages of separation from the White sea], 2013. N 4, P. 467–473 [in Russian].

*O'Sullivan J.B.* Geochemistry of permafrost: Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C.USA, 1966. P. 30–37.

*Perelman A.I.* Geokhimiya landshafta [Landscape Geochemistry, M.: Geografiz, 1961. 496 p. [in Russian].

*Perelman A.I., Kasimov N.S.* Geokhimiya landshafta [Landscape Geochemistry], M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1999. 610 s. [in Russian].

*Slagoda E.A., Kurchatova A.N., Popov K.A. i dr.* Kriolitologicheskoe stroenie pervoy terrasyi ostrova Belyiy v Karskom more: mikrostroenie i priznaki kriolitogeneza [Cryolithology of first terrace White Island in the Kara Sea: microstructure and signs cryolithogenesis], Ch. 2, Kriosfera Zemli. 2014. T. 18, N 1. P. 12–22 [in Russian].

*Tolstov A.N.* Sluchai nalichiya v tundre zhilnogo lda po himicheskomu sostavu blizkogo k morskoy vode [Cases of the presence in the tundra of ice with chemical composition close to the sea water], Problemy paleogeografii i morfogeneza v polyarnykh stranah i vyisokogore. M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1964. P. 182–184 [in Russian].

*Vasilchuk A.C.* Palinologiya i hronologiya polygonalno-zhilnykh kompleksov v kriolitozone Rossii [Palynology and chronology of polygonal ice-wedge complexes in the Russian permafrost zone] Edited by. Yu.K. Vasil'chuk. M.: Mosk. University Press., 2007. 488 p. [in Russian].

*Vasil'chuk Yu.K.* Izotopno-kislorodnyiy sostav podzemnykh ldov (opyit paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy) [Oxygen

isotope composition of underground ice experience of paleogeocryological reconstructions], V 2–h t. M.: Izd. otdel. Teoreticheskikh problem RAN. MGU, PNIIS. 1992, T. 1. 420 p. T. 2. 264 p. [in Russian].

*Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C.* AMS  $^{14}\text{C}$  dating and stable isotope plots of Late Pleistocene ice-wedge ice // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2004. Vol. 223–224. P. 650–654.

*Vasilchuk A.C., Vasilchuk Yu.K.* Inzhenerno-geologicheskie i geokhimicheskie usloviya polygonalnykh landshaftov ostrova Belyiy (Karskoe more) [Engineering-Geological and geochemical conditions of polygonal landscapes White Island (Kara Sea)], Inzhenernaya geologiya. 2015a, N 1. P. 50–65 [in Russian].

*Vasilchuk A.C., Vasilchuk Yu.K.* Inzhenerno-geologicheskie i geokhimicheskie usloviya polygonalnykh landshaftov v rayone ustya reki Tambei (sever poluostrova Yamal) [Engineering-Geological and geochemical conditions of polygonal landscapes near the mouth of the river Tambei (north of the Yamal Peninsula)], Inzhenernaya geologiya. 2015b, N 4. P. 36–54 [in Russian].

*Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T.* O nahodkakh silnomineralizovannykh povtorno-zhilnykh ldov [About the findings of strongly mineralized ice-wedges ice], Izv. AN SSSR. Ser. geol., 1984, N 8. P. 129–134 [in Russian].

*Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T.* Cryohydrochemical peculiarities of ice-wedge complexes in the north of Western Siberia // Permafrost. Fourth Intern. Conf. Proceedings. Fairbanks. Alaska. National Academy Press. Washington, 1983. P. 1303–1308.

*Wolfe S.A., Dyke L.D.* Pore Water Salinities of Coastal Sediments North Head, Richards Island, N.W.T. // Proceed. of the Fifth Canad. Permafrost Conf. Collection Nordicana. 1990. N 54. P. 51–60.

Received 14.03.2016

Accepted 26.07.2016

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 504.062:[911.3:301](985)

А.Н. Панин<sup>1</sup>, В.С. Тикун<sup>2</sup>**ЦЕНТРОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ДЛЯ АНАЛИЗА РАССЕЛЕНИЯ КОРЕННЫХ МАЛОЧИСЛЕННЫХ НАРОДОВ (на примере народов Севера, Сибири и Дальнего Востока)**

Для анализа расселения коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока предложено применять центрографический метод, использование которого показало, что центры расселения коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока на протяжении последних десятилетий оставались практически неизменны, однако меняющийся характер традиционного уклада жизни, демографические и миграционные процессы, скорее всего, могут изменить географию их расселения и сместить центры проживания народов.

*Ключевые слова:* коренные малочисленные народы Севера, Сибири и Дальнего Востока, центрографический метод.

**Введение.** По данным Всероссийской переписи населения 2010 г. общая численность 47 коренных малочисленных народов России (в соответствии с единым перечнем коренных малочисленных народов Российской Федерации, утвержденным Постановлением Правительства Российской Федерации от 24 марта 2000 г. за № 255) составляет 316,0 тыс. человек (т.е. на 17,8 тыс. больше, чем в 2002 г.).

Общая численность 40 коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока Российской Федерации увеличилась с 244 тыс. до 257,9 тыс. человек (т.е. на 13,9 тыс. человек, или на 5,7%), в том числе возросла численность теленгитов – на 55, сойотов – на 30, челканцев – на 38, тубаларов – на 26, эвенов (ламуты) – на 14%, долган – на 9, эвенков – на 8, манси – на 7, ханты – на 8, юкагиры – на 6%.

Несмотря на некоторое улучшение демографическим параметров, по-прежнему сохраняется высокая зависимость территорий традиционного проживания и традиционной хозяйственной деятельности от завоза продуктов жизнеобеспечения. Крайне низким остается уровень доступности к медицинским и образовательным услугам, вследствие чего естественный прирост у большинства малочисленных народов имеет тенденцию к наращиванию резко отрицательной динамики воспроизводства населения.

Другой важнейший аспект – география расселения и возможная трансформация ареалов проживания этносов. В настоящее время представители коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока проживают в 28 субъектах Российской Федерации. Области их расселения показаны на рис. 1.

**Материалы и методы исследования.** К наиболее актуальным проблемам относится обеспечение устойчивого развития коренных малочисленных народов. Для их разрешения целесообразно применять геоинформационные технологии, методы математического моделирования и анализ географии их расселения. Именно такой подход позволяет, с одной стороны, обеспечить более технологичные процессы сбора, обработки и визуализации пространственной информации, а с другой – проследить особенности изменения центров расселения этносов.

В основе базы геоданных лежат обработанные данные о этнической структуре населения Всероссийской Переписи населения 2002 и 2010 гг. в разрезе федеральных округов, субъектов РФ, муниципальных образований.

Для более глубокого анализа географии коренных малочисленных народов и повышения точности исследования на территориях их традиционного проживания масштаб исследования был увеличен до муниципальных районов. Для целей нашего исследования применялся центрографический метод (ЦМ) как инструмент исследования демографических, этнических и иных процессов, происходящих в расселении [Святловский, 1975; Полян, Трейвиш, 1990; Панин, 2012; Belozarov et al., 2013]. Он позволяет получить характеристику распределения различных явлений, наблюдаемых в действительности и фиксируемых на карте. Появляется возможность сводить обширные массивы информации о распределении явлений по всей территории к одной условной точке – центру. Таким образом, можно не только определять положение такого центра, но и находить взаимосвязи в пространственном распределении явлений путем анализа взаимоположения центров

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория комплексного картографирования, канд. геогр. н.; ст. науч. с.; e-mail: alex\_pantin@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория комплексного картографирования, заведующий, докт. геогр. н.; e-mail: tikunov@geogr.msu.ru



Рис. 1. География расселения коренных малочисленных народов

Fig. 1. The geography of indigenous peoples' settlement

различных явлений; определять динамику смещения центров одного или нескольких явлений за продолжительный период и т.д.

Расчеты выполняются по следующей формуле:

$$D = \frac{\sum p d \cos l}{\sum p d}, \quad L = \frac{\sum p l}{\sum p},$$

где  $D$  – долгота,  $L$  – широта,  $p$  – вес точки.

**Результаты исследований и их обсуждение.** С помощью центрографического метода выполнен расчет изменения центров расселения коренных малочисленных народов. Особенность работы – поиск центров тяжести отдельно для городского и сельского населения. Для привязки городского населения использованы городские поселения, и их широта и долгота, а для сельского – суммарное население в райо-

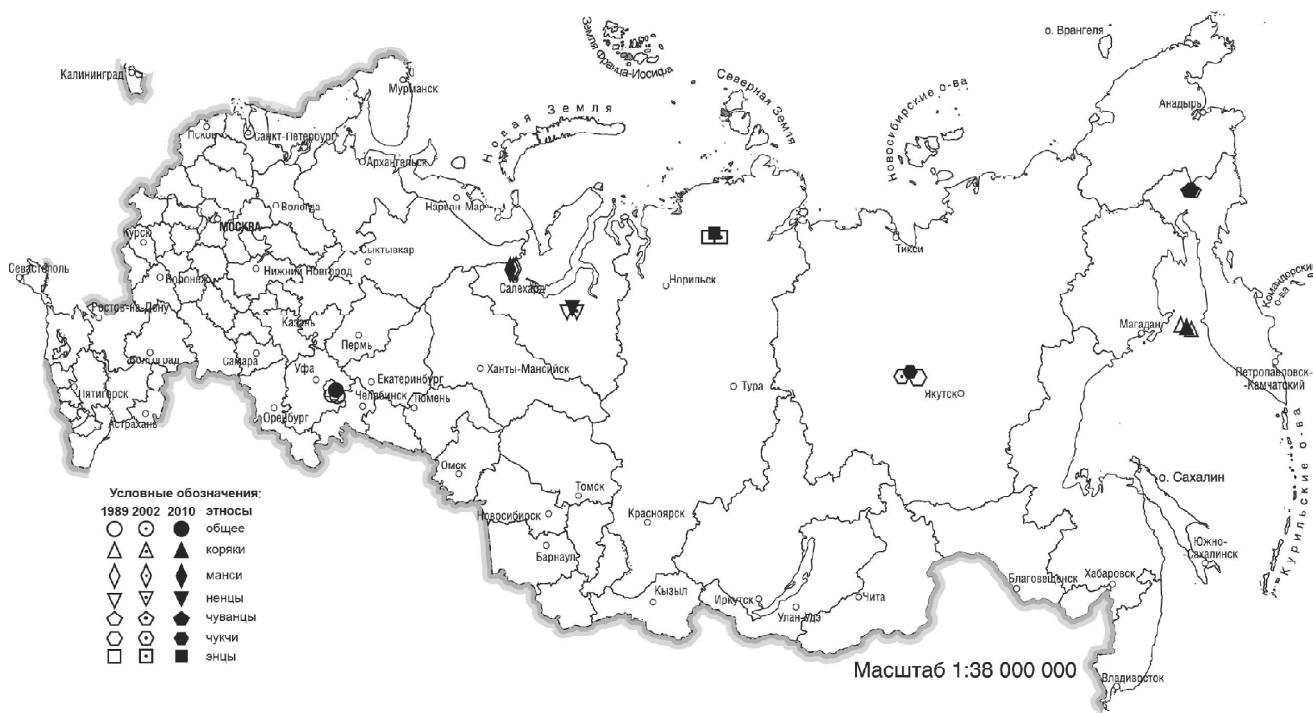


Рис. 2. Центры тяжести расселения этносов коренных малочисленных народов

Fig. 2. The centers of gravity of settlement of the ethnic groups of indigenous minorities

не, причем в качестве координат взяты медианные центры каждого административного района.

На основании расчета построены пространственно-временные модели, показывающие центр тяжести каждого этноса на переписную дату отдельно для городского и сельского населения. Модели позволяют не только оценить стабильность или нестабильность расселения этноса на территории России, но и определить пространственные подвижки или вектор и направление смещения центра той или иной этнической группы за межпереписные периоды (рис. 2).

Выполненный с помощью ЦМ анализ позволил выявить следующее. На территории России существуют малочисленные народы с меняющейся на

протяжении длительного периода времени географией расселения; с быстро меняющейся в последние десятилетия географией расселения; с относительно устойчивым центром тяжести расселения. Особенно динамичны в этом плане народности Кавказа [Belozerov et al., 2013].

#### Выводы:

– центры расселения коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока на протяжении последних десятилетий оставались практически неизменными, однако меняющийся характер традиционного уклада жизни, демографические и миграционные процессы, скорее всего, могут изменить географию их расселения и сместить центры их проживания.

**Благодарности.** Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 15-06-02279).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Панин А.Н. Куда движутся народы, или особенности применения центрографического метода для анализа расселения полиэтничного региона // Люди и карты: географические аспекты исследования населения / Сост. П.М. Полян, П.П. Турун. Ставрополь: Изд-во. СГУ, 2012. С. 57–60.

Полян П.М., Трейвиш А.И. Центрографический метод исследования территориальных структур: проблемы развития и применения // Изв. РАН. Сер. геогр. 1990. № 2. С. 92–105.

Святловский Е.Е. О центрографическом методе, как основном методе в экономической географии // Изв. Гос. рус. геогр. общ. Т. 62, вып. 3. Л., 1930; Трудовые ресурсы, Формирование и использование. М., 1975.

Belozerov V.S., Tikunov V.S., Cherkasov A.A. et al. Geoinformation technologies in the study of ethnic aspects of urbanization in Russia // Geography, environment, sustainability. 2013. N 4(6). P. 19–30.

Поступила в редакцию 08.07.2016

Принята к публикации 26.07.2016

A.N. Panin<sup>1</sup>, V.S. Tikunov<sup>2</sup>

#### CENTROGRAPHICAL METHOD FOR THE ANALYSIS OF THE INDIGENOUS MINORITIES' SETTLEMENT (case study of the minorities of the North, Siberia and the Far East)

The centrophical method is suggested for the analysis of indigenous minorities' settlement. Application of the method showed that in recent decades the centers of settlement of the indigenous minorities of the North, Siberia and the Far East remained almost unchanged. However the changing nature of the traditional way of life, and demographic and migration processes are likely to change the geography of their settlement, and shift the centers of the peoples' living.

**Key words:** indigenous minorities of the North, Siberia and the Far East, centrophical method.

**Acknowledgments.** The study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 15-06-02279).

#### REFERENCES

Belozerov V.S., Tikunov V.S., Cherkasov A.A. et al. Geoinformation technologies in the study of ethnic aspects of urbanization in Russia // Geography, Environment, Sustainability. 2013. N 4 (6). P. 19–30.

Panin A. N. Kuda dvizhutsa narody, ili osobennosti primeneniya centrograficheskogo metoda dlya analiza rasseleniya polietnicheskogo regiona [Where are the people, or features of the application centrophical method for the analysis of multi-ethnic settlement of the region], Ludi i karty: geograficheskie aspekty issledovaniya naseleniya: Sbornik statej, P.M. Polyan, P.P. Turun (ed), Stavropol, Izd-vo SGU 2012, pp. 57–60 (in Russian).

Polyan P.M., Treyvish A.I. Tsentrograficheskij metod issledovaniya territorialnih struktur: problem razvitiya i primeneniya [Centrophical method of research of territorial structures: problems of development and application], Izvestiya, RAN, ser. geogr. 1990, no 2, p. 92–105 (in Russian).

Swiatlowskyiy E.E. O tsentrograficheskom metode, kak osnovnom metode v ekonomicheskoy geografii [About centrophical method as the basic method in economic geography]. Izvestiya. Gos. Russk. Geogr. Obsh-va, T. 62, Vyp. 3, Leningrad, 1930; Trudovie resursy, formirovanie i ispolzovanie, Moscow, 1975.

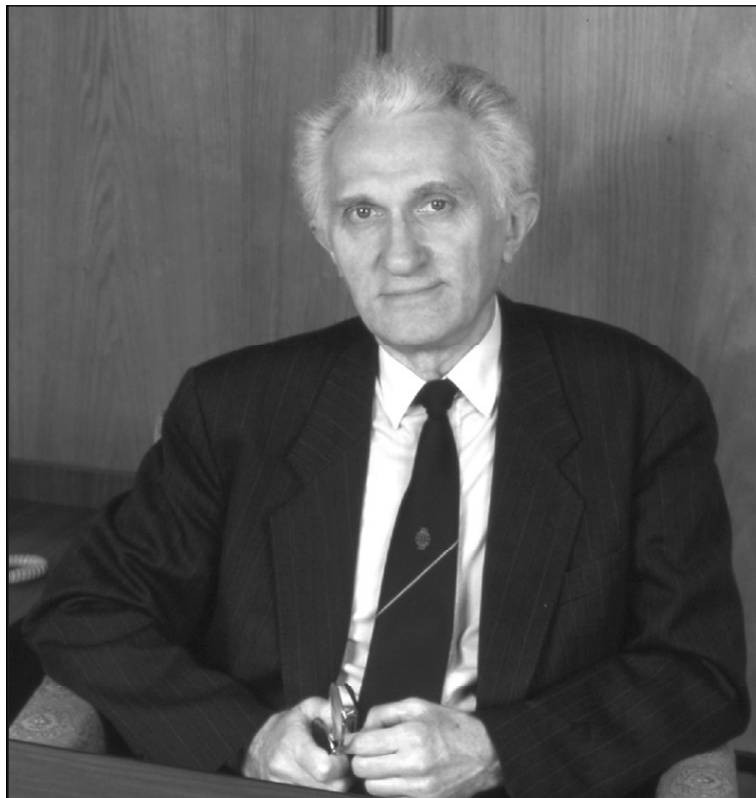
Received 08.07.2016

Accepted 26.07.2016

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Integrated Mapping, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; e-mail: alex\_pantin@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Integrated Mapping, Head of the Laboratory, Professor, D.Sc. in Geography; e-mail: tikunov@geogr.msu.ru

## ЮБИЛЕИ

**85-летие ВЛАДИМИРА МИХАЙЛОВИЧА КОТЛЯКОВА**

6 ноября 2016 г. исполнилось 85 лет Владимиру Михайловичу Котлякову – выдающемуся географу и гляциологу, академику, научному руководителю Института географии РАН, Почетному президенту Русского географического общества.

От всей души поздравляем Владимира Михайловича с Днем рождения! Желаем здоровья, успехов, счастья, долгих творческих лет жизни!

**Юбилей ВАЛЕНТИНЫ ИВАНОВНЫ КРАВЦОВОЙ**

5 декабря 2016 г. отмечает юбилей Валентина Ивановна Кравцова – крупнейший отечественный специалист в области аэрокосмических методов географических исследований, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики, Заслуженный научный работник МГУ, член-корреспондент РАЕН, лауреат Государственной премии Российской Федерации по науке (2001 г.)

В.И. Кравцова широко известна как выдающийся картограф, разносторонний географ, эколог, гляциолог, специалист в области аэрокосмических методов. Ее энциклопедические знания и капитальные труды получили признание в нашей стране и во всем

мире. Она активно участвует в международных исследованиях.

Жизнь В.И. Кравцовой тесно связана с географическим факультетом МГУ с 1948 г., когда она поступила учиться на первый курс. С 1957 г. она работает в лаборатории аэрометодов кафедры картографии (ныне лаборатория аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики). Выдающийся географ-картограф, она стала редактором многих значимых картографических произведений – «Атласа Алтайского края», неопубликованного «Атласа ледников Эльбруса», серии карт лавинной опасности СССР, научно-методических атласов «Дешифрирование многозональных аэрокосмических снимков. Методика и результаты»

(1982, 1988), «Атласа снежно-ледовых ресурсов мира» (1997), атласа «Космические методы геоэкологии» (1998), атласа космических снимков «Устья рек России» (2013) и др., автором множества карт. В последние годы ею составлена карта термокарстовых озер России, а также серия детальных карт динамики рельефа и ландшафтов Анапской пересыпи и др. Она автор более 600 публикаций, включая статьи, монографии, научно-популярные книги для школьников. В.И. Кравцова внедряет научные достижения в учебный процесс, являясь автором нескольких учебных курсов, посвященных картографированию по космическим снимкам. Многие работы написаны ею совместно с благодарными учениками. В.И. Кравцова подготовила множество квалифицированных специалистов, включая нескольких кандидатов наук. Не зря на кафедре полушутливо-полусерьезно говорят, что по научной продуктивности В.И. Кравцова равна целой лаборатории.

Всю жизнь Валентина Ивановна участвует в полевых исследованиях и экспедициях, в горах, тундрах, на полях, берегах рек и морей, в России, сопредельных и зарубежных странах. И в зрелые годы

она удивляет студентов, взбираясь быстрее них на горный склон. Летом 2010 г. в составе экспедиции по изучению границы леса она посетила и далекий таймырский Ары-Мас, и крутые склоны плато Путорана, где, несмотря на летнее время, исследователей сопровождали дожди и снега. Ее экспедиции недавних лет – песчаные дюны Анапской пересыпи, где тоже непросто вести работу, часами находясь под палящим солнцем. В.И. Кравцова всегда верна себе: тщательная, вдумчивая, кропотливая работа по полевому дешифрированию снимков, в результате которой даже самые «молчаливые» ландшафты начинают выдавать свои тайны. Работа в поле с Валентиной Ивановной может быть и испытанием, и счастьем.

Светлый, пронизательный ум, научный авторитет, мудрость, волевой характер, взыскательное отношение к себе и другим, чувство ответственности за коллектив, желание передать свои знания молодым ученым, за все эти качества Валентину Ивановну ценят, уважают и любят в коллективе.

Желаем ей здоровья, оптимизма и активного творческого долголетия!

## Юбилей ОЛЬГИ НИКОЛАЕВНЫ СОЛОМИНОЙ

В декабре 2015 г. отметила свой юбилей ведущий российский гляциолог и географ, директор Института географии РАН, член-корреспондент РАН Ольга Николаевна Соломина. Почти вся ее творческая биография связана с Институтом географии, в котором она прошла большой путь от начинающего сотрудника до директора. Ольга Николаевна – крупный специалист по палеоклиматологии, колебаниям ледников в голоцене, древесно-кольцевому анализу, датированию морен, реконструкции стихийно-разрушительных процессов в горах. Ею написано несколько монографий и более 150 других научных публикаций, в том числе в ведущих международных изданиях. Полученные ею результаты опираются на многолетние полевые исследо-

вания в разных регионах бывшего СССР, Арктики и Антарктики.

О.Н. Соломина снискала большой авторитет среди зарубежных коллег: она была избрана вице-президентом Международной геосферно-биосферной программы и вице-президентом Международной ассоциации криосферных наук, Международной ассоциации геологии и геофизики, стала лауреатом Нобелевской премии мира в составе межправительственной группы экспертов по изменению климата. О.Н. Соломина обладает ярким общественным темпераментом и известна своей принципиальностью.

Поздравляем Ольгу Николаевну с юбилеем и желаем ей неиссякаемых жизненных сил и многолетнего творческого потенциала!

*Редколлегия журнала*



## ПОТЕРИ НАУКИ

**МАРИЯ АЛЬФРЕДОВНА ГЛАЗОВСКАЯ  
(1912–2016)**

20 ноября 2016 г. ушла из жизни Мария Альфредовна Глазовская – выдающийся географ, геохимик, почвовед. Мария Альфредовна относится к основателям новой науки – геохимии ландшафтов, она внесла огромный вклад в развитие физической географии в целом, способствуя внедрению в ее арсенал самых современных методов исследования и создавая актуальные научные теории.

Мария Альфредовна Глазовская родилась 26 января 1912 г. в г. Санкт-Петербург. В 1934 г. она закончила геолого-почвенно-географический факультет Ленинградского университета, где руководителем ее первых научных работ был академик Б.Б. Полынов. Мария Альфредовна всегда с гордостью называла себя его ученицей, а участие в экспедициях под его руководством во многом определило ее научную судьбу.

Творчество Марии Альфредовны чрезвычайно многогранно. Оно охватывает физическую географию, геохимию ландшафтов, географию почв, общее почвоведение, экологию, почвенное и ландшафтно-геохимическое картографирование, географическое образование, историю науки и многие прикладные аспекты приложения этих наук – от поисков полезных ископаемых до сельского хозяйства и проблем загрязнения окружающей среды. В разные периоды своей научной деятельности Мария Альфредовна очень точно откликалась на запросы времени обращением к актуальным научным направлениям или насущным прикладным задачам.

В середине 50-х годов XX в. бурно развивались теория и практика геохимических поисков рудных месторождений, и Мария Альфредовна, со свойственным ей чувством нового, первая из географов откликнулась на эту потребность времени. На кафедре физической географии СССР географического факультета МГУ, где она тогда уже работала, ею были организованы экспедиции сначала на Южный, а затем на Средний Урал. В результате экспедиционных работ, выполнения огромных объемов аналитических определений, составления оригинальных карт, ориентированных на поиски полезных ископаемых, был сделан новый шаг в развитии молодой науки геохимии ландшафтов, которая обрела свой метод, классификацию объектов исследований, продемонстрировала свои прикладные возможности.

Богатый опыт почвовед-географа, ландшафтоведа и геохимика позволил М.А. Глазовской в начале 1960-х гг. разработать удивительно емкие и абсолютно современные представления о строении и свойствах элементарных и местных ландшафтов, о типах геохимических сопряжений, фазах, формах и путях миграции веществ в ландшафтах, геохимических реликтах, монолитности и гетеролитности ландшафтов, предложить классификацию геохимических ландшафтов.

С 1959 г. Мария Альфредовна заведовала кафедрой географии почв и геохимии ландшафтов, затем переименованной в кафедру геохимии ландшафтов и географии почв – первую в стране и в мире кафедру, выпускающую специалистов такого профиля. Марией Альфредовной созданы совершенно новые учебные курсы: «Геохимия ландшафтов СССР», «Геохимические функции микроорганизмов», «Геохимия отдельных элементов в ландшафтах», «Геохимические методы поисков рудных месторождений».

Параллельно с ландшафтно-геохимическими исследованиями Мария Альфредовна не прекращала научную работу и проводила масштабные обобщения в области географо-генетического почвоведения. В 1972–1973 гг. вышел в свет ее двухтомный труд «Почвы мира», основанный на анализе огромного количества почвенной литературы и почвенных карт, а также на результатах собственных исследований. Мария Альфредовна дала характеристику основных семейств и типов почв, рассмотрела сущность различных почвообразовательных процессов с геохимических позиций, выявила общие закономерности распространения почв и строения почвенного покрова континентов. Ею обосновываются представления о макро-, мезо- и микроструктурах почвенного покрова, выделяются типы почвенно-геохимических сопряжений в рамках более крупных выделов почвенно-географического районирования: секторов и областей. Генетико-географическое представление Марии Альфредовны о почвенном покрове мира дано на составленной ею вместе с В.М. Фридландом широко известной «Почвенной карте мира» масштаба 1:15 млн.

В 1970-х годах Мария Альфредовна выпустила книгу и на ее основе стала читать курс лекций «Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР», которые и сейчас поражают глубиной и яркостью изложения. В этой книге Мария Альфредовна сформулировала базовые представления о природных ландшафтно-геохимических процессах и миграционной геохимической структуре ландшафта, в ней впервые на методологической основе геохимии ландшафтов изложена общая теория техногенного загрязнения природной среды, связанного с промышленной и сельскохозяйственной деятельностью человека.

Новым поворотом в научных интересах Марии Альфредовны и местом рождения «техногенной геохимии ландшафтов и теорий техногенного почвообразования» стало Пермское Прикамье. Всестороннее изучение техногенного влияния на ландшафты

и почвы в районах добычи нефти и сернистых углей привели к появлению новых идей и методов научных исследований. Ею и ее учениками были предложены новые принципы эколого-геохимического районирования, введены многие новые понятия и коэффициенты, которыми широко пользуются специалисты в области экологии и охраны окружающей среды.

Новаторские труды М.А. Глазовской по геохимии техногенеза имеют исключительное значение и представляют интерес для экологов, ландшафтоведов, геологов, биологов, врачей-гигиенистов, метеорологов, не говоря уже о геохимиках и почвоведов. Результаты этих работ изложены в книгах, опубликованных в серии изданий по программе ЮНЕСКО «Человек и Биосфера»: «Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состояние экосистем» (1981), «Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем» (1992), «Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана среды» (1983), «Ландшафтно-геохимические основы фонового мониторинга природной среды» (1989).

Много внимания в своих исследованиях 1970–1990-х годов Мария Альфредовна уделяла влиянию добычи углеводородов на окружающую среду. Практически впервые в нашей стране и в мире ею вместе с ее молодыми соратниками создавалась методика изучения и картографирования нефтезагрязненных ландшафтов, а ее давний интерес к микробиологии был реализован в исследованиях по вопросам индикации нефтяного загрязнения и деградации нефти.

На основе разработанных Марией Альфредовной подходов к оценкам и прогнозу поведения различных веществ сотрудниками кафедры составлена серия мелкомасштабных прогнозных карт устойчивости почв к разным видам современных техногенных воздействий: выпадению кислотных дождей, загрязнению тяжелыми металлами и другими поллютантами.

На рубеже тысячелетий М.А. Глазовская большое внимание уделяла глобальным проблемам функционирования педосферы в связи с геохимическим циклом углерода. Теоретическое обоснование, привлечение огромного объема разнородной информации (радиоуглеродные датировки, содержание углерода в глубоких почвенных горизонтах, биологическая активность и гидротермические условия в них,

влияющие на возможности консервации углерода органического происхождения, поступление углерода в почвы с тефрой, золовым и пирогенным путем) и соответствующие расчеты позволили Марии Альфредовне оценить вклад углерода бывших почвенных покровов и рыхлых отложений в планетарный баланс элемента. В 2009 г. Мария Альфредовна опубликовала монографию «Педолитогенез и континентальные циклы углерода» на эту тему.

Склад научного мышления и прекрасное университетское образование позволяли ей обращаться к совершенно разным научным сферам – от происхождения лёссов и палеопочв до поведения в ландшафтах селена, от глобальных карт прогноза поведения микроэлементов до условий существования микроскопических водорослей. Всего ею написано более 20 учебников и монографий. Практически до последних дней жизни она постоянно трудилась, обсуждала с коллегами научные новости, участвовала в выполнении проектов, во всей полноте, хотя иногда и не без иронии, воспринимала реалии современной научной жизни.

Глубокое уважение к Марии Альфредовне, любовь и восхищение ею учеников, коллег, новых поколений студентов объясняются не только выдающимися научными трудами, но и очарованием ее личности. Мария Альфредовна отличалась исключительной интеллигентностью, эрудицией в самых разных областях, активным интересом к событиям и людям, постоянной готовностью оказать помощь. Ее воспоминания «На фоне войн и революций XX века», написанные к собственному столетию, поражают не только стойкостью, оптимизмом и благородством этого замечательного человека, но и удивительно точно переданным чувством эпохи, ощущаемым читателями независимо от их возраста. Не одно поколение специалистов воспитано на учебниках и лекциях Марии Альфредовны Глазовской, ею создана научная школа в геохимии ландшафтов и географии почв, многие ее ученики сами стали крупными известными учеными.

Оглядываясь сейчас на жизнь и творчество Марии Альфредовны Глазовской, становится особенно ясно, насколько ее исследования были актуальны и как долго их результаты будут востребованы в широком спектре наук.

*Н.С. Касимов, А.Н. Геннадиев,  
М.И. Герасимова*

## ЛЕОНИД ВИКТОРОВИЧ СМРНЯГИН

3 декабря 2016 г. ушел из жизни Леонид Викторович Смирнягин – доктор географических наук, профессор кафедры социально-экономической географии зарубежных стран географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кавалер ордена Почета, лауреат Ломоносовской премии за педагогическую деятельность.

Леонид Викторович оставил яркий след как в академической среде, так и в общественно-политической жизни нашей страны. После окончания в 1958 г. географического факультета МГУ он работал в научных институтах АН СССР. В 1993–1999 гг. Леонид Викторович был членом Президентского Совета при Б.Н. Ельцине, в 1994–1997 гг. заведовал отде-

лом аналитического управления Администрации Президента Российской Федерации. Он также работал в научном совете Московского центра Карнеги, был научным консультантом фонда «Институт экономики города», ведущим научным сотрудником Высшей школы урбанистики имени А.А. Высоковского.

Но больше всего сил и таланта Леонид Викторович Смирнягин отдавал своей *alma mater* – кафедре социально-экономической географии зарубежных стран Московского университета (до 1992 г. – кафедра экономической и политической географии капиталистических и развивающихся стран), которую он закончил и куда пришел на работу в 1976 г. на должность доцента, а в 2007 г. стал профессором. Лекции профессора Смирнягина с восхищением слушали студенты не только МГУ, но и многих других вузов нашей страны, а также лучших зарубежных университетов – Гарвардского, Калифорнийского университета Беркли, Стэнфордского, Принстонского, Оксфордского.

Леонид Викторович Смирнягин был настоящим географом, для которого средством познания мира

и стилем жизни служили путешествия. Выпускники кафедры социально-экономической географии зарубежных стран разных поколений – от конца 1970-х гг. до второго десятилетия XXI в. – всегда будут помнить как одно из самых ярких событий своих студенческих лет дальнюю практику под руководством Леонида Викторовича.

Леонид Викторович Смирнягин был уникальным специалистом по географии США, типологии стран мира, политической географии, проблемам федерализма, методологии географического районирования. Свои знания он всегда старался использовать во благо родной страны, которую знал и любил. Леонид Викторович оставил ценное научное наследие – более 200 статей и 12 книг. Под его руководством в МГУ было защищено почти 50 дипломных работ и 12 кандидатских диссертаций.

Светлую память об этом выдающемся ученом, замечательном педагоге и прекрасном человеке навсегда сохраняют все те, кто имел счастье у него учиться и с ним работать.

*Редколлегия журнала*

## УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ В 2016 г.

	№	Стр.
Аверкиева К.В., Землянский Д.Ю. Структура занятости сельского населения в Центральном Черноземье .....	2	75
Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Василенко А.Н., Широкова В.А. Ледовый режим и опасные гидрологические явления на реках Арктической зоны европейской территории России .....	6	41
Алексеевский Н.И., Заславская М.Б., Гончаров А.В. Методические подходы к изучению и параметризации качества воды .....	2	13
Анисимов О.А., Кокорев В.А. Климат в арктической зоне России: анализ современных изменений и модельные проекции на XXI век .....	1	61
Антонов Е.В. Трудовая мобильность населения России по данным Всероссийской переписи 2010 года .....	2	54
Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю. Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам .....	3	98
Бабина Е.Д., Георгиади А.Г. Оценка качества воспроизведения температуры воздуха и сумм атмосферных осадков в бассейне р. Лена глобальными климатическими моделями ..	5	69
Бабурин В.Л., Бабина С.В., Горячко М.Д., Земцов С.П., Колтерманн К.П. Оценка уязвимости социально-экономического развития арктической территории России ....	6	71
Бабурин В.Л., Земцов С.П., Кидяева В.М. Методика оценки потенциала экономико-географического положения городов России .....	1	39
Бобров А.В., Юрманов А.А., Романов М.С. Реконструкция формирования ареала растений семейства монимиевые: молекулярно-генетический и морфологический анализ ...	5	47
Богданова М.Д., Герасимова М.И., Горбунова И.А., Рябова Н.В., Лычагин М.Ю. Ландшафтно-геохимическое исследование бассейна р. Селенга .....	3	82
Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Комплексная мелкомасштабная оценка геоморфологической безопасности России .....	2	3
Болысов С.И., Харченко С.В. Городской рельеф как фактор комфортности проживания населения .....	1	3
Варюшин П.С., Тихоцкая И.С. Территориальные факторы электорального поведения в Японии и США .....	2	102
Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Минерализация повторно-жильных льдов как индикатор смены ландшафтов .....	6	96
Вихрёв О.В., Ткаченко А.А., Фомкина А.А. Системы сельского расселения и их центры (на примере Тверской области) .....	2	30
Власов Д.В., Касимов Н.С. Геохимические аномалии металлов и металлоидов в компонентах ландшафтов в восточной части Москвы: парагенезисы элементов и типология .....	3	50
Гаврилов А.А. О природе явлений геоморфологической конвергенции и гомологии .....	4	3
Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Смирнова М.А., Жидкин А.П., Ковач Р.Г. Углеводородное состояние почв фоновых таежных ландшафтов (юго-западная часть Устьянского плато) .....	3	90
Гиппиус Ф.Н., Архипкин В.С., Фролов А.В. Сезонный ход испарения с поверхности Каспия с учетом влияния волнения и глубины моря .....	5	86
Гладкевич Г.И. Ресурсоемкость промышленности России в сравнении с зарубежными аналогами .....	5	12
Емельянова Л.Г., Леонова Н.Б. Исследование закономерностей пространственной организации ареалов видов растений и животных с использованием критерия активности и численности .....	1	53
Еремченко Е.Н., Тикунов В.С. Голографические возможности визуализации в географии .....	2	22

	№	Стр.
Ефимова Л.Е., Повалишникова Е.С., Терская Е.В., Фролова Н.Л., Ломова Д.В. Гидрохимическое состояние водных объектов национального парка Валдайский . . . . .	1	87
Жидкин А.П., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С. Чендев Ю.Г. Пространственно-временные параметры латеральной миграции твердофазного вещества почв (Белгородская область) . . . . .	3	9
Жизнь и научное творчество А.И. Перельмана . . . . .	3	4
Залесский Н.В., Зюзин П.В., Кончева Е.О. Реорганизация пространственной структуры комплекса регионального общественного транспорта на примере Пермского края . . . . .	1	96
Касимов Н.С., Лычагин М.Ю., Чалов С.Р., Шинкарева Г.Л., Пашкина М.П., Романченко А.О., Промахова Е.В. Басейновый анализ потоков вещества в системе Селенга–Байкал . . . . .	3	67
Колосов В.А., Гречко Е.А., Мироненко К.В., Самбунова Е.Н., Слука Н.А., Тикунова И.Н., Ткаченко Т.Х., Федорченко А.В., Фомичев П.Ю. Горизонты исследований в области географии мирового хозяйства (к 25-летию кафедры географии мирового хозяйства) . . . . .	3	
Кондрин А.Т. Формирование штормовых нагонов в Белом море . . . . .	6	33
Кораблина А.Д., Архипкин В.С., Самборский Т.В. Особенности формирования штормовых нагонов в динамической системе Белое море–устьевая область р. Северная Двина по результатам численного моделирования . . . . .	1	78
Кузнецова О.В. Федеральная отраслевая политика в географии прямого инвестирования в России . . . . .	5	3
Лазаренко В.А. Приток мигрантов из стран ближнего зарубежья в регионы России . . . . .	4	55
Ле Хунг Чинь, Тарасов М.К. Методика определения концентрации взвеси в поверхностных водах водохранилища Чи Ан (Вьетнам) по данным дистанционного зондирования . . . . .	2	38
Локощенко М.А., Еланский Н.Ф., Трифанова А.В., Беликов И.Б. Скорость А.И. О предельных уровнях загрязнения воздуха в Москве . . . . .	4	29
Магрицкий Д.В., Скрипник Е.Н. Опасные гидрологические процессы в устье Северной Двины и факторы их многолетней изменчивости . . . . .	6	59
Малхазова С.М., Миронова В.А., Пестина П.В., Орлов Д.С. Новые и возвращающиеся инфекции в России: медико-географический аспект . . . . .	5	23
Малхазова С.М., Шартова Н.В., Тимонин С.А. Современная ситуация и тенденции изменения общественного здоровья в России . . . . .	1	13
Махрова А.Г., Медведев А.А., Нефедова Т.Г. Садово-дачные поселки горожан в системе сельского расселения . . . . .	2	64
Махрова А.Г., Нефедова Е.Г., Трейвиш А.И. Поляризация пространства Центрально-Российского мегалополиса и мобильность населения . . . . .	5	7
Мысленков С.А., Голубкин П.А., Заболотских Е.В. Оценка качества моделирования волнения в Баренцевом море при прохождении зимнего циклона . . . . .	6	26
Неронов В.В., Королева Е.Г., Дикарева Т.В., Романов А.А., Галушин В.М., Мелихова Е.В. Оценка биоразнообразия для выявления природоохранной ценности территорий . . . . .	5	33
Никифорова Е.М., Кошелева Н.Е., Хайбрахманов Т.С. Экологические последствия применения противогололедных реагентов для почв Восточного округа Москвы . . . . .	2	40
Новенко Е.Ю., Мироненко И.В., Волкова Е.М., Куприянов Д.А., Батанова А.К. Динамика ландшафтов Юго-Восточной Мещеры в голоцене . . . . .	2	91
Огуреева Г.Н., Бочарников М.В., Емельянова Л.Г., Кадетов Н.Г., Леонова Н.Б., Леонтьева О.А., Микляева И.М., Румянцев В.Ю., Солдатов М.С., Суслова Е.Г. Картографирование биоразнообразия . . . . .	5	40

Петтайя Т., Ярви Л., Керминен В.М., Айджинг Динг, Сан Дж., Ваний Ни, Куянсуу Дж., Вирккула А., Сиафен Янг, Конгбин Фу, Константинов П.И., Зилитинкевич С.С., Кулмала М. Загрязнение и термический режим нижней тропосферы: обратные связи в пограничном слое . . . . .	5	54
Писарчук Н.М., Новенко Е.Ю., Козлов Д.Н., Шилов П.М. Влияние климатических изменений на лесные экосистемы и процессы заболачивания в Центрально-Лесном заповеднике . . . . .	4	73
Романенко Ф.А., Шиловцева О.А. Геоморфологические процессы в горах Кольского полуострова и изменения климата . . . . .	6	78
Романов А.А., Мелихова Е.В. География и структура авифауны горных областей Восточной Сибири . . . . .	1	71
Савоскул М.С. Эмиграция из России в страны дальнего зарубежья в конце XX–начале XXI века . . . . .	2	44
Самонова О.А., Касимов Н.С., Асеева Е.Н. Металлы в гранулометрических фракциях почв овражной системы (юго-восточная часть Смоленско-Московской возвышенности) . . . . .	3	18
Сафонов С.А. Цепочки добавленной стоимости как фактор сдвигов в географии мирового хозяйства . . . . .	4	22
Себенцов А.Б., Колосов В.А., Зотова М.В. Туризм и приграничное сотрудничество в Калининградской области . . . . .	4	64
Семенов И.Н., Касимов Н.С., Терская Е.В. Латеральное распределение форм металлов в тундровых, таежных и лесостепных катенах Восточно-Европейской равнины . . . . .	3	29
Соколов Д.И., Ерина О.Н., Эдельштейн К.К. Изменчивость гидролого-геохимических показателей в стратифицированном водохранилище . . . . .	5	61
Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографическое районирование Восточно-Европейской равнины как основа геоэкологической оценки устойчивости геосистем . . . . .	4	13
Суркова Г.В., Крылов А.А. Синоптические ситуации, способствующие формированию экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом море . . . . .	6	18
Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Гусев Е.А., Рекант П.В., Кузнецов А.Б., Чистякова Н.О., Миролубова Е.С., Новихина Е.С. Стратиграфия и палеогеография Амеразийского бассейна Арктики в неоплейстоцене по литологическим и палеонтологическим данным . . . . .	6	3
Усачева А.А., Семенов И.Н., Мирошников А.Ю., Крупская В.В., Закусин С.В. Геохимические особенности арктогундровых ландшафтов восточного побережья Новой Земли . . . . .	6	87
Фаддеев А.М. Оценка уязвимости энергосистем России, стран ближнего зарубежья и Европы к каскадным авариям . . . . .	1	46
Феодоритов В.М., Шарапова А.В., Королева Т.В., Кречетов П.П. Состояние растительности в районах падения ступеней ракет (Центральный Казахстан) . . . . .	4	40
Школьный Д.И., Айбулатов Д.Н. Типизация устьевых областей рек острова Южный (архипелаг Новая Земля) . . . . .	6	50
Яблоков В.М., Тикунов В.С. Принципы создания атласной информационной системы на базе интернета для устойчивого развития территорий . . . . .	1	29
<i>Краткие сообщения</i>		
Алексеев А.И., Дельва К.И., Усова М.Д. «Генеалогические деревья» и социальные сети как источник информации для социально-географического изучения сельской местности . . . . .	5	93
Панин А.Н., Тикунов В.С. Центрографический метод для анализа расселения коренных малочисленных народов (на примере народов Севера, Сибири и Дальнего Востока) . . . . .	6	101

	№	Стр.
<i>Юбилей</i> . . . . .	2	114
	3	106
	4	84
	5	98
	6	107
<i>Потери науки</i> . . . . .	2	115
	6	109
<i>Хроника</i>		
В диссертационных советах географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова . . . . .	4	83
Чалов С.Р., Добролюбов С.А., Пупышева Н.В. Региональная конференция Международного географического союза «География, культура и общества для будущего нашей Земли» . . .	1	108
Юбилей Казахстанского филиала МГУ имени М.В. Ломоносова в г. Астана . . . . .	2	112
Юбилей кафедры биогеографии . . . . .	5	96
<i>Новые книги</i>		
Горячкин С.В., Евсеев А.В. Учебное пособие о нефтегазовой геоэкологии . . . . .	1	111

## ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. СЕРИЯ 5. ГЕОГРАФИЯ»

Журнал «Вестник Московского университета. Серия 5. География» публикует результаты оригинальных исследований в различных областях географической науки, теоретические, методические и обзорные статьи, представляющие интерес для мирового научного сообщества. К публикации также принимаются краткие сообщения (объем до 4 стр. или 4000 знаков с пробелами, до 2 рисунков и до 10 позиций в списке литературы), информация о научных конференциях и событиях, рецензии на книги. Представленные к опубликованию материалы должны соответствовать формальным требованиям журнала, пройти процедуру слепого рецензирования и получить рекомендацию к публикации на заседании редколлегии журнала. Решение о публикации принимается на основе научной значимости и актуальности представленных материалов. Статьи, отклоненные редакционной коллегией, повторно не принимаются и не рассматриваются.

**Комплектность.** Представленные в редакцию материалы должны включать направление с места работы (учебы) автора; текст статьи, подписанный всеми авторами; аннотацию статьи и ключевые слова на русском и английском языках; таблицы, рисунки и подписи к ним. Материалы (за исключением направления) представляются в распечатанном виде в двух экземплярах и в электронном виде на двух дисках (рисунки представляются на отдельном диске).

**Структура и оформление статьи.** На первой странице статьи необходимо указать УДК (печатается над заголовком статьи слева), инициалы и фамилию автора, название статьи. Внизу страницы в виде цифровых сносков для каждого автора указываются место работы, должность, ученая степень, адрес электронной почты. Информация о выполнении работы в рамках программы (проекта), о ее финансовой поддержке указывается в конце статьи. Изложение должно быть ясным, лаконичным и последовательным. Статья должна быть структурирована и включать рубрики: введение; материалы и методы исследований; результаты исследований и их обсуждение; выводы; список литературы.

Текст набирается шрифтом Times New Roman 12 кеглем через 2 интервала, с отступом абзацев 1,25 см. Страницы А4 имеют верхнее и нижнее поля 2 см, 2,5 см слева и 1,5 см справа; с нумерацией вверху страницы. Объем статьи не должен превышать 14–16 страниц (включая список литературы и таблицы) и не более 3–4 рисунков. Статьи большего объема могут быть опубликованы в исключительных случаях по решению редакционной коллегии.

Нумерация формул (сплошная по всей статье) указывается в скобках цифрами (1, 2 и т.д.) с правой стороны. Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте.

Список литературы приводится в конце статьи: сначала в соответствии с русским алфавитом, затем – с английским, по тексту статьи даются ссылки в квадратных скобках [Иванов и др., 1985]. Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, полное название монографии, место издания, издательство, год издания, страницы; для периодических изданий – фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номера страниц. Для списка References (рекомендуем пользоваться ресурсом <http://www.translit.ru>) для русскоязычных позиций сделать транслитерацию ФИО авторов и названия работы; в квадратных скобках дать перевод названия на английский язык, транслитерацию выходных данных, в скобках (in Russian). Ссылки на иностранных языках остаются в оригинальном варианте. Пример оформления первой страницы и списка литературы см. на сайте журнала.

Таблицы печатаются на отдельной странице каждая, кегль 12, через 2 интервала. Нумеруются по порядку упоминания их в тексте арабскими цифрами. После номера должно следовать название таблицы. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями.

Иллюстрации предоставляются в 2 экз. распечатки отдельно от текста статьи (на обороте каждой иллюстрации карандашом следует указать номер рисунка и фамилии авторов) и на отдельном CD-диске. На иллюстрациях следует избегать лишней детализации и надписей (надписи рекомендуются заменять цифрами или буквами, разъяснение которых дается в подрисуночных подписях или в тексте). Линии на рисунках должны быть четкими (5–6 рix). Ширина рисунков не должна превышать 180 мм, высота – 240 мм. Шрифт буквенных и цифровых обозначений на рисунке Times New Roman (9–10-й кегль). Рисунки должны быть черно-белыми, рекомендуется применять разные типы штриховки (с размером шага, позволяющим дальнейшее уменьшение). Фото (2 экземпляра) должны быть черно-белыми, контрастными.

Подрисуночные подписи представляются на отдельной странице, кегль 12, через 2 интервала.

Статьи принимаются на географическом факультете в комнате 2108а. Тел. 8-495-939-29-23.

Электронный адрес редколлегии:

<http://geogrmsu.epub.ru>

Плата за публикацию не взимается.