

# МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

## ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

# ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

**№ 4 (98)** 

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург ААНИИ 2013

### Главный редактор

д-р геогр. наук, профессор И.Е. Фролов (ААНИИ)

### Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук А.И.Данилов (зам. главного редактора)

канд. геогр. наук И.В.Бузин

(ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: buzin@aari.ru)

А.А.Меркулов

(секретарь, тел. (812) 337-3135, e-mail: aam@aari.ru)

д-р геогр. наук Г.В.Алексеев (ААНИИ)

канд. физ.-мат. наук Л.П.Бобылев (Фонд Нансен-центр)

д-р геогр. наук В.С.Вуглинский (ГГИ)

канд. геол.-минерал. наук Г.Э.Грикуров (ВНИИОкеангеология)

д-р геогр. наук З.М.Гудкович (ААНИИ)

д-р геогр. наук Г.К.Зубакин (ААНИИ)

д-р геол.-минерал. наук В.Л.Иванов (ВНИИОкеангеология)

д-р физ.-мат. наук В.М.Катцов (ГГО)

канд. геогр. наук В.Я.Липенков (ААНИИ)

канд. техн. наук В.А.Лихоманов (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук А.П.Макштас (ААНИИ)

канд. биол. наук А.В.Неелов (ЗИН РАН)

д-р геогр. наук А.Ю.Прошутинский (Woods Hole Oceanographic Institute, USA)

канд. геогр. наук В.Ф.Радионов (ААНИИ)

д-р философии, Д.Рэйно (Centre national de la recherche scientifique, France)

д-р физ.-мат. наук В.А.Рожков (СПбГУ)

д-р геогр. наук Л.М.Саватюгин (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук Л.А. Тимохов (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев (ААНИИ)

## ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (98)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций В соответствии с решением Президиума Высшей аттестационной комиссии Минобрнауки России от 19 февраля 2010 года № 6/6 журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук.

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

```
70279 - на год
```

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода) 70278 – для предприятий и организаций (на полгода)

Литературный редактор: Е.В.Миненко

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ ААНИИ), 2013

# СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.П.Нагурный, А.П.Макштас, В.Т.Соколов.</i> Результаты измерения концентрации метана в приледном слое атмосферы на дрейфующей ледовой станции СП-39 (2011–2012 гг.) – повышенный фон концентрации метана
И.А.Мельников, Т.Н.Семенова. Характеристика криопелагической фауны современного морского ледяного покрова Центрального Арктического бассейна 14
В.Н.Смирнов, Л.В.Панов, В.Т.Соколов. Динамика процесса разлома дрейфующего ледяного поля станции «Северный полюс-38»
<i>А.А.Намятов, И.А.Семерюк</i> . Применение параметра δ <sup>18</sup> О для анализа происхождения водных масс на примере моря Лаптевых
<i>Е.А.Гусев, П.В.Рекант, Д.Ю.Большиянов, Р.В.Лукашенко, А.О.Попко.</i> Псевдогляциальные структуры подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) и континентальной окраины Восточно-Сибирского моря 43
<i>Л.А.Тимохов, И.М.Ашик, С.А.Кириллов, В.Ю.Карпий, Н.В.Лебедев, В.Т.Соколов.</i> Термохалинное состояние поверхностного слоя Северного Ледовитого океана в 2012 г. и тенденции наблюдаемых изменений
<i>Н.В.Горюнова, В.П.Шевченко.</i> Новые данные о распределении и вещественном составе нано- и микрочастиц в снеге Арктики
П.В.Рекант, Е.С.Миролюбова, И.А.Андреева, Л.С.Смирнова. Сравнительный анализ минеральных ассоциаций донных отложений прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова и поднятия Менделеева как один из критериев оценки источников обломочного материала
В.Г.Дмитриев. Полуэмпирический метод оценки экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов 96
СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ
<i>А.А.Дмитриев, Ю.А.Горбунов.</i> Ледово-гидрологические патрули в российских арктических морях

# CONTENTS

<i>A.P.Nagurny, A.P.Makshtas, V.T.Sokolov.</i> Measurement of the concentration of methane in the under-ice layer of the atmosphere on a drifting ice station "North Pole - 39" (2011–2012 y.) – Increased background concentrations of methane
<i>I.A.Melnikov, T.N.Semenova.</i> Cryopelagic fauna of recent sea-ice cover of the Central Arctic ocean
<i>V.N.Smirnov, L.V.Panov, V.T.Sokolov.</i> Dynamics of the fracture process of the drifting ice field of the station "North Pole-38"
<i>A.A.Namyatov, I.A.Semeryuk.</i> The delta <sup>18</sup> O values as tracer of water masses formation by example of the Laptev Sea
<i>E.A.Gusev, P.V.Rekant, D.Yu.Bolshiyanov, R.V.Lukashenko, A.O.Popko.</i> Pseudoglacial structures of Mendeleev rise seamounts (Arctic Ocean) and East Siberian continental margin
L.A. Timokhov, I.M.Ashik, S.A.Kirillov, V.Yu.Karpiy, N.V.Lebedev, V.T.Sokolov. The termohaline state of surface layer in the Arctic Ocean in 2012 and the tendencies of observed changes
<i>N.V.Goryunova, V.P.Shevchenko.</i> New data on spatial distribution and composition of nano- and microparticles in the Arctic snow
<i>P.V.Rekant, E.S.Mirolubova, I.A.Andreeva, L.S.Smirnova.</i> Mineralogy of the bottom sediment from Lomonosov Ridge and Mendeleev Rise as a possible proxy to evaluation of the source rock
<i>V.G.Dmitriev.</i> Semiempirical approach to ecological risk assessment for marine and coastal zones in Arctic
PAGES OF HISTORY
A.A.Dmitriev, Yu.A.Gorbunov. Ice and hydrological patrols in Russian Arctic Seas 104

УДК 551.510.41

Поступила 12 сентября 2013 г.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА В ПРИЛЕДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ ЛЕДОВОЙ СТАНЦИИ СП-39 (2011–2012 гг.) – ПОВЫШЕННЫЙ ФОН КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА

канд. физ.-мат. наук А.П.НАГУРНЫЙ, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС, нач. ВАЭ В.Т.СОКОЛОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: nagurny@aari.ru, maksh@aari.ru, svt@aari.ru

Фоновые значения концентрации метана в приледном слое атмосферы центральной части Северного Ледовитого океана оказались выше концентрации на станциях мониторинга парниковых газов, расположенных на прилегающих частях суши. Отмечается сезонный ход изменения кониентрации метана, имеющий характер двух режимов. Один с повышенным фоновым значением во время полярной ночи и второй с пониженным фоновым значением с наступлением полярного дня. В среднемесячных значениях максимум концентрации приходится на март – апрель, достигая значения 1,966 млн<sup>-1</sup>. В масштабах внутрисуточных изменений концентрации метана на станции «Северный полюс-39» отмечаются изменения на частотах полусуточного прилива и внутренних волн, что свидетельствует о существовании источников метана, расположенных на нижней границе льда и в его толще. Приливные движения воды деформируют морской лед, регулируя газообмен между приледным слоем атмосферы и верхгним слоем океана. Предложен ряд механизмов, описывающих природу источников и стоков метана в иентральной части Северного Ледовитого океана. Оиенка максимально возможного количества метана, поступающего в атмосферу из Северного Ледовитого океана в среднем за год, дает величину 2,7 Мт/год, что составляет 30 % общего количества метана, поступающего в атмосферу из Мирового океана.

*Ключевые слова:* метан, приледный слой атмосферы, дрейфующая ледовая станция, Северный Ледовитый океан.

### введение

Последние несколько десятилетий осуществляются регулярные наблюдения за изменчивостью концентрации метана в приземном слое арктической атмосферы на станциях мониторинга парниковых газов, расположенных вблизи Северного Ледовитого океана. Измерения показали наличие значительных сезонных изменений концентраций метана в северной полярной области. Отмечаются эпизодические выбросы метана в нижний слой атмосферы шельфовых морей Лаптева и Восточно-Сибирского величиной 6–8 млн<sup>-1</sup> [Шахова и др., 2007; Shahova et al., 2010], а также вблизи материкового склона Северного Ледовитого океана (СЛО) величиной 4 млн<sup>-1</sup> [Нагурный, Макштас, 2011]. Источником таких выбросов может быть разрушение газогидратов в зоне трансгрессии арктических вод вдоль побережья СЛО, что подтверждается измерениями растворенного метана в шельфовой зоне арктических морей. Выбросы метана в атмосферу в области материкового склона СЛО могут быть связаны с эрозией осадочных пород, содержащих газогидраты. Например, в результате действия мутьевых (аналог селевых) потоков, вызванных неустойчивостью склоновых течений, а также геологической активностью в зоне больших перепадов глубин. В настоящей статье представлены результаты измерений концентрации метана, проведенных на дрейфующей ледовой станции СП-39 в 2011–2012 гг. в центральной части СЛО и осуществленных с помощью более точного измерительного прибора, чем тот, что использовался ранее на станции СП-36 в 2009–2010 гг. [Нагурный, Макштас, 2011].

### МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ

Для измерения концентраций метана в приледном атмосферном воздухе применялся газоанализатор метана HORIBA «АРНА-370». Это углеводородный монитор, использующий селективный метод сгорания и метод пламенной водородной ионизации. Когда углеводороды поступают в зону пламени горящего водорода, из-за высокой температуры в зоне горения ионизируются атомы углеводородов. Если в течение этого времени на двух электродах, расположенных в зоне пламени, создается постоянное напряжение, то между ними протекает ионный ток, величина которого пропорциональна количеству углеводородных ионов. Этот ток пропускается через высокоомный резистор, на котором измеряется напряжение, эквивалентное общей концентрации углеводорода. В «АРНА-370» перед измерениями метана выполняется фильтрация всех неметановые углеводороды (этан, бутан, пропан).

Таблица 1

#### Основные технические характеристики прибора «АРНА-370»

Предел обнаружения	0,022 млн <sup>-1</sup>
Линейность	±1 % от полной шкалы прибора
Дрейф нуля	меньше порога чувствительности в сутки
	на нижнем диапазоне
Время отклика	в пределах 60 с на нижнем диапазоне
Скорость потока образца газа	0,9 л/мин

«АРНА-370» является прибором, для работы которого необходим генератор водорода, в качестве которого использовался DBS «Hydrogen Generator PGH2 100». Прибор градуировался поверочным газом (азот плюс метан), содержащим метан концентрацией в 9,1 млн<sup>-1</sup>. Данный поверочный газ соответствовал технологическому регламенту 6-16-2956-92. Паспорт № 12901 на поверочную газовую смесь был выдан ВНИИМ им. Д.И.Менделеева. Также осуществлялась калибровка газом с нулевой концентрацией метана. Как видно из табл. 1, предел обнаружения равен утроенному значению среднеквадратического отклонения в течение периода регистрации и осреднения, что соответствует точности определения концентрации в интервале ± 0,0144 млн<sup>-1</sup> с вероятностью 95 %.

## РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Ледовая станция «Северный полюс-39» дрейфовала над западной частью Канадской котловины вблизи поднятия Альфа, смещаясь в направлении острова Элсмери (Канада), не достигая материкового склона Канадского шельфа. С момента открытия станции (30 сентября 2011 г.) общий дрейф составил 1730 км, генеральный дрейф 570 км. В течение дрейфа станция не покидала центральной части СЛО.



Рис 1. Среднесуточные значения концентрации метана в приледном слое атмосферы на ледовой дрейфующей станции «Северный полюс-39» в период с 01.10.2011 по 07.09.2012.

Регулярные наблюдения концентрации метана проводились в период с 01.10.2011 по 07.09.2012 в непрерывном режиме с минимальным периодом осреднения 3 минуты. Забор атмосферного воздуха производился в пяти метрах от метеорологической лаборатории на высоте 1,5 м. Общее количество дней наблюдений – 332. На рис. 1 представлены среднесуточные значения концентрации метана за весь период наблюдений.

Максимальное значение концентрации метана по данным трехминутного осреднения было зафиксировано 1.05.2012 и составило 2,032 млн<sup>-1</sup>. Минимальное значение концентрации наблюдалось 31.05.2012 и составило 1,685 млн<sup>-1</sup>. Среднее значение концентрации метана в приледном слое за весь период наблюдений – 1,925 млн<sup>-1</sup>.

Как видно из рис. 1, можно выделить два режима фонового значения метана. Первый, с высоким значением концентрации (1,940 млн<sup>-1</sup>), соответствует времени полярной ночи (с ноября по март), а второй с меньшим значением концентрации (1,893 млн<sup>-1</sup>) соответствует полярному дню (с мая по сентябрь). Переход от одного режима к другому занимает один месяц – с середины апреля по середину мая. Разность этих фоновых значений составляет 47 млрд<sup>-1</sup>.

Анализ внутрисуточных изменений показал, что наблюдаются колебания с периодом, близким к полусуточному приливу (рис. 2*a*), а также его гармоники с шестичасовым периодом (рис.  $2\delta$ ). Размах изменения концентрации метана на частоте полусуточного прилива достигает значения 40 млрд<sup>-1</sup>. Для оценки присутствия океанических приливов в момент их проявления в изменчивости концентрации метана использовались данные GPS-наблюдения за координатами движения станции (при этом предполагается, что дрейф станции отслеживает движение вод). Анализ данных подтверждает присутствие полусуточного прилива в случае, представленном на рис. 2a, и наличие шестичасовой гармоники в случае, представленном на рис 2b. На рис. 26 отмечаются более короткие колебания с периодом 20 минут, что характерно для внутренних волн, распространяющихся в верхнем распресненном слое СЛО. Этот слой хорошо развит в летнее время, когда тает морской лед. На станции СП-39 лед начал интенсивно таять в начале июня. В это время температура воздуха приняла устойчивое значение – 0 °C. Колебания воды различных масштабов вызывают деформации морского льда, что способствует развитию трещин, разводий, каналов в ледовом покрове, облегчая или затрудняя (при сжатии льда) газообмен между приледным слоем атмосферы, верхним слоем воды и нижней границей морского льда.



Рис. 2. Внутрисуточные изменения концентрации метана в приледном слое атмосферы на дрейфующей станции «Северный полюс-39»: *a* – 20.06.2012 г.; *б* – 07.04.2012 г.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Проявление колебаний концентрации метана в приледном слое атмосферы на частоте океанических приливов и внутренних волн верхнего слоя океана свидетельствует о том, что источники метана находятся вблизи нижней границы ледяного покрова и в самом льду и не связаны с возможной атмосферной адвекцией метана с континента и островов, прилегающих к СЛО.

Сравнение внутригодовой изменчивости среднемесячных значений концентрации метана за 2012 г. на станциях мониторинга парниковых газов (<u>www.esrl.noaa.gov</u>), расположенных вблизи СЛО, с данными измерений на дрейфующей ледовой станции СП-39 показало (рис. 3), что все среднемесячные значения концентрации метана на станциях мониторинга меньше, чем на дрейфующей станции. Для наглядности сезонного хода на станции СП-39 были представлены данные (октябрь, ноябрь и декабрь) за 2011 г. (см. рис. 3). На станции Барроу отмечаются значения концентрации метана, наиболее близкие к соответствующим величинам, измеренным на дрейфующей станции, но и они оказались меньше для всех среднемесячных значений. В момент максимума концентрации метана на ледовой станции превышение концентрации относительно станции Барроу составило 60 млрд<sup>-1</sup> в среднемесячных величинах. На всех станциях мониторинга и особенно на дрейфующей станции в центральной части СЛО прослеживается сезонный ход с максимумом размаха среднемесячных величин на станции СП-39 величиной 79 млрд<sup>-1</sup>.

Этот результат можно объяснить существованием источников метана в верхнем слое воды и на нижней границе морского льда, а также в самой толще льда. Адвекция



Рис. 3. Изменение среднемесячных значений концентрации метана в приледном слое атмосферы на дрейфующей станции «Северный полюс-39» (сплошная, верхняя кривая), Барроу (пунктир, средняя кривая), Цепелин (пунктир с точкой, нижняя кривая).

метана в пограничном слое атмосферы, в данном случае, может быть направлена только в сторону континентов, окружающих СЛО, по крайней мере, на среднемесячных и среднегодовых масштабах осреднения.

Возникает вопрос: какова природа этих источников? Возможно, что эти источники связаны с геологической активностью дна и глубоководных хребтов или разрушением газогидратов на дне океана. Опыт измерений концентрации метана в Восточно-Сибирском море, море Лаптевых и на дрейфующей станции СП-36 [Шахова и др., 2007; Нагурный, Макштас, 2011] показал, что эти источники генерируют выбросы метана амплитудой 4–8 млн<sup>-1</sup>. Эти выбросы носят характер импульсов и не связаны непосредственно с устойчивым повышением фонового значения концентрации метана в центральной части СЛО с хорошо выраженным сезонным ходом (рис. 3). Для геологических факторов, так же как и для океанической адвекции растворенного метана, сезонный ход не является типичным.

Одним из возможных факторов, способных объяснить особенности изменения концентрации метана в центральной части СЛО, является биологическая активность в морском ледяном покрове [Савичев и др., 2001; Мельников, 2005; Леин, Иванов, 2009]. Биологическая активность в морском льду наблюдалась давно, но о ее масштабах в целом для СЛО известно немного. Особенно большой продуктивностью обладают так называемые инфильтрационные льды, которые имеют небольшую толщину и подвержены большой сезонной изменчивости. В таких льдах, притопленных снежным покровом, морская вода поднимается по капиллярам и трещинам к границе лед-снег. Здесь, в условиях, когда фотосинтез еще не закончился, а температура близка к 0 °C, образуется большое количество водорослей (бурые льды), масса которых намного превышает массу биологических продуктов в подледном слое [Мельников, 2005]. Современные исследования, проводимые на основе непосредственных погружений к нижней поверхности морского льда и подробного гидрохимического анализа вод (для оценки условий развития различных форм микрофлоры и микрофауны, т.е. наличия растворенного кремния, фосфора, кислорода и т.п.), дают основание предполагать существование значительной биологической продуктивности. Причем отмечается ее увеличение в последнее время, вследствие потепления Арктики и уменьшения средней толщины морского льда [Мельников, 2005; Нагурный, 2009].

В полярную ночь на нижней границе морского льда и в его толще, т.е. в условиях дефицита растворенного кислорода и отсутствия фотосинтеза, преобладают процессы микробной генерации метана, в то время как процессы микробного окисления ослаблены. Происходит нечто зеркальное сибирским озерам и болотам, когда роль дна играет нижняя граница морского льда. Росту концентрации метана может способствовать устойчивая стратификация пограничного слоя полярной атмосферы, достигающая максимума в марте [Nagurny, 1995]. Развитый инверсионный пограничный слой ослабляет вертикальное перемешивание метана. Для исследования термической структуры нижнего километрового слоя атмосферы на станции СП-39 использовался метеорологический температурный профилемер МТП-5Р. Анализ профилей температуры показал [Научно-технический отчет, 2012], что инверсионный слой постоянно присутствовал в холодный период времени, периодически усиливаясь или ослабляясь. Его высота составляла от ста до восьмисот метров. Летом, в результате радиационного прогрева подстилающей поверхности, инверсий практически не наблюдалось.

С наступлением полярного дня (апрель) начинают действовать процессы фотосинтеза. Также, благодаря насыщению верхнего слоя океана талыми водами, обогащенными кислородом, усиливаются процессы подледной микробной метанотрофии усиливаются. Следует отметить, что в Мировом океане более 80 % метана окисляется микроорганизмами [Леин, Иванов, 2009]. В экспериментах с радиоактивным метаном в природных экосистемах микробный процесс окисления метана происходит при температурах, близких к 0 °С, т.е. температуре таяния поверхности льда [Леин, Иванов, 2009]. Появление больших участков открытой воды в летний сезон усиливает процессы поглощения метана из атмосферы. Поглощение происходит распресненными талыми водами, которые не могут быть изначально насыщены метаном по природе своего происхождения.

Сток метана происходит и в приледном слое атмосферы в результате фотохимических процессов, которые особенно активизируются в присутствии прямых солнечных лучей. Не обладая высокой реактивной способностью, молекулы метана взаимодействуют с активными молекулами гидроксила ОН, атомами возбужденного кислорода и атомами галогенов Cl, Br и др. в реакции замещения углерода в молекуле метана [Кароль, Киселев, 2004]. Избыток галогенов характерен для верхних слоев океана с его высокой соленостью и биологическими продуктами. Атомы галогенов неизбежно попадают в приледный слой атмосферы при деформациях льда и обрушении ветровых волн на открытых участках воды [Нагурный, 1989]. Если иметь в виду резкий переход в режиме изменения концентрации метана (рис. 1), когда падение концентрации начинается с началом полярного дня, но раньше времени интенсивного таяния морского ледяного покрова (июнь), то следует признать важность фотохимических процессов в балансе изменения количества метана в приледном слое атмосферы. Необходимо учитывать также, что при низком расположении солнца над ледяным покровом с очень высоким альбедо интенсивность коротковолновой радиации может быстро возрастать (переоблучение пограничного слоя атмосферы).

В результате процессов микробного окисления метана выделяется много тепла  $(814 \text{ кДж} \text{ на моль O}_2)$ , так что летом, когда эти процессы наиболее значительны, тепло может расходоваться на таяние морского льда, влияя на его толщину и изменяя как сроки начала его таяния, так и его образования.

Можно попытаться оценить количество метана, поступающего в атмосферу в пределах площади морского ледового покрова СЛО в среднегодовом масштабе. Если допустить, что превышение среднегодового значения концентрации метана в СП-39 (1925 млрд<sup>-1</sup>) относительно концентрации среднегодового значения на ближайшей станции на суше – Барроу (1896 млрд<sup>-1</sup>) обусловлено генерацией метана из СЛО, то соответствующая величина превышения (разность среднегодовых величин 29 млрд<sup>-1</sup>/ год) дает количественную оценку интенсивности поступления метана из СЛО в год. Поскольку концентрация газа, выраженная в единицах (млрд<sup>-1</sup>), является отношением смеси (т.е. на каждый миллиард частиц воздуха приходится 29 молекул метана), то, зная массу атмосферы над среднегодовой площадью морского льда, можно определить массу метана, эквивалентную превышению его концентрации за весь среднегодовой цикл. Среднегодовая площадь морского льда СЛО в 2012 г. равна примерно 9·10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>, тогда соответствующая масса атмосферы над ней составит 9,351585·10<sup>13</sup> т. Эта масса, разделенная на миллиард и умноженная на 29, дает оценку количества метана величиной 2,7 Мт/год. При этом использовалось предположение о том, что концентрация метана, измеренная в приледном слое атмосферы, сохраняется в целом для всей атмосферы над СЛО, что представляется не совсем корректным для малых временных масштабов. Но для среднегодового периода, благодаря длительному макротурбулентному перемешиванию, это допущение возможно. Полученную величину следует считать верхней (максимальной) оценкой поступления количества метана из СЛО. Она является довольно внушительной, если учесть, что весь Мировой океан поставляет метан в атмосферу в количестве 10 Мт/год [Кароль, Киселев, 2004]. Таким образом, можно предположить, что морской лед, как плавучая платформа, в которой находится значительной количество биомассы, является важным источником метана в общем балансе его генерации из Мирового океана.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фоновые значения концентрации метана в приледном слое атмосферы центральной части Северного Ледовитого океана оказались выше концентрации на станциях мониторинга парниковых газов, расположенных на прилегающих частях суши.

Отмечается сезонный ход изменения концентрации метана, имеющий характер двух режимов. Один с повышенным фоновым значением во время полярной ночи и второй с пониженным фоновым значением с наступлением полярного дня. Переход от одного режима к другому осуществляется сравнительно быстро (апрель-май).

Максимум значения концентрации метана при трехминутном осреднении (2,032 млн<sup>-1</sup>) наблюдался 1.05.2012. В среднемесячных значениях максимум концентрации приходится на март–апрель, достигая значения 1,966 млн<sup>-1</sup>.

В масштабах внутрисуточных изменений концентрации метана на станции «Северный полюс-39» отмечаются изменения на частотах полусуточного прилива и внутренних волн в верхнем слое океана. Это может свидетельствовать о существовании приледных источников метана, а также источников, расположенных на нижней границе льда и в его толще. Приливные движения воды деформируют морской лед, регулируя газообмен между приледным слоем атмосферы и океаном.

Предложен ряд механизмов, описывающих природу источников и стоков метана в центральной части Северного Ледовитого океана. К ним относятся генерация метана с помощью микроорганизмов, содержащихся в толще морского льда и на его нижней границе. Этот процесс преобладает в период полярной ночи. Стоковые процессы связаны с фотохимическим разрушением метана в приледном слое атмосферы, микробной метанотрофией (окислением) во льду и верхнем слое воды, а также поглощением метана из атмосферы, распресненными талыми водами. Стоковые процессы усиливаются преимущественно в период полярного дня.

Оценка максимально возможного количества метана, поступающего в атмосферу из Северного Ледовитого океана в среднем за год, благодаря биопродуктивности морского льда и подледного слоя воды, а также, возможно, других источников (газогидраты, геологическая активность), дает величину 2,7 Мт/год, что составляет, примерно, 30 % общего количества метана, поступающего в атмосферу из Мирового океана.

Авторы выражают признательность метеорологам ледовой дрейфующей станции «Северный полюс-39» С.В.Гущину, И.И.Разинкову и В.Ю.Кустову за техническое обслуживание прибора и качественные наблюдения, проделанные в сложных условиях ледового дрейфа и полярной ночи. Авторы благодарны также сотруднику Арктического и антарктического научно-исследовательского института Г.Н.Войнову за проведение расчетов приливных характеристик по данным измерения координат станции.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кароль И.Л., Киселев А.А. Атмосферный метан и глобальный климат // Природа. 2004. № 7. С. 47–52.

Леин А.Ю., Иванов М.В. Биохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

Мельников И.А. Экосистемы морского льда и верхнего слоя океана в условиях глобальных изменений в Арктике // Биология моря. 2005. Т. 30. Вып. 1. С. 3–10.

Нагурный А.П. Деформации морского льда как источник приледного аэрозоля по данным экспедиции на атомном ледоколе «Сибирь» (май–июнь,1987 г.) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 3. С. 582–584.

Нагурный А.П., Макитас А.П. Измерение выбросов метана в приледный слой атмосферы на дрейфующей ледовой станции «Северный полюс-36» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 1 (87). С. 22–28.

*Нагурный А.П.* Климатические тенденции в изменении толщины многолетнего морского льда в Арктическом бассейне (1970–2005 гг.) // Метеорология и гидрология. 2009. № 9. С. 72–78.

Научно-технический отчет о работе научно-исследовательской дрейфующей станции «Северный полюс-39» (октябрь 2011 – сентябрь 2012 г.) / Под ред. В.Т.Соколова. СПб., 2012. С. 17–185.

Савичев А.С., Русанов И.И., Мицкевич И.Н., Байрамов И.Т., Леин А.Ю., Лисицин А.П. Особенности биохимических процессов кругооборота углерода в водной толще, донных осадках, ледовом и снеговом покрове Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный Мир, 2001. С. 394–409.

Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Салюк А.Н., Бельчева Н.Н., Космач Д.А. Аномалии метана на шельфе Арктических морей России // Исследования морских экосистем и биоресурсов / Под ред. В.П.Челомина. М.: Наука, 2007. Кн. 2. С. 353–364.

*Nagurny A.P.* Space-time distribution of temperature inversions in the Arctic atmospheric boundary layer // Annales Geophysical. 1995. Vol. 13. P. 1087–1092.

*Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson Ö.* Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf// Science. 2010. Vol. 327. P. 1246–1250.

### A.P.NAGURNY, A.P.MAKSHTAS, V.T.SOKOLOV

# MEASUREMENT OF THE CONCENTRATION OF METHANE IN THE UNDER-ICE LAYER OF THE ATMOSPHERE ON A DRIFTING ICE STATION "NORTH POLE-39" (2011–2012 y.) – INCREASED BACKGROUND CONCENTRATIONS OF METHANE

The background concentrations of methane in the under-ice layer of the atmosphere of the central part of the Arctic Ocean were higher concentrations at the monitoring stations of greenhouse gas emissions, located on the adjacent parts of the land. Marked seasonal variation of the concentration of methane, which has the nature of the two regimes. One with a high background value during the polar night and the second with low background value with the onset of the polar day. In the scale of daily changes in the concentration of methane in the station "North Pole-39" marked changes in the frequencies of the semi-diurnal tide and internal waves which indicates the existence of under-ice methane sources and sources located at the lower border of ice and its thickness. The tidal movement of the water deforms sea ice, adjusting the exchange of gases between the atmosphere and the under-ice layer of the Arctic Ocean. A number of mechanisms that describe the nature of the sources and sinks of methane in the central part of the Arctic Ocean. Estimate the maximum possible amount of methane released into the atmosphere from the Arctic Ocean to the average for the year, gives a value of 2,7 Mt / year, about 30 % of the total amount of methane to the atmosphere of the oceans.

Keywords: methane, background layer of the atmosphere, ice drifting station, Arctic ocean.

УДК 593.16

Поступила 22 августа 2013 г.

# ХАРАКТЕРИСТИКА КРИОПЕЛАГИЧЕСКОЙ ФАУНЫ Современного морского ледяного покрова центрального арктического бассейна

д-р биолог. наук И.А.МЕЛЬНИКОВ, науч. comp. T.H.CEMEHOBA Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, migor39@yandex.ru

Выполнено исследование видового состава криопелагической фауны в околополюсном районе Северного Ледовитого океана в период работ Панарктической ледовой дрейфующей экспедиции в 2007–2011 гг. Горизонтальные сборы фауны с нижней поверхности льда, проводившиеся водолазным методом, сопровождались вертикальными сетными ловами планктона в слое 50–0 м для идентификации постоянных и временных обитателей криобиологического биоценоза. Общий список идентифицированных животных насчитывает 29 таксономических единиц, среди которых 20 выявлено на поверхности льда и 24 – в водном слое 50–0 м. Сходство между фаунами двух рассматриваемых групп по индексу Соренсена составляет 0,5. Выявлено заметное различие в качественном и количественном составе криопелагической фауны за пятилетний период наблюдений. Фауна в 2007–2011 гг. была бедна и малочисленна: отмечены только 5 видов, из которых амфипода Apherusa glacialis и циклопоида Oithona similis встречались ежегодно, а каланоиды Metridia longa, Pseudocalanus minutus и циклопоида Oncaea borealis были встречены по одному разу. Выявлено заметное различие в видовом составе биологических сообществ, связанных с обитанием на нижней поверхности льда в 70-80-х годах прошлого века и в настоящем исследовании: из 10 видов беспозвоночных – амфиподы A. glacialis, Gammarus wilkitzkii, Gammaracanthus loricatus, Metopa Af. wiesci, Neupleustes sp., Pseudalibrotus nanseni, мизиды Mysis polaris, гарпактикоиды Tisbe furcata, копеподы Jaschnovia johnsoni (=J. brevis) и полихеты Antionella sarsi – постоянные массовые представители фауны в этом биотопе в 1977–1981 гг., в исследовании 2007–2009 гг. встречены только A. glacialis, G. wilkitzkii и T. furcata, причем два последних вида были отмечены только один раз за весь период наблюдений. Выявленные различия в составе криопелагической фауны, по нашему мнению, можно связать со сменой доминирования многолетних льдов сезонными льдами в современном ледяном покрове Центрального Арктического бассейна. После потери физического субстрата, связанного с деградашей многолетнего льда, большинство животных ледовой экологической группировки, вероятно, не смогли быстро перейти от связанного со льдом типа обитания к планктонному образу жизни, требующему, вероятно, длительного времени для адаптации к новой среде.

*Ключевые слова:* Центральный Арктический бассейн, морской лед, криофауна, планктон, численность, биомасса.

### введение

Морской лед играет важную роль в поддержании стабильности состава биоты и структуры экосистемы пелагиали Северного Ледовитого океана (СЛО) и, особенно, его центральной части – Арктического бассейна. В последнее десятилетие наметился четкий тренд в сторону уменьшения его площади, и в настоящее время

она составляет около 50 % площади бассейна в период минимального развития льда в сентябре [Алексеев, 2003; Гудкович и др., 2005; Фролов и др., 2009; Alekseev et al., 2007]. Сокращение ледяного покрова приводит, соответственно, к появлению в бассейне равного по площади свободного ото льда водного пространства. На основании аэрокосмических наблюдений установлено перестроение в качественном и количественном составе ледяного покрова СЛО, проявляющееся в уменьшении доли многолетних и соответствующем увеличении доли сезонных льдов [Alekseev et al., 2007; Comiso and Parkinson, 2004; Haas et al., 2010]. Поскольку функциональные особенности экосистемы многолетнего и сезонного льда заметно различаются [Мельников, 2008], то можно предполагать возможные изменения в составе биологических сообществ, обитающих в этих различных ледовых средах. Прежде всего это касается видового состава криопелагической фауны. По А.П.Андрияшеву [Андрияшев, 1967], это разнообразная группа беспозвоночных и рыб, биотопически связанная с ледовым субстратом на границе раздела лед–вода.

Видовой состав и структура криопелагических сообществ многолетнего льда СЛО были достаточно подробно исследованы на материалах, полученных в Центральном Арктическом бассейне на дрейфующих станциях «Северный полюс-22, 23, 24» в 1977–1981 гг. [Мельников, 1984, 1989; Мельников, Куликов, 1980; Melnikov, 1989]. Характерной особенностью состава криопелагической фауны многолетнего льда является одновременное существование животных двух различных экологических группировок: автохтонной и аллохтонной. Первая включает беспозвоночных животных, главным образом амфипод, жизненный цикл которых постоянно связан с поверхностью льда, а вторая – временных обитателей, в основном планктонных копепод, появление которых у льда чаще всего связано с сезонными миграциями животных с глубины к поверхности, где происходит их размножение и рост в автотрофный период развития экосистемы морского льда. Видовой состав автохтонной группировки криопелагической фауны устойчиво сохраняется в географических масштабах СЛО, и различия наблюдаются лишь в составе аллохтонной группы, в зависимости от видового состава планктона того места, где находился в тот момент лед, например, на акватории мелководных арктических морей или глубоководного Арктического бассейна [Мельников, 1989].

Однако до сих пор нет данных о видовом составе криопелагической фауны сезонных льдов, формирующихся на открытой воде в зимний период. Можно предположить, что их состав будет определяться в первую очередь планктонной фауной верхнего подледного слоя воды того географического района СЛО, где этот лед образуется. Принимая во внимание заметное возрастание доли сезонных льдов, важно оценить их роль в формировании качественного и количественного состава криопелагической фауны в современном морском ледяном покрове центральных районов СЛО, что стало целью настоящего исследования.

# МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу исследования положены сборы криопелагической и планктонной фауны в околополюсном районе СЛО в период дрейфа Панарктической ледовой экспедиции (ПАЛЭКС) в 2007–2011 гг. [URL: www.paicex.ru] (рис. 1).

Отбор проб криопелагической фауны проводили во время водолазных погружений под ровным недеформированным льдом через специально оборудованную для водолазных работ лунку, используя сачок с входным отверстием 40×20 см и



Рис. 1. Дрейф Панарктической ледовой экспедиции в 2007–2011 гг. в околополюсном районе СЛО. Время и координаты отбора проб приведены в табл. 1.

фильтрующим конусом из капронового сита с размером ячеи 150 мкм. Лов протяженностью 25 м осуществлялся по нижней поверхности льда так, чтобы выдыхаемый водолазом воздух не попадал на облавливаемую поверхность. Для этих целей сачок максимально удалялся от водолаза в момент лова. Протяженность лова оценивалась по длине маркированного страховочного фала, выпускаемого от границы лунки к водолазу. После окончания лова входное отверстие сачка перекрывали и пробу поднимали на поверхность.

Горизонтальные сборы фауны с поверхности льда сопровождались вертикальными ловами планктона для учета влияния последнего на состав криопелагической фауны. Вертикальные ловы проводили сетью Джеди с диаметром входного отверстия 37 см и фильтрующим конусом из капронового сита с размером ячеи 150 мкм в специально оборудованной палатке с лебедкой, обеспечивающей подъем сети со скоростью 0,5 м/с. Во всех случаях ловы выполнялись тотально без замыкания сети по горизонтам в соответствии с вертикальным распределением гидрофизических характеристик водных масс в районе проведения экспедиций.

Таблица 1

Гол		Криофауна	l	Планктон				
Дата Широта Долгота		Дата	Широта	Долгота				
2007	25.04	88° 58' с.ш.	10° 03' з.д.	22.04	89° 09' с.ш.	0° 49' в.д.		
2008	03.04	88° 52' с.ш.	10° 31' в.д.	05.04	88° 34' с.ш.	16° 02' в.д.		
2009	07.04	89° 46' с.ш.	46° 17' в.д.	07.04	89° 46' с.ш.	46° 17' в.д.		
2010	07.04	89° 24' с.ш.	119° 22' в.д.	03.04	89° 27' с.ш.	88° 57' в.д.		
2010	09.04	89° 12' с.ш.	129° 45' в.д.	07.04	89° 24' с.ш.	119° 22' в.д.		
2010	10.04	89° 10' с.ш.	133° 41' в.д.	09.04	89° 12' с.ш.	129° 45' в.д.		
2011	09.04	89° 08' с.ш.	136° 22' в.д.	10.04	89° 10' с.ш.	137° 22' в.д.		

# Время и координаты отбора проб криопелагической фауны на нижней поверхности льда и планктона в слое 0–50 м, выполненные в 2007–2011 гг.

Горизонтальные и вертикальные ловы выполняли, как правило, в течение 1–2 суток и в пределах одного и того же ледяного поля. Фауну фиксировали 4 % формальдегидом.

В условиях стационара все пробы обрабатывали под бинокуляром с использованием камеры Богорова. Предварительно из каждой пробы выбирали, просчитывали и измеряли с точностью до 1 мм всех животных крупнее 5 мм. Из оставшейся пробы (при высокой численности организмов) штемпель-пипеткой отбирали определенную фракцию и подсчитывали всех животных крупнее 0,3 мм с дальнейшим пересчетом их численности на всю пробу. Численно бедные пробы просчитывались тотально. Всех животных мельче 5 мм измеряли с точностью до 0,25 мм; копепод подсчитывали отдельно по возрастным стадиям. Для расчета биомассы животных использовали литературные данные по индивидуальным сырым весам [Грузов, Алексеева, 1971; Канаева, 1962; Численко, 1968].

В данной работе у двух основных представителей планктонной и криопелагической фауны – амфипод и копепод – все половозрелые самки и самцы объединены в группу «взрослые», а ювенильные особи на всех стадиях развития в группу «молодь». Обилие криопелагической и планктонной фауны выражено в единицах веса животных под квадратным метром: для криопелагической фауны это количество рассчитывалось на облавливаемую площадь, составляющую 10 м<sup>2</sup> при длине лова 25 м и ширине сачка 0,4 м, а для планктона это обилие под квадратным метром облавливаемого водного слоя протяженностью 50–0 м сетью Джеди с входным отверстием 0,1 м<sup>2</sup>.

В данном исследовании морские ледовые термины даются в соответствии с «Международной номенклатурой морских льдов» [Волков, Трешников, 1969], а термины и номенклатура по ледовой биоте в соответствии с рекомендацией рабочей группы SCOR "Sea Ice Ecology" [Horner et al., 1992].

# РЕЗУЛЬТАТЫ

Определены видовой состав и биомасса криопелагической и планктонной фауны за период 2007–2011 гг., результаты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Виды	Cramer	2007 г.		2008 г.		2009 г.		2010 г.		2011 г.	
	Стадии	0 м	50-0								
Gammarus wilkitzkii	ad							1243			
Apherusa glacialis	ad							68			
A. glacialis	juv	3		0,1	2	0,02		3,8	4	2	
Calanus glacialis	ad	0,13	71	0,13	372		304		34		68
C. glacialis	juv						59				22
Calanus finmarchicus	ad		29				14		14		
C. finmarchicus	juv						8				
Metridia longa	ad		87	0,11					14		87
M. longa	juv		56		10		10				63
Chiridius obtusifrons	ad		92								
Lysianassidae, genus sp.	juv							0,1			
Microcalanus sp.	ad							0,03			

Видовой состав и биомасса (мг/м<sup>2</sup>) криопелагической и планктонной фауны по данным наблюдений за период 2007–2011 гг. в околополюсном районе СЛО

Окончание табл. 2

Durau	Статин	2007 г.		2008 г.		2009 г.		2010 г.		2011 г.	
	Стадии	0 м	50-0								
M. calanus sp.	juv							0,01			
Pseudocalanus minutus	ad			0,11	0,8				1		0,03
P. minutus	juv										1
Aetideidae sp.	juv		0,3								3
Paraeuchaeta glacialis	ad		180				180				180
P. glacialis	juv		24		49		24				146
Heterohabdus norvegicus	ad						12				
H. norvegicus	juv						10				
Spinocalanus longicornis	ad		10				0,4	0,01	0,8		0,4
S. longicornis	juv		5,6								
Scaphocalanus brevicornis	ad						4				
Scaphocalanus magnus	juv							0,16			
Microcalanus pygmaeus	ad		0,9		1		2,2		1,2		1
M. pygmaeus	juv		0,5		4,3		3,6				2,6
Eurytemora richingsi	juv							0,26			
Calanoida genus sp.	juv							0,02			
Oithona similis	ad		6,2	0,02	0,35	0,005	5,3	0,02	11,5	0,01	4,7
O. simils	juv	0,001	2	0,01	3,24	0,002	5,24	0,01		0,001	3,02
Oncaea notopus (=parila)	ad		1,2		0,7		0,2	0,01	1,1	0,001	0,3
O. notopus (=parila)	juv		0,16		0,2						
Oncaea borealis	ad					0,001	0,2	0,006	1,5		0,3
Mormonilla polaris	ad						0,4	0,004	23,2		
Cyclopina genus sp.	ad							0,001			
Tisbe furcata	juv		0,6					0,02		0,03	
Boroecia sp.	juv		151		46,4		128	0,01		0,005	69,6
Eukrohnia hamata	juv		22,2		6		12	0,06	40	0,05	2
Fritillaria genus sp.	juv							0,005			
Clione limacina	juv						0,5		0,5		0,5
Euphausiacea furcilla	juv									0,03	
Суммарная биомасса, мг/м <sup>2</sup>		3,13	740	0,48	496	0,03	783	72,5	150	29,1	654

Примечание. В колонке 0 м за 2010 г. дается средняя биомасса животных криопелагической фауны по трем горизонтальным ловам на нижней поверхности льда; биомасса G. wilkitzkii обсуждается в тексте.

Общий список идентифицированных животных насчитывает 29 таксономических единиц, среди которых 20 выявлено на поверхности льда и 24 – в водном слое 50–0 м. По числу видов доминируют Copepoda – Calanoida (14), Cyclopoida (5) и Amphipoda (2). Другие группы: Copepoda Harpacticoida, Euphausiacea, Ostracoda, Chaetognatha, Pteropoda и Appendicularia – были представлены по одному виду и встречались редко и малочисленно. Общими для обеих групп являются 11 видов: амфипода Apherusa glacialis, каланоиды Calanus glacialis, Metridia longa, Pseudocalanus minutus, Spinocalanus longicornis, циклопоиды Oithona similis, Oncaea borealis, Oncaea notopus (=parila), гарпактикоида Tisbe furcata, остракода Boroecia sp. и хетогната



Рис. 2. Вклад доминирующих видов в биомассу криопелагической фауны (слой 0 м) и планктонной фауны (слой 0–50 м).

*Eukrohnia hamata*. Сходство между фаунами двух рассматриваемых групп по индексу Соренсена составляет 0,5.

В криопелагической фауне только два вида – амфипода Apherusa glacialis и циклопоида Oithona similis – отмечены на всех стадиях жизненного цикла животных в течение всего периода наблюдений. Взрослый экземпляр гаммаруса Gammarus wilkitzkii был отмечен в горизонтальных ловах только один раз за весь период наблюдений, и в данном случае он не учитывался в расчете общей биомассы криопелагической фауны в ловах на нулевом горизонте за 2010 г., поскольку его вес на три порядка перекрывал массу остальных животных. Без учета биомассы гаммаруса, основной вклад в биомассу криопелагической фауны вносит амфипода A. glacialis и циклопоида O. similis, составляя более 90 % суммарной биомассы всех животных на нижней поверхности льда (рис. 2а). В планктонной фауне массовыми видами были Calanus glacialis, Metridia longa, Paraeuchaeta glacialis, Spinocalanus longicornis, Microcalanus pygmaeus, Oithona similis, Boroecia sp. и Eukrohnia hamata. Животные других таксономических групп встречались единично 1-2 раза за весь период наблюдений. Копеподы Calanus glacialis, Metridia longa, Paraeuchaeta glacialis и Spinocalanus longicornis составляли более 70 % всей биомассы планктона в слое 50-0 м (рис 2б).

Выявлено заметное различие в качественном и количественном составе криопелагической фауны за пятилетний период наблюдений. Фауна в 2007–2009 гг. была бедна и малочисленна: отмечены только 5 видов, из которых амфипода *A. glacialis* и циклопоида *O. similis* встречались ежегодно, а копеподы *Metridia longa, Pseudocalanus minutus* и циклопоида *Oncaea borealis* были встречены по одному разу. Суммарная биомасса животных в это период составляла 3,13, 0,48 и 0,03 мг/м<sup>2</sup>, что значительно ниже суммарной биомассы животных в период 2010–2011 гг., 42,2 и 29,2 мг/м<sup>2</sup> соответственно.

### ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящем исследовании все наблюдения были выполнены в пределах мезомасштабного полигона в период максимального развития ледяного покрова. Единство места, времени, а также методов сбора и обработки собранных материалов позволяет с достаточной уверенностью оценивать состояние водно-ледовой системы и связанный с ней видовой состав криопелагических и планктонных сообществ.

По данным прямых измерений, средняя толщина льда составила 177 см (n = 33), 181 см (n = 203), 183 см (n = 40), 162 см (n = 23) и 147 см (n = 17), соответственно в 2007, 2008, 2009, 2010 и 2011 гг. Для периода 2007–2009 гг. характерно незначительное колебание средней толщины льда и заметное уменьшение в период 2010–2011 гг. За пятилетний период наблюдений было выявлено увеличение встречаемости группы льдов толщиной 140–160 см и уменьшение доли льдов толщиной 240–300 см. Первая группа представляет сезонные льды, а вторая – многолетние, поскольку они различаются по солености в верхних слоях льда: высокие величины у первых и низкие у вторых [Мельников, 2008]. Выявленные изменения толщины льда, встречаемости сезонных и многолетних льдов в околополюсном районе хорошо согласуются с данными космического мониторинга [URL: http://nsidc.org/data/seaice]. СТД-зондирование 0–400 м водного слоя показало характерную для Центрального



Рис. 3. Вертикальные распределения солености в слое 0–400 м по данным СТД-зондирований, выполненных в один и тот же день 14 апреля в 2007–2011 гг. в экспедиции ПАЛЭКС.

20

Арктического бассейна структуру водных масс: 1) поверхностная арктическая водная масса; 2) промежуточная тихоокеанского происхождения и 3) теплая атлантическая вода (рис. 3). Заметные изменения солености были выявлены в верхнем перемешанном 50–0 м водном слое: в период 2007–2008 гг. значения солености практически совпадали (около 33 ‰), в 2009 г. резко снизились на 2,5 ‰ и в 2011 г. соленость вернулась к исходным значениям. Таким образом, за пятилетний период в околополюсном районе СЛО были отмечены изменения физических характеристик, как в ледяном покрове, так и в верхнем контактирующем со льдом водном слое, причины которых здесь не обсуждаются, поскольку эта тема выходит за рамки настоящего исследования.

В последнее десятилетие выявлено заметное изменение качественного и количественного состава биоты морского льда Центрального Арктического бассейна по сравнению с составом в конце прошлого столетия. Такие массовые представители интерстициальной фауны, как фораминиферы, тинтинниды, водные клещи, нематоды, турбеллярии, коловратки, копеподы и амфиподы, связанные с обитанием в толще многолетнего льда [Мельников, 1989], в настоящее время встречаются редко или в виде отдельных фрагментов тел этих организмов (собственные неопубликованные данные). Аналогичные изменения отмечены и в составе криопелагической фауны: из 10 видов беспозвоночных – амфиподы Apherusa glacialis, Gammarus wilkitzkii, Gammaracanthus loricatus, Metopa Af. wiesci, Neupleustes sp., Pseudalibrotus nanseni, MMзида Mysis polaris, гарпактикоида Tisbe furcata, копепода Jaschnovia brevis (=johnsoni) и полихета Antionella sarsi, – постоянных обитателей криопелагического биоценоза в 1977–1981 гг., в период 2007–2011 гг. встречены только A. glacialis, G. wilkitzkii и *Т. furcata*, причем два последних вида были отмечены только один раз за весь период наблюдений в двух разных ловах. Чтобы понять причины выявленных различий, необходимо рассмотреть особенности состава и динамики современного ледяного покрова СЛО, а также особенности формирования и функционирования экосистемы многолетнего и сезонного льда.

В середине прошлого века наиболее устойчивой частью ледяного покрова СЛО были многолетние льды, которые концентрировались главным образом в Арктическом бассейне, составляя 70–80 % его площади [Захаров, 1981]. Именно эта возрастная группа арктического льда являлась основой постоянно сохраняющихся льдов в СЛО. Межгодовая изменчивость их площади, по данным спутниковых наблюдений в те годы, не превышала 2 % [Сагѕеу, 1982], что означало относительную стабильность их распределения в СЛО. Вторая по встречаемости возрастная группа – сезонные льды. Они доминировали в основном на акватории арктических морей, которые П.А.Гордиенко [Гордиенко, 1958] называл морями-производителями сезонных льдов, поскольку именно здесь происходит основное образование льдов этой возрастной группы, часть из них попадает затем в Трансарктическую транзитную зону. Их площадь в Арктическом бассейне составляла от 6 до 17 % [Wittmann, Schule, 1967].

Начиная с конца прошлого века ледяной покров СЛО динамично изменяется, и в его составе происходит смена доминирования многолетних льдов сезонными льдами. Так, по спутниковым оценкам, за последние десять лет площадь многолетних льдов в Арктическом бассейне сократилась до 6 % с максимальной концентрацией в районе Канадского Арктического архипелага [Миронов и др., 2013; URL: http://nsidc.org/data/seaice]. В период летнего ледотаяния площадь свободного от льда пространства в Арктическом бассейне превышает 50 %, причем главным образом на акватории

Амеразийского суббассейна, где происходит формирование льда в зимний период, т.е. свободная от льда акватория Амеразийского суббассейна – это та «новая» дополнительная площадь, где формируются сезонные льды в зимний период. Остаточные после летнего таяния сезонные льды занимают в основном площадь Евразийского суббассейна. Таким образом, по спутниковым оценкам площадь сезонных льдов в период максимального развития ледяного покрова составляет в настоящее время более 90 % площади Центрального Арктического бассейна и в будущем будет состоять из более тонкого льда [Рыжов, 2013].

В условиях квазистационарного климата, многолетний морской лед – это целостная и устойчивая во времени экологическая система с постоянным видовым составом флоры и фауны [Мельников, 1989]. Ее устойчивость сохраняется за счет поддержания среднеравновесной толщины, вследствие летнего стаивания сверху и зимнего компенсационного нарастания снизу [Зубов, 1945]. Эта способность сохранять свою среднеравновесную толщину имеет важное экологическое значение. Оно выражается в том, что биологическая структура населяющих лед сообществ сохраняется вследствие встречного пассивного и/или активного движения самих организмов, обитающих как в толще льда, так и на его нижней (морской) поверхности, сверху вниз. В летний период функционирования экосистемы льда происходит мощное накопление органического вещества в его толще за счет фотосинтеза ледовой флоры, сопоставимое по количеству вещества в водах высокопродуктивных районов Мирового океана. Эта накопленная органика в автотрофный период является своеобразным депо энергии для криопелагической фауны в зимний гетеротрофный период функционирования экосистемы [Мельников, 1989].

Напротив, сезонные льды – это зависимая и неустойчивая во времени экосистема. Формирование сезонных льдов начинается осенью на открытой воде и продолжается зимой в полярную ночь. Когда образуются первые слои, то в ледовую кристаллическую структуру механически захватываются планктонные организмы, находящиеся в данный момент в воде. Поскольку качественный и количественный состав планктона в воде в осенне-зимний период беден, то количество включенных в лед организмов оказывается невелико. Вероятно, поэтому весной, в период максимального развития льда, в его толще встречаются единичные клетки водорослей, простейших и отдельные экземпляры беспозвоночных организмов, механически включенные в структуру льда в период зимнего роста. Концентрация органического вещества в сформировавшемся льду невелика по сравнению с таковым в многолетних льдах и в воде подо льдом [Мельников, 1989].

Сравнивая механизмы формирования этих двух типов морского льда, можно заключить, что главной причиной выявленных различий между составом криопелагической фауны морского льда в 1977–1981 гг. и последнего десятилетия является то, что в основе сравнения две разные по структуре и функционированию экосистемы многолетнего и сезонного морского льда. Первая имеет постоянный, а вторая – изменчивый характер состояния физического субстрата, с которым биотопически связаны животные криопелагического сообщества. Первая богата питательными веществами, способна поддержать многообразие криопелагических обитателей, а вторая прошла только зимнюю (темновую) стадию развития, когда нет фотосинтеза и, как следствие, недостаточно органики для поддержания пищей животных в этом биотопе. Непонятно, почему только единственный самый массовый и чаще встречающийся вид среди амфипод из автохтонной группировки A. glacialis сохранился у льда, причем отмеченный на всех возрастных стадиях, в то время как другие представители не наблюдались. Любопытно также и то, что все другие животные из этой экологической группировки не были отмечены в планктонных ловах в слое 50–0 м, а также в слое 300-0 м (собственные неопубликованные данные). Можно предположить, что утрата многолетнего льда как физического субстрата не способствовала выживанию этих животных в водной среде. Такие беспозвоночные, как, например, гаммарус G. wilkitzkii, которых J. Barnard [Barnard, 1959] называл «анакатобентос», т.е. бентос, ходящий кверху ногами, вероятно, не способны вести планктонный образ жизни. Непонятна также «судьба» таких массовых видов, как амфиподы Pseudalibrothus nanseni, мизиды Mysis polaris и копеподы Jaschnovia brevis (=johnsoni), все взрослые и молодь которых постоянно встречались в слое воды, контактирующем со льдом круглый год в 1977–1981 гг., но не были обнаружены в горизонтальных подледных и вертикальных планктонных ловах за весь период наблюдений в 2007–2011 гг. Можно предположить, что после потери физического субстрата, связанного с деградацией многолетнего льда, большинство животных автохтонной экологической группировки не смогли быстро перейти от «бентосного» к планктонному образу жизни, требующему, вероятно, длительного времени для адаптации к новой среде.

Таким образом, в современном морском ледяном покрове Центрального Арктического бассейна сосуществуют две различные по составу и функционированию экологические системы многолетнего и сезонного льда. Поскольку доля первой динамично уменьшается и одновременно возрастает доля последней, то на данном этапе происходит постепенное перестроение в экосистеме пелагиали СЛО. Действительно, в пищевой сети экосистемы многолетнего льда криопелагическая фауна занимает второй трофический уровень, являясь звеном в передаче энергии от продукции, создаваемой ледовыми водорослями, к высшим звеньям трофической сети. Экосистема сезонного льда имеет неустойчивое во времени состояние. Она формируется в зимний период, когда фотосинтез отсутствует, что отражается на количестве органического вещества во льду. Можно предположить, что скудность пищевых ресурсов в такой системе является одной их причин бедности качественного и количественного состава криопелагической фауны сезонных льдов. Если наблюдаемая динамика сохранится, то такой цикл развития может привести к перестроению всей трофической структуры СЛО и, возможно, отразится на высших звеньях трофической сети, включая рыб, птиц и млекопитающих.

Данная работа выполнена в рамках проекта РФФИ 12-05-00219. Авторы выражают благодарность сотрудникам ИО РАН А.Г.Тимонину за оказанную помощь в обработке планктона по материалам ПАЛЭКС-2007 г. и С.В.Писареву за предоставленные данные по гидрофизике, полученные в период ПАЛЭКС 2007–2011 гг.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Алексеев Г.В.* Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Труды ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.

*Андрияшев А.П.* О микрофлоре и фауне, связанной с Антарктическим припайным льдом // Зоологический журнал. 1967. Т. 44. Вып. 10. С. 1585–1593.

Волков Н.А., Трешников А.Ф. О новой международной номенклатуре морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1969. № 32. С. 55–64.

Гордиенко П.А. Дрейф льдов в центральной части Северного Ледовитого океана // Проблемы Севера. 1958. № 1. С. 75–88.

*Грузов Л.Н., Алексеева Л.Г.* О зависимости между весом и длиной тела у основных групп зоопланктона экваториальной Атлантики // Труды АтлантНИРО. 1971. Вып. 37. С. 378–400.

*Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.

*Захаров В.Ф.* Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 136 с.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: ГУСМП, 1945. 360 с.

*Канаева И.П.* Средний вес Copepoda центральной и северной Атлантики, Норвежского и Гренландскому морей // Труды ВНИРО. 1962. Т. 46. С. 453–466.

Кособокова К.Н. Зоопланктон Арктического бассейна: Структура сообществ, экология, закономерности распределения. М.: ГЕОС, 2012. 272 с.

*Мельников И.А.* Об особенностях распределения и поведения массовых видов криопелагической фауны под дрейфующим арктическим льдом // Зоол. журнал. 1984. Т. 63. № 1. С. 86–89.

Мельников И.А. Экосистема арктического морского льда. М.: ИО РАН, 1989. 191 с.

*Мельников И.А.* Современная экосистема арктического морского льда: динамика и прогноз // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 1–4.

*Мельников И.А., Куликов А.С.* Криопелагическая фауна Центрального Арктического бассейна // Биология Центрального Арктического бассейна / Под ред. М.Е.Виноградова, И.А.Мельникова. М.: Изд-во «Наука», 1980. С. 97–111.

Миронов Е.У., Гудкович З.М., Карклин В.П., Лосев С.М., Смоляницкий В.М. Анализ состояния ледяного покрова Арктического бассейна, сценарий возможных изменений в ближайшие годы и оценка потенциального района организации дрейфующих станций // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 13–15.

*Рыжов И.В.* Экспедиция «ICEARC-27-3» на борту НИЛ «Поларштерн» // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 15–17.

*Численко Л.Л.* Номограммы для определения веса водных организмов по размерам и форме тел. Л.: Изд-во «Наука», 1968. С. 1–106.

Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2009. Т. 425. С. 104–108.

*Alekseev G.V., Kuzmina S.I., A.P. Nagurny A.P., Ivanov N.E.* Arctic sea ice data sets in the context of climate change during the 20th century // Series: Advances in Global Change Res. 2007. Vol. 33. P. 47–63.

*Barnard J.L.* Epilagic and under-ice amphipods of the central Arctic basin // Geoph. Res. Papers. № 63. Sci. Studies at Fletcher's ice Island. N/S/ 1952–1955. 1959. Vol. 1. P. 115–129.

Carsey F.D. Arctic sea ice distribution at end of summer 1973–1976 from satellite microwave data // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 89. P. 7245–7258.

Comiso J.C., Parkinson C.L. Satellite observed changes in the Arctic // Phys. Today. 2004. Vol. 57. No 8. P. 38–44.

*Haas C., Hendricks S., Eicken H., Herber A.* Synoptic airborne thickness surveys reveal state of Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Letters. 2010. Vol. 37. L09501.5. P. 13–21.

*Horner R., Ackley S., Dieckmann S., Gulliksen B., Hoshiai T., Legendre L., Melnikov I., Reeburgh W., Spindler M., Sullivan C.* Ecology of the sea ice biota. 1. Habitat, terminology, and methodology // Polar Biol. 1992. Vol. 12. P. 417–427.

*Melnikov I.A.* Ecology of Arctic Ocean cryopelagic fauna // Herman I (Ed.). The Arctic seas: climatology, oceanography, geology and biology. Van Nostrand Reinhold, NewYork, 1989. P. 235–255.

Northern Hemisphere Trends in Extent. URL: http://nsidc.org/data/seaice [дата обращения 01.12.2013]

*Wittmann W.I., Schule J.J.Jr.* Comments of the mass budget of Arctic pack ice // Informal Report IR. N/67-17. Naval oceanographic office. Washington D.C. 1967. 20390. P. 30–41.

## I.A.MELNIKOV, T.N.SEMENOVA

# CRYOPELAGIC FAUNA OF RECENT SEA-ICE COVER OF THE CENTRAL ARCTIC OCEAN

Camp EXPedition (PAICEX) in 2007-2011 have been investigated. Horizontal under-ice SCUBA diving catches were performed in parallel with vertical plankton net catches in the 0-50 m water column for identification of aborigine and immigrant animals of the cryopelagic community. Total list of indicated species is enumerated by 29 taxa in which the 20 were noticed on the under-ice surface and 24 in 0–50 m water column, respectively. The Sorensen similarity index between two groups is 0, 5. Remarkable differences by quality and quantity composition of the cryopelagic fauna during the 5-years period were observed. Fauna in the 2007–2009 periods were poor by number of species and individuals: only 5 species in which amphipod Apherusa glacialis and cyclopoid Oithona similis were yearly observed but copepods Metridia longa, Pseudocalanus minutus and cyclopoid Oncaea borealis were detected only once during the period of observation. The remarkable difference in species composition of the under-ice fauna during the 70-80th and the recent investigation were detected: from 11 invertebrate species – Apherusa glacialis, Gammarus wilkitzkii, Gammaracanthus loricatus, Metopa af. wiesci, Neupleustes sp., Pseudalibrotus nanseni, Mysis polaris, Tisbe furcata, Jaschovia johnoni and Antionella sarsi – aborigine mass numbered fauna in 1977–1981 – in recent study, the A. glacialis, G. wilkitzkii u T. furcata, were observed by which the last two species were noticed only ones during period of observation. Revealed differences in cryopelagic species composition can be explained by changes in the recent sea-ice cover of the Central Arctic Ocean where the multi-vear ice domination is changed by the seasonal ice. After degradation of the physical substrate, the benthictype animals (like amphipods) were not able to acclimate so fast to the plankton type of life that is required more time for adaptation.

Keywords: Central Arctic Ocean, sea ice, cryofauna, plankton, number.

УДК 551.326.7(268.9)

Поступила 11 октября 2013 г.

# ДИНАМИКА ПРОЦЕССА РАЗЛОМА ДРЕЙФУЮЩЕГО ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38»

д-р. физ.-мат. наук В.Н.СМИРНОВ, науч. comp. Л.В. ПАНОВ, рук. ВАЭ В.Т.СОКОЛОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: smirnov@aari.ru

Приводятся результаты исследования физико-механического процесса при сжатии и разломе ледяного поля дрейфующей станции «Северный полюс-38». На основе инструментального мониторинга состояния ледяного покрова получены многомесячные ряды значения скорости, смещения и ускорения льда. Представлены данные о типичном событии, обусловленном взаимодействием льдов, при котором возникали первичные микроподвижки, трещины во льду, механические автоколебания, изгибно-гравитационные волны. Особенности исследуемых явлений взаимодействия в системе атмосфера–лед–океан могут рассматриваться как прогностические признаки появления экстремальных событий в дрейфующем ледяном покрове СЛО.

*Ключевые слова:* дрейфующий морской лед, волны, автоколебания, разрушение льда, спутниковые изображения.

#### введение

В существующих моделях динамики дрейфующих льдов СЛО основными параметрами являются: вектор скорости ветра, касательные напряжения на границах воздух-лед и лед-вода, горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли, проекция силы тяжести на поверхность моря, горизонтальная составляющая приливообразующей силы, сила взаимодействия между ледяными полями, плотность и толщина льда [Гудкович, Доронин, 2001]. Выявление причинно-следственных связей динамических процессов в системе атмосфера-лед-океан, необходимых при совершенствовании моделей прогнозирования состояния льдов, одна из приоритетных задач в проблеме погоды и климата. Учесть массы и скорости льдин раздельно при их взаимодействии практически невозможно, поэтому прибегают к инструментальным измерениям вектора скорости дрейфа льда, относительных деформаций и напряжений во льду, которые позволяют оценивать силу взаимодействия, выявлять прогностические признаки как параметров дрейфа, так и время возможного разлома льда [Легеньков, 1988; Смирнов, 1996; Wadhams, 2000]. Значительные ускорения при подвижке льдов возникают при сжатии, при сравнительно кратковременных взаимодействиях ледяных полей, сопровождающихся ударами, сдвигом и торошением по протяженным контактам ледяных полей. Характеру относительных деформаций и разломов во льду способствует неоднородность характеристик мезомасштабной прочности ледяного покрова океана.

В настоящее время подходы, основанные на получении длительных рядов инструментальных данных о крупномасштабной механике льда, позволяют получить достоверную физическую основу для объяснения природы ледовых явлений, которые

во время дрейфа возникают часто без видимой связи с локальными гидрометеорологическими параметрами. Поэтому при описании процессов перестройки структурных связей разного масштаба принимаются во внимание циклические изгибы льда от волн зыби и внутренних волн, периодические подвижки приливного характера, масштабные автоколебательные процессы. Намечены подходы развития теоретических основ явления самоподобия и самоорганизации морских льдов [Смирнов, Чмель, 2006]. Получению новых данных посвящен цикл исследований крупномасштабной физики и механики льда, проводимых на дрейфующих станциях «Северный полюс». Инструментальные данные отклика ледяного покрова на динамические процессы в океане и атмосфере и параметры собственных процессов во льдах подвергаются соответствующей обработке для выявления причинно-следственных связей и получения прогностических элементов. Получены новые данные о свойствах и механических характеристиках ледяного покрова, в том числе масштабной прочности льда. Эти инструментальные наблюдения на ледяных полях и сопутствующие им спутниковые изображения льда создают подходы к объяснению природы мезомасштабных мозаичных образований на поверхности СЛО. Развитию этой концепции и выявлению предикторов для использования в прикладных ледовых и океанологических задачах посвящены научные исследования на дрейфующих льдах. Один из примеров физико-механического развития экстремального события на дрейфующей станции «Северный полюс-38» приводится ниже.

# МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЯ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Дрейфующая станция «Северный полюс-38» располагалась на ледяном поле с размерами в поперечниках 6×10 км, представлявшем собой смерзшийся многолетний и однолетний лед. Толщины ровных участков ледяного поля превышали два метра. Наиболее высокие среднемесячные скорости дрейфа наблюдались в начале и в конце дрейфа и составляли около 0,5 км/ч (14 см/с). Максимальная скорость дрейфа зафиксирована 19 марта 2011 г. и составила 1,69 км/ч (47 см/с). Глубины океана во время дрейфа изменялись от 1400 м до 3400 м.

В экспедиционных условиях использовались маятниковые наклономеры CH-2 и электронно-молекулярные сейсмометры CME-4011, регистрировавшие скорость смещения льда по трем компонентам: *X*, *Y* – горизонтальные, *Z* – вертикальная. Непосредственно на льду приборы устанавливались по схеме прямоугольного треугольника со сторонами 500 м. Сигналы от CH-2 и CME-4011 круглосуточно с дискретностью 100 Гц регистрировались на цифровых носителях. При этом получались данные о вертикальных и горизонтальных смещениях во льду, о горизонтальных ускорениях ледяного поля при подвижках, об изгибных деформациях при волновых и колебательных движениях ледяной пластины, а также о сейсмоакустических импульсах при трещинообразовании в ледяном поле. Схемы расстановки датчиков позволяют определять скорости распространения упругих (продольных, поперечных, изгибных) и изгибно-гравитационных волн в широком частотном диапазоне.

Общая картина механики льда при дрейфе сопровождалась данными от GPSприемников в лагере станции. При обработке исходных данных от наклономеров и сейсмометров использовались локальные метеорологические параметры, снимки БЛА (беспилотного летательного аппарата) и снимки NOAA района дрейфа станции СП-38. При обработке и анализе результатов использовались программы спектрально-корреляционного анализа и статистики. При этом принимались во внимание общие сведения из разделов механики и физики колебаний и волн в сплошных и дискретных средах.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Описание данных ледовых наблюдений за период 17-20 марта 2011 г.

Пример результатов обработки данных состояния льда за один из периодов наблюдений на дрейфующей станции СП-38 представлен на совместном с метеоданными графике. Прослеживается четкая связь между скоростью ветра и скоростью дрейфа (рис. 1, 2).



Рис. 1. Траектория дрейфа станции СП-38 до и после разлома ледяного поля: *1* – разлом; *2* – визуальное обнаружение сквозной трещины.



Рис. 2. Интенсивность динамического события в дрейфующем ледяном поле при сжатии и подвижках в период прохождения циклона 18–19 марта 2011 г. в районе СП-38:

*a*) 1 – атмосферное давление, 2 – скорость ветра; б) *Z* – вертикальная и *X*, *Y* – горизонтальные компоненты ускорения льда; 3 – импульсы подвижки, 4 – время автоколебания и разлома, 5 – изгибно-гравитационные волны.

Динамический процесс начался 17 марта с появления во льду импульсов *X*, *Y*, характеризующих горизонтальные микроподвижки льдов (рис. 3). Можно выделить основные характеристики импульсов при подвижке: четкая горизонтальная направленность, длительность до 8 с, цикличность/периодичность появления импульсов достигает нескольких минут. Как правило, импульсные подвижки заканчивались затухающим процессом с устойчивым в течение нескольких минут периодом. Следует обратить внимание на факт резкого ослабления интенсивности горизонтальных подвижек 19 марта в 10 часов, хотя скорость ветра продолжала оставаться в пределах 8–6 м/с. В это же время заметно уменьшался уровень изгибно-гравитационных волн с периодами до 17 с.



Рис. 3. Типичный импульс горизонтальной подвижки ледяного поля. Запись 17.03.2011 от двух наклономеров *X*, *Y* в одной точке, ориентированных под углом 90°. 1 – импульс горизонтальной подвижки льда; 2, 3 – колебания с периодом 16 с.

18 марта в 14:30 при описанной ситуации были зарегистрированы первые интенсивные сигналы горизонтальных подвижек, которые можно считать откликом на масштабные сдвиговые деформации. Очевидно, что в этот же временной интервал образовались первые трещины в ледяном поле станции. Из-за погодных условий трещина была визуально обнаружена только на следующий день 19 марта: через весь лагерь проходила трещина шириной около 10 см.

Вертикальные смещения льда в диапазоне изгибно-гравитационных волн возникли на пике скорости ветра, но значительно позже горизонтальных импульсов и появления трещины (рис. 1 и 2). Максимальная амплитуда волн с периодом 14–17 с достигала нескольких миллиметров. В дальнейшем интенсивность изгибно-гравитационных волн при скорости ветра 6 м/с существенно снизилась.

Наиболее важными для понимания механики разлома являются данные процессов с записями пилообразного характера, когда соотношение времени роста и падения амплитуды колебаний достигало 1,5. Например, 18 марта при подвижках



Рис. 4. Автоколебательный процесс в дрейфующем ледяном поле СП-38 (18 марта) при сжатии: *a* – фрагмент записи; 1 — автоколебания, 2, 3 — сдвиг, *X Y Z*; *б* – амплитудный спектр компонент *X*, *Y*, *Z*; *в* – поляризация колебаний в горизонтальной плоскости *X*, *Y*.

льда это соотношение составило 1,26 (при росте амплитуды 9,6 с и спаде – 7,6 с). Очевидно, что такие процессы при периодичности циклов в 16 с относятся к разряду нелинейных автоколебаний (рис. 4). В период появления таких процессов автоколеба-



Рис. 5. Снимок ледяного покрова 23.03.2011 г. с высоты 500 м района дрейфующей станции СП-38. Видны нарушенная взлетная полоса, свежие разводья; подвижки с образованием разводий произошли 18–19 марта (см. рис. 2).



Рис. 6. Упорядоченная структура ледяного покрова в районе дрейфа станции СП-38 после события сжатия и разлома ледяного покрова при прохождении циклона 19 марта 2011 г. Снимок NOAA, 20 марта 2011 г.

тельного характера в ледяном поле образовались сквозные трещины и относительные сдвиговые деформации стенок трещины со сжатием.

На фотоснимке беспилотного летательного аппарата (БЛА) в последующие дни хорошо видны разводья при сдвиговых деформациях в ледяном массиве (рис. 5).

До и после событий сжатия и разлома ледяного покрова были рассмотрены снимки NOAA ледяного покрова района дрейфа СП-38. Для обработки рисунка структуры льда и определения углов пересечения образовавшихся каналов использовалась методика фрактальной размерности. В упорядоченной структуре льда размер стороны мезомасштабных «ромбов» составлял 100–200 км, острые углы ромба не превышали 30° (рис. 6).

Присутствие развитых структур во льдах СЛО, перекрещивающихся прямолинейных трещин и разводий указывает на вероятность образования относительно быстрых деформаций на больших площадях поверхности океана. Протяженные ледовые ромбовидные образования имеют углы пересечения разрывов в сравнительно узком диапазоне (30–40°). Описанные явления являются основными факторами для подхода к объяснению природы образования полигональной структуры ледяного покрова.

Согласно рис. 2 можно считать, что динамические процессы в ледяном поле закончились 19 марта в 12 часов; продолжались незначительные горизонтальные подвижки разрушенного трещинами массива льда при слабом ветре (рис. 5). В дальнейшем станция СП-38 оказалась между двумя циклонами; 20 марта фоновые значения динамики льда были минимальные (рис. 2).

### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Классификация основных механизмов разрушения льда содержит: разрывы при термических напряжениях, наклоны льда и образование трещин, вызванных совместным действием ветра и течений; изгиб льда волнами зыби, образующими параллельные трещины; изгиб при потере устойчивости формы ледяной пластины при сжатии и упруго-пластическом деформировании; смятие и дробление льда при торошении. При сжатии и торошении процесс разрушения льда сопровождается смятием, дроблением, изгибом, сдвигом. Выделяются следующие масштабы деформирования и разрушения льда: развитие микротрещин (масштаб меньше 1 м); трещины размером десятки-сотни метров (локальный масштаб); трещины и разводья (1–100 км, мезомасштаб); протяженные сдвиговые разломы в ледяном покрове (до 1000 км, макромасштаб) [McNutt, Overland, 2003].

В проблеме прочности льда и масштабного фактора ключевыми являются напряжения в ледяном покрове, их предпочтительнее называть прочность льда, которая может уменьшаться на два-три порядка по величине, когда размер зоны разрушения ледяного покрова существенно увеличивается. Это хорошо подтверждается инженерными работами по изучению механики разрушения льда и по определению ледовых нагрузок на широкие шельфовые сооружения. С увеличением размеров площади контакта льда и сооружения реализуемая прочность льда оказывается на два-три порядка меньше, чем прочность при испытаниях образцов льда. Характер динамического взаимодействия ледяных образований между собой и с сооружением имеет общие черты. В этих случаях отмечается подобие форм деформирования и разрушения льда: при малых относительных скоростях движения лед ведет себя как пластическое тело, при больших – как хрупкое.

Самоподобная размерность изрезанных линий гряд торосов и скрытых трещин в ледяном покрове может являться следствием реализации модели Кулона–Мора, согласно которой разрушение среды на сдвиг происходит в том случае, когда касательные напряжения достигают критической величины. В этом случае параметры мезомасштабной прочности льда могут выражаться через силу сцепления и угол внутреннего трения на линиях скольжения льда как связно-сыпучей среды.

Событие 18–19 марта на станции СП-38 породило вертикальные смещения льда в диапазоне изгибно-гравитационных волн (рис. 2). Пик интенсивности волн соответствовал пику скорости ветра 8 м/с; интенсивность волн при скорости ветра 6 м/с существенно снизилась. Колебания возникли значительно позже появления горизонтальных импульсов и трещин. Этот факт позволяет предположить существование пространства открытой воды, на которой во время штормового ветра возникло волнение. Образовавшиеся волны могли распространяться под ледяным покровом на десятки и сотни километров. На дрейфующей станции они были зафиксированы сейсмометрами с периодом 14–17 с.

Известно, что физико-механические процессы во льдах сопровождаются образованием изгибно-гравитационных волн, возникающих не только от волн на открытой воде, но и от воздействия ветра, при торошении льдов. Свободные волны зыби во льдах от далеких штормов могут иметь амплитуду несколько сантиметров при длине волны 1000 м. Слабое затухание ледовой зыби позволяет регистрировать ее за тысячу километров от штормовых районов в Атлантике или в Баренцевом море. Согласно теории резонансного возбуждения волн ветром пик интенсивности изгибно-гравитационных волн совпадает с пиком скорости ветра.

Как уже указывалось, ледовые процессы на записях пространственно разнесенных по ледяному полю приборов носят пилообразный характер, соотношение времени роста и падения амплитуды колебаний достигало 1,5. Такие процессы относятся к разряду нелинейных автоколебаний (рис. 4). Именно в период появления автоколебаний и горизонтальных подвижек создалась ситуация, когда появились трещины и разломы.

Для поддержания автоколебаний не требуется внешних периодических воздействий. Источником энергии ледовых автоколебаний являются силы сжатия, обусловленные ветром и поверхностными течениями океана. Демпфирующим механизмом служат силы трения и сцепления на стенках трещины/разрыва во льду. Подобный механизм возникает на контакте морского льда с вертикальной опорой сооружения или с айсбергом. Процесс взаимодействия характеризуется регулярной повторяемостью накопления и сброса напряжений, отражая релаксационные свойства льда в масштабе наблюдений.

Подобные ледовые процессы характерны для автоколебаний в системах со сжатием, смещением и трением по сжатой сквозной трещине. Стабильность частоты в спектре и четкая поляризация во время процесса автоколебаний позволяют предположить возникновение протяженного сдвига в горизонтальной плоскости. Наблюдаемые на СП-38 процессы были аналогичны слабому землетрясению 3–4 балла по шкале Рихтера.

Генерация таких механических колебаний, период и амплитуда которых не зависят от характера внешнего воздействия, обусловлена свойствами самой ледовой системы. Длительность и интенсивность автоколебательных подвижек с трением по разрыву во льдах характеризуют реологию льда, механику его разрушения, формируя при этом структуру излучаемых упругих волн. Периодические пульсации ледяного поля могут превратиться в квазигармонические автоколебательных процесс стабильного скольжения с трением по разрыву. Длительность автоколебательных процесс ов достигает десятков минут, в спектре при этом устойчиво сохраняются низкочастотные пики колебаний (рис. 4). Распространяющиеся от ледового эпицентра упругие волны в диапазоне частот 0,2 – 1,5 Гц являются одним из основных признаков происходящего процесса сжатия.

Переход от разрывных колебаний к почти синусоидальным зависит от относительной скорости смещения стенок разрыва во льду. Записи периодической горизонтальной подвижки по разрыву во льдах при сжатии иллюстрируют известное в технике и сейсмологии явление *stick slip*. Автоколебания могут быть использованы для разработки технологии оценки силы сжатия и прогноза разлома и торошения. Процесс автоколебаний – яркий пример явления самоорганизации в хаосе временных ледовых событий.

Оценки горизонтальных смещений и ускорений льда позволяют определять силы взаимодействия льдов вдоль траектории дрейфа [Шейкин и др., 2008]. Величина энергии подобных динамических процессов при сравнительно малых ускорениях пока не поддается оценке из-за трудности определения массы и относительной скорости взаимодействующего льда, но очевидно, что эффекты такого взаимодействия могут объяснить многие природные явления и способствовать решению практических задач по воздействию льда на инженерные сооружения в Арктике.

### выводы

– На основе инструментальных наблюдений за физико-механическим состоянием ледяного поля дрейфующей станции «Северный полюс-38» получены длительные временные ряды параметров реакции ледяного поля на события сжатия и разлома. При обработке данных и анализе результатов использованы метеопараметры района наблюдений, снимки ИСЗ и БЛА.

– Выявлены периодические процессы микроподвижек льда, регистрируемые в ледяном покрове как механические горизонтально-поляризованные импульсы ускорения длительностью от 3 до 10 с. Новые данные об опережающем явлении периодических микроподвижек льда перед событием сжатия и разлома позволяют подойти к разработке краткосрочного (до 20 часов) метода прогноза сжатия и торошения льдов. – Явление механических автоколебаний в ледяном покрове при сжатии льдов является одним из основных предикторов крупномасштабных событий сжатия и разлома льда сдвигом. По параметрам напряжений во льду и ускорений при подвижке могут быть выполнены оценки силы взаимодействия ледяных полей при сжатии.

– Показано, что при процессах сжатия и разлома льда возникают изгибно-гравитационные волны, зарождающиеся как при штормовом ветре, так и при штиле. Спектральный пик изгибно-гравитационных волн находится в диапазоне периодов 14–17 с. Предполагается, что эпицентром этих волн является образовавшееся обширное разводье на удалении нескольких десятков километров от ледового лагеря СП-38.

– Наблюдения за физико-механическими процессами в ледяном покрове на дрейфующих станциях «Северный полюс» открывают большие возможности для получения новых результатов в полярной океанологии: совершенствование моделей дрейфа льдов, мониторинг поверхностных и внутренних волн океана, прогноз сжатия льдов, обнаружение района протяженных разломов и разводий – важных факторов при решении климатических и инженерных задач.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 110 с.

*Легеньков А.П.* Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 104 с.

Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 162 с.

*Смирнов В.Н., Чмель А.Е.* Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // Доклады Академии наук. 2006. Т. 5. С. 684–687.

Шейкин И.Б., Смирнов В.Н., Ковалев С.М. Оценка возможностей спутниковых навигационных измерений для изучения кинематики и динамики морского льда (по данным российских дрейфующих станций «Северный полюс») // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2 (79). С. 31–43.

*McNutt S.L., Overland J.E.* Spatial hierarchy in Arctic sea ice dynamics // Tellus. Ser. A. 2003. Vol. 55(2). P. 181–191.

Wadhams P. Ice in the ocean. Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 351 p.

### V.N.SMIRNOV, L.V.PANOV, V.T.SOKOLOV

# DYNAMICS OF THE FRACTURE PROCESS OF THE DRIFTING ICE FIELD OF THE STATION "NORTH POLE-38"

Results of study of physical-mechanical process during compression and fracture of the ice field at the drifting station "North Pole-38" are discussed. The data of the observation of velocity, displacement and acceleration of the ice during a few months are presented. Processes of typical event caused by interaction of ice fields during which primary microshearings, cracks in the ice, mechanical self-excited oscillations and flexural-gravity waves waves are described. Features of this phenomena of interaction in the system atmosphere–ice–ocean can be considered as possibility of appearance of extreme events in the ice cover in the Arctic Ocean.

Keywords: drifting sea ice, waves, self-excited oscillations, fractures of ice, satellite images.

УДК 551.464.33

Поступила 19 июня 2013 г.

# ПРИМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРА δ<sup>18</sup>О Для анализа происхождения водных масс на примере моря лаптевых

канд. геогр. наук А.А.НАМЯТОВ, инженер И.А.СЕМЕРЮК

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: Irinasemeryuk@aari.ru

Распределение гидрологических и гидрохимических параметров в арктических морях во многом зависит от типа распространения речных вод и морских, трансформированных в результате процессов ледообразования и ледотаяния. На основании данных, опубликованных на сайте NASA, содержащих значения температуры, солености и δ<sup>18</sup>O, рассчитаны (β %) величины атлантических вод (f\_), речных вод (f), а также вод, образовавшихся в результате ледотаяния или пошедших на ледообразование (f,), в исследуемых пробах морской воды моря Лаптевых. Расчет каждой из фракций выполнялся на основе системы уравнений, описывающих простое смешение различных водных масс. Коэффициенты корреляции f<sub>m</sub> u f<sub>r</sub> с величинами солености оказались необычайно высокими. Так, коэффициент корреляции величины fm с соленостью составил 1, а величины f<sub>a</sub> с соленостью – -0,95. Что касается величины f<sub>a</sub> то при относительно невысоком коэффициенте корреляции зависимости этого параметра от солености (0,55) наблюдаются некоторые особенности изменения этой величины. В диапазоне солености от 0 до 10 ‰ величины f, имеют положительные значения, достигая 40 %, т.е. наблюдается преобладание процесса ледотаяния. При величинах солености 10-35 ‰ величины f, имеют в основном отрицательные значения, т.е. преобладает процесс ледообразования. При соленостях, близких к 35 ‰, величины f. стремятся к нулю. Полученные дополнительные характеристики  $\delta^{18}$ O, f, f, u f, позволяют судить о происхождении и строении водных масс.

*Ключевые слова:* изотоп кислорода, море Лаптевых, речной сток, процесс образования/ таяния льда, аномалии солености.

### введение

Распределение гидрологических и гидрохимических параметров в арктических морях во многом зависит от типа распространения речных вод и морских, трансформированных в результате процессов ледообразования и ледотаяния. В настоящее время для оценки присутствия речных (морских) вод используются несколько параметров, таких как температура, соленость, щелочность (Alk/S или Alk/Cl), а также концентрации биогенных элементов, в частности концентрации силикатов, являющихся хорошим индикатором речных вод. Использование вышеперечисленных параметров зачастую позволяет проводить только качественный анализ и не позволяет количественно определить содержание фракций речных или морских вод. Оценка же трансформации морских вод в результате ледообразования/ледотаяния является еще более трудной задачей. Зачастую разные процессы приводят к одному результату. Например, понижение солености воды может произойти как в результате увеличения
поступления речных вод, так и в результате ледотаяния, причем эти процессы могут происходить в одно и то же время.

В последнее время многими авторами показано, что хорошим трассером речных вод и вод, трансформированных в результате ледообразования и ледотаяния, наряду с соленостью и другими параметрами является содержание изотопа кислорода <sup>18</sup>О (а точнее параметр  $\delta^{18}$ O).

Величина  $\delta^{18}O$  определяется как разница отношений содержания изотопов кислорода  $^{18}O$  к  $^{16}O$  в образце воды и в стандарте и рассчитывается по формуле:

 $\delta^{18}O(\%) = ({}^{18}O/{}^{16}Osample - {}^{18}O/{}^{16}O_{SMOW})/({}^{18}O/{}^{16}O_{SMOW}) \times 1000,$  (1) где SMOW – *стандарт* средней *океанической воды*.

В 1965 г. Х.Крейг [Craig, Gordon, 1965] одним из первых предложил использовать величину  $\delta^{18}$ О и ее вариации как универсальный «инструмент» в океанологических и метеорологических исследованиях, отражающий гидрологический цикл формирования водной массы и зависимость ее свойств и параметров от источника формирования.

В работе [Östlund, Hut, 1984] по распределению <sup>18</sup>О и трития было рассчитано время нахождения поверхностных и галоклинных вод в Северном Ледовитом океане.

В работе [Брезгунов, 1987] приведены среднегодовые концентрации <sup>18</sup>О в осадках на европейской территории СССР, а в работе [Létolle et al., 1993] – величины  $\delta^{18}$ О в стоках рек, впадающих в арктические моря.

Данный метод для исследования гидрологического режима арктических морей в последнее время был представлен в ряде работ [Bauch et al., 1995; Östlund, Hut, 1984; Bauch et al., 2003; Bauch et al., 2005; Bauch et al., 2009]. В этих работах проба воды рассматривалась как смесь морской воды  $(f_m)$ , речного стока  $(f_r)$  и воды, образовавшейся в результате таяния морского льда  $(f_i)$ . Далее по измеренным величинам солености и  $\delta^{18}$ О рассчитывались величины содержания каждой из фракций. Распределения величины  $f_r$  и  $f_i$  в море Лаптевых по материалам исследований 1993, 1995, 2003 и 2006 гг. представлены в статье [Bauch et al., 2011]. Методика расчета приведена ниже.

Целью настоящей работы является обобщение материалов измерения  $\delta^{18}$ О для моря Лаптевых и изучение возможности применения изотопного метода для анализа водных масс.

# ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

В настоящей работе были использованы результаты определения  $\delta^{18}$ О из общедоступной базы данных, опубликованной на сайте NASA [NASA]. Эта база данных построена на результатах измерений различных лабораторий. Выборка данных была произведена для моря Лаптевых в диапазоне широт 70–82° с.ш. и диапазоне долгот 100–150° в.д. Кроме результатов определения  $\delta^{18}$ О эта база данных содержит величины солености и температуры. Для моря Лаптевых результаты определения  $\delta^{18}$ О (в базе данных NASA) были взяты из работ [Bauch et al., 1995; Abrahamsen et al., 2009; Mueller-Lupp et al., 2003; Frank, 1996; Letolle et al.,1993]. Исследования проведены в период 1989, 1993–2007 гг. Всего представлено 193 станции, 2047 определений (табл. 1, рис. 1).

Измерение солености по электропроводности при помощи СТД-зонда было произведено с точностью 0,005 ‰. Ошибка измерений δ<sup>18</sup>О составляла 0,03–0,07 ‰ для исследований 1993–1995 гг. и 0,1–0,2 ‰ для исследований 1989 г. [Bauch et al., 2009].

Таблииа	1
1 00 000000000000	-

Истонник	Год	Кол-во	Кол-во
Источник	исследований	станций	измерений
Bauch et al., 1995	1991	9	9
Abrahamsen et al., 2009	2007	62	891
Mueller-Lupp et al., 2003	1994	25	62
Ekwurzel et al., 2001	1994	1	10
Frank, 1996	1994–1995	76	1035
Östlund, Hut, 1984	1978	3	17
Bauch et al., 1995	1992	5	5
Letolle et al., 1993	1989	12	18

Список исследований в море Лаптевых, включающих определение б<sup>18</sup>О [NASA]



Рис. 1. Схема станций определения δ<sup>18</sup>О в море Лаптевых.

Пробу воды можно представить как смесь морской воды  $(f_m)$ , речного стока  $(f_r)$  и воды, полученной в результате таяния/образования морского льда  $(f_i)$ . Расчет каждой из фракций выполнялся на основе системы уравнений, описывающей смешение различных водных масс [Bauch et al., 1995; Bauch et al., 2005]:

$$f_m + f_r + f_i = 1,$$
  

$$f_m \cdot \mathbf{S}_m + f_r \cdot \mathbf{S}_r + f_i \cdot \mathbf{S}_i = \mathbf{S}_{\text{meas}},$$
  

$$f_m \cdot \mathbf{O}_m + f_r \cdot \mathbf{O}_r + f_i \cdot \mathbf{O}_i = \mathbf{O}_{\text{meas}},$$
  
(2)

где  $f_m$ ,  $f_r$  и  $f_i$  – фракции морской воды, речного стока и вод, трансформированных в результате ледообразования/ледотаяния морского льд;  $S_m$ ,  $S_r$ ,  $S_i$ ,  $O_m$ ,  $O_r$  и  $O_i$  – соответствующие значения солености и  $\delta^{18}$ О в исходных водных массах и морском льду соответственно;  $S_{meas}$  и  $O_{meas}$  – значения солености и  $\delta^{18}$ О, измеренные в образце [Bauch et al., 2005].

Значения солености и  $\delta^{18}$ О, использованные для расчета фракций в образце представлены в табл. 2.

Таблица 2

[			
Фракция воды	Соленость, ‰	δ <sup>18</sup> O, ‰	
Морская ( <i>f</i> <sub>m</sub> )	34,92	0,3	
Речная $(f_r)$	0	-20	
Таяние/образование морского льда (f <sub>i</sub> )	4	Surface +2,6	

Значение солености и δ<sup>18</sup>О, использованные в ходе расчета [Bauch et al., 1995; Bauch et al., 2005]

Соотношение величины  $\delta^{18}$ О и солености представлено на рис. 2. Все пробы были отобраны в летне-осенний период, с июля по октябрь, тем не менее направление прогиба кривой указывает на преобладание в данных пробах процессов трансформации морских вод, полученных в результате ледообразования, над процессами трансформации в результате ледотаяния.



Рис. 2. Соотношение величины  $\delta^{18}O(\%)$  и солености (‰) для моря Лаптевых.

Подобная зависимость для моря Лаптевых представлена в работе [Bauch et al., 2009] для проб, отобранных в 1989 и 1993–1995 гг., и имеет схожий характер. Используя выражения (2), можно вычислить величины  $f_m$ ,  $f_r$  и  $f_i$  для массива наблюдений, описанного выше (табл. 1). Вероятно, что величины  $f_m$  и  $f_r$  будут коррелировать с величинами солености. На рис. 3 представлены зависимости значений  $f_m$ ,  $f_r$  и  $f_i$  от солености. Коэффициенты корреляции оказались необычайно высокими. Так, коэффициент корреляции величины  $f_m$  к солености 1, а  $f_r$  к солености – -0,95.

График зависимости между  $f_r$  и соленостью имеет некоторый прогиб, который указывает на повышенное значение объемов речных вод относительно солености, полученной по линейной зависимости, описывающей простое смешение речных и атлантических вод. Так, при солености в 15 ‰ содержание речной фракции должно было бы составлять 58 %, а составляет 68 %. Очевидно, что такое повышение солености может быть связано только с трансформацией вод (их осолонением) в процессе ледообразования. Такой эффект можно объяснить тем, что величина  $f_i$  имеет смысл



Рис. 3 Содержание фракций речных, морских и трансформированных вод в результате ледообразования/ледотаяния вод ( $f_r, f_m$  и  $f_i$  в %) в зависимости от солености для моря Лаптевых.

как процент воды в данной пробе, ушедшей на ледообразование. Но лед сносится, и образовавшийся водный «прогиб» заполняется другими водами. В данном случае эффект отклонения от линейности в сторону относительного увеличения речных вод указывает на то, что образовавшийся «прогиб» заполняется водами с большим содержанием фракции речных вод. А если бы система была стационарна, т.е. без адвекции льда, то очевидно, что соотношение  $f_r$  – соленость было бы также линейно.

Что касается величины  $f_{,,}$  то при относительно невысоком коэффициенте корреляции зависимости этого параметра от солености (0,55) наблюдаются некоторые особенности изменения этой величины.

Во-первых, в диапазоне солености от 0 до 10 ‰ величины  $f_i$  имеют положительные значения, достигая 40 %, что говорит о преобладании процесса ледотаяния.

Во-вторых, при величинах солености 10–35 % величины  $f_i$  имеют в основном отрицательные значения (преобладание процесса ледообразования), хотя, как отмечалось выше, все пробы были отобраны в летне-осенний период, когда наблюдается наибольшая интенсивность процессов ледотаяния. Данный эффект, вероятно, объясняется тем, что процесс трансформации вод в результате ледообразования охватывает все водную толщу шельфа моря Лаптевых, проникая в придонные слои в результате конвективного перемешивания в зимний период. Кроме того, данный эффект может «сохраняться» и «накапливаться» в промежуточных и донных слоях. В противоположность этому процесс ледотаяния охватывает только поверхностный слой.

В-третьих, при соленостях, близких к 35 ‰, величины *f*<sub>i</sub> стремятся к нулю.

# обсуждение

Полученные высокие значения коэффициентов корреляции значений  $f_r$  и  $f_m$  к солености позволяют сделать предположение, что величины  $f_r$ ,  $f_m$  и  $f_i$  можно оценивать, используя только измеренные величины солености. Проверить данное предположение можно, разбив первоначальный ряд на две части и использовав данные первой части для вычисления уравнений связи между соленостью и величинами  $f_r$  и

 $f_m$ . Обозначим величины  $f_r$  и  $f_m$ , полученные по формулам уравнения (2), как  $f_r(\delta^{18}\text{O})$ и  $f_m(\delta^{18}\text{O})$ . Используя полученные уравнения связи для первой части ряда, вычислим значения  $f_r$  и  $f_m$  для второй части массива данных по значениям солености. Обозначим эти величины  $f_r(\text{Sal})$  и  $f_m(\text{Sal})$ . В итоге для второго ряда получили два массива данных  $f_r$  и  $f_m$ , полученные различными способами:

– первый состоит из значений  $f_r(\delta^{18}\text{O})$  и  $f_m(\delta^{18}\text{O})$ , которые рассчитаны по системе уравнений (2);

– второй состоит из значений  $f_r(Sal)$  и  $f_m(Sal)$ , рассчитанных по уравнениям связи  $f_r(\delta^{18}O)$  и  $f_m(\delta^{18}O)$ , с одной стороны, и соленостью, с другой стороны, полученной для первой части ряда.

Для проведения вышеописанных вычислений операций весь массив данных (табл. 1) был разбит на две части:

1-я часть – весь ряд наблюдений без данных [Abrahamsen et al., 2009] и [Letolle et al., 1993], всего 1138 наблюдений;

2-я часть – оставшиеся данные – всего 909 наблюдений.

В результате для первой части массива данных получены зависимости, аналогичные зависимостям, представленным на рис. 3, с высокими значениями коэффициентов корреляции (для  $f_m r^2 = 0,998$  и для  $f_r r^2 = 0,904$ ). По полученным зависимостям были рассчитаны значения  $f_r$ (Sal) и  $f_m$ (Sal) для второй части массива данных. Зависимости  $f_m$ (Sal),  $f_r$ (Sal),  $0 r f_m$ (Sal),  $f_r$ (Sal),  $0 r f_m$ (Sal),  $f_r$ (Sal) и  $f_n$ (Sal) для второй части массива данных. Представлены на рис. 4a,  $\delta$ .



Рис. 4. Зависимости  $f_m$ (Sal) и  $f_r$ (Sal) от  $f_m$ ( $\delta^{18}$ O) и  $f_r$ ( $\delta^{18}$ O) – (a) и  $f_m$ (Sal) от  $f_i$ ( $\delta^{18}$ O) – ( $\delta$ ) для второй части массива данных.

Коэффициенты корреляции  $f_m$ (Sal) от  $f_m(\delta^{18}O)$  фактически получились равными 1 ( $f_r$ (Sal) от  $f_r(\delta^{18}O) = 0,975$  и  $f_i$ (Sal) от  $f_i(\delta^{18}O) = 0,78$ ). Это позволяет говорить о том, что в большинстве случаев при отсутствии измеренных величин  $\delta^{18}O$  можно оценивать значения  $f_m$  и  $f_r$ , используя только величины солености по зависимостям, представленным на рис. 3. Величина  $f_i$  в данном случае оценивается как разница между 100 % и суммой  $f_m$  и  $f_r$ .

Полученные высокие коэффициенты корреляции величин  $f_r$ ,  $f_m$  к солености позволяют оценить происхождение и трансформацию водных масс. Так, в известной работе Е.Г.Никифорова и А.О.Шпайхера [Никифоров, Шпайхер, 1980] представлены характеристики водных масс в «ядрах» арктических структур. Применяя зависимости, описанные выше (рис. 3), можно оценить происхождение (состав) водных масс моря Лаптевых (табл. 3).

Таблица 3

Водная масса*	Температура <sup>*</sup> , °С	Соленость <sup>*</sup> , ‰	$f_{m}^{}, \%$	<i>f</i> <sub><i>r</i></sub> , %	$f_{i}^{}, \%$
Поверхностная речная (летняя)	11,70	0,50	1,4	99,1	-0,55
Поверхностная летняя вода моря Лаптевых	-1,40	22,00	63,1	45,7	-8,8
Зимняя водная масса шельфа моря Лаптевых	-1,60	25,00	71,7	36,0	-7,7
Атлантическая водная масса	2,25	34,98	100	0,15	-0,15

Характеристики водных масс в «ядрах» водных масс моря Лаптевых

Примечание: \*- данные [Никифоров, Шпайхер, 1980]

Поверхностные речные водные массы имеют значение величины  $f_r$  до 100 %, что подтверждается соленостью 0,5 ‰, в то же время содержание фракции речных вод в поверхностной летней водной массе моря Лаптевых опускается до 46 %.

### выводы

Рассчитанные величины содержания фракций морских (атлантических) вод  $(f_m)$  и речных вод  $(f_r)$  по измеренным величинам солености и  $\delta^{18}$ О для моря Лаптевых имеют высокие значения коэффициентов корреляции с соленостью. Так, коэффициент корреляции  $f_m$  с величиной солености составил 1, а величины  $f_r$  с соленостью –0,95. Это позволяет говорить о том, что в большинстве случаев при отсутствии измеренных величин  $\delta^{18}$ О можно оценивать значения  $f_m$  и  $f_r$ , используя только величины солености. Величина  $f_i$  в данном случае оценивается как разница между 100 % и суммой  $f_m$  и  $f_r$ . Полученные дополнительные характеристики  $\delta^{18}$ О,  $f_m$ ,  $f_r$  и  $f_i$  дают возможность сделать предположение о происхождении и строении водных масс.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Якимова Т.В., Визгалипа Н.Е., Нечаев В.В.* Распределение среднегодовых концентраций кислорода-18 в осадках на европейской территории СССР // Материалы метеорологических исследований. 1987. № 12. С. 54–58.

Никифоров Е. Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 272 с.

Abrahamsen E.P, Meredith M.P., Falkner K.K., Torres-Valdes S., Leng M.J., Alkire M.B., Bacon S., Laxon S.W., Polyakov I., Ivanov V.V. Tracer-derived freshwater composition of the Siberian continental

shelf and slope following the extreme Arctic summer of 2007 // Geophysical Research Letter. 2009. 36. L07602, doi:10.1029/2009GL037341.

*Bauch D., Schlosser P., Fairbanks R.F.* Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of  $H_2^{18}O$  // Progress in Oceanography. 1995. Vol. 5. P. 53–80.

*Bauch D, Erlenkeuser H., Andersen N.* Water mass processes on Arctic shelves as revealed from  $\delta^{18}$ O H,O // Global and Planetary Change. 2005. Vol. 48. P. 165–174. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.12.011.

*Bauch, D., Erlenkeuser H., Stanovoy V., Simstich J., Spielhagen R.F.* Freshwater distribution and brine waters in the southern Kara Sea in summer 1999 as depicted by d18O results // Proceedings in Marine Science, Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance / R.Stein, K. Fahl, D. K. Fotterer, E. Galimov (Eds.). 2002. Vol. 6. P. 73–90.

*Bauch D., Dmitrenko I., Wegner C., Hölemann J., Kirillov S., Timokhov L., Kassens H.* Exchange of Laptev Sea and Arctic Ocean halocline waters in response to atmospheric forcing // Journal of Geophysical Research. 2009. Vol. 114. C005008. doi:10.1029/2008JC005062.

*Bauch D., Gröger M., Dmitrenko I., Hoölemann J., Kirillov S., Mackensen A., Taldenkova E., Andersen N.* Atmospheric controlled freshwater release at the Laptev Sea continental margin // Polar Research, 2011. Vol. 30. P. 14. doi:10.3402/polar.v30i0.5858.

*Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures / Ed. by E.Tongiogi. Spoleto, Italy, 1965. P. 9–130.

*Frank M.* Spurenstoffuntersuchungen zur zikrulation im Eurasischen Becken des Nordpolarmeeres: Ph.D Thesis. Ruprecht Karls University, Heidelberg, Germany, 1996. 100 p.

*Letolle, R., Martin J.M., Gordeev V.V., Gusarova S., Sidorov L.S.*<sup>18</sup>O abundance and dissolved silicate in the Lena delta and the Laptev Sea (Russia) // Marine Chemistry. 1993. Vol. 43. P. 47–64.

*Mueller-Lupp T., Erlenkeuser H., Bauch H.A.* Seasonal and interannual variability of Siberian river discharge in the Laptev Sea inferred from stable isotopes in modern bivalves // Boreas. 2003. Vol. 2. P. 292–303.

*Ostlund H.G., Hut G.* Arctic Ocean water mass balance from isotope data // Journal of Geophysical Research. 1984. Vol. 89. P. 6373–6381.

NASA. On line version. URL: http://data.giss.nasa.gov/o18data/ref.html [дата обращения 29.04. 2013].

### A.A.NAMYATOV, I.A.SEMERYUK

# THE DELTA <sup>18</sup>O VALUES AS TRACER OF WATER MASSES FORMATION BY EXAMPLE OF THE LAPTEV SEA

Distribution of hydrological and hydro-chemical characteristics in the Arctic Ocean is under influence of distribution of river water, marine water and water formed in the processes of ice melting and formation. Fraction of marine water  $(f_m)$ , sea-ice melt water fraction  $(f_i)$  and river runoff fraction  $(f_i)$  for samples from the Laptev Sea were calculated on the base of temperature, salinity and  $\delta^{18}$ O datasets published on the official NASA website. Calculations of fractions were performed using system of equations describing the simple mixing of different water masses. The correlation coefficients fm and fr to the values of salinity were unusually high. Thus, the correlation coefficient between fm and salinity is 1 and  $f_r$  and salinity -0.95. Correlation coefficient between  $f_i$  and salinity is low and depends on salinity range. In a salinity range from 0 to 10 ‰ value  $f_i$  is positive, up to 40 %, or there is the predominance of the ice melting processes. In range of salinity from 10 to 35 ‰  $f_i$  value is mainly negative, it means the predominance of ice formation process. At salinities close to 35 ‰,  $f_i$  values tend to zero. Gained characteristics  $\delta^{18}$ O,  $f_m$ ,  $f_r$ ,  $f_i$  can provide additional information about origin and structure of the water masses.

*Keywords:* oxygen isotope, the Laptev Sea, river runoff, process of sea ice melting/formation, salinity anomalies.

УДК 551.79

Поступила 31 октября 2013 г.

# ПСЕВДОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ПОДВОДНЫХ ГОР ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН) И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

канд. геол.-минерал. наук Е.А.ГУСЕВ<sup>1</sup>, канд. геол.-минерал. наук П.В.РЕКАНТ<sup>1</sup>, д-р геогр. наук Д.Ю.БОЛЬШИЯНОВ<sup>2, 3</sup>, нач. отдела Р.В.ЛУКАШЕНКО<sup>4</sup>, научн. comp. А.О.ПОПКО<sup>5</sup>

<sup>1</sup> – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. академика И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru

<sup>2</sup> – Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: bolshiyanov@aari.ru

<sup>4</sup> – Министерство обороны, г. Москва

<sup>5</sup> – ЗАО «Морские навигационные системы», Санкт-Петербург

Наблюдения, выполненные на континентальной окраине Восточно-Сибирского моря и на поднятии Менделеева, свидетельствуют о развитии в регионе псевдогляциальных структур, внешне напоминающих ледниковые. Циркообразные понижения на краях плосковершинных поверхностей подводных гор поднятия Менделеева связаны с процессами оползания нелитифицированных обводненных осадков. Линеаменты на поверхности морского дна могли образоваться под воздействием придонных течений.

*Ключевые слова:* линеаменты, рельеф морского дна, оползневые процессы, ледниковые щиты, поднятие Менделеева.

#### введение

В последние десятилетия по шельфовой и глубоководной частям Арктического бассейна появились новые качественные материалы сейсмоакустического и сонарного профилирования бокового обзора, многолучевого эхолотирования, которые освещают строение форм рельефа и слагающих эти формы осадков и горных пород. Кроме того, по основным геоморфологическим структурам Северного Ледовитого океана и шельфовых морей получены колонки донных осадков, детально изученные с помощью новых методов исследования вещественного состава, физических свойств, возраста осадков. В результате этих исследований выявлены интересные особенности строения рельефа и отдельных возвышенностей и гор океана – в частности, открыты системы линеаментов, покрывающих вершинные поверхности, склоны гор, днища и склоны окраинно-шельфовых желобов. Принято считать, что окраинно-шельфовые желоба континентальной окраины Евразии, а также более мелкие, осложняющие линейные формы рельефа – штрихи, борозды и гряды – обязаны своим происхождением воздействию плейстоценовых ледниковых щитов и их выводных ледников [Kristoffersen et al., 2004; Jakobsson et al., 2005; 2010; Polyak et al., 2001; 2007;

Polyak, Jakobsson, 2011; Andreassen et al., 2008; Niessen et al., 2013; Bjarnadottir et al., 2013]. Для линейно-параллельных структур предложена и активно используется специальная аббревиатура MSGL (*megascale glacial lineations* – крупномасштабные ледниковые линеаменты), SGL (*streamlined glacial lineations* – линеаменты ледниковых потоков) либо FL (*fluting* – гофрирование). Кроме того, идентифицированы структуры, напоминающие друмлины, стадиальные и конечные морены и другие ледниковые формы. Вместе с тем для континентальных окраин Арктики и Норвежско-Гренландского бассейна известны проявления процессов массопереноса и образования крупных оползней, формирующих также крупные формы рельефа, в том числе и линейные [Vogt et al., 1999; Laberg et al., 2000; Bryn et al., 2005].

Нами в экспедициях «Арктика-2007» и «Арктика-2012» получены свидетельства неледникового происхождения некоторых форм рельефа, внешне напоминающих гляциальные. Положение линеаментов, принимаемых за ледниковые, и два полигона исследований, проведенных нами, показаны на рис. 1.



Рис. 1. Обзорная схема Арктического бассейна (А) и батиметрическая карта (Б) [Рельеф дна..., 1998] континентальной окраины Восточно-Сибирского и Чукотского морей и поднятия Менделеева.

Прямоугольниками обозначены фрагменты карты, приведенные на рис. 2 и 3. Пунктирными линиями показана ориентировка линеаментов по данным [Niessen et al., 2013; Dove et al., 2013]. Буквами обозначены: *a* – гора Трукшина, *б* – гора Рогоцкого, *в* – гора Шамшура, *г* – плато Т-3, *д* – плато Сорго, *е* – плато Арлис, *ж* – терраса Кучерова.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 2007 г. на борту научно-экспедиционного судна «Академик Федоров» (26-й рейс) состоялась комплексная научная экспедиция «Арктика-2007» [Ашик, Соколов, 2008]. Во внешней части шельфа Восточно-Сибирского моря с помощью профилографа был зафиксирован пилообразный профиль морского дна, с акустически прозрачной толщей, выступающей на поверхности дна. Здесь была отобрана колонка переуплотненных морских глин среднеплейстоценового возраста [Гусев и др., 2012].

В рамках экспедиции «Арктика-2012» проведено обследование склонов подводных гор поднятия Менделеева с борта дизельных ледоколов «Капитан Драницын» и «Диксон», а также исследовательских подводных лодок Северного флота. В задачи экспедиции входило получение новых геолого-геофизических данных о строении этой части Арктического бассейна. Для изучения были выбраны склоны трех гор на севере поднятия Менделеева: Шамшура (1363 м), Трукшина (1261 м) и Рогоцкого (1464 м), а также склоны гор, окружающих плато Почтарева в южной части поднятия Менделеева. Названия гор и плато даны российскими гидрографами и на международном уровне пока не утверждены.

На первом этапе экспедиции для уточнения батиметрических данных прошлых экспедиций [Алексеев и др., 2010] выполнялась съемка с помощью многолучевого эхолота, а также производилось сейсмоакустическое профилирование, кроме того, использовались антенны бокового и кругового обзора. После определения оптимальной для донного пробоотбора площадки склоны подводных гор опробовались с борта ледокола «Капитан Драницын» драгой, телегрейфером, грунтовой трубкой. В местах визуальной и видеофиксации выходов на поверхность морского дна обнажений коренных пород проводилось приповерхностое бурение с помощью погружной буровой установки, разработанной в акционерном обществе Севморгео [Рождественский и др., 2011; Шкатов, Иванов, 2013]. В результате буровых работ удалось получить керны коренных пород, представленных изверженными породами основного состава [Морозов и др., 2013; Кременецкий, 2013; Кременецкий, Громалова, 2013]. Материалы опробования донных осадков, поднятых с помощью гидростатической грунтовой трубки длиной 10 м, свидетельствуют о развитии на вершинах, склонах и подножиях гор поднятия Менделеева нефелоидных осадков котловин, склоновых накоплений, а также отложений турбидитных потоков.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Континентальная окраина Восточно-Сибирского моря. Во внешней части Восточно-Сибирского моря обнаружены области развития контрастных эрозионных форм, осложняющих строение морского дна. Выявлено, что в интервале глубин 70–190 м на значительном протяжении дно имеет пилообразный облик. Врезы чередуются с преимущественно узкими гребневидными грядами, сглаженные гряды единичны. Понижения дна чаще имеют ярко выраженное *V*-образное поперечное сечение. Отложения, по которым выработан столь контрастный профиль, представлены акустически прозрачной толщей, обычно ассоциирующейся по своим геофизическим свойствам с моренным диамиктоном.

На геологической станции AF-0729 (76° 36′ 13,8″ с.ш., 161° 42′ 4,3″ в.д., глубина моря – 192 м) была отобрана колонка керна длиной 1,91 м (рис. 2). Верхние 47 см керна представляют собой голоценовый алевропелит с примесью песка желтовато-коричневого цвета, мягкопластичной консистенции. Нижний интервал 47–191 см



Рис. 2. Область выхода на поверхность морского дна Восточно-Сибирского моря плотных среднеплейстоценовых глин:  $a - \phi$ рагмент батиметрической карты Восточно-Сибирского моря [Гусев и др., 2012] (сечение рельефа – 10 м; вокруг островов изобаты не проведены из-за отсутствия кондиционных данных);  $\delta - \phi$ рагмент эхолотного профиля длиной около 4 км; e - литологическая колонка станции AF-0729: 1 – алевропелит, 2 – глинистый алеврит, 3 – раковины моллюсков; e - наклонение вектора намагниченности осадков [<sup>0</sup>;  $\partial -$  полярность намагниченности осадков; e - содержание бентосных фораминифер (экз./50 гр);  $\mathcal{K} - \phi$ ото моллюска с глуб. 1,3 м.

представлен тугопластичным до твердого (с трудом режется ножом), полусухим серым пелитом с очень редким гравием. Осадок очень хорошо сортирован, с преобладанием пелитовых крупнозернистой и мелкозернистой фракций. На глубине 130 см встречена раковина двустворки *Portlandia arctica* (Gray). Был произведен палеомагнитный, спорово-пыльцевой, микрофаунистический, радиоуглеродный и радиохимический анализ образцов из колонки. Радиоуглеродный (AMS <sup>14</sup>C) анализ был проведен по раковине морского моллюска *Portlandia arctica* (Gray), с глубины 130 см. Получена запредельная датировка > 44 000 (AA-105592). Это хорошо коррелирует с оценками возраста, полученными по методу избыточного <sup>230</sup>Th [Гусев и др., 2012]. Разница в возрасте верхнего слоя мягкопластичных осадков, принятых нами за голоценовые, и нижнего слоя переуплотненных глин, содержащих фораминиферы и раковины морских моллюсков, по методу избыточного <sup>230</sup>Th составила ~172 тыс. лет. Таким образом, средненеоплейстоценовые глины могут быть скоррелированы по возрасту с началом морской изотопной стадии (МИС) 6.

Это отличается от результатов донного опробования по внешней части Чукотского моря [Hill, Driscoll, 2010] и хребту Нордвинд [Polyak et al., 2007], где изрезанная эрозионная поверхность ассоциируется перечисленными авторами с моренным диамиктоном, возраст которого по AMS <sup>14</sup>С датировкам перекрывающих морских осадков определяется как сартанский (МИС 2). Для Чукотского плато предполагаемый возраст максимального распространения ледникового воздействия на дно оценивается в 185–130 тыс. лет (МИС 6) [Jakobsson et al., 2005]. При этом экзарации, как считают эти авторы, подверглась вершинная часть Чукотского плато и его склоны до современных глубин 1000 м. Наши материалы не подтверждают гипотезу о распространении ледникового покрова на континентальной окраине Восточно-Сибирского и Чукотского морей во время, соответствующее МИС 6. По всей видимости, в конце среднего неоплейстоцена здесь были развиты морские обстановки. Образовавшиеся позднее эрозионные формы, скорее всего, связаны с эрозионными процессами, вызванными подводными течениями, либо айсберговым и ледовым (стамухи) выпахиванием. Результаты изучения плотных морских глин, имеющих на сейсмоакустических профилях признаки моренного диамиктона, свидетельствуют о необходимости более осторожной интерпретации геофизических данных. Не всякие акустически прозрачные толщи, имеющие неровную, до пилообразной, верхнюю границу и представленные плотными глинами и суглинками, имеют ледниковое происхождение. Кроме того, само наличие изрезанной донной поверхности из-за закономерностей распространения сейсмических волн может приводить к осветлению до акустической прозрачности верхних горизонтов чехла. Таким образом могут возникать структуры, сейсмоакустическая запись которых будет похожа на запись моренного диамиктона.

Поднятие Менделеева. Структуры, внешне напоминающие ледниковые цирки, долины и краевые формы с холмистым рельефом, типичным для конечных и боковых морен, встречены в северной части поднятия Менделеева, на вершине горы Трукшина. Вершина горы представляет собой плоскую выровненную поверхность, с незначительными уклонами от центра к краям. Платообразная вершина со всех сторон окружена обрывистыми склонами (уклоны 20–40°, иногда – до 78°). Высшая отметка (1261 м) находится в западной части вершинной поверхности. Батиметрическая карта горы (рис. 3*а*) неточно передает особенности геоморфологического строения, платообразная вершинная поверхность на карте выражена неотчетливо.



Рис. 3. Псевдогляциальные структуры горы Трукшина (северная часть поднятия Менделеева): *a* – батиметрическая карта горы Трукшина, *б* – перспективное изображение восточного склона горы Трукшина, *в* – батиметрическая схема многолучевого эхолотирования через вершинную поверхность горы Трукшина, *с* – фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ ARC-1205, вертикальный масштаб – в секундах двойного времени. Стрелками показаны долинообразные понижения.

На более детальной батиметрической карте, построенной в полосе профиля многолучевого эхолотирования (рис.  $3\delta$ ,  $\epsilon$ ), хорошо видны циркообразные понижения, переходящие в долины с корытообразным поперечным профилем, которые расходятся от вершины горы во все стороны, к краям плосковершинной поверхности.



Рис. 4. Сейсмоакустический профиль через долинообразное понижение на вершинной поверхности горы Трукшина. Положение профиля показано на рис. *36*, *в*.

Ширина долин составляет около 3-4 км. Относительная глубина долин не превышает 50-80 м. В полосе профиля многолучевого эхолотирования оказались лишь верховья большинства корытообразных долин, которые резко начинаются с циркообразных обрывистых склонов. Лишь одна из таких долин субширотного простирания, ориентированная согласно линии профиля, видна от верховий до своего выхода на бровку обрывистого склона горы (рис. 36). В месте выхода этой долины к крутому обрыву склона горы Трукшина, у северного склона долины профилографом зафиксирована гряда, напоминающая боковую морену ледника (рис. 4). Однако колонка донного опробования KD-12-05-23с (83° 02,4' с.ш., 177° 12,6' в.д., глубина моря – 1890 м), отобранная в пределах долины, вскрыла около 4 м осадков, представленных исключительно пелагическими илами, никакого намека на моренный диамиктон и эрратический гляциальный материал в керне нет. Осадки имеют мягкопластичную консистенцию, типичную для океанских осадков. У южного склона устьевой части описываемой долины никаких гряд не зафиксировано. На сейсмическом профиле МОВ ОГТ ARC1205, пересекающем гору Трукшина в субширотном направлении, хорошо видна неровная вершинная поверхность горы. По всей видимости, понижения рельефа, ярко выраженные на профиле, соответствуют корытообразным долинам.

В других районах поднятия Менделеева в краевых частях плосковершинных поверхностей подводных гор Шамшура, Рогоцкого, отрогов плато Т-3 наблюдаются уступы, образующие наклонные террасовидные поверхности, которые по амплитудам относительных глубин могут быть сопоставлены с глубиной трогообразных долин горы Трукшина.

Нами предполагается оползневой генезис циркообразных понижений, трогообразных долин, наклонных террас и неровностей дна. Скорее всего, к образованию этих структур привела сейсмическая активность, проявившаяся в позднем кайнозое. Несмотря на полное отсутствие эпицентров современных землетрясений в данном районе, свежесть тектонически обусловленных склонов подводных гор поднятия Менделеева и наличие выступов коренных пород в эскарпах свидетельствуют о былой сейсмической активности района. Сейсмические события могли привести к разжижению и оползанию нелитифицированных, обводненных, мало устойчивых к внешнему воздействию позднекайнозойских осадков. Их оползневое перемещение на пологих склонах к краям платообразных вершинных поверхностей далее продолжилось в виде мутьевых потоков, доставивших перемещенный материал по крутым склонам к подножию гор и равномерно распределивших его в виде слабо выраженных в рельефе конусов выноса. О былой сейсмической активности района говорят многочисленные разнонаправленные разрывные нарушения, фиксирующиеся на сейсмических профилях, нарушающих фундамент и весь осадочный чехол поднятия Менделеева до подошвы плиоцен-четвертичной толщи [Bruvoll et al., 2010; Hegewald, Jokat, 2013]. Похожая ситуация наблюдается и на континентальной окраине моря Лаптевых, где одновременно с современной сейсмичностью, по данным сейсморазведки, также наблюдается большое количество разломов, нарушающих кайнозойскую толщу осадков, но не проникающих в плиоцен-четвертичный чехол [Рекант, Гусев, 2009; Гусев, 2011].

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛИНЕАМЕНТОВ

Сторонники ледникового происхождения форм рельефа континентальной окраины Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также примыкающих к окраине краевых плато и подводных гор часто определяют гляциальный генезис структур без особых на то оснований. В частности, в работе Франка Ниссена и соавторов [Niessen et al., 2013] на фрагментах сейсмических и сейсмоакустических профилей поверхности несогласий определены как сформированные гляциальной абразией. Вместе с тем такие поверхности формируются и без участия ледового фактора. То же самое замечание относится и к перемещенному материалу, характеризующемуся акустически прозрачной записью. Совсем необязательно эти осадки перемещены ледниками, точно такие же структуры встречаются в оползневых структурах, иногда – в отложениях турбидитных течений.

Имеет место существенное отличие линеаментов, покрывающих вершинные поверхности гор и плато в южной части поднятия Менделеева, на Чукотском куполе и хребет Нордвинд, от похожих структур, описанных для Баренцевского шельфа [Andreassen et al., 2008; Bjarnadottir et al., 2013]. На шельфе Баренцева моря линеаменты строго привязаны к понижениям рельефа морского дна, часто имеют веерообразный в плане рисунок. В пределах континентальной окраины Восточно-Сибирского моря линеаменты, наоборот, приурочены к положительным формам рельефа. На вершинах Чукотского купола и хребта Нордвинд линеаменты по своему субширотному направлению согласуются с действующим в настоящее время Бофортским круговым течением Амеразийского сектора Северного Ледовитого океана. Самые южные плосковершинные поверхности поднятия Менделеева, называемые в работах [Hall, 1979; Niessen et al., 2013] плато Арлис и Сорго (рис. 1), покрыты штрихами и бороздами, ориентированными субмеридионально, под углом около 90° по отношению к линеаментам Чукотского купола и хребта Нордвинд. Граница между этими двумя системами линеаментов приурочена к 500-метровой изобате, т.е. системы развиты в разных глубинных интервалах. Это наводит на мысль о возможном воздействии на дно подводных течений, приуроченных к различным глубинным уровням. Линеаменты, ориентированные меридионально, т.е. направленные от внешней части шельфа в глубоководную область, могут быть обусловлены стоковыми холодными течениями плотных соленых вод. Это явление, именуемое каскадингом, для Северного Ледовитого океана пока слабо изучено, но некоторые сведения о каскадинге на континентальных склонах Аляски, Северной Земли и Земли Франца-Иосифа все же имеются [Иванов, 2012; Головин, 2007; 2012; Shapiro et al., 2003; Ivanov, Golovin, 2007]. Могут ли холодные стоковые гравитационные течения не только приводить к образованию локальных линейных эрозионных форм в виде сливающихся друг с другом подводных долин и каньонов, формирующих древовидный в плане рисунок, но и формировать системы параллельных друг другу линеаментов, распространяющихся на плоских склоновых поверхностях, значительных по площади, – вопрос, требующий изучения. Процессы, приводящие к накоплению осадков на континентальном склоне вне границ подводных каньонов, а также формы рельефа этих участков вообще изучены очень слабо [Mulder, 2011].

Что касается линеаментов, ориентированных субширотно, параллельно континентальной окраине, представляется, что возможной причиной их образования могут быть современные или древние контурные течения. Впервые они были выявлены сейсмическим профилированием и фотосъемкой океанского дна с дрейфующего ледяного острова Т-3. Тогда были получены свидетельства широкого развития на хребте Альфа и поднятии Менделеева придонных течений, скорость которых оценивалась от 1 до 4-6 см/с [Hall, 1979]. Участки размыва дна выявлены сейсмическими исследованиями как на склонах подводных гор, так и по днищам глубоководных котловин [Bruvoll et al., 2010]. Нами в экспедиции «Арктика-2012» на поднятии Менделеева также наблюдались подводные течения. В частности, стоковые течения были зафиксированы у устьев подводных каньонов, спускающихся с подводных гор Рогоцкого и Шамшура (северная часть поднятия Менделеева). Кроме того, на вершинной поверхности одной из гор в южной части поднятия Менделеева, в непосредственной близости от места отбора колонки донных осадков HLY0503-8JPC [Adler et al., 2009], также наблюдалось течение, направленное с севера на юг, скорость которого оценена нами в 1 узел (1,8 км/ч или 0,5 см/с). Несмотря на незначительную скорость современного течения, можно допустить ее большую величину в прошлые эпохи, когда усиливался обмен вод с Атлантическим и Тихим океанами, при колебаниях уровня моря, во время сокращения площади ледового покрова в Арктическом бассейне и т.д. Кроме того, на сейсмических профилях МОВ ОГТ, пересекающих склоны подводных гор поднятия Менделеева, постоянно присутствуют эрозионно-аккумулятивные формы, характерные для контурных течений.

Несмотря на привлекательность ледникового объяснения причин образования линеаментов, гряд, террас и других структур, имеется ряд фактов, не укладывающихся в гляциальную концепцию. Одним из них является необыкновенно высокая степень сохранности продольных гряд и ложбин, соотносимых с процессами ледникового выпахивания. Сторонниками точки зрения о ледниковом происхождении линеаментов никак не объясняется, почему продольные борозды и гряды не нарушены айсберговой штриховкой. Существовавший некогда гипотетический ледниковый щит должен был рано или поздно начать деградировать, распадаться и отступать и, как следствие, продуцировать большое количество айсбергов. Такие структуры выпахивания (*plowmarks*) зафиксированы на многих континентальных окраинах в высоких широтах.

Другое возражение, возникающее при знакомстве с «гляцигенными» структурами, – это возможность образования подобных структур и без всякого участия ледника – оползневые террасы с акустически прозрачным строением толщ, следы действия подводных течений, конусы выноса, связанные с неотектонической активизацией континентальных окраин, а не с колебаниями климата.

Указания авторов [Niessen et al., 2013; Dove et al., 2013; Brigham-Grette, 2013] на хорошее совпадение их гляциальных реконструкций с данными по четвертичной геологии Новосибирских островов [Басилян и др., 2008; 2010] также представляются не вполне обоснованными. Доказательством существования ледникового покрова считается наличие подземных льдов на островах Новосибирского архипелага, кото-

рые выдаются за остатки плейстоценового ледника. Однако проведенные детальные исследования геохимии и изотопного состава кислорода из этих льдов неоспоримо свидетельствуют об их внутригрунтовом происхождении, а не об атмосферном, глетчерном [Иванова, 2012].

Принимаемые за гляциодислокации деформации рыхлых осадков о. Новая Сибирь [Гросвальд, 1988; Басилян и др., 2008; 2010], являются, скорее всего, складками гравитационного оползания. В частности, в районе утеса Деревянные горы в поле силы тяжести выделяется гравитационная ступень, соответствующая резкому перепаду глубины залегания поверхности складчатого фундамента. По всей видимости, в эпохи потепления происходила оттайка мерзлых толщ. Обводненные глинистые и супесчаные отложения сползали с горстового поднятия в сторону современного берега моря. При этом, скорее всего, происходило неотектоническое воздымание горстового поднятия Деревянных гор, т.к. четвертичные морские террасы, находящиеся здесь, деформированы [Большиянов, 2006].

Наблюдаемые на акватории подводные гряды, опоясывающие южные берега островов Новая Сибирь и Жохова, являются не стадиальными моренами [Гросвальд, 1988], а подводными барами, сложенными песками и образовавшимися благодаря мелководным морским течениям [Никифоров, 1984].

Можно согласиться с предположением М.А.Левитана и соавторов [2010] по поводу существования в прошлом небольших ледниковых куполов на Новосибирских островах. Однако такие ледники были, скорее, пассивными и не оказали значительного влияния на рельеф островов и окружающего шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Большиянов, 2006; Большиянов и др., 2013].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения, выполненные нами на континентальной окраине Восточно-Сибирского моря и на поднятии Менделеева, свидетельствуют о развитии в регионе псевдогляциальных структур, внешне напоминающих ледниковые. Представляется, что циркообразные понижения на краях плосковершинных поверхностей подводных гор поднятия Менделеева связаны с процессами оползания нелитифицированных обводненных осадков. Оползни были инициированы, по всей видимости, сейсмической активностью района в позднем кайнозое. Образование широко развитых на внешней части шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей линеаментов может быть связано с действием подводных течений. Происхождение структур, распространенных мористее, в диапазоне глубин 600–1000 м, пока неясно. Возможно, они также связаны с воздействием на дно подводных течений (контурных?). В целом вопросы определения генезиса многих форм рельефа дна Северного Ледовитого океана, внешне напоминающих гляциальные, далеки от разрешения и требуют дальнейших комплексных исследований.

Авторы сердечно благодарят экипажи НЭС «Академик Федоров», ледоколов «Капитан Драницын» и «Диксон», а также исследовательских подводных лодок Министерства обороны Российской Федерации за выполнение комплексных исследований в труднодоступных районах Арктики.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев С.П., Зеньков А.Ф., Курсин С.Б., Ставров К.Г. Батиметрические исследования ОАО

«ГНИНГИ» в центральной части Арктики // Навигация и гидрография. 2010. № 30. С. 9–17.

Ашик И.М., Соколов В.Т. Основные итоги и предварительные результаты экспедиции «Арктика-2007» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3(80). С. 72–85.

Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/08. 2008. № 12. С. 7–9.

Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным 230Th/U-датирования раковин моллюсков // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 506–514.

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.

*Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.

Головин П.Н. Эффективность каскадинга плотных шельфовых вод на материковом склоне архипелага Северная Земля в море Лаптевых и возможность вклада в вентиляцию промежуточных вод котловины Нансена // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 49–58.

Головин П.Н. Условия формирования шельфовых вод и стока на разных акваториях Арктики и Антарктики // Метеорология и гидрология. 2012. № 12. С. 55–68.

*Гросвальд М.Г.* Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и окружающего шельфа // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 654–659.

*Гусев Е.А.* Геологическое строение области сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/29\_2011.pdf [дата обращения 01.09.2013].

Гусев Е.А., Зинченко А.Г., Бондаренко С.А., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Левченко С.Б., Жеребцов И.Е., Попов В.В. Новые данные о рельефе и четвертичных отложениях внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 58–68.

Иванов В.В. Структурообразующие гидрофизические процессы в Приатлантической Арктике: Авторефер. дис. ... д-ра физ-мат. наук. СПб.: ААНИИ, 2012. 38 с.

Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Том XVI. № 1. С. 56–70.

Кременецкий А.А. Арктида. 2-е изд. доп. М.: ФГУП «ИМГРЭ», 2013. 300 с.

Кременецкий А.А., Громалова Н.А. Природа древних цирконов из пород Срединно-Атлантического хребта и поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане // Фундаментальные исследования. 2013. № 10 (ч. 3). С. 594–600.

Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпильхаген Р. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 464–490.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

*Никифоров С.Л.* Геоморфология дна западной части Восточно-Сибирского моря // Океанология. 1984. Т. XXIV. № 6. С. 948–953.

*Рекант П.В., Гусев Е.А.* Признаки новейших тектонических движений на Лаптевоморской континентальной окраине по данным сейсмоакустического профилирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2(82). С. 85–94.

Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Масштаб 1:5 000 000, проекция стереографическая. ГУНиО МО, ВНИИОкеангеология, РАН. СПб., 1998.

Рождественский В.Х., Васильев Ю.А., Желудев А.В., Сорокин В.В. Новые глубоководные буровые установки донного базирования // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 56–59.

Шкатов М.Ю., Иванов Г.И. Первая российская скважина на дне Северного Ледовитого океана // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 569–572.

*Adler R.E., Polyak L, Ortiz J.D., Kaufman D.S., Channell J-E.T., Xuan Ch., Grottoli A.G., Sellun E., Crawford K.A.* Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // Global and Planetary Change. 2009. Vol. 68. P. 18–29. doi: 10.1016/j.gloplacha.2009.03.026.

*Andreassen K., Laberg J.S., Vorren T.O.* Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications // Geomorphology. 2008. Vol. 97. Is. 1–2. P. 157–177. doi: 10.1016/j. geomorph.2007.02.050

*Bjarnadottir L.R., Rüther D.C., Winsborrow M.C.M., Andreassen K.* Grounding-line dynamics during the last deglaciation of Kveithola, W Barents Sea, as revealed by seabed geomorphology and shallow seismic stratigraphy // Boreas. 2013. Vol. 42. P. 84–107. doi: 10.1111/j.1502-3885.2012.00273.x

*Brigham-Grette J.* Palaeoclimate: A fresh look at Arctic ice sheets // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 807–808. doi:10.1038/ngeo1960

*Bryn P., Berg K., Forsberg C.F., Solheim A., Kvalstad T.J.* Explaining the Storegga Slide // Marine and Petroleum Geology. 2005. Vol. 22. Is. 1–2. P. 11–19. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.12.003

*Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hopper J.* Hemipelagic deposits on the Mendeleev and Alpha sub-marine ridges in the Arctic Ocean: acoustic stratigraphy, depositional environment and inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // Marine Geophysical Research. 2010. Vol. 31. P. 149–171. doi:10.1007/s11001-010-9094-9.

*Ivanov V.V., Golovin P.N.* Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf // Journal of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. Is. C9. C09003, doi: 10.1029/2006JC003882.

Jakobsson M., Gardner J.V., Vogt P.R., Mayer L.A., Armstrong A., Backman J., Brennan R., Calder B., Hall J.K., Kraft B. Multibeam bathymetric and sediment profiler evidence for ice grounding on the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Quaternary Research. 2005. Vol. 63. Is. 2. P. 150–160. doi: 10.1016/j.yqres.2004.12.004

*Jakobsson M., Polyak L., Edwards M., Kleman J., Coakley B.* Glacial geomorphology of the Central Arctic Ocean: the Chukchi Borderland and the Lomonosov Ridge // Earth Surface Processes and Landforms. 2008. Vol. 33. Is. 4. P. 526–545. doi: 10.1002/esp.1667

Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M., Backman J., Löwemark L., Dowdeswell J.A., Mayer L., Polyak L., Colleoni F., Anderson L.G., Björk G., Darby D., Eriksson B., Hanslik D., Hell B., Marcussen C., Sellén E., Wallin Å. An Arctic Ocean ice shelf during MIS 6 constrained by new geophysical and geological data // Quaternary Science Reviews. 2010. Vol. 29. Is. 25–26. P. 3505–3517. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.03.015

*Hall J.K.* Sediment waves and other evidence of paleo-bottom currents at two locations in the deep Arctic Ocean // Sedimentary Geology. 1979. Vol. 23. P. 269–299.

*Hegewald A., Jokat W.* Tectonic and sedimentary structures in the northern Chukchi region, Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 2013. Vol. 118. Is. 7. P. 3285–3296. doi:10.1002/jgrb.50282

*Hill J.C., Driscoll N.W.* Iceberg discharge to the Chukchi shelf during the Younger Dryas // Quaternary Research. 2010. Vol. 74. Is. 1. P. 57–62. doi: 10.1016/j.yqres.2010.03.008

Kristoffersen Y., Coakley B., Jokat W., Edwards M., Brekke H., Gjengedal J. Seabed erosion on the

Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean: A tale of deep draft icebergs in the Eurasia Basin and the influence of Atlantic water inflow on iceberg motion? // Paleoceanography. 2004. Vol. 19. Is. 3. PA3006. doi:10.1029/2003PA000985.

*Dove D., Polyak L., Coakley B.* Widespread, multi-source glacial erosion on the Chukchi margin, Arctic Ocean // Quaternary Science Reviews. 2013. In press. doi:10.1016/j.quascirev.2013.07.016

*Laberg J.S., Vorren T.O., Dowdeswell J.A., Kenyon N.H., Taylor J.* The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea // Marine Geology. 2000. Vol. 162. Is. 2–4. P. 259–275. doi: 10.1016/S0025-3227(99)00087-0.

*Mulder T.* Gravity Processes on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains // Deep-sea sediments (edited by H. Hüneke, T. Mulder). Developments in Sedimentology. 2011. Vol. 63. P. 25–148. doi: 10.1016/B978-0-444-53000-4.00002-0.

*Niessen F., Hong J.K., Hegewald A., Matthiessen J., Stein R., Kim H., Kim S., Jensen L., Jokat W., Nam S.-II, Kang S.* Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. Is. 10. P. 842–846. doi: 10.1038/ngeo1904.

*Polyak L., Edwards M.H., Coakley B.J., Jakobsson M.* Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms // Nature. 2001. Vol. 410. № 6827. P. 453–457. doi: 10.1038/35068536.

*Polyak L., Darby D.A., Bischof J.F., Jakobsson M.* Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean // Quaternary Research. 2007. Vol. 67. Is. 2. P. 234–245. doi: 10.1016/j.yqres.2006.08.001.

*Polyak L., Jakobsson M.* Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean: Recent advances and further challenges // Oceanography. 2011. Vol. 24. Is. 3. P. 52–64. doi:10.5670/oceanog.2011.55.

*Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V.* Dense water cascading off the continental shelf // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108. Is. C12. 3390, doi: 10.1029/2002JC001610.

*Vogt P.R., Gardner J., Crane K.* The Norwegian–Barents–Svalbard (NBS) continental margin: Introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment, pore water, and methane // Geo-Marine Letters. 1999. Vol. 19. Is. 1–2. P. 2–21. doi: 10.1007/s003670050088.

E.A. GUSEV, P.V.REKANT, D.YU.BOLSHIYANOV, R.V.LUKASHENKO, A.O.POPKO

# PSEUDOGLACIAL STRUCTURES OF MENDELEEV RISE SEAMOUNTS (ARCTIC OCEAN) AND EAST SIBERIAN CONTINENTAL MARGIN

Observations made on the continental margin of the East Siberian Sea and the Mendeleev Rise, detected pseudoglacial structures that looks like structures formed by ice sheets. Circus-like structures at the edges of flat tops of the Mendeleev Rise seamounts associated with the slumping processes of waterlogged sediments. Lineaments on the sea floor could be formed by bottom currents.

Keywords: lineaments, ocean floor relief, slumping processes, ice sheets, Mendeleev Rise.

УДК 551.465

Поступила 6 ноября 2013 г.

# ТЕРМОХАЛИННОЕ СОСТОЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В 2012 г. И ТЕНДЕНЦИИ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ, канд. геогр. наук И.М.АШИК, канд. геогр. наук С.А.КИРИЛЛОВ, ст. науч. сотр. В.Ю.КАРПИЙ, ст. науч. сотр. Н.В.ЛЕБЕДЕВ, рук. ВАЭ В.Т.СОКОЛОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: ltim@aari.nw.ru

В статье представлены оценки термохалинного состояния Арктического бассейна Северного Ледовитого океана и арктических морей по данным экспедиционных исследований 2012 г. Положительные аномалии поверхностной температуры воды и распреснение поверхностного слоя летом 2012 г. наблюдались на значительной части Амеразийского суббассейна. В Евразийском суббассейне от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых фиксировалось осолонение поверхностного слоя, а поверхностная температура воды была в пределах нормы за исключение района пролива Фрама. Дипольная структура поля аномалий поверхностной солености, наблюдаемая с 2007 г. и выраженная в больших отрицательных аномалиях в Амеразийском суббассейне и незначительных положительных аномалиях в Евразийском, в 2012 г. сохранилась, но претерпела некоторые изменения, а также наблюдается тенденция к уменьшению контраста солености между Евразийским и Амеразийским суббассейнами. В центре антициклонического круговорота в Канадской котловине за последние 60 лет наблюдаются существенные изменения. Начиная с 90-х годов проилого века произошло резкое уменьшение солености: от 30–31 ‰ до 26–27 ‰ для зимнего периода и от 29–31 ‰ до 24–25 ‰ для летнего.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, поверхностный слой океана, аномалии поверхностной температуры и солености, тенденции изменений, Евразийский суббассейн, Амеразийскиий суббассейн.

### введение

Уменьшение площади льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО) в летний период с историческими минимумами в 2003, 2005, 2007 гг., экстремальное потепление атлантических вод в Евразийском суббассейне в 2003–2004 г. [Polyakov et al., 2005], значительное повышение температуры летних тихоокеанских вод, расширение ареала зимних тихоокеанских вод – все феномены в совокупности нашли отражение в существенной перестройке термохалинной структуры СЛО [Timokhov et al., 2012]. При этом сезонные изменения в поверхностном слое океана летом 2007 г. были столь большими, а изменения в промежуточных слоях и в слое атлантических вод настолько значительными, что состояние 2007 г. было отнесено к разряду экстремальных [Фролов и др., 2009].

В 2008–2011 гг. продолжалось сохранение крупномасштабных зон, характеризующихся существенными аномалиями термохалинного состояния СЛО. Хотя величины

аномалий уменьшились по сравнению с летом 2007 г. и зимой 2007–2008 гг. Однако наступивший 2012 г. вновь стал рекордным – произошло значительное сокращение площади летних льдов, и был установлен новый исторический минимум ледовитости СЛО [Обзор, 2013]. В этой связи особенно актуальным становится анализ океанологических процессов, протекавших в 2012 г.

В данной статье уделено внимание верхнему слою как наиболее изменчивой структуре океана. В статье описываются данные наблюдений, анализируется влияние предыстории на развитие океанологических процессов, дается диагноз океанографических процессов, производится оценка термохалинного состояния и описываются тенденции изменения состояния верхнего слоя СЛО в 2012 г.

### ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Для оценки термохалинного состояния вод СЛО в 2012 г. была использована океанографическая информация, полученная из отечественных и зарубежных источников. Большая часть океанографических наблюдений была выполнена на акватории глубоководной части Арктического бассейна, где в 2012 г. функционировало 13 ITP-буев, оснащенных профилографами. Кроме ITP-буев, в СЛО выполняли исследования несколько российских и зарубежных экспедиций на судах а/л «Россия» (РФ), НИС «Профессор Молчанов» (РФ), НИЛ «Хили» (США), «Луи Сен-Лоран» (Канада), «Поларштерн» (Германия), «Мирай» (Япония), а также российские дрейфующие станции «Северный полюс-39», «Северный полюс-40» и две зимние воздушные экспедиции: российско-германская экспедиция «Полынья-2012» /«TRANSDRIFT-XX» в море Лаптевых и канадская экспедиция «Switchyard» к северу от Гренландии. Положение



Рис. 1. Положение океанографических станций, информация которых использовалась для оценки термохалинного состояния вод Северного Ледовитого океана в 2012 г. Характерные вертикальные распределения солености и температуры воды в зонах, отмеченных эллипсами, приведены на рис. 2–4.

всех выполненных океанографических станций, данные которых использовались в статье, показано на рис. 1.

Для анализа вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в 2012 г. был осуществлен расчет основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения) вертикальных профилей температуры и солености. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных по географическому признаку, но в ряде случаев использовались данные отдельных станций, типичных для всей выборки измеренных профилей из анализируемого района. Сравнительный анализ выполнялся путем сопоставления вертикальных профилей основных статистических характеристик температуры и солености, полученных для каждой из выделенных групп, с аналогами, определяемыми на стандартных горизонтах за весь исторический период наблюдений до 2000 г. в пределах полосы шириной 50–100 км.

Для анализа сезонных изменений термохалинного состояния поверхностного слоя использовались данные наблюдений на дрейфующей станции СП-39, а также измерения температуры и солености ITP-буев № 41, 48, 53, 56, 58.

Карты температуры и солености были построены только для летне-осеннего сезона, поскольку в этот период были выполнены океанографические наблюдения в количестве, достаточном для построения карт. Аномалии температуры и солености поверхностного слоя для конца лета 2012 г. были рассчитаны относительно средних полей для летнего периода 1950–1989 гг., приведенных в Океанографическом атласе Северного Ледовитого океана [Атлас, 1997].

### предыстория

В поверхностном слое океана летом 2011 г. термическое состояние характеризовалось положительными аномалиями температуры в Карском море до 1,0–1,5 °С и в море Лаптевых до 5–7 °С. В Евразийском суббассейне летом 2011 г. наблюдались положительные аномалии солености величиной до 1,0–1,5 ‰, и зона осолонения в этом регионе сохранилась до осени, несколько изменив свою конфигурацию [Обзор, 2011, 2012].

В прибрежной зоне Амеразийского суббассейна значения аномалий температуры поверхностного слоя были на 1–2 °С ниже, чем в евразийской части АБ. На глубоководной акватории Амеразийского суббассейна СЛО летом 2011 г. наблюдалось значительное распреснение поверхностного слоя. Отрицательные аномалии солености достигали 4–5 ‰, которые, несколько уменьшившись по величине, сохранились и осенью 2011 г.

В осенний период ледообразование началось позже нормы. В арктических морях, на северных границах которых сохранялись остаточные льды (северо-восток Карского, Восточно-Сибирское, Бофорта), задержка в сроках ледообразования составила 5–10 суток. В морях, которые были полностью свободны от льда (Баренцево, Карское, Чукотское), аномалии сроков устойчивого ледообразований осенью 2011 г. были значительны, они достигали 30–40 суток позже климатических дат.

В декабре происходило дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. Однако темпы нарастания льда значительно отставали от средних многолетних. Надо полагать, что и сезонное увеличение солености поверхностного слоя, связанное с выделением солей при ледообразовании, было замедленным.

Состояние летних тихоокеанских вод (ЛТВ), которые располагаются в Амеразийском суббассейне под поверхностными водами, в 2011 г. характеризовалось

отрицательными аномалиями солености и большими положительными аномалиями температуры, которые по своим значениям выходили далеко за пределы стандартных отклонений, полученных по историческим данным.

Располагающиеся еще глубже атлантические воды (AB) в 2011 г. были всюду в Арктическом бассейне теплее нормы. Значения аномалий температуры AB были максимальными в западных частях СЛО, где они достигали 1 °C, и постепенно уменьшались в восточном направлении до 0,30–0,35 °C в районе антициклонического круговорота к северу от моря Бофорта.

Таким образом, начальные условия для 2012 г. в Амеразийском суббассейне характеризовались аномальным распреснением поверхностного слоя, а в Евразийском суббассейне – небольшим осолонением. Дальнейшее развитие океанологических процессов в 2012 г. определялось, прежде всего, воздействием ветра, потоками тепла воздушных масс, влиянием солнечной радиации, таянием и нарастанием льда, сопровождавшихся распреснением и осолонением поверхностного слоя.

# ИЗМЕНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОКЕАНА

Недостаточное покрытие акватории СЛО данными измерений в зимний и весенний периоды не позволило выполнить полноценный анализ пространственной структуры полей температуры и солености. Поэтому диагноз состояния поверхностного слоя был выполнен по данным наблюдений нескольких дрейфующих ITP-буев для Амеразийского суббассейна.

Как следствие предыстории, зимой в первой декаде 2012 г. в Амеразийском суббассейне наблюдались значительные отрицательные аномалии солености, сравнимые с аномалиями солености зимой 2006–2007 г., но меньшие по величине по сравнению с аномалиями зимы 2007–2008 г. Отметим также, что зимой начала 2012 г. аномалия температуры воздуха для широтной зоны 70–85° с.ш. составила +3,9 °С, что является вторым для зимнего сезона значением по рангу теплых лет [Обзор, 2012, 2013].

На рис. 2 приведены характерные вертикальные распределения солености и температуры воды для зимнего сезона по результатам СТD-зондирования на станции СП-39, дрейфовавшей вблизи поднятия Альфа, и буя ITP-41, дрейфовавшего в северной части моря Бофорта вблизи поднятия Бофорта. Толщина верхнего перемешанного слоя в районе нахождения СП-39 составляла 30 м, а в районе ITP-41 – 25 м, что на 5–10 м меньше среднего климатического значения [Гарманов и др., 2008]. Как видно из рисунка, соленость воды в верхнем перемешанном слое была на 2–3 ‰ меньше средних климатических значений. Поскольку зимой температура воды в поверхностном слое близка к точке замерзания, зависящей от величины солености, то и поверхностная температура была выше средних климатических значений.

Летом и осенью температурный фон и характер атмосферной циркуляции во многом определили интенсивность таяния льдов и положение кромки льда в СЛО. Аномалии температуры воздуха для широтной зоны 70–85° с.ш. в 2012 г. составили летом +2,0 °C и осенью +3,6 °C. Это первое для летнего и осеннего сезонов значение по рангу теплых лет [Обзор, 2012, 2013]. В июне в результате выносного характера дрейфа льда и адвекции тепла в морях российского сектора Арктики и в море Бофорта начали формироваться отрицательные аномалии ледовитости.

Термическое и динамическое воздействие атмосферы, потоки солнечной радиации, таяние и дрейф льда летом 2012 г. сыграли ключевую роль в изменении океанографических характеристик и формировании особенностей состояния по-





1 – профиль температуры и солености, 2 – средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным базы океанографических данных СЛО отдела океанологии ААНИИ до 2000 г.

верхностного слоя арктических морей и Арктического бассейна. Перечисленные факторы стали причиной значительного распреснения и радиационного прогрева поверхностного слоя океана. Уже во втором квартале начали формироваться положительные аномалии температуры воды в большинстве районов СЛО. Особенно большая положительная аномалия температуры воды сформировалась в Баренцевом море (рис. 3a,  $\delta$ ). По данным экспедиции на НИС «Профессор Молчанов» в Баренцевом море на разрезе Кольский меридиан температура воды в слое от 5 до 300 м была на 2–2,5 °C выше нормы (рис. 3a), а в поверхностном слое 5–15 м на траверзе полуострова Адмиралтейства островов Новая Земля (рис.  $3\delta$ ) положительная аномалия температуры воды достигала 4 °C! Можно предположить, что большое по-



Рис. 3. Характерные вертикальные распределения во втором квартале температуры воды по результатам СТD-зондирований в Баренцевом море в районах расположения ядра теплых вод североатлантического происхождения на разрезе Кольский меридиан (*a*) и на траверзе полуострова Адмиралтейства (Новая Земля) ( $\delta$ ), а также солености (b) и температуры (c) воды в приполюсном районе по данным ITP-56.

Условные обозначения на рисунках (*a*) и ( $\delta$ ) подобны представленным на рис. 2. Условные обозначения на рисунках (*b*) и (*c*): 1 – профиль температуры и солености, 2 – огибающие измеренных профилей, 4 – средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным базы океанографических данных, 3 – огибающая отклонений.

тепление в Баренцевом море было вызвано не только атмосферным воздействием, но и влиянием притока теплых атлантических вод. Подтверждением этого могут служить наблюдения экспедиции «Арктика-2012» к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа, где температура вод атлантического происхождения на глубине 75–100 м была выше нормы на 1,5–2 °C.

В Карском море на протяжении всего осеннее-зимнего периода (ноябрь – апрель) преобладали устойчивые сильные юго-западные ветра, в результате чего лед интенсивно выносился из Карского моря, а в его юго-западной части до марта сохранялась полынья чистой воды. Такое воздействие атмосферных процессов сказалось на формировании гидрологических условий в Карском море и выразилось в смещении фронтальной зоны распресненных речным стоком морских вод в восточном направлении. С запада зона влияния распресненных вод, по данным экспедиции «Ямал–Арктика 2012», была ограничена 70° в.д., с севера 74–75° с.ш. Подобное распределение является не совсем типичным, так как концу летнего периода речные воды, как правило, распространяются от устья Оби и Енисея севернее, достигая широты мыса Желания (77° с.ш.), как это наблюдалась по съемкам 2007 и 2008 гг. Распресненные и относительно более теплые воды речного происхождения распространялись на восток вдоль побережья, создавая значительную отрицательную аномалию солености в поверхностном слое. Центральная часть моря при этом оказалась в зоне формирования значительной положительной аномалии солености, максимальные значения которой достигали +5...+6 ‰.

Вместе с тем в некоторых районах Арктического бассейна наблюдались аномалии противоположного знака. Так, в приполюсной области во втором квартале в поверхностном слое было зафиксировано осолонение с положительной аномалией до 2 ‰ (рис. 3 $\alpha$ ), а температура воды была ниже нормы на 0,2 °C (рис. 3 $\alpha$ ).

В третьем квартале благодаря интенсивному таянию льдов и воздействию атмосферных процессов в центральном районе Канадской глубоководной котловины, в районе хребта Менделеева и восточного склона хребта Ломоносова распреснение поверхностного слоя достигло максимальной величины. Отрицательные аномалии солености в этих областях достигали 2-3 %, и всюду здесь отмечались положительные аномалии температуры воды (рис. 4a, 6, c). При этом произошло уменьшение толщины верхнего перемешанного слоя. В Канадской котловине толщина перемешанного слоя была порядка 15 м, а в районе хребта Менделеева и к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа – менее 10 м (ITP производят измерения глубже 7–10 м). По сравнению со средними климатическими значениями толщины перемешанного слоя летом толщина слоя в указанных областях была меньше 10-20 м.

В районе западного склона хребта Ломоносова летом 2012 г. было зафиксировано осолонение поверхностного слоя. Положительная аномалия солености была порядка 1,5 ‰, и температура воды была ниже нормы (рис. 4*в*).

Чтобы составить пространственную картину следствий весенних и летних процессов, нами были построены карты распределения температуры и солености и их аномалий интегрально для середины и конца лета 2012 г. Анализ распределения температуры в поверхностном слое 5–10 м показал, что площадь, занятая водами с температурой выше -1,0 °C, была, как и летом 2007 г., почти в 2 раза больше климатической. Т.е. тепловое состояние поверхностного слоя было значительно выше климатической нормы. Зоны высоких температур воды до 4 °C и выше наблюдались в морях Бофорта, Чукотском, Лаптевых и Карском (рис. 5*a*). При этом наибольшее превышение температуры над средними многолетними значениями отмечалось в Карском море, где аномалия температуры достигала 3–6 °C (рис. 5*б*).

В распределении солености воды наблюдалось, как и в предыдущие годы, распреснение поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне и осолонение в Евразийском суббассейне. При этом наименьшие значения солености были зафиксированы в Канадской котловине (рис. 5г), где отрицательные аномалии солености составляли порядка –4 ‰ (рис. 5г). В Евразийском суббассейне слабое осолонение







Рис. 5. Пространственное распределение температуры (a) и солености (b) на глубине 5–10 м по данным измерений в августе–сентябре 2012 г. Внизу приведены аномалии температуры (b) и солености (z) воды по отношению к климатическим значениям.

поверхностного слоя наблюдалось на всей акватории, а в морях Карское и Лаптевых соленость поверхностного слоя характеризовалась большими положительными аномалиями до 5 ‰ (рис. 5*г*).

Измерения температуры и солености на дрейфующих станциях СП и дрейфующих ITP-буях составляют временные серии порядка года и более. Однако выделить из этих наблюдений сезонную изменчивость трудно в силу того, что наблюдательные платформы не остаются в одной и той же географической точке. Дрейфуя, СП и ITP перемещаются из одного географического места с характерными для него вертикальными профилями температуры и солености и сезонным циклом в другое географическое место с другими вертикальными профилями океанографических характеристик и другим сезонным циклом. Поэтому, кроме сезонного цикла на отрезке дрейфа, наблюдения фиксируют также пространственную изменчивость океанографических параметров.



Рис. 6. Временные серии температуры и солености на горизонте 10 м на дрейфующей станции СП-39 и дрейфующих буях ITP-41, ITP-48, ITP-53 с первой декады сентября 2011 г. по вторую декаду ноября 2012 г. Величины температуры и солености приводятся на первое число декады.

Нами была выбрана пара временных серий наблюдений на ITP-41 и ITP-53 (рис. 6a,  $\delta$ ), которые дрейфовали на южной периферии антициклонического круговорота к северу от моря Бофорта преимущественно вдоль изолиний поверхностной солености, что уменьшает влияние пространственной термохалинной неоднородности на результаты наблюдений. К востоку от Чукотского поднятия минимальные температуры наблюдались до 2-й декады мая (рис. 6, ITP-53), а вблизи от материкового склона островов Канадского Архипелага минимальные температуры сохранялись до первой декады июня (рис. 6, ITP-41). Затем температура воды стала быстро повышаться и достигла максимума во второй декаде июля. Далее наметилось понижение температуры, но в районе дрейфа ITP-41 температура снова начала повышаться, достигнув

максимума в третьей декаде сентября, что, вероятно, связано с выходом буя в район сильно разреженного льда. Межсезонная амплитуда температуры воды на горизонте 10 м в 2012 г. для района дрейфа ITP-41 составила 2,11 °C.

Соленость менялась от минимальной в третьей декаде сентября предыдущего года до максимальной во второй декаде марта в районе дрейфа ITP-53 и третьей декаде мая в районе дрейфа ITP-41. Затем соленость стала уменьшаться, достигнув минимума в первой декаде сентября в районе дрейфа ITP-53 (рис. 6*a*, *б*), а сезонная амплитуда солености составила 2,98 ‰ – почти в 1,5 больше средней климатической амплитуды для этого района для периода 1950–1989 гг. [Joint U.S.-Russian Atlas, 1997; 1998].

Для сравнения приведем временные серии наблюдений на ITP-48, дрейфовавшем над поднятием Альфа, и СП-39, дрейфовавшей южнее поднятия Альфа ближе к материковому склону архипелага Канадские острова (см. рис. 1). В силу определенной близости их траекторий дрейфа, кривые временной изменчивости температуры и солености оказались подобными. Как видим из рис. 6а, б, температуры воды в районе их дрейфа были ниже, чем на южной периферии антициклонического круговорота, во-первых, потому, что их дрейф был почти на 10° севернее, во-вторых, дрейф проходил в зоне многолетних льдов. Максимум температуры на глубине 10 м здесь наблюдался во второй декаде июля. Амплитуда изменения от максимальной к минимальной температуре в районе дрейфа ITP-48 составила 0,05 °C. Соленость изменялась от минимальной в первой декаде октября в районе дрейфа ITP-48 до максимальной в третьей декаде июня на ITP-48 и в первой декаде июля на СП-39. Пульсации величины солености в декабре 2011 г. на ІТР-48 могли быть связанными как с пересечением фронтальной зоны, так и с прохождением поверхностного вихря. Минимальная соленость наблюдалась в первой декаде ноября в районе дрейфа ITP-48 (рис. 6*a*, б). Амплитуда изменения от максимальной к минимальной солености в районе дрейфа ITP-48 на горизонте 10 м в 2012 г. составила 2,95 ‰. Средняя климатическая сезонная амплитуда солености для этого района на горизонте 10 м равна 0.5-0.7 ‰ [Joint U.S.-Russian Atlas, 1997; 1998]. Если принять за максимальную оценку увеличение солености на 0,5 ‰ вследствие перемещения ITP-48 из менее соленой зоны поверхностного слоя в зону с большей соленостью (ІТР-48 дрейфовала в сторону пролива Фрама), то и в этом случае сезонная амплитуда солености для этого района в 2012 г. была в 4-5 раз больше средней климатической сезонной амплитуды для периода 1950-1989 гг.

# тенденции

Анализ изменчивости солености в слое 5–10 м в двух точках Арктического бассейна (рис. 7) показывает, что от аномального 2007 г. к аномальному 2012 г. произошли следующие изменения. В Канадской котловине продолжалось распреснение поверхностного слоя; зимняя и летняя соленость в 2012 г. несколько уменьшилась по сравнению с 2007 г. Но самое большое распреснение отмечалось летом 2011 г. Линейный тренд солености в интервале лет 2007–2012 в этой точке был отрицательный. Температура летом 2012 г. в этом районе была ниже, чем летом 2007 г.

В центральной части Евразийского суббассейна в 2012 г. соленость зимой и летом была на 2 ‰ меньше, чем в эти же сезоны 2007 г. Линейный тренд солености был отрицательный. Температура зимой была сравнима с 2007 г., а летом 2012 г. была несколько ниже.

Таким образом, как в Канадской котловине, так и в центральной части Евразийского суббассейна наблюдается тенденция распреснения и похолодания поверхностного слоя океана. При этом соленость от зимы 2007 г. к зиме 2012 г. в центральной



Рис. 7. Изменения температуры (*a*) и солености (б) в слое 5–10 м в точке 76° 50' с.ш. 144° 00' з.д. Амеразийского (*1*) и в точке 86° 40' с.ш. 110° 00' в.д. Евразийского (*2*) суббассейнов от 2007 г. к 2012 г. Индексы «З» и «Л» соответствуют зиме и лету.

части Евразийского суббассейна уменьшилась на 2 ‰, прежде всего из-за миграции фронтального раздела в этой области. В Канадской котловине соленость уменьшилась на 0,5 ‰.

Обратим внимание на то, что разность между соленостью в точке Евразийского суббассейна и соленостью в точке Амеразийского изменилась от 6,8 ‰ зимой 2007 г. до 5,0 ‰ зимой 2012 г., т.е. разность величин солености между точками в Евразийском и Амеразийском суббассейнах уменьшился на 1,8 ‰.

Нами выполнены оценки содержания пресных вод в целом для Евразийского и Амеразийского суббассейнов летом 2007 и 2012 гг., а также средней солености и средней толщины чаши океана, содержащей морскую воду с соленостью меньше 34,8 ‰. Содержание пресных вод расчитывалось относительно солености 34,8 ‰. Как видим из табл. 1 (колонка 1), объем пресных вод за пять лет в Амеразийском суббассейне уменьшился. Причем это произошло вследствие увеличения солености в слое воды с соленостью более 34,8 ‰ (табл. 1, колонка 2) и уменьшения толщины этого слоя (табл. 1, колонка 3).

В Евразийском суббассейне наблюдалась противоположная картина. Благодаря уменьшению средней солености и увеличению толщины слоя произошло значительное увеличение объема пресных вод (табл. 1, колонка 2).

Приведенные графики на рис. 7 и оценки солености в табл. 1 демонстрируют тенденцию к уменьшению контраста солености между Евразийским и Амеразийским суббассейнами. Последнее может привести к ослаблению геострофической части

# Разность содержания пресных вод, средней солености и толщины чаши, содержащей воду меньше 34,8 ‰, между 2012 и 2007 гг. для Амеразийского и Евразийского суббассейнов

	Разность характеристик между 2012 и 2007 гг.		
Суббассейн	Объем пресных вод,	Средняя для чаши	Средняя толщина
	КМ <sup>3</sup>	соленость, ‰	чаши, м
Амеразийский	-7207	0,002	-4,0
Евразийский	19934	-0,099	6,6

Трансарктического течения и, возможно, к расширению области антициклонического круговорота в Канадской котловине.

С точки зрения исторической ретроспективы представляют интерес оценки изменения состояния поверхностного слоя вод в центре антициклонического круговорота в Канадской котловине за последние 60 лет. Нами были проанализированы данные по температуре и солености воды в точке с координатами 75° с.ш., 145° з.д. Результаты не позволили получить непрерывный ряд, но, как видно из рис. 8, полиномиальные линии тренда позволяют судить о тенденциях изменения температуры и солености. Начиная с 90-х годов прошлого века произошло резкое уменьшение солености: от 30-31 % до 26-27 % для зимнего периода и от 29-31 % до 24-25 % для летнего. Т.е. соленость изменилась примерно на 4 % зимой и 5-6 % летом. Различие масштабов изменений зимой и летом свидетельствует о возросшей амплитуде сезонного хода, связанного с таянием и нарастанием ледяного покрова: более интенсивное таяние



Рис. 8. Временная изменчивость температуры (2) и солености (1) в точке с координатами 75° с.ш.,  $145^{\circ}$  з.д. в зимний (a) и летний (б) периоды.

льда начиная с 1990-х годов привело к более значительному распреснению верхнего слоя в летний период. Это обстоятельство наглядно объясняется тем, что в последние годы большая часть моря Бофорта летом оказывается свободной ото льда, ежегодное полное стаивание которого приводит к существенному уменьшению солености поверхностного слоя летом и, следовательно, увеличению годовой амплитуды содержания пресных вод.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Температура поверхностного слоя вод Арктического бассейна СЛО в 2012 г. была значительно выше климатической нормы. Летом зоны высоких температур воды до 4 °C и выше наблюдались в морях Бофорта, Чукотском, Лаптевых и Карском. При этом наибольшее превышение температуры над средними многолетними значениями отмечалось в Карском море, где аномалия температуры достигала 3–6 °C.

2. В распределении солености воды наблюдалось, как и в предыдущие годы, распреснение поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне и осолонение в Евразийском суббассейне. При этом наименьшие значения солености были зафиксированы в Канадской котловине, где отрицательные аномалии солености летом составляли порядка –4 ‰. В Евразийском суббассейне слабое осолонение поверхностного слоя наблюдалось на всей акватории, а в морях Карское и Лаптевых соленость поверхностного слоя карактеризовалась большими положительными аномалиями до 5 ‰.

3. Дипольная структура поля аномалий поверхностной солености, наблюдаемая с 2007 г. и выраженная в больших отрицательных аномалиях в Амеразийском суббассейне и незначительных положительных аномалиях в Евразийском, в 2012 г. претерпела некоторые изменения. Аномалия в Амеразийском секторе сохранила знак, хотя и уменьшилась с примерно 5 ‰ до 4 ‰. Области положительных значений аномалии в Евразийском суббассейне существенно сократились.

4. От 2007 к 2013 г. наблюдается тенденция к уменьшению контраста солености между Евразийским и Амеразийским суббассейнами. Последнее может привести, вероятно, к ослаблению геострофической части Трансарктического течения и к расширению области антициклонического круговорота в Канадской котловине.

5. В центре антициклонического круговорота в Канадской котловине за последние 60 лет наблюдаются существенные изменения. Начиная с 90-х годов прошлого века произошло резкое уменьшение солености: от 30–31 ‰ до 26–27 ‰ для зимнего периода и от 29–31 ‰ до 24–25 ‰ для летнего. Т.е. соленость изменилась примерно на 4 ‰ зимой и 5–6 ‰ летом. Различие масштабов изменений зимой и летом свидетельствует о возросшей амплитуде сезонного хода, связанного с таянием и нарастанием ледяного покрова: более интенсивное таяние льда начиная с 1990-х годов привело к более значительному распреснению верхнего слоя в летний период.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2011 / Под ред. д-ра геогр. наук, проф. И.Е.Фролова. СПб.: ААНИИ, 2012. 114 с. URL: http://www.aari.ru/resources/ m0035/gm\_review\_2011.pdf [дата обращения 11.11.2013]

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом Океане. 2012 / Под ред. д-ра геогр. наук, проф. И.Е.Фролова. СПб.: ААНИИ, 2013. 124 с. URL: http://www.aari.ru/resources/ m0035/gm\_review\_2012.pdf [дата обращения 11.11.2013]

Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // ДАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.

Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett. Vol. 32. P. 1–4. L17605, doi:10.1029/2005GL0237402005.

*Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V.* Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008 // Polarforschug. 2011. Vol. 81 (2). P. 85–102. (erschienen 2012).

Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter (1997) and Summer Period (1998) / Ed. by F.Tanis, L.Timokhov. Environmental Working Group, University of Colorado, Boulder. CD-ROM.

L.A.TIMOKHOV, I.M.ASHIK, S.A.KIRILLOV, V.YU.KARPIY, N.V.LEBEDEV, V.T.SOKOLOV

# THE TERMOHALINE STATE OF SURFACE LAYER IN THE ARCTIC OCEAN IN 2012 AND THE TENDENCIES OF OBSERVED CHANGES

The termohaline state of the Arctic Ocean and seas in 2012 is discussed in the article based on data of oceanographic measurements. The positive anomalies of surface layer temperature and negative anomalies of salinity were observed on considerable part of the Canadian Basin during summer 2012. Along the continental slope of Eurasian Basin from the Fram strait and to the Laptev Sea more saline waters are evident in the surface layer while temperatures are within the mean climatic range excepting the area near the Fram strait. The dipolar structure of salinity anomaly spatial distribution over the Arctic is observed since 2007 and manifest the large negative anomalies in the Canadian Basin and insignificant positive anomalies in the Eurasian Basin. These dipolar anomalies remain in 2012 but underwent some changes: a tendency to salinity contrast decreasing between Eurasian and Canadian Basins is observed. The most essential changes occurred in the central part of Beaufort Gyre (Canadian Basin) during last 60 years are observed. The abrupt salinity decrease from 90th of last century to 2012 is found both for winter (from 30–31 ‰ to 26–27 ‰) and summer (from 29–31‰ to 24–25 ‰) periods.

*Keywords:* Arctic Ocean, oceanic surface layer, anomaly of surface layer temperature and salinity, tendency of changes, Eurasian basin, Canadian basin.

УДК 551.35

Поступила 20 мая 2013 г.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ И ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ НАНО- И МИКРОЧАСТИЦ В СНЕГЕ АРКТИКИ

канд. геол.-минерал. наук Н.В.ГОРЮНОВА, канд. геол.-минерал. наук В.П.ШЕВЧЕНКО

Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail: goryunova@inbox.ru, vshevch@ ocean.ru

Изучение рассеянного осадочного вещества в Арктике необходимо для лучшего понимания процессов современного осадконакопления и для экологической оценки акватории, оказывающей огромное влияние на природную среду Земли. Данная работа представляет собой исследование нано- и микрочастиц в снеге на дрейфующем льду в удаленных и труднодоступных районах Северного Ледовитого океана и в заливе Ис-фьорд (арх. Шпицберген). Пробы снега отбирались по единой методике в различные сезоны года (в том числе в условиях полярной ночи). В работе определены источники поступления нано- и микрочастиц, дана оценка степени атмосферного загрязнения и роли эолового переноса в формировании природной среды рассматриваемых районов Арктики

Ключевые слова: Арктика, рассеянное осадочное вещество, снег.

#### введение

Нано- и микрочастицы в рассеянной форме содержатся во всех природных геосферах Земли: атмосфере, криосфере, гидро- и биосфере, седиментосфере и в глубинных сферах Земли [Лисицын, 2010]. В рассеянном веществе преобладают тонкие частицы, что предопределяет их подвижность, значительную площадь поверхности, сорбционные и другие свойства и в значительной мере также вещественный состав, дальность распространения в разных средах и возможность «пересадочного распространения» при обычном в природе переходе частиц из одной геосферы в другую [Lisitzin, 2002]. Рассеянное осадочное вещество своим качественным и количественным составом отражает все стороны осадочного процесса [Лисицын, 1978, 2010].

Изучение рассеянного осадочного вещества в различных средах Арктики необходимо для понимания процессов современного осадконакопления, а также для оценки экологического состояния Северного Ледовитого океана, оказывающего огромное влияние на природную среду Земли [Darby et al., 1974; Nürnberg et al., 1994; Лисицын, 1994; 2001, 2010; Шевченко и др., 2000, 2002; Виноградова, Пономарева, 2001; Shevchenko et al., 2003; Виноградова, Шевченко, 2005; Dethleff, Kuhlmann, 2010].

В данной работе представлены результаты исследования нано- и микрочастиц в снеге на дрейфующем льду в удаленных и труднодоступных районах Северного Ледовитого океана, в заливах Белого моря и в заливе Ис-фьорд (арх. Шпицберген): приводятся данные о концентрации нано- и микрочастиц в снеге различных районов Арктики и субарктики, для наиболее загрязненных районов приведен расчет потоков частиц из атмосферы на поверхность, также исследован минеральный и состав нано- и микрочастиц, их распределение по крупности, определены источники поступления и
дана оценка степени атмосферного загрязнения и роли эолового переноса в формировании природной среды рассматриваемых районов Арктики.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы снега были отобраны по единой методике [Шевченко и др., 2002, 2007, 2010; Шевченко, 2006; Горюнова, Шевченко, 2006; Горюнова, 2010] в различные сезоны года (в том числе в условиях полярной ночи): на удалении 150–550 м от судна или 150–200 м от вертолета или снегохода, с наветренной стороны в пластмассовые емкости с соблюдением всех мер предотвращения попадания загрязнения в пробы. Далее пробы были растоплены при комнатной температуре, и полученную воду фильтровали через предварительно взвешенные мембранные ядерные фильтры диаметром 47 мм, диаметр пор 0,45 мкм, что позволило сделать количественную оценку нано- и микрочастиц в отобранных пробах снега. Анализ вещества на фильтрах выполняли в аналитической лаборатории и лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН методами оптической микроскопии и сканирующей электронной микроскопии на микроскопе JSM-U3 (Jeol, Japan).

Для точек начала и конца отбора каждой пробы снега с помощью модели HYSPLIT, доступной на вебсайте Лаборатории воздушных ресурсов HOAA США (NOAA Air Resourses Laboratory – http://www.arl.noaa.gov/ready.html) были рассчитаны и построены обратные траектории переноса воздушных масс в точку отбора пробы [Draxler, Rolf, 2003]. Траектории рассчитывались для следующих высот: приводный слой атмосферы (20 м), а также 100 м, 500 м и 1000 м, максимальный период расчета траекторий составлял 10 дней.

Места отбора проб, маршруты экспедиций, районы исследований показаны на рис. 1, также на рисунке отмечены основные направления дрейфа льдов, захваченного и транспортируемого льдами осадочного материала Арктике и основной центр разгрузки и осаждения вещества (пролив Фрама).



Рис. 1. Карта отбора проб снега на различных полигонах в Арктике (2004–2009 гг.) и направления дрейфа льдов и захваченных льдами (и снегом) нано- и микрочастиц:

<sup>1 –</sup> отбор снега с л/к «Капитан Драницын» (2006, 2008 гг.), 17-й рейс НЭС «Академик Федоров» (2000 г., околополюсный район); 2 – российские дрейфующие станции СП-32, 33, 34, 35, 36 (2003–2009 гг.), экспедиция ПАЛЭКС (2007, 2009 гг.); 3 – юго-восточная часть моря Бофорта (2008 г.); 4 – залив Ис-фьорд (2008, 2009 гг., арх. Шпицберген); 5 – Белое море. Стрелками показаны траектории главных ледовых потоков [Лисицын, 2010].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание нано- и микрочастиц в снеге на дрейфующем льде околополюсного района Арктики на изучаемых полигонах составляло в среднем 1 мг/л, в Центральной Арктике не превышало 1,8 мг/л, в канадском секторе (юго-восточная часть моря Бофорта) варьировало от 0,3 до 14,3 мг/л, в море Лаптевых – от 0,4 до 1,07 мг/л, в Восточно-Сибирском море – от 0,1 до 0,2 мг/л. Снежный покров, сформировавшийся в заливах Белого моря в окрестностях жилых центров, отличался повышенным содержанием нерастворимых частиц – до 82 мг/л, но концентрации в свежевыпавшем снеге невысокие – среднее значение составило 1,7 мг/л для 156 определений.

Содержание нано- и микрочастиц в снеге на побережье залива Ис-фьорд, Шпицберген, – от 0,8 до 2,7 мг/л, для окрестностей жилых центров (Лонгйир и Баренцбург) на Шпицбергене – от 8,6 до 158,5 мг/л (средние значения для 58 определений). Средние величины концентраций твердых частиц в различных районах Арктики показаны в табл. 1.

Таблица 1

		•	,				
			ых частиц,	елений	Доля различных частиц, %		
Пол	игон	Период отбора проб	Содержание тверд мг/л ( <u>міп-та</u> з среднее	Количество опред	Биогенные	Литогенные	Антропогенные
Околополюсный район		Сентябрь-май 2004-2007 гг.	<u>0,12–1,8</u> 0,8	53	15	75	10
Канадский сектор (ю-в часть	«Чистые» пробы	Декабрь–январь 2007–2008 гг.	$\frac{0,5-2,3}{1,1}$	17	15	80	5
моря Бофорта)	«Относительно загрязненные» пробы		<u>3,4–14,3</u> 6,6	16	10	85	5
Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское		Сентябрь-октябрь 2006, 2008 гг.	<u>0,04–1,07</u> 0,48	7	70	20	10
Шпицберген	«Относительно загрязненные» пробы	Апрель 2009 г.	<u>0,3–6,6</u> 2,25	16	10	60	30
	«Грязный» снег	Февраль–апрель 2008 г., Апрель 2009 г.	<u>8,6–158,5</u> 35,3	42	10	20	70
Белое море	«Относительно загрязненные» пробы	Март–апрель 2004 г. Февраль 2006 г. Март 2007 г. Январь 2008 г.	<u>0,04–5,5</u> 1,7	156	23	7	70
	«Грязный» снег	Февраль 2006 г.	<u>0,5–82,0</u> 15,1	40	10	28	62

## Качественная и количественная оценка проб осадочного материала (нано- и микрочастицы) в снеге на различных полигонах в Арктике, отобранных в различные периоды (2004–2009 гг.)

Полученные нами величины концентраций нано- и микрочастиц в снеге на рассматриваемых полигонах в Арктике хорошо сопоставимы с ранее опубликованными данными: для районов Исландии и Финляндии, Печорской губы и Енисейского залива, где концентрации частиц составляют от 0,53 до 1,65 мг/л [Caritat et al., 2005], и 2,74 мг/л в среднем на дрейфующем льде в проливе Фрама [Шевченко и др., 2002]. В свежевыпавшем осеннем снеге Арктики (пролив Франц-Виктория) среднее содержание эоловой взвеси оказалось равным 2,19 мг/л [Лисицын, 2001], что в два раза превышает полученное нами среднее значение для Центральной Арктики.

По величинам концентрации нано- и микрочастиц в снеге рассматриваемых полигонов в Арктике пробы могут быть разделены на три группы:

- типичные для свежевыпавшего снега в Арктике («чистые» пробы);

 – со следами значимого атмосферного заноса вещества («относительно загрязненные» пробы);

– пробы с достаточно высокими для Арктики концентрациями вещества («грязный» снег).

Для проб «чистого снега» пороговая концентрация нано- и микрочастиц на фильтрах – 2,3 мг/л. По данным сканирующей электронной и оптической микроскопий твердых частиц для проб «чистого снега» в околополюсном районе Арктики, в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых, некоторых проб в юго-восточной части моря Бофорта (канадский сектор Арктики) и для некоторых проб с побережья залива Ис-фьорд осадочное вещество представлено биогенными, литогенными и антропогенными частицами в среднем соотношении 33:59:8 соответственно. Для каждого изучаемого района соотношение биогенной, литогенной и антропогенной составляющих твердого вещества дано в табл. 1. Основная часть материала на фильтрах имеет пелитовую (менее 10 мкм) размерность. Минеральные зерна имеют различный размер и форму. Размер некоторых частиц биогенного происхождения достигал 100 мкм [Горюнова, Шевченко, 2008; Goryunova et al., 2008].

Основным источником минеральных частиц, поступающих в Арктику в зимний период, когда арктические и субарктические территории покрыты снегом и льдом, являются почвы суши умеренной, гумидной и аридной зон. Перенос вещества на высотах менее 1000 м осуществляется из близлежащих арктических районов (по данным анализа обратных траекторий переноса воздушных масс в точку отбора пробы), что обуславливает невысокую, характерную для фоновых районов Арктики, концентрацию вещества, не превышающую 1 мг/л [Шевченко, 2006].

В пробах снега из данной группы единично встречаются диатомовые водоросли, поступившие в пробу вследствие локального переноса мелких частиц с поверхности открытой воды.

Для некоторых проб (рис. 2*a*) характерно присутствие антропогенных частиц – сфер сгорания (размером от 1 до 5 мкм), что говорит о локальном загрязнении пробы и о возможности переноса данных частиц из алеутских поселков на севере Канады (Инувик), российских поселков и городов (например, Тикси, Норильска и других).

В группе, объединяющей «относительно загрязненные» пробы снега, концентрация нано- и микрочастиц в растопленных пробах снега не превышает 14,3 мг/л. Данная пороговая концентрация нерастворимых частиц получена нами в снеге, отобранном 04.01.2008 г. в юго-восточной части моря Бофорта. Среднее соотношение биогенной, литогенной и антропогенной составляющих – 10:72:18 соответственно



Рис. 2. Типичные нерастворимые частицы в пробах, отобранных в различных секторах Арктики (сторона квадрата фотографий – 50 мкм):

а – сфера сгорания и минеральные частицы в снеге околополюсного района, отобранные в экспедиции ПАЛЭКС в 2007 г.; б – биогенные частицы снеге канадского сектора Арктики, отобранные в 2007–2008 гг. (полярная ночь); в – антропогенные частицы в снеге у источника локального загрязнения у пос. Баренцбург, 2008 г.

(табл. 1). Нерастворимые частицы в снеге имеют пелитово-алевритовый состав, где соотношение фракций – 20:80. Пелитовые частицы представлены скоплениями глинистых агрегатов, обломочными минералами и биогенными остатками в соотношении 20:75:5 (по данным оптической и электронной сканирующей микроскопии). Частицы алевритовой размерности состоят в основном из кварца и плагиоклазов. Биогенные частицы представлены крупными (более 25 мкм) остатками детрита, пыльцой и спорами растений (рис. 26). В некоторых пробах данной группы кварц составляет 25 % от всего объема минеральных частиц, слюда же составляет 51 %. Таким образом, осадочное вещество поступило в данный район в результате выветривания древних метаморфических пород и регионального переноса его с воздушными массами, что подтверждено обратными траекториями переноса воздушных масс в точки отбора проб. Кроме того, для второй группы проб характерен перенос Севера России.

Построенные обратные траектории переноса воздушных масс в точку отбора пробы также подтверждают возможное загрязнение пробы веществом, принесенным из крупных промышленных центров Севера России.

К группе проб «грязного снега» относятся пробы, в которых хорошо различим атмосферный занос материала от источника антропогенного загрязнения и доля антропогенных частиц составляет 70 %. К таким районам относятся окрестности Баренцбурга и Лонгйира (арх. Шпицберген), также некоторые пробы, отобранные в зимний сезон 2007/08 г. в юго-восточной части моря Бофорта, например проба, отобранная 4.01.2008 г., где концентрации нано- и микрочастиц в снеге составляли 14,3 мг/л.

Выпадение очень большого количества пыли, окрашивающей атмосферные осадки в фоновых районах умеренной, субполярной и полярной зон Северного полушария в яркие цвета, наблюдается редко [Шевченко и др., 2010]. В ряде районов Архангельской области, Республики Коми и Ненецкого автономного округа 25–26 марта 2008 г. наблюдалось выпадение атмосферных осадков в виде мокрого снега и дождя, образовавших на снежном покрове ледяную корку, имеющую цвет от песочного до желто-оранжевого. По результатам анализов выявлено, что вещество, окрасившее снег, было принесено из полупустынных и степных районов Северо-Западного Казахстана, Волгоградской и Астраханской областей, Калмыкии, поверхностный слой почвы которых был поднят в воздух сильным ветром во время мощного циклона.

Содержание минеральных частиц составляет около 70–80 % от общего числа обнаруженных частиц. Около 10 % составляют споры растений, антропогенные частицы (сферы сгорания и летучий пепел) составляют в среднем 5–7 % от вещества проб. При приближении к крупным городам и поселкам концентрация взвеси в снеге возрастала до 10,1 мг/л, и сажа в отопительный сезон становилась основным компонентом взвеси, т.е. характерно усиление влияния антропогенного аэрозоля.

Для снежных проб Белого моря отличительной особенностью является повышенное содержание нерастворимых частиц терригенного и биогенного происхождения, что является доказательством интенсивности ветрового воздействия (перевивания), преобладанием локального переноса над дальним и долгий период снегозалегания. Максимально наблюденные значения были отмечены 16.10.2005 – концентрации нерастворимых частиц достигали 82,6 мг/л. Антропогенная составляющая в этих пробах преобладала и составляла 68 %.

Высокие концентрации (более 8,6 мг/л) нерастворимых частиц в снеге на побережье залива Ис-фьорд (арх. Шпицберген) связаны с тем, что в данном районе добывают уголь, при переработке и сжигании которого происходит выделение в атмосферу угольной пыли и продуктов сгорания (рис. 2*6*). Полученные нами значения концентраций нано- и микрочастиц в снеге в рассматриваемом районе сопоставимы со значениями для других импактных районов Арктики [Шевченко, 2006; Caritat et al., 2005]. Максимальная концентрация нерастворимого вещества в снеге здесь – 158,5 мг/л (на метеоплощадке пос. Баренцбург) была выявлена 16.03.08, что связано с неисправностью работы местной ТЭЦ. Максимальный поток вещества на поверхность, равный 61 мг·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, наблюдался в 2009 г. в районе метеоплощадки пос. Баренцбург. Поток вещества на поверхность около пос. Лонгйир равен 36 мг·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>.

Полученные величины потоков нано- и микрочастиц из атмосферы и концентрации химических элементов в снеге на рассматриваемых территориях в окрестностях пос. Лонгйир и Баренцбург сравнимы с потоками в аридных областях суши, которые продолжаются в океаны в виде двух аридных глобальных поясов (Северного и Южного) [Лисицын, 1978], где значения потоков достигают 27,4 мг·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> и в десять раз превышают вертикальный поток природного аэрозольного вещества из атмосферы на поверхность дрейфующих льдов Арктики, равный 1,71 мг·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> [Шевченко, 2006].

При изучении вещественного состава проб снега методом электронной сканирующей микроскопии видно различие в составе проб снега: при приближении к поселкам и шахтам увеличивается содержание антропогенных частиц (сфер сгорания, сажи и летучего пепла). В пробах, отобранных в окрестностях пос. Лонгйир, преобладает литогенное вещество (табл. 1). Вещественный состав снежных проб, отобранных в окрестностях пос. Баренцбург, отличается большим содержанием антропогенных частиц и небольшим содержанием литогенных.

## выводы

1. Еще раз подтвержден ранее сделанный вывод [Лисицын, 2001, 2010; Шевченко, 2006; Горюнова, 2010] о том, что Арктика – это фоновый регион смешения аэрозолей различного происхождения и состава и решающим фактором переноса вещества в Центральную Арктику является дальний перенос.

2. Сезонность оказывает значительное влияние на изменения в составе осадочного вещества снега Центральной Арктики. В зимний сезон основным источником нано- и микрочастиц в снеге является дальний и сверхдальний (более 1 тыс. км) перенос для антропогенной и литогенной компонент (до 90 % от всего материала). В летний период биогенные частицы составляют большую часть материала пробы (морские диатомовые водоросли и принесенные с суши споры и пыльца). Антропогенные частицы (дифференцируются нами в зависимости от размера) могут поступать от локального источника или вследствие дальнего и сверхдальнего переноса.

3. Антропогенное загрязнение в заливе Ис-фьорд, арх. Шпицберген, у жилых центров и работающих шахт имеет локальный характер. Крупные по размеру частицы (25–50 мкм) не переносятся на дальние расстояния и вымываются со снегом из атмосферы, осаждаясь в окрестностях источника.

Авторы благодарят академика А.П.Лисицына и А.Г.Матуля за ценные советы и замечания, коллег из лаборатории палеоэкологии и биостратиграфии, лаборатории физико-геологических исследований и аналитической лаборатории Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН. Авторы признательны всем, кто помогал отбирать пробы снега в непростых арктических условиях: В.Т.Соколову, А.П.Макитасу, П.В.Богородскому, С.В.Шутилину, И.А.Мельникову, А.Н.Новигатскому, А.С.Чаркину, Х.Кассенс (H.Kassens), М.Гупте (M.Gupta), Д.Барберу (D. Barber), В.А.Никифорову и Р.Калленборну (R.Kallenborn). Авторы благодарят В.А.Карлова за помощь в выполнении сканирующей электронной микроскопии.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германской лаборатории им. О.Ю.Шмидта (грант OSL-13-14), проектов IPY-CFL, NorthPOP, NABOS, PAICEX (ПАЛЭКС), РАН (программа фундаментальных исследований П-16, часть 2), отделения наук о Земле РАН (проект «Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли»). Авторы благодарят сотрудников Лаборатории воздушных ресурсов Американской национальной администрации по исследованию океана (NOAA's ARL) за возможность строить обратные траектории переноса воздушных масс.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Сезонные изменения атмосферных концентраций и выпадений антропогенных примесей в Российской Арктике // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 6. С. 761–770.

Виноградова А.А., Шевченко В.П. Роль атмосферных аэрозолей в загрязнении Северного Ледовитого океана и его морей // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 5–6. С. 387–394.

Горюнова Н.В. Поступление и распределение рассеянного осадочного вещества в Арктике на границе «океан–атмосфера»: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2010. 172 с.

Горюнова Н.В., Шевченко В.П. Исследование аэрозолей и нерастворимых частиц в снежном покрове на дрейфующих льдах западной части Российской Арктики в августе–сентябре 2006 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1(78). С. 112–117.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

*Лисицын А.П.* Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. А.П.Лисицына, М.Е.Виноградова, Е.А.Романкевича. М.: Научный мир, 2001. С. 31–74. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.

Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 551–576.

Шевченко В.П., Лисицын А.П., Полякова Е.И., Детлеф Д., Серова В.В., Штайн Р. Распределение и состав осадочного материала в снежном покрове дрейфующих льдов Арктики (пролив Фрама) // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 3. С. 385–389.

Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р., Горюнова Н.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Кривс М., Новигатский А.Н., Соколов В.Т., Филиппов А.С., Хаас Х. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 106–118.

Шевченко В.П., Коробов В.Б., Лисицын А.П., Алешинская А.С., Богданова О.Ю., Горюнова Н.В., Грищенко И.В., Дара О.М., Завернина Н.Н., Куртеева Е.И., Новичкова Е.А., Покровский О.С., Сапожников Ф.В. Первые данные о составе пыли, окрасившей снег на Европейском севере России в желтый цвет (март 2008 г.) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 5. С. 675–679.

*Caritat P. de, Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Goloubeva N.I., Olsen H.K., Scheie J.O., Vaive J.E.* Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements // The Science of the Total Environment. 2005. Vol. 336. P. 183–199.

*Darby D.A., Burckle L.H., Clark D.L.* Airborne dust on the Arctick pack ice: its composition and fallout rate // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 24. P. 166–172.

*Dethleff D., Kuhlmann G.* Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identity Siberian Kara and Laptev seas as main source areas // Polar Research. 2010. Vol. 29. P. 265–282.

*Draxler R.R., Rolf G.D.* HYSPLIT (Hebrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory). Silver Spring (MD): NOAA Air Resources Lab., 2003. URL: http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html [дата обращения 03.09.2013].

*Goryunova N.V., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P.* Distribution and composition of particulate matter in snow and ice by the data of PAICEX expedition // SCAR/IASC IPY Open science conference "Polar research – Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year": Abstract Volume (Saint Petersburg, Russia, July 8–11, 2008). 2008. P. 104.

*Lisitzin A.P.* Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p.

Nürnberg D., Wollenberg I., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice – entrainment, transport and release // Marine geology. 1994. Vol. 119. P. 185–214.

*Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R.* Heavy metals in aerosols over the seas of the Russian Arctic // The Science of the Total Environment. 2003. Vol. 306. P. 11–25.

## N.V.GORYUNOVA, V.P.SHEVCHENKO

# NEW DATA ON SPATIAL DISTRIBUTION AND COMPOSITION OF NANO- AND MICROPARTICLES IN THE ARCTIC SNOW

Study of nano- and microparticles in the Arctic is very important for understanding the processes of sedimentation. In this work the results of the field studies in the different Arctic regions during 2004–2009 are discussed. Snow samples were collected by a single method in different seasons of the year (including the polar night). More than 100 samples were studied.

Keywords: suspended particulate matter, Arctic, snow.

УДК 551.35:622.7.016.34:552.517(268)

Поступила 3 сентября 2013 г.

# СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЛАПТЕВОМОРСКОГО СЕГМЕНТА ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА И ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ ОЦЕНКИ ИСТОЧНИКОВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

канд. геол.-минерал. наук П.В.РЕКАНТ, вед. инженер Е.С.МИРОЛЮБОВА, канд. геол.-минерал. наук И.А.АНДРЕЕВА, вед. инженер Л.С.СМИРНОВА ФГУП «ВНИИОкеангеология им И.С.Грамберга», Санкт-Петербург, e-mail:rekant@mail.ru

На базе изучения минеральных ассоциаций рыхлых отложений проведен анализ распределения основных породообразующих и акцессорных минералов по 15 станциям, расположенным на эскарпах в южных частях поднятия Менделеева и хребта Ломоносова. Установлено различие минеральных ассоциаций как на региональном, так и на субрегиональном уровне. Границы распространения минеральных ассоциаций совпадают с тектоническими границами, обусловленными, в свою очередь, глубинными разломами, омоложенными на неотектоническом этапе. Показано, что для станций, расположенных вблизи крутых эскарпов, влияние ледового и айсбергового разноса на формирование минеральных ассоциаций не является определяющим. Здесь присутствует значительный объем продуктов размыва местных коренных источников. На основании оценки минеральных ассоциаций тяжелой и легкой фракций высказаны предположения о составе ожидаемого разреза пород фундамента в районе исследований.

*Ключевые слова:* минеральные ассоциации, поднятие Менделеева, хребет Ломоносова, эдафогенный материалиал, дрифтовый материал.

#### введение

Вопрос геологической природы консолидированного основания области Центрально-Арктических поднятий (ЦАП) весьма важен. Попыткам решения этой проблемы посвящен широкий круг научных публикаций как отечественных, так и иностранных ученых [Деменицкая, Киселев, 1965; Jackson et al., 1986; Лебедева-Иванова, 2004; Langinen et al., 2008; Поселов и др., 2002; и многие другие] за более чем 50-летнюю историю. В настоящее время интерес к данной проблеме рассматривается через призму обоснования внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) России. Острая дискуссионность тематики во многом объясняется отсутствием геологического материала, способного заверить существующие геолого-геофизические модели строения земной коры региона. Единственная пробуренная в глубоководной Арктике скважина АСЕХ-302 [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008] не вскрыла литифицированные породы акустического фундамента хребта Ломоносова (ХЛ), а была остановлена в базальных горизонтах чехла. Поэтому в настоящее время донно-каменный материал (ДКМ), получаемый при геологическом пробоотборе, может служить важным, а порой единственным источником геологической информации. ДКМ принято разделять на две основные генетические группы: эдафогенный материал, образованный *in situ* за счет размыва пород коренного ложа, и дрифтовый обломочный материал, принесенный морскими льдами и айсбергами. Однако критерии, по которым арктический ДКМ может быть разделен на эти два основных класса, до сих пор не ясны. В западной геологической практике в основном превалируют идеи о преобладании в составе ДКМ дрифтового материала. Вместе с тем накопленный в последние десятилетия фактический материал показывает, что в пробах с крутых эскарпов и их подножий наряду с дрифтовым материалом присутствуют эдафогенные обломки [Grantz et al., 1998; Кабаньков, Андреева, 2004; Рекант и др., 2012, Database for ECS Dredge Samples at NOAA/NGDC].

Экспедиция «Арктика-2012» на поднятие Менделеева принесла весьма информативный геологический материал. С ключевых участков на этой структуре поднято несколько тысяч обломков горных пород, типичных для чехла древней платформы [Морозов и др., 2013], получено несколько кернов грунтовых колонок, пробурены три приповерхностные скважины, вскрывшие базальты. Часть полученных обломков содержит фаунистические остатки палеозойской и мезозойской фауны. Однако без выработки критериев разделения этого материала на дрифтовую и эдафогенную составляющие его дальнейшее использование будет малорезультативно.

По нашему мнению, выработка части подобных критериев может быть выполнена на базе анализа закономерностей распределения минералов тяжелой (ТФ) и легкой фракций (ЛФ) из донных осадков. В отличие от ДКМ, количество которого на большинстве станций статистически непредставительно, минеральные ассоциации (МА) ТФ могут быть сопоставлены с ключевыми районами шельфа и глубоководной Арктики.

Таким образом, целью настоящей статьи мы видим следующее:

 – дать сравнительный анализ минеральных ассоциаций из рыхлых отложений с прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова и южной части поднятия Менделеева с ключевыми участками смежных шельфов,

- выявить генетические связи МА с источниками коренных пород,

 предложить минералогические критерии разделения обломочного материала на дрифтовую и эдафогенную составляющие, а также качественно оценить вклад каждого источника на формирование MA.

## ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА РАБОТЫ

В настоящей статье дается анализ минеральных ассоциаций рыхлых отложений с прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова, отобранных в экспедиции «Арктика-2007», а также с поднятия Менделеева, полученных в экспедиции «Арктика-2012» (рис. 1). Все анализируемые станции располагались вблизи крутых эскарпов, где предполагались обнажения коренных пород. Наличие выходов коренных пород на поднятии Менделеева было подтверждено визуальными наблюдениями Е.А.Гусева с борта глубоководной научно-исследовательской подводной лодки [Гусев и др., в печати]. Очевидно, что эти обнажения на крутых склонах подводных гор являются источником обломочного материала.

Материал экспедиции «Арктика-2007» представляет собой керны гидростатических трубок длиной от 7 до 10 м, отобранных как на восточном, так и на западном склонах хребта Ломоносова (рис. 1). Выбор положения станции пробоотбора осуществлялся на основании анализа батиметрических и немногочисленных сейсмических данных [Jokat, 2005].



Рис. 1. Схема расположения станций донного пробоотбора экспедиции «Арктика-2007» (ALR07) и «Арктика-2012» (KD12), анализируемых в статье. Тонкие линии – предполагаемые по геофизическим данным тектонические нарушения, жирные линии – региональные глубинные разломы. Буквенные индексы соответствуют названиям кластеров станций (см. описание в тексте).

Материал экспедиции «Арктика-2012» представляет собой преимущественно короткие трубки (35–50 см), отобранные из разрезов грейфера и опробованные с интервалом 5–8 см. Кроме того в настоящей работе проанализирован один керн гидростатической трубки KD12-03-10с длиной 950 см (рис. 1). Координаты положения пробоотборника определялись при помощи высокоточной системы подводной навигации и корректировались в ходе визуального обследования районов эскарпов с борта глубоководной научно-исследовательской подводной лодки [Морозов и др., 2013].

Рыхлый осадок, представленный алевропелитами с примесью песчаного и гравийного материала, подвергался стандартному гранулометрическому анализу водно-ситовым методом по методике В.П.Петелина, усовершенствованной Н.Н.Лапиной [Лапина, 1975]. Далее фракция 0,1–0,05 мм, характеризующаяся наиболее высокой концентрацией тяжелых минералов и максимальной полиминеральностью, разделялась в тяжелой жидкости (бромоформе – уд. вес 2,85 г/см<sup>3</sup>) на тяжелую и легкую подфракции. Минералогический анализ проводился при использовании бинокулярного микроскопа "Olimpus BH-2" в иммерсионных жидкостях. Для проб с хребта Ломоносова анализировалась только тяжелая фракция, а для проб с поднятия Менделеева как тяжелая, так и легкая подфракции.

В результате были определены содержания основных и акцессорных минералов по 380 пробам. При анализе МА учитывались такие параметры, как: распространенность минералов в земной коре, устойчивость к переносу, морфологические признаки изучаемых зерен – цвет, окатанность, включения и др. Кроме того, были проанализированы опубликованные и фондовые материалы по закономерностям распределения минералов ТФ в осадках шельфовых арктических морей и Мировом океане.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ. ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В результате анализа установлено заметное различие МА как на региональном, так и на субрегиональном уровнях. Наиболее ярко различие Ломоносовской и Менделеевской провинций в целом прослеживается по содержанию неустойчивых (в т.ч. породообразующих) минералов, а также по составу ассоциаций акцессорных мине-

#### Таблица 1

Станция	Содержание	mPx	Hb	Ep-Zo	Grt	Zrn	Ті-стые	Черн. руд	> 1 %	< 1 %	Постоянно в разрезе
ALR07-	Сред	2,2	39,5	18,2	5,4	5,6	3,6	18,7		Ac-Tr, Si	i),
15c	Мин	0,5	30,5	9,8	2,3	3,5	0,7	12,4			3 %
	Макс	5,0	50,9	24,9	10,8	8,2	6,6	36,5			~0,
ALR07-	Сред	4,4	36,7	12,4	9,3	5,9	3,0	21,9		Ac-Tr, Ad, Si, Py	$^{-1,0}_{(0,1)}$
17c	Мин	0,3	12,9	7,9	3,7	3,6	0,2	11,8			),6– Jht (
	Макс	15,3	52,0	19,0	16,9	10,7	6,0	43,6			), C
ALR07-	Сред	6,9	32,6	13,5	9,7	7,5	2,7	21,0		Opx, bHb, Py, Gc	a.
18c	Мин	1,1	3,5	7,0	3,3	3,3	0,5	9,0			,0 % −0,3 ep⊩
	Макс	13,1	56,5	23,5	16,5	14,6	5,5	43,8			, 1-1, 0, 1- д. з
ALR07-	Сред	7,8	38,4	12,6	8,1	6,9	2,6	17,6		Opx, Ac-Tr, Chl,	(0,3 - e
20c	Мин	2,8	8,2	7,9	3,6	3,7	0,2	6,7		Ру	$O_{r}^{(k)}$
	Макс	22,0	50,3	19,5	15,6	10,6	4,4	36,0			), S %) eg,
ALR07-	Сред	9,7	32,8	17,5	10,1	3,7	5,5	9,8	Opx, Py,	Ol, Hb, Mz, Ad,	l % -0,3 s, A
25c	Мин	3,6	14,9	11,9	5,3	2,2	1,8	3,9	Ac-Tr, Chl,	Si, Do, Chl-Ep, Sd	[∼] J,1- Ans
	Макс	18,0	43,8	20,4	21,9	5,9	9,0	18,2			Tu St ((
ALR07-	Сред	9,1	31,6	18,8	8,0	3,6	6,4	7,9	Opx, Chl,	Ol, Ad, Si, Do,	%), 3), S
26c	Мин	3,8	6,2	13,0	5,1	1,5	4,4	2,7	Py, Ac-Tr	Chl-Ep Sd.	5 %
	Макс	22,2	44,0	26,0	13,5	5,8	9,3	18,4			0,0
ALR07-	Сред	15,0	33,9	9,6	8,4	6,2	2,5	17,4	Ру	Opx, bHb, Chl, Si,	$^{\mathrm{AF}}_{(0,3)}$
28c	Мин Макс	5,0 48,3	7,8 56,3	2,4 15,8	1,2 20,3	2,0 10,3	0,8 5,1	1,6 36,9			Bt (

Минералогические ассоциации ТФ прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова

Примечания: I – двойной линией показаны границы кластеров, выделенных по различию МА; 2 – Буквенные обозначения минералов приведены согласно [Методическое..., 2009].

ралов. При этом замечено, что распределение устойчивых минералов-космополитов, таких как гранат (Grt) и циркон (Zrn)<sup>1</sup>, различается несущественно (табл. 1, 2). По сравнению с хребтом Ломоносова минеральные ассоциации поднятия Менделеева отличаются заметным увеличением содержания черных рудных (до 45,4 % против 21,9 %), клинопироксенов (Cpx) (11,3 % против 7,8 %), гидроокислов железа, доломита (Dol), барита (Brt), Zrn, брукита, титанистых минералов, резко уменьшается содержание роговой обманки (Hb) (с >30 % на хребте Ломоносова до 10–13 % на поднятии Менделеева), группы эпидота-циозита (Ep-Zo), сидерита (Sd), несколько уменьшается содержание ромбических пироксенов (Rpx), эгирина (Aeg), минералов группы актинолита-тремолита (Act-Tr) и хлорита.

Региональный минеральный «портрет» прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова характеризуется резким (иногда заметно более 50 %) преобладанием суммы неустойчивых минералов над космополитичными Grt, Zrn и даже над черными рудными. Содержания Рх и амфиболов (Am) здесь часто заметно превышают содер-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее по тексту буквенные обозначения минералов приведены согласно [Методическое..., 2009].

жания этих минералов на прилегающих шельфах (табл. 3). Состав ассоциации устойчивых минералов достаточно стабилен как по составу, так и содержанию (табл. 1). Черные рудные минералы представлены преимущественно магнетитом и частично ильменитом и составляют в среднем до 20 % ТФ. Grt и Zrn составляют до 5–7 и 3–6% соответственно, менее устойчивые апатит, турмалин, сфен, рутил – примерно по 1%.

По составу МА все станции на хребте Ломоносова удается сгруппировать в три основных кластера, различающихся содержанием основных породообразующих минералов, а также различным комплексом акцессорных минералов, формирующих их минеральный «портрет» (рис. 1, табл. 1). Центрально-Ломоносовский кластер (ЦЛ) объединяет станции ALR07-15с, ALR07-17с, ALR07-18с и ALR07-20с и охватывает центральный массив хребта, включая отрог Геофизиков. Южно-Ломоносовский кластер (ЮЛ) включает станции ALR07-25с и ALR07-26с в пределах кайнозойского грабена в зоне сочленения хребта Ломоносова и шельфа Восточно-Сибирского моря (ВСМ). Различия в составе МА станций ALR07-28с на крайнем юго-западе полигона позволили нам выделить здесь отдельный кластер: Юго-западный Ломоносовский (ЮЗЛ) (рис. 1), пространственно совпадающий с небольшим безымянным субмеридиональным отрогом хребта Ломоносова.

В отличие от ЦЛ-кластера для минеральных ассоциаций ЮЛ-кластера характерно наличие во всех интервалах опробования небольших, однако устойчивых концентраций минералов Act-Tr, ортопироксенов (Орх), пирита и хлорита, в отдельных интервалах Dol, силлиманита, базальтической роговой обманки (bHb) и в единичных знаках очень неустойчивого к переносу оливина (табл. 1). Последний является очень нестойким продуктом размыва свежих оливиновых базальтов или ультрабазитов. Кроме того, в этих станциях практически по всему разрезу встречены фрагменты обломков пород и хлорит-эпидотовых агрегатов (Chl-Ep) – продуктов разрушения слабометаморфизованных осадочных толщ. Ассоциации ЮЗЛ-кластера отличаются от ЦЛ значительно более высокими содержаниями моноклинных пироксенов, пониженными концентрациями Ep-Zo, наличием пирита.

По составу минеральных ассоциаций на поднятии Менделеева выделяется четыре кластера (рис. 1, табл. 2). Южно-Менделеевский кластер станций (ЮМ) включает две станции KD12-00-05g и KD12-03-10c, расположенные в пределах диагонального C3-ЮВ грабена, наложенного на блоковую структуру южной части поднятия. Северо-Менделеевский кластер (СМ) (станции KD12-09-11g, KD12-01-14g, KD12-01-16g, KD12-05-24g) охватывает центральную, наименее приподнятую часть структуры. Граница этих кластеров пространственно совпадает с глубинным тектоническим нарушением, разделяющим области поднятия Менделеева, характеризующиеся различным строением фундамента. Состав МА крайних южной (KD12-TO-03g) и северной (KD12-08-28g) станций имеют свои собственные минеральные портреты, что может быть обусловлено их тектоническими позициями.

На всех полигонах опробования заметно доминируют черные рудные, представленные магнетитом, ильменитом и частично титаномагнетитом (табл. 2). Повсеместно присутствуют циркон и гранат со следами длительной транспортировки и переотложения.

Пироксены широко распространены в описываемой области, их максимальные и минимальные содержания составляют 39,4 и 2,2 % соответственно. Они представлены преимущественно авгитом, в меньшей степени диопсидом, в единичных знаках

Таблица 2

	я оннкотэоП эсэqсяq	g (0) (0)	нdа % Е % 9 % 8	-1,5 -0, -0,5 -0,5 -0,5 -0,5 -0,5 -0,5 -0,	7ə – 1'0) 7'0) 7'0	- 1[£ ) 14] ) xd ) dv	0 '( 0 ( ) (0	r, A 8 (%) 8 (%) 8 (%) 8	0 ' 5'0- 6'0 ''7-	д,0)1 -£,0) -1,0) дэА	%); ' Zt Bt ClQ	% E' (% '(% '(%	0-1 £'0 0'1 5 9'	[-8] [-2] [-8]	(0, 1 (0, 7 (0, 7 (0,	∛ R ת צ
(ИЯ	< 1 %	bHb, Py, Do,	$_{\rm Sp}$		Ac-Tr, bHb,	Mz, Ba, Si,	Py, Sd, Brt,	Ac-Tr ,	alcAm, bHB,	Mz, Si, Py, Ba,	Spl,					
я фраки	> 1 %				Sph,	Do,	CI-Ep	Sph,	Brc,	Do, Cl-Ep						
жела	дерн. руд	45,4	25,5	68,2	23,3	13,4	37,1	24,4	12,6	36,0	44,0	38,0	50,4	37,5	32,9	43,0
T5	эгатэ-іТ	3,4	1,0	5,0	7,3	4,5	11,3	11,3	0, 4	20,5	3,7	1,1	5,8	4,3	3,6	5,1
	Trn	9,6	5,2	18,8	6,3	3,1	8,1	6,3	2,1	13,1	9,2	5,8	12,8	8,0	6,5	9,5
	Grt	5,9	2,0	14,9	10,8	7,1	16,4	11,1	7,6	18,4	10,7	7,3	16,6	10,2	5,7	18,2
	oZ-qA	5,3	0,6	12,4	12,5	5,1	18,0	14,5	5,6	25,3	5,8	4,5	7,5	7,0	3,2	12,5
	٩H	10,0	1,9	24,1	13,2	5,1	19,0	11,3	3,5	22,5	10,7	3,4	19,7	13,8	3,4	20,3
	xdm	13,9	3,9	39,4	14,5	10,5	21,0	8,5	2,3	19,7	10,9	2,2	20,5	13,7	5,8	22,1
	Do	2,1	0,4	5,9	24,1	6,0	53,6	13,8	0,4	36,2	1,3	0,3	2,8	0,8	0,6	1,1
	Cal	2,4	0,5	17,6	2,6	0,4	8,5	2,4	0,4	10,8	0,8	0,4	1,3	1,9	0,6	4,1
кция	СРІ	0,4	0,4	0,5	1,0	0,0	2,8	1,7	0,4	4,1	0,4	0,3	0,4			
я фрал	плагиоклазы Средние и основные	0,6	0,4	1,0	1,1	0,4	2,4	1,2	0,3	3,6	0,4	0,3	0,4	0,6	0,0	1,3
Тегка	Кислые плагиоклазы	1,2	0,0	2,8	2,6	0,4	4,9	2,7	0,5	5,6	0,6	0,0	2,2	1,3	0,4	2,3
Ĺ	Kfs	1,6	0,5	4,5	12,1	5,4	17,7	13,3	6,0	21,5	3,2	0,9	9,8	4,5	0,7	7,4
	ZtQ	81,8	73,3	89,7	43,0	29,9	53,8	46,8	35,8	60,6	75,5	68,5	88,5	76,3	72,9	81,6
	содержание	Cpeg 8	Иин	Makc 8	Dpen -	Мин	Make :	Cpen '	Мин	Makc	Сред (	MAHH (	Makc 8	Сред (	Иин	Make 8
	RNJIHETO	KD-12- (	TO-03g	<u>~</u>	KD-12- (	00-05g	~	KD-12- (	03-10c N	~	KD-12- (	09-11g N	<u>~</u>	KD-12- 0	01-14g	~

Минералогические ассоциации поднятия Менделева

Окончание таблицы 2

	я оннготоо Эгэдсяд	R (0,8–1,6 %), СІd (0,6–2,2 %), Ap (0,2–1,8 %), Ти (0,2–0,6 %), Ky (0,1–0,3 %), St (0,1–0,3 %), Cht (0,1–0,3 %), Ant (0,1–0,3 %), Cht (0,1–0,3 %), Ant (0,1–0,3 %), Aeg , Or, An, Glt – ед. зерна
IS	< 1 %	alcAm, Mz, Brc, CI-Ep
і фракци	> 1 %	Sph, Do
желая	дерн. руд	36,4 24,8 41,1 41,1 41,4 41,4 49,2 49,2
Тя:	эцтэ-іТ	5,7 6,0 1,5 8,8 8,8 8,8
	mZ	$\begin{array}{c} 6,7\\ 3,7\\ 9,2\\ 5,1\\ 112,7\\ 8,9\\ 6,5\\ 111,8\\ 111,8\\ \end{array}$
	Grt	$\begin{array}{c} 7,0\\ 5,4\\ 8,7\\ 10,3\\ 2,7\\ 22,7\\ 14,1\\ 8,1\\ 8,1\\ 19,1\\ 19,1\\ \end{array}$
	oZ-qA	8,7 5,3 11,0 8,3 5,9 12,7 10,5 5,8 5,8 16,5
	٩H	$\begin{array}{c} 19,4\\ 10,7\\ 9,1\\ 9,1\\ 33,4\\ 3,0\\ 3,0\\ 3,0\\ 15,8\\ 4,1\\ 1,0\\ 1,0\\ 10,2\\ 10,2\\ \end{array}$
	xdm	8,9 6,0 14,6 4,9 4,9 7,2 1,4 1,4 14,4
	Do	$\begin{array}{c} 0,3\\ 0,3\\ 0,4\\ 0,7\\ 0,3\\ 1,5\\ 10,5\\ 1,0\\ 21,9\\ 21,9\end{array}$
	Cal	$\begin{array}{c} 2,3\\ 0,3\\ 6,1\\ 1,1\\ 1,1\\ 2,5\\ 2,5\\ 2,5\\ \end{array}$
кция	СИІ	$\begin{array}{c} 0,4\\ 0,3\\ 0,4\\ 0,7\\ 1,4\\ 1,4\end{array}$
я фра	Средние и основные плагиоклазы	$\begin{array}{c} 0,7\\ 0,7\\ 0,7\\ 0,4\\ 0,4\\ 1,1\\ 1,1\\ 1,8\\ 1,8\\ 1,8\\ \end{array}$
Легка	Киспые плагиоклазы	$\begin{array}{c} 1,1\\1,1\\1,8\\1,3\\3,1\\1,0\\5,0\\5,0\\\end{array}$
	Rfs	3,8 0,3 6,8 4,4 1,4 1,4 1,7 6 37,2 37,2 37,2
	Qtz	68.9 51.5 51.5 65.8 65.8 84.9 65.8 49.3 39.6 57.6
	элньждэдоЭ	Сред Мин Макс Сред Мин Мин Мин Мин Мин
	видият	KD-12- 01-16g KD-12- 05-24g KD-12- 08-28g

Примечания: І – двойной линией показаны границы кластеров, выделенных по различию МА; 2 – буквенные обозначения минералов приведены согласно [Методическое..., 2009].

повсеместно встречаются ортопироксены и совсем редко эгирин. Зерна пироксенов призматические, угловатые, нередко с зазубренными краями.

Амфиболы, представленные преимущественно роговой обманкой, присутствуют повсеместно в виде призматических, угловатых, реже угловато-окатанных зерен, иногда с зазубренными краями, их среднее содержание обычно колеблется от 4 до 14 %.

Минералы Ер-Zo присутствуют повсеместно в виде угловатых и угловатоокатанных, нередко сильнотрещиноватых зерен, бесцветных, фисташково-зеленых, содержащих массу рудных, а также газово-жидких включений. Наиболее высокое содержание отмечается на станциях KD12-00-05g и KD12-03-10c. Здесь же в единичных знаках встречена bHb, что в ассоциации с баритом может указывать на эксгаляционно-гидротермальный, контактовый метаморфизм.

ЮМ-кластер выделяется повышенными содержаниями титанистых минералов, Ep-Zo, пониженными содержаниями черных рудных, а также присутствием в разрезе Act-Tr, bHb, доломита, сфена, сидерита, барита, Chl-Ep. Также здесь по всему разрезу в единичных знаках встречен монацит – редкоземельный минерал кислых интрузий, а также брукит – минерал двуокиси титана, развивающийся при эксгаляционно-гидротермальных процессах по рутилу и анатазу.

Еще более заметными различия МА по кластерам на поднятии Менделеева становятся при анализе минералов легкой фракции (табл. 2). Так, различия между ЮМ- и СМ-кластерами наиболее четко прослежены по изменению средних содержаний кварца (43–46 % для ЮМ и >68 % для СМ), калиевых полевых шпатов (Kfs) (12,5 % для ЮМ и 3–4 % для СМ), а также кальцита и Dol.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами результаты были сопоставлены как с опубликованными [Андреева и др., 2001, Белов, Лапина, 1961], так и с фондовыми работами НИИГА [Куликова, 1963; Семенова и др., 1961, 1967] по смежным шельфовым акваториям.

Было установлено, что области с высоким (>30 %) содержанием неустойчивых к переносу Amf и Px имеют весьма ограниченные латеральные размеры и отчетливо тяготеют к коренным источникам или к локальным зонам вторичного обогащения (рис. 2*a*). На удалении в 100–200 км от коренных источников содержание Px уменьшается до 15–20 %, а на расстоянии 300–500 км быстро падает до уровня фоновых для шельфа значений около 10 %. При этом содержания устойчивых минералов (Grt и Zrn) достаточно стабильны на обширных площадях Арктических шельфов [Андреева и др., 2001, Белов, Лапина, 1961; фондовые материалы [Куликова, 1963; Семенова и др., 1961, 1967]. В Карском море локальные ореолы с высоким содержанием Px располагаются в непосредственной близости от коренных источников – на архипелаге ЗФИ, а также в Енисейском, Пясинском заливах и заливе Нижней Таймыры. Повышенные (20–30 %) содержания Px фиксируются в узкой полосе выноса вод этих рек в сторону желоба Воронина.

Характер распределения граната в Карском море приведен на рис. 26. Из этого рисунка следует, что его распределение более равномерно. Локальные максимумы концентрации Grt сосредоточены на островных отмелях и могут быть объяснены разгрузкой материала ледового разноса на дно при торошении и разрушении здесь морского льда. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях [Фондовые материалы НИИГА Семенов и др., 1961] высокие содержания Рх наблюдаются в нескольких локальных областях к северу от о. Айон, вокруг банки Геральда и к востоку от о. Вран-



Рис. 2. Схемы распределения Рх (a) и Grn ( $\delta$ ) в Карском море [Куликов, 1963]. Области высоких (> 30 %) концентраций Рх контролируются близостью коренных источников. Повышенные концентрации Grn на мелководьях северо-востока Карского моря могут быть объяснены здесь разрушением ледовых массивов при их торошении.

геля, при этом содержания более 30 % фиксируются лишь на небольшом участке в центральной части банки Геральда.

Следовательно, осадки, характеризующиеся заметным преобладанием в составе ТФ неустойчивых минералов, формируются при размыве близкорасположенных коренных источников. И наоборот, преобладание, хотя бы и незначительное, в составе ТФ космополитичных циркона и граната характерно для осадков, сформированных за счет дальнего переноса. Таким образом, известные кривые изменения содержания IRD (*Ice rafted debris*) в большинстве арктических колонок действительно могут быть обусловлены изменением ледовой/айсберговой транспортировки обломков в глубоководный бассейн. Однако наряду с этим в определенных станциях присутствует весомая часть эдафогенного материала.

Подобные выводы хорошо согласуются с фактическим материалом, приведенным в работе, посвященной анализу минеральных ассоциаций верхних 300 м разреза [Krylov et al., 2008] скважины ACEX-302 (рис. 3) [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008], пройденной на плосковершинной поверхности хребта Ломоносова на 88° с.ш. Верхняя (0–198 м) часть разреза сложена здесь конформной толщей синокеанических осадков, облекающих неровности субстрата. В этой части разреза очевидно преобладание материала ледового разноса, о чем говорит анализ минеральных ассоциаций: Grt и Zrn преобладают над Срх. Ниже по разрезу ситуация меняется. На глубине 198 м по разрезу предполагается наличие длительного перерыва в осадконакоплении [Backmann et al., 2008]. Здесь на контакте сейсмических комплексов LR-4 и LR-5 [Jokat, 2005] наблюдаются следы регионального эрозионного события. Именно в этом интервале наблюдается резкий скачок содержания клинопироксенов до 30-40 %, сопоставляемый нами с перемывом рыхлой части разреза и вторичным обогащением ТФ этими минералами. В интервале 223,6–313,6 м характерно существование прибрежно-морских условий с периодами распреснения и обмеления бассейна [Brinkhui et al., 2006]. Таким образом, увеличение содержания клинопироксенов вниз по разрезу может быть объяснено, по нашему мнению, усилением влияния локальных материковых и прибрежных источников сноса.



Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля AWI-91090 [Jokat, 2005], проходящий через скважину ACEX-302 (a), и кривые содержания минералов ТФ (Grt – светло-серая, Zrn – темно-серая, Px – пунктир) по скважине ACEX-302 [по Krylov et al., 2008].

Примечательно, что содержание таких устойчивых минералов, как Grt, Zrn апатит, биотит, турмалин, вдоль всего разреза скважины колеблется в весьма незначительных пределах (рис. 3), в среднем от 1–5 до 10 (редко до 15 %) [Krylov et al., 2008]. Экстраполируя эти данные на описываемые в настоящей статье районы, можно констатировать, что высокие содержания Px (до 48 %) и Amf (до 56 %) в донных осадках хребта Ломоносова и поднятия Менделеева также следует связывать с размывом близкорасположенных коренных источников, а не с транспортировкой дрейфующими льдами или айсбергами.

Весьма важной, по нашему мнению, является выдержанность основных особенностей МА вниз по разрезу большинства колонок. Применение метода избыточного <sup>230</sup>Th датирования на поднятии Менделеева [Гусев и др., 2013; Not et al., 2010] свидетельствует о низких (0,11–0,437 см/1000 лет) скоростях осадконакопления в верхних 50 см разреза. Таким образом, учитывая расчетные скорости осадконакопления для региона, можно утверждать, что источники сноса в каждой точке опробования были стабильны в течение, как минимум, последних 500–700 тыс. лет, а возможно, и более длительного периода. Очевидно, что установленные закономерные различия МА станций должны быть обусловлены не влиянием ледового и/или айсбергового разноса, а размывом местных источников.

Установлено важное значение тектонических нарушений при формировании минеральных ассоциаций района. Во-первых, тектоническими нарушениями обусловлены наиболее крутые эскарпы в области ЦАП. Крутизна некоторых склонов на хребте Ломоносова достигает 40°, а на локальных участках поднятия Менделеева были визуально зафиксированы уступы крутизной до 70° [Гусев и др., в печати]. Очевидно, что в них обнажаются литифицированные породы акустического фундамента, являющиеся местными источниками обломочного материала. Сейсмические данные показывают, что некоторые тектонические нарушения проникают в толщу новейших отложений, формируя современную морфоструктуру [Рекант и др., 2012а], и, значит, они являются неотектоническими. Во-вторых, установлено, что различия МА на уровне кластеров станций контролируются каркасом глубинных тектонических нарушений, разделяющих блоки земной коры с различным строением фундамента. Система таких нарушений на хребте Ломоносова и на поднятии Менделеева установлена по ряду геолого-геофизических данных [Рекант и др., 2011; Морозов и др., 2013]. Например, граница, разделяющая здесь южный и северный кластеры станций, совпадает с глубинным сбросом СЗ-ЮВ направления (рис. 1). На этой границе происходит смена направлений тектонических нарушений: с северо-восточных к северу от нее к субмеридиональным и северо-западным на юге. На основании вышеизложенного следует сделать вывод о том, что в районах крутых эскарпов тектоническая дезинтеграция пород может являться ведущим механизмом подводного разрушения коренных пород.

В настоящее время как в западной, так и в отечественной литературе доминирует мнение о дрифтовом генезисе ДКМ Центральной Арктики. Различия состава обломков на поднятиях обычно объясняются их различными источниками. В большинстве статей, посвященных транспортировке терригенного материала льдами, приводятся лишь мелкомасштабные схемы течений [Лисицын, 1994; Lisicyn, 2002; Krylov et al., 2008; Кодина и др., 2000]. И, исходя из этого, постулируется, что терригенный материал на поднятие Менделеева преимущественно поставляется с Канадского архипелага посредством Бофортовского течения (БТ), а на хребте Ломоносова с архипелага Северная Земля восточной ветвью Трансполярного течения (ТТ) (рис. 4). И действительно, визуально в составе обломков на поднятии Менделеева присутствуют доломиты, сходные с доломитами Канадского архипелага, а на хребте Ломоносова – метаморфиты и доломиты, сходные с образованиями арх. Северная Земля и п-ова Таймыр.

Вместе с тем выполненный нами экспресс-анализ треков дрейфующих станций «Северный полюс» за последние 70 лет (тонкие серые линии на рис. 4; по [Frolov et al., 2005]) показывает, что современный перенос льда осуществляется по несколько отличным от вышеупомянутых схем траекториям. Действительно, Бофортовское течение (см. БТ' на рис. 4), проходя мимо шельфа Аляски, охватывает затем шельф ВСМ, однако далее оно проходит как над поднятием Менделеева, так и над хребтом Ломоносова. Восточная же ветвь Трансполярного течения (см. ТТ' на рис. 4) про-



Рис. 4. Схема арктических течений. Черные пунктирные линии показывают генерализированные направления Бофортовского течения (БТ) и трансполярного течения (ТТ) по http://www.ccin.ca/home/ccw/seaice/motion [AMAP, 1998]. Белые стрелки (БТ' и ТТ') маркируют их фактическое положение, исходя из анализа дрейфа станций «Северный полюс» от СП-1 до СП-33 [по Frolov et al., 2005] (тонкие фоновые линии).

ходит заметно западнее и не может поставлять терригенный материал с Северной Земли и Таймыра на хребет Ломоносова. Вероятно, современный ледовый разнос не может быть причиной региональной дифференциации МА в приповерхностном слое осадков этих двух структур, а принимая во внимание устойчивость минеральных ассоциаций по разрезу большинства колонок, то и на более глубоких горизонтах рыхлого осадочного разреза. Еще менее вероятно, что ледовым разносом обусловлены субрегиональные различия минеральных ассоциаций между разными точками в пределах каждой структуры. Очевидно, что как региональные, так и субрегиональные различия минеральных ассоциаций между разными точками в орделах каждой структуры. Очевидно, что как региональные, так и субрегиональные различия минеральных ассоциаций между разными точками в орделах каждой структуры. Очевидно, что как региональные, так и субрегиональные различия минеральных ассоциаций между разными точками в пределах каждой структуры. Очевидно, что как региональные, так и субрегиональные различия минеральных ассоциаций между разными точками в пределах каждой структуры. Очевидно, что как региональные, так и субрегиональные различия минеральных ассоциаций между разными точками в пределах каждой структуры.

О существовании различных источников минералов ТФ на поднятии Менделеева, хребте Ломоносова, а также смежных шельфах говорят различия их морфологических признаков, приведенные в табл. 3. Неустойчивые минералы смежных областей характеризуются разной степенью окатанности, различной морфологией зерен, а также принципиально различными включениями и примесями. Например, в ВСМ, ЧМ и Карском морях преобладают окатанные (реже угловато-окатанные) зерна пироксенов и амфиболов, в то время как в области ЦАП нами обнаружены преиму-

Таблица 3

		D			
Характеристики минералов		Восточно- Сибирское и Чукотское моря	Поднятие Менделеева	Хребет Ломоносова	Карское море
	Содержание	5,2–33 %	1,4–39,4 %	0,5–48,3 %	0,2–43,8 %
	Окатанность*	4	1	1	2
Ρx	Цвет	Светло-бурый,	Бледно-	Дымчатый,	Бесцветный,
		зеленовато-	коричневый,	бледно-	дымчатый
		бурый	оледно-зеленый	зеленый	
£	Содержание	0,2–32 %	1,0-33,4 %	3,5–56,5 %	0,8–18,5 %
Αm	Окатанность*	2–3	1–2	1–3	2–3
7	Цвет	Зеленый, бурый	Зеленый	Зеленый	Зеленый, бурый
	Содержание	1,9–43,0 %	0,6–25,3 %	2,4–26,0 %	6,8–30,2 %
20	Окатанность*	4 (реже 2)	1–2	1-2	2
Z-d	Цвет	Светло-желтый,	Бесцветный,	Бесцветный,	Зеленый,
щ		фисташковый	фисташковый	фисташковый,	бесцветный
		буро-коричневый		редко желтый	
	Содержание	0,8–13,0 %	2,0–19,1 %	1,2–21,9 %	1,1–24,1
L	Окатанность*	4 (реже 2)	1-2 (реже 0)	1-2 (реже 0)	2
G	Цвет	Светло-розовый,	Бесцветный,	Бесцветный,	Розовато-
		желтый, зеленый,	розовый	розовый,	желтый,
		бесцветный		желтый	бесцветный
	Содержание	0,2–10,0 %	2,1–18,8 %	1,5–14,6 %	0,8–11,0
L	Окатанность*	4 (реже 2)	1	1-2 (реже 4)	н/д
Zn	Цвет	Бесцветный,	Бесцветный,	Бесцветный,	н/д
		желтоватый,	розоватый	желтоватый,	
				розоватый	

Морфологические особенности минералов ТФ по регионам

*Примечания:* \* – 0 – неокатанные, 1 – угловатые, 2 – угловато-окатанные, 3 – окатанные, 4 – хорошо окатанные. Буквенные обозначения минералов приведены согласно [Методическое..., 2009].

щественно угловатые и неокатанные зерна. В меньшей степени подобные различия заметны в морфологии устойчивых минералов.

Обобщая вышесказанное, можно уверенно констатировать, что минеральный состав рыхлых отложений в непосредственной близости от крутых эскарпов морского дна в большей мере зависит от состава местных коренных источников и лишь в меньшей от ледового и/или айсбергового разноса. Для участков морского дна, располагающихся вдали от подводных обнажений коренных пород, соотношение, вероятно, является обратным. Следовательно, выполненный анализ МА рыхлых отложений на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова позволяет если не восстановить в полной мере, то, по крайней мере, очертить общие закономерности геологического строения коренных пород, слагающих акустический фундамент этих структур.

Приведенный выше анализ МА рыхлых отложений прилаптевоморского сегмента хребта Ломоносова указывает на возможность развития здесь пород низких и средних степеней регионального метаморфизма. Высокие концентрации неустойчивых к переносу и химическому выветриванию амфиболов могут указывать на непосредственную близость коренных источников – амфиболсодержащих пород. В ЮЛ-кластере возможно наличие магматических образований основного и/или ультраосновного состава. Присутствие в ТФ на станциях ALR07-25с и ALR07-26с оливина, достаточно редкого и весьма неустойчивого минерала, позволяет предположить здесь наличие оливинсодержащих пород (оливиновые базальты). Выводы о присутствии здесь базитов, в целом не характерных для этой структуры образований, косвенно подтверждается наличием нескольких локальных аномалий магнитного поля в южной части хребта Ломоносова. Сходные выводы о строении пород акустического фундамента были получены нами ранее на основании изучения мелких обломков горных пород, поднятых драгированием западного склона отрога Геофизиков [Рекант и др., 2012]. Здесь определены обломки кристаллических сланцев, кварцитов, амфиболитов, базальтов, филлитов, кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых и биотитовых сланцев и других пород.

Таким образом, разрез пород акустического фундамента хребта Ломоносова может быть в общих чертах скоррелирован с геологическим разрезом Таймыро-Северо-Земельской области.

Минеральные ассоциации поднятия Менделеева характеризуется принципиально иным составом: здесь стабильно доминируют минералы группы черных рудных, а в распределении минералов, слабоустойчивых к переносу, наблюдается весьма значительная изменчивость по площади при стабильном содержании по разрезу. ЮМ-кластер, по-видимому, характеризуется наиболее сложным и многокомпонентным строением геологического разреза, о чем говорит сложность состава его МА. Он заметно различается от СМ-кластера по большинству компонентов как тяжелой, так и легкой фракции (табл. 2). Судя по высоким содержаниям доломита, а также несколько повышенным кальцита (табл. 2), в эскарпах здесь следует ожидать обнажения карбонатных пород нижних горизонтов чехла, аналогичных карбонатам нижнеэлсмирского комплекса Аляски. Интересно заметить, что в рыхлых осадках смежных морей доломит отсутствует вовсе, а кальцит в незначительных количествах обнаруживается только в Чукотском море.

Заметные концентрации здесь клино- и ортопироксенов (табл. 2) говорят о присутствии в разрезе базитов, что подтверждается результатами буровых работ на

поднятии Менделеева, вскрывших раннемеловые базальты [Морозов и др., 2013], а также наличием ряда локализованных аномалий магнитного поля.

Совокупность высоких содержаний калиевых полевых шпатов и минимальных на всем поднятии Менделеева содержаний кварца (табл. 2) может говорить о наличии в разрезе аркозовых песчаников и/или гранитов. На последнее обстоятельство также указывает присутствие здесь монацита и ортита – редких минералов кислых интрузий, а также мусковита и биотита.

Кроме того, на ЮМ-кластере имеются свидетельства проявлений контактовогидротермальной активности. Драгированием на станции KD12-03-09d поднято около 500 кг железо-марганцевых образований, вероятно, гидротермального генезиса [Г.Н.Новиков, устное сообщение]. Здесь же встречены максимальные содержания минералов контактово-гидротермального генезиса: гр. актинолита-тремолита, эпидота-цоизита, турмалин, сфен, рутил, анотаз, брукит.

Минеральные ассоциации СМ-кластера характеризуются максимальными содержаниями кварца в легкой фракции (до 88,5 %) при заметно пониженном содержании полевых шпатов и плагиоклазов (табл. 2). Минеральные ассоциации, характерные для магматических пород и продуктов их выветривания, здесь проявлены весьма ограниченно. На большинстве же станций в ТФ присутствуют лишь общие – фоновые для региона – минералы (табл. 2). Скорее всего, здесь в тектонических эскарпах обнажается комплекс осадочных и слабо метаморфизованных пород, формирующий терригенно-карбонатный осадочный чехол древней платформы.

#### выводы

1. Установлены различия минеральных ассоциаций рыхлых отложений на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова. Различия прослеживаются по содержанию неустойчивых (в т.ч. породообразующих) минералов, а также по составу ассоциаций акцессорных минералов. Кроме того устойчивые по разрезу различия МА выявлены на уровне кластеров станций. Учитывая расчетные скорости осадконакопления, можно утверждать, что источники сноса для каждой точки опробования были стабильны в течение, как минимум, последних 500–700 тыс. лет, а вероятно, и более длительного периода.

2. Предполагается, что осадки, характеризующиеся преобладанием в составе ТФ неустойчивых минералов, формируются при размыве близкорасположенных коренных источников. Преобладание в составе ТФ космополитичных циркона и граната характерно для осадков, сформированных за счет дальнего переноса.

3. Принципиальные различия морфологических признаков минералов ТФ говорят о различных источниках сноса при формировании МА рыхлых отложений на поднятии Менделеева, хребте Ломоносова, шельфах ВСМ и ЧМ.

4. Для станций донного пробоотбора, расположенных вблизи крутых тектонически обусловленных эскарпов на поднятии Менделеева и хребте Ломоносова, влияние ледового (и айсбергового) разноса на формирование МА рыхлых отложений не является определяющим. В составе осадков здесь присутствует значительный объем продуктов размыва местных коренных источников.

5. Границы кластеров, различающихся составом МА, совпадают с глубинными разломами, омоложенными на неотектоническом этапе. Основным механизмом разрушения коренных пород, выходящих к поверхности морского дна в подводных эскарпах, предлагается считать тектоно-декливиальный, при котором дезинтеграция коренного ложа происходит в результате тектонической активности с последующей переработкой и переносом материала гравитационными, преимущественно грубообломочными потоками.

6. Анализ МА рыхлых отложений позволяет очертить основные закономерности геологического строения коренных пород. Для хребта Ломоносова предполагается наличие толщ низко- и среднеметаморфизованных пород с магматическими образованиями основного и/или ультраосновного состава. На поднятии Менделеева ожидаются преимущественно осадочные толщи (карбонаты и песчаники), характерные для стабильных обстановок чехла платформы. В пределах ЮМ-кластера по ряду признаков предполагается наличие основных и ультраосновных, реже щелочных и кислых интрузий, а также пород контактово-гидротермального генезиса.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева И.А., Волкова Ю.В., Смирнова Л.С., Миролюбова Е.С. Минералогические особенности верхнечетвертичных отложений Центральной и Северной фациальных зон Баренцевоморского шельфа // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Кн.1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 58–62.

Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 149 с.

*Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О., Рекант П.В., Пяткова М.Н.* Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады Академии наук. Геология (в печати).

Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Басов В.А., Новихина Е.С., Куприянова Н.В., Левченко С.Б., Жеребцов И.Е. Стратиграфия донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 450. № 5. С. 573–578.

Деменицкая Р.М., Киселев Ю.Г. Особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по сейсмическим исследованиям: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 33–46.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н. О происхождении донных осадков, поднятых на геотраверзе «Арктика-2000» в Северном Ледовитом океане (район поднятия Менделеева) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 399. № 2. С. 224–226.

Кодина Л.А., Люцарев С.В., Богачева М.П. Источники осадочного вещества дрейфующего льда Арктического бассейна по данным изотопного анализа органического углерода ледовой взвеси //Доклады Академии наук, 2000. Т. 371. № 4. С. 511–515.

*Лапина Н.Н.* Выбор стандартной фракции для изучения минерального состава рыхлых осадочных пород. Л.: НИИГА, 1975. 9 с.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация. М.: Наука, 1994. 450 с.

Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). СПБ.: ВСЕГЕИ, 2009. 288 с. + графич. прил. 49 л. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Поселов В.А., Буценко В.В., Каминский В.Д., Саккулина Т.С. Поднятие Менделеева (Северный Ледовитый океан) как геологическое продолжение континентальной окраины Восточной Сибири // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 2. С. 232–235.

Рекант П. В., Пяткова М. Н., Николаев И.Д., Талденкова Е.Е. Донно-каменный материал отрога Геофизиков как петротип фундамента южной части хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан). Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. Специальный выпуск. Геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. М.: ГЕОС, 2012. С. 29–40.

Рекант П.В., Гусев Е.А., Черных А.А., Зинченко А.Г. и др. Геологическая карта. Масштаб 1: 1 000 000. Серия Океанская. Лист U- 53–56 – хр. Ломоносова. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 66 с.

Рекант П.В., Гусев Е.А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1497–1512.

AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. XII. 859 p.

*Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoctanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15. doi: 10.1029/2007PA001476.

*Brinkhuis H. et al.* Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 606–609.

Database for ECS Dredge Samples at NOAA/NGDC (в реконструкции)

*Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Radionov V.F., Shirochov A.V., Timokhov L.A.* The Arctic Basin. Results from Russian Drifting Stations. Berlin, Heidelberg, New-York: Springer-Verlag, 2005. 276 p.

*Grantz A., Clarck D.L., Phillips R.L. et al.* Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin // JSA Bulletin. 1998. Vol. 110. № 6. P. 810–820.

Jackson R.H., Forsyth D.A. Johnson L.G. Oceanic affinities of the Alpha Ridge, Arctic Ocean // Marine Geology. 1986. Vol. 73. P. 237–261.

*Jokat W.* The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N. // Geophysical Journal Int. 2005. Vol. 163. P. 698–726.

*Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H.* A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. PA1S06, doi:10.1029/2007PA001497.

*Langinen A.E., Gee D.G., Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y.* Correlations between the Lomonosov Ridge, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data // Tectonophysics. 2008. doi:10.1016/j.tecto.2008.05.029.

*Lisicyn A.P.* Sea ice and icberg sedimentation in the ocean: recent and past. Berlin; Heidelberg; New York; Hong Kong; London; Milan; Paris; Tokyo: Springer, 2002. 563 p.

Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature, London, U.K. 2006. Vol. 441 (7093). P. 601–605.

*Not C., Hillaire-Marcel C.* Time constraints from <sup>230</sup>Th and <sup>231</sup>Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: an example from the northern Mendeleev Ridge // Quaternary Science Reviews. 2010. Vol. 29. P. 3665–3675.

P.V.REKANT, E.S.MIROLUBOVA, I.A.ANDREEVA, L.S.SMIRNOVA

# MINERALOGY OF THE BOTTOM SEDIMENT FROM LOMONOSOV RIDGE AND MENDELEEV RISE AS A POSSIBLE PROXY TO EVALUATION OF THE SOURCE ROCK

Study of the mineralogical assemblages of the bottom sediments from 15 stations located nearby the bedrock outcrops on the Lomonosov Ridge and Mendeleev Rise done. Based on this regional

diversity of the mineral assemblages of the Lomonosov Ridge and Mendeleev Rise revealed. In addition, the sub-regional spatial clusters differ by mineral assemblages, have been outlined within both structures. The limits of the clusters coincide with main tectonic boundaries. For those stations the ice rafted debris is not predominant in the deposits. Beside this in the sediments significant amount of the edaphogenetic debris occurs. The results allowed us to perform an assessment of the original bed rock rocks composition.

*Keywords:* mineralogical assemblages, Lomonosov Ridge, Mendeleev Rise, edafogenic deposits, ice rafted debris.

УДК 502/504:001.8

Поступила 12 ноября 2013 г.

# ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА ШЕЛЬФОВОЙ И ПРИБРЕЖНОЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ДЛЯ КЛЮЧЕВЫХ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

## канд. техн. наук В.Г.ДМИТРИЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: v\_dmitriev@aari.ru

В статье предлагается прикладной метод оценки экологических рисков, который позволяет в обобщенной виде отобразить общую картину распределения рисков в прибрежной и морской части Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ). В силу универсальности предложенный метод может, вообще говоря, быть применен к любому выбранному району с любой степенью детализации.

Приведенные карты экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов, построенные по предложенному методу, хотя, в силу эмпирического подхода к ранжированию рисков, и носят иллюстративный характер, тем не менее позволяют оценить общую экологическую обстановку в АЗРФ в целом. При наличии дополнительных данных могут быть построены аналогичные карты с любой наперед заданной детализацией.

*Ключевые слова:* Арктика, шельфовая и прибрежная арктическая зона, экологический риск, метод оценки экологического риска, карта экологического риска.

Несмотря на то, что число публикаций, в которых обсуждаются экологические риски в Арктике, чрезвычайно велико, количественные оценки рисков, по крайней мере в целом по Арктике, практически не приводятся. Примером количественной оценки вероятностей локальных неблагоприятных экологических событий может служить работа [Моделирование..., 2012], однако в этой работе оцениваются лишь потенциально опасные с экологической точки зрения ситуации, связанные с аварийными разливами нефти.

Отчасти это можно объяснить тем, что методология количественной оценки экологических рисков все еще не разработана, более того, понятие риска как такового не получило однозначного определения[Дмитриев, 2013, 2014*a*]. В статье [Дмитриев, 2014 $\delta$ ] сделана попытка дать строгое определение экологического риска, однако реализация предложенного подхода ограничена весьма жесткими требованиями к исходным данным, соблюдение которых в настоящее время затруднено.

В связи с отсутствием устоявшейся методологии оценки экологических рисков и фрагментарностью данных об экологическом состоянии шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов для практических целей можно предложить упрощенный метод оценки экологических рисков.

Взяв за основу понятия экологического риска определение, данное в законе «Об охране окружающей среды» [Федеральный закон..., 2002], в качестве базового упрощения примем деление бесконечного множества значений риска как вероятностей *Р* наступления событий, имеющих неблагоприятные последствия для природной среды, на группу градаций, например, группу трех градаций: незначительный риск, средний риск и, наконец, значительный риск.

Благодаря такому упрощению можно пренебречь ошибками в определении точных значений вероятностей *P* и принять эмпирическое распределение вероятностей для различных по степени уязвимости, загрязненности и промышленной насыщенности районов шельфовой и прибрежной арктической зоны.

Пользуясь результатами зонирования российской акватории морей Северного Ледовитого океана и прибрежных территорий по степени уязвимости к различным техногенным воздействиям, выполненного в работе [Отчет..., 2013], и данными работы [Отчет..., 2011], выделим основные типы районов шельфовой и прибрежной арктической части Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ), которые могут быть подвергнуты экологическому риску: горячая точка, уязвимая зона, устойчивая зона, Северный морской путь (СМП), лицензионный участок нефтегазового комплекса (НГК), радиационный объект, зона антропогенного влияния, особо охраняемая природная территория (ООПТ), наиболее устойчивая зона.

Для получения эмпирического распределения рисков каждому типу на основе экспертных или иных оценок приписывается ранг экологической угрозы (см. табл. 1): *Таблица 1* 

Тип района	Ранг экологической угрозы
Горячая точка	40
Уязвимая зона	15
Устойчивая зона	5
СМП	15
Лицензионный участок НГК	30
Радиационный объект	60
Зона антропогенного влияния	20
ΟΟΠΤ	1
Наиболее устойчивая зона	0

Ранги экологической угрозы

Произвол в выборе значений рангов как раз и определяет «эмпиризм» предложенного метода, при этом абсолютные значения рангов не столь важны, как их относительные значения.

Следующий шаг – создание соответствующего набора слоев ГИС с границами выделенных районов. При этом под горячей точкой будем понимать пятно радиусом 50 км с центром в горячей точке [Отчет..., 2011], а под радиационно опасным объектом – пятно с радиусом 100 км с центром с координатами объекта.

Поскольку перечисленные выше районы могут пересекаться, на следующем этапе выполняется наложение слоев (пересечение районов) с выявлением числа и границ пересекающихся участков – комбинированных районов (см. табл. 2).

Полученному множеству участков приписывается эмпирическое распределение вероятностей наступления события, имеющего неблагоприятные последствия для природной среды, составленное на анализе публикаций и других возможных источников, исходя из тех соображений, что, например, экологический риск для участка «Морская неустойчивая зона с загрязнением и радиционно опасными объектами» выше, чем риск для участка «Прибрежная устойчивая зона с элементами ООПТ» (хотя бы потому, что ООПТ защищены специальными мерами).

## Таблица 2

# Типы комбинированных районов шельфовой и прибрежной арктической части АЗРФ, которые могут быть подвергнуты экологическому риску

N⁰	Типы комбинированных районов
1	Радиационный объект, уязвимая зона
2	Радиационный объект, уязвимая зона, СМП
3	Уязвимая зона, СМП
4	Устойчивая зона, СМП
5	Устойчивая зона, лицензионный участок НГК
6	Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка
7	Радиационный объект, устойчивая зона, горячая точка
8	Радиационный объект, устойчивая зона, горячая точка, зона антропогенного влияния
9	Радиационный объект, устойчивая зона
10	Радиационный объект, устойчивая зона, зона антропогенного влияния
11	Радиационный объект, горячая точка, уязвимая зона, ООПТ
12	Горячая точка, уязвимая зона, ООПТ
13	Горячая точка, уязвимая зона
14	Горячая точка, уязвимая зона, зона антропогенного влияния
15	Уязвимая зона, зона антропогенного влияния
16	Устойчивая зона, зона антропогенного влияния
17	Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка, зона антропогенного влияния
18	Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка, СМП
19	Уязвимая зона, лицензионный участок НГК
20	Устойчивая зона, горячая точка
21	Горячая точка, устойчивая зона, зона антропогенного влияния
22	Горячая точка, уязвимая зона, зона антропогенного влияния, лицензионный участок НГК
23	Горячая точка, уязвимая зона, лицензионный участок НГК
24	Уязвимая зона, ООПТ
25	Устойчивая зона, ООПТ
26	Уязвимая зона, ООПТ, СМП
27	Устойчивая зона, ООПТ, СМП
28	Уязвимая зона, горячая точка, СМП
29	Устойчивая зона (без пересечений с другими зонами)
30	Уязвимая зона (без пересечений с другими зонами)
31	Наиболее устойчивая зона
32	Радиационный объект, уязвимая зона, зона антропогенного влияния
33	Устойчивая зона, лицензионный участок НГК
34	Уязвимая зона, зона антропогенного влияния, лицензионный участок НГК
35	Горячая точка, устойчивая зона, лицензионный участок НГК
	Расчет вероятностей осуществляется из принципа аллитивности угроз т.е. при
нали	чии различных источников экологических опасностей в пересекающихся районах
ранги	и складываются. В реальной жизни этот принцип может не соблюдаться (угрозы
MOLA	т иметь кумулятивный характер не аллитивного, а мультипликативного свойства).

однако аддитивность служит нижней границей оценки рисков.

После сложения рангов выполняется нормировка в том смысле, что сумма рисков всех непересекающихся районов должна быть равна 1. Результат приводится в табл. 3.

## Эмпирическое распределение рисков

	Эмпирическое
Типы комбинированных районов	распределение
	рисков
Радиационный объект, уязвимая зона	0,035
Радиационный объект, уязвимая зона, СМП	0,042
Уязвимая зона, СМП	0,014
Устойчивая зона, СМП	0,009
Устойчивая зона, лицензионный участок НГК	0,016
Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка	0,053
Радиационный объект, устойчивая зона, горячая точка	0,049
Радиационный объект, устойчивая зона, горячая точка, зона антропогенного влияния	0,058
Радиационный объект, устойчивая зона	0,030
Радиационный объект, устойчивая зона, зона антропогенного влияния	0,040
Радиационный объект, горячая точка, уязвимая зона, ООПТ	0,054
Горячая точка, уязвимая зона, ООПТ	0,026
Горячая точка, уязвимая зона	0,026
Горячая точка, уязвимая зона, зона антропогенного влияния	0,035
Уязвимая зона, зона антропогенного влияния	0,016
Устойчивая зона, зона антропогенного влияния	0,012
Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка, зона антропогенного влияния	0,063
Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка, СМП	0,060
Уязвимая зона, лицензионный участок НГК	0,021
Устойчивая зона, горячая точка	0,021
Горячая точка, устойчивая зона, зона антропогенного влияния	0,030
Горячая точка, уязвимая зона, зона антропогенного влияния, лицензионный участок НГК	0,049
Горячая точка, уязвимая зона, лицензионный участок НГК	0,040
Уязвимая зона, ООПТ	0,007
Устойчивая зона, ООПТ	0,003
Уязвимая зона, ООПТ, СМП	0,014
Устойчивая зона, ООПТ, СМП	0,010
Уязвимая зона, горячая точка, СМП	0,033
Устойчивая зона (без пересечений с другими зонами)	0,002
Уязвимая зона (без пересечений с другими зонами)	0,007
Наиболее устойчивая зона	0,000
Радиационный объект, уязвимая зона, зона антропогенного влияния	0,044
Устойчивая зона, лицензионный участок НГК	0,016
Уязвимая зона, зона антропогенного влияния, лицензионный участок НГК	0,030
Горячая точка, устойчивая зона, лицензионный участок НГК	0,035

На следующем этапе производится кластеризация эмпирических вероятностей с целью выявления «естественных» градаций с помощью программного продукта Mathematica (Wolfram Research) методом нечеткой логики.

В результате кластеризации выделяются следующие кластеры рисков (число кластеров задается и также относится к эмпирическим параметрам):

1) – в случае трех кластеров:

1-й кластер:

 $\{0; 0,002; 0,003; 0,007; 0,007; 0,009; 0,01; 0,012; 0,014; 0,014; 0,016; 0,016; 0,016\}.$ 

2-й кластер:

 $\{0,021;\,0,021;\,0,026;\,0,026;\,0,03;\,0,03;\,0,03;\,0,033;\,0,035;\,0,035;\,0,035\}.$ 

3-й кластер:

 $\{0,04; 0,04; 0,042; 0,044; 0,049; 0,049; 0,053; 0,054; 0,058; 0,06; 0,063\}.$ 

2) – в случае четырех кластеров:

1-й кластер:

{0; 0,002; 0,003; 0,007; 0,007; 0,009; 0,01; 0,012; 0,014; 0,014; 0,016; 0,016; 0,016}. 2-й кластер:

 $\{0,021; 0,021; 0,026; 0,026; 0,03; 0,03; 0,03\}.$ 

3-й кластер:

 $\{0,033; 0,035; 0,035; 0,035; 0,04; 0,04; 0,042; 0,044\}.$ 

4-й кластер:

 $\{0,049; 0,049; 0,053; 0,054; 0,058; 0,06; 0,063\}.$ 

Далее кластерам рисков приписываются условные индексы (см. табл. 4 и 5):

Таблица 4

Γ	ралании	рисков	лля	случая	трех	кластеров
- 1	радации	phenod	<b>Д</b> . 1 <b>Л</b>	city fam	прел	Ratac repob

		—
Кластер	Вид риска	Условный индекс
Первый кластер	Незначительный риск	1
Второй кластер	Средний риск	2
Третий кластер	Значительный риск	3

Таблица 5

Градации рисков для случая четырех кластеров

Вид риска	Условный индекс
Незначительный риск	0
Средний риск	1
Повышенный риск	2
Значительный риск	3
	Вид риска Незначительный риск Средний риск Повышенный риск Значительный риск

После этого каждый полученный участок окрашивается одним из трех (четырех) градаций цветной заливки, соответствующей трем степеням риска (табл. 6), а результат выделения уровней риска отображается на карте графическими средствами.

Очевидным недостатком метода является эмпирическое распределение рисков, избежать которого можно только путем проведения систематических многолетних исследований экологического состояния арктических акваторий и территорий.

Преимуществом предложенного метода является простота реализации, наглядность представления общей картины распределения экологических рисков шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов и инвариантность по отношению к выбранной географической территории/акватории, допускающая детализацию любого наперед заданного уровня.

Ниже (см. рис. 1 и 2) приводятся карты экологического риска, построенные по упрощенному методу оценки экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов для 3-кластерного и 4-кластерного разбиения диапазона вероятностей потенциальных негативных экологических последствий.

# Таблица б

Уровни экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны
для ключевых арктических районов

	Уровень	Уровень
Типы комбинированных районов	риска	риска
	(3 кластера)	(4 кластера)
Радиационный объект, уязвимая зона	2	2
Радиационный объект, уязвимая зона, СМП	3	2
Уязвимая зона, СМП	1	0
Устойчивая зона, СМП	1	0
Устойчивая зона, лицензионный участок НГК	2	0
Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка	3	3
Радиационный объект, устойчивая зона, горячая точка	3	3
Радиационный объект, устойчивая зона, горячая точка, зона антропогенного влияния	3	3
Радиационный объект, устойчивая зона	2	1
Радиационный объект, устойчивая зона, зона антропогенного влияния	3	2
Радиационный объект, горячая точка, уязвимая зона, ООПТ	3	3
Горячая точка, уязвимая зона, ООПТ	2	1
Горячая точка, уязвимая зона	2	1
Горячая точка, уязвимая зона, зона антропогенного влияния	2	2
Уязвимая зона, зона антропогенного влияния	2	0
Устойчивая зона, зона антропогенного влияния	1	0
Радиационный объект, уязвимая зона, горячая точка, зона антрополенного влияния	3	3
Радиационный объект уязвимая зона горячая точка СМП	3	3
Уязвимая зона, лицензионный участок НГК	2	1
Устойчивая зона, горячая точка	2	1
Горячая точка, устойчивая зона, зона антропогенного	2	1
влияния		
Горячая точка, уязвимая зона, зона антропогенного влияния, лицензионный участок НГК	3	3
Горячая точка, уязвимая зона, лицензионный участок НГК	3	2
Уязвимая зона, ООПТ	1	0
Устойчивая зона, ООПТ	1	0
Уязвимая зона, ООПТ, СМП	1	0
Устойчивая зона, ООПТ, СМП	1	0
Уязвимая зона, горячая точка, СМП	2	2
Устойчивая зона (без пересечений с другими зонами)	1	0
Уязвимая зона (без пересечений с другими зонами)	1	0
Наиболее устойчивая зона	1	0
Радиационный объект, уязвимая зона, зона антропогенного влияния	3	2
Устойчивая зона, лицензионный участок НГК	2	0
Уязвимая зона, зона антропогенного влияния, лицензионный участок НГК	2	1
Горячая точка, устойчивая зона, лицензионный участок НГК	2	2



Рис. 1. Карта экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов, построенная по упрощенному методу для трехкластерного разбиения диапазона вероятностей потенциальных негативных экологических последствий.



Рис. 2. Карта экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов, построенная по упрощенному методу для четырехкластерного разбиения диапазона вероятностей потенциальных негативных экологических последствий.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанный прикладной метод оценки экологических рисков позволяет в обобщенной виде отобразить общую картину распределения рисков в прибрежной и морской части  $A3P\Phi$  (не претендуя на высокую точность), а в силу универсальности, может быть применен к любому выбранному району с любой, вообще говоря, степенью детализации.

Приведенные карты экологического риска шельфовой и прибрежной арктической зоны для ключевых арктических районов, построенных по упрощенному методу хотя и носят иллюстративный характер в силу эмпирического подхода к ранжированию рисков, тем не менее позволяют оценить общую экологическую обстановку в АЗРФ

в целом. При наличии дополнительных данных могут быть построены аналогичные карты с любой наперед заданной детализацией.

Автор выражает глубокую благодарность М.А.Родиченко за оказанную помощь при построении карт экологического риска Арктики.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дмитриев В.Г. К вопросу о понятии экологического риска. Аналитический обзор публикаций // «Арктика и Север», электронное научное издание. URL: http://narfu.ru/upload/iblock/b71/16.pdf, № 13, 2013. [дата обращения: 09.11.2013].

Дмитриев В.Г. Оценка экологического риска. Аналитический обзор публикаций // «Арктика и Север», электронное научное издание. URL: http://narfu.ru/aan/ (Принята к печати в № 15, 2014а).

Дмитриев В.Г. Теоретический метод оценки экологического риска с учетом гидрометеорологических факторов // «Арктика и Север», электронное научное издание. URL: http://narfu.ru/ aan/ (Принята к печати в № 14, 2014б).

Моделирование поведения возможных разливов нефти при эксплуатации МЛСП «Приразломная». М.: НИЦ «Информатика риска», 2012. 88 с.

Отчет о научно-исследовательской работе «Гидрометеорологическое обеспечение рационального природопользования и экологической безопасности Арктической зоны Российской Федерации» по теме «Выбор направления исследований. Теоретические исследования поставленных перед НИР задач» (промежуточный). № госрегистрации 01201362178. СПб.: ААНИИ, 2013. 851 с.

Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка предложений по определению южной границы Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ)», этап № 5 – «Территориальное зонирование Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ) по критериям состояния окружающей среды» Шифр темы 2001-07-11 (заключительный). № госрегистрации 01201174542. СПб.: ААНИИ, 2011. 369 с.

Федеральный закон от 10 января 2002 г. № 7-ФЗ «Об охране окружающей среды» [Принят Государственной Думой Российской Федерации 20 декабря 2001 года].

### V.G.DMITRIEV

# SEMIEMPIRICAL APPROACH TO ECOLOGICAL RISK ASSESSMENT FOR MARINE AND COASTAL ZONES IN ARCTIC

Practical approach to ecological risk assessment is proposed. By this approach a general risk distribution for selected territory can be achieved. Method was applied to Russian Arctic (marine and coastal zones) and results were mapped.

Due to approach universality, maps with ecological risk distribution can be done with arbitrary details if sufficient information is collected.

*Keywords:* Arctic, shelf and coastal arctic zones, ecological risk, ecological risk assessment, ecological risk map.

№ 4 (98)

# СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 910.4 (268)

Поступила 19 августа 2013 г.

# ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПАТРУЛИ В РОССИЙСКИХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

канд. геогр. наук А.А.ДМИТРИЕВ, д-р геогр наук Ю.А.ГОРБУНОВ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aad@aari.ru

К середине 1930-х гг. в результате проведения ряда отечественных морских экспедиций и выполнения попутных наблюдений на транспортных судах появились первые материалы наблюдений о состоянии погоды, льдов и течениях в российских арктических морях. Естественно, что для каких-либо крупных обобщений этих материалов было явно недостаточно. Практика настоятельно потребовала развернуть широкое изучение арктических морей для создания навигационных пособий, разработки методов прогнозов погоды и ледовых условий.

Для решения отмеченных задач еще во Всесоюзном арктическом институте (ВАИ) была разработана схема стандартных гидрологических разрезов в российских арктических морях, которая была утверждена советом Междуведомственного бюро долгосрочных ледовых прогнозов. Фактически это событие и явилось началом организации службы ледовых патрулей в арктических морях.

В соответствии с данной схемой первые два рейса были проведены з/с<sup>\*</sup> «Нерпа» в 1936 г. – весной в Гренланд-

ское море, а летом в Карское [Гомоюнов, 1936; Кошкин и др., 1940]. После этого подобные экспедиции организовывались ежегодно, причем иногда на двух и более небольших судах. Кроме того, попутные исследования в Карском море проводили и некоторые другие гидрографические и экспедиционные суда.

Основными задачами ледовых патрулей являлся контроль положения кромки льда в морях и передача этой информации в научные центры и на ледоколы для ее использования при обеспечении плавания транспортных судов. Кроме того, эти экспедиции по стандартным разрезам выполняли гидрологические съемки морей, производили наблюдения за погодой, температурой и соленостью поверхностного слоя моря и течениями.

Возглавляли эти экспедиции опытные полярники Б.А.Моржов, К.А.Гомоюнов, К.К.Дерюгин, В.Т.Тимофеев, В.Н.Кошкин, А.П.Шумский, В.С.Большаков, А.А.Кухарский, А.Ф.Трешников, Г.П.Смирнов и др. (табл. 1–3).

На все эти хорошие начинания существеннейшим образом оказала влияние война с Германией. Правда, и в военное время ледовые и гидрологические патрули на судах «Академик Шокальский», «Мурманец» и других выполняли крайне

<sup>\*</sup> В тексте приняты следующие сокращения: з/с – зверобойное судно, г/с – гидрографическое судно, э/с – экспедиционное судно, аэ – начальник экспедиции.

Ледовые патрули в Карском море 1936–1	1980 гг.	(A-63)
---------------------------------------	----------	--------

Ледовые патрули в Карском море 1936–1980 гг. (А-63)					
N⁰	Год	Название судна	Начальник экспедиции		
1-3	1936	«Нерпа» (весна),	Б.А.Моржов		
		«Нерпа» (лето),	К.А.Гомоюнов		
		«Полярник», «Пахтусов», «Арктика»	П.М.Цеткин		
4–5	1937	«Нерпа»,	К.А.Гомоюнов		
		«Мурманец»	И.М.Рогачев		
6-7	1938	«Нерпа»,	К.К.Дерюгин		
		«Мурманец»	В.Т.Тимофеев		
8–9	1939	«Нерпа», «Мурманец»	В.Н.Кошкин		
10-12	1940	«Нерпа»,	А.П.Шумский		
		«Акад. Шокальский», «Торос»	К.К.Дерюгин		
13-15	1941	«Акад. Шокальский»	А.П.Шумский		
		«Мурманец», «Темп»			
16	1942	«Мурманец»	А.П.Шумский		
17	1943	«Мурманец»	А.Ф.Трешников		
18	1944	«Акад. Шокальский»	В.С.Большаков		
19	1945	«Мурманец»	Нет данных		
20	1946	«Мурманец»	К.А.Сычев		
21	1947	«Мурманец»	К.А.Сычев		
22	1948	«Мурманец»	К.А.Сычев		
23	1949	«Мурманец»	К.А.Сычев		
24	1950	«Мурманец»	А.О.Шпайхер		
25	1951	«Мурманец»	С.А.Цветков		
26	1952	«Topoc»	А.С.Денисов		
27	1953	«Topoc»	Н.П.Артеменко		
28	1954	«Topoc»	М.Я.Затонский		
29	1955	«Topoc»	В.Г.Мороз		
30	1956	«Topoc»	В.Г.Мороз		
31	1957	«Topoc»	А.С.Ленисов		
32	1958	«Topoc»	А.С.Ленисов		
33	1959	«Topoc»	А.С.Ленисов		
34	1960	«Шторм»	А.С.Ленисов		
35	1961	«Шторм»	Л.В.Булатов		
36	1962	«Шторм»	Л.В.Булатов		
37	1963	«Шторм»	В.В.Измайлов		
38	1964	«IIITOPM»	Н.И. Лемьянов		
39	1965	«IIITOPM»	Н.И.Лемьянов		
40	1966	«Шторм»	Л.Г.Топорков		
41	1967	«Шторм»	А.С.Ленисов		
42	1968	«IIITOPM»	А.С.Ленисов		
43	1969	«IIITOPM»	А.С.Ленисов		
44	1970	«IIITOPM»	А.С.Ленисов		
45	1971	«IIITOPM»	В.Я.Коржиков		
46	1972	«Шторм»	В Я Коржиков		
47	1973	«Шторм»	В.Я.Коржиков		
48	1974	«Шторм»	В.Я.Коржиков		
49	1975	«IIITOPM»	В Я Коржиков		
50	1976	«IIITOPMI»	В Ю Бенземан		
51	1977	«IIITOPM»	В Ю Бенземан		
52	1978	«IIITOPMI»	В Ю Бенземан		
52	1970	«IIITOPMI»	В Ю Бенземан		
54	1980	«Шторм»	В Ю Бенземан		
57	1900	(mitohan)	D.IO.DUISUMAI		

важные наблюдения за распределением льдов в Карском море и передавали их Штабу морских операций Западного района Арктики, где они учитывались при принятии решения о проводке судов с мирным и военным грузом.

Работа на этих небольших и не защищенных от стихии судах была достаточно трудной, а во время войны еще и крайне опасной. Подтверждением этого является трагедия с э/с «Академик Шокальский» (капитан И.С.Снисаренко, аэ В.С.Большаков), с г/с «Норд» (капитан Павлов) и другими, которые в 1943 и 1944 гг. были потоплены немецкими подводными лодками [Белов, 1969; Большаков, 1944].

В Восточном районе Арктики (Чукотское море, северная часть Берингова моря и восточная часть Восточно-Сибирского моря) систематические наблюдения за кромкой льдов и гидрологические наблюдения на стандартных разрезах начались в 1940 г. на шхуне «Смольный», г/с «Темп» и др. (табл. 3).

Первые гидрологические и ледовые наблюдения в Центральном районе Арктики (море Лаптевых и западная часть Восточно-Сибирского моря) начались в 1933 г., но производились они лишь попутно различными экспедициям. Регулярное же ледовое и океанографическое патрулирование началось в 1950 г. (табл. 2).

После окончания Великой Отечественной войны работа патрульных экспедиций в Арктике хоть и приобрела системный характер, но существенно изменилась. Произошло это в 1950-х гг., когда достаточно основательно заявила о себе ледовая авиационная разведка. По этой причине, естественно, наблюдения за льдами с патрульных судов потеряли свою былую актуальность. Теперь патрульные экспедиции большую часть времени стали уделять океанографическим съемкам свободных от льда акваторий арктических морей. В 1950–1970-х гг. три патрульных судна (при наличии благоприятных ледовых условий) успевали за навигацию 2–4 раза выполнить океанографическую съемку Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Программы патрулей с каждым годом увеличивались. В них начали включать, к примеру, наблюдения за течениями с борта судна и установку автономных буйковых станций (АБС) конструкции И.Н.Овсянникова с измерителями течений – буквопечатающими вертушками конструкции Ю.К.Алексеева [Баскаков, 1964]. Автономность работы таких станций составляла 1,5–2 месяца.

Кроме стандартных работ по сбору материалов по изменчивости течений, температуры, солености и других характеристик вод арктических морей, как правило, в программу работ каждого рейса включались все новые и новые задания.

Состав патрульных экспедиций обычно насчитывал 10–20 человек из работников АНИИ, УГМС и практикантов из ЛВИМУ им. адмирала С.О.Макарова. Экспедиции нередко проходили в весьма сложных условиях, особенно в период осенних штормов и начала ледообразования.

В патрульных экспедициях за все годы их осуществления участвовало, сменяя друг друга, много различных судов (табл. 1 – 3). Из них наиболее продолжительное время работали: «Шторм» (21 год), «Мурманец» и «Азимут» (по 14 лет), «Ломоносов», «Маяк» и «Дмитрий Лаптев» (по 10 лет), «Прибой» и «Торос» (по 9 лет), «Полярник» (8 лет), «Темп» (7 лет), «Нерпа» (6 лет), «Смольный», «Шквал» и «Створ» (по 5 лет), «Академик Шокальский», «Владимир Сухоцкий» и «Георгий Максимов» (по 3 года), «Эдуард Толль» (2 года), остальные суда работали по одному году.

## Ледовые патрули в море Лаптевых 1950–1990 гг. (А-64)

No	Гол	Название сулна	Начальник экспелиции	
1	1950	«Яна»	Г.И.Крымская	
2	1951	«Мурманец»	С.А.Цветков	
3	1952	«Лаг»	С.А.Цветков	
4	1953	«Полярник»	Н.И.Лемьянов	
5	1954	«Полярник»	В.А.Спичкин	
6	1955	«Полярник»	В.Ф.Захаров	
7	1956	«Полярник»	В.Ф.Захаров	
8	1957	«Полярник»	В.Ф.Захаров	
9	1958	«Полярник»	В.Ф.Захаров	
10	1959	«Полярник»	Л.Г.Параничев	
11	1960	«Азимут»	Н.П.Артеменко	
12	1961	«Азимут»	Л.Г.Параничев	
13	1962	«Азимут»	Ж.А.Павликов	
14	1963	«Азимут»	Ж.А.Павликов	
15	1964	«Азимут»	Ж.А.Павликов	
16	1965	«Азимут»	Н.П.Артеменко	
17	1966	«Азимут»	А.С.Денисов	
18	1967	«Азимут»	Л.Н.Беляков	
19	1968	«Азимут»	Н.П.Артеменко	
20	1969	«Азимут»	Н.П.Артеменко	
21	1970	«Азимут»	М.Н.Красноперов	
22	1971	«Азимут»	М.Н.Красноперов	
23	1972	«Шквал»	М.Н.Красноперов	
24	1973	«Шквал»	М.Н.Красноперов	
25	1974	«Шквал»	Б.В.Щекин	
26	1975	«Шквал»	Б.В.Щекин	
27–29	1976	«Шквал»	Б.В.Щекин	
		«Владимир Сухоцкий»		
		«Океанолог»		
30	1977	«Створ»	Б.В.Щекин	
31	1978	«Створ»	С.А.Кессель	
32	1979	«Створ»	С.А.Кессель	
33	1980	«Створ»	С.А.Кессель	
34	1981	«Створ»	В.Ю.Бенземан	
35	1982	«Владимир Сухоцкий»	В.Ю.Бенземан	
36	1983	«Дмитрий Стерлегов»	В.Ю.Бенземан	
37	1984	«Эдуард Толь»	В.Ю.Бенземан	
38	1985	«Владимир Сухоцкий»	В.Ю.Бенземан	
39	1986	«Эдуард Толь»	В.Ю.Бенземан / С.П.Гусарова	
40	1987	Экспедиция не проводилась		
41	1988	с/с «Капитан Афанасьев» С.П.Гусарова		
42	1989	Экспедиция не проводилась		
43	1990	«Георгий Максимов», «Азимут» С.П.Гусарова		


«Нерпа»



«Академик Шокальский»



«Шторм»



«Мурманец»



«Азимут»



«Ломоносов»



«Маяк»



«Прибой»

Основные суда, участвовавшие в ледовых патрулях.

Таблица 3

Леловые патрули в	Восточном	районе А	октики	1940 - 1	989 гг. (	(A-61)

Nº	Год	Название судна	Начальник экспедиции
1	1940	«Смольный»	А.А.Кухарский
2	1941	«Смольный»	А.А.Кухарский
3	1942	«Смольный»	В.Н.Кошкин
4	1943	«Смольный»	Г.П.Смирнов
5	1944	«Смольный»	Г.П.Смирнов
6	1945	«Темп»	Г.П.Смирнов
7	1946	«Темп»	Н.И.Демьянов
8	1947	«Темп»	Г.П.Смирнов
9	1948	«Темп»	Г.П.Смирнов
10	1949	«Темп»	Г.П.Смирнов
11	1950	«Айсберг»	А.Н.Федоров
12	1951	«Айсберг»	А.С.Денисов
13	1952	«Темп»	Н.П.Шестериков
14	1953	«Ломоносов»	Н.П.Шестериков
15	1954	«Ломоносов»	Н.П.Артеменко
16	1955	«Ломоносов»	Л.И.Ескин
17	1956	«Ломоносов»	В.И.Улитин
18	1957	«Ломоносов»	В.И.Улитин
19	1958	«Ломоносов»	В.И.Улитин
20	1959	«Ломоносов»	П.Т.Морозов
21-23	1960	«Ломоносов»	Ю.Б.Константинов
		«Прибой»	В.Н.Воронцов
		«Чукотка»	Н.И.Демьянов
24-25	1961	«Прибой»	В.Н.Воронцов
		«Ломоносов»	Л.А.Тигунцев
26	1962	«Ломоносов»	Л.А.Тигунцев
27	1963	«Прибой»	В.Н.Воронцов
28	1964	«Прибой»	В.Н.Воронцов
29	1965	«Прибой»	Л.А.Тигунцев
30	1966	«Прибой»	Н.И.Демьянов
31	1967	«Прибой»	В.В.Измайлов
32	1968	«Прибой»	В.В.Измайлов
33	1969	«Прибой»	В.Б.Гиндыш
34	1970	«Маяк»	Л.А.Тигунцев
35	1971	«Маяк»	Л.А.Тигунцев
36	1972	«Маяк»	А.В.Чирейкин
37	1973	«Маяк»	А.В.Чирейкин
38	1974	«Маяк»	А.В.Чирейкин
39	1975	«Маяк»	В.В.Измайлов
40	1976	«Маяк»	А.В.Чирейкин
41	1977	«Маяк»	А.В.Чирейкин
42	1978	«Маяк»	А.В.Чирейкин
43–44	1979	«Дмитрий Лаптев», «Маяк»	А.В.Чирейкин

N⁰	Год	Название судна	Начальник экспедиции		
45	1980	«Дмитрий Лаптев»	А.В.Чирейкин		
46	1981	«Дмитрий Лаптев»	А.В.Чирейкин		
47	1982	«Дмитрий Лаптев»	А.В.Чирейкин		
48–49	1983	«Дмитрий Лаптев», «Георгий Максимов»	А.В.Чирейкин		
50	1984	«Дмитрий Лаптев»	А.В.Чирейкин		
51–52	1985	«Дмитрий Лаптев», «Георгий Максимов»	А.В.Чирейкин		
53	1986	«Дмитрий Лаптев»	А.В.Чирейкин		
54	1987	Экспедиция не проводилась			
55	1988	«Дмитрий Лаптев»	А.В.Чирейкин		
56–57	1989	«Дмитрий Лаптев», «Федор Матисен»	А.В.Чирейкин		

В 1960–1970-е гг. на смену старым экспедиционным судам (часть из которых была еще довоенной постройки) пришли новые гидрографические суда – «Шторм», «Шквал», «Азимут», «Прибой» и «Маяк». Сменяя друг друга, они успешно работали в экспедициях (табл. 1–3).

В плаваниях на патрульных судах хорошую школу полярных морских экспедиций прошли сотни специалистов Арктического института, арктических обсерваторий и курсанты ЛВИМУ им. адмирала Макарова. Значительная часть из них, несмотря на трудности, работала в патрульных экспедициях многократно.

Особо хочется отметить роль и преданность делу ряда начальников этих сложных экспедиций (табл. 1–3). Так, к примеру, А.В.Чирейкин возглавлял патрульные экспедиции 16 раз, А.С.Денисов и В.Ю.Бенземан по 11 раз, Г.Н.Смирнов, Н.И.Демьянов и Н.П.Артеменко по 6 раз, Л.А.Тигунцев и В.Я.Коржиков по 5 раз, В.Ф.Захаров, В.Н.Воронцов, Б.В.Щекин, В.В.Измайлов, М.Н.Красноперов, К.К.Сычев, А.П.Шумский по 4 раза, В.И.Улитин, Ж.А.Павликов, С.А.Цветков, С.А.Кессель, С.П.Гусарова по 3 раза, А.А.Кухарский, В.Н.Кошкин, Н.П.Шестериков, В.Г.Мороз, Л.В.Булатов, Л.Г.Параничев по 2 раза и 14 специалистов возглавляли экспедиции по одному разу. Среди последних такие известные полярники, как Б.А.Моржов, К.К.Дерюгин, В.Т.Тимофеев, В.С.Большаков, А.Ф.Трешников, Ю.Б.Константинов, Л.Г.Топорков, Л.Н.Беляков, А.О.Шпайхер, В.А.Спичкин и П.Т.Морозов.

Деятельность арктических патрульных экспедиций достигла своего расцвета в 1970–1980-х гг. К этому времени значительно увеличились и задачи экспедиций. Кроме обеспечения научно-оперативных групп при Штабах морских операций необходимой информацией о состоянии арктических морей, они собирали материалы для научных исследований, подготовки различных навигационных пособий.

Иногда в задачи экспедиций входили учащенные наблюдения за температурой и соленостью воды, течениями в заливах, бухтах и губах, малоисследованных участках трассы СМП. Также ставились задачи производства гидрологических наблюдений и постановки АБС с измерителями течений на полигонах в струях теплых и холодных течений, в частности в Чукотском холодном течении. В экспедициях проводились различные методические работы, в том числе работы по внедрению новых методов, например, нового метода отбора проб воды на нефтепродукты. В рейсах собирались пробы грунта дночерпателем и планктон специальными сетками.

Патрульные суда в том или ином районе не всегда работали в одиночку. Иногда расширенная программа работ требовала участия двух судов. Наиболее широко это практиковалось в Восточном районе Арктики в 1980-х гг.

В 1973–1976 гг. в Чукотском море неоднократно проводились совместные работы г/с «Маяк» (аэ А.В.Чирейкин) и самолета ледовой разведки, оборудованного радиационным термометром для измерения температуры поверхности моря (оператор А.И.Парамонов). Цель работ – оценка точности показаний радиационного термометра [Горбунов и др., 1974; Парамонов и др., 1975].

Г/с «Шквал» (аэ Б.В.Щекин) летом 1976 г. кроме гидрологической съемки в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, а также наблюдений за течениями на баре реки Колымы принимал участие в работах по эксперименту «Яна» [Гудкович и др., 1979].

Цель этих работ - получение информации о гидрометеорологических условиях в районе кромки льдов в юго-восточной части моря Лаптевых, оказывающих влияние на разрушение ледового покрова. Так, в период с 28 июля по 15 августа 1976 г. патрульная экспедиция выполнила 8 гидрологических разрезов поперек прикромочной зоны протяженностью 30 миль каждый при расстоянии между станциями 5 миль. Провела три серии наблюдений за течениями самописцами БПВ-2р и ЭСТ, а также регистрировала температуру воды фототермографом ФТГ. Наблюдения производились как с борта судна, так и на автономных буйковых станциях. Общая продолжительность их работ составляла более 6 суток [Гудкович и др., 1979].

Кстати, сходные задачи выполнялись и ранее в 1968 и 1969 гг. в Чукотском море в период экспедиций на г/с «Прибой» и ледоколе «Георгий Седов». Кроме судовых наблюдений группа сотрудников экспедиции проводила гидрологические наблюдения на тающем многолетнем ледяном поле вблизи кромки льда [Гудкович и др., 2008; Николаев, 1973].

Вообще перечень дополнительных работ, выполнявшихся патрульными экспедициями, был достаточно большой.

В 1970-х гг. значительно увеличился объем работ по наблюдениям за течениями, как с судов, так и с применением АБС. Эти наблюдения также вошли в разряд основных. Порой постановка автономных буйковых станций с измерителями течений становилась массовой.

Так, при съемке течений Чукотского моря в 1978 г. использовались 70 АБС. В меньших масштабах АБС ставились в локальных малоисследованных районах, например в проливах архипелага Норденшельда, у бара реки Колымы, у мыса Шмидта и в других районах.

Для увеличения продолжительности наблюдений до года и получения информации о течениях в зимний период стали использоваться подводные буйковые станции (ПБС). В патрульных экспедициях отрабатывалась методика постановки и поиска ПБС.

В Восточном районе Арктики первая ПБС была поставлена в Беринговом проливе в 1977 г. и снята в октябре 1978 г. Позднее эти работы проводились в более широких масштабах.

Поскольку значительный объем материалов наблюдений потребовал автоматизации их обработки уже на борту судна, то в 1970-х гг. для этой цели стала использоваться ЭКВМ «Электроника C-50».



Личный состав экспедиции А-61 на э/с «Ломоносов». 1958 г.

Слева направо П.Т.Морозов, аз В.И.Улитин, В.В.Измайлов, В.И.Кокоулин, К.В.Бондарец, Б.А.Платонов, С.Г.Николаев.



Личный состав экспедиции А-61 на г/с «Прибой». 1963 г.

Крайний слева В.А.Романцов, в середине капитан А.А.Рачков, крайний справа в верхнем ряду Г.Н.Войнов.



Личный состав экспедиции А-61 на г/с «Маяк». 1973 г. В первом ряду второй слева аз А.В.Чирейкин.



Личный состав экспедиции А-61 на г/с «Маяк». 1972 г. Крайние справа аэ А.В.Чирейкин и В.В.Лукин.



Личный состав экспедиция А-64 на г/с «Створ». 1979 г. Крайний слева аэ С.А.Кессель.



Личный состав экспедиции А-64 на с/с «Капитан Афанасьев». 1988 г.

Безусловно, кроме начальников экспедиций, о которых уже сказано выше, следует отметить и огромную значимость работы сотен рядовых работников ледовых патрулей – инженеров, техников и практикантов. Именно им приходилось в любую погоду производить многочисленные наблюдения и измерения природных параметров. Часть из них запечатлена на прилагаемых коллективных фотографиях.

В 1980 г. патрульные экспедиции в Западном районе Арктики завершили свою многолетнюю исключительной важности деятельность. Последние плавания в Карском море совершило г/с «Шторм» (табл. 1).

В море Лаптевых патрульные экспедиции с перерывами продолжались вплоть до 1990 гг. на судах «Эдуард Толль» и «Владимир Сухоцкий» (табл. 2).

В Восточном районе Арктики последние плавания патрулей были осуществлены в 1989 г. на г/с «Дмитрий Лаптев» и «Федор Матисен» (табл. 3).

За более чем полувековой период с 1936 по 1990 г. выполнено более 150 патрульных экспедиций, в результате чего получен огромный объем данных о состоянии водной массы российских арктических морей. Эта информация оперативно использовалась при обеспечении морских арктических операций, нашла применение при подготовке различных навигационных пособий и легла в основу многих научных работ, посвященных исследованию гидрологического режима арктических морей.

В конце минувшего и начале нынешнего веков произошло заметное потепление Арктики [Дмитриев, 2007]. Летом происходит интенсивный прогрев свободных от льда акваторий арктических морей и Арктического бассейна. Наблюдения же за температурой воды и другими гидрологическими явлениями в прибрежных районах в настоящее время, к сожалению, проводят только полярные станции, число которых (по известным причинам) значительно уменьшилось в 1990-е гг.

В 1990-х гг. из-за экономических трудностей экспедиционные исследования в арктических морях значительно сократились, а мониторинг Арктического бассейна был полностью прекращен. Для восстановления морской наблюдательной сети России и в целях активного участия России в подготовке и проведении Международного полярного года (МПГ 2007/08) в 2003 г. была организована Высокоширотная арктическая экспедиция (ВАЭ) ААНИИ Росгидромета, выполняющая работы в труднодоступных районах центральной Арктики и прилегающих морях СЛО. В 2007-2009 гг., в соответствии с национальной программой участия России в МПГ, на акваториях Арктического бассейна СЛО и его морей были осуществлены морские высокоширотные экспедиции, проведены комплексы специальных и попутных исследований с бортов атомных ледоколов, организованы и выполнены уникальные долговременные комплексные многоплановые программы исследований на научно-исследовательских дрейфующих станциях «Северный полюс».

В рамках международных проектов проведены экспедиционные исследования по российско-американским и российско-германским программам.

Важной составляющей современных наблюдений в северной полярной области является спутниковая информация, используемая для мониторинга ледовых условий и оценки различных гидрологических характеристик.

В последние годы широко развернулись научные и прикладные исследования на шельфе арктических морей, в первую очередь в западной Арктике, в интересах организации разведки и добычи углеводородных полезных ископаемых.

В то же время хочется отдать должное предыдущим поколениями ученых, которые даже в тяжелейшие предвоенные и военные годы минувшего века (не говоря уж о более благополучных последующих годах) находили возможность ежегодно отправлять в Арктику по несколько экспедиционных и гидрографических судов для производства научных наблюдений и исследования северных морей. Кстати, тогда этим попутно занимались даже и транспортные суда.

В заключение можно с уверенностью сказать, что ледовые патрули, наряду с другими высокоширотными экспедициями, внесли существенный вклад в познание природы Арктики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Баскаков Г.А.* Съемка течений арктических морей в 1956–1960 гг. // Труды ААНИИ. 1964. Т. 108. С. 7–23.

Белов М.И. История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 4. Л.: Морской транспорт, 1969. 613 с.

Большаков В.С. Гибель экспедиционного судна «Академик Шокальский» // Проблемы Арктики. 1944. № 1. С. 157–159.

Гомоюнов К.А. Карская гидрологическая экспедиция в 1936 году // Бюлл. Аркт. ин-та. 1936. № 10–11. С. 474–477.

*Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Парамонов А.И.* Об использовании материалов аэротермосъемки в научно-оперативной работе // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 324. С. 151–155.

Гудкович З.М., Горбунов Ю.А., Лосев С.М. Комплексный натурный эксперимент «Яна» // ПОЛЭКС–Север-76. Ч. 2. Л.: Гидрометео-издат, 1979. С. 7–15.

Гудкович З.М., Соколов В.Т., Кессель С.А. Вклад экспедиций «Северный полюс», «Север» и морских судовых экспедиций в изучение и освоение Арктики // Гидрометеорологическое обеспечение Арктического мореплавания в XX и начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2008. С. 92–108.

Дмитриев А.А. О причинах возникновения природного феномена в Арктике летом 2007 года // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 77. С. 115–127.

Кошкин В.Н., Носков А.П. Ледовый патруль в Карском и Барецовом морях. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1940. 38 с.

Николаев С.Г. Опыт организации океанографических исследований в прикромочной области Чукотского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. Вып. 42. С. 31–36.

Парамонов А.И., Горбунов Ю.А., Лосев С.М. Наблюдения за температурой поверхности моря с помощью радиационного термометра с самолета ледовой разведки // Труды ААНИИ. 1975. Т. 326. С. 114–120.

В статье использован архивный фотоматерил из фондов ГНЦ РФ ААНИИ

#### РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ» ПРИГЛАШАЕТ К СОТРУДНИЧЕСТВУ

# ученых и специалистов, а также интернациональные коллективы ученых занимающихся исследованием полярных областей Земли

«Проблемы Арктики и Антарктики» издаются с 1937 года. В издании публикуются статьи по широкому спектру научных проблем в области гидрометеорологии, океанографии, климатологии, геофизики, водных ресурсов и охраны окружающей среды в полярных областях Земли.

Журнал издается Государственным научным центром Российской Федерации – Арктическим и Антарктическим институтом Росгидромета и включен в перечень ведущих российских рецензируемых научных журналов и изданий. В состав редколлегии входят ведущие специалисты научных организаций России и зарубежных стран.

Журнал выходит ежеквартально.

Публикация осуществляется бесплатно.

Публикации (на русском или английском языках) принимаются по электронной почте секретарями редколлегии журнала: aam@aari.ru, buzin@aari.ru.

При подаче статьи необходимо соблюдать правила к оформлению статей, которые публикуются ниже

### EDITORIAL BOARD OF THE JOURNAL ARCTIC AND ANTARCTIC-RELATED ISSUES («ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ») IS HIGHLY INTERESTED IN COOPERATING WITH

## Scientists, specialists and international scientific groups studying Polar Regions of Earth

The journal Arctic and Antarctic-related issues has been published since 1937. It covers a wide range of scientific problems in the fields of hydrometeorology, oceanology, climatology, geophysics, water resources and environmental protection in Polar Regions of Earth.

The journal is published by State Scientific Center of the Russian Federation, Arctic and Antarctic Research Institute of Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring of Russia, and is highly ranked among the leading peerreviewed periodicals. Editorial board consists of leading specialists from scientific institutions both in Russia and abroad.

Arctic and Antarctic-related issues is a quarterly journal.

Publication of manuscripts is free of charge.

Materials (in Russian or in Egnlish) should be submitted via e-mail to the secretaries of the journal's editorial board: Alexander Merkulov (aam@aari.ru) and Igor Buzin (buzin@aari.ru).

When submitting your manuscript please consult the following formatting guide.

## FORMATTING GUIDE FOR MANUSCRIPTS SUBMITTED TO THE JOURNAL ARCTIC AND ANTARCTIC-RELATED ISSUES

- 1. Article should fill no more than 15 pages of Microsoft Word document, formatted with 18-point interline spacing, including references, tables and figures.
- 2. Files are submitted to the editorial board secretaries via e-mail.
- 3. Submitted materials should include:
- text of the article in English (with figures, figure legends, tables and references);
- all illustrations as individual files in any graphic format allowed by requirements below;
- an abstract;
- keywords;
- information on authors (scientific degree, occupation, the title of organization and its address, e-mail and telephone number (the latter will not be published in the article));
- a covering letter signed by the head of institution where authors work, or by authors themselves.
- 4. Text files

Our preferred word processor is Microsoft. When formatting your text please use standard 12-point Times New Roman. For Greek letters and other special characters use Symbol font.

5. Tables

Tables should be typed in Microsoft Word with 9-point Times New Roman (Symbol, if necessary). Each table cell should contain no more than one paragraph. One should bear in mind that the maximum width of a table at the portrait orientation of the page is 125 mm, whereas at the landscape one -195 mm.

Table cells are divided from each other by 0.5-point lines.

6. Graphic files

Author may prepare images in any available graphic editor or application. Each image should be presented in an individual file of one of the following graphic formats: \*.jpg, \*.tif, \*.eps, \*.cdr, \*.wmf, \*.ai, \*.xls. All figures should be in the same style (i.e. fonts, lines, etc.).

We recommend that you use black and white illustrations. Colour illustrations are allowed only in exceptional cases after the approval of the editorial board. Longest side of a raster illustration should be not less than 900 pixels.

For vector illustrations (Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel figures or files, converted into \*.wmf) please use only standard Windows fonts (Arial, Times New Roman, Symbol).

Axes should be labeled only with one of the above mentioned fonts, regular face and size of 8-10 points.

7. Formulae

MathType/Word Equation Editor should be used for formulae typing in Microsoft Word 2010 (2013) or earlier versions like Microsoft Word 2007, respectively. Formulae font size should be 10 points.

8. References

Works cited in the article are arranged alphabetically by the surname of the first author (in case the author, for some reason, is unknown – by the first letter of the work's title).

In the text of the article itself the reference should be given as follows: if there are two authors at maximum, they are listed by surname without initials, followed by comma and then – year of publication, all in parentheses. If there are three or more authors, the reference goes in the format: (First author's surname et al., year of publication).

The editorial board retains the right to make all necessary editing corrections, add-ons and cuts.

## ТРЕБОВАНИЯ К СТАТЬЯМ, ПРЕДСТАВЛЯМЫМ ДЛЯ ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

- 1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц текста в формате Microsoft Word с полуторным интервалом, включая список литературы, таблицы и рисунки.
- Статьи должны быть представлены в распечатанном виде и переданы в электронном формате на CD или flash-накопителе (только при личной явке автора) в соответствии с нижеприведенными требованиями. Допускается пересылка файлов со статьей по электронной почте.
- 3. В комплект статьи, присылаемой автором, должны входить:

 – основной текст статьи на русском языке (включает в себя подрисуночные подписи и библиографический список);

 иллюстративный материал в виде отдельных файлов любого из графических форматов в соответствии с нижеприведенными требованиями;

- текст аннотации на русском и английском языках;
- ключевые слова на русском и английском языках;
- название статьи, инициалы и фамилии авторов на русском и английском языках;

 сведения об авторах (ученая степень, должность, название организации и ее полный почтовый адрес, электронная почта и телефон (в статье не публикуется)) только на русском языке;
УДК статьи;

акт экспертизы и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организациии или учреждения, где работает автор (авторы), или самим автором (авторами).

4. Требования к представляемым текстовым файлам.

Текст должен быть представлен в формате Word. При подготовке текста необходимо использовать стандартный шрифт Times New Roman 12 пт., для набора греческих и некоторых специальных символов использовать шрифт Symbol.

Дробные части чисел отделяются от целых ЗАПЯТОЙ, а не точкой.

Не допускается:

- использование цифры 0 и буквы О в надстрочном написание в качестве символа градуса;
- символа «-» (дефис) вместо «-» (тире);
- использование символа «х» вместо символа «×»;

– использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;

В качестве внешних кавычек используется пара «». При необходимости использования внутренних кавычек набираются кавычки "".

5. Требования к таблицам.

Таблицы должны быть подготовлены в Microsoft Word шрифтом Times New Roman (при необходимости Symbol) 9 пт.

В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более одного абзаца.

При подготовке таблиц следует помнить, что максимальная ширина таблицы в книжной ориентации – 125 мм, в альбомной – 195 мм.

Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.

- 6. Требования к графическим файлам.
- Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: \*.jpg, \*.tif, \*.eps, \*.cdr, \*.wmf, \*.ai. Допускается иллюстративный материал в формате \*.xls (строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.

В публикации рекомендуется использовать черно-белые иллюстрации. Использование цветных иллюстраций допускается в исключительных случаях и только по согласованию с редакцией. Растровые изображения должны иметь размер не менее 900 пикселей по короткой стороне.

Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором в соответствии с размером полосы верстки, которая составляет 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисуночную подпись и легенду).

Для иллюстраций в векторном формате (рисунк в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат \*.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Туре-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.

Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей и аппликаций – только ЗАПЯТАЯ.

Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.

7. Требования к формулам.

Для набора формул в версиях Microsoft Word 2010 (2013) следует использовать формульный редактор MathType; для версий Microsoft Word 2007 и более ранних, кроме MathType, можно использовать встроенный в Microsoft Word редактор Equation Editor. Размер шрифта основного текста – 10.

8. Требования к списку литературы

Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы). Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее – зарубежных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.

Ссылка на работу дается в тексте следующим образом. Если число авторов не превышает двух, то в квадратных скобках приводится фамилия автора (авторов) без инициалов и через запятую год издания. Если число авторов три и более, то ссылка давется в форме [Фамилия первого автора и др., год издания].

С полным перечнем требований к статьям можно ознакомиться на web-странице журнала *http://www.aari.ru/main.php*.

Редакция оставляет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.

> За размещение статей в журнале плата НЕ ВЗИМАЕТСЯ. Всем авторам публикаций бесплатно высылается один экземпляр журнала.

Подписано в печать 29.11.2013 Формат 70×100 1/16 Тираж 200

Печать офсетная Печ. л. 7,5 Заказ № 353 Типография издательства Политехнического университета 195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29