

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.79, 551.89, 551.34, 551.35

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(3-15)

СТРАТИГРАФИЯ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙА.В. Баранская<sup>1</sup>, Ф.А. Романенко<sup>1</sup>, Х.А. Арсланов<sup>2</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>2</sup>,  
А.А. Старикова<sup>2</sup>, З.В. Пушина<sup>3</sup><sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, НИЛ геоэкологии Севера, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; [alisa.baranskaya@yandex.ru](mailto:alisa.baranskaya@yandex.ru)<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, лаборатория “Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов и Мирового океана”, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9, Россия<sup>3</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия

В береговых обрывах западной и восточной части острова Белый изучены обнажения многолетне-мерзлых пород. Получены данные о строении, свойствах, особенностях залегания, происхождении и возрасте четвертичных отложений. Установлено, что разрез состоит из трех основных толщ: нижней – глинисто-суглинистой, образовавшейся в МИС 3 в морских условиях; средней – песчаной, сформированной при незначительном подъеме уровня моря 9–5 тыс. лет назад; верхней, состоящей из покровных суглинков, торфа и эолового песка, накопившейся в конце голоцена в условиях суши.

*Остров Белый, уровень моря, четвертичные отложения, голоцен, плейстоцен, стратиграфия, вертикальные движения земной коры*

PERENNIALY FROZEN DEPOSITS OF BELY ISLAND:  
STRATIGRAPHY, AGE, DEPOSITIONAL ENVIRONMENTSA.V. Baranskaya<sup>1</sup>, F.A. Romanenko<sup>1</sup>, H.A. Arslanov<sup>2</sup>, F.E. Maksimov<sup>2</sup>, A.A. Starikova<sup>2</sup>, Z.V. Pushina<sup>3</sup><sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Geoecology of the North, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; [alisa.baranskaya@yandex.ru](mailto:alisa.baranskaya@yandex.ru)<sup>2</sup> Saint-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Laboratory “Geomorphologic and Palaeogeographic Investigations of Polar regions and the World Ocean”, 7-9, Universitetskaya quay, St. Petersburg, 199034, Russia<sup>3</sup> Gramberg VNIIOkeangeologia, 1, Angliyskiy pr., St. Petersburg, 190121, Russia

This paper is an overview of the study of perennially frozen deposits outcropping in the coastal cliffs of the western and eastern parts of Bely Island. The obtained results provide information about the composition, structure, stratigraphy, origin and age of Quaternary deposits. It has been established that the cross-section consists of three main units: the lower silts and clays formed during MIS 3 in the marine conditions; the middle sandy unit accumulated between 9 and 5 ka BP as a result of small-scale local relative sea level rise; the upper unit consisting of clays, loam, peat and aeolian sands of terrestrial origin formed in the Late Holocene.

*Bely Island, sea level, Quaternary sediments, Holocene, Pleistocene, stratigraphy, vertical movements of the Earth's crust*

## ВВЕДЕНИЕ

Остров Белый – естественное продолжение Ямальского полуострова, со всех сторон окружен водами Карского моря. Строение, свойства и стратиграфия четвертичных толщ этой северной и морской оконечности Западной Сибири особенно интересны в связи с проблемой колебаний относительного уровня моря в позднем неоплейстоцене–голоцене. Именно здесь можно ожидать присутствия в уступах водораздельных низменностей самых молодых морских отложений в регионе.

История изучения трансгрессий и регрессий моря на севере Западной Сибири насчитывает более 80 лет. Основные представления были заложены в 1950-х гг. при проведении государственной геологической съемки коллективом НИИГА (научно-исследовательский институт геологии Арктики) [Сакс, 1953; Кулаков, 1959; Соколов, 1959]. Долгое время преобладала версия, что все отложения Ямала – отложения морских террас, сформированных в разное время в течение плейстоцена

и голоцена [Данилов, 1970; Полуостров Ямал, 1975; Генералов и др., 2000]. Существует и альтернативная версия, что самые молодые морские отложения водораздельных равнин Ямала сформировались не позднее МИС 5 [Астахов, Назаров, 2010], а затем распространялось озерное, аллювиальное или ледниковое осадконакопление без значительного подъема уровня моря выше современного [Forman et al., 2002].

Ситуация настолько сложная, что даже для конца позднего неоплейстоцена и голоцена реконструкции палеогеографических событий в разных исследованиях противоречивы. Часто утверждается, что в течение МИС 2 (последний криохрон, сартанское время по региональной шкале) часть шельфа осушалась и уровень моря был значительно ниже современного [Каплин, Селиванов, 1999], затем в голоцене он постепенно поднимался, как и в других арктических регионах, например Восточной Сибири [Vauch et al., 2001]. Однако присутствует также мнение, что в сартанское время (МИС 2) о. Белый находился под водой, а в начале голоцена уровень моря, наоборот, понизился [Слагодина и др., 2014а]. Для разрешения подобных противоречий необходимо накопление большего фактического материала о четвертичных отложениях севера Ямала и о. Белый.

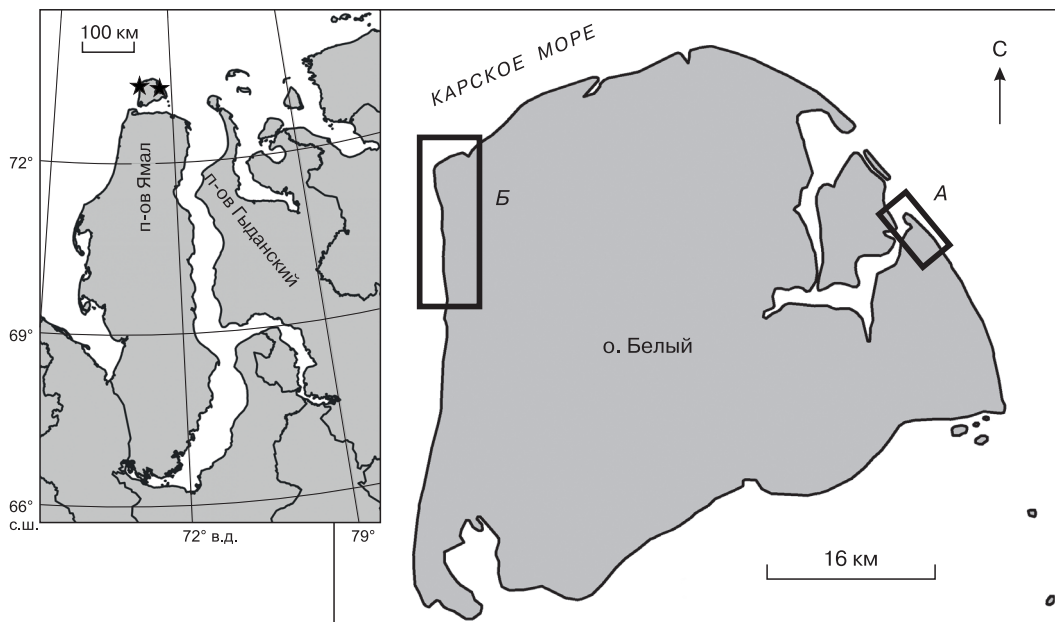
Изучение многолетнемерзлых пород о. Белый ведется со второй половины XX в. В 1972 и 1978 гг. здесь проводила работы Тюменская инженерно-геологическая экспедиция МГУ (отряды

В.Г. Кудряшова и Ю.К. Васильчука), в ходе которых была дана характеристика свойств и температур многолетнемерзлых грунтов, криогенных процессов, состава подземных льдов [Васильчук, Трофимов, 1984; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2015]. В недавних исследованиях кернов мерзлых отложений западной части острова подробно задокументированы криогенные текстуры, реконструированы условия последовательного промерзания и протаивания толщ [Слагодина и др., 2013, 2014б]. Тем не менее до сих пор на о. Белый не были детально описаны протяженные обнажения береговых обрывов, которые могут дать более четкое представление о залегании и соотношении геологических тел. Геохронологических данных также мало: известна голоценовая датировка торфа в западной части [Васильчук и др., 1983], материалы датирования торфов из приповерхностной части разреза на западе и юге острова [Артемьева и др., 2016] и из верхней части бугров пучения вблизи Полярной станции им. Попова [Орехов и др., 2017], но точных сведений о возрасте основных вскрывающихся в разрезах слоев нет.

Цель настоящей работы – выявление строения, происхождения и возраста четвертичных отложений острова Белый, а также реконструкция условий их накопления.

#### РАЙОН И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрезы многолетнемерзлых отложений изучались авторами в береговых уступах восточной и



**Рис. 1. Расположение районов исследований:**

А – восточная часть о. Белый к юг-юго-востоку от радиолокационного знака “Футшточный” и устья р. Саялекабтамбада-яха; Б – западная часть о. Белый от мыса Рагозина до устья р. Салалаваяха.

западной частью о. Белый в 1994 г. (российско-шведская экспедиция “Экология тундры–94”), в 2012–2013 гг. в рамках экспедиций “Ямал–Арктика”, а также в 2016 и 2017 гг. при поддержке МЭЦ “Арктика”. В восточной части острова было описано обнажение, вскрывающееся в термоабразионных обрывах равнины высотой от 5–6 до 8–10 м к югу от радиолокационного знака “Футшточный” и устья р. Сялялеабтамбада-яха (рис. 1, А; 2, А). Отвесный клиф здесь имеет высоту 4–5 м и плавно понижается с севера на юг. На западе изучались разрезы низких береговых уступов от мыса Рагозина на севере до устья Салалаваяха на юге (см. рис. 1, Б; 2, Б). Абсолютные отметки водораздельной равнины здесь ниже (береговые уступы не более 3.0–3.5 м высотой). В обнажениях выделяли основные горизонты, определяли их состав, свойства и особенности залегания. Контакты между геологическими телами трассировались вдоль всего берегового уступа. В отдельных расчистках шириной не менее 2 м на всю высоту обнажения производили детальное описание состава отложе-

ний, их текстур, включений и криогенных особенностей.

Радиоуглеродное датирование проводилось в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена Института наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург (15 образцов); гранулометрический анализ выполнен по комбинированной методике с применением ситового анализа для крупных фракций (>1 мм) и лазерно-дифракционного анализатора размера частиц Malvern Mastersizer 3000 для фракций менее 1 мм (9 образцов) в лаборатории эволюционной географии Института географии РАН, Москва. Анализ изотопного состава жильных льдов проводили в лаборатории изменения климата и окружающей среды ААНИИ, Санкт-Петербург (10 образцов), а диатомовый анализ выполняла З.В. Пушина в ФГУП “ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга”, Санкт-Петербург (8 образцов). Анализ содержания водорастворимых солей в водной вытяжке проводился под руководством

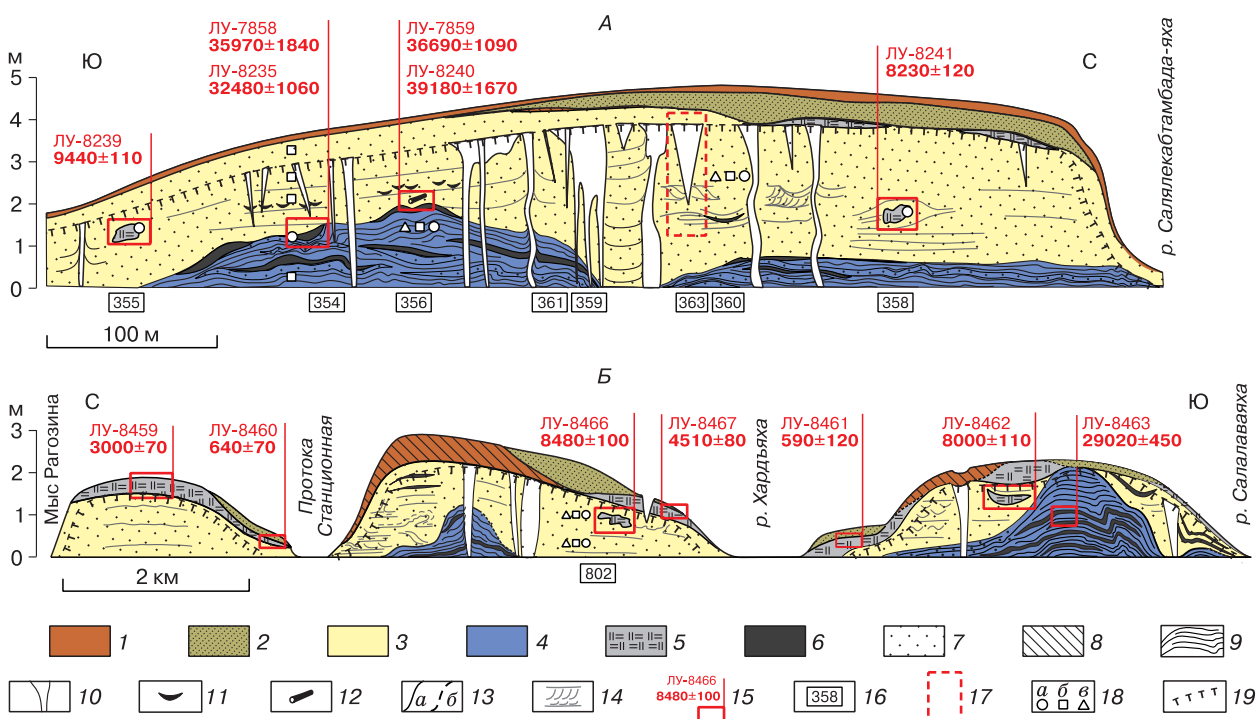


Рис. 2. Схема строения разреза четвертичных отложений:

А – восточная часть о. Белый; Б – западная часть о. Белый. Состав и генезис отложений: 1 – покровные отложения: опесчаненные суглинки с торфом (верхняя толща); 2 – эоловые отложения: мелкозернистые пески (верхняя толща); 3 – прибрежно-морские отложения: пески с прослоями растительного детрита, аллохтонным торфом и древесиной (средняя толща); 4 – морские отложения: глины, пески и суглинки параллельно-слоистые, со следами промерзания и протаивания, с линзами намывного мохового войлока и растительного детрита (нижняя толща). Литологический состав отложений: 5 – торф; 6 – намывной моховой войлок и растительный детрит; 7 – песок; 8 – суглинок; 9 – глина. Прочие обозначения: 10 – ледяные жилы; 11 – линзы растительного (“щепочного”) детрита; 12 – древесина; 13 – геологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); 14 – слоистость; 15 – лабораторный номер и радиоуглеродный возраст,  $^{14}\text{C}$  лет назад; 16 – номер расчистки; 17 – место отбора образцов из ледяной жилы на изотопный состав ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ ); 18 – места отбора образцов (а – на диатомовый анализ, б – на гранулометрический анализ, в – на анализ химического состава водной вытяжки); 19 – граница сезонноталого слоя.

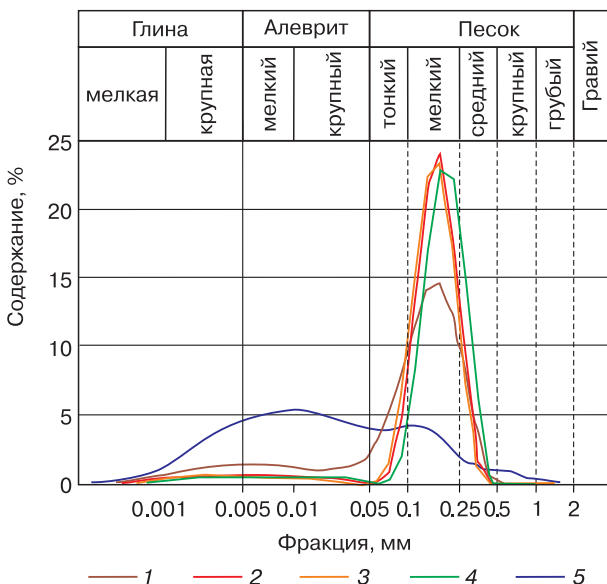
И.З. Костенко в аккредитованных лабораториях НИИОСП им. Н.М. Герсеевича, Москва (5 образцов) и ОАО “Фундаментпроект”, Москва (10 образцов).

### СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙ

В береговых обнажениях о. Белый четко выделяются три основные толщи: нижняя – суглинисто-глинистая, средняя – песчаная и маломощная верхняя, представленная торфом, суглинком и песком (см. рис. 2).

**Нижняя суглинисто-глинистая толща** обнажается в основании обрывов на высоте до 2.5 м над ур. моря, ее неровная кровля иногда уходит под урез моря, подошва не вскрывается. Отложения представлены переслаиванием плохо отмытого мелкозернистого темно-серого песка, сизого суглинка и глины с растительным детритом, преимущественно из щепок и остатков мохового войлока.

Толща состоит преимущественно из частиц алевритовой (0.005–0.05 мм) и глинистой (<0.005 мм) размерности (рис. 3, образец 356-2), однако на дифференциальной кривой распределения крупности частиц присутствует и второй максимум фракции мелкозернистого песка. Для нее характерна низкая степень сортированности: присутствуют все фракции от мелкой глины до грубого песка.



**Рис. 3.** Дифференциальные кривые распределения крупности частиц отложений о. Белый по результатам гранулометрического анализа.

Образцы: 1 – 802-2 (верхняя толща); 2 – 802-3 (средняя толща); 3 – 802-4 (средняя толща); 4 – 363-9 (средняя толща); 5 – 356-2 (нижняя толща).

Седиментационная слоистость значительно деформирована при протаивании и последующем вторичном промерзании: слои смяты в мелкие фестончатые складки, присутствуют псевдоморфозы по вытянувшимся жилам. Тем не менее можно определить, что изначально осадки характеризовались в основном параллельной горизонтальной слоистостью и слоистостью ряби; слойки подчеркнуты обильным растительным детритом и торфяным войлоком (рис. 4, в).

Для отложений характерны массивные, неполносетчатые и наклонные ломаные криогенные текстуры. Толщина шлиров льда колеблется от 0.5 до 1.0 см. Из верхней части разреза проникают концы эпигенетических полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), на контакте с ними наблюдается охристая кайма.

По данным химического анализа водной вытяжки, глины, суглинки и пески нижней толщи в восточной части острова характеризуются высокой засоленностью (сумма водорастворимых солей  $D_{sal}$  составляет 1.33 %) и хлоридно-натриевым типом засоления (табл. 1). В них были обнаружены единичные обломки вымерших палеогеновых диатомей *Paralia grunowii* и неопределимые обломки створок морских центральных диатомей, спикулы губок. В прослоях намывного мохового войлока кроме них были отмечены единичные пресноводные болотные диатомей *Eunotia parallela* Ehr. и *Pinnularia* sp.

Верхняя граница толщи неровная; верхние слойки глин и суглинков с наиболее мощным (5–10 см) прослоем растительного детрита повторяют ее неровности (см. рис. 2). Вероятно, это результат протаивания и проседания пород в прошлом, благодаря которому отдельные слойки деформировались вместе со всей толщей и, соответственно, ее кровлей.

Радиоуглеродное датирование таких прослоев намывного торфяного войлока показало возраст  $35\,970 \pm 1840$  (ЛУ-7858) и  $32\,480 \pm 1060$  (ЛУ-8235) р.л. (радиоуглеродных лет) в восточной и  $29\,020 \pm 450$  (ЛУ-8463) р.л. в западной части острова (табл. 2). Таким образом, даже учитывая то, что растительный детрит, вероятно, имел более древний возраст, чем сама толща, поскольку органические остатки образовались раньше их последующего переотложения, время образования нижней толщи можно оценить как МИС 3 (каргинское время по региональной шкале).

**Средняя песчаная толща**, лежащая выше, слагает большую часть видимого разреза четвертичных отложений. Она представлена светло-серыми и серо-желтыми мелкозернистыми, хорошо отмытыми и окатанными песками с прослоями растительного детрита.

Непосредственно выше границы с цокольной глинистой толщей слоистость параллельная, гори-



Таблица 1. Содержание водорастворимых солей в отложениях береговых обрывов острова Белый

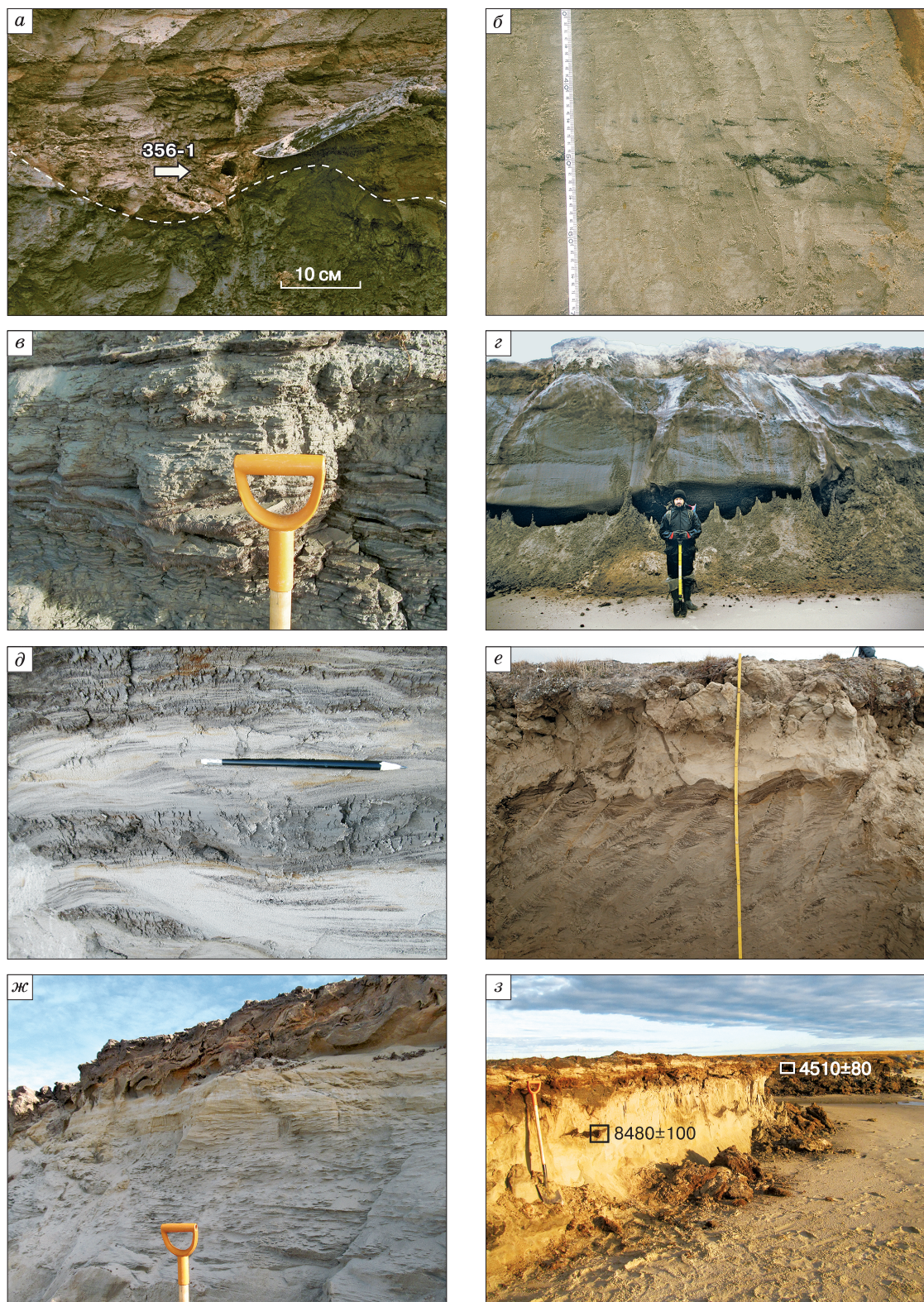
Номер обнажения и образца	Состав отложений	Высота над ур. моря, м	рН	Анионы, мг-экв./%			Катионы, мг-экв./%			Сумма солей, %	Тип грунта [ГОСТ 25100-2011]
				HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>		
<i>Отложения береговых обрывов</i>											
356-2	Глинистый алевроит с песком	1.0	7.29	1.20	1.12	21.20	2.06	4.00	17.46	1.33	Сильнозасоленные
363-9	Песок	2.5	7.68	0.33	0.22	0.30	0.28	0.33	0.25	0.06	Слабозасоленные
802-2	Песок	1.2	7.70	0.73	0.20	0.10	0.30	0.33	0.40	0.08	»
802-3	Песок	0.8	7.60	0.28	0.24	0.09	0.15	0.23	0.22	0.04	Незасоленные
802-4	Песок	0.2	7.55	0.30	0.18	0.13	0.20	0.30	0.10	0.04	»
<i>Отложения современного пляжа</i>											
1/16	Песок	-0.5...-1.5	6.71	0.20	0.55	3.33	0.35	0.54	3.19	0.237	Среднезасоленные
2/16	Песок	-0...-0.1	6.73	0.28	0.59	4.03	0.34	0.79	3.78	0.283	»
3/16	Песок	-0.1...-0.2	6.51	0.24	1.49	5.42	0.53	1.35	5.27	0.419	Сильнозасоленные
4/16	Песок	-0.30...-0.36	7.36	0.34	0.63	4.81	0.33	0.78	4.68	0.335	»
8/16	Песок	-0.04...-0.07	6.06	0.24	0.29	0.13	0.11	0.08	0.47	0.040	Незасоленные
9/16	Песок	-0.15...-0.18	6.44	0.26	0.15	0.10	0.10	0.08	0.34	0.030	»
10/16	Пляжевые отложения	-0.28...-0.38	6.91	0.37	0.30	0.10	0.13	0.26	0.39	0.044	»
11/16	Пляжевые отложения	-0.50...-0.55	7.08	0.40	0.31	0.14	0.11	0.28	0.45	0.048	»
12/16	Пляжевые отложения	-0.7...-0.8	8.20	1.26	0.85	0.22	0.16	0.38	1.79	0.136	Слабозасоленные
13/16	Песок	-0.5...-0.6	6.41	0.20	0.92	0.89	0.34	0.45	1.21	0.122	»

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования отложений острова Белый

Лаб. номер	Описание	Широта, град с.ш.	Долгота, град в.д.	Высота над ур. моря, м	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный воз- раст (календарный), кал. лет
ЛУ-7858	354-1, растительный детрит	73.27	71.55	1.5	35 970 ± 1840	40 260 ± 1840
ЛУ-8235	354-1, растительный детрит	73.27	71.55	1.5	32 480 ± 1060	36 900 ± 1270
ЛУ-8239	355-1, торф	73.27	71.55	2.0	9440 ± 110	10 740 ± 200
ЛУ-7859	356-1, древесина	73.27	71.55	2.1	36 690 ± 1090	41 180 ± 1130
ЛУ-8240	356-1, древесина	73.27	71.55	2.1	39 180 ± 1670	43 720 ± 1610
ЛУ-8241	358-1, торф	73.27	71.54	1.8	8230 ± 120	9200 ± 160
ЛУ-8459	Переслаивание песка и пло- хо разложившегося торфа	73.37	70.02	1.8	3000 ± 70	3180 ± 100
ЛУ-8460	Торф	73.34	70.04	0.5	640 ± 70	610 ± 50
ЛУ-8461	Песок с торфяной дерниной	73.26	70.04	0.3	590 ± 120	590 ± 90
ЛУ-8462	Изогнутая линза торфа	73.24	70.04	2.0	8000 ± 110	8860 ± 160
ЛУ-8463	Прослой детрита (до 2 см) в толще слоистых глин	73.24	70.04	1.0	29 020 ± 450	33 060 ± 550
ЛУ-8464	Темно-серый торф	73.32	70.04	1.2	Современный ( $\delta^{14}\text{C} = 13.34 \pm 1.6 \%$ )	1957–1958 гг. (7.0 %); 1989–1999 гг. (88.5 %)
ЛУ-8465	Торф бурый, дислоцирован- ный, плотный	73.31	70.04	1.8	Современный ( $\delta^{14}\text{C} = 3.07 \pm 0.9 \%$ )	1955–1957 гг. (87.4 %); 2008–2009 гг. (8.0 %)
ЛУ-8466	Линза хорошо разложивше- гося торфа	73.30	70.04	0.6	8480 ± 100	9460 ± 110
ЛУ-8467	Торф	73.30	70.04	0.5	4510 ± 80	5150 ± 130

Примечание. Радиоуглеродное датирование проводилось в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена, Институт наук о Земле, СПбГУ (Санкт-Петербург). Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы OxCal 4.2 (калибровочная кривая IntCal 13), Christopher Bronk Ramsey (<https://c14.arch.ox.ac.uk>).





**Рис. 4. Фрагменты строения разрезов рыхлых отложений острова Белый.**

*a* – место отбора древесины (обр. 356-1) над контактом двух толщ (показано стрелкой); *б* – слоистость ряби, подчеркнутая темными прослоями детрита с высоким содержанием органики в верхних серовато-желтых песках на высоте 1.7–2.3 м над ур. моря (т. 354); *в* – слоистость глин с намывным моховым войлоком в нижней толще; *г* – общий вид разреза с ПЖЛ (за-



метна косая слоистость с мелкими S-образными слойками и срезающие ее серии мульдоподобных врезов, в верхней части в деятельном слое – прослой автохтонного торфа); *д* – прослой суглинков и слоистость восходящей ряби в средней толще в западной части о. Белый вблизи Полярной станции им. Попова; *е* – слоистость восходящей ряби в средней толще светлых песков, там же; *ж* – параллельная слоистость и слоистость ряби в средней толще к югу от устья р. Хардыаха на западном побережье о. Белый; разрез венчают слои автохтонного торфа; *з* – линза переотложенного (аллохтонного) торфа в светло-серых и светло-желтых песках средней толщи к югу от Полярной станции им. Попова (т. 802); разрез венчает переслаивание супесей и позднеголоценового автохтонного торфа. *а, б, з, е* – фото А.В. Баранской; *в, д, ж, з* – фото Ф.А. Романенко.

зонтальная. Параллельные серии прослоев песка, подчеркнутые темным детритом, начинаются непосредственно над контактом, причем ровные горизонтальные слои не облекают неровности кровли нижележащих глин и суглинков, а выполняют их (см. рис. 2). Параллельные слойки выдержаны по простираанию и прослеживаются на несколько метров.

Здесь же, над самой границей, но уже в песках средней толщи с пологой слоистостью ряби, обнаружены обломки древесины (см. рис. 4, *а*, обр. 356-1). Датирование древесины показало возраст  $36\,690 \pm 1090$  (ЛУ-7859) и  $39\,180 \pm 1670$  (ЛУ-8240) р.л. По характеру ее залегания (непосредственно у контакта, в локальном понижении), слоистости вмещающих отложений, а также учитывая то, что выше по разрезу подобные фрагменты стволиков не встречаются, можно предположить, что древесина была переотложена из нижней, цокольной толщи и характеризует именно ее возраст.

На высоте 1.7–2.3 м над ур. моря появляются серии со слоистостью ряби. Знаки ряби срезают друг друга, крутой склон слойков обращен на север. “Подветренные” склоны и ложбинки подчеркнуты прослоями черного разлагающегося растительного детрита (см. рис. 4, *б*). Серии таких слойков имеют мощность не более 0.3–0.4 м и разделены горизонтальными ровными прослоями. Присутствует перистая слоистость. Реже встречается косая слоистость с S-образными сериями (слойки образуют выпукло-вогнутый рисунок в разрезе). Для средней части толщи характерны и мульдообразные каналы врезания, драпированные растительным и моховым войлоком (см. рис. 4, *з*).

Выше 2.3 м над ур. моря слоистость в песках вновь становится параллельной; она заметна за счет повышенной концентрации растительного детрита (моховой войлок) в отдельных прослоях.

Отличительная особенность средней толщи восточной части острова – очень хорошая сортированность: доля мелкого песка (125–250 мкм) превышает 97 %. На дифференциальных кривых распределения крупности частиц заметен единственный резкий пик фракции мелкого песка (см. рис. 3, образцы 802-3, 802-4, 363-9).

В западной части о. Белый, в отличие от восточной, сортированность песков хуже, иногда присутствуют прослой суглинков (см. рис. 4, *д*). Здесь, в отличие от восточного берега, встречается слоис-

тость смещенной восходящей ряби со срезанными склонами дюнок, обращенными против течения и малым наклоном ложных слоев (см. рис. 4, *е*). Отмечена и флазерная слоистость – волнисто-линзовидная слоистость ряби с многочисленными ленточными прослойками ила. Присутствуют мощные (до 1–2 м) параллельные серии с чередующимися горизонтальной параллельной слоистостью и слоистостью ряби (см. рис. 4, *ж*).

Криогенная текстура песков массивная; пески рассечены многочисленными ледяными жилами, различающимися по форме и мощности. Выделяются, по-видимому, несколько генераций ледяных жил. Более древние из них – мощные (шириной до 2–4 м) ПЖЛ сложной формы с мутным белесоватым льдом – рассечены более тонкими жилами. Молодые ПЖЛ по морфологии различны: встречаются тонкие (до 0.5 м), практически не сужающиеся книзу жилы мутного льда и клиновидные жилы прозрачного льда шириной до 1.5–2.0 м. Из такой одиночной жилы в восточной части острова были отобраны образцы на содержание стабильных изотопов кислорода и водорода (рис. 5). По значениям  $\delta^{18}\text{O}$  реконструированы средние температуры воздуха самого холодного месяца во время формирования жилы. При реконструкции с использованием формул Ю.К. Васильчука [1990]

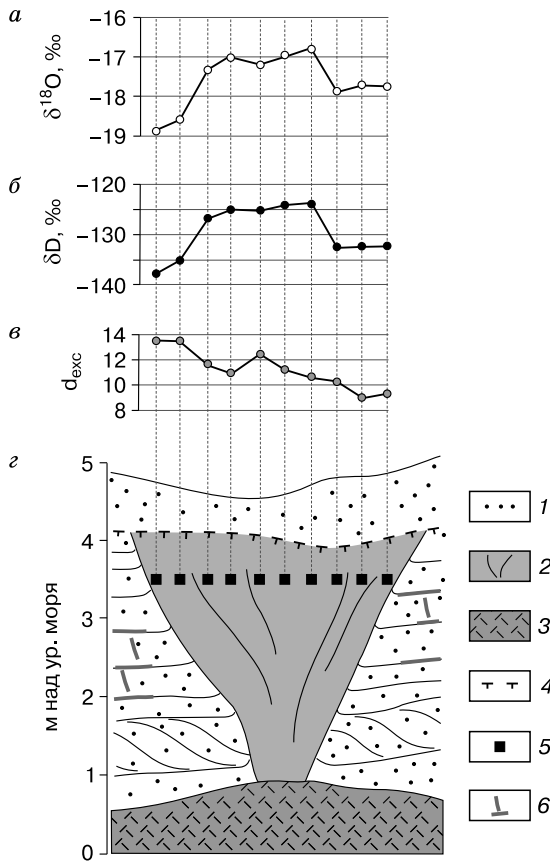
$$t = 1.5 \delta^{18}\text{O} (\pm 3 \text{ } ^\circ\text{C})$$

и И.Д. Стрелецкой с соавт. [2015]

$$t = 1.12 \delta^{18}\text{O} - 6.43 (\pm 3.8 \text{ } ^\circ\text{C})$$

получаются сходные значения: во время образования жилы средняя температура самого холодного месяца постепенно повышалась от  $-28...-29$  до  $-25...-26$   $^\circ\text{C}$ . На западе острова по льду похожей жилы клиновидной формы было получено близкое значение  $\delta^{18}\text{O} = -17.3 \text{ } \text{‰}$  [Романенко и др., 2015], которое соответствует средней температуре  $-26...-27$   $^\circ\text{C}$ . Реконструированные температуры близки к современным, хотя и ниже их ( $-25.5$   $^\circ\text{C}$  – средняя температура самого холодного месяца, февраля, за период 1967–1990 гг., по данным архива ВНИИГМИ–МЦД).

Пески восточного побережья деформированы слабо, встречается лишь подворот слоев на контакте с некоторыми ледяными жилами. На западе, наоборот, в верхней части песчаной толщи были обнаружены единичные небольшие (до 1.0–1.5 м в поперечнике) складки с мелко изгибающимися



**Рис. 5. Содержание стабильных изотопов:**

*a* – кислорода, *б* – водорода; *в* – дейтериевый эксцесс в ледяной жиле (расчетка 363 на рис. 2); *г* – схема отбора образцов. 1 – песок; 2 – ледяная жила; 3 – осыпь; 4 – подошва сезонного слоя; 5 – место отбора образцов; 6 – ледяные шпильки. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

фестончатыми краями, свидетельствующие о том, что некоторая часть песчаной толщи там подвергалась протаиванию и вторичному промерзанию.

По данным химического анализа водной вытяжки, отложения относятся к незасоленным или слабозасоленным; значение суммы водорастворимых солей колеблется от 0.04 до 0.06 % (см. табл. 1).

Содержание и сохранность микрофоссилий в песках средней толщи низкое: на восточном берегу в них были обнаружены лишь обломки пресноводного вида *Pinnularia brevicostata* и вымерших палеогеновых диатомей *Paralia grunowii* Gles., неопределимые обломки створок морских центрических диатомей, спикулы губок. В образцах с западного побережья (т. 802) микрофоссилии обнаружены не были.

Помимо намытого растительного детрита, подчеркивающего слоистость, в толще песков встречаются единичные линзы торфа (точки 355 и 358 на рис. 2, А, линзы к северу и к югу от устья

Хардьяхи на рис. 2, Б). Они – маломощные (длиной до 0.5–1.0 м и мощностью до 0.2–0.5 м), отличаются неправильной формой и рваными краями (см. рис. 4, з), что позволяет сделать вывод об их аллохтонном, переотложенном, положении. Пески вокруг торфа образуют структуры облекания. Радиоуглеродное датирование таких линз в восточной части острова показало абсолютный возраст  $9440 \pm 110$  (ЛУ-8239) и  $8230 \pm 120$  (ЛУ-8241) р.л., в западной –  $8480 \pm 100$  (ЛУ-8466) и  $8000 \pm 110$  (ЛУ-8462) р.л. (см. табл. 2, рис. 2).

В линзах торфа, в отличие от облекающих песков, обнаружены богатые комплексы пресноводных диатомей. В торфе, отобранном в т. 355 (см. рис. 2, А, возраст  $9440 \pm 110$  (ЛУ-8239) р.л.) пресноводный комплекс диатомей состоит из 32 видов, встречаются цисты золотистых водорослей *Chrysophytes*. Преобладают типичные для торфяных болот *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. (35 %) с сопутствующими болотными видами рода *Eunotia* (7 видов – 13.9 %), бентосными алкалофильными видами *Staurosira venter* (Ehr.) Cleve et Möller (10 %), *S. construens* Ehr. (7 %), *S. pinnata* (Ehr.) Will. et Round (4 %), планктонными видами рода *Aulacoseira* (5 видов – 11.3 %). Обработатели представлены алкалофильными диатомеями *Gomphonema parvulum* Grun/angustum (Kütz.) Rabenh., *G. gracile* Ehr., *G. lagerheimii* A. Cl. (6.2 %).

В торфе возрастом  $8230 \pm 120$  (ЛУ-8241) р.л. (т. 358, см. рис. 2, А) комплекс диатомей состоит из 17 видов. Преобладают болотные виды рода *Eunotia* (3 вида – 57 %), им сопутствуют типичные для торфяных болот *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. (10 %), алкалофильный вид *Fragilaria constricta* Ehr. (7 %), *Staurosira* sp. (7 %). Присутствуют цисты золотистых водорослей *Chrysophytes* (5 %).

В обоих случаях (торф из т. 355 и 358, см. рис. 2, А) осадконакопление происходило в заболочиваемых условиях литоральной зоны пресного водоема со слабокислой реакцией среды, о чем свидетельствует значительное количество болотных видов. Планктонные стенотермные виды *Aulacoseira alpigena* (Grun.) Krammer, холодололюбивые *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia brevicostata* Cl. свидетельствуют о холодноводных условиях во время формирования отложений. Низкая минерализация воды отражена в доминировании олигогалобов.

**Верхнюю толщу** слагают выдержанные по простиранью прослой торфа и оторфованного суглинка, перекрытые или фациально замещаемые плохо отмытыми мелкозернистыми буро-палевыми песками. В восточной части они встречаются лишь на севере обнажения, где имеют мощность до 0.3–0.4 м, а на западном берегу распространены повсеместно (мощность их достигает 0.5–1.0 м).

Пески отличаются параллельной и косой слоистостью и слабой засоленностью (сумма солей



0.08 %, см. табл. 1). Микрофоссилий в них мало, как и в песках средней толщи: единичные обломки вымерших палеогеновых диатомей *Paralia grunowii* и неопределимые обломки створок морских центрических диатомей, спикулы губок. По данным гранулометрического анализа (см. рис. 3, обр. 802-2), буро-палевые пески отличаются худшей степенью сортированности по сравнению со средней песчаной толщей, доля алевритовых и глинистых частиц больше.

Торф и оторфованные суглинки верхней толщи образуют протяженные прослои на значительной площади. Их плащеобразное ненарушенное залегание свидетельствует об автохтонном происхождении, а радиоуглеродный возраст меняется от  $4510 \pm 80$  (ЛУ-8467) и  $3000 \pm 70$  (ЛУ-8459) р.л. (см. табл. 2, рис. 2) до нескольких сотен лет [Орехов и др., 2017]. На низких лайдовых поверхностях высотой до 2 м продолжается накопление торфа и сегодня, о чем свидетельствуют современные датировки (ЛУ-8464, ЛУ-8465, см. табл. 2).

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИСТОРИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙ

Интерпретация происхождения **нижней толщи** несколько затруднена тем, что значительная ее часть уходит под урез моря, а в видимой части первичная седиментационная текстура сильно деформирована процессами протаивания и промерзания. Однако преобладающая параллельная слоистость, прослои намытого мохового войлока и чередование глинистых и песчаных слоев позволяют говорить о том, что отложения накапливались в водной обстановке, практически без или с очень слабым воздействием волнения и течения, но в условиях меняющегося притока взвешенного материала.

Высокая засоленность нижней толщи и хлоридно-натриевый тип засоления, по данным бурения скважин в западной части острова [Васильчук, Трофимов, 1984; Слагода и др., 2013; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2015] и по данным авторов (см. табл. 1), позволяют предположить ее морское происхождение. Это могут быть отложения самой верхней части приливно-отливной зоны, где практически отсутствуют волновые процессы и формируется илистая ровная осушка с тонкими прослоями песков. Второй вариант возможной обстановки осадконакопления – донные отложения ниже области волнового воздействия, где в спокойных гидродинамических условиях без сильных течений накапливались глины и алевриты. Тем не менее для глубоководных отложений в толще слишком велико количество мохового войлока, источник сноса которого не мог быть расположен далеко от места переотложения.

По данным изучения криогенного микростроения нижней толщи [Слагода и др., 2014б], отложения в процессе накопления испытывали сингенетическое промерзание, что скорее свидетельствует в пользу гипотезы о накоплении их на приливной осушке. Затем они протаяли, в результате чего образовались неровности кровли, повторяемые нижележащими слоями, и вновь промерзли эпигенетически.

По данным датирования растительного детрита и древесины возраст нижней толщи (по крайней мере ее верхних горизонтов) можно оценить как МИС 3. По-видимому, она сформировалась в результате небольшого (3–4 м) подъема уровня моря, который благодаря малой высоте охватил лишь самую северную и низменную часть Ямала и Гыдана. Если в средней и южной части Ямала и Тазовского полуострова отложения МИС 3 представлены аллювиальными, озерно-болотными, склоновыми и другими континентальными фациями [Назаров, 2011], то, к примеру, в районе острова Сибирякова, расположенного примерно на той же широте, что и о. Белый, отмечены очень похожие морские отложения с аллохтонными торфами и намытым растительным войлоком, сформировавшиеся в МИС 3 [Гусев и др., 2013]. Существование в течение МИС 3 мелкого моря предполагают и исследователи, изучавшие криогенное строение отложений западного берега Гыданской губы в основании п-ова Явай близ устья р. Еры-Маретаяха [Облогов и др., 2012].

Однако в северной части п-ова Явай в прослоях параллельно-слоистых супесей континентального происхождения был обнаружен уже автохтонный торф возрастом, оцененным как конец МИС 3 [Баранская и др., 2015]. Он залегает в разрезе более высокой равнины (до 12–15 м) на высоте до 3–4 м над ур. моря. Видимо, она не была затоплена, поскольку, как было показано, предполагается небольшая высота трансгрессии (3–4 м). Возможно, равнины п-ова Явай, как и северной части п-ова Ямал, могли быть источником сноса в морские отложения обломочного материала и намытого мохового войлока.

Происхождение **средней песчаной толщи** вызывает больше вопросов. Общая последовательность осадочных текстур позволяет предположить формирование ее в водной среде. На контакте следы размыва незначительны; выполнение, а не облекание неровностей характерно для водной седиментации. Мелкозернистые параллельно-слоистые пески с намытым растительным войлоком нижних слоев непосредственно над подошвой накапливались при больших скоростях воды без действия волнения. Такая обстановка, в частности, характерна для сублиторальной зоны моря ниже глубины волнового воздействия при постоянных

вдольбереговых течениях. Вверх по разрезу параллельная слоистость, типичная для значительной скорости потока, переходит в слоистость ряби, характеризующая снижение скорости течения.

Мульдообразные промоины, прорезающие косослоистые серии и серии со знаками ряби в средней части толщи, характерны для приливно-отливной зоны. Приливные течения образуют врезы, которые различаются по размерам в зависимости от высоты и скорости прилива. Слоистость восходящей ряби, отмеченная в некоторых обнажениях на западе острова, образовалась в условиях периодического быстрого накопления осадков в водной обстановке. Присутствующая там же флазерная слоистость также указывает на менявшиеся гидродинамические условия: для ее формирования необходимо одновременное присутствие во взвеси ила и песка и чередование относительно спокойных периодов с периодами активного течения.

Исходя из изложенного, совокупность осадочных текстур свидетельствует о накоплении средней толщи в обширном водоеме – озере или море. Повсеместное распространение толщи на всей площади острова и наличие некоторых признаков, свойственных приливно-отливным фациям (мульдообразные каналы врезания), ставят под сомнение озерный генезис. Тем не менее отложения относятся к незасоленным и слабозасоленным. Судя по данным анализа колонок по результатам бурения [Слагодина и др., 2013], в средней толще по сравнению с нижней повышается содержание бикарбонатов и уменьшается хлоридов, что говорит о пресной обстановке накопления.

Для морского генезиса также необычна очень высокая степень сортированности параллельно-слоистого песка, свойственная в основном эоловым отложениям (до 97 % преобладающей фракции мелкого песка). Причем слоистость заметна не из-за разной крупности зерен, а исключительно за счет темного растительного детрита.

Причины отсутствия засоленности или очень низких значений  $D_{sal}$  остаются не до конца ясны. Из результатов анализа состава водной вытяжки пляжевых отложений западной части острова (см. табл. 1) следует, что засоленность в современных прибрежно-морских отложениях может существенно колебаться. В пределах одного и того же пляжа в разных шурфах на различной глубине присутствуют как сильнозасоленные, так и незасоленные и слабозасоленные отложения. Они, как и средняя толща береговых обрывов, отличаются хорошей сортированностью (содержание фракции мелкого песка более 80 %). Это подобие, наряду с наличием слабозасоленных и незасоленных песков в современных пляжах, позволяет предположить, что средняя толща сформировалась именно в прибрежно-морской обстановке.

Время ее формирования можно установить по данным датирования торфа. Линзы торфа  $^{14}\text{C}$ -возрастом от 8.0 до 9.5 тыс. лет, встречающиеся в песчаной толще, судя по их небольшому размеру и неровному “рваному” характеру контактов, а также облеканию их вышележащими песками, – аллохтонные. Это доказывает и то, что они встречаются в виде отдельных линз, а не протяженных прослоев (см. рис. 4, з; рис. 2, т. 355, 358). Пресноводный состав диатомовой фауны в торфе свидетельствует о том, что он формировался не на низких лайдах, а в континентальных условиях, и уже впоследствии был размыт и переотложен, возможно, при подъеме уровня или разрушении берегов моря или другого водоема. В юго-западной части острова описаны прослой торфа очень близкого  $^{14}\text{C}$ -возраста:  $8580 \pm 100$  (ИГАН 5009) и  $8950 \pm 90$  (ИГАН 5010) лет [Артемьева и др., 2016]. Тем не менее там они перекрывают светлые пески и образуют относительно выдержанный горизонт. Очень близкая датировка ( $8500 \pm 120$  лет, ЛУ-1139) получена Ю.К. Васильчуком с соавт. [1983]. На о. Сибирякова также описан торф с радиоуглеродным возрастом  $8070 \pm 130$  лет (ЛУ-6152) и  $8920 \pm 360$  лет (ЛУ-6408) [Гусев и др., 2013]. Все это свидетельствует о том, что во время климатического оптимума голоцена на о. Белый и севере Гыданского полуострова происходило торфонакопление, а затем торф был размыт и переотложен в виде встреченных в разрезах линз.

Таким образом, нижний предел возможного  $^{14}\text{C}$ -возраста средней песчаной толщи – около 8000 лет. Верхняя временная граница ее накопления определяется возрастом перекрывающего автохтонного торфа, образующего выдержанные по простиранию горизонты. Самый древний из них начал формироваться  $4510 \pm 80$  лет назад (ЛУ-8467), причем он встречен практически в одной расчистке с нижележащей линзой торфа  $^{14}\text{C}$ -возрастом  $8480 \pm 100$  лет, к югу от т. 802 (см. рис. 2, Б; 4, з). Соответственно, удастся установить временные пределы формирования песчаной толщи, которые охватывают середину голоцена: атлантический период и самое начало суббореального.

**Венчающая разрез гетерогенная толща** сформировалась в период с 5 тыс. лет назад по настоящее время в условиях суши. Торф и оторфованные суглинки сформировались на увлажненной поверхности низменной равнины. Пески, перекрывающие или фациально замещающие их, имеют эоловый генезис, что подтверждается современными надувами песка на моховом покрове: процесс ветрового переноса песка с широких пляжей на низкую равнину продолжается и сегодня.

Таким образом, *наиболее вероятная последовательность палеогеографических событий, при-*

ведших к формированию новейших отложений о. Белый, выглядит следующим образом.

– В течение МИС 3 (с которой соотносится каргинское время по региональной шкале) в условиях небольшой (до 3–4 м) локальной трансгрессии, охватывавшей лишь север Ямала и Гыдана в верхней части приливно-отливной зоны накапливались глины, пески и суглинки нижней толщи с растительным детритом.

– В конце МИС 3 уровень моря понизился, и в течение всей МИС 2 (сарганское время по региональной шкале) предположительно господствовала континентальная обстановка; толщина была в мерзлом состоянии, происходило морозобойное растрескивание, формирование ПЖЛ, возможно, эрозия и снос отложений с вершинной поверхности острова.

– В начале голоцена произошло потепление и увеличение количества атмосферных осадков, в результате чего накапливался торф возрастом около 8 тыс. радиоуглеродных лет (9–10 тыс. календарных лет). Происходило почвообразование и развитие термокарста по ПЖЛ, большую роль могли играть и эоловые процессы. Уровень моря в это время был еще значительно ниже современного. Отсутствие морских отложений МИС 2 противоречит предположениям о трансгрессии в конце сарганского (МИС 2) времени и последующей регрессии в начале голоцена [Слагодина и др., 2014a]. Такой ход уровня моря был бы не синхронен с общим послеледниковым подъемом уровня Мирового океана в начале голоцена [Johnston, Lambeck, 1999], колебаниями уровня остальных арктических морей и даже Карского моря. Например, по данным анализа колонок донных отложений к западу от Таймыра, около 9300 калиброванных (календарных) лет назад уровень Карского моря достиг палео-изобаты 38–40 м [Polyakova, Stein, 2004], т. е. находился значительно ниже современного. На самом острове Белый остались неразмытые автохтонные торфа  $^{14}\text{C}$ -возрастом  $8580 \pm 100$  (ИГАН 5009) и  $8950 \pm 90$  (ИГАН 5010) лет [Артемьева и др., 2016], что противоречит предположениям о морских обстановках в раннем голоцене.

– Подъем уровня моря, сформировавший среднюю толщу светлых песков, произошел в течение атлантического или самого начала суббореального времени (позже  $8000 \pm 110$  и раньше  $5150 \pm 130$  календарных лет, по датировкам торфа). По общим закономерностям изменения уровня моря в Арктике в голоцене можно предположить, что уровень поднялся выше современного именно в конце этого интервала, ближе к 5–6 тыс. лет назад, когда эвстатический подъем уровня Мирового океана замедлился и во многих регионах мира стали проявляться небольшие локальные трансгрессии. Следы подъема уровня моря около 5 тыс. лет назад отмечены и на побережьях

южной и центральной части Ямала, где в это время формировались низкие аккумулятивные участки берегов, и в других районах Арктики [Романенко и др., 2015]. Причем это не были следы масштабной трансгрессии. Даже в настоящее время благодаря ровной поверхности и малым абсолютным отметкам штормовые нагоны заходят в самый центр острова, о чем говорит обнаружение на вершинных поверхностях свежих бревен плавника. Соответственно, для накопления морских отложений было достаточно подъема уровня моря всего на 2–3 м выше современного.

Проявление подобного небольшого подъема относительного уровня моря могло быть обусловлено и вертикальными движениями земной коры. При отсутствии значительных по своим темпам тектонических движений, суша полуостровов Ямал и Гыданский все же испытывала в течение голоцена общее слабое поднятие со средней скоростью до 1–2 мм/год [Баранская, 2015]. В условиях послеледниковой трансгрессии в начале голоцена эвстатический рост уровня моря значительно обгонял эти вертикальные движения и делал их незаметными. Однако около 5 тыс. лет назад рост абсолютного уровня моря стабилизировался, и восходящие перемещения земной коры уже могли оказывать видимое влияние на относительный уровень моря. Гипсометрическое положение о. Белый в осевой, поднятой, части Ямала, а также то, что он и сегодня остается сушей, окруженной со всех сторон морем, несомненно, свидетельствует о наличии некоторого поднятия этого крупного блока по сравнению с соседними. Такое медленное воздымание и могло привести к тому, что голоценовые прибрежно-морские осадки оказались поднятыми над современным уровнем моря.

– После того, как остров Белый стал сушей, в понижениях на равнинной поверхности формировался молодой торф возрастом от  $5150 \pm 130$  календарных лет до современного; основными геоморфологическими и криогенными процессами стали морозобойное растрескивание, рост ПЖЛ, термоабразия, термокарст по ПЖЛ и эоловые процессы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе изучения береговых обнажений восточной и западной части острова Белый установлено, что разрез четвертичных отложений повсеместно состоит из трех толщ. Нижняя из них, песчано-суглинисто-глинистого состава с намытым моховым войлоком, сформировалась в МИС 3 верхней части приливно-отливной зоны мелкого моря. Происхождение средней толщи, представленной светло-серыми и светло-желтыми песками с параллельной слоистостью и слоистостью ряби, спорно, однако несомненно ее накопление в водной обстановке. Наиболее вероятен мор-



ской генезис. Толща сформировалась в голоцене, в промежутке от 9 до 5 тыс. лет назад. Верхняя маломощная толща оторфованных суглинков, торфа и эоловых песков начала накапливаться в континентальных условиях около 5 тыс. календарных лет назад и продолжает формироваться по сей день.

*Авторы выражают благодарность начальнику экспедиций “Ямал–Арктика” В.А. Оношко и коллективу экспедиций, а также К.Г. Филипповой и Е.А. Константинову, выполнявшим гранулометрический анализ.*

*Работы выполнены в рамках госбюджетной темы АААА-А16-116032810055-0 “Геоэкологический анализ и прогноз динамики криолитозоны Российской Арктики”, РФФИ (проекты № 16-35-60118 мол\_а\_дк, 16-45-890076 р\_а). Транспорт при полевых работах в 2017 г. обеспечен МЭЦ “Арктика”. Лабораторные аналитические работы по датированию частично осуществялялись при финансовой поддержке МЭЦ “Арктика” в рамках лабораторных исследований по результатам экспедиций “Ямал–Арктика–2012, 2013” и частичной поддержке гранта СПбГУ (№ 18.40.68.2017).*

## Литература

- Артемяева З.С., Юртаев А.А., Александровский А.Л., Зазовская Э.П. Органическое вещество погребенной торфяной почвы на острове Белый (Карское море) // Бюл. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, 2016, вып. 85, с. 36–56.
- Artemieva, Z.S., Yurtaev, A.A., Aleksandrovskii, A.L., Zazovskaya, E.P., 2016. The organic matter of the buried peat soils on Bely island (Kara Sea). Bulletin of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Iss. 85, pp. 36–56.
- Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Регион. геология и металлогения, 2010, № 43, с. 36–47.
- Astakhov, V.I., Nazarov, D.V., 2010. The upper Neo-Pleistocene stratigraphy of Western Siberia and its geochronometric substantiation. Regionalnaya Geologia i Metallogenia, No. 43, 36–47.
- Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2015, 24 с.
- Baranskaya, A.V., 2015. The role of the latest vertical tectonic movements in the relief formation of the Russian Arctic coasts. Extended abstract of Cand. Sci. (Geogr.) dissertaion. St. Petersburg, 24 pp. (in Russian)
- Васильчук Ю.К. Реконструкции палеоклимата позднего плейстоцена и голоцена на основе изотопных исследований подземных льдов и вод криолитозоны // Вод. ресурсы, 1990, № 6, с. 162–170.
- Vasil'chuk, Yu.K., 1990. Reconstructions of the late Pleistocene and Holocene paleoclimate on the basis of isotope studies of ground ice and waters of the permafrost zone. Vodnye Resursy, No. 6, 162–170.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инж. геология, 2015, вып. 1, с. 50–72.
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C., 2015. Engineering-geological and geochemical conditions of polygonal landscapes of Bely island (Kara Sea). Inzhenernaya Geologia, Iss. 1, 50–72.
- Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Васильчук А.К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1983, вып. 52, с. 73–89.
- Vasil'chuk, Yu.K., Petrova, E.A., Vasil'chuk, A.C., 1983. Some paleogeographic features of the Holocene of Yamal. Byulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda (Bulletin of the Commission on Quaternary Period Research), Iss. 52, 73–89.
- Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 8, с. 129–134.
- Vasil'chuk, Yu.K., Trofimov, V.T., 1984. On the findings of strongly saline ice wedges. Izvestia AN SSSR, Ser. Geol., No. 8, 129–134.
- Генералов П.П., Файбусович Я.Э., Коргосова В.П., Зархидзе В.С., Красножен А.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации (нов. сер.). М-6 1:1 000 000. Лист R-(40)-42 о. Вайгач–п-ов Ямал. Карта плиоцен-четвертичных образований. СПб., Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2000.
- Generalov, P.P., Faibusovich, Ya.E., Kortosova, V.P., Zarkhidze, V.S., Krasnozhen, A.S., 2000. The state geological map of the Russian Federation (new series), Scale 1:1,000,000. Sheet R-(40)-42 Vaigach island – Yamal peninsula. Map of Pliocene – Quaternary formations. VSEGEI kartigraficheskaya fabrika, St. Petersburg.
- ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М., МНТКС, 2011, 38 с.
- GOST 25100-2011 (State Standards). Soils. Classification. MNTKS, Moscow, 2011, 38 pp.
- Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Молодков А.Н., Пушина З.В., Рекант П.В., Степанова Г.В. Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Изв. Рус. геогр. о-ва, 2013, т. 145, № 4, с. 65–79.
- Gusev, E.A., Anikina, N.Yu., Arslanov, Kh.A., Bondarenko, S.A., Derevyanko, L.G., Molodkov, A.N., Pushina, Z.V., Rekant, P.V., Stepanova, G.V., 2013. Quaternary deposits and paleogeography of Sibiriyakov island during the last 50,000 years. Izvestia Russkogo geograficheskogo obshchestva (The Russian Geographical Society Herald), Vol. 145 (4), pp. 65–79.
- Данилов И.Д. Плейстоценовые трансгрессии на севере Западной Сибири и в Печорской низменности // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоздат, 1970, с. 368–373.
- Danilov, I.D., 1970. Pleistocene transgressions in the north of Western Siberia and in the Pechora lowland, in: The Arctic Ocean and its Coast in nthe Cenozoic. Gidrometeoizdat, Leningrad, pp. 368–373. (in Russian)
- Каплин П.А. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее / П.А. Каплин, А.О. Селиванов. М., ГЕОС, 1999, 289 с.
- Kaplin, P.A., Selivanov, A.O., 1999. Sea-level Changes and Coastal Evolution in Russia: Past, Present, Future. GEOS, Moscow, 289 pp. (in Russian)
- Кулаков Ю.Н. Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности // Тр. НИИГА, 1959, т. 107, вып. 12, с. 116–126.
- Kulakov, Yu.N., 1959. Main features of geomorphology in northern part West Siberian lowland. Trudy NIIGA, 107 (12), 116–126.



- Назаров Д.В.** Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2011, 24 с.  
Nazarov, D.V., 2011. Quaternary deposits in the central part of the West-Siberian Arctic. Extended abstract of Cand. Sci. (Geogr.) thesis. St. Petersburg, 24 pp.
- Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А.** Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) // Десятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (ТИСОП): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Тюмень, Печатник, 2012, т. 3, с. 365–369.  
Oblogov, G.E., Streletskaya, I.D., Vasiliev, A.A., Gusev, E.A., Arslanov, Kh.A., 2012. Quaternary deposits and geocryological conditions of Gydan Bay (Kara Sea), in: Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost (ТИСОП): Resources and Risks of Permafrost Areas in a Changing World. Pechatnik, Tyumen, vol. 3, pp. 365–369. (in Russian)
- Орехов П.Т., Попов К.А., Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Симонова Г.В., Мелков В.Н.** Бугры пучения острова Белый в прибрежно-морской обстановке Карского моря // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 1, с. 46–56.  
Orekhov, P.T., Popov, K.A., Slagoda, E.A., Kurchatova, A.N., Tikhonravova, Ya.V., Opokina, O.L., Simonova, G.V., Melkov, V.N., 2017. Frost mounds of Bely island in the coastal marine settings of the Kara Sea. Earth's Cryosphere, XXI (1), 41–51.
- Полуостров Ямал / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, В.Г. Кудряшов, Н.Г. Фирсов, М.** Изд-во Моск. ун-та, 1975, 275 с.  
Trofimov, V.T., Badu, Yu.B., Kudryashov, V.G., Firsov, N.G., 1975. The Yamal Peninsula. MGU, Moscow, 275 pp. (in Russian)
- Романенко Ф.А., Баранская А.В., Ермолов А.А., Коккин О.В.** Низкие берега западно-арктических морей // Вопр. географии, 2015, т. 140, с. 275–306.  
Romanenko, F.A., Baranskaya, A.V., Ermolov, A.A., Kokin, O.V., 2015. Low coasts of the Western Arctic seas. Problems of Geography, 140, 275–306.
- Сакс В.Н.** Четвертичный период в Советской Арктике. 2-е изд. перераб. и доп. // Тр. Ин-та геологии Арктики. Л., Водтрансиздат, 1953, вып. 77, 627 с.  
Saks, V.N., 1953. The Quaternary period in the Soviet Arctic. Second edition (revised). Trudy Instituta geol. Arktiki. (NIGAA Proceedings), Vodtransizdat, Leningrad, Iss. 77, 627 pp.
- Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Опокина О.Л., Томберг И.В., Ходжер Т.В., Фирсова А.Д., Родионова Е.В., Попов К.А., Никулина Е.Л.** Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: геокриологическая история и изменения природных условий (Часть 3) // Криосфера Земли, 2014а, т. XVIII, № 3, с. 33–45.  
Slagoda, E.A., Kurchatova, A.N., Opokina, O.L., Tomberg, I.V., Khodzher, T.V., Firsova, A.D., Rodionova, E.V., Popov, K.A., Nikulina, E.L., 2014a. Cryostratigraphy of the first terrace in Bely island, Kara Sea: permafrost and climate history (Part 3). Earth's Cryosphere, XVIII (3), 32–43.
- Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Попов К.А., Томберг И.В., Опокина О.Л., Никулина Е.Л.** Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (Часть 2) // Криосфера Земли, 2014б, т. XVIII, № 1, с. 12–22.  
Slagoda, E.A., Kurchatova, A.N., Popov, K.A., Tomberg, I.V., Opokina, O.L., Nikulina, E.L., 2014b. Cryolithologic structure of the first terrace: microstructure and evidence of cryolithogenesis, Bely island, Kara Sea (Part 2). Earth's Cryosphere, XVIII (1), 12–22.
- Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В., Орехов П.Т.** Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (Часть 1) // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 11–21.  
Slagoda, E.A., Leibman, M.O., Khomutov, A.V., Orekhov, P.T., 2013. Cryolithologic construction of the first terrace at Bely island, Kara sea (Part 1). Earth's Cryosphere, XVII (4), 11–21.
- Соколов В.Н.** Северная часть Западно-Сибирской низменности // Четвертичные отложения Советской Арктики / Под ред. В.Н. Сакса, С.А. Стрелкова, М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 61–80.  
Sokolov, V.N., 1959. Northern part of the West-Siberian lowland, in: Saks, V.N., Strelkov, S.A. (Eds.). Quaternary deposits of the Soviet Arctic. Gosgeotekhizdat, Moscow, pp. 61–80. (in Russian)
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В.** Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жилых льдов // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 98–106.  
Streletskaya, I.D., Vasiliev, A.A., Oblogov, G.E., Tokarev, I.V., 2015. Reconstruction of paleoclimate of Russian Arctic in the Late Pleistocene–Holocene on the basis of isotope study of ice wedges. Earth's Cryosphere, XIX (2), 86–94.
- Bauch, H.A., Mueller-Lupp, T., Taldenkova, E., et al.** Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planet. Change, 2001, vol. 31, p. 125–139.
- Forman, S.L., Ingolfsson, O., Gataullin, V., et al.** Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quatern. Res., 2002, vol. 57, p. 355–370.
- Johnston, P., Lambeck, K.** Postglacial rebound and sea level contributions to changes in the geoid and the Earth's rotation axis // Geophys. J. Intern., 1999, vol. 136, p. 537–558.
- Polyakova, Y., Stein, R.** Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quatern. Res., 2004, vol. 62, p. 256–266.

Поступила в редакцию  
15 декабря 2016 г.