

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

№ 2 (82)



Санкт-Петербург
ААНИИ
2009

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

Бузин И.В.

(ученый секретарь, тел. (812) 352-1227, e-mail: buzin@aaari.nw.ru)

д-р физ.-мат. наук *Алексеев Г.В.* (ААНИИ)

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

д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Доронин Ю.П.* (РГГМУ)

д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (ААНИИ)

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

д-р физ.-мат. наук *Катцов В.М.* (ГГО)

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

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

канд. физ.-мат. наук *Макишас А.П.* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (ААНИИ)

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

д-р физ.-мат. наук *Рожков В.А.* (СПбГУ)

д-р геогр. наук *Саватюгин Л.М.* (ААНИИ)

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

д-р геогр. наук *Шикломанов И.А.* (ГГИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (82)

Подписной индекс издания 48657

в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов, Е.А.Скутина

Рисунок на обложке А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2009.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>В.Д.Каминский, В.А.Поселов, Г.П.Аветисов, В.В.Буценко, П.В.Рекант.</i> Широкомасштабные геолого-геофизические работы ВНИИОкеангеология с борта атомохода «Россия» по проблеме внешней границы континентального шельфа России в Арктике	6
<i>В.Л.Иванов, В.Д.Каминский, В.А.Поселов, О.И.Супруненко.</i> Региональное геолого-геофизическое изучение арктического шельфа — ключ к наращиванию нефтегазового потенциала России	20
<i>Г.П.Аветисов.</i> Сейсмологические исследования НИИГА— ВНИИОкеангеология в Арктике (история, достижения, перспективы)	27
<i>А.Н.Евдокимов, А.Н.Сироткин, М.Ю.Бурнаева, Е.С.Радина.</i> Первые данные о кимберлитах на архипелаге Шпицберген	42
<i>Я.В.Неизвестнов, О.И.Супруненко, О.В.Боровик, Н.Л.Колчина,</i> <i>Н.А.Куринный, Т.Н.Францева.</i> Мерзлотно-геотермические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов Российской Арктики	50
<i>В.И.Петрова, Г.И.Батова, А.В.Куришева.</i> Органо-геохимические исследования донных осадков в районах нефтедобычи (на примере шельфовой зоны о. Колгуев, Печорское море)	60
<i>Д.Ю.Большиннов, И.А.Погодина, Е.А.Гусев, В.В.Шарин, В.В.Алексеев,</i> <i>В.А.Дымов, В.М.Анохин, Н.Ю.Аникина, Л.Г.Деревянко.</i> Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Шпицберген	68
<i>Л.Г.Деревянко, Е.А.Гусев, А.А.Крылов.</i> Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова	78
<i>П.В.Рекант, Е.А.Гусев.</i> Признаки новейших тектонических движений на Лаптевоморской континентальной окраине по данным сейсмоакустического профилирования	85
<i>В.В.Иванова, М.А.Анисимов.</i> Особенности криолитогенеза в лагунных отложениях острова Жохова	95
<i>В.И.Слинченков, Ю.Г.Самойлович, В.В.Николаев, В.М.Константинов.</i> Строение кайнозойских отложений северной части Обской губы Карского моря по акустическим данным	106
<i>Б.В.Беляцкий, А.В.Андроников.</i> Возраст верхней мантии района озера Бивер (Восточная Антарктика): Sm-Nd изотопная систематика мантийных ксенолитов	118
<i>З.В.Пушина.</i> Комплексы диатомовых водорослей в позднечетвертичных донных отложениях залива Прюдс (Восточная Антарктика) и их биостратиграфическое значение	139
<i>Г.П.Аветисов.</i> Имена сотрудников НИИГА-ВНИИОкеангеология на картах Арктики и Антарктиды	153
<i>В.В.Дремлюг.</i> Военное лихолетье	167

CONTENTS

Preface.....	5
<i>V.D.Kaminsky, V.A.Poselov, G.P.Avetisov, V.V.Butsenko, P.V.Rekant.</i> Large-scale geological and geophysical investigations of VNIIOkeangeologia from the board of atomic icebreaker «Rossiya» under the problem of outer limits of Russian continental shelf in the Arctic	6
<i>V.L.Ivanov, V.D.Kaminsky, V.A.Poselov, O.I.Suprunenko.</i> Regional geological and geophysical studies of the Arctic seashelf as a key to the growth of the Russia's oil and gas potential.....	20
<i>G.P.Avetisov.</i> Seismological investigations of NIIGA-VNIIOkeangeologia in the Arctic: history of study, progress, prospect.....	27
<i>A.N.Evdokimov, A.N.Sirotkin, M.Yu.Burnaeva, E.S.Radina.</i> First data of the kimberlites in the archipelago Spitsbergen.....	42
<i>Ya.V.Neizvestnov, O.I.Suprunenko, O.V.Borovik, N.L.Kolchina, N.A.Kurinnyi, T.N.Frantceva.</i> Cryogenic-geothermal problems in development of petroleum resources of the Russian Arctic	50
<i>V.I.Petrova, G.I.Batova, A.V.Kursheva.</i> Organo-geochemical study of the bottom sediments in oil producing areas (by the example of the Kolguev island shelf zone, Pechora Sea).....	60
<i>D.Yu.Bolshiyarov, I.A.Pogodina, E.A.Gusev, V.V.Sharin, V.V.Alekseev, V.A.Dymov, V.A.Anohin, N.Yu.Anikina, L.G.Derevyanko.</i> New data on the coastlines of archipelagos Franz Josef Land, Novaya Zemlya and Spitsbergen	68
<i>L.G.Derevyanko, E.A.Gusev, A.A.Krylov.</i> Palyonological characteristics of cretaceous rocks from Lomonosov ridge	78
<i>P.V.Rekant, E.A.Gusev.</i> The seismic-acoustic evidences of the recent tectonics on the Laptev Sea continental margin	85
<i>V.V.Ivanova, M.A.Anisimov.</i> Character of cryolithogenesis in lagoonal deposits at Zhokhov Island.....	95
<i>V.I.Slinchenkov, J.G.Samoilovich, V.V.Nikolaev, V.M.Konstantinov.</i> Cainozoe deposits structure of a northern part of Ob Gulf (Kara Sea) according to the results of acoustic profiling survey	106
<i>B.V.Beliatsky, A.V.Andronikov.</i> Sm-Nd Isotopic Age Estimations for Mantle Xenoliths from the Beaver Lake Area (East Antarctica).....	118
<i>Z.V.Pushina.</i> Diatom assemblages in the Late Quaternary sediments of the Prydz Bay (East Antarctica) and their biostratigraphical significance	139
<i>G.P.Avetisov.</i> Names of NIIGA-VNIIOkeangeologia employees on the maps of Arctic and Antarctica.....	153
<i>V.V.Dremlyug.</i> Troubled years of war	167

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 2008 г. научное сообщество России широко отметило 60-летний юбилей НИИГА-ВНИИОкеангеология — базового института отрасли по изучению геологического строения и минерально-сырьевого потенциала Арктики, Антарктики и Мирового океана. К юбилейной дате был приурочен выпуск специального сборника научных трудов («60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане» / ред. В.Л.Иванов и В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. 651 с.). В этом капитальном (50 статей, более 75 печатных листов) труде дан подробный анализ фундаментальных и прикладных результатов по главным направлениям деятельности института, определяющих его вклад в формирование ресурсной базы страны и в геологическую науку. Статья, посвященная основным достижениям НИИГА-ВНИИОкеангеология в изучении геологии обеих полярных областей Земли, помещена и в № 80 журнала «Проблемы Арктики и Антарктики».

Настоящий номер журнала полностью подготовлен ВНИИОкеангеология (научные редакторы — доктора геолого-минералогических наук В.Л.Иванов и Г.П.Аветисов) и, в отличие от проблемных юбилейных публикаций, содержит статьи о результатах конкретных геолого-геофизических исследований (рейсов, экспедиций) последних 2–3 лет. Из них по значимости на первом месте, безусловно, стоит широкомасштабный натурный эксперимент, выполненный в 2007 г. в Северном Ледовитом океане в рамках важнейшей геополитической проблемы внешней границы континентального шельфа нашей страны в Арктике с использованием атомохода «Россия». Следующая статья посвящена обоснованию ведущей роли региональных геолого-геофизических исследований в наращивании нефтегазового потенциала арктических акваторий.

Впервые в геологической литературе читатель найдет данные о кимберлитах на архипелаге Шпицберген.

Обращает на себя внимание, что значительная часть статей данного номера так или иначе затрагивает вопросы новейшей геологии и тектоники. Такая направленность не случайна: именно современные геологические процессы, с одной стороны, определяют предпосылки освоения ресурсов недр, а с другой — служат индикаторами состояния природной среды, что сегодня для Арктики (а в перспективе и для Антарктики) приобретает особую актуальность.

В рубрике «Страницы истории» помещена статья о сотрудниках НИИГА-ВНИИОкеангеология, чьи имена увековечены на картах Арктики и Антарктики.

ШИРОКОМАСШТАБНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ С БОРТА АТОМОХОДА «РОССИЯ» ПО ПРОБЛЕМЕ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА РОССИИ В АРКТИКЕ

канд. геол.-минерал. наук В.Д.КАМИНСКИЙ,
д-р геол.-минерал. наук В.А.ПОСЕЛОВ., д-р геол.-минерал. наук Г.П.АВETИcoB,
д-р геол.-минерал. наук В.В.БУЦЕНКО, канд. геол.-минерал. наук П.В.РЕКАНТ

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, avet@vniio.nw.ru

В течение мая—июня 2007 г. экспедиция ВНИИОкеангеология провела с борта атомного ледокола «Россия» комплексные геолого-геофизические наблюдения в зоне сочленения подводного хребта Ломоносова с прилегающим шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Основанием проведения работ послужила необходимость выполнения рекомендаций Комиссии ООН по подготовке Заявки РФ для установления положения внешней границы континентального шельфа России в Арктике. В статье представлены методика и результаты исследований и сформулированы задачи дальнейших исследований, необходимых для подачи окончательной Заявки.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, внешняя граница континентального шельфа, геолого-геофизические исследования.

ВВЕДЕНИЕ

Северный Ледовитый океан (СЛО) является для России регионом особых геополитических, оборонных, научных и экономических интересов. Однако до настоящего времени максимально протяженные по сравнению с другими приарктическими государствами границы российского сектора СЛО не имеют юридического статуса. В связи с этим приоритетной задачей Российской Федерации в Арктике является установление юридического статуса своих границ и обеспечение их полной политической и экономической безопасности.

Исследования по проблеме ВГКШ России (СССР) в Арктике начаты в 1986 г. Головной организацией, ответственной за решение этой проблемы, был назначен ВНИИОкеангеология.

В 1997 г. Российской Федерацией была ратифицирована «Конвенция ООН по морскому праву 1982 г.» (далее Конвенция). В декабре 2001 г. Российская Федерация направила Генеральному Секретарю ООН представление по ВГКШ в Северном Ледовитом и Тихом океанах (далее Заявка), подготовленное в соответствии с положениями Конвенции.

На 11-й сессии в июне 2002 г. Комиссия ООН по границам континентального шельфа рассмотрела Заявку РФ. Группой экспертов Комиссии были подготовлены замечания и рекомендации, основная часть которых касалась геологической природы крупнейших подводных поднятий Американо-Азиатского суббассейна и их структурной связи с континентальной окраиной Азиатского материка.

Концепция российской Заявки ВГКШ в СЛО базировалась на доказательствах принадлежности этих поднятий (хребта Ломоносова и поднятия Менделеева) к компонентам континентальной окраины Евразии. Комиссия расценила российскую интерпретацию как недостаточно аргументированную и отражающую лишь

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Учитывая тяжелые ледовые условия в районе хребта Ломоносова, для выполнения работ был арендован атомный ледокол «Россия» Мурманского морского пароходства (рис. 2).

Впервые геолого-геофизические работы проводились на судне, не приспособленном для проведения геолого-геофизических исследований, что создавало определенные трудности при их организации.

Руководителем экспедиции был назначен директор ВНИИОкеангеология Каминский В.Д., его научным заместителем – Поселов В.А.

Экспедиция состояла из трех полевых партий и пяти отрядов:

- первая сейсмическая партия, руководитель – Аветисов Г.П.;
- вторая сейсмическая партия, руководитель – Маухин А.В. (ГФУП «ВНИИГеофизика»);
- гидрографическая партия, руководитель – Глебов В.Б.;
- геологический отряд, руководитель – Рекант П.В.;
- отряд технических средств, руководитель – Егоров Ю.П.;
- отряд камеральной обработки, руководитель – Сорокин Ю.В.;
- авиаотряд, руководитель – Закутилин И.А. (ЗАО «Авиакомпания «СПАРК+»);
- отряд взрывников, руководитель – Захаров Ю.П. (ООО «ФАРН»).

Комплекс геолого-геофизических исследований включал выполнение:

- наледных сейсмических наблюдений ГСЗ, МПВ и МОВ с использованием взрывчатых веществ; для возбуждения сейсмических волн использовались тротиловые заряды с электродетонаторами;
- наледных гравиметрических и набортных маятниковых наблюдений;
- геологических исследований;
- акустического и телефотопрофилирования.

Методика наледных геофизических исследований на геотраверсе протяженностью 600 км предусматривала использование двух вертолетов типа Ми-8МТВ или Ка-32С. В то же время конструктивно ангар и вертолетная площадка атомного ледокола «Россия» оборудованы под размещение и работу с двумя вертолетами Ка-32С. При комплектации вертолетов возникли проблемы с арендой вертолетов Ка-32С по причине их отсутствия в европейской части России.

В результате после некоторых конструктивных доработок для выполнения работ были арендованы и использованы один вертолет Ми-8МТВ с размещением на вертолетной площадке и один КА-32С с размещением в ангаре ледокола. Вертолет КА-32С перегонялся из Владивостока в Мурманск.



Рис. 2. Атомный ледокол «Россия»

Для выполнения геологических исследований и акустического и телефотопрофилирования по левому борту на корме ледокола была смонтирована лебедка марки ПКН-3.5Э с тяговым усилием до 6 тонн. Управление и передача информации с подводного телефотокомплекса осуществлялась через кабель-трос длиной 3600 м. Наличие сильной вибрации, характерной при плавании в тяжелых льдах, создавало определенные трудности в эксплуатации лебедки. Для выполнения геологических работ постоянно задействовался штатный судовой 16-тонный кран левого борта.

На нижней палубе по левому борту были оборудованы помещения под геологическую, сейсмическую и гравиметрическую лаборатории.

В гравиметрической лаборатории были установлены пять маятниковых гравиметров АМП-1. Координирование маятниковых измерений осуществлялось по СНС «Навстар» с использованием навигационной аппаратуры V-2600P (производства компании Japan Marina Co.Ltd (Jmc) 2000 г.) с записью навигационных параметров на жесткий диск ПК с дискретностью 1 с. Исследования на геотраверсе координировались с использованием навигационной аппаратуры GeoExplorer3 (производства компании Trimble 2003 г.) и GPSmap60CSx (производства компании Garmin 2005 г.) с записью навигационных параметров на встроенную флэш-память с дискретностью 1 с.

Взрывчатые вещества хранились и перевозились в специальных контейнерах.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как указано выше, сейсмические исследования проводились в трех модификациях: профильного глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), методом преломленных волн (МПВ) и методом отраженных волн (МОВ).

Наблюдения ГСЗ

Выполнено три расстановки ГСЗ, составивших субмеридиональный профиль протяженностью 600 км вдоль хребта Ломоносова и через зону сопряжения хребта с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 3).

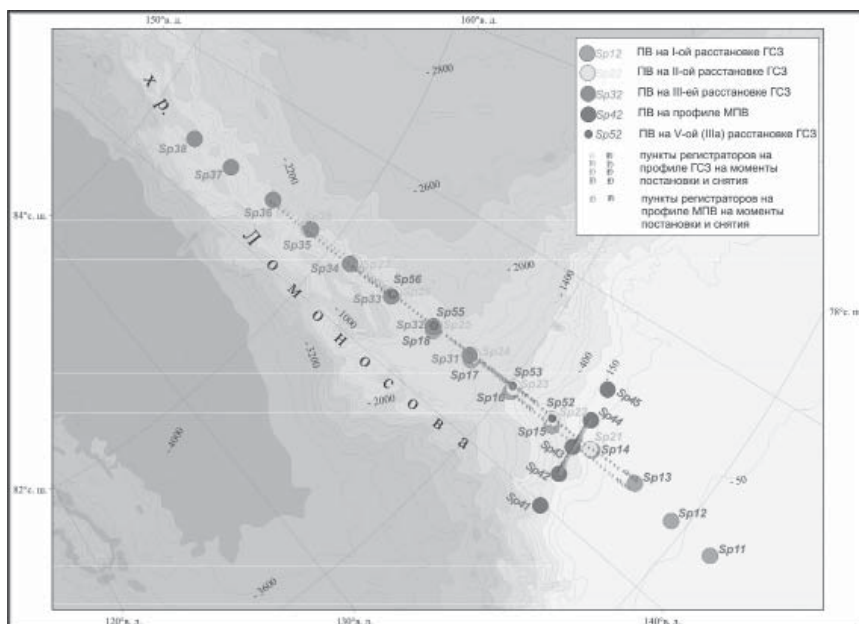


Рис. 3. Схема расположения пунктов наблюдений на геотраверзе ГСЗ

- Схема наблюдений ГСЗ на каждой из трех расстановок была следующей (рис. 4):
- 30 регистраторов «Дельта-Геон» на базе 150 км;
 - 8 пунктов взрыва через 50 км, 4 из которых в пределах расстановки регистраторов и по 2 выносных. Максимальное расстояние взрыв-регистратор – 250 км;
 - судно в центре расстановки;
 - отработка расстановки двумя летными отрядами на вертолетах Ми-8 и Ка-32.

Отработка расстановки каждым летным отрядом выполнялась в 4 этапа:

- выставление регистраторов;
- отработка двух пунктов взрыва: дальнего выносного и ближайшего к центру расстановки;
- отработка двух промежуточных пунктов взрыва;
- сбор регистраторов;
- привязка пунктов взрыва и пунктов регистрации с помощью спутниковой навигационной системы «НАВСТАР».

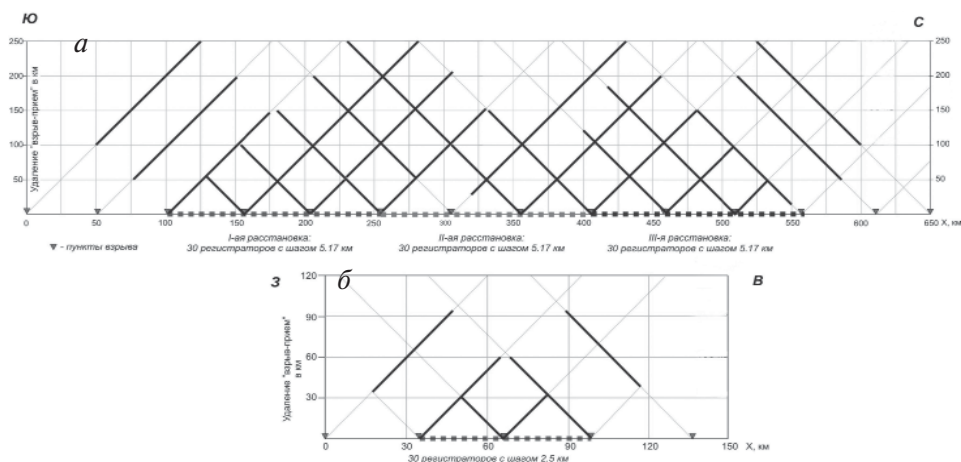


Рис. 4. Схемы выполненных наблюдений на профилях ГСЗ (а) и МПВ (б)

Для учета дрейфа льда в промежутке между постановкой и снятием регистраторов часть регистраторов «Дельта-Геон» дублировалась регистраторами Техморгео «ГНОМ», оснащенные приемоиндикатором спутниковой навигационной системы «НАВСТАР».

Плановая привязка пунктов регистрации осуществлялась в момент постановки и снятия регистраторов.

В качестве источника возбуждения сейсмических волн использовались тротиловые заряды. Глубина их погружения колебалась от 100 до 80 м в зависимости от величины заряда.

Сплоченность льда в районе исследований составляла 8–9 баллов. Из-за повышенной скорости дрейфа льда (свыше 6 миль в сутки) наблюдения ГСЗ пришлось проводить в условиях повышенных микросейсмических помех.

Наблюдения МПВ

Положение секущего профиля МПВ (рис. 3) выбрано с учетом прогнозной модели геологического строения зоны сопряжения хребта Ломоносова с прилегающим шельфом.

Методика наблюдений МПВ:

- выполнена расстановка субширотного простирания, точка пересечения с профилем ГСЗ приходится на первую расстановку;

- 30 регистраторов на базе 60 км;
- привязка пунктов регистрации осуществлялась в момент постановки и снятия регистраторов;
- глубина погружения заряда 50 м;
- отработано 5 пунктов взрыва: три в пределах расстановки и два выносных на расстояниях 30 км, максимальное расстояние взрыв–регистрация составило 90 км.

Наблюдения МОВ

Данный вид наблюдений выполнялся на каждой точке расстановок ГСЗ на этапах снятия регистраторов, для чего использовалась станция SM-22. Возбуждение сейсмических волн осуществлялось зарядами из 10 электродетонаторов, которые опускались в трещины или разводя на глубину 8 м.

Общий объем сейсмических исследований составил: ГСЗ – 600 км, МПВ – 120 км, МОВ – 90 сейсмозондирований.

Для оценки качества получаемой сейсмической информации на борту судна проводилась экспресс-обработка с использованием программного обеспечения SEG-Y Viewer, версия 1.

На сейсмических записях на разных базах наблюдений присутствовали преломленные (рефрагированные) и отраженные волны, как от подошвы земной коры, так и от внутрикоровых сейсмических границ.

Данные МОВ также конвертировались в формат SEG-Y с дискретностью 1 мс в виде последовательности сейсмограмм зондирований вдоль расстановок ГСЗ.

Качество полевой информации ГСЗ существенно зависело от ледовой обстановки (сплоченности льда, скорости дрейфа) и погоды (прежде всего силы ветра, напрямую влияющей на уровень микросейсмического шума) во время отработки каждой расстановки.

С помощью программы SEG-Y Viewer (версия 1) выполнялась корреляция сейсмических записей ГСЗ, автоматически считывались времена первых вступлений, и строилась система встречных и нагоняющих годографов волн. Для каждой расстановки были построены годографы преломленных (рефрагированных) и отраженных волн.

Определенные по системе годографов граничные скорости (в результате осреднения кажущихся скоростей по встречным наблюдениям) и t_0 преломленных (рефрагированных) волн использовались для построения одномерных скоростных моделей на каждом пункте взрыва.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Включали в себя опорные маятниковые наблюдения и наледную гравиметрическую съемку.

До выхода в рейс была проведена подготовка всей гравиметрической аппаратуры на береговом опорном гравиметрическом пункте (БОГП) г. Мурманск, а также на вспомогательных береговых опорных гравиметрических пунктах (ВБОГП), организованных на четырех причалах ФГУП «Атомфлот» (место стоянки ледокола «Россия»).

Маятниковые наблюдения

Включали в себя следующие этапы:

- начальные измерения на борту ледокола у причала № 3 ФГУП «Атомфлот»;
- измерения в точках дрейфа ледокола;
- полевая обработка материалов, предварительная оценка качества работ;
- выполнение заключительных опорных маятниковых измерений на борту ледокола у причала № 3 ФГУП «Атомфлот».

Значение ускорения силы тяжести (УСТ) на ВБОГП было определено пятью гравиметрами на широкодиапазонном винте тремя независимыми рейсами от ис-

ходного гравиметрического пункта. Координаты и высота пунктов определялись способом тахеометрического хода.

При проведении опорных наблюдений на ВБОГП и маятниковых измерений в рейсе приборы размещались в переоборудованном под гравиметрическую лабораторию помещении, в непосредственной близости от плоскости мидельшпангоута. Плоскости качания маятников располагались параллельно диаметральной плоскости судна. Высота маятниковых приборов от киля составила 14,5 м.

Начальные опорные маятниковые измерения выполнены в период 8–13 мая в количестве 25 серий по каждому полукомплекту. По итогам измерений получены начальные опорные периоды с точностью от 0,21 до 0,30 мГал.

Наледная гравиметрическая съемка

Значение УСТ на пункты профиля ГСЗ передавалось от маятниковых пунктов, созданных на ледоколе, группой в основном из трех гравиметров. Гравиметрический рейс начинался и заканчивался на льду у борта ледокола вблизи гравиметрической лаборатории.

Гравиметрические измерения на профиле ГСЗ выполнялись двумя или тремя гравиметрами с двух бортов вертолетов МИ-8МТВ И КА-32С, после завершения взрывных работ на профиле в процессе сбора сейсморегистраторов.

Гравиметрические измерения выполнены во всех точках постановки сейсморегистраторов на профилях ГСЗ и МПВ. Результаты предварительной обработки показали, что погрешность измерения средних приращений значений ускорения силы тяжести определена в точках наблюдений не хуже $\pm(0,6-0,8)$ мГал.

В полевой обработке в качестве опорных периодов использовались периоды, полученные на ВБОГП г. Мурманск, ФГУП «Атомфлот», причал № 3 во время начальных опорных маятниковых измерений. За величину УСТ на ВБОГП принято значение, приведенное к уровню поверхности «0» Балтийской системы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПРОБОВАНИЕ

Геологические исследования проводились в окрестности профилей ГСЗ и МПВ. Места заложения точек геологического опробования определялись на основе следующих критериев: минимальная мощность рыхлых отложений; расчлененный рельеф морского дна; наличие резких уступов и выходов коренных пород. Выбор этих участков производился на основе анализа батиметрии района работ, а также полученных в прошлые годы геолого-геофизических данных. Кроме того, во внимание принимались ледовые условия района работ и возможность комплексирования различных видов исследований, выполняемых в рейсе. Для более детального выбора мест заложения станций донного пробоотбора планировалось активное использование сейсмоакустического и телефотопрофилирования. Однако из-за сложных ледовых условий района работ (сплоченный лед до 9–10 баллов при толщине до 2 м) оба вида профилирования осуществлялись в дрейфе судна. Станции располагались как на восточном, так и на западном склоне хребта Ломоносова (рис. 5).

Реализовывались нижеприведенные виды опробования.

Донный пробоотбор с использованием гидростатической трубки

Всего в рейсе отработана 21 геологическая станция. Для выполнения спускоподъемных операций использовалась лебедка ПКН-3.5Э, специально адаптированная для выполнения донного пробоотбора с атомного ледокола «Россия».

Основные технические характеристики лебедки:

- кабель-трос КГП1-150, 3200 м;
- тяговое усилие на первых двух рядах не менее 60 кН;
- диапазон скоростей перемещения каната 0,8–1,2 м/с;
- скорость перемещения каната при спуске до 2,5 м/с;
- электропитание 380 В, 50 Гц, не более 60 кВт;

- габаритные размеры 3000×2590×2438 мм;
- масса с кабель-тросом не более 6000 кг.

Гидростатическая трубка (рис. 6) изготовлена в «Техморгео» (Мурманск). Принцип действия гидростатического пробоотборника основан на задавливании трубки в грунт под действием разницы давления на дне и во внутренней камере трубы.

Технические характеристики гидростатической трубки:

- рабочая глубина моря до 5000 м;
- наружный диаметр режущего башмака 129 мм;
- диаметр проходного отверстия режущего башмака 116 мм;
- длина получаемого керна 3,0; 3,5; 4,0; 6,5; 7,0; 7,5; 10,5 м;
- рабочий объем приемной камеры 110 дм³;
- скорость спуска пробоотборника при достижении дна не менее 2 м/с.

Сразу после извлечения керна из кernoприемника проводилось измерение температуры керна при помощи цифрового термометра с интервалом измерений 100 мм с целью обнаружения возможных температурных аномалий. После этого полученный керн исследовался в судовой лаборатории при помощи капометра Bartington MS2 с целью установления кривых изменения магнитной восприимчивости вдоль всего керна. Интервал измерения составлял 25 мм.

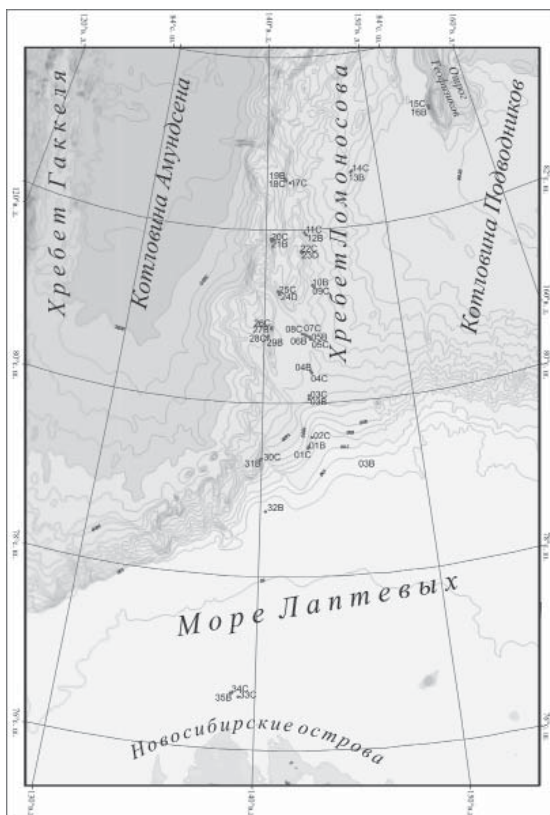


Рис. 5. Схема расположения станций геологического опробования

Буквенная индексация после номера станции означает тип пробоотборника (В – бокскорер, С – грун-
товая трубка, D – драга)

Все взятые керны были описаны в судовой лаборатории с целью получения основных представлений о строении осадочного разреза. Керн разделялся на геологические слои, из которых проводился отбор образцов для последующих анализов. После геологического описания и отбора образцов оставшаяся половинка керна зачищалась и подготавливалась к фотодокументации. После этого отбирались пробы на палеомагнитный анализ, и затем половинка керна консервировалась и упаковывалась в керновые ящики.



Рис. 6. Работа гидростатической трубкой на вертолетной палубе а/л «Россия»

Вверху – подъем трубки. Длина полученного керна – 10,5 м. Внизу – извлечение керна при помощи домкрата

При геологическом описании донных отложений в условиях судовой лаборатории в каждом полученном керне было выделено определенное число горизонтов и сделана предварительная корреляция изученных разрезов. В том числе были выявлены опорные горизонты, благодаря которым в дальнейшем осуществлялась более точная корреляция разрезов.

Литологический разрез континентального склона отличался фаціальным однообразием и, как следствие, небольшим количеством выделяемых слоев. В отличие от отложений континентального склона геологический разрез склоновых участков

хребта Ломоносова более разнообразен. Несмотря на то, что в большинстве своем осадки представлены алевропелитовой фракцией, в разрезе наблюдается значительная изменчивость литологии, текстуры и структуры, цвета и плотности осадка.

Пробоотбор коробчатым пробоотборником с грейферным затвором (типа «Бокскорер»)

Для получения ненарушенной поверхностной пробы грунта была выполнена 21 станция с коробчатым пробоотборником типа «Бокскорер» с фотоприставкой.



Рис. 7. Бокскорер с грунтом

Характеристики пробоотборника:

- вес 850 кг;
- габаритные размеры (Ш/Д/В) 2×2×2,6 м;
- рабочая глубина моря до 5000 м;
- размеры пробоотроной части (Ш/Д/В) 50×50×60 см;
- объем получаемой пробы до 145 л (рис. 7).

Из получаемой пробы после описания отбиралась комплексная поверхностная проба, проводилось измерение температуры, после чего часть пробы (обычно четверть) промывалась на сите для изучения донно-каменного материала, содержащегося в пробе.

Пробоотбор скальной драгой

Основной задачей, решаемой при помощи скальной драги, должна была стать задача отбора и изучения коренных отложений океанического дна в пределах наиболее крутых участков склонов хребта Ломоносова. Однако эта задача не была решена из-за сплошного ледового покрова в районе работ и невозможности найти участки чистой воды непосредственно над участками крутого склона для драгирования вверх по склону. Кроме того, в местах возможного пробоотбора сейсмоакустическое профилирование показывало наличие, как минимум, 10–20-метрового покрова рыхлых отложений. Скальный уступ лишь однажды удалось наблюдать на подводной видеозаписи в районе станции ALR-29B, однако отсутствие участка чистой воды в этом районе не дало возможность провести драгирование.

В рейсе были предприняты две попытки драгирования на станциях ALR-23D и ALR-24D. В первом случае драга принесла не более 5 кг осадка, во втором около 300 кг. Сильно глинистый состав донных отложений не давал драге промываться в ходе движения, в результате работа драги признана нецелесообразной.

Сейсмоакустическое профилирование

В состав геологических работ были включены опытно-методические работы по сейсмоакустическому профилированию, задачей которых было обоснование выбо-

ра мест заложения геологических станций. Однако реализация сейсмоакустических наблюдений и их объем полностью зависели от конкретной ледовой обстановки в районе работ. Очевидно, что профилирование в условиях сплошного ледового покрова невозможно. Поэтому профилирование проводилось в дрейфе судна через ту же полынь, через которую проводился пробоотбор. В результате удалось получить лишь короткие куски профилей длиной до 2–4 км.

Для проведения сейсмоакустического профилирования использовался профилограф EdgeTech SB-216S, позволяющий освещать разрез мощностью до 80 м с разрешением до 6 см.

В дрейфе проведены наблюдения на точках геологического опробования. Общая длина профилей составила 20 км. После выхода из района сплошного ледового покрова на шельфе были получены 8 сейсмоакустических профилей общей длиной около 40 км.

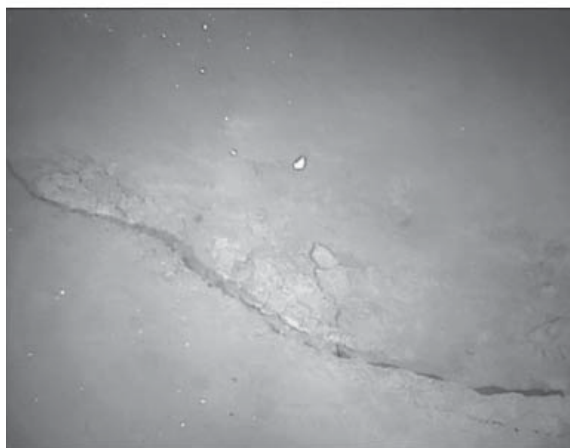
Телефотопрофилирование

Для изучения выходов коренных пород на склонах хребта Ломоносова в рейсе был применен буксируемый подводный телевизионный аппарат БПТА-3000.

Оборудование комплекса мобильно, быстро разворачивается на судах различных типов и тоннажа.



Спуск БПТА-3000 с вертолетной палубы АЛ «Россия».



Фрагмент видеозаписи донной поверхности в районе станции 29В.

Рис. 8. Телефотопрофилирование в экспедиции «Арктика-2007»

БПТА-3000 обеспечивает проведение непрерывной телевизионной съемки в течение 3 часов. При оптимальном расстоянии телефотокамер до поверхности дна 1–3 м площадь покрытия поверхности дна (площадь видеокadra) составляет 3–10 м². Оптимальная скорость движения при проведении профилирования составляет 0,4–0,6 узла. Регистрация видеосигнала производится на цифровой видеорекордер, установленный на аппарате. Контроль видеоизображения производится на борту судна; для последующего просмотра и архивации видеofilмы записываются на DVD-носители.

Всего в ходе рейса было осуществлено 10 спусков БПТА и получено свыше 14 часов видеозаписи донной поверхности (рис. 8).

ГИДРОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для координирования всех пунктов геолого-геофизических наблюдений использовались следующая аппаратура и программное обеспечение:

- стационарная спутниковая аппаратура V-2600 P (фирма Japan Maritime Company);
- носимая спутниковая аппаратура GeoExplorer3 (фирма Trimble);
- носимая спутниковая аппаратура Garmin CS60x (фирма Garmin);
- пакет программ PathFinder Office (для работы с носимой спутниковой аппаратурой GeoExplorer3, разработчик фирма Trimble);
- пакет программ Map Source (для работы с носимой спутниковой аппаратурой Garmin CS60x, разработчик фирма Garmin);
- сейсмоакустический профилограф EdgeTech X-STAR;
- навигационно-гидрографический пакет программ Nabat 2005 (разработка ВНИИОкеангеология);
- программа непрерывной регистрации координат положения судна ReadNMEA (разработка ВНИИОкеангеология);
- пакет программ электронной картографической информационной системы dKartNavigator (разработка фирмы Моринтех, Россия).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хребет Ломоносова представляет собой погружившийся до батимальных глубин в позднеальпийское время блок континентальной коры – древней платформы, переработанной в процессе каледонской тектоно-магматической активизации с образованием не расчленяющегося по сейсмическим данным докембрийско-каледонского фундамента (верхней коры) и эпикаледонского платформенного чехла. До позднего мезозоя этот блок и сопредельные с ними участки Восточно-Арктического шельфа развивались в платформенном режиме. Все выделенные на профиле скоростные (структурно-вещественные) комплексы являются общими для шельфовой и батимальной областей СЛО и без перерывов прослеживаются с шельфа на хребет Ломоносова с сохранением скоростных параметров.

На профиле «Арктика-2007» по геофизическим данным выделены две зоны крупных тектонических нарушений, которые по всем параметрам должны быть отнесены к категории транскоровых. Они располагаются на отрезках 180–200 км и 400–430 км от начала профиля.

Общая мощность земной коры на профиле «Арктика-2007» составляет 25–26 км в пределах шельфа и верхней части материкового склона и 20–22 км в глубоководной части. Наиболее значительный подъем поверхности мантии и сокращение общей мощности коры происходят у подножия материкового склона. Преобразование континентальной коры на раннеокеаническом этапе (мел–палеоген) в пределах хребта Ломоносова выразилось в незначительном в целом уменьшении ее мощности, скорее всего, в результате растяжения под воздействием поднимающихся мантийных масс.

Этап позднеальпийского погружения внутренних областей СЛО выразился на профиле «Арктика-2007» в значительных (до 3–3,2 км) мощностях миоцен-четвертичного комплекса рыхлых осадков на шельфе и материковом склоне и их уменьшении до 0,5–1 км и менее за подножьем материкового склона по мере удаления от обрамляющей океан суши.

Донно-каменный материал, поднятый с хребта Ломоносова, по своим возрастным и литологическим характеристикам идентичен поднятому с поднятия Менделеева.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ ВГКШ

Как указывалось выше, работы 2005 г. и 2007 г. имели своей целью выполнение двух рекомендаций Комиссии ООН, высказанных после рассмотрения Заявки РФ в 2001 г. Однако в заключении Комиссии была третья рекомендация, суть которой сводилась к необходимости существенного пополнения и уточнения массива сейсмотиметрических данных в зоне перехода «континент–океан». Представленные сейсмотиметрические данные не позволяют, по мнению Комиссии, провести надежное определение положения подножия континентального склона, а также использование критерия однопроцентной мощности осадочного чехла.

В соответствии с этим МПР РФ совместно с МО РФ планирует выполнение в течение 2010–2013 гг. сейсмотиметрических исследований, дополненных аэромагнитной и набортной гравиметрической съемками, по серии непрерывных профилей вкрест простирания зоны перехода «континент–океан» в российском секторе СЛО (рис. 9).

Общий объем комплексных исследований составляет, с учетом переходов, порядка 24 тыс. пог. км. По видам планируемых работ:

- батиметрическая съемка – 16 тыс. пог. км;
- сейсмические наблюдения МОВ-ОГТ – 9 тыс. пог. км;

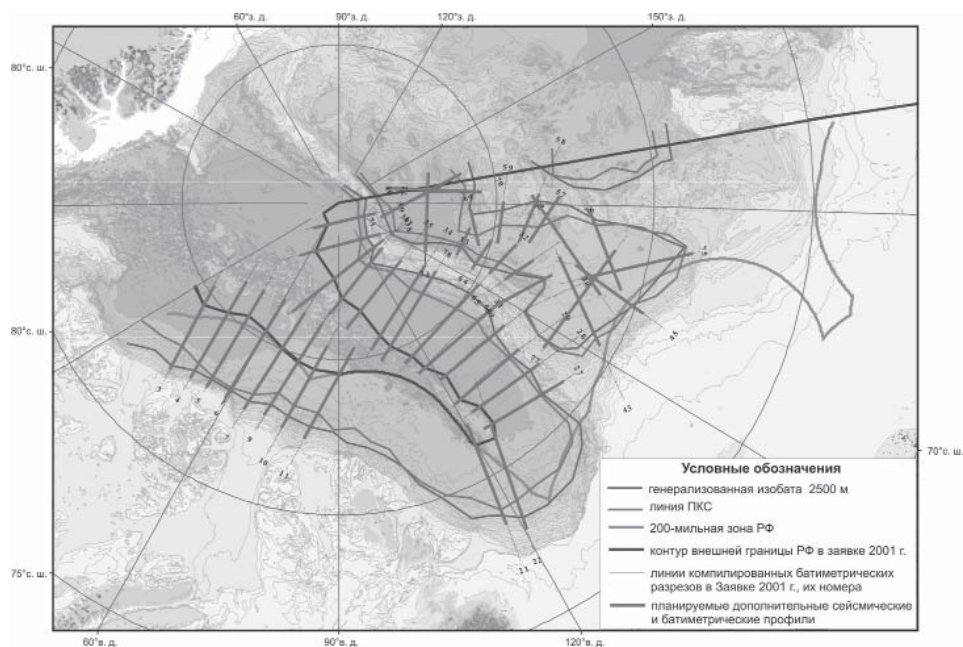


Рис. 9. Схема планируемых на 2010–2013 гг. профилей дополнительных сейсмотиметрических исследований в СЛО, необходимых для окончательного оформления Заявки по ВГКШ РФ в Арктике

- широкоугольные сейсмические зондирования – 30 зонд.;
- сейсмоакустическое профилирование – 12 тыс. пог. км;
- набортная гравиметрическая съемка – 12 тыс. пог. км;
- аэромагнитная съемка – 12 тыс. пог. км.

V.D.KAMINSKY, V.A.POSELOV, G.P.AVETISOV, V.V.BUTSENKO, P.V.REKANT

**LARGE-SCALE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS
OF VNIIOKEANGEOLOGIA FROM THE BOARD
OF ATOMIC ICEBREAKER «ROSSIYA» UNDER THE PROBLEM
OF OUTER LIMITS OF RUSSIAN CONTINENTAL SHELF IN THE ARCTIC**

Integrated geological and geophysical field works from the board of atomic icebreaker «Rossiya» were carried out in May–June 2007 in the transition zone between the Lomonosov Ridge and the adjacent shelf of the East-Siberian and the Laptev Seas. A primary goal of these investigations was the implementation of the UN Commission's recommendations regarding the preparation of Russian claim connected with validation of outer limits of Russian continental shelf in the Arctic. Methods and results of above field works as well as main tasks of future investigations are presented in the article.

Key words: The Arctic Ocean, outer limits of continental shelf, geological and geophysical investigations.

РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА – КЛЮЧ К НАРАЩИВАНИЮ НЕФТЕГАЗОВОГО ПОТЕНЦИАЛА РОССИИ

д-р геол.-минерал. наук В.Л.ИВАНОВ,
канд. геол.-минерал. наук В.Д.КАМИНСКИЙ,
д-р геол.-минерал. наук В.А.ПОСПЕЛОВ,
д-р геол.-минерал. наук О.И.СУПРУНЕНКО

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: onaimo@centurion.vniio.nw.ru

В статье показана высокая значимость региональных геолого-геофизических исследований в открытии и становлении базы углеводородного (УВ) сырья арктического шельфа России и обоснована необходимость опережающего развития этих работ в последующем. Наряду с традиционным «географическим» шельфом, в качестве возможного объекта ресурсной деятельности может рассматриваться «юридический» шельф в глубоководном Арктическом бассейне, принадлежность которого к континентальной окраине Евразии доказывается в соответствии с «Конвенцией ООН по морскому праву 1982 г.».

Ключевые слова: региональные исследования, нефтегазоносность, «географический» и «юридический» шельфы

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня континентальный шельф России по справедливости рассматривается как главная резервная база энергетического сырья XXI в. Начальные суммарные ресурсы УВ шельфа оцениваются в 136 млрд т н.э. (нефтяного эквивалента), в том числе извлекаемые – более 100 млрд т. По значимости на первом месте стоит арктический шельф – 87,5 % НСР (рис. 1) и 76 % разведанных запасов (рис. 2). Именно на примере Северного Ледовитого океана (СЛО) и его континентального шельфа особенно ярко проявилась роль региональных исследований в раскрытии потенциала недр акваторий.

Геолого-геофизическое изучение арктического шельфа и океана было начато НИИ геологии Арктики в 50-х гг. прошедшего века, сперва по собственной инициативе и при минимальном техническом обеспечении, а начиная со следующе-

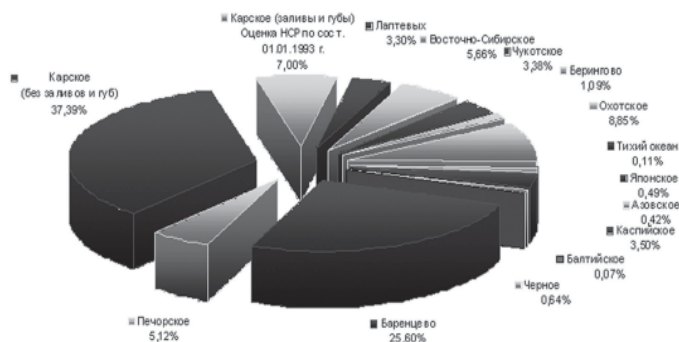


Рис. 1. Распределение начальных суммарных ресурсов УВ в недрах морей Российской Федерации



Рис. 2. Распределение разведанных запасов УВ по морям Российской Федерации

го десятилетия — уже по серьезным государственным программам. Суммарно за 60 лет отечественных исследований потенциальных полей СЛО, включая шельф, получено более 2 млн км профильных аэромагнитных данных; около 62,5 тыс. точек авиадесантных, более 200 тыс. км набортных морских и около 118 тыс. км аэрогравиметрических данных. Сейсмическая изученность акватории также весьма значительна. В течение 30 лет в содружестве с гидрографической службой военно-морского флота ГНЦ РФ ААНИИ и другими партнерами осуществлялись уникальные регулярные сейсмические наблюдения со льда СЛО (13790 км профилей МОВ по дрейфам ледовых станций «Северный полюс», 616 км базовых наблюдений и 17430 площадных сейсмозондирований экспедициями «Север»). В последние два десятилетия в рамках масштабного проекта по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) России в Арктике, экспедиции «Трансарктика-1989–1992» и «Арктика-2000, 2005, 2007» выполнено 3560 км опорных профилей методом глубинного сейсмического зондирования. Таким образом, можно утверждать, что сегодня наша страна обладает не имеющей аналогов в мире информационной базой по геологии и геофизике Северного Ледовитого океана.

УРОКИ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Собственно, результаты региональных исследований послужили первым импульсом к открытию так называемой Западно-Арктической нефтегазоносной провинции¹, которая сегодня рассматривается как основной источник энергоснабжения Европы в перспективе. В 1950–1960 гг. миллионной геологической съемкой была покрыта вся прибрежная зона и острова Российской Арктики (более 1,5 млн км², 25 листов). Одновременно были выполнены первые рекогносцировочные геофизические наблюдения на прилегающем шельфе. Совокупный анализ материалов показал, что крупнейшие нефтегазоносные бассейны арктической суши, в частности Тимано-Печора и Западная Сибирь, имеют свое прямое продолжение на акваторию. Исходя прежде всего из этого обстоятельства, в 1972 г. было принято государственное решение об организации на базе НИИГА Северного морского научно-производственного объединения «Севморгео» с целью развертывания морских геолого-разведочных работ на нефть и газ на шельфах Западной Аркти-

¹ Термин, принятый в официальных документах и СМИ. Имеется в виду южная часть Баренцево-Карского шельфа (примерно южнее 76° с.ш.). При строгом нефтегеологическом районировании здесь выделяются 4 нефтегазоносных провинции и несколько самостоятельных областей.

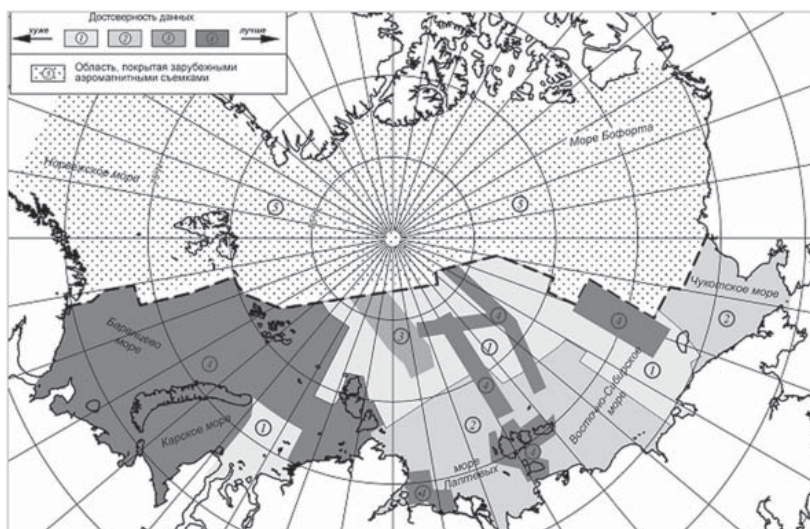


Рис. 3. Обобщенная характеристика достоверности аэромагнитных данных по [4]

ки. Первые целенаправленные сейсмические профили в Баренцевом море были выполнены в 1973 г. (примем эту дату за точку отсчета).

Анализ структуры собственно нефтегазопроисхождения процесса на Баренцево-Карском шельфе не входит в задачи этой статьи; здесь важно отметить высокую роль региональной составляющей в достижении конечного результата.

Буквально с первого сезона, одновременно с началом целенаправленных сейсмических работ, проводилась аэромагнитная съемка акватории. В течение 1971–1978 гг. вся площадь Баренцева моря, западная и северная части Карского моря были покрыты кондиционной аэромагнитной съемкой, которая сегодня оценивается как относящаяся к четвертой (высшей) категории достоверности (рис. 3) [4]. Данные аэромагнитной съемки и проводившейся в те же годы миллионной гравиметрической съемки легли в основу структурно-тектонического районирования акватории.

В 1970-х гг. НИИГА были разработаны концептуальные и методические основы нового направления региональных исследований — геологической съемки шельфа (ГСШ), а в следующем десятилетии планомерная ГСШ успешно выполнялась МАГЭ, г. Мурманск, на акватории Баренцева и Карского морей, оказывая неоценимую помощь при прогнозных построениях и при оценке экологического состояния среды.

Принципиальное значение для познания реального вещественного наполнения разреза и для привязки сейсмических границ имела программа опорно-параметрического бурения на архипелагах и островах Западной Арктики (1976–1980 гг.)

Хронология практических результатов

Первое месторождение в Баренцевом море — Мурманское газовое — было открыто в 1983 г., то есть через 10 лет после начала целенаправленных работ на шельфе.

В 1992 г. (20 лет) АО «Росшельф» РАО «Газпром» официально получило право на разработку первых двух морских месторождений¹. К началу 1990-х гг. на Баренцево-Карском шельфе было уже 10 промышленных месторождений, включая 3 гиганта (Штокмановское газоконденсатное, Русановское и Ленинградское газовые) и 4 крупных (позже список расширился до 22 объектов).

¹ Реальная добыча не начата до сих пор, однако причины этого следует искать не в геологической, а в политико-экономической сфере.

Сравнительно малыми силами (менее 400 тыс. пог. км сейсморазведки и три десятка законченных скважин) были достигнуты впечатляющие результаты. Прирост запасов на одну скважину достигал 100–150 млн т н.э., а средние запасы на одно морское месторождение почти в 50 раз превышали средние запасы на одно месторождение, открытое в те годы на суше [3].

При этом общий уровень изученности площади оставался (и сегодня остается) далеко не полным, даже применительно к требованиям регионального этапа. В 9 из 16 выделенных нефтегазоносных областей не было бурения. На Баренцево-Карском шельфе сегодня открыто два десятка месторождений, тогда как на Северном море – 150, в Мексиканском заливе – 250. Оценка структуры НСР, выполненная по методу акад. А.Э.Конторовича, показывает возможность открытия в Баренцевом (с Печорским) и Карском морях не менее 110 серьезных месторождений, включая 3 гиганта [8].

Из сказанного можно сделать важный стратегический вывод: структура углеводородных ресурсов шельфа позволяет рассчитывать на открытие и промышленное освоение первых богатых объектов уже на начальных этапах геологоразведочного цикла, не дожидаясь его полного завершения, что, естественно, оптимизирует весь процесс воспроизводства базы УВ – от региональных работ до промышленной добычи.

ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИЙ ШЕЛЬФ ЖДЕТ СВОИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

По уровню региональной геолого-геофизической изученности моря Восточной Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) коренным образом уступают Баренцево-Карскому шельфу. Аэромагнитные съемки здесь выполнены преимущественно в 1960-е гг., на разной (порой устаревшей) аппаратурно-методической основе и недостаточной плотностью, то есть отвечают низким степеням достоверности (рис. 3).

Суммарный объем сейсмопрофилирования регионального уровня, выполненного в разные годы разными исполнителями, в том числе зарубежными, не достигает и 50 тыс. км.

А главное, на всей огромной акватории Восточно-Арктического шельфа России не пробурено ни одной глубокой скважины.

Выпущенные в последние годы листы Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 интегрируют всю имеющуюся информацию, но, понятно, не могут дать прямых сведений о том, что реально не наблюдалось, в частности, о вещественном выполнении разреза дна под мощным плиоцен-четвертичным чехлом. Главная ценность этих листов в том, что они позволяют увидеть «слабые места» и наметить объекты для последующих исследований.

Далее, обратившись к распределению НСР углеводородов по морям Российской Арктики, мы увидим, что при примерно одинаковой площади Западно-Арктического и Восточно-Арктического шельфов (2,2–2,3 млн км²), на долю первого приходится 85,4 % от общих извлекаемых ресурсов (Баренцево море – 36,2 %, Карское – 49,2 %), а второго – только 14,6 % (море Лаптевых – 3,9 %, Восточно-Сибирское – 6,7 %, Чукотское – 4,0 %). По нашему убеждению, по крайней мере одна из причин этой «несправедливости» заключена в низкой региональной изученности шельфа морей Восточной Арктики. Указанные выше цифры получены в результате последней официальной количественной оценки ресурсов (01.01.1993). При этом отсутствие таких показателей, как выявленные нефтегазопоявления или хотя бы их прямые признаки, оконтуренные перспективные структуры и т.п., вынуждает принимать невысокие расчетные плотности ресурсов.

Если же от строго регламентированных методов официальной количественной оценки перейти к свободному научному прогнозу [2, 5 и др.], мы убедимся, что на шельфах морей Восточного сектора Арктики можно ожидать углеводород-

ные объекты любого ранга, вплоть до гигантов, и любого — вплоть до еще неизвестного — типа. Здесь выявлен или предполагается весь «типовой» набор благоприятных предпосылок: гигантские прогибы с мощностью чехла в десятки километров, широкий спектр возможных ловушек, региональные коллекторы и покрышки, устойчивое погружение на кайнозойском этапе. Наряду с этим, нетривиальное структурное положение региона порождает ряд геологических «отклонений от нормы» (блоковое строение фундамента, вызывающее разнонаправленные контрастные движения; рифтинг с современной сейсмоактивностью и повышенным тепло- и флюидопереносом; лавинная седиментация с широким развитием дельтовых фаций и т.п.), каждое из которых может иметь революционное значение для формирования скоплений нефти и газа.

Задача, таким образом, сводится к тому, чтобы перевести весь набор благоприятных концептуальных предпосылок в категорию реальных оценочных параметров, а для этого нет иного пути, кроме возобновления (после долгого перерыва) на Восточно-Арктическом шельфе кондиционных региональных геолого-геофизических исследований³.

Наиболее дешевым, технологически доступным и одновременно информативным методом являются геофизические съемки (аэромагнитная и гравиметрическая), которые должны быть выполнены на современном методическом уровне и в более крупных, чем в 1960-е гг., масштабах. Существующие сегодня технологии комплексной интерпретации данных потенциальных полей позволяют с достаточной достоверностью экстраполировать на площадь результаты сейсмических исследований, выполненных по редкой сети.

Вторым обязательным элементом является бурение параметрических скважин как минимум в 2–3 точках в главных структурно-формационных зонах Восточно-Арктического шельфа.

Предлагаемый комплекс работ позволит вывести ресурсы углеводородов из сегодняшней наиболее «слабой» категории Д2 и наметить объекты и методы последующих геологоразведочных работ.

Противники активизации региональных работ на шельфе Восточной Арктики традиционно ссылаются на то, что этот отдаленный объект экономически и инфраструктурно не готов к освоению. Однако, в соответствии с принятыми в отрасли концептуальными постулатами, опережающие региональные исследования проводятся с целью обеспечения фронта воспроизводства и использования МСБ с перспективой на 10–15 лет. Опыт Баренцево-Карского шельфа показывает, что целенаправленные работы на нефть и газ начались здесь 35 лет назад (1972–1973 гг.), первоочередные объекты освоения — Штокмановское и Приразломное месторождения — открыты 20 лет назад (1988 г. и 1989 г.), а промышленная добыча до сих пор не начата. Поэтому, если думать всерьез об энергетическом обеспечении Северо-Востока и Дальнего Востока в целом, региональные геолого-геофизические исследования шельфа морей Восточной Арктики, в разумных пределах, должны быть возобновлены обязательно.

НЕФТЕГАЗОВЫЙ РЕЗЕРВ БУДУЩЕГО

Говоря о нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа нашей страны, нельзя не коснуться такой нетрадиционной его части, как потенциальный «юридический» шельф России в глубоководной области СЛО. «Конвенцией ООН по морскому праву 1982 г.» (вступила в силу в 1994 г.) предусмотрена возможность расширения юрисдикции прибрежного государства в отношении разведки и экс-

³ Во ВНИИОкеангеология разработана конкретная программа этих работ с необходимыми технико-экономическими обоснованиями.

плуатации минеральных ресурсов в морских районах за пределы 200-мильной исключительной зоны, если будет доказано, что искомый район является естественным продолжением материкового склона.

Исходя из этого положения и опираясь на результаты более чем 20-летних целенаправленных исследований и масштабных натурных экспериментов, российская сторона претендует на участок океанического дна площадью около 1,2 млн км². Исторические и доказательные аспекты этой важной международно-правовой проблемы подробно рассмотрены в целом ряде публикаций, принадлежащих в том числе и авторам настоящей статьи [1, 7, 9]. Здесь же только напомним читателю, что принципиально подход сводится к доказательству геоисторического и структурного единства шельфа и соответствующего сегмента в океане. Отсюда, кстати, возвращаясь к предыдущему разделу, следует еще один довод в пользу усиления регионального изучения Восточно-Арктического шельфа: чтобы обеспечить надежную базу сравнения со стороны материка.

Искомый участок приурочен к Провинции Центрально-Арктических поднятий в Амеразийском суббассейне (хр. Ломоносова—Котловины Подводников—Макарова—поднятие Менделеева—Альфа—Чукотский купол). По сложившимся во ВНИИОкеангеология представлениям, эта область представляет собой геоисторически единый с примыкающим Восточно-Арктическим шельфом ансамбль континентальных структур, на неотектоническом этапе разделившийся на глубоководную и шельфовую области с сохранением доокеанических структурных связей.

Предполагается, что рассматриваемый треугольник обладает высокими перспективами нефтегазоносности. Очевидным основанием для этого, наряду с признаваемым эпиконтинентальным сценарием развития, является аномально высокая для океанов мощность осадочного чехла, который почти нигде на площади не опускается ниже 1,5–2 км, а во многих случаях достигает 5 км и более. Количественно прогнозные ресурсы разными авторами оцениваются в 4,9–10,0 млрд т н.э. При этом, исходя из расчетной площади в 1,2 млн км², мы получим среднюю удельную плотность НСР, округленно, в 5–10 тыс. т/км². Для сравнения, средняя плотность ресурсов по всему арктическому шельфу России составляет 20–25 тыс. т/км².

Оспаривать названные цифры (равно как и соглашаться с ними) бесполезно: речь идет об экспертных, «волевых» оценках, сделанных на площадь в целом. По-настоящему достоверные сведения могла бы дать дифференцированная оценка нефтегазоносности по главным структурным элементам, однако для этого предстоит сделать очень многое:

1. Разработать научно-методические основы оценки перспектив нефтегазоносности глубоководных областей, адекватные и альтернативные разрабатываемой во ВНИИОкеангеология модели эволюции Северного Ледовитого океана.

2. Выполнить значительные объемы региональных геолого-геофизических исследований (среднемасштабные аэрогеофизические съемки, профилирование МОВ ОГТ, геологическое опробование, в идеале — глубоководное бурение). Это позволит перейти от сегодняшнего, по существу морфоструктурного районирования площади («внутриокеанические поднятия», «глубоководные впадины» и т.п.) к структурно-тектоническому, а затем и нефтегеологическому районированию и решить ряд конкретных геологических вопросов. Так, по мнению некоторых исследователей [6], океанические отложения в области Центрально-Арктических поднятий подстилаются комплексами древней рифейско-мезозойской платформы. Платформенные толщи могут, как, например, на Баренцевском шельфе, содержать наследуемые нефтегазоносные комплексы, повышая общий потенциал площади, однако их возможное распространение совершенно не изучено.

3. Самостоятельную ветвь исследований, выходящую за рамки собственно геологической службы, составляет технико-технологическое обеспечение будущего освоения нефтегазовых ресурсов глубоководья.

Выполнение названных в статье мероприятий по расширению минерально-сырьевой базы Восточно-Арктического шельфа России, включая и потенциальный «юридический» шельф в Северном Ледовитом океане, будет иметь существенное значение для укрепления энергетической и политической безопасности нашей страны в исторической перспективе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Липилин А.В. Строение литосферы и модель эволюции арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в СЛО // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 14–26.
2. Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Супруненко О.И. Осадочный чехол Восточно-Арктического шельфа России и условия его формирования в системе материк–океан // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред.: В.Л.Иванов, В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 63–78.
3. Геология и полезные ископаемые России: В 6 т. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Ред.: И.С.Грамберг, В.Л.Иванов, Ю.Е.Погребницкий, СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
4. Глебовский В.Ю., Верба В.В., Каминский В.Д. Потенциальные поля Арктического бассейна: история изучения, аналоговые и современные цифровые обобщения // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред.: В.Л.Иванов, В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 93–109.
5. Иванов В.Л. Геологические предпосылки нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл.ред. Д.А.Додин, В.С.Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 202–208.
6. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.
7. Поселов В.А., Каминский В.Д., Верба В.В., Поселова Л.Г., Глебов В.Б. Этапы исследований по проблеме юридического шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред.: В.Л.Иванов, В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 249–262.
8. Супруненко О.И., Иванов В.Л., Вискунова К.Г., Сулова В.В., Устрицкий В.И. Западно-Арктическая нефтегазоносная провинция: ресурсная база и перспективы освоения // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред.: В.Л.Иванов, В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 139–160.
9. Трухалев А.И., Поселов В.А. Историко-генетические и геодинамические связи поднятий Американо-Арктического бассейна со структурами Восточно-Арктического шельфа // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред.: В.Л.Иванов, В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 263–274.

V.L.IVANOV, V.D.KAMINSKY, V.A.POSELOV, O.I.SUPRUNENKO

REGIONAL GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDIES OF THE ARCTIC SEASHELF AS A KEY TO THE GROWTH OF THE RUSSIA'S OIL AND GAS POTENTIAL

The article indicates that the regional geological and geophysical studies in discovering and establishing the basis of the Russian Arctic sea shelf hydrocarbons are of extreme importance. The studies emphasize the necessity of the future development of these works. Parallel to the traditional geographic sea shelf, a «juridical» deep-sea Arctic basin may be considered as a possible object of resource finding activities. Its belonging to the continental margin of Eurasia is proved according to the UNO Convention on the law of the sea of 1982.

Keywords: regional studies, oil and gas bearing, geographic sea shelf, juridical sea shelf.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НИИГА–ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ В АРКТИКЕ (ИСТОРИЯ, ДОСТИЖЕНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ)

д-р геол.-минерал. наук Г.П.АВETИcoB

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, avet@vniio.nw.ru

В статье представлена информация о сейсмологических исследованиях НИИГА–ВНИИОкеангеология в Арктике. Экспедиционные наблюдения были начаты в 1968 г. и велись на Земле Франца-Иосифа, Новосибирских островах, в Западной Якутии, Норильском районе, дельте р. Лены. Выявлены особенности глубинного геологического строения этих областей. Создан электронный банк арктических сейсмологических данных. На основе анализа и обобщения всех имеющихся инструментальных данных по арктическим землетрясениям изучены их гипоцентрия и фокальные механизмы. Получены представления о современной геодинамике Арктического региона.

Ключевые слова: Арктика, землетрясения, банк данных, фокальные механизмы, геодинамика, геологическое строение.

Сейсмологические исследования НИИГА–ВНИИОкеангеология были начаты в 1968 г. В их проведении можно выделить два одновременных отрезка.

ЭТАП ЭКСПЕДИЦИОННЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ 1968–1988 гг.

Первый сейсмологический отряд входил в состав Арктической партии НИИГА (руководители: Б.В.Гусев, А.Л.Пискарев, Я.В.Неизвестнов, А.Ф.Салманов), проводившей договорные инженерно-геологические работы на Земле Франца-Иосифа.

28 июля 1968 г. в пункте «Нагурская» была организована сейсмологическая станция, которая вела регистрацию в течение двух лет. В 200 км к востоку на о. Хейса работала в этот период телесеismicкая станция «Хейс». Главной задачей наблюдений была оценка возможной сейсмической опасности для сооружений, строительство которых предполагалось на самом западном острове арх. Земля Франца-Иосифа – Земле Александры.

За два года удалось зарегистрировать несколько слабых землетрясений к северо-западу от архипелага в районе подводного желоба Франц-Виктория, в северной части которого уже тогда были известны два сильных события. 2 сентября 1969 г. обеими станциями достаточно уверенно впервые зарегистрировано землетрясение к востоку от архипелага в зоне подводного желоба Св. Анны. Помимо данных по местной сейсмичности, на основе уверенной регистрации далеких событий по методу обменных волн землетрясений (МОВЗ) оценивалось глубинное строение земной коры и верхней мантии в районе станций.

В последующие годы в силу геологической направленности исследований института главной задачей сейсмологических наблюдений, определявшей необходимость постановки сейсмологических работ, выбор районов исследований и системы расстановки регистраторов, стало изучение глубинного геологического строения.

После годичного перерыва сейсмологический отряд вошел в состав Восточно-Сибирской комплексной партии (руководители: В.Л.Иванов, В.Н.Зенков,

Г.В.Ладыка, Д.А.Вольнов, А.Л.Пискарев). Это подразделение НИИГА проводило комплексные исследования на Новосибирских островах, направленные на создание геолого-геофизических реперов для последующего изучения шельфовых акваторий.

В течение летних полевых сезонов 1972–1976 гг. отряд провел наблюдения на Новосибирских островах. Использовалась та же аппаратура, что и на Земле Франца-Иосифа.

В сезон 1972 г. наблюдения были проведены в одной точке в районе полярной станции «Темп», в последующие годы осуществлялась одновременная регистрация в двух пунктах, причем в 1976 г. одна из станций в течение сезона переставлялась. В качестве станционных помещений использовались в различные годы специально оборудованная палатка, пустующие дома действующих или брошенных полярных станций, избы и поварни промышленников. Всего отработано 8 пунктов наблюдений.

За весь период наблюдений, который в общей сложности составил 10 месяцев, в районе Новосибирских островов, ранее считавшемся асейсмичным, было зарегистрировано порядка 120 землетрясений, для 32 из которых удалось определить координаты эпицентра. Установлено, что эпицентры достаточно уверенно трассируют контакты тектонических блоков различного времени консолидации. Высказано соображение о наведенном или «пассивном» характере сейсмичности этого региона, обусловленной разрядкой в ослабленных участках литосферы тектонических напряжений, генерируемых в зоне центральнолаптевоморского рифтогенеза. По данным далеких землетрясений оценено глубинное строение архипелага и прилегающих регионов.

В период 1974–1976 гг. с использованием той же аппаратуры и практически теми же ведущими специалистами велись сейсмологические наблюдения на меридиональном профиле в Западной Якутии от г. Мирный до побережья моря Лаптевых. Основная задача исследований заключалась в получении данных по глубинному строению литосферы, использованных в дальнейшем для разработки критериев прогноза коренных месторождений алмазов (отв. исполнитель тематических исследований — А.Л.Пискарев). Три самых северных станции регистрировали землетрясения в районе южного побережья моря Лаптевых и устья Хатангского залива.

В течение 1976–1978 гг. проведены наблюдения на советских рудниках Баренцбург и Пирамида, на южном острове арх. Новая Земля.

В 1979 г. отряд был оснащен наиболее современной отечественной аппаратурой с магнитной записью «Черепеха», предназначенной для экспедиционных сейсмологических работ, и в течение полевых сезонов 1979–1983 гг. проводил сейсмологические и сейсмические наблюдения с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии Норильского рудного района. Были отработаны четыре профиля общей протяженностью свыше 700 км. За весь период наблюдений в указанном регионе не зафиксировано ни одного местного или близкого землетрясения.

В апреле–мае 1984 г. проведены наблюдения на крайней северной точке архипелага Северная Земля мыс Арктический. Зарегистрировано несколько землетрясений со Срединно-Арктического хребта, а также довольно значительное количество сейсмоявлений на расстояниях в первые километры и десятки километров, большинство из которых, скорее всего, связаны с подвижками в ближайшем ледниковом куполе.

В течение полевых сезонов 1985–1988 гг. сейсмологический отряд, оснащенный 12 регистраторами «Черепеха», проводил авиадесантные профильно-площадные наблюдения в дельте р. Лены и на побережье губы Буор-Хая на вертолетах Ми-8, базировавшихся в аэропорту Тикси. Помимо далеких землетрясений, использовавшихся для изучения глубинного строения земной коры, было за-

регистрировано свыше 140 местных и близких землетрясений, для 121 из которых определены координаты гипоцентра. На основании полученной информации высказано несколько новых соображений относительно геодинамики этого региона, в какой-то степени меняющих прежние представления.

Основные геологические результаты исследований I этапа следующие:

1. По материалам наблюдений на Земле Франца-Иосифа построена схема сейсмического микрорайонирования архипелага [1], а после привлечения дополнительных геолого-геофизических данных схема тектоносейсмического районирования Евразийского суббассейна и прилегающих шельфов [2]. Установлена 8-балльная зона Срединно-Арктического хребта Гаккеля; в пределах арктического шельфа Евразии повышенной 7-балльной сейсмичностью обладают участки поперечных разломов Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина.

2. Получена первая информация о глубинном строении земной коры архипелага Земля Франца-Иосифа [3]. Установлена континентальная кора мощностью 24–26 км.

3. Получена первая информация о глубинном строении земной коры архипелага Новосибирские острова [4 и др.]. Показано, что для глубинной структуры архипелага характерны те же черты, что и для всего шельфа Евразии: относительно мощная (25–30 км) разбитая на блоки, гетерогенная континентальная кора.

4. Выявлены ранее неизвестные участки повышенной сейсмичности на Новосибирских островах, что обеспечило дополнительную независимую информацию, необходимую для тектонического районирования региона [5 и др.].

5. Получены данные о глубинном строении земной коры Западной Якутии [19 и др.].

6. По материалам ГСЗ–МОВЗ получены данные о глубинном строении земной коры Норильского рудного района [6]. Установлена ее индивидуальность: большая плотность дизъюнктивов, свидетельствующая о высокой магматической проницаемости коры; наличие серии коровых и транскоровых разломов, часть которых контролирует пространственное распределение медно-никелевых месторождений; дискретный характер внутриблоковой сейсмической расслоенности. Общая мощность земной коры составляет 39–46 км.

7. Получены данные о глубинном строении земной коры дельты р. Лены [8, 9]:
– сейсмологические наблюдения над далекими и близкими землетрясениями в совокупности с данными КМПВ позволили уточнить положение южного завершения Усть-Ленского прогиба: западный его борт проходит не вдоль восточного края дельты р. Лены, а в пределах ее, по разломам зоны Лено-Таймырских пограничных поднятий. Установлена асимметричность поперечного сечения прогиба, проявляющаяся в более контрастном характере западного его борта по сравнению с восточным. Это связано, по-видимому, с особенностями древней структуры литосферы, определяющей характер наложенной структуры прогиба, а также с направленностью современных тектонических процессов;

– мощность мезокайнозойских отложений в осевой части прогиба достигает 5 км, в районе западного борта – 2–3 км;

– мощность земной коры в прогибе (26–28 км) несколько меньше, чем в структурах обрамления, что позволяет говорить о существовании валообразного поднятия по подошве земной коры (раздел М). Поперечное сечение этого поднятия асимметрично: в западном обрамлении погружение раздела М больше (28–36 км), чем в восточном (29–31 км). Скорость продольных волн в кровле нижней мантии понижена – 7,5 км/с. Последние факторы, а также данные о повышенной сейсмичности прогиба и расположении его на продолжении рифтогенного пояса глубоководной части Северного Ледовитого океана свидетельствуют о рифтогенной природе Усть-Ленского прогиба;

— сделан вывод о том, что указанное сочетание генетических (рифтогенная природа) и структурных особенностей (большая мощность осадочного чехла) прогиба означает присутствие здесь необходимых и достаточных геологических факторов, благоприятных как для нефтегазообразования, так и для нефтегазоаккумуляции. Плитный чехол, в пределах которого известны и хорошие коллекторы (слои алевроитов, песчаников), и надежные покровы (мощные пачки глин), может быть признан самостоятельным потенциальным нефтегазоносным комплексом.

8. Уточнены гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты Лены и прилегающей акватории [7 и др.].

Установлено, что в районе дельты р. Лены и ее обрамления наблюдается не рассеянное, как представлялось ранее, а достаточно упорядоченное распределение эпицентров в две основные сублинейные зоны (рис. 1).

Эпицентры первой, менее явной, из зон трассируют близосевую область губы Буор-Хая. Распределение эпицентров в пределах этой зоны неравномерное. Очевидное сгущение отмечается в 30–40 км к востоку от п-ова Быковский в районе 72° с.ш. и 130° в.д. В непосредственной близости от этого сгущения находился эпицентр Быковского землетрясения с магнитудой 5,4, зарегистрированного 21 июля 1964 г. Южнее плотность эпицентров также довольно высока до широты $71^\circ 20'$. Севернее 72° с.ш. в зоне сочленения губы с основной акваторией моря Лаптевых плотность эпицентров заметно падает до полного вырождения.

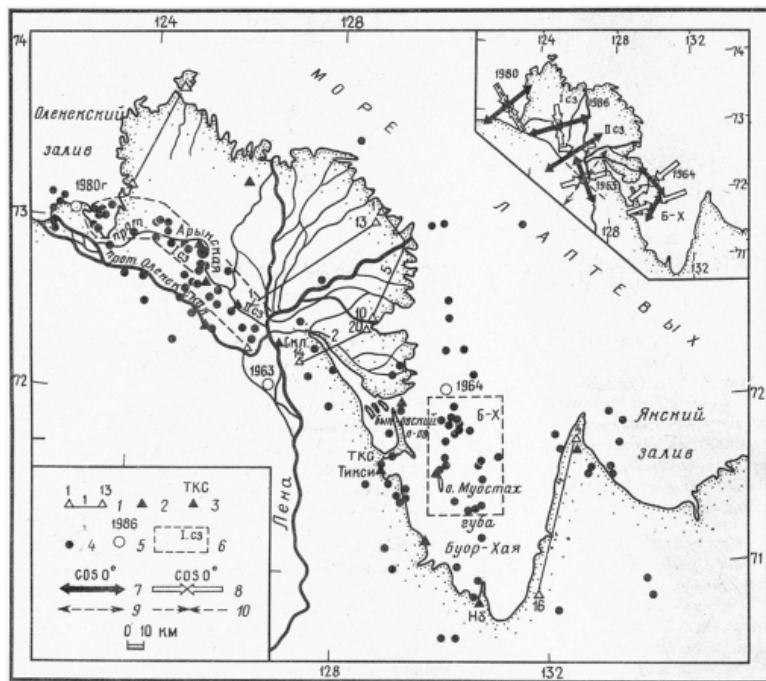


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных станциями ВНИИОкеангеология в 1985–1988 гг.

Пункты наблюдений: 1 — профили; 2 — одиночные; 3 — стационарные станции.

Эпицентры землетрясений: 4 — зарегистрированные станциями ВНИИОкеангеология; 5 — заимствованные с указанием года; 6 — участки зон эпицентров, объединенных для групповой обработки.

Механизмы очагов землетрясений (врезка): 7 — растяжение; 8 — сжатие (длина стрелки пропорциональна косинусу угла наклона оси к горизонту); 9, 10 — то же, что и 7, 8 — по данным [23]

Вторая, значительно более очевидная, зона прослеживается вдоль западного побережья губы Буор-Хая и ее горного обрамления, протягиваясь на север до широты $72^{\circ}-72^{\circ}15'$, затем резко поворачивает на северо-запад, огибая северную оконечность Хараулахских гор, и густой полосой уходит через центральную часть дельты в Оленекский залив. В период экспедиционных наблюдений 15 июня 1986 г. здесь зарегистрировано сильное землетрясение с магнитудой 4,6, имевшее за 2 суток 18 афтершоков.

Кроме двух указанных зон, отмечается группа эпицентров в районе восточного побережья губы Буор-Хая, а также несколько в Янском заливе.

Факт установления в пределах дельты и ее непосредственного обрамления локализованных сейсмоактивных зон позволил отказаться от понятия «область рассеянного рифтогенеза» [18] и предположить различную тектоническую природу повышенной сейсмичности каждой из зон.

Бессменным руководителем сейсмологического подразделения был Г.П.Аветисов, ведущими специалистами в разные годы — Б.Т.Барычев и В.В.Васильев.

ЭТАП ТЕМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1989–2009 гг.

В конце 1980-х гг. в связи с резким ухудшением финансового обеспечения геологической отрасли экспедиционные сейсмологические наблюдения в Арктике были прекращены. Казалось бы, наступил полный крах: нет новых наблюдений — нет исследований. Однако это правило справедливо для любого другого геолого-геофизического метода, но только не для сейсмологического. Регистрация землетрясений, в том числе и арктических, продолжается мощной международной сетью станций, независимо от экономического положения какой-либо организации и даже такой огромной страны, как Россия. Непрерывно поступающая сейсмологическая информация общедоступна и может быть использована любым исследователем в полном объеме. Конечно, в этой ситуации исчезает возможность проведения детальных исследований в каких-либо ключевых, наиболее интересных участках, но есть и свои весьма существенные плюсы. Раньше сейсмологи по несколько месяцев в году проводили на полевых работах, имея весьма ограниченное время для обработки и осмысливания результатов наблюдений, сбора, обобщения и анализа сейсмологической информации по прилегающим регионам. Теперь это время появилось, представилась возможность оценить общеарктическую сейсмическую обстановку, определить место в ней выявленных при экспедиционных наблюдениях локальных участков повышенной сейсмичности, установить связи арктических сейсмоактивных зон с глобальными сейсмическими поясами.

Для решения этих задач во ВНИИОкеангеология был разработан электронный банк арктических сейсмологических данных (АРС), в котором собрана инструментальная и макросейсмическая информация о землетрясениях Арктического региона и прилегающих областей за период с конца XIX столетия по настоящее время [12, 21].

Система управления АРС позволяет производить выборки землетрясений по временным и географическим параметрам, расчет и построение графиков выделенной сейсмической энергии E с дискретностью год по любой произвольной выборке землетрясений, расчет и построение графиков коэффициента корреляции $R = f(t)$, где t — сдвиг по времени от 0 до 10 лет, между зависимостями $\lg E = f(t, \text{год})$ для различных выборок, расчет формул связи между различными определениями магнитуд и на основе их определение унифицированной магнитуды для любой выборки землетрясений. На основе унифицированной магнитуды возможен расчет и построение поагнитудных и кумулятивных графиков повторяемости землетрясений. Предусмотрено нормирование графиков к единице пространства и введение различных весов точек при их аппроксимации.

На базе всей совокупности информации, собранной в APC, были проведены различные тематические исследования, позволившие разработать современную геодинамическую модель региона, определить главные параметры сейсмичности как основы для построения карт сейсмического районирования. Результаты указанных исследований отражены в ряде тематических отчетов, хранящихся в фондах ВНИИОкеангеология, и в публикациях [10, 11, 13–15, 20, 22].

ЭПИЦЕНТРИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Северного Ледовитого океана за период 1964–2005 гг. Магнитуды: 1 – 4,0–4,9; 2 – 5,0–5,9; 3 – $\geq 6,0$; 4 – зоны разломов. ЗРТ – Тьорнес, ЗРС – Спар; ЯМЗР – Ян-Майенская. РС – Сенья; ШЗР – Шпицбергенская

го порядка в первую очередь можно говорить, касаясь Норвежско-Гренландского бассейна, так как там явно выражены три характерных сегмента, а именно, хребты Колбейнсей, Мона, Книповича, разделенные и смещенные зонами трансформных разломов Тьорнес и Ян-Майенской (рис. 2). Такого же порядка фрагментом, ограниченным Шпицбергенской зоной разломов и Лаптевским континентальным склоном, является и хребет Гаккеля в Евразийском суббассейне. В пределах этих сегментов распределение эпицентров отличается своеобразием, отражающим особенности конкретной геодинамической обстановки.

На хребте Колбейнсей линия эпицентров, по сути, состоит из двух отрезков: южного, от зоны разломов Тьорнес до разлома Спар, являющегося океаническим продолжением разломной зоны фьорда Скорсбисунн на восточном побережье Гренландии, и северного, примыкающего к Ян-Майенской зоне разломов. Между ними расположен участок, в пределах которого за всю историю инструментальных наблюдений не зарегистрировано ни одного землетрясения. Как на северном, так и на южном участках нередки случаи рассеивания эпицентров или их поперечного смещения. В целом прерывистая линия эпицентров хребта Колбейнсей может быть аппроксимирована дугой, слабо выгнутой на северо-запад.

На хребте Мона характер распределения эпицентров существенно меняется: они группируются в практически непрерывную узкую линию, проходящую вдоль осевой линии хребта. Единственное заметное нарушение линейности, связанное, по-видимому, с поперечным разломом, можно отметить в районе 0° долготы. В целом четкая линия эпицентров хребта Мона может быть аппроксимирована дугой, достаточно заметно выгнутой на юго-восток. Характерной особенностью является то, что уверенно прослеживаемая эпицентрами Ян-Майенская зона разломов явно не ортогональна в плане простираения прилегающих к ней с юга и севера фрагментов хребтов.

На хребте Книповича в распределении эпицентров очевидна кардинальная перестройка. Вслед за хребтом эпицентральной зона поворачивает почти под прямым углом на север и приобретает субмеридиональное простираение. Линия эпицентров превращается в полосу, достигающую в отдельных местах ширины 150–170 км. В пределах полосы отмечаются сгущения эпицентров, наиболее крупные из которых расположены в зоне стыка с хребтом Мона, а также в районе 76° и $77\text{--}78^\circ$ с.ш. Севернее 78° линейность зоны улучшается, отмечаются резкие изменения ее простираения вслед за простираениями трассируемых ею подводных структур трога Моллой и хребта Моллой. За широтой 80° при переходе к Шпицбергенской зоне разломов простираение линии эпицентров становится стабильно северо-западным.

В Евразийском суббассейне (котловины Нансена и Амундсена) узколинейный характер эпицентральной зоны сохраняется на всем ее протяжении. На западе в самой узкой части суббассейна между Гренландским континентальным склоном и плато Ермак эпицентры трассируют глубоководную долину Лены, имеющую северо-северо-западное простираение, а затем широтно ориентированную осевую и близосевую зоны срединно-океанического хребта Гаккеля. Сейсмический пояс хребта Гаккеля практически на всем своем протяжении имеет постоянное простираение и среднюю ширину, не превышающую 20–30 км. Наиболее заметные отклонения эпицентров от осевой линии устанавливаются на участке между 40° и 80° в.д., где линейный фрагмент пояса длиной порядка 300 км смещен к северу на 100–120 км в своей западной части и далее на восток относительно плавно выходит на генеральную осевую линию. Согласно батиметрическим данным, на этом участке становится менее отчетливой, вплоть до полного исчезновения, рифтовая долина. Следует отметить, что указанные участки нарушения непрерывности срединно-океанического сейсмического пояса находятся в створе с выделяемыми на шельфе Евразии субмеридиональными желобами Франц-Виктория и Воронина.

В целом непрерывный сейсмический пояс дискретен по плотности эпицентров. Это особенно очевидно, если рассматривать в первую очередь сильные землетрясения с магнитудой свыше 5.

При переходе на шельф моря Лаптевых единая полоса срединно-арктических землетрясений раздваивается (рис. 2). Одна, наиболее надежно устанавливаемая ветвь идет сначала на юго-восток, затем в меридиональном направлении проходит западнее Новосибирских островов в южную часть моря и далее до континента. Здесь она соединяется с наземно-прибрежной полосой эпицентров северо-западного простирания. Вторая, более разреженная ветвь имеет юго-юго-западное простирание и также прослеживается до континента.

Как следует из сказанного выше, два из четырех главных фрагментов Срединно-Арктического сейсмического пояса, участки хребтов Мона и Гаккеля, характеризуются узколинейным, относительно равномерным распределением эпицентров, два же других, Колбейнсей и Книповича, заметно рассеянным и значительно менее упорядоченным. Очевидно, что особенности распределения эпицентров землетрясений являются одним из показателей особенностей геодинамической обстановки региона. В данном случае эти особенности состоят в том, что первая пара фрагментов соответствует типично спрединговым хребтам. Они занимают медианное положение в океаническом бассейне, на всем своем протяжении обладают наиболее типичными для срединно-океанических хребтов геоморфологическими характеристиками: резкий рельеф, отчетливо выраженная осевая рифтовая долина, практически полное отсутствие осадков вблизи оси при значительном увеличении их мощности по направлению к периферии. Магнитное поле обрамляющих эти хребты котловин имеет ярко выраженный спрединговый характер с полным набором симметричных аномалий.

Хребты Колбейнсей и Книповича, безусловно, должны считаться аномальными участками Срединно-Арктического хребта. Они занимают резко асимметричное положение в океаническом бассейне, находясь в непосредственной близости к одному из его бортов, не имеют четкой геоморфологической выразительности, будучи представленными несколькими грядами различной протяженности с изменчивой высотой и шириной. Полосовидность аномального магнитного поля обрамляющих котловин менее очевидна, особенно в случае хребта Книповича, по обе стороны от хребтов количество аномалий различно.

Набор геолого-геофизических характеристик, в том числе и распределение эпицентров землетрясений, говорит о том, что геодинамическая обстановка в районе хребтов Мона и Гаккеля определяется единственным или резко доминирующим процессом — спредингом океанического дна. Сами хребты и обрамляющая их литосфера океанического бассейна сформировались под действием этого процесса и по его законам и потеряли какую-либо тектоническую связь с окружающей континентальной окраиной.

Другая ситуация имеет место для второй пары фрагментов.

На наш взгляд, особенности современной геоморфологии района хребта Книповича, его разломной тектоники, сейсмичности и динамики определились тем, что продвигающийся от хребта Мона межплитный раскол внедрился под углом, не равным прямому, в пределы сложно построенного блока литосферы, аналогичного современному Шпицбергенскому блоку и являвшегося ранее его западной частью. Фронтальная граница этого блока проходила по разломной зоне, составлявшей, по-видимому, единую линию с современной зоной разломов Сенья. Эта линия имела такое же северо-северо-западное простирание, что и основная каледонская система разломов на архипелаге Шпицберген. Подобное же простирание унаследовали горные цепи и впадины хребта Книповича. Секущие хребет разломы также связаны с системой разломов со-

ответствующего простираания, которые на Шпицбергене в эпоху каледонской складчатости имели подчиненное значение, но проявились в период кайнозойского тектонического оживления, приведшего в результате к образованию системы крупных широтно ориентированных фьордов. Крупная поперечная зональность хребта Книповича четко проявляется в распределении эпицентров землетрясений, которые, как указывалось выше, образуют три сгущения, разделенных зонами пониженной сейсмичности. Нетрудно заметить, что такой же ориентировки крупно блоковая зональность легко обнаруживается на острове Западный Шпицберген. Бросается в глаза, что участки пониженной сейсмичности на хребте Книповича располагаются в створе простираания опущенных блоков: Зюйдкапского желоба к югу от острова, системы мощных Ис-фьорда и Беллсунн-фьорда в центре и морского обрамления острова на севере. На траверзе наиболее явных сгущений эпицентров в районе 76° и 78° находятся поднятые блоки южной и северной частей острова.

Заметное влияние на спрединговый процесс современной тектоники континентальной литосферы Восточной Гренландии можно предположить для района хребта Колбейнсей, ставшего межплитной границей уже после начала спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне в результате перескока сюда оси спрединга из района хребта Эгир. Батиметрия хребта сложна и в целом изучена достаточно слабо. Он представлен серией гряд и желобов, общая ширина которых заметно меняется: от порядка 40 км в южной части между Исландией и 69° с.ш. (зона разломов Спар) до 100–110 км в северной части. В пределах хребта наиболее заметное смещение его оси наблюдается по зоне разломов Спар, признаки других, незначительных смещений устанавливаются по детальным аэромагнитным данным [16]. Осевая рифтовая долина в южной части хребта отсутствует. В северной она представлена несколькими кулисообразно расположенными желобами, глубина которых относительно обрамляющих гребней гор достигает 500–700 м. Отмечаются секущие хребет желоба, простираание которых совпадает с простираанием восточно-гренландских фьордов. Неупорядоченность батиметрии хребта позволяет предположить, что формирование его как спрединговой структуры проходило при заметном влиянии тектонических процессов, имеющих место на ближайшей континентальной окраине. Интересно отметить, что асейсмичный участок хребта Колбейнсей расположен на траверзе фьорда Скорсбисунн. Подобная связь отмечена нами выше и для хребта Книповича.

ГЛУБИНЫ ГИПОЦЕНТРОВ

Долгое время информация о глубинах гипоцентров арктических землетрясений была весьма слабой областью наших знаний. Для этого есть объективная причина, а именно, удаленность регистрирующих станций от сейсмоактивных зон. В подобной ситуации имеющиеся алгоритмы для массового определения положения очага землетрясения дают достаточно точные координаты эпицентра и весьма ненадежные данные о глубине гипоцентра. Поэтому для подавляющего числа срединно-океанических землетрясений имеются так называемые «приписанные» глубины, полученные на основе общегеологических представлений. В то же время существует способ определения глубины гипоцентра по фазе волны pP , отраженной от поверхности Земли в районе эпицентра. К сожалению, выделение этой волны представляет определенную трудность и может быть реализовано для незначительной части землетрясений. Тем не менее к настоящему времени накоплен некоторый материал по этим определениям, количество которых становится достаточным для предварительных выводов.

В континентальной части пояса на шельфе моря Лаптевых гипоцентры достаточно равномерно распределены в основном в диапазоне 6–24 км. Примерно такое

же равномерное распределение отмечается в переходной зоне к Евразийскому суббассейну, но на значительно более низком гипсометрическом уровне — 17–36 км. Сейсмоактивный слой здесь расположен глубже не только по сравнению с шельфом, но и по сравнению с Евразийским суббассейном. Возможны три причины, каждая из которых способна привести к такой ситуации:

- более погруженное положение источника напряжений (сейсмогенерирующего слоя). Получается, что кровля его (или подошва зоны накопления напряжений) залегает здесь на глубинах не менее 35–40 км;

- повышенная жесткость верхних 10–15 км консолидированной части коры, в результате чего разрядка напряжений происходит в более глубоких зонах. Возможно, что именно это обстоятельство препятствует образованию на шельфе моря Лаптевых единой генеральной границы плит и продвижению на юг Евразийского суббассейна;

- пониженная жесткость верхних 10–15 км консолидированной части коры, близкая к жесткости осадочного чехла, в результате чего в ней не происходит накопления напряжений, достаточных для возникновения сильных землетрясений.

В распределении гипоцентров вдоль океанической части Срединно-Арктического пояса наблюдается очевидная закономерность: при постоянной мощности сейсмоактивного слоя в 10–15 км глубина залегания его и, соответственно, кровли сейсмогенерирующего слоя закономерно уменьшается при движении от континентального склона моря Лаптевых в сторону Северной Атлантики. Эта закономерность нарушена лишь в зоне сочленения хребта Гаккеля со Шпицбергенской зоной разломов.

Так как положение сейсмогенерирующего слоя непосредственно связано с разогревом литосферы, можно говорить о том, что либо источник тепла приближается к поверхности в этом направлении, либо увеличивается его интенсивность.

Наибольший разогрев имеет место в Исландии и прилегающей к ней части хребта Рейкьянес, где кровля сейсмоактивного слоя залегает на глубинах 3–5 км. Не исключено, что именно с этим обстоятельством связаны другие особенности этого фрагмента срединно-океанических хребтов: отсутствие рифтовой долины и наличие трансформных разломов, косо ориентированных относительно оси хребта. О повышенном разогреве литосферы свидетельствует и более крутой наклон графика повторяемости землетрясений хребта Рейкьянес, т.е. меньшее количество сильных землетрясений относительно слабых.

ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ

Для унификации данных по фокальным механизмам нами использованы только определения методом тензора момента центроида (ТМЦ) [24], основанные на анализе всего пакета сейсмических волн.

Типы фокальных механизмов в целом соответствуют представлениям о геодинамике дивергентных границ плит. Подавляющее большинство определений по типично срединговым хребтам дали субгоризонтальные оси растяжения и круто падающие оси сжатия. Особенно очевидно это на хребтах Мона, Гаккеля и Рейкьянес. Лишь одно определение на хребте Гаккеля и три на хребте Рейкьянес дали сдвиговый механизм трансформных разломов. По Шпицбергенской и Ян-Майенской зонам трансформных разломов закономерно получены сдвиговые механизмы.

Менее очевидная картина на хребтах Книповича и, особенно, Колбейнсей, и это хорошо коррелируется с отмеченными выше особенностями распределения эпицентров и предположением о заметном влиянии на геодинамику этих участков тектонических процессов неспрединговой природы.

Полигоном действия тектонических процессов различной природы является Исландия, где отмечается весь набор фокальных механизмов от нормально-сбросового до взбросового.

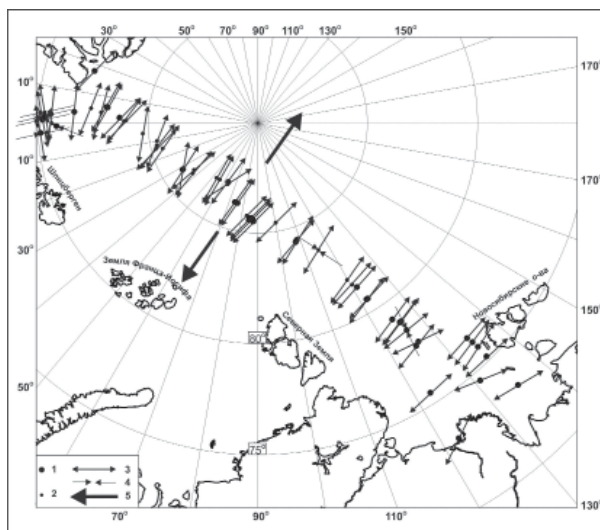


Рис. 3. Фокальные механизмы землетрясений Евразийского суббассейна и моря Лаптевых
Магнитуды и оси: 1 – ≥ 5 ; 2 – 4,0–4,9; 3 – растяжения; 4 – сжатия; 5 – направление движения плиты

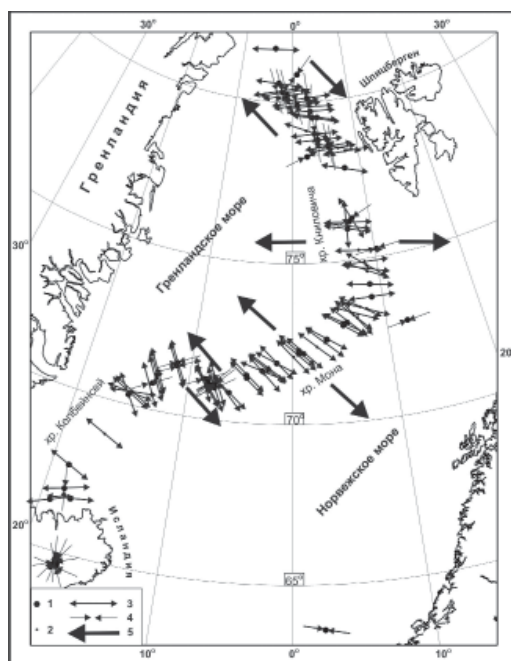


Рис. 4. Фокальные механизмы землетрясений Норвежско-Гренландского бассейна
Условные обозначения те же, что и на рис. 3

Весьма наглядна, по нашему мнению, картина положения осей растяжения, представленная на рис. 3–5. В Евразийском суббассейне они в целом субпараллельны между собой и субортогональны линии эпицентров, маркирующей границу Северо-Американской и Евразийской плит. На хребте Рейкьянес на-

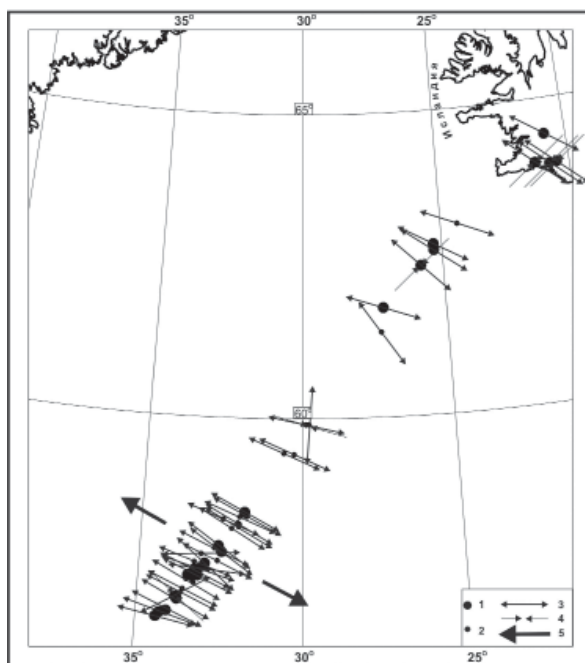


Рис. 5. Фокальные механизмы землетрясений хребта Рейкьянес
Условные обозначения см. рис. 3

блюдается такая же упорядоченная картина, однако заметна неортогональность осей растяжения генеральной линии эпицентров. Более сложная ситуация имеет место в Норвежско-Гренландском бассейне. Направление движения плит здесь уверенно устанавливается ориентировкой подвижек вдоль Шпицбергенского и Ян-Майенского трансформных разломов. Видно, что это направление совпадает с генеральной ориентацией осей растяжения в очагах землетрясений хребта Мона. В то же время последнее неортогонально генеральной линии эпицентров землетрясений. Кроме того, генеральное направление осей растяжения в очагах землетрясений хребта Книповича требует широтно ориентированного направления движения плит, составляющего угол примерно в 45° по отношению к фактически существующему. Таким образом, литосфера Гренландского моря подвержена действию разнонаправленных сил, которые, несомненно, должны приводить к накоплению напряжений и разрядке их в ослабленных зонах. Именно этим обстоятельством и можно объяснить тот факт, что в пределах абиссальной котловины Гренландского моря, в отличие от других спрединговых абиссалий, происходят довольно частые землетрясения с магнитудами свыше 5,0. То же самое можно сказать и о районе с противоположной стороны межплитной границы — котловина Норвежского моря также характеризуется большим количеством землетрясений, особенно в районе разлома Сенья.

Определения фокальных механизмов методом ТМЦ позволяют оценить степень соответствия очага землетрясения модели двойной пары сил без момента (*double-couple*). Показателем этого является величина ε -value, равная отношению модулей промежуточного N_{val} и одного из главных T_{val} или P_{val} напряжений. Соответствие считается хорошим, если ε -value не превышает 0,3, при $\varepsilon = 0,3-0,5$ модель считается близкой к линейному диполю, что предполагает не плоскую, а объемную фор-

му очага. В работе [26] на основе анализа серии землетрясений на юге Исландии в районе действующего вулкана Бардарбунга сделан вывод о том, что землетрясения с большим ε -value являются вулканическими. Представилось интересным рассмотреть этот показатель по всем фокальным решениям землетрясений Срединно-Арктического пояса. Как выяснилось, землетрясения с большим ε -value имеют место во всех фрагментах сейсмического пояса, кроме Шпицбергенской зоны разломов. Последнее обстоятельство находится в хорошем соответствии с теоретическими представлениями о природе подвижек в трансформных разломах. На хребте Гаккеля наличие вулканических излияний можно предполагать практически на всем его протяжении, включая и зону сочленения с Лаптевским шельфом. В центральной части хребта в пользу этого говорит и сам факт возникновения в 1999 г. роя землетрясений, которые, как показывает практика наблюдений на суше, обычно связаны с вулканическими излияниями. В марте 2000 г. исследователи Гавайского университета провели сонарные наблюдения с подводной лодки (SCICEX program) и обнаружили в районе роя наблюдений свежие лавовые потоки [25].

Повышенные значения ε -value получены также в зоне сочленения хребта Мона с хребтом Книповича и Ян-Майенской зоной разломов, в самой Ян-Майенской зоне и на участке ее сочленения с хребтом Колбейнсей, на южном замыкании хребта Колбейнсей и в Исландии, в упоминавшемся уже районе вулкана Бардарбунга. На хребте Рейкьянес они отмечены в основном в его центральной части и на юге, в зоне, примыкающей к разлому Чарли Гиббса. Одно землетрясение с ε -value 0,41 зарегистрировано в море Лаптевых в восточной полосе эпицентров.

Интересно отметить, что северная часть хребта Рейкьянес, характеризующаяся по геологическим и геоморфологическим данным высокой вулканической активностью, по параметру ε -value не выделяется. Точно так же землетрясение 7 января 1985 г. на севере о. Ян-Майен, происшедшее в период извержения вулкана Бееренберг (6–9 января 1985 г.), имело ε -value, равное 0,06 [17].

Наличие тектонических и вулканических землетрясений свидетельствует о том, что раздвижение плит происходит в результате действия двух процессов. Первый — растаскивание плит расходящимися конвективными потоками, дополненное затягиванием плит в зонах субдукции. В этом случае магматические излияния поступают в расколы, образовавшиеся после тектонических землетрясений. Второй процесс — расталкивание плит в результате внедрения магматических излияний. Это внедрение и генерирует вулканические землетрясения. С учетом явно большего количества тектонических землетрясений первый процесс следует считать преобладающим.

Каковы же перспективы сейсмологических исследований ВНИИОкеангеология?

Реально оценивая существующую ситуацию, можно утверждать, что возобновления экспедиционных сейсмологических наблюдений не будет. Для этого нет ни материальных возможностей, ни необходимого штата подготовленных сотрудников. Как и 20 лет назад, единственным сейсмологом в институте остается Г.П.Аветисов.

Будет продолжена научно-исследовательская деятельность, базирующаяся на фактическом материале, заложенном в постоянно пополняемый банк арктических сейсмологических данных. Последующий сейсмологический мониторинг, не прекращающийся никогда, позволит подтвердить, уточнить или опровергнуть выявленные закономерности, обнаружить новые. Сейсмологические данные использовались и будут использоваться при составлении геологических листов на шельфовые моря Российской Арктики, их побережья и острова, при решении проблемы внешней границы континентального шельфа России в Арктике и других геологических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмическое районирование территории архипелага Земля Франца-Иосифа // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА, 1971. Вып. 6. С. 128–134.
2. *Аветисов Г.П., Голубков В.С.* Тектоно-сейсмическое районирование Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и сопредельных акваторий // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л.: Изд-во НИИГА, 1971. С. 66–73.
3. *Аветисов Г.П., Булин Н.К.* Глубинное геологическое строение архипелага Земля Франца-Иосифа по сейсмологическим данным // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА. 1974. Вып. 9. С. 26–32.
4. *Аветисов Г.П.* Глубинная структура Новосибирских островов и прилегающих акваторий по сейсмологическим данным // Советская геология. 1982. № 11. С. 113–122.
5. *Аветисов Г.П.* Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна // Тектоника Арктики. Л.: Изд-во НИИГА, 1975. Вып. 1. С. 31–36.
6. *Аветисов Г.П., Голубков В.С.* Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ-ГСЗ // Советская геология. 1984. № 10. С. 86–94.
7. *Аветисов Г.П.* Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты р. Лены и ее обрамления // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 59–69.
8. *Аветисов Г.П., Гусева Ю.Б.* Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73–80.
9. *Аветисов Г.П., Ашихмина Е.А., Гусева Ю.Б.* Строение Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 56–61.
10. *Аветисов Г.П.* Геодинамика сейсмоактивных зон Арктического региона // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 52–62.
11. *Аветисов Г.П.* Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли. 1993. № 5. С. 28–38.
12. *Аветисов Г.П., Винник А.А.* Банк арктических сейсмологических данных // Физика Земли. 1995. № 3. С. 78–83.
13. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: Изд-во ВНИИОГ, 1996. 183 с.
14. *Аветисов Г.П.* О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2002. Т. 385. № 6. С. 793–796.
15. *Аветисов Г.П., Зинченко А.Г., Мусатов Е.Е., Пискарев А.Л.* Сейсмическое районирование Арктического региона // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: Изд-во ВНИИОГ, 2002. С. 162–175.
16. Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана / Под ред. И.С.Граммберга. Л.: Недра, 1985. 247 с.
17. *Зобин В.М.* О природе очагов сильных вулканических землетрясений на острове Ян-Майен // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 40–49.
18. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М. и др.* Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1987. 48 с.
19. *Avetisov G.P., Piskarev A.L.* Deep structure of western Yakutia based on data on converted earthquakes waves // Intern. Geol. Review. 1980. Vol. 22. № 11. С. 1268–1274.
20. *Avetisov G.P.* Some Aspects of Lithospheric Dynamics of Laptev Sea // Physics of Solid Earth 1993b. Vol. 29. № 5. P. 402–412.
21. *Avetisov G.P., Vinnik A.A.* Bank of Arctic seismological data (English Translation) // Physics of the Solid Earth. 1995. Vol. 31. № 3. P. 262–267.
22. *Avetisov G.P.* Geodynamics of the zone of continental continuation of Mid-Arctic earthquakes belt (Laptev Sea) // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1999. Vol. 114. № 1–2. P. 59–70.
23. *Cook D., Fujita K., VcMulle G.* Present-day plate interaction in northeast Asia; North American, Eurasian, and Okhotsk plates // J. of Geodynamics. 1986. Vol. 6. P. 33–51.

24. Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852.
25. Muller C., Jokat W. Seismic evidence for volcanic activity discovered in Central Arctic // Eos, Transactions, American Geophysical Union. 2000. Vol. 81. № 24. P. 265.
26. Nettles M., Ekstrom G. Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bardarbunga Volcano, Iceland // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 17,973–17,983.

G.P.AVETISOV

SEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS OF NIIGA-VNIIOKEANGEOLGIA IN THE ARCTIC: HISTORY OF STUDY, PROGRESS, PROSPECT

Information about seismological investigations of NIIGA-VNIIOkeangeologia in the Arctic is presented in the article. Expeditionary observations were begun in 1968 and carried out in the Frantz Josef Land, New Siberian Islands, Western Yakutiya, Norilsk's Region, and Lena's River Delta. Some features of deep geological structure in the areas of study are discovered. Digital bank of cumulative seismological data in the Arctic is compiled. Hypocenters and focal mechanisms of earthquakes in the Arctic are studied based on compilation and analysis of all available seismological data. Some new ideas about present-day geodynamics are developed.

Key words: Arctic, earthquake, data bank, focal mechanisms, geodynamics, geological structure.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О КИМБЕРЛИТАХ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

д-р геол.-минерал. наук А.Н.ЕВДОКИМОВ¹,
канд. геол.-минерал. наук А.Н.СИРОТКИН²,
науч. сотр. М.Ю.БУРНАЕВА¹, науч. сотр. Е.С.РАДИНА¹

¹ — Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, evdokimov@vniio.ru

² — Полярная морская геологоразведочная экспедиция

Впервые в палеозойских мафит-ультрамафитовых дайках Шпицбергена обнаружены кимберлитовые акцессорные минералы алмазного парагенезиса. В этой связи комплекс пикритовых среднепалеозойских гипабиссальных пород архипелага отнесен к пироповой субфации кимберлитов, возможно образующей северную ветвь Архангельской алмазоносной провинции.

Ключевые слова: Шпицберген, кимберлит.

Со времени открытия алмазов в кимберлитах интерес геологов к этим породам не угасает. Термин «кимберлит» предложил в конце XIX в. Х.Льюис для алмазоносной породы — «порфирикового вулканического перидотита базальтовой структуры» — из района Кимберли в Южной Африке. По мнению большинства исследователей, кимберлит — это гипабиссальная ультраосновная порода с порфириковой структурой. По определению одного из ведущих специалистов алмазной геологии В.А.Милашева, непременным условием отнесения ультраосновных и щелочно-ультраосновных эффузивов к кимберлитовой фации магматизма является наличие в них барофильных минералов — алмаза и (или) пиропового граната [7]. В этой связи находки пиропы и других акцессорных минералов кимберлитов в ультраосновных и подобных лампроитам основных магматитах представляются весьма важными для возможности обнаружения новых кимберлитовых полей.



Рис. 1. Схема расположения изученных мафит-ультрамафитовых даек на арх. Шпицберген



Рис. 2. Дайки кимберлитов Шпицбергена имеют зональное строение: эндоконтакты интенсивно обогащены карбонатами. Полуостров Кросспюнтен, Земля Андре

Изученные объекты расположены на севере острова Западный Шпицберген (Норвегия), в пределах девонского грабена, выполненного терригенной толщей красноцветов [4]. На севере грабена, в восточной части Земли Андре, они представлены пятью протяженными дайками измененных пикритов, а в южной части грабена, на берегу Экман-фьорда (Земля Джеймса I) — дайкой карбонатизированного базальта (рис. 1). Подобные породы по низкому содержанию кремнезема и наличию слюды были ранее выделены на архипелаге [5, 6] в составе лампрофировой формации. Дайки почти вертикально рассекают девонские терригенные отложения (рис. 2) и простираются на север—северо-запад (35°), средняя мощность 0,5 м. Структура пород порфировая (рис. 3), текстура — массивная. В пикритах порфировые вкрапленники оливина почти нацело замещены карбонатным, серпентин-карбонатным, тальк-серпентин-карбонатным или кварц-карбонатным агрегатами. Основная масса представлена стеклом и микролитами преимущественно пироксенового состава. В дайке карбонатизированного базальта фенокристы сложены в основном частично альбитизированным основным плагиоклазом, а основная мас-

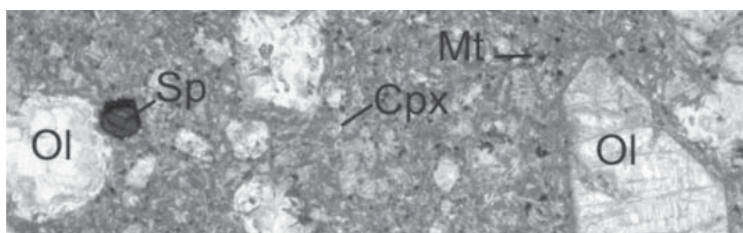


Рис. 3. Микроструктура кимберлита Шпицбергена (Ув. $8\times$). Дайка 6, западная часть, шлиф 2686-1, || николи, поле зрения $0,8\times 2,5$ см, порфировая структура, где порфировые вкрапленники сложены оливином двух генераций (Ol), шпинелью (Sp) и магнетитом (Mt) в стекловатой основной массе

**Рентгеноспектральные анализы горных пород¹ и высокотемпературных минералов²
из мафит-ультрамафитовых даек Шпицбергена (от—до/среднее в масс. %)**

Оксиды	Магматические породы		Минералы из пикритов				Минералы из базальтов			
	пикриты (14) ³	базальт (10)	клинопиро- ксены (13)	пиропы (16)	хромшпинелиды (10)	клинопиро- ксены (3)	пиропы (3)	хромшпинелид (1)		
SiO ₂	23,77–37,36 32,31	34,97–42,45 37,43	51,39–55,25 53,03	41,97–43,04 42,53	0–0,42 0,04	54,82–55,03 54,89	40,47–41,11 40,76	н.о.		
TiO ₂	1,55–2,87 2,22	3,07–3,88 3,58	н.о. ⁴ –0,67 0,15	н.о.–0,83 0,11	0–0,67 0,22	н.о.	0,33–0,83 0,50	0,83		
Al ₂ O ₃	8,45–11,68 9,68	10,87–12,45 11,61	н.о.–6,43 3,98	20,04–23,06 22,32	16,15–54,63 41,26	н.о.	17,20–20,79 18,90	6,05		
Cr ₂ O ₃	не анализировалось		0,44–1,61 1,15	0,29–2,19 0,96	10,23–50,94 24,35	0,44–0,73 0,58	1,46–6,14 4,43	53,95		
Fe ₂ O ₃ ⁵	7,18–12,94 11,04	10,15–14,91 13,32	0,18–3,60 1,80	5,47–8,47 6,82	4,97–12,46 7,11	0–0,70 0,23	4,73–6,91 6,10	12,83		
FeO ⁵	не анализировалось		0–2,52 1,12	0–2,59 1,09	2,19–11,69 7,50	0,65–1,16 0,95	0,83–2,69 1,76	13,67		
MnO	0,11–0,25 0,18	0,16–0,21 0,19	н.о.	н.о.–0,26 0,12	н.о.	н.о.	н.о.–0,52 0,17	н.о.		
MgO	4,85–15,71 9,55	3,66–6,94 5,33	14,59–19,57 18,09	20,73–21,89 21,28	14,97–21,72 19,11	17,91–20,07 19,07	22,64–24,54 23,83	13,1		
CaO	9,89–23,66 16,33	13,61–17,80 15,77	16,78–25,31 19,36	4,48–5,03 4,67	н.о.	23,64–24,06 23,83	3,36–5,17 4,15	н.о.		
Na ₂ O	0,25–2,48 1,57	1,90–2,66 2,13	н.о.–2,43 1,08			н.о.				
K ₂ O	0,44–3,62 1,44	0,13–0,44 0,25	н.о.							
P ₂ O ₅	0,34–0,56 0,44	0,22–2,49 0,49								
шп	8,5–22,6 14,54	5,10–11,40 9,56								
S	0,13–1,59 0,36	0,05–0,17 0,09								

не анализировалось

¹Аналитик: Потребной В.И., партия ЯФМ, ПМГРЭ, С.-Петербург

²Аналитик: Крейер Ю.Л., Механобр-Аналит, С.-Петербург

³В скобках – количество проанализированных проб

⁴н.о. – не обнаружено

⁵Для минералов FeO и Fe₂O₃ рассчитывались из FeO₁ по стехиометрии

са состоит из длинных, до 0,5 мм, лейст плагиоклаза, между которыми находятся ксеноморфные выделения пироксена (вблизи оси дайки) или стекла (у контакта).

Химический состав исследуемых пород, по содержаниям основных породообразующих элементов, варьирует в широких пределах (табл. 1). Наряду с низким SiO_2 (23,8–42,5 вес. %) в них не большое количество MgO (3,7–15,7 %), высокие содержания Al_2O_3 (8,5–12,5 %), CaO (9,9–23,7 %) и TiO_2 (1,55–3,88 %). Сумма щелочей колеблется от 2,49 до 4,29, что позволяет отнести породы к щелочным [8]. Тип щелочности пикритов Земли Андре — калиево-натриевый и калиевый, а у карбонатизированного базальта Земли Джеймса I — натриевый. Породы диагностированы по совокупности признаков: структуре, минеральному и химическому составам, с поправкой последнего на вторичные изменения [10].

В некоторых дайках пикритов наблюдается заметная дифференциация элементов в поперечном сечении. От центра тела к его краям увеличиваются содержания CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , S и летучих и уменьшаются — SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 , что согласуется с измененностью породы, которая также усиливается от центра к краям. О глубинности происхождения пикритов свидетельствуют немногочисленные включения в них ксенолитов шпинелевых лерцолитов и пироксенитов, размером до 3 см.

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста (млн лет)
даек Земли Андре, арх. Шпицберген¹

Образец	Rb-Sr метод	K-Ar метод
41–23 (дайка 2)	334,8 ± 3,8	357 ± 28,6
41–24 (дайка 3)	315,0 ± 3,0	297 ± 23,8
222–7 (дайка 5)	326,8 ± 2,6	422 ± 33,8 ²

¹ Аналитики Богомолов Е.С. и Токарев И.В. ИГГД РАН, С.-Петербург

² Возможно, ошибка этого определения значительно выше

Геологический возраст карбонатизированного базальта Земли Джеймса I определен в обнажении. Дайка рассекает нижнедевонские красноцветы и перекрывается карбонатными отложениями среднего карбона. Абсолютный возраст пикритов определен Rb-Sr и K-Ar методами в лаборатории ИГГД РАН и соответствует ниже-среднекарбонovому времени (табл. 2).

В протолочных минералогических пробах, весом до 5 кг из одного тела, обнаружены акцессорные минералы кимберлитов: гранаты пиропового состава, хром-содержащий диопсид, хромшпинелиды.

Пиропы диагностированы по цвету, показателю преломления и химическому составу. Они присутствуют в виде единичных ксеноморфных зерен, размером 0,2–0,8 мм, розового и красного с сиреневатым оттенком цветов в пикритах и фиолетово-красного цвета в карбонатизированном базальте. В гранатах из базальта содержание MgO от 22,1 до 24,5 вес. %, а Cr_2O_3 — 1,5–6,1 вес. %. В гранатах из пикритов содержание MgO и Cr_2O_3 ниже: 20,7–21,9 и 0,3–2,2 соответственно. Особенности распределения Cr_2O_3 – CaO отражены на диаграмме Н.В.Соболева (рис. 4). Одно из трех зерен минерала из базальтовой дайки попадает в поле пиропов алмазной парагенетической ассоциации, а составы всех остальных зерен характерны для пиропов лерцолитового парагенезиса в кимберлитах.

Хромдиопсиды встречаются в единичных ксеноморфных зернах размером 0,1–0,5 мм, изумрудно-зеленого цвета. Содержание Cr_2O_3 в них варьирует от 0,4 до 1,6 % (табл. 1). Хромдиопсиды из пикритов Шпицбергена по количествам MgO , CaO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 сходны с пироксенами из лампроитов [3], а хромдиопсиды из базальта соответствуют таковым из алмазосодержащих нодулей в кимберлитах (рис. 5).

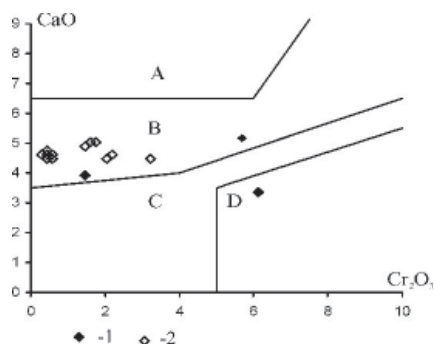


Рис. 4. Соотношения $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ в пиропе из даек Шпицбергена

Поля составов гранатов по [9] из: А – верлитов, В – лерцолитов, С – дунит-гарибургитов, D – включений в алмазах; 1 – пиропы из дайки карбонатизированного базальта, 2 – из дайки пикритового состава

Хромшпинелиды присутствуют в виде обломочных и идиоморфных зерен размером 0,2–0,8 мм, черного и коричнево-черного цветов, в количестве до первых долей весового процента тяжелой фракции. Содержание Cr_2O_3 варьирует в широких пределах: от 10,2 до 54 вес. % (табл. 1). На сводной диагностической диаграмме (рис. 6) хромшпинелиды из даек Шпицбергена попадают в поле составов хромшпинелей из алмазоносных кимберлитов и лампроитов.

Таким образом, впервые для Шпицбергена установлены пиропы и хромдиопсиды алмазной ассоциации. Если термин «кимберлит» считать петрологическим понятием, объединяющим группу гипабиссальных мафит-ультрамафитовых пород, содержащих высокобарические минералы – алмаз и пироп [7], то пикритовые дайки Шпицбергена следует отнести к кимберлитам пироповой субфации. Это значит, что на Шпицбергене обнаружены кимберлиты, образующие поле, вероятно представляющее собой северную ветвь Архангельской алмазоносной провинции.

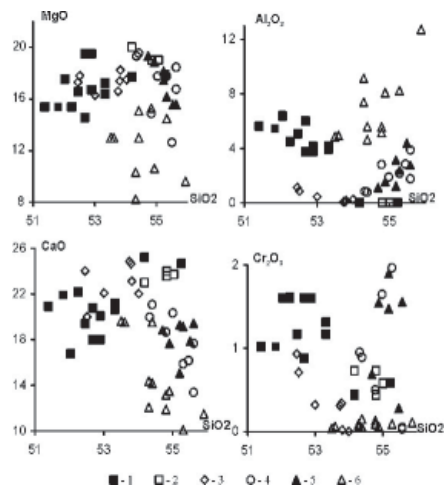


Рис. 5. Составы хромдиопсидов из даек Шпицбергена:

1 – дайка пикритового состава, 2 – карбонатизированный базальт. Для сравнения приведены составы пироксенов из: кимберлитов и лампроитов по [3], 3 – лампроит из Австралии, 4–6 – кимберлиты Якутии; 4 – алмазоносные нодули, 5 и 6 – включения в алмазах ультраосновного и эглогитового парагенезисов соответственно

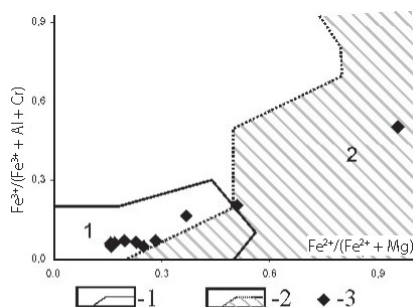


Рис. 6. $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ — $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Cr})$ соотношения в хромшпинелидах из даек Шпицбергена (3)

Для сравнения приведены поля составов минерала [2] из: 1 — алмазоносных кимберлитов, 2 — неалмазоносных некимберлитовых пород

Важной особенностью структурного положения кимберлитов является их проявление в пределах блоков с древним (архейским — протерозойским) кристаллическим фундаментом. Здесь трубки и дайки образуют компактные группы, образующие кимберлитовые поля протяженностью до 100 км. В свою очередь кимберлитовые поля формируют протяженные зоны, так, в северной Якутии длина цепочки кимберлитовых полей достигает 1000 км. Поэтому вполне вероятно, что дайки Шпицбергена являются фрагментом такой зоны развития кимберлитового вулканизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Принимая во внимание наличие кимберлитовых акцессорных минералов: пироба, хром-диопсида и хромовой шпинели — в порфировых ультраосновных породах Шпицбергена, а также абсолютный возраст палеозойских даек, который совпадает по времени с ранне-карбонным кимберлитовым магматизмом на Зимнем берегу Архангельской провинции и Кольского полуострова, следует заклю-



Рис. 7. Реконструкция девонской и триасовой рифтовых систем Баренцевского региона по данным [1] с добавлениями авторов

чить, что пикритовые тела архипелага (в первую очередь наиболее изученная дайка № 7) принадлежат к пироповой субфации кимберлитового магматизма. Ассоциация кимберлитов, пикритовых порфиров и щелочных базальтоидов известна в кимберлитовых полях Якутской провинции и в Гренландии. Поэтому относительно близкое пространственное расположение кимберлитов Шпицбергена с карбонатизированными субщелочными базальтами представляется вполне естественным.

Согласно представлениям В.Б.Харланда [11], Шпицберген отделился от Гренландии в период раскрытия Северной Атлантики. Это позволяет допустить, что кимберлиты Шпицбергена являются палеозойским звеном Гренландской кимберлитовой провинции, которая сформировалась в раннем протерозое — мезозое [12].

Вторым соседним регионом с известными алмазоносными трубками является Зимний берег в Архангельской области. Они вместе со Шпицбергеном формировали единый континент в поле развития протерозойского метаморфического фундамента. Палеорекострукция Баренцевоморской плиты (рис. 7) свидетельствует о том, что в перми—триасе горизонтальные смещения отдельных блоков плиты в ходе рифтообразования могли достигать значительной амплитуды. Например, удаление Центрально-Баренцевского и Свальбардского блоков по отношению к Печорскому измеряется шириной разделяющих их впадин на расстояние от 200 до 300 км [1]. Значит, на такое же расстояние Шпицберген был ближе к Печорскому блоку до развития мезозойских рифтов, а вероятность единства Шпицбергеновской и Архангельской частей палеозойской кимберлитовой провинции региона весьма велика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Механизм образования Баренцевского осадочного бассейна // Эволюция тектонических бассейнов в истории Земли. Новосибирск, 2004. Т. 2. С. 13–15.
2. *Ваганов В.И., Илутин И.П., Конеров А.И.* Хромшпинелиды как индикатор алмазоносности // Руды и металлы. 1999. № 3. С. 35–47.
3. *Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А.* Породообразующие пироксениты. М.: Наука, 1971. 454 с.
4. *Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н., Тебеньков А.М., Бурнаева М.Ю., Радина Е.С.* Дайки кимберлитоподобных пород архипелага Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. С. 80–85.
5. *Ковалева Г.А.* Послеархейская базит-гипербазитовая ассоциация архипелага Шпицберген // Геология Шпицбергена. Л.: Мингео СССР, ПГО «Севморгеология», 1983. 185 с.
6. *Красильщиков А.А.* Главные этапы формирования каледонид Гренландии, Шпицбергена и Скандинавии (геотектоника фундамента континентальной окраины Северной Атлантики) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: Наука, 1974. С. 51–61.
7. *Милашев В.А.* История познания, терминологические аспекты и современная систематика кимберлитовых пород // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 26–34.
8. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 127 с.
9. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
10. *Le Bas M.J.* IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // Journal of Petrology. 2000. Vol. 41. № 10. P. 1467–1470.
11. *Harland W.B.* The Caledonides of Svalbard: IGCP Project 27, Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geological Survey of Canada. Paper 78–13, 3–11 (1978).
12. *Larsen L.M., Rex D.C.* A review of the 2500 Ma span of alkaline — ultramafic, potassic and carbonatitic magmatism in West Greenland // Lithos. 1992. Vol. 28. P. 367–402.

**FIRST DATA OF THE KIMBERLITES
IN THE ARCHIPELAGO SPITSBERGEN**

For the first time the kimberlitic accessory minerals of diamond paragenesis are discovered in the Paleozoic mafite - ultramafitic Spitsbergen's dikes. In this connection the complex of picrite Middle Paleozoic hypabyssal rocks of archipelago is referred to the pyropic subfacies of the kimberlite, the forming possible northern branch of Arkhangel'sk diamond-bearing province.

The keywords: Spitsbergen, kimberlite.

МЕРЗЛОТНО-ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

д-р геол.-минерал. наук Я.В.НЕИЗВЕСТНОВ,

д-р геол.-минерал. наук О.И.СУПРУНЕНКО,

канд. геол.-минерал. наук О.В.БОРОВИК, вед. инженер Н.Л.КОЛЧИНА,

ст. науч. сотр. Н.А.КУРИННЫЙ, вед. инженер Т.Н.ФРАНЦЕВА

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: neizv@vniio.nw.ru

Рассмотрены мерзлотно-геотермические условия нефтегазоносных провинций и бассейнов территории и акватории Российской Арктики на фоне деградации многолетнемерзлых пород (ММП) криолитозоны Евразии с конца позднего неоплейстоцена. Показано, что толща ММП нефтегазоносных структур имеет двухъярусное строение. В верхнем ярусе мерзлые породы содержат «нормальный» лед-цемент, в нижнем — предположительно цемент газогидратоносный. Для доказательства сделанного предположения приведены некоторые данные по месторождению газовых гидратов в дельте р. Маккензи и в шельфовой зоне моря Бофорта, находящихся в аналогичной природной обстановке.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы, газовые гидраты, отрицательно-температурные воды (криопэги), нефтегазовые структуры.

Полярные и приполярные территории и акватории России обладают огромными ресурсами углеводородов. Существенная часть нефтегазоносных бассейнов Арктики и Субарктики располагается на площадях с охлажденной ниже 0 °С литосферой (криолитозонной) мощностью до 100–200 м в областях с несплошным развитием многолетнемерзлой толщи пород и до 600–700 м — в областях сплошного развития многолетнемерзлых толщ.

Характеристика мерзлотно-геотермических условий региона приведена по материалам монографии «Геокриология СССР» [5, 6, 7, 8] и отражена на Геокриологической карте СССР, масштаба 1:2500000 [9].

Средние температуры кровли многолетнемерзлых пород (ММП) в областях несплошного развития мерзлых толщ горных пород на суше и на дне шельфовых морей составляют, как правило, от 0 до –2 °С. В областях сплошного развития многолетнемерзлых толщ нефтегазоносных бассейнов на суше эти температуры понижаются до –3 ... –13 °С. В горно-складчатых областях, окаймляющих нефтегазоносные бассейны, и на склонах Анабарской антеклизы Сибирской платформы мощность криолитосферы увеличивается до 1000–1500 м. Глубокому охлаждению способствует проникновение отрицательнотемпературных рассолов в недра, по трещинам в земной коре. Так, у северной оконечности Пай-Хоя, где средние температуры поверхности мерзлой зоны составляют –7 ... –9 °С, мощность криолитосферы достигает 500–1000 м при мощности толщи ММП от 100 м на побережье до 400 м на удалении 10–15 км. Криопэги здесь образуются при вымораживании рыхлых прибрежно-морских отложений, насыщенных морскими водами. Основная часть криолитосферы сложена охлажденными горными породами, насыщенными отрицательнотемпературными водами морского типа (криопэгами) с минерализацией до 150 г/л.

Такое же строение криолитозоны свойственно Анабарской антеклизе и трапповым плато Сибирской платформы, где общая мощность криолитозоны достигает 1500 м при мощности ММП 200–500 м и средней температуре кровли

мерзлых пород $-4 \dots -9^\circ\text{C}$. Нижний ярус криогенной толщи сложен терригенными и карбонатными породами, насыщенными отрицательнотемпературными рассолами с минерализацией от 50–150 до 400 г/л, хлоридного натриевого и кальциевого состава, образованными за счет охлаждения подземных вод палеозойских платформенных отложений.

Мерзотно-геотермические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов севера древней Сибирской платформы связаны с глубоким охлаждением ее недр, что усугубляется низкими значениями глубинного теплового потока $13\text{--}27 \text{ Вт/м}^2$ [2].

Сложные проблемы возникнут и при освоении углеводородных ресурсов нефтегазоносных бассейнов молодых плит севера Евразии и акватории шельфа Северного Ледовитого океана, что определяется особенностями строения и состава развитой здесь криогенной толщи. Анализ деградации многолетнемерзлых пород криолитозоны территорий и акваторий севера России позволяет достаточно обоснованно предполагать двухъярусное строение их толщи (рис. 1). Верхний ярус сложен «нормальными» льдистыми отложениями с точками фазовых переходов в незасоленных грунтах близкими к 0°C . Нижний ярус криогенной толщи с большой долей вероятности образован гидратоносными отложениями. Основанием для этого предположения служат термодинамические условия залегания пород нижнего яруса криогенной толщи суши, известной в литературе под термином «реликтовая мерзлота» [6]. На отдельных участках «реликтовая мерзлота» залегает южнее контура несплошных многолетнемерзлых пород верхнего яруса, располагаясь целиком в зоне распространения талых посткриогенных пород. Как известно [12], устойчивым состоянием в области положительных температур до $5\text{--}10^\circ\text{C}$ обладают, в отличие от «нормального» льда, газовые гидраты, находящиеся под давлением $3\text{--}4 \text{ МПа}$, которое существует в осадочных толщах на глубинах в первые сотни метров.

К выводу о возможном присутствии в «реликтовой мерзлоте» газогидратов и даже наличии в этой зоне газогидратных залежей на примере европейского северо-востока пришли полярно-уральские геологи: Н.Б.Какунов, И.Б.Гранович и Е.М.Зимаков [11].

Если рассматривать мерзлую зону литосферы Евразии, включая арктическую шельфовую зону в историческом плане, бросается в глаза ее ярко выраженный деградационный характер. При этом отчетливо отражается двухъярусное строение криогенной толщи (рис. 1 и 2).

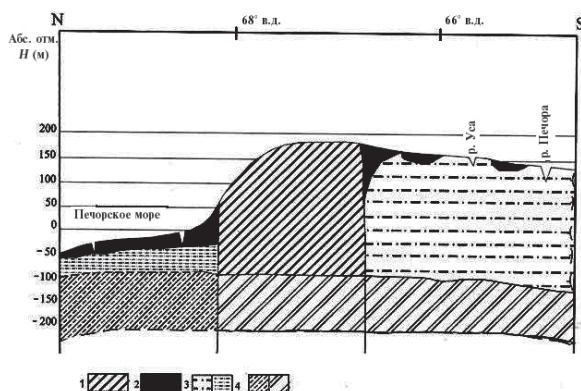


Рис. 1. Схема залегания толщ ММП Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции:

1 – сплошное распространение многолетнемерзлых пород; 2 – несплошное распространение многолетнемерзлых пород (верхнего яруса); 3 – талые посткриогенные породы с температурами, близкими к нулю: а – на суше, б – на шельфе (предполагаемые); 4 – реликтовые многолетнемерзлые породы (нижнего яруса): а – на шельфе (предполагаемые), б – на суше

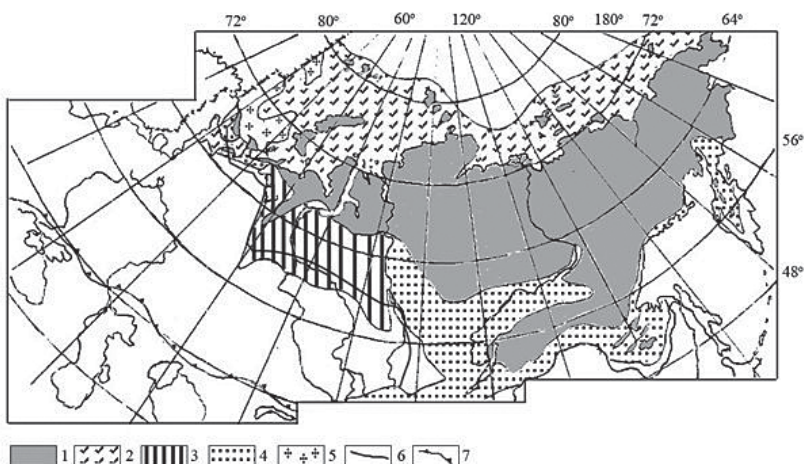


Рис. 2. Геокриологическая схема Российской Евразии:

1 – сплошное и преимущественно сплошное распространение мерзлых пород на суше; 2 – предполагаемая площадь развития реликтовых квазимерзлых пород шельфа на фоне несплошных многолетнемерзлых пород верхнего яруса мерзлой зоны; 3 – распространение реликтовых квазимерзлых пород на суше под несплошной многолетнемерзлой зоной верхнего яруса; 4 – несплошное распространение многолетнемерзлых пород на суше; 5 – зона положительной температуры донных отложений на шельфе; 6 – граница современного распространения многолетней криолитозоны; 7 – границы распространения мерзлых пород в позднем плейстоцене

Во время максимального позднелейстоценового промерзания, 20–18 тыс. лет назад, северная граница сплошной толщи ММП проходила по бровке осушенного шельфа Северного Ледовитого океана, достигая 81–82° с.ш. Южнее названных широт многолетнемерзлые толщи горных пород отсутствовали лишь под дном некоторых глубоких желобов и впадин, заполненных в ту пору морскими водами. Это впадины Центральной котловины Баренцева моря, желоба (троги) Баренца, Франц-Виктории, Св. Анны, Воронина и др. [17]. Южная граница толщи ММП 20–13 тыс. лет назад располагалась на параллели 45–46° с.ш. Ширина полосы сплошных ММП на территории и акватории России превышала 3–3,5 тыс. км. В настоящее время ширина полосы сплошного развития ММП в Печорской низменности сократилась до 30–130 км, в Западной Сибири – до 800–900 км.

Деградация «мерзлоты» близ южной границы ее распространения в пределах нефтегазоносных провинций Печорской синеклизы и Западной Сибири сопровождается повышением средних температур мерзлых пород от $-3 \dots -11^\circ\text{C}$ до $0 \dots -2^\circ\text{C}$, расслоением толщи на два яруса, расчленением таликами многолетнемерзлых толщ отложений верхнего яруса, что отражается в смене подзоны сплошных и преимущественно сплошных толщ ММП подзонами прерывистого, массивно-островного и редкоостровного распространения ММП вплоть до смены многолетнемерзлой зоны на зону сезонного промерзания литосферы. Ширина последовательно сменяющих друг друга подзон – прерывистой, массивно-островной и редкоостровной – на суше Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций исчисляется десятками, редко – первыми сотнями километров.

В подзонах с несплошной многолетнемерзлой зоной на нефтегазоносных площадях уже отчетливо проявляется обособление верхнего и нижнего ярусов мерзлых пород. Несплошные толщи верхнего яруса обладают мощностями менее 100–10 м, температурами от 0 до $-0,5^\circ\text{C}$.

Мощность немерзлых пород, разделяющих верхний и нижний ярусы мерзлой толщи, изменяется от 15–20 м на севере до 100–200 м у южной границы

распространения ММП верхнего яруса. За этой границей глубокозалегающие толщи реликтовых квазимерзлых пород перекрыты тальми породами мощностью до 300 м.

Максимальная глубина залегания подошвы «реликтовой мерзлоты» нижнего яруса (443 м) вскрыта в пределах Обь-Енисейского междуречья, недалеко от южной границы распространения ММП верхнего яруса.

Для участков двухъярусного строения ММП температура в верхнем ярусе изменяется от отрицательной, не ниже -2°C на глубинах нулевых амплитуд, до нулевой. В межмерзлотных немерзлых породах положительная температура близка к нулю и распределяется практически безградиентно. На участках суши, где сохранились только квазимерзлые породы нижнего яруса, в тальных породах до кровли реликтовой мерзлой толщи положительная температура $2-3^{\circ}\text{C}$ понижается до 0. В реликтовых мерзлых породах температура не опускается ниже $-0,15 \dots -0,40^{\circ}\text{C}$. Характер деградации криогенной толщи на северной и южной границах подзоны сплошного распространения ММП отражен на рис. 1, 2, 3.

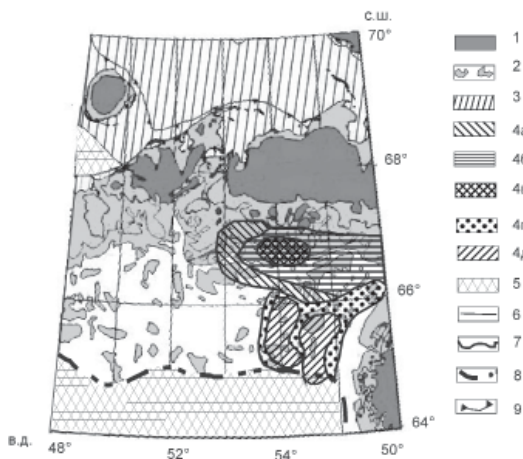


Рис. 3. Схема распространения реликтовых ММП в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (по геокриологической карте СССР, М 1:2500000, 1996 г., с добавлениями):

1 — преимущественно сплошное распространение многолетнемерзлых пород (ММП) верхнего этажа на суше; 2 — несплошное распространение ММП на суше; 3 — предполагаемая площадь развития реликтовых квазимерзлых пород шельфа на фоне несплошных многолетнемерзлых пород верхнего этажа мерзлой зоны; 4 — развитие реликтовых (квазимерзлых) пород нижнего этажа на суше: глубина залегания кровли реликтовых ММП от поверхности (глубина) — до 100 м, мощность — 100–200 м (а), глубина — до 100 м, мощность — более 200 м (б), глубина — до 100 м, мощность — более 300 м (в), глубина — более 200 м, мощность — до 200 м (г), глубина — более 200 м, мощность — 100–200 м (д); 5 — преимущественно сплошное и сплошное распространение посткриогенных (талых) пород с положительными температурами; 6 — границы геокриологических районов; 7 — границы распространения реликтовых ММП на суше; 8 — южная граница распространения островов и массивов мерзлых пород верхнего этажа; 9 — границы области отрицательных среднегодовых температур придонного слоя и донных осадков на шельфе

Мерзлые реликтовые породы нижнего яруса многолетнемерзлой толщи даже за южной границей мерзлоты верхнего яруса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции на суше имеют сплошное распространение, но, возможно, прерываются неширокими таликами под руслами рек Печора и Уса (рис. 3).

Сплошным распространением характеризуются также реликтовые «квазимерзлые» толщи субэаральной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Южная граница ее распространения проходит по параллели $62-59^{\circ}$ с.ш. Здесь толща включает прослои и линзы немерзлых водонасыщенных пород. При этом установлено, что нижняя часть этой реликтовой «мерзлой» толщи более монолитна и практически не разобрана таликами.

Деградация сплошной толщи ММП, сформировавшейся в конце позднего неоплейстоцена на севере, в пределах шельфовой зоны Северного Ледовитого океана, осуществлялась под влиянием последней трансгрессии, начавшейся 15–13 тыс. лет назад, в процессе которой современный уровень моря был достигнут 5 тыс. лет назад [4]. Средняя температура придонных вод при этом колебалась во времени и в пространстве в основном от -2 до $+2$ °С, достигая больших положительных значений в юго-западной части Баренцево-морского шельфа, в областях, подверженных влиянию Гольфстрима, и на некоторых прогреваемых мелководьях. Средние температуры придонных морских вод определяют средние температуры пород на подошве слоя сезонных колебаний (рис. 4).

Учитывая, что существенную часть площади арктического шельфа Российской Евразии занимают подводные продолжения Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций, которые в совокупности с перспективными нефтегазоносными провинциями и областями шельфа составляют Арктический нефтегазоносный супербассейн [1], предполагаем, что деградационный характер толщи ММП на шельфе и на суше аналогичны. То есть строение протаивающей сплошной толщи многолетнемерзлых пород нефтегазоносных провинций и областей симметрично относительно северной прибрежной подзоны сплошного развития ММП, где средние температуры пород кровли мерзлой толщи верхнего яруса достигают -13 °С, а общая мощность ММП составляет 600–700 м. Многолетнемерзлые породы подзоны сплошного распространения в пределах нефтегазоносных провинций в южном направлении сменяются в подзонах несплошного распространения ММП верхнего яруса толщей, расчлененной на два яруса «межмерзлотным» таликом. Нижний ярус сложен реликтовыми мерзлыми толщами, подошва которых близ южных границ располагается на глубине, превышающей 400 м. Средняя температура пород в подзонах несплошного распространения ММП ниже слоя годовых колебаний, как правило, составляет от -2 до 0 °С. Температура пород межмерзлотного «талика» низкая положительная, а температура пород реликтовой многолетнемерзлой толщи близка к нулю, не ниже $-0,15 \dots -0,40$ °С.

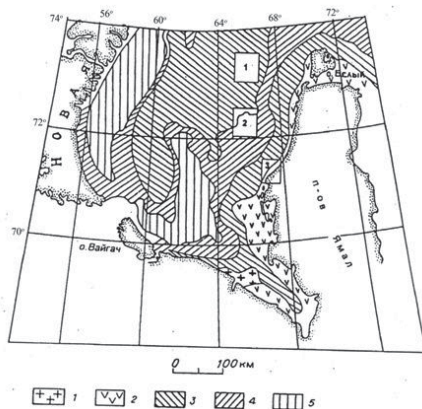


Рис. 4. Температура дна юго-западной части Карского моря (по В.П.Мельникову и В.И.Спесивцеву, 1995 г.).

1–5 – районы с различными температурами (°С): 1 – $+1 \dots -2$; 2 – $-0,7 \dots -1,0$; 3 – $-1,0 \dots -1,5$; 4 – $-1,5 \dots -1,7$; 5 – $-1,7 \dots -2,0$. Цифры в квадратах – нефтегазоносные площади: 1 – Русановская; 2 – Ленинградская; 3 – Харасавэйская

**Температура пород, слагающих дно пролива Дмитрия Лаптева,
по данным замеров в скважинах в апреле–июне 1974 г. [3]**

Характеристика точки замера	Температура воздуха, (°C)	Абс. отм. устья скважины (дна моря), (м)	Глубина от дна моря, (м)	Температура пород, (°C)	Примеч. (время выстойки)
Скважина на припайном льду, лежащем на дне у берега континента. Породы мерзлые на глубину свыше 140 м	–12	–1	14 69–80	–12,4 –8,5	трое суток в процессе бурения
Скважина в 25 км к югу от о. Б.Ляховский. Породы немерзлые, насыщенные отрицательно температурными водами	–12	–13,3	0,7 13–28	–1,1 –0,3	6 часов в процессе откачки
Скважина в 15 км к югу от о.Б.Ляховский. Породы мерзлые на глубину свыше 10 м	–10	–14	1 52–55	–1,3 –1,4	трое суток в процессе откачки
Скважина в 12,9 км к югу от о. Б.Ляховский. Породы немерзлые	–1	–13	1 7	–0,1 1,5	в процессе бурения
Скважина в 12,9 км к о. Б.Ляховский. Породы немерзлые	–2	–14	0,05 43,2–48,3	0,0 –0,1	в процессе откачки

С учетом возможной засоленности среды и давлений, существующих на глубинах в сотни метров, считаем, что, как правило, температуры пород нижнего яруса реликтовой мерзлой толщи находятся выше точки фазовых переходов вода–лед, что можно объяснить только газогидратным составом цемента. В свете вышеизложенного горные породы так называемой реликтовой мерзлой толщи нами рассматриваются как квазимерзлые.

Существуют факты, подтверждающие почти зеркальное отражение геокриологических условий южной зоны интенсивной деградации позднелейстоценовой многолетнемерзлой толщи нефтегазоносных провинций суши в мерзлой толще чехла Арктического нефтегазоносного супербассейна на шельфе. Зона интенсивной деградации сплошных и прерывистых ММП Печорской суши начинается сразу почти у берегового уреза, продолжаясь до бровки шельфа. Переходная зона, где под водой сохранились небольшой мощности прерывистые тощи ММП, протягивается неширокой полосой вдоль абразионных берегов.

Температура пород ниже слоя с годовыми теплооборотах арктической шельфовой зоны за внешней границей берегового припая находятся в пределах –2 °C, так же как и на суше в зоне развития несплошных мерзлых толщ. Несплошное развитие верхнего яруса многолетнемерзлой толщи Тимано-Печорской и Западно-Сибирской НГП подтверждается серией скважин Арктической морской инженерно-геологической экспедиции (АМИГЭ), часть из которых не вскрыла ММП, а часть вскрыла на поддонных глубинах 6–46,5 м при мощности мерзлых пород 1,1–25 м. Скважиной 383 поддонной глубиной 109,5 м, под слоем морской воды 15,5 м, пройдены мерзлые грунты в интервале 63–109,5 м [13]. По всей

видимости, этой скважиной вскрыты верхние слои реликтовых «квазимерзлых» пород нижнего яруса в подзоне островного распространения ММП верхнего яруса.

На прибрежном шельфе Карского моря сплошные многолетнемерзлые породы верхнего яруса Западно-Сибирской провинции быстро выклиниваются. Лишь у быстро отступающих абразионных берегов подводное продолжение в виде кромки сплошных мерзлых толщ прослеживается на 500–600 м. Сплошная толща ММП верхнего яруса на шельфе сменяется массивно-островной и реликтовой. Бурением обнаружены единичные острова мерзлых пород на изобатах 8–12 м, где кровля ММП залегает в 5–15 м от донной поверхности, подошва – на глубине не свыше 40 м.

Острова мерзлых пород верхнего яруса криогенной толщи вскрыты бурением на расстоянии 150 км от побережья Ямала (глубина моря 109–114 м), в поддонных интервалах 13,5–48 и 8,4–18,5 м.

Кровля нижнего яруса криогенной толщи скважинами глубиной до 50–60 м вскрыта не была. Однако результаты морских электрометрических исследований, выполненных под руководством М.А.Холмянского (метод зондирований, становление электромагнитного поля в ближней зоне), позволяют предположить, что под криолитозонной восточной части Баренцевоморского шельфа с островами ММП и в северной субмаринной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции на глубинах десятки метров и более может залегать кровля реликтовых ММП [18].

На шельфе морей Восточной Сибири в пределах областей Арктического нефтегазоносного супербассейна сплошная толща ММП суши, верхнего яруса также довольно резко сменяется зонами несплошного залегания ММП на шельфе. Вдоль интенсивно отступающих берегов кайма субаквальных сплошных ММП верхнего яруса располагается между изобатами 0–10 м, достигает ширины 20–30 км при мощности у берегового уреза более 130 м, а на расстоянии 20 км от берега – 30 м. Кровля ММП в проливах располагается на поддонной глубине 1,2–7,5 м [15]. Вдоль берегов ширина каймы реликтовых ММП составляет первые сотни метров, как это установлено в Ванькиной губе [10]. В проливе Дмитрия Лаптева на изобатах 13–14 м скважинами разбурены острова мерзлых пород мощностью 2,7–41,2 м. Талые песчано-глинистые отложения, подстилающие ММП прибрежной части шельфа, насыщены пресными и слабосолеными водами с температурами, близкими к 0 °С (см. табл. 1) в интервалах глубин от 30–50 до 100 и более м, там, где глубина моря превышает 10 м. Химический состав подземных вод таликовой зоны пролива Дмитрия Лаптева приведен в статье [14].

В результате российско-германских исследований методом сейсмоакустического профилирования и проведением донного пробоотбора установлено, что в его внутренней части до изобат 30–40 м на поддонных глубинах 100 м и более предположительно прослеживается кровля мерзлоты [16].

Субаквальная мерзлота обнаруживается, по тем же данным, и на песчаных банках при глубинах моря до 20 м, на поддонных глубинах 2–3 м. По мнению Н.Н.Романовского и др [16], эти факты указывают на неровность кровли реликтовой мерзлоты.

По нашим представлениям, здесь геокриологическая обстановка аналогична обстановке в области интенсивной деградации ММП у ее южной границы, в пределах Тимано-Печорской и Западно-Сибирской НГП, где условия аградации и деградации мерзлоты примерно одинаковы с шельфовой зоной арктических морей.

На поддонных глубинах свыше 100 м залегают реликтовые «квазимерзлые» (газогидратоносные) породы нижнего яруса ММП, мощностью до 500–600 м, на поддонных глубинах 2–3 м при глубине моря до 20 м залегают острова ММП верхнего яруса. Рассматриваемые банки на глубинах моря до 20 м аналогичны банкам, образованным на месте упомянутых в статье [16] островов Васильевский и Семеновский. Мощность ММП верхнего яруса на таких банках за счет суровых усло-

вий промерзания в позднем голоцене могла превышать 100 м, составляя единое целое с «квазимерзлыми» породами нижнего яруса криогенной толщи. Однако в прибрежной части шельфа морей Восточной Сибири, как рассматривалось выше, расслоение криогенной толщи на два яруса устанавливается, с нашей точки зрения, достаточно отчетливо.

В частности, одна из скважин на поддонной глубине 106 м (при глубине моря 16 м) вскрыла кровлю, по-видимому, реликтовых ММП [10].

Возможность существования в недрах шельфовых зон «нормальной» мерзлоты на поддонных глубинах свыше 400–700 м, на примере моря Бофорта, и ранее предполагалось лишь при наличии в «реликтовой мерзлоте» газовых гидратов [15].

Изучением газогидратоносности горных пород под мерзлой зоной дельты р. Маккензи и в море Бофорта зарубежные специалисты занимались начиная с 70-х гг. прошлого века [19, 21]. Существование природных гидратов установлено в дельте р. Маккензи, где с помощью бурения скважин в 1998–2002 гг. открыто месторождение Маллик. Зона стабильности газовых гидратов на суше определена в интервале 225–1100 м. В нижней части этой зоны, на глубинах 890–1108 м, выявлены газовые гидраты. Равновесная температура, соответствующая нижней границе стабильности гидратов, составляет 12,2 °С [20].

Приведенные факты, с нашей точки зрения, доказывают, что формирование криогенной толщи в нефтегазоносных провинциях и областях Арктики происходит при наличии мощного газового потока из недр, с образованием скоплений газовых гидратов под подошвой мерзлой зоны. Скоплению газовых гидратов под подошвой ММП способствует существенное уменьшение газопроницаемости мерзлых пород по сравнению с талыми. В соответствии с исследованиями специалистов МГУ, толща ММП представляет собой сплошной экран, который «непроницаем для подземных вод и газов». Во внутренней части шельфа, морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, примерно до изобат 50–60 м и на низменностях, по данным [16], этот мерзлый экран существует непрерывно не менее 400 000 лет. Под мерзлым экраном в зоне стабильности газовых гидратов, в водонасыщенных породах под влиянием газового потока с глубины формируются газовые гидраты. Отражением наличия мощного газового потока являются скопления газа в ловушках, наиболее крупными из которых в Российской Арктике являются: Штокмановское, Ленинградское, Русановское, Харасавэйское, Бованенковское, Крузенштерновское и многие другие месторождения шельфа и суши. В шельфовой зоне, кроме того, отмечаются довольно многочисленные выходы газа преимущественно метанового состава в гидросферу и атмосферу [13, 14, 16].

Исходя из приведенной мерзлотно-геотермической характеристики нефтегазоносных территорий и акваторий Российской Арктики, возникают следующие проблемы их освоения.

Для северной части Сибирской платформы и арктических шельфов может появиться необходимость добычи нефти в условиях низких температур недр, что потребует применения шахтных или других специальных способов извлечения полезного ископаемого.

Освоение углеводородов областей криолитозоны в зоне арктических шельфов и приморских низменностей России потребует изучения гидратоносности нижнего яруса реликтовых ММП, расположенных в зоне стабильности газовых гидратов. Проведение исследовательских работ в данном направлении само по себе представляет серьезную научно-методическую и технологическую проблему.

В случае положительного результата упомянутых выше исследований, что, судя по результатам изучения шельфовой зоны моря Бофорта, включая долину р. Маккензи, вполне реально, неизбежно возникнут проблемы оценки ресурсов углеводородов, включая газовые гидраты.

Проблемы промышленного освоения подмерзлотных скоплений газовых гидратов, нефти и газа в Арктике неотделимы от проблем защиты природной среды с учетом повышенной чувствительности гидратоносных толщ к техногенным нагрузкам

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане: Сб. научных трудов / Ред.: В.Л.Иванов, В.Д.Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. 651 с.
2. *Балобаев В.Т., Павлов А.В.* Динамика криолитозоны в связи с изменениями климата и антропогенными воздействиями // Проблемы геокриологии. М.: 1983. С. 184–194.
3. *Войнов О.Н., Неизвестнов Я.В.* Геотермические исследования на шельфе и островах Восточно-Сибирского шельфа // Геотермия. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1976. С. 114–117.
4. *Гаврилов А.В.* Криолитозона арктического шельфа Восточной Сибири (современное состояние и история развития в среднем плейстоцене-голоцене): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2001. 48 с.
5. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Недра, 1989. 516 с.
6. Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Недра, 1988. 352 с.
7. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.
8. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Недра, 1989. 414 с.
9. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2500000. М.: МГУ, 1996. 16 с.
10. *Жигарев Л.А., Плахт И.Р.* Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Проблемы криолитогенеза. М.: 1974. Вып. 4. С. 115–124.
11. *Какунев Н.Б., Гранович И.Б., Зимаков Б.Н.* К проблеме формирования многолетнемерзлых пород и газогидратных залежей на территории Европейского Северо-Востока // Нетрадиционные источники углеводородного сырья, их распространение и проблемы освоения. СПб.: ВНИГРИ, 2000. С. 271–273.
12. *Матвеева Т.В., Соловьев В.А., Мазуренко Д.Л. и др.* Газовые гидраты Мирового океана: механизмы образования, распространение, источники, ресурсный потенциал // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 409–426.
13. *Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
14. *Неизвестнов Я.В., Войнов О.Н., Постнов И.С.* Солевой и газовый состав пластовых вод Новосибирских островов и окружающих акваторий // Геология шельфа Восточно-Сибирских морей: Сб. научных тр. / Под ред. И.С.Грамберга. Л.: НИИ геологии Арктики, 1976. С. 76–89.
15. *Неизвестнов Я.В., Соловьев В.А.* Океанический и шельфовый регионы // В кн. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра. 1989. С. 176–183.
16. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумский В.Е., Холодов А.Л.* Криолитозона Восточно-Сибирского арктического шельфа // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. № 4. С. 51–56.
17. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое: Атлас палеогеографических карт. Т. 2. Карты. Поздний плейстоцен (18000 л.), 13.12.
18. Экологическая безопасность при освоении нефтегазовых месторождений на шельфе Карского моря. СПб.: СПбГУ. Северо-Зап. НИИ культурного и природного наследия, 2004. 160 с.
19. *Bily C., Dick W.J.* Natural occurring gas hydrates in the Mackenzi delta // NWT-Bull. of Can Petr. Geol. 1974. Vol. 22. P. 320–352.
20. *Dallimore S., Collet T., Uchida T.* Scientific Results from JAPEX/GSC Mallik 2L-38. Gas Hhydrate research well, Mackenzie Delta, North-west territorits, Canada // Geological Survey of Canada, Bulletin 554. 1999. P. 403.
21. *Weaves J.S., Stewart J.M.* In situ hydrates under the Beafort Sea shelf // Proc. 4-th Can. Permafrost Conf. Calgary. Alberto. 1981. Ottawa, 1982. P. 312–319.

CRYOGENIC-GEOTHERMAL PROBLEMS IN DEVELOPMENT OF PETROLEUM RESOURCES OF THE RUSSIAN ARCTIC

Cryogenic-geothermal conditions of the petroleum provinces and basins of the Russian Arctic offshore and onshore territories against the background of the permafrost rocks degradation of the Eurasian permafrost area, started from the end of the Late Neo Pleistocene have been discussed. It was shown that the unit of permafrost rocks within hydrocarbon plays has two stage structure. Cryogenic rocks of the upper stage contain «normal» ice-cement. The cement in the lower stage admittedly is gas hydrate. Some data on gas hydrate deposits from the Mackenzie River Delta and from the shelf zone of the Beaufort Sea, which have similar environment, have been cited to support the assumption.

Key words: Permafrost rocks, gas hydrate negative temperature waters (cryopegs), hydrocarbon plays.

ОРГАНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В РАЙОНАХ НЕФТЕДОБЫЧИ (НА ПРИМЕРЕ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ о. КОЛГУЕВ, ПЕЧОРСКОЕ МОРЕ)

докт. геол.-минерал. наук В.И.ПЕТРОВА, канд. геол.-минерал. наук Г.И.БАТОВА,
канд. геол.-минерал. наук А.В.КУРШЕВА

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: petrovavi@mail.ru, A.Kursheva@mail.ru

Изучены состав и содержание основных параметров органического вещества донных отложений шельфовой зоны о. Колгуев. Установлено, что в целом полученные данные соответствуют геохимическому фону прибрежно-шельфовых фаций арктического шельфа. Содержание и характер распределения ПАУ указывают на ведущую роль пирогенных источников в формировании состава углеводородной фракции ОВ. Техногенное влияние на данный момент является незначительным и локальным.

Ключевые слова: органическое вещество (ОВ), углеводороды (УВ), органический углевод (C_{орг}), карбонатный углерод (C_{карб}), полициклические ароматические углеводороды (ПАУ), ВЭЖХ.

На аквально-материковом продолжении Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции известно семь месторождений, два из которых расположены на о. Колгуев — Песчаноозерское нефтегазоконденсатное месторождение (восточная окраина острова) и в 30 км юго-западнее — Ижимка-Таркское нефтяное месторождение. Открытие и разработка этих углеводородных залежей, сопровождающиеся проведением большого объема буровых работ, неизбежно повышают риск ухудшения состояния абиотической среды, гидробионтов и морской экосистемы в целом.

Для оценки их возможных последствий проводились комплексные исследования с целью характеристики абиотических компонентов экосистемы региона [8, 12]. В том числе определялось содержание и распределение в осадках углеводородов как возможных реперов техногенного воздействия на акваторию.

Изучение техногенного влияния на морские экосистемы базируется, как правило, на прямом определении содержаний (или концентраций) загрязняющих веществ в компонентах экосистем [4, 5, 11]. Действительно, идентификация в объектах среды веществ, не имеющих природных аналогов, так называемых ксенобиотиков (пестицидов, искусственных радионуклидов, диоксинов), однозначно свидетельствует о загрязнении. Значительно сложнее дело обстоит с веществами, природные аналоги которых широко распространены и образуют устойчивый геохимический фон. В первую очередь это касается углеводородов (УВ) как основных компонентов нефти.

Нефть и рассеянное органическое вещество (РОВ) донных осадков и пород содержат сходные по составу классы органических соединений, в том числе и УВ. Источником их в донных осадках могут служить биогенные липиды гидробионтного и терригенного генезиса [13]. Возможно также поступление УВ в поверхностные донные осадки при миграционных процессах из нижележащих толщ [15]. Присутствие в осадках преобразованных УВ нефтяного ряда может быть связано с размывом и переотложением древних осадочных толщ [3].

Таким образом, обнаружение в осадках УВ, даже в значительных количествах, не является прямым свидетельством антропогенного воздействия на акваторию.

Следовательно, при оценке техногенного загрязнения донных осадков основная задача состоит в том, чтобы:

- выявить геохимический фон исследуемого района;
- разделить фон и наложенную составляющую, если она существует;
- определить природу наложенной составляющей (техногенная, эпигенная).

Возможности решения данной задачи заложены в геохимической методологии, поскольку лишь детальные органо-геохимические исследования на уровне молекулярных структур позволяют определить источники, пути поступления и трансформации УВ донных осадков. Тем более что этому способствует сама природа углеводородных молекулярных маркеров, обладающих целым набором индикаторных функций [16]. Кроме того, только мониторинговые исследования [4], включающие систему наблюдений во времени, позволяют определить направленность происходящих в экосистеме изменений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом исследования послужили пробы донных осадков, отобранные в ходе экспедиционных работ НИС «Иван Петров» (2002 г.). Образцы для камеральных анализов помещали в стерильную тару и сохраняли при -18°C .

Определение содержания органического ($C_{\text{орг}}$) и карбонатного ($C_{\text{карб}}$) углерода проводили методом Кнопа (химическое сжигание). Суммарное содержание и групповой состав ароматических углеводородов определяли методом спектрофлуориметрии на автоматизированном приборе «Флюорат-Панорама» (НПФ «Люмэкс»), оснащенный программным комплексом обработки спектральных данных.

Аналитическая процедура изучения органической составляющей осадков (ОВ) включала: экстракцию битумоидов, определение их группового состава, хроматографическое фракционирование с выделением суммы УВ, анализ ПАУ методом ВЭЖХ.

Битумоиды из осадков (50–100 г) извлекали хлороформом в аппаратах Сокслета в течение 20 ч. Экстракт очищали от элементной серы на колонке с активированной медью, петролейным эфиром высаживали асфальтеновую фракцию. Отфильтрованный экстракт фракционировали методом восходящей препаративной хроматографии на силикагеле для выделения суммы метано-нафтеновых и ароматических углеводородов.

Анализ ПАУ проводили методом ВЭЖХ (HPLC) в режиме обращенно-фазовой хроматографии на хроматографе (колонки Separon SGX RP-18-S 80×2 мм) со спектрофотометрическим детектором, а также Hewlett Packard-1100 со спектрофотометрическим диодно-матричным детектором и программным комплексом обработки аналитической информации Hewlett Packard. Хроматографические условия измерений: колонка «Vidas», градиентное элюирование (ацетонитрил–вода от 40:60 % до 0:100 за 25 мин), поток 0,75 мл/мин, температура термостата колонок 30°C . Количественную градуировку проводили по РАН Calibration Mix (SUPELCO 47940-U), содержащей 16 индивидуальных стандартов с массовой концентрацией 10 $\mu\text{g/ml}$. Идентификацию ПАУ проводили по временам удерживания и УФ-спектрам с использованием метода компьютерного библиотечного поиска (отклонение не более 10–20 %).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимическая характеристика ОВ донных осадков

Изученные донные отложения представлены несколькими литологическими группами. В юго-западной части шельфа о. Колгуев преобладают бескарбонатные ($C_{\text{карб}} = 0,1\%$) песчаные разности, в которых содержание органического углерода не превышает 0,25 % (рис. 1, табл. 1). В алевроитовых осадках вблизи южной оконечности острова содержание $C_{\text{орг}}$ закономерно возрастает, составляя

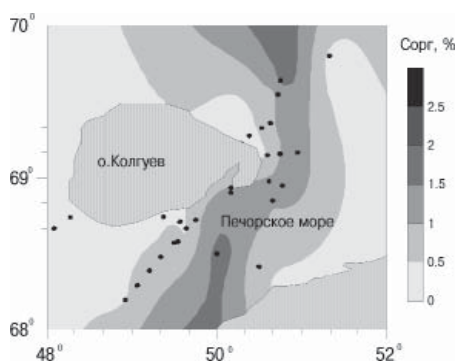


Рис. 1. Распределение органического углерода в юго-восточной части Баренцева моря

в среднем 0,73 %. На востоке и северо-востоке изученного района распространены алевро-пелитовые осадки с наиболее высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ (0,85–1,26 %, среднее – 0,91 %), не превышающие, однако, значений, характерных для литологически сходных осадков печороморского мелководья (1,10 %) [1, 6].

Содержание растворимых компонентов ОВ, в том числе битумоидов варьирует в пределах, характерных для геохимического фона донных осадков региона, и составляет в среднем 0,013 % для осадков алевроито-пелитового состава.

Аналогичная картина наблюдается и в распределении УВ, содержание которых не превышает 0,004 %, составляя в среднем 0,002 %, что типично для слабо преобразованного терригенного ОВ прибрежно-шельфовых осадков баренцевоморского региона [6].

Таким образом, комплекс органо-геохимических параметров соответствует геохимическому фону прибрежно-шельфовых фаций арктического шельфа. Единственным показателем, не отвечающим представлениям о фоновой характеристике ОВ современных морских осадков, является повышенное содержание ароматических УВ (> 40 % от суммы УВ). В прибрежно-шельфовых и эстуарно-шельфовых осадках западно-арктического шельфа доля ароматических соединений в сумме углеводородов составляет обычно 15–25 %. Высокая ароматичность углеводородов, достигающая 50–60 %, характерна для древних осадочных пород, обогащенных глубоко преобразованным ОВ, и наблюдается в современных осадках, формирующихся в зонах их интенсивного переотложения, например на шельфах Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа [10].

На восточном шельфе о. Колгуев ранее также отмечалось повышенное относительно фоновых значений содержание ароматических углеводородов, и высказывалось предположение о значительной роли глубоко преобразованного осадочного материала, поступающего в осадки в результате денудации рыхлых береговых отложений [7]. Вместе с тем не исключалась возможность поступления в осадки УВ, связанных с приуроченностью района исследований к зонам нефтепроявлений.

Выявление причин повышенного содержания в изученных осадках ароматических углеводов основано на анализе их группового и молекулярного состава методами спектрофлуориметрии и ВЭЖХ.

Групповая характеристика ароматических углеводородов

Флуоресцентный метод исследования липидной фракции ОВ основан на способности ароматических УВ, и в первую очередь полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), флуоресцировать под действием ультрафиолетового облучения. При изучении спектров флуоресценции основной характеристикой образца является длина волны максимума флуоресценции и ее интенсивность. Это позволяет строго объективизировать получаемую информацию и проводить исследование без

Таблица 1

Геохимическая характеристика органического вещества донных осадков шельфовой зоны о. Колгуев, Печорское море

Номер станции	Координаты		Глубина моря, м	Литологическая характеристика	Содержание в осадке, %			%UV в осадке	%Ag в осадке
	с.ш.	св.д.			C _{орг}	ОВ	A _{сд}		
800	68,5971	47,8544	56	ср/з песок кор. цвета	0,01	0,10	0,18	не определялось	
801	68,6664	48,0898	54	песок м/з алевроитовый, темно-серого цвета	0,01	0,25	0,46	не определялось	
802	68,7397	48,2792	15	песок м/з алевроитовый, темно-серого цвета	0,01	0,23	0,42	не определялось	
807	69,2233	50,2897	10	песок м/з алевроитовый, кор. цвета	0,01	0,12	0,22	не определялось	
811/1B (0-1,5)	69,3598	50,6330	56	обводненный галькой окислен. осадок, бурого цвета	0,07	0,99	1,80	0,02	0,002
811/2	69,3598	50,6330	56	алевропелит, темно-серого цвета	0,05	0,93	1,69	0,02	0,003
812/1 (0-2)	69,3270	50,5321	50	алевропелит, окислен., бурого цвета	0,04	0,79	1,44	0,02	0,002
812/2 (3-6)	69,3270	50,5321	50	алевропелит черного цвета	0,07	0,89	1,62	0,02	0,002
813	69,2763	50,3858	34	м/з песок с примесью алевропелита, кор. цвета	0,01	0,26	0,47	не определялось	
861	68,5827	49,5446	34	илуват. осадок, обводненный, песчан. примесь, кор. цв.	0,03	0,63	1,15	0,01	0,0005
866/1	68,7223	49,7536	6	ил, кор. цвета	0,04	0,68	1,24	0,01	0,0006
866/2	68,7223	49,7536	6	пелит, черного цвета	0,05	0,93	1,69	0,02	0,003
872/1B(0-2)	68,9332	50,1674	18	алевритовый песок, кор. цвета, обводненный	0,02	0,67	1,22	0,01	0,001
872/2B(3-6)	68,9332	50,1674	18	алевропелит с примесью м/з песка, темно-серый	0,02	0,94	1,71	0,01	0,001
873/1	68,9014	50,1672	42	ил, бурого цвета, обводненный	0,06	1,14	2,07	0,02	0,003
873/2	68,9014	50,1672	42	алевропелит, черного цвета	0,08	1,20	2,18	0,02	0,003
882/1B(0-2)	68,4154	50,5005	46	илистый осадок, бурого цвета, обводненный	0,04	0,67	1,22	0,02	0,002
882/2 (4-7)	68,4154	50,5005	46	алевропелит с примесью м/з песка, темно-серого цв.	0,06	0,75	1,37	0,01	0,001
884/1	68,8502	50,6609	48	ил, бурого цвета, обводненный	0,06	1,04	1,89	0,02	0,002
884/2	68,8502	50,6609	48	алевропелит, черного цвета	0,07	1,02	1,86	0,01	0,001
886	68,9488	50,7760	51	алевропелит, черного цвета	0,08	1,20	2,18	не определялось	
888/1	68,9773	50,6171	42	ил, обводненный, бурого цвета	0,08	1,18	2,15	0,03	0,004
888/2	68,9773	50,6171	42	алевропелит, черного цвета	0,06	1,25	2,28	0,02	0,004
889	68,9932	50,3332	30	алевропелит, черного цвета	0,04	0,85	1,55	не определялось	
895/1B (0-2)	69,1662	50,9547	46	пелит, обводненный, бурого цвета	0,05	1,14	2,07	0,02	0,003
895/2 (8-10)	69,1662	50,9547	46	пелит, обводненный, бурого цвета	0,04	1,26	2,29	0,02	0,004
896/1B (0-2)	69,1572	50,7485	42	пелит, черного цвета	0,05	1,08	1,97	0,02	0,002
896/2B (6-10)	69,1572	50,7485	42	алевритовый пелит, кор. цвета	0,06	1,01	1,84	0,02	0,008
897/1B (0-2)	69,1482	50,5990	33	алевритовый пелит, бурого цвета, обводненный	0,01	0,45	0,82	0,01	0,001
897/2B (8-12)	69,1482	50,5990	33	алевритовый пелит, черного цвета	0,01	0,6	1,09	0,01	0,002

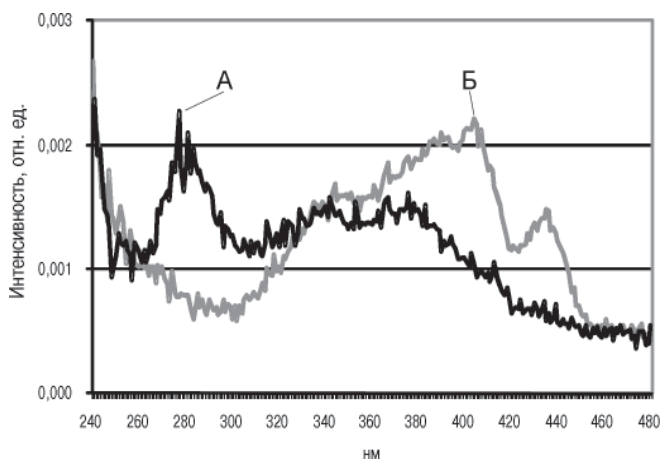


Рис. 2. Спектрофлуориметрическая характеристика песчаных (А) и алеврито-пелитовых (Б) донных отложений

приготовления эталонных коллекций. Наличие флуоресценции в диапазоне длин волн 290–310 нм, связано с ароматическими структурами бензольного ряда. Би-, три- и тетра-ароматические углеводороды характеризуются флуоресценцией в диапазоне 360–390 нм. Для смолистых компонентов сырых нефтей характерна флуоресценция в диапазоне 460–490 нм и в более длинноволновой области [2].

Как показано на рис. 2, основной максимум флуоресценции углеводородов песчаных осадков колгуевского шельфа локализован вблизи 280 нм, что связано с преобладанием в них легких ароматических УВ.

Доминирование низкомолекулярных соединений в песчаных разностях весьма типично и обусловлено низкой сорбционной емкостью грубозернистых осадков и отсутствием в их составе прочных органо-минеральных комплексов, содержащих продукты деструкции исходного ОВ.

В большинстве алеврито-пелитовых осадков изученного района преобладают тетра- и пентаароматические структуры (рис. 2), типичные компоненты липидной фракции ОВ постседиментационной и раннедиагенетической стадий преобразования (340–430 нм).

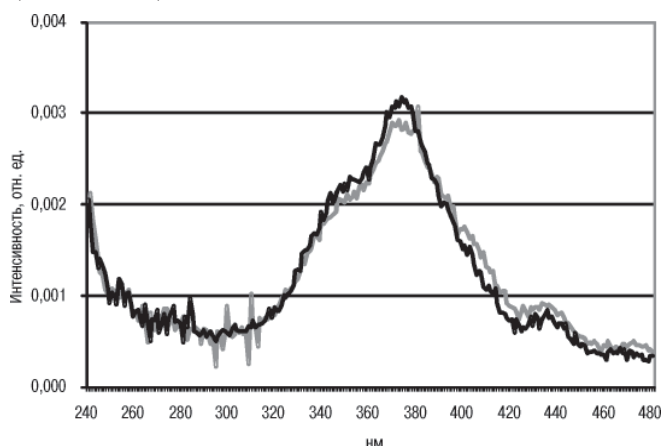


Рис. 3. Нефтяной тип спектра флуоресценции

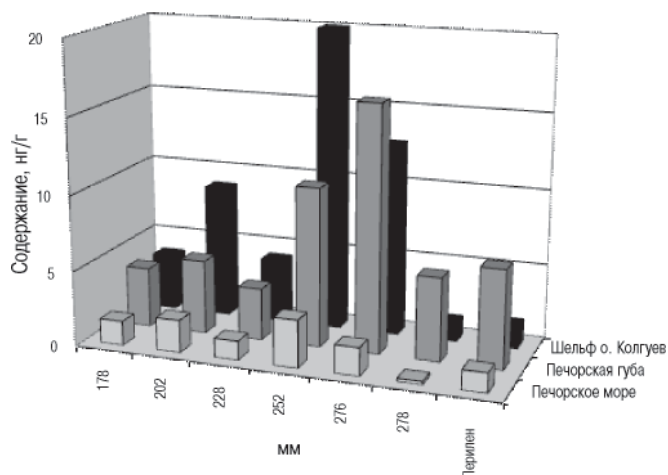


Рис. 4. Распределение молекулярных масс ПАУ в донных осадках печороморского региона

Вместе с тем в ряде образцов (ст. 888, 896) фиксируется «нефтяной» тип спектра флуоресценции с максимумом в области 380 нм, характерный для моторных топлив и связанный с повышенным содержанием полиароматических УВ (рис. 3). Данное обстоятельство может быть обусловлено как естественными процессами (переотложением, эндогенной миграцией), так и непосредственной близостью нефтяных месторождений (добычные работы, обустройство разведочных и эксплуатационных скважин). Однако однозначно говорить о загрязнении осадков нефтепродуктами не позволяет отсутствие в полученных спектрах характерной для них длинноволновой флуоресценции.

Таким образом, данные флюориметрического анализа свидетельствуют об отсутствии следов интенсивного техногенного воздействия на осадки шельфа о. Колгуев. Вместе с тем фиксация в отдельных образцах следов нафтидогенной составляющей является прецедентом, требующим дальнейшего контроля.

Полициклические ароматические углеводороды

Содержание ПАУ в донных осадках шельфа о. Колгуев составляет в среднем 50 нг/г, не превышая фоновых значений для алеврито-пелитовых прибрежно-шельфовых разностей Баренцева моря [14, 9]. Вместе с тем сравнительное изучение характера распределения ПАУ в осадках печороморского региона в целом (рис. 4) наглядно свидетельствует о существенных зональных различиях их состава и содержания. Так, для центральной и восточной части акватории содержание в осадках доминантных молекулярных групп ПАУ, варьируя в широких пределах 2–200 нг/г, составляет в среднем 18 нг/г. Для осадков Печорской губы вариации содержания ПАУ также весьма широки — максимальное значение достигает 250 нг/г, а среднее содержание составляет 45 нг/г.

Наблюдаемые отличия в значительной мере определяются генетическими факторами, о чем определенно свидетельствует анализ данных об индивидуальном составе ПАУ. Так, в осадках Печорской губы доминирующим соединением является периленин, типичный репер биогенного ОВ, сформированного в резко восстановительных условиях. Это полностью согласуется с ведущей ролью биогенного гумусового материала в условиях эстуарно-шельфового осадконакопления. В то же время для осадков Печорского моря и колгуевского шельфа индивидуальный состав ПАУ свидетельствует о его полигенетичности.

Выявление вклада различных источников (пирогенных, нафтидогенных, биогенных) в формирование композиционного состава ПАУ донных осадков осно-

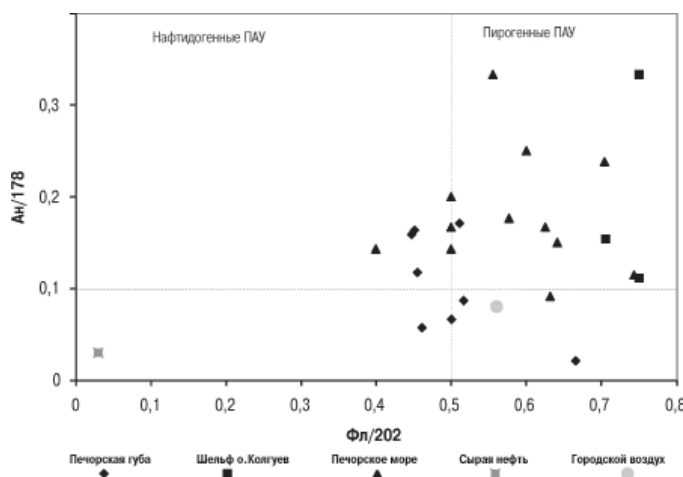


Рис. 5. Корреляция нафтидогенной и пирогенной составляющих ПАУ в донных осадках печороморского региона

выявляется на анализе соотношений молекулярных групп ПАУ, отражающих их генезис [17, 18]. Так, нафтидогенные источники характеризуются низким содержанием кинетических изомеров в составе молекулярных групп 178 (антрацен, фенантрен) и 202 (флуорантен, пирен). Для пирогенных источников характерно резкое снижение доли термодинамических изомеров во всех молекулярных группах и особенно в группе 202.

Анализ общего тренда распределения ПАУ на графике корреляции их нафтидогенной и пирогенной (рис. 5) составляющей наглядно иллюстрирует значительную роль продуктов сгорания в формировании композиционного состава УВ осадков шельфа о. Колгуев по сравнению с другими районами печороморского региона. Пирогенная компонента отчетливо доминирует в осадках колгуевского шельфа, заметно снижаясь в осадках центральной части Печорского моря и, особенно, Печорской губы. Нафтидогенная составляющая мало проявляется во всех изученных осадках.

ВЫВОДЫ

Таким образом, анализ органо-геохимических параметров осадков шельфа о. Колгуев позволяет заключить, что:

- в целом они соответствует геохимическому фону прибрежно-шельфовых фаций арктического шельфа;
- повышенное содержание ароматических углеводородов, в первую очередь, обусловлено, по-видимому, размывом и переотложением осадочного материала, обогащенного глубоко преобразованным ОВ; техногенное влияние пока незначительно и сугубо локально;
- содержание и характер распределения ПАУ указывают на ведущую роль пирогенных источников в формировании состава углеводородной фракции ОВ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биогеохимия органического вещества арктических морей. М.: Наука, 1982. 240 с.
2. Галишев М.А. Комплексная методика исследования нефтепродуктов, рассеянных в окружающей среде, при анализе чрезвычайных ситуаций. СПб.: МЧС России, 2004. 157 с.
3. Даношевская А.И., Козлова И.С., Кириллов О.В. и др. 1984. Геохимические особенности органического вещества донных отложений Баренцева моря // Океанология. 1984. Т. 29. № 1. С. 102–111.

4. Израэль Ю.А. Антропогенная экология океана / Ю.А.Израэль, А.В.Цыбань. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 528 с.
5. Методические рекомендации по изучению ОВ донных отложений Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. 75 с.
6. Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана. Л.: Недра, 1990. 280 с.
7. Петрова В.И., Батова Г.И. и др. Выявить региональные особенности органо-геохимических аномалий в донных отложениях акваторий западно-арктического региона (в нефтепоисковых и экологических целях). Фонды ВНИИОкеангеология. 1996. 170 с.
8. Петрова В.И. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в донных осадках мирового океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1998. 30 с.
9. Петрова В.И. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в донных осадках Мирового океана: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 296 с.
10. Петрова В.И., Батова Г.И., Галишев М.А. Корреляционная диагностика УВ аномалий в донных осадках Арктического шельфа // Геохимия. 2000. № 3. С. 301–308.
11. Ровинский Ф.Я. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов / Ф.Я.Ровинский, Т.А.Теплицкая, Т.А.Алексеева. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 222 с.
12. Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане в 2005 г. // Ежегодный обзор. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. 122 с.
13. Brassell S., Eglinton G., Howell V. Paleoenvironmental assessment of marine organic-rich sediments using molecular organic geochemistry // Marine Petroleum Source Rocks / Eds: Brooks J, Fleet A. Geological Society SpecialPublication, 1987. № 26. P. 79–98.
14. Dahle S. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic marine sediments: concentrations, geographical distribution and sources / Dahle S., Savinov V., Petrova V., Klungsoyr J., Savinova T., Batova G., Kursheva A. // Norsk geologisk tidsskrift (Norwegian Journal of Geology). 2006. Vol. 86. P. 41–50.
15. Hvostef S., Christie O.H.J., Sassen R. et al. Test of a new surface geochemistry tool for resource prediction in frontier areas // Marine and Petroleum Geology. 1996. Vol. 13. № 1. P. 107–124.
16. Salot A., Laureillard J., Scribe P., Sicre M.A. Evolutionary trends in the lipid biomarker approach for investigating the biogeochemistry of organic matter in the marine environment // Mar. Chemistry. 1992. № 39. P. 235–248.
17. Yunker M.B., Macdonald R.W. Composition and Origins of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Mackenzie River and on the Beaufort Sea Shelf // Arctic. 1995. Vol. 48. № 2. P. 118–129.
18. Yunker M.B., Macdonald R.W., Mitchell R.H. et al. PAHs in Fraser River basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators PAH source and composition // Organic Geochemistry. 2002. Vol. 33. P. 489–515.

V.I.PETROVA, G.I.BATOVA, A.V.KURSHEVA

ORGANO-GEOCHEMICAL STUDY OF THE BOTTOM SEDIMENTS IN OIL PRODUCING AREAS (BY THE EXAMPLE OF THE KOLGUEV ISLAND SHELF ZONE, PECHORA SEA)

The structure and content of the basic parameters of organic matter of sediments from Kolguev island shelf zone were studied. In general, the data obtained corresponds to the geochemical background of the coastal-shelf facies of the Arctic shelf. The content and distribution of PAHs indicate the leading role of pyrogenic sources in the formation of the hydrocarbon group. Anthropogenic influence at the moment is small and local.

The keywords: Organic matter (OM), hydrocarbons (HC), total organic carbon (TOC), carbonate carbon (C_{carb}), polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH), high pressure liquid chromatography (HPLC).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БЕРЕГОВЫМ ЛИНИЯМ АРХИПЕЛАГОВ ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА, НОВАЯ ЗЕМЛЯ И ШПИЦБЕРГЕН

д-р геогр. наук Д.Ю.БОЛЬШИЯНОВ¹, канд. геол.-минерал. наук И.А.ПОГОДИНА²,
канд. геол.-минерал. наук Е.А.ГУСЕВ³, канд. геогр. наук В.В.ШАРИН⁴,
канд. геогр. наук В.В.АЛЕКСЕЕВ⁴, нач. морского отряда В.А.ДЫМОВ⁴,
д-р геол.-минерал. наук В.М.АНОХИН³, инженер-геолог Н.Ю.АНИКИНА⁵,
вед. геолог Л.Г.ДЕРЕВЯНКО⁵

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: bolshiyakov@aari.nw.ru

² — Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: pogod@mmbi.info

³ — ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru, vladanokhin@yandex.ru

⁴ — ФГУ НПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», г. Ломоносов, e-mail: sharin_v@mail.ru, alekvasily@yandex.ru, v_dymov@mail.ru

⁵ — Горнодобывающая компания «Миреко», г. Сыктывкар, e-mail: anikinanadya@mail.ru, luda_derevyanko@mail.ru

На островах архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля известны морские террасы, соответствующие древним береговым линиям. Радиоуглеродные и уран-ториевые датировки свидетельствуют о неоплейстоцен-раннеголоценовом возрасте террас высотой от 5 до 60 м над уровнем моря. Анализ фораминифер, а также спор и пыльцы свидетельствует о сравнительно благоприятных условиях теплого мелководного моря.

Ключевые слова: архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, радиоуглеродные и уран-ториевые датировки, анализ фораминифер, спор, пыльцы

Высота и возраст береговых линий являются важнейшими характеристиками, используемыми при палеогеографических реконструкциях в районах Мирового океана, подвергшихся оледенениям. На севере Европы природа практически всех береговых линий связывается с гляциоизостатическими движениями земной коры, освободившейся от ледниковых покровов. В последнее время, однако, поступает все более данных, не вписывающихся в такую общепринятую модель.

В ходе продолжающихся геологосъемочных исследований шельфа и островных архипелагов Баренцевого региона, проводимых ПМГРЭ, ААНИИ и ВНИИОкеангеология изучены разрезы морских отложений и датированы поднятые береговые линии арх. Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Шпицберген.

Земля Франца-Иосифа. На архипелаге изучены морские террасы на островах: Земля Георга, Чамп, Джексона и Карла-Александра (рис. 1).

Остров Земля Георга. Разрез (т.н. № 2021, 80° 08,56' с.ш. и 48° 54,25' в.д.) расположен на мысе Форбса. Место отбора представляет собой морскую террасу с абсолютной высотой 14 м и шириной площадки 100 м. В склонах долины ручья глубиной 4–5 м снизу вверх прослежены отложения, представленные тремя пачками:

1. Пески серые мелкозернистые горизонтально- и косослоистые с фауной морских моллюсков. Радиоуглеродная датировка их раковин составила 9060 ± 130 лет (ЛУ-5147). U-Th метод дал возраст 11500 ± 1500 лет (ЛУ-5218). Мощность — 2,2 м.

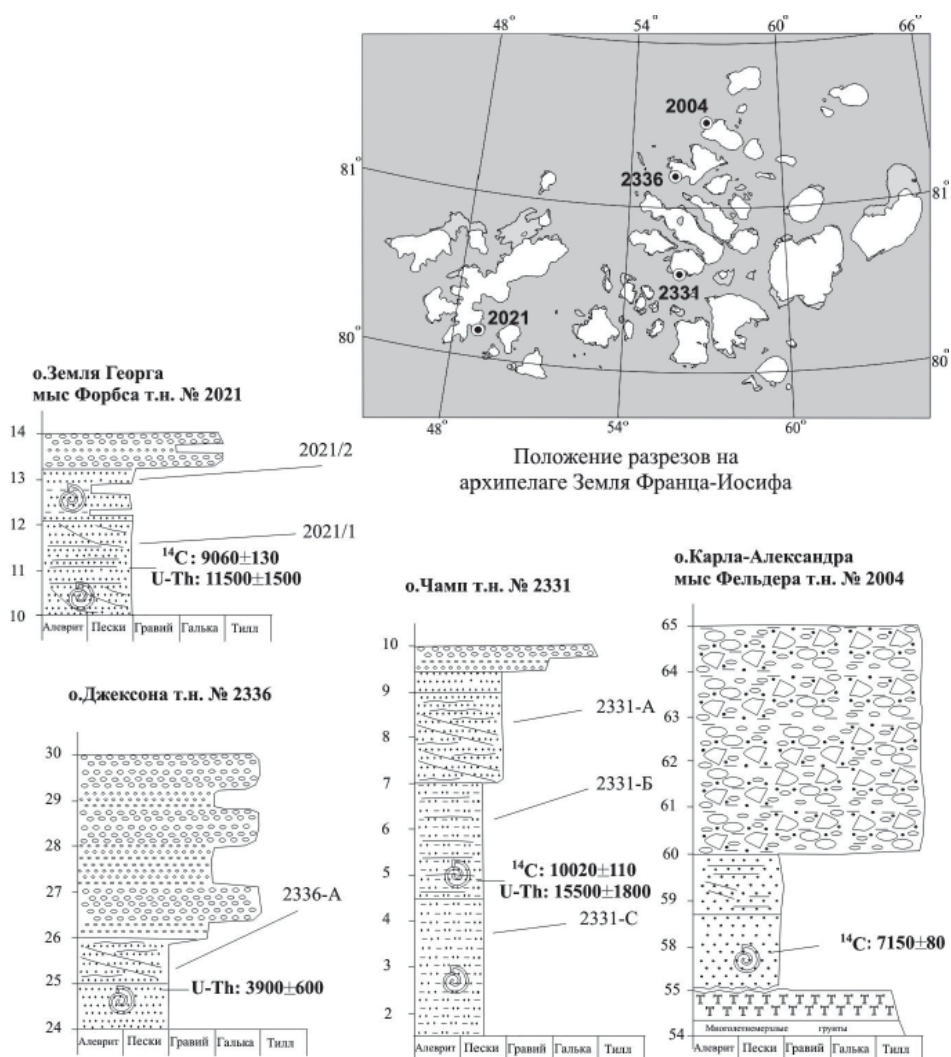


Рис. 1. Разрезы четвертичных отложений на архипелаге Земля Франца-Иосифа

2. Переслаивание серых песков мелко- и тонкозернистых с фауной морских моллюсков. Мощность — 1,0 м.

3. Переслаивание сероцветных галечников и гравия. Мощность — 0,8 м.

В нижней части песков пачки 2 содержатся довольно бедные комплексы фораминифер. Численность раковин — 86 экз./г. Видовое обилие — 13. Агглютинирующие фораминиферы составляют более 70 % комплексов. Среди них доминируют: *Ammotium cassis* (Parker), *Trochammina nana* (Brady), *Recurvoides turbinatus* Brady, *Adercotryma glomerata* (Brady). Секретионные фораминиферы представлены видами: *Cassidulina reniforme* Norvang, *Elphidium excavatum* (Terquem) f. *clavata* Cushman, *Buccella frigida* (Cushman), *Astrononion gallowai* Loeblich et Tappan, *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas. Данный набор видов характерен для высокоарктических сообществ бентосных фораминифер.

В вышележащих отложениях численность раковин фораминифер резко возрастает (более чем в 30 раз — до 2834 экз./г). Видовое обилие высокое (46 видов). Ядро комплекса составляют мелководные секреторные фораминиферы: *Haynesina orbicularis* (Brady), *Elphidium incertum* (Williamson), *Elphidium subarcticum* Cushman. При этом достаточно высоким остается процентное содержание *Astrononion galloway* Loeblich et Tappan, *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas, *Cassidulina reniforme* Norvang, *Elphidium excavatum* (Terquem) f. *clavata* Cushman. В ряде случаев субдоминантом выступает *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob) — индикатор высокоэнергетических условий среды. Уместно заметить, что в настоящее время виды *Astrononion galloway* Loeblich et Tappan, *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas, *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob) в районе арктических архипелагов обитают в областях с высокой сезонной продукцией фитопланктона и рассматриваются как индикаторы атлантической водной массы. Этот комплекс может быть сопоставлен с микрофаунистическими комплексами сублиторали поздневислинской крестянской толщи Новой Земли (Q_{III} kr) [4]. Во всех образцах этого разреза кроме раковин фораминифер присутствуют растительные остатки, угольная крошка, мегаспоры, зерна янтаря и остракоды.

Остров Чамп. Разрез (т.н. № 2331, 80° 36,41' с.ш. и 52° 17,73' в.д.) расположен на безымянном мысе между мысами Чкалова и Фиуме. Место отбора представляет собой морскую террасу с абсолютной высотой 10 м, размываемой ручьем с ледника. Ширина площадки 50–70 м, длина — 200–250 м. К востоку от описываемого разреза отмечены террасовые уровни высотой 20–40 м. В склонах долины ручья глубиной 5 м расчистками снизу вверх прослежены следующие отложения:

1. Пески серовато-черные тонкозернистые с фауной морских моллюсков. Мощность — 3,0 м.

2. Переслаивание песков серых и темно-серых тонкозернистых горизонтально-слоистых с фауной морских моллюсков. Радиоуглеродная датировка их раковин из нижней части пачки показала возраст 10020 ± 110 лет (ЛУ-5146), уран-ториевый метод дал возраст 15500 ± 1800 лет (ЛУ-5217). Мощность — 2,5 м.

3. Пески желтовато-серые мелко- и тонкозернистые с горизонтальной и косой слоистостью. Мощность — 2,0 м.

4. Пески охристые мелкозернистые. Мощность — 0,5 м.

5. Переслаивание сероцветных галечников и гравия. Мощность — 0,5 м.

Среди песков пачки 2 содержится экологически выдержанный комплекс фораминифер, обычный для мелководий арктических морей. Доминирует *Elphidium incertum* (Williamson). Видовое обилие относительно высокое (20). Численность фораминифер низкая (до 200 экз./г), что обычно для песчаных отложений литорали и сублиторали.

Обнаруженные комплексы аналогичны таковым из песков о. Георга, и, по всей вероятности, фораминиферы обитали в сходных условиях.

Остров Джексона. Разрез (т.н. № 2336, 81° 14,00' с.ш. и 55° 36,09' в.д.) расположен на безымянном мысе острова к северу от мыса Норвегия. Место отбора представляет собой морскую террасу с абсолютной высотой 30 м. Ширина площадки 100–150 м, длина — 300–400 м. В правом борту долины ручья серией расчисток снизу вверх охарактеризованы следующие отложения:

1. Пески серовато-черные мелкозернистые с линзами зеленовато-охристых песков с включениями крупных раковин морских моллюсков. Их радиоуглеродная датировка составила 10830 ± 840 лет (ЛУ-5125), U-Th возраст — 3900 ± 600 лет (ЛУ-5220). Мощность — 1,0 м.

2. Пески серые средне- и мелкозернистые с горизонтальной и косой слоистостью. Мощность — 1,0 м.

3. Галечники, гравийники. Состав обломков: преимущественно базальты, кварц. Мощность — 4,0 м.

Фораминиферы (2 экз. вида *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob)) обнаружены лишь в одном образце из пачки 2. Возможно, отложения формировались в зоне литорали.

Остров Карла-Александра. Разрез (т.н. № 2004, 81° 31,19' с.ш. и 56° 56,69' в.д.) находится в северо-западной части острова на мысе Федлера. Здесь снизу вверх прослежены:

1. Прослой торфа мощностью 0,6 м с радиоуглеродным возрастом 7150 ± 80 лет (Ле-6250) [3].

2. Крупнозернистые пески однородные. Отмечены редкие раковины моллюсков. Мощность — 1,8 м.

3. Косослоистые пески. Мощность — 1,2 м.

4. Валунно-галечник, плохо сортированный. Мощность — 5,0 м.

Пески среднеголоценового возраста из пачки 2 содержат крайне бедный комплекс фораминифер. Видовое обилие: 8–10. Численность: 27–29 экз./г. Виды исключительно мелководные арктические, выдерживающие сезонное опреснение: *Elphidium subarcticum* Cushman, *Elphidium incertum* (Williamson), *Haynesina orbiculare* (Brady), *Elphidium granatum* Gudina. Географическое положение разреза на берегу Северного Ледовитого океана объясняет присутствие в ряде образцов планктонных форм (*Globigerina pachyderma* (Ehrenberg)). Единичные планктонные раковины, содержащиеся в изученных отложениях, несомненно, привнесены из открытой акватории.

Образцы из всех точек наблюдения исследовались для определения спорово-пыльцевых спектров. Однако во всех пробах встречены только переотложенные споры и пыльца мезозойского и палеозойского возраста.

Таким образом, на островах арх. Земля Франца-Иосифа изучены морские террасы позднего неоплейстоцена — раннего голоцена. Возраст около десяти тысяч лет имеют террасы высотой 10, 20 и 30 м. В это время прибрежные области островов архипелага были свободны от ледниковых массивов. В раннем голоцене в этой части акватории Баренцева моря существовали условия, благоприятные для развития бентосных фораминифер. Обнаруженные сообщества обитали в прибрежной зоне с повышенной динамикой вод и высокой сезонной продукцией.

Новая Земля. На Новой Земле (рис. 2) морские береговые линии изучались в районах Русской Гавани (Баренцевоморский берег), р. Быстрой (берег Карского моря), на Северном острове, а также близ южного окончания Южного острова [2].

В *Русской Гавани* разрез морской равнины севернее оз. Ретовского вскрывает морские отложения на уровнях 45, 55 и 60 м — зеленовато-серые глины с содержанием щебня, гальки, дресвы, гравия до 30–40 %, с незначительной слоистостью и мощностями до 20–30 см. Интересно присутствие в отложениях довольно большого количества крупных обломков и целых раковин пелеципод, в том числе *Chlamys islandica* (Linne), сконцентрированных в небольших прослоях. Осадки повсеместно содержат раковины фораминифер. Особенно хорошая наполненность образцов микрофауной характерна для т.н. 30 (76° 11,47' с.ш. и 62° 46,34' в.д.), расположенной в пределах морской равнины на высоте 59–60 м у подножия уступа, образованного сбросом мыса Конгломерат. Здесь расчисткой вскрыты глины с богатым и в видовом (38 видов), и в количественном (около 3000 экз./г) отношении комплексом бентосных фораминифер. Явно выраженного доминанта не отмечено. Высоко содержание *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas (8 %) и *Astronion galloway* Loeblich et Tappan (7 %). Присутствие *Nonionellina labradorica* (Dawson, 5 %) и *Melonis barleanus* (Williamson, 3 %) свидетельствует о поступлении на дно водоема большого количества органического вещества, т.е. о высокой продукции фитопланктона. Мелководная фауна составляет менее 5 %. На бореально-арктические формы приходится около 40 %. Обнаружено несколько экземпляров бореальных видов планктонных фораминифер и бентосного вида *Cassidulina laevigata* d'Orbigny. Вероятно, бореальные фораминиферы были занесены в залив

атлантическими водами. Состав комплекса свидетельствует о стабильных относительно теплых условиях, значительном влиянии трансформированных атлантических вод и высокой продуктивности бассейна.

Здесь же определен спорово-пыльцевой спектр, характеризующий лесотундровый тип растительности позднего неоплейстоцена, когда местность была сильно заболоченной. Преобладают споровые растения — 59 %, среди которых преимущественно принадлежит сфагновым мхам (*Sphagnum* sp. — 34 %) и папоротни-

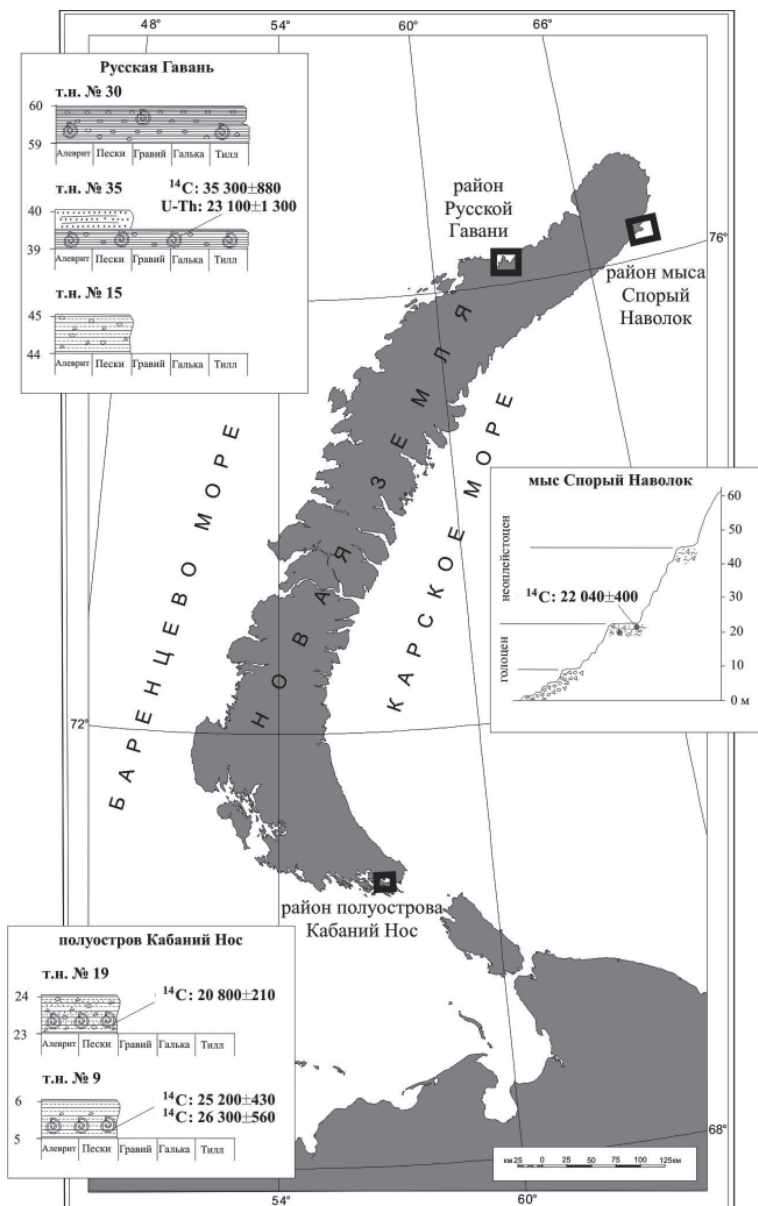


Рис. 2. Разрезы четвертичных отложений архипелага Новая Земля

ковидным семейства *Polypodiaceae* — 25 %. Травянистые растения немногочисленны и представлены осоковыми сем. *Cyperaceae* — 6 % и разнотравьем — 8 %. В древесно-кустарниковой части спектров преобладают тундровые виды кустарников *Betula sect. Nanae* — 10 %, *Salix* sp. — 3 %. Из древесных определены *Betula ex. sect. Albae* — 1 %, *Pinus sibirica* — 10 %, *Pinus silvestris* — 3 %. В пробе обильны растительные остатки, немного угольной крошки, спикул губок и спор грибов.

Радиоуглеродный возраст раковин морских двусторчатых моллюсков из т.н. 35 (76° 12,64' с.ш. и 62° 45,86' в.д.), на высоте 40 м над современным уровнем моря составил 35300 ± 880 лет (ЛУ-5148), а их уран-ториевое датирование показало 23100 ± 1300 лет (ЛУ-5219). По всей вероятности, данные отложения сформированы в максимальный этап развития каргинской трансгрессии.

Ниже, на высотах 10–25 м, наблюдаются абразионные террасы, сложенные с поверхности слоистой толщей галечников, включающей щебень и песок. Здесь в алевритах со щебнем и галькой встречены комплексы микрофауны (видовое обилие — 17–29) с численностью 250–400 экз./г. В качестве доминантов выступают *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob, 55–14 %), *Astrononion galloway* Loeblich et Tappan (10–12 %) и *Elphidium subarcticum* Cushman (10–12 %). Столь большой процент в сообществе вышеназванных видов указывает на высокую активность придонных течений. Доля мелководных видов остается высокой (около 50 %). Мы полагаем, что отложения, вмещающие описанные комплексы фораминифер, формировались при незначительном перемещении береговой линии в зоне мелководья.

У мыса *Спорый Наволок* на Карском берегу Северного острова Новой Земли около устья р. Быстрой (т.н. 59, 76° 18,78' с.ш. и 68° 21,03' в.д.) морская терраса высотой 20–25 м по поверхностным высыпкам раковин моллюсков датирована возрастом 22040 ± 400 лет (ЛУ-5495).

На крайнем юге Южного острова Новой Земли на *полуострове Кабаний Нос* (т.н. 09, 70° 33,72' с.ш., 55° 59,86' в.д.) два образца раковин моллюсков из современного уступа размыта высотой 5–6 м с горизонта 4–4,5 м над современным уровнем моря показали следующий радиоуглеродный возраст: 25200 ± 430 лет (ЛУ-5390) и 26300 ± 560 лет (ЛУ-5396). Датировка поверхностных отложений третьей морской террасы на высоте 23–24 м в этом же районе (т.н. 19, 70° 34,33' с.ш., 55° 59,30' в.д.) по раковинам составила 20800 ± 210 лет (ЛУ-5391).

Таким образом, в разных частях архипелага Новая Земля зафиксированы террасы каргинского возраста (или казанцевского, если радиоуглеродный возраст по раковинам моллюсков омоложен). В четвертичных отложениях бухты Русская Гавань обнаружены различные комплексы бентосных фораминифер, по времени соответствующие, вероятно, различным стадиям развития каргинской трансгрессии — от ее начального этапа до максимума и регрессии. Оптимальные для развития фораминифер гидрологические условия приходились на максимальную стадию трансгрессии.

Шпицберген. На архипелаге исследованы разрезы в центральной части острова Западный Шпицберген (рис. 3).

Разрез Матисондален (т.н. 21, 78° 33,50' с.ш. и 16° 39,44' в.д.) расположен на восточном берегу Билле-фьорда в эрозионном обрыве высотой до 25 м правого борта одноименной долины, в 2,7 км от ее устья. От уреза реки (а.о. 38 м) были прослежены следующие отложения общей мощностью 13,7 м:

1. Валунный суглинок плотный, светло-серый до темно-коричневого, комковатый, с многочисленными валунами и галькой. Мощность — около 1 м.

2. Темно-коричневые, плотные, плитчатые с оскольчатой отдельностью алевриты с мелкой галькой и раковинами моллюсков. Наиболее полной сохранностью отличаются *Macoma calcarea* (Gmelin), *Serripes groenlandicus* (Bruguiere), *Astarte elliptica* (Brown). Кроме них присутствуют такие виды, как: *Mya truncata* (Linne),

Hiatella arctica (Linne), *Leda hyperborea* (Jensen), *Leda pernula* (Muller), *Astarte montagui* (Dillwyn). В алевроитах отмечены многочисленные неопределимые остатки водорослей. Мощность — около 1 м.

3. Алевроиты серо-коричневые, переслаивающиеся с темно-серыми. Прослой последних насыщены органическими остатками (скорее всего, водорослями), в свежем изломе источают резкий запах сероводорода. Черные алевроиты образуют слои (до 10 см), линзы и отдельные изометричные пятна. Осадки содержат комплекс макрофауны, аналогичный ниже лежащей пачке. Мощность — 1,6 м.

4. Пачка переслаивания горизонтально-слоистых песков и алевроитов темно-серых, черных, огненно-рыжих. Мощность — 2,2 м.

5. Переслаивание косослоистых галечников, гравийников и песков. Общая мощность пачки — 6,5 м.

6. Толща крупногалечника-мелковалунника с разнорзернистым песчаным заполнителем. Валун хорошо окатан, уплощенной формы, плоской частью ориентированы к подошве. Мощность — до 3 м.

Таким образом, по мнению авторов, на моренных отложениях пачки 1 залегают морские и прибрежно-морские осадки. По осколкам раковин из пачки 2 получена радиоуглеродная датировка 24790 ± 1030 лет (ЛУ-5723). Она позволяет отнести время формирования осадков, слагающих морскую террасу уровня 60 м, к концу каргинского времени.

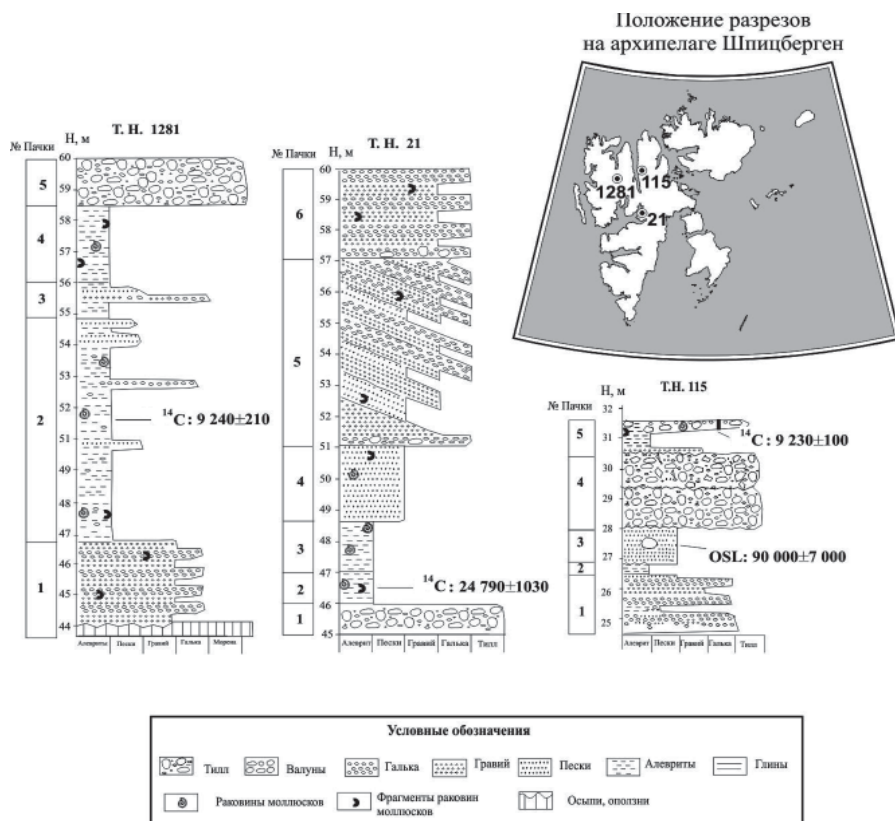


Рис. 3. Разрезы четвертичных отложений в центральной части Шпицбергена

Норвежский исследователь Р.В.Фейлинг-Ханссен из образцов этого района получил две радиоуглеродные датировки отложений террасы 84 м — 21300 ± 400 и 18100 ± 500 лет [6]. Однако должной оценки в свое время они не получили и были приняты за ошибочные. Полученная нами датировка подтверждает эти данные и позволяет отнести время формирования верхнего комплекса морских террас (уровни 60–90 м) на восточном побережье Билле-фьорда к каргинской эпохе, известной на Шпицбергене как интерстадиал Экхольм [8].

Разрез Абрахамсенбреен (т.н. 1281, $79^{\circ} 10,53'$ с.ш. и $14^{\circ} 32,10'$ в.д.) расположен в центральной части конечноморенного комплекса ледника Абрахамсенбреен, находящегося в верховьях одной из самых протяженных долин Западного Шпицбергена — Вудфьорддален. обнажение приурочено к левому борту долины, рассекающей комплекс в субмеридиональном направлении. Снизу вверх прослежены следующие отложения общей мощностью 12,3 м:

1. Ритмичное переслаивание галечников и гравийников. По всей пачке отмечены мелкие неопределимые фрагменты раковин. Мощность — до 2,5 м.

2. Переслаивание кирпично-красных алевроитов с темно-серыми, оскольчатыми, глинистыми алевроитами. Повсеместно наблюдаются многочисленные створки и отдельные целые экземпляры раковин: *Hiatella arctica* (Linne), *Leda pernula* (Muller), *Mya truncata* (Linne), а также мелкая (1–3 см) рассеянная галька. Мощность — 5,7 м.

3. Плотные массивные алевроиты шоколадного цвета. Мощность пачки — 1,1 м.

4. Пачка алевроитов с четким переслаиванием слоев коричневого и кирпично-красного цвета. Наблюдаются многочисленные лежащие складки. В алевроитах в большом количестве обнаружены фрагменты, створки и целые экземпляры раковин моллюсков *Hiatella arctica* (Linne), *Mya truncata* (Linne), *Mya pseudoarenaria* (Schlesh), *Leda pernula* (Muller). Мощность — 2,3 м.

5. Выше, с эрозионным контактом, залегает пачка моренных отложений, представленных галечником с разноразмерным песчано-гравийным заполнителем и включением валунов. Мощность — 0,7 м.

Толща осадков (пачки 1–4) интерпретирована как морская, сформированная во время раннеголоценовой трансгрессии. Абсолютный возраст, установленный методом радиоуглеродного датирования по раковине *Hiatella arctica* из пачки 2, составил 9240 ± 210 лет (ЛЮ-5792). В радиусе 500 м от исследованного разреза, в алевроитах пачек 2–4, помимо вышеописанных видов макрофауны, обнаружены: *Cyprina islandica* (Linne), *Chlamys islandica* (Linne), *Littorina littorea* (Linne), *Trophonopsis truncatus* (Strom), а также мелкие (длиной до 10 см) фрагменты сильно выветрелой древесины. В 1 км вниз по долине на поверхности пинго обнаружена раковина *Cyprina islandica* (Linne). Ее абсолютный возраст — 8570 ± 120 лет (ЛЮ-5791).

Разрез Флетердален (т.н. 115, $79^{\circ} 17,41'$ с.ш. и $16^{\circ} 01,03'$ в.д.). Расположен на восточном берегу Вейде-фьорда близ устья долины Флетердален в 0,9 км к востоку от побережья. Обнажение приурочено к эрозионному обрыву длиной 140 м и высотой 14–15 м. Абсолютная высота кровли — 31,5 м. От уреза водотока снизу вверх охарактеризованы следующие отложения:

1. Галечно-валунная пачка с гравийно-песчаным заполнителем. Мощность — 1,5 м.

2. Алевроиты темно-коричневые плотные тонкослоистые плитчатые с многочисленными охристыми пятнами ожелезнения. Мощность — 0,4 м.

3. Пески с линзовидной, местами пологоволнистой слоистостью. Мощность пачки не выдержана по простиранию и составляет около 1,2 м.

4. Пачка валунно-галечного материала. Мощность — 2,2–2,5 м.

5. Пачка алевроитов темно-коричневых с поверхности, в свежем срезе розовато-серых. Мощность — 0,6–1,5 м.

В алевроитах пачки 2 содержится комплекс бентосных фораминифер с доминирующим *Elphidium excavatum* (Terquem) f. *clavata* Cushman (75 %) и субдоминан-

том *Cassidulina reniforme* Norvang (20 %) [5]. В песках пачки 3 содержание фораминифер ниже (менее 1 экз/г). Все обнаруженные виды высокоарктические. Присутствие мелководных фораминифер (*Haynesina orbiculare* (Brady), *Elphidium bartletti* Cushman) свидетельствует об обмелении бассейна во время формирования данных отложений. На выветрелой поверхности пачки 5 наблюдаются многочисленные створки раковин *Hiatella arctica* (Linne) и единичные *Mya truncata* (Linne). Достаточно обильны фрагменты *Balanus balanus* (Linne) преимущественно плохой сохранности, размером до 30 мм при биологическом возрасте 14–16 лет, а также их scutum и tergum. Радиоуглеродная датировка по раковинам *B. balanus* (с поверхности площадки) показала возраст 9230 ± 100 лет (образец ЛУ-5407) [5], на основании чего было заключено, что пачка 5 образовалась в ледово-морских условиях раннего голоцена. Нижняя часть разреза была предположительно отнесена к средневалдайскому (слои 1–3) и поздневалдайскому (слой 4) времени [5]. Однако полученная недавно в Таллинском техническом университете методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) датировка в $90 \pm 7,7$ тыс. лет (RLQG 1771-107) позволяет сместить время формирования указанной толщи (пачки 1–4) как минимум к интерстадиалу Фантом [8], или Эмскому интергляциалу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ собранного материала показывает, что даже в таких высоких широтах, где расположены архипелаги островов Баренцева моря, климат позднего неоплейстоцена был существенно теплее современного. Широкое распространение на архипелагах морских отложений поздневалдайского-раннеголоценового возраста, содержащих богатые комплексы моллюсков и фораминифер, ставит под сомнение гипотезу материковых ледниковых покровов, захватывавших весь Баренцевский шельф в сартанское время. Все европейские исследователи в поднятых береговых линиях архипелагов островов Баренцева моря видят только гляциоизостатическую природу. В последней статье Я.Мангеруда и др. [9] приводятся 37 радиоуглеродных датировок раковин моллюсков, собранных О.Т.Гренли в 1924 г. и датированных в настоящее время. Из них видно, что береговые линии Новой Земли высотой 110–118 м имеют возраст 27000 лет, а высотой 100–115 м — 41000 лет. Также и более молодые датировки относятся к более высоким поверхностям. Я.Мангеруд с соавторами учитывают возраст 27–40 тысяч лет только выше голоценовых уровней, расположенных на высоте 10–18 м. Однако нашими исследованиями показано, что отложения, залегающие на Кабаньем мысу (Южный остров Новой Земли) лишь в нескольких метрах выше современного уровня моря, датированы в 25–26 тысяч лет [2]. Возрастом 28000 лет охарактеризованы отложения, залегающие ниже 15 м на островах Комсомолец и Октябрьской Революции архипелага Северная Земля [1]. Такой возраст осадков, залегающих практически на уровне моря, противоречит гляциоизостатической гипотезе, а значит, существованию Баренцевоморского и Карского ледниковых щитов. Справедливости ради надо отметить усилия наших зарубежных коллег, которые все же находят свидетельства того, что архипелаги, в частности Новая Земля, были свободны ото льда 35–30 тысяч лет назад [9] или даже 30–40 тысяч лет назад [10]. Непоколебимой пока остается их позиция относительно ледникового щита последнего ледникового максимума, который должен был перекрывать Новую Землю. Но радиоуглеродные датировки и, что более важно, геологическое и геоморфологическое строение архипелага противоречат такой точке зрения [2]. На архипелаге нет ледниковых отложений вне долин, по которым стекают современные ледники. Все побережье — это морские террасы на разной высоте. Нашим коллегам оппонентам остается только предполагать, что раковины моллюсков подняты на архипелаг ледниками, наплавившими с запада, о чем упоминается в статье Я.Мангеруда с соавторами [9].

Новые материалы датирования не подтверждают также гляциоизостатической природы поднятий западного и северного островного обрамления Баренцева моря. Так, по нашим данным, на островах архипелага Земля Франца-Иосифа высота поднятых береговых линий поздневалдайского-раннеголоценового возраста значительно выше на севере, чем на юге, что противоречит модели гляциоизостатического воздымания этого района [7].

Можно заключить, что на архипелагах действуют активные тектонические движения блокового типа, определяющие наличие разновозрастных датировок на одинаковых уровнях береговых линий и вывод на поверхность доголоценовых отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большаинов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. 217 с.
2. Большаинов Д.Ю., Анохин В.М., Гусев Е.А. Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // Тр. ВНИИОкеангеология. 2006. Т. 210. Вып. 6. С. 149–161.
3. Дымов В.А., Шарин В.В. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца-Иосифа (о-в Карла Александра) // Арктика и Антарктика. 2005. Вып. 4 (38). С. 53–56.
4. Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Малясова Е.С. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: Севморгеология, 1986. С. 23–26.
5. Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Погодина И.А., Большаинов Д.Ю., Гусев Е.А. Новые данные по позднечетвертичной стратиграфии и палеогеографии Вейде-фьорда (Западный Шпицберген) // ДАН. 2007. Т. 412. № 6. С. 822–824.
6. Feyling-Hanssen R.W. Shoreline displacement in Central Vestspitsbergen. Norsk Polarinst. Med. 1965. 93 p.
7. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1391–1434.
8. Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D., Heggen B., Ingolfsson O., Landvik J.V., Meidahl V., Kaufman D., Svendsen J.-I. Fluctuations of the Svalbard-Barents Ice Sheet during the last 150 000 years // Quaternary Science Reviews. 1998. Vol. 17. P. 11–42.
9. Mangerud J., Kaufman D., Hansen J., Svendsen J.-I. Ice free conditions in Novaya Zemlya 35000 – 30000 cal. Years B.P. as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine mollusks // Polar Research. 2008. Vol. 27. P. 187–208.
10. Zeeberg J. Climate and glacial history of the Novaya Zemlya Archipelago, Russian Arctic. Amsterdam: Spatie, 2003. 174 p.

D.YU.BOLSHIYANOV, I.A.POGODINA, E.A.GUSEV, V.V.SHARIN, V.V.ALEKSEEV,
V.A.DYMOV, V.A.ANOHIN, N.YU.ANIKINA, L.G.DEREVYANKO

NEW DATA ON THE COASTLINES OF ARCHIPELAGOS FRANZ JOSEF LAND, NOVAYA ZEMLYA AND SPITSBERGEN

A few marine terraces were reported at Spitsbergen (Svalbard, Grumant), France Joseph Land, and Novaya Zemlya archipelagos, which appear to correspond to ancient shorelines. Radiocarbon and U-Th dates evidence for Neopleistocene to Early Holocene age of these terraces, and their altitude above modern sea level ranges from 5 to 60 m. Analysis of foraminifers, spores, and pollen suggests mild, relatively warm and shallow-water marine environment.

Keywords: Spitsbergen (Svalbard, Grumant), France Joseph Land, and Novaya Zemlya, Radiocarbon and U-Th dates, analysis of foraminifers, spores, and pollen suggests mild.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА

вед. геолог Л.Г.ДЕРЕВЯНКО¹, канд. геол.-минерал. наук Е.А.ГУСЕВ²,
канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ²

¹ — Горнодобывающая компания «Миреко», г. Сыктывкар, e-mail: luda_derevyanko@mail.ru

² — ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru

Изучены споры и пыльца из образцов пород, вскрытых скважиной на хребте Ломоносова в 2004 г. по проекту IODP-302. Спорово-пыльцевые комплексы из разреза хребта Ломоносова сопоставляются с маастрихт-датскими комплексами Сибири и Дальнего Востока.

Ключевые слова: хребет Ломоносова, верхний мел, споры и пыльца.

История синокеанического этапа развития (поздний мел-кайнозой) Северного Ледовитого океана очень мало изучена из-за труднодоступности центральной части Арктического бассейна. Скважина, пробуренная в 2004 г. по проекту IODP-302 (ACEX) в приполюсной части хребта Ломоносова, пройдя 404,8 м кайнозойских отложений, вскрыла породы, залегающие ниже региональной поверхности несогласия, выделяемой на сейсмических профилях (рис. 1). Они представлены уплотненными песками, песчаниками и аргиллитами, содержащими агглютинированные фораминиферы, динофлагеляты, а также споры и пыльцу [8]. Динофлагеляты, выделенные из отложений этой части разреза, были определены как домаастрихтские и кампанские [9]. Над верхнемеловыми породами был установлен перерыв в осадконакоплении продолжительностью более 15 млн лет, так как вышележащие черные глины по динофлагелятам определены как позднепалеоценовые. Для спорово-пыльцевого анализа Хенком Бринкхуисом (Университет Утрехта, Нидерланды) нам были любезно предоставлены 48 шлифов, отобранных и изготовленных по палеоценовой и верхнемеловой частям разреза (интервалы 404,2–404,6 м; 424,5–424,83 м; 426,6–427,6 м), соответственно выше и ниже предполагаемого позднемелового несогласия. Их анализ позволил не только провести видовое палинологическое определение, но и сопоставить изученные комплексы со стратиграфическими подразделениями, известными на континентальном обрамлении Северного Ледовитого океана.

В результате палинологических исследований удалось выделить 3 спорово-пыльцевых комплекса (рис. 1), характерных для позднего мела и низов палеоцена (маастрихт-дат).

1. Спорово-пыльцевой комплекс определен в нижней части изученного разреза скважины (интервал 426,6–427,6 м).

Основной фон спектра создают споровые растения сем. Lycopodiaceae — до 50 %, сем. Osmundaceae (*Osmunda* sp.) — 2–12 %, сем. Sphagnaceae (*Sphagnum regium* Drozd., *S. minor* Rauts., *S. sp.*) — 2–6 %, сем. Polypodiaceae — 2–5 %. Остальные споровые встречаются в количестве, не превышающем 1–3 %. Пыльца голосеменных растений немногочисленна, максимальное ее количество наблюдается в верхней части исследуемого отрезка — *Picea* sp. — 1–8 %, *Pinus trivialis* Bolch., *P. vulgaris* Bolch., *Pinus* sp. — 1–6 % и др. Довольно разнообразно представлена пыльца покрытосеменных растений — до 30 %. Доминирует в этой группе пыль-

на *Triproiectus* aff. *unicus* Chl., *Aquilapollenites* *granulatus* N. Mtch., *A. quadrilobus* Rouse, *A. insignis* N. Mtch. (до 70 % всех покрытосеменных). В меньшем количестве, но постоянно присутствуют *Gothanipollis* spp., *Orbiculopollis* *globosus* Chl., *Wodehouseia* aff. *spinata* Stan., *Triatriopollenites* *plicoides* Zacl., *Proteacidites* *mollis* Samoil., *Comptonia* *sibirica* Gland. и др. (рис. 2).

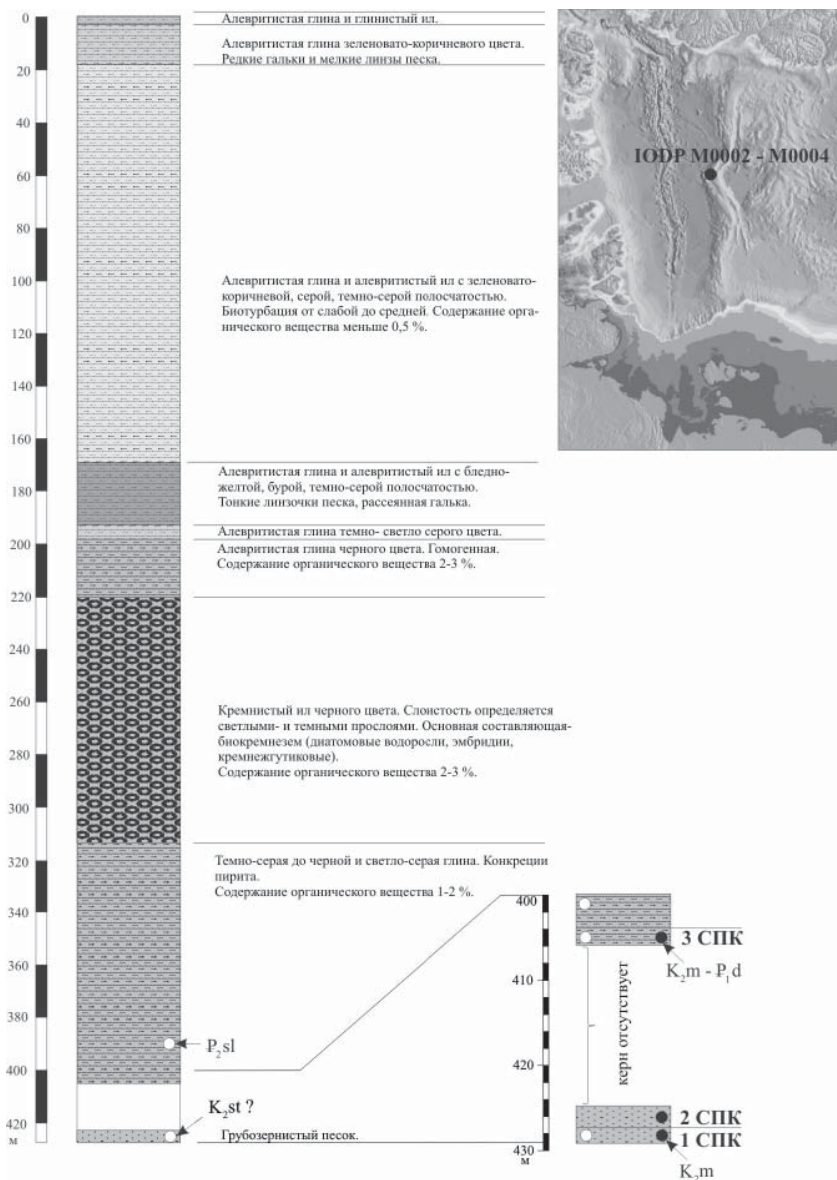


Рис. 1. Разрез скважины M002-M004, пробуренной на хребте Ломоносова, с более подробным показом нижней части разреза, где были выделены спорово-пыльцевые комплексы СПК-1, 2, 3. Места отбора проб для палинологического анализа показаны на литологической колонке черными кружками, места отбора проб для изучения фораминифер и диноцист показаны белыми кружками. На батиметрической схеме показано местоположение скважины

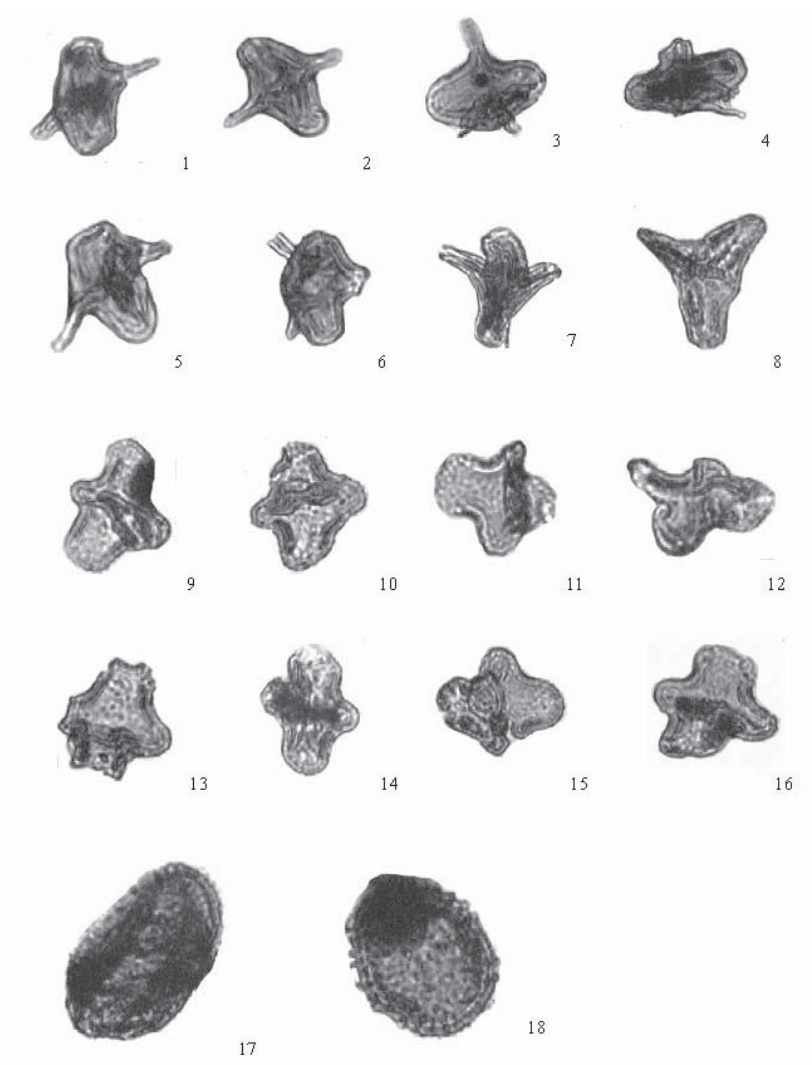


Рис. 2. Споры и пыльца верхнемеловых отложений из скважины М004. Керн № 42Х. Разрез 1W, 2W. Интервал 10–65 см. Увеличение $\times 900$.

1, 2, 3, 4, 5, 6 – *Triproctectus aff.unicus* Chl., 7 – *Aquilopollenites procerus* Samoil., 8 – *Aquilopollenites insignis* N.Mtch., 9, 10, 14, 15 – *Aquilapollenites granulatus* N.Mtch., 11, 13, 16 – *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse, 12 – *Aquilapollenites* sp., 17, 18 – *Wodehouseia aff. spinata* Stan

2. Спорово-пыльцевой комплекс определен в средней части изученного разреза (интервал 424,5–424,83 м). Данный комплекс отличается от вышеописанного увеличением в общем составе споровой части за счет сем. *Lycorodiaceae* – до 65 % и уменьшением количества и разнообразия других представителей споровых растений и цветковых. В небольших количествах или единично определены споровые – *Lygodium* sp., *Leiotrilites* sp., *Coniopteris* sp., *Gleichenia delicata* Bolch. и др.; голосеменные – *Picea* sp., *Pinus* sp., *Podocarpus* sp., *Cedrus* sp., *Taxodiaceae*; по-

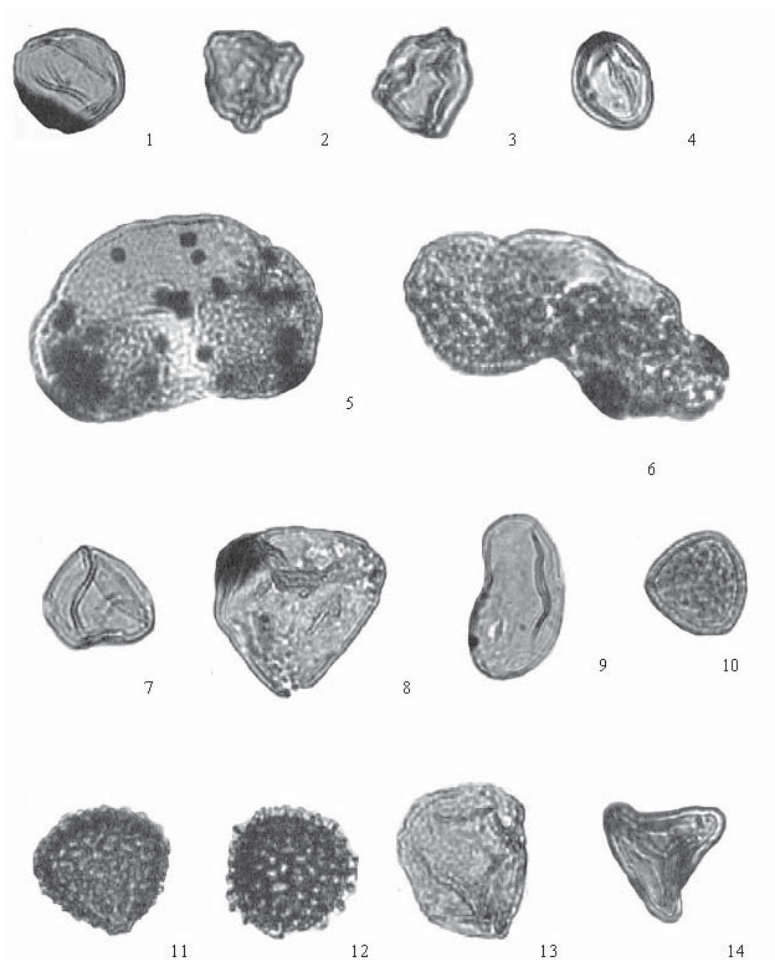


Рис. 3. Споры и пыльца верхнемеловых отложений из скважины M004. Керна № 41X. Разрез 1W, 2W. Интервал 4–26 см. Увеличение $\times 900$

1 – *Caryites simpaticus* Botsch., 2, 3 – *Myrica* sp., 4 – *Quercites sparsus* (Mart.) et Samoil., 5 – *Piceae* sp., 6 – *Pinus* sp., 7 – *Taxodiaceae*, 8 – *Lycopodium* sp., 9 – *Polipodiaceae*, 10 – *Sphagnum regium* Drozd., 11, 12 – *Lycopodium* sp., 13 – *Osmunda* sp., 14 – *Gleichenia delicata* Bolch

крытосеменные – *Caryites simpaticus* Botsch., *Myrica* sp., *Quercites sparsus* (Mart.) et Samoil., *Triporopollenites* sp., *Alnuspollenites* sp., *Ericaceae* sp. (рис. 3). Неизменным в количественном отношении остается пыльца руководящей группы с *Progestacites* (*Triprogestus*, *Aquilapollenites*, *Parvirogestus*) до 30 % всех палиноморф и до 85 % всех покрытосеменных, но качественный состав изменился. Сократилось количество пыльцы *Triprogestus*, но увеличилось количество *Aquilapollenites*. Во всех пробах данного комплекса отсутствует наннопланктон.

3. Спорово-пыльцевой комплекс определен в пробах из верхней части изученного разреза (интервал 404,2–404,6 м). По сравнению с нижними интервалами произошло существенное изменение палинокомплекса. Наблюдается почти пол-

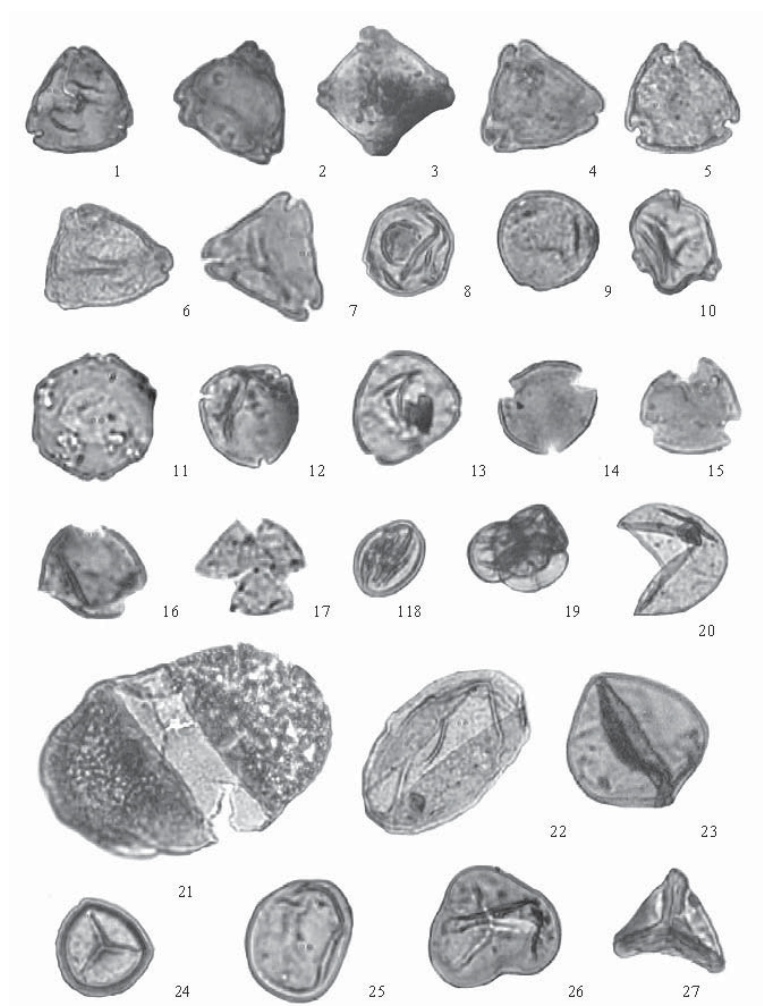


Рис. 4. Споры и пыльца верхнемеловых отложений из скважины M004. Керн № 35X. Разрез 2W. Интервал 100–102 см. Увеличение $\times 900$

1, 5 – *Proteacidites mollis* Samoil., 2, 4 – *Trudopollis capsula* Pfl., 3 – *Beaupreaidites elegasiformis* Gooks., 6 – *Triatriopollenites roboratus* Pfl., 7 – *Proteacidites incurvatus* Gook., 8 – *Myrica* sp., 9 – *Carya* sp., 10 – *Myrica graba* Stel., 11 – *Pterocarya unicipora* Vojc.sp., 12 – *Subtricolpites subporatus magnus* W.Kr., 13 – *Caryites simpaticus* Botsch., 14, 15, 16 – *Retitricolpites hepaticulus* Samoil., 17 – *Hamamelidaceae*, 18 – *Tricolporopollenites cingulum* (R.Roht.), 19 – *Ericaceae* gen.sp., 20 – *Taxodiaceae* gen.sp., 21 – *Piceae* sp., 22 – *Magnolia* sp., 23, 26 – *Coniopteris* sp., 24 – *Sphagnum regium* Drozd., 25 – *Polipodiaceae* gen.sp., 27 – *Gleichenia delicata* Botsch

ное исчезновение пыльцы *Proectacites*. Только в нескольких образцах определены единичные зерна *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse и *Parviprojectus reticulatus* N. Mtch. Но общее количество пыльцы покрытосеменных растений существенно увеличивается (до 40 %) за счет уже упомянутых и появления новых видов пыльцы стеммы *Normapollis* (*Trudopollis capsula* Pfl., *Trudopollis* sp., *Nudopollis* sp., *Extratripoporopollenites plicatus* R. Rot.), различных трехпоровых, четырехпоро-

вых, многопоровых цветочных растений: *Proteacidites incurvatus* Cook., *Proteacidites mollis* Samoil., *Triatriopollenites plicatus* Pil., *Triatriopollenites myricoides* Kremp., *Triatriopollenites raboratus* Pil. и многих других (рис. 4). Значительно сократилось количество споровых растений сем. *Lycopodiaceae* — до 25–40 %. Более заметную роль стали играть споры семейств: *Sphagnaceae* — 5–15 %, *Polypodiaceae* (бобовидные) — 8–10 %. Больше стало также голосеменных растений (до 10 %) семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae* — *Picea* sp., *Pinus cembraeformis* Zakl., *Pinus cristata* Pan., *Pinus* sp., *Podocarpus* sp., *Cedrus* sp., *Taxodiaceae* gen. sp., немного *Gliptostrobus* sp., *Bennettites* sp., *Sequoia* sp. Характерно также присутствие в пробах микропланктона типа (значительное количество) *Deflandrea* sp., *Hystricosphaeridium* sp., *Psophosphaera* sp.

ВЫВОДЫ

Результаты изучения образцов осадков и горных пород, вскрытых скважиной на хребте Ломоносова, свидетельствуют о проблемах стратификации разреза, а также о неоднозначности палеоокеанографической интерпретации [3, 8]. Полученные нами сведения о позднемеловых спорах и пыльце дают новую информацию по стратиграфии и по условиям накопления осадков.

Комплекс из самой нижней части разреза скважины содержит представителей родов *Triprogestus*, *Aquilapollenites*, *Wodehouseia*, которые, как известно, появились со второй половины верхнего мела и в большинстве своем исчезли к концу этого периода. Данный комплекс сопоставляется с палинокомплексами маастрихта Тазовского полуострова Западно-Сибирской низменности [5], верхнесенонско-датскими комплексами бассейна р. Анадырь, комплексами маастрихта Хетско-Хатангского и Ленско-Вилуйского бассейнов, Дальнего Востока [1] и др.

Палинокомплекс средней части изученного разреза, согласно литературным данным, следует отнести к маастрихту, т.к. руководящие формы остались такими же, как и для 1 спорово-пыльцевого комплекса, но он может характеризовать какой-нибудь определенный горизонт.

Самый верхний в изученном разрезе (3-й) спорово-пыльцевой комплекс наиболее насыщен спорами и пылью, значительно возросла роль покрытосеменных растений, определенных как в искусственной, так и в естественной классификации. Возросла роль пыльцы семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. При этом практически исчезает морфологическая группа *Triprogestus*. Данный палинокомплекс сопоставляется со спорово-пыльцевыми комплексами маастрихт-датского возраста верхне-сымской подсвиты Чулымо-Енисейского бассейна [5, 6, 7] и датскими палинокомплексами Западной Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока [4, 7].

Таким образом, в результате спорово-пыльцевого анализа образцов пород, вскрытых в самой нижней части скважины на хребте Ломоносова, определяется верхнемеловой (маастрихтский) — палеоценовый (датский) возраст. С учетом данных по динофлагелятам и агглютинирующим фораминиферам, возможно, этот интервал имеет более широкий стратиграфический диапазон: кампан-маастрихтский или кампан-датский. Продолжительность перерыва в осадконакоплении, начавшегося после накопления изученных вернемеловых — палеоценовых пород, вероятно, была меньше, чем это предполагалось Я.Бэкманом с соавторами [9]. Это обосновывается их более молодым возрастом по спорово-пыльцевым данным и более древним возрастом перекрывающих черных глин (зеландский ярус по бен-тосным фораминиферам [2]). Поэтому продолжительность перерыва в осадконакоплении от средней части датского до зеландского яруса палеоцена может определяться приблизительно в 1–2 млн лет.

Полученные сведения могут в дальнейшем использоваться для сопоставления разрезов отложений материкового обрамления с разрезом отложений хребта Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Заклинская Е.Д. и др. Палеоботаническая характеристика датских, палеоценовых и нижнеэоценовых отложений Западного Сахалина // Советская геология. № 5. 1978. С. 77–89.
2. Гусев Е.А., Бугрова Э.М., Каминский М.А., Глейзер З.И., Крылов А.А. Палеогеновые отложения хребта Ломоносова. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // Труды ВНИИОкеангеология. 2006. Т. 210. Вып. 6. С. 162–168.
3. Ким Б.И., Глейзер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
4. Панова Л.А., Ошуркова М.В. и др. Практическая палинostrатиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 123–160.
5. Самойлович С.Р. Палинологическая характеристика меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Пыльца и споры Западной Сибири (юра-палеоцен) // Труды ВНИГРИ. 1961. Вып. 177. 116 с.
6. Самойлович С.Р. Опыт ботанико-географического районирования Северной Азии поздне-мелового времени // Труды ВСЕГЕИ. Материалы ко 2-й международной палинологической конференции. Л., 1966. С. 147–164.
7. Хлонова А.Ф. Споры и пыльца верхней половины верхнего мела восточной части Западно-Сибирской низменности // Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Вып. 7. 1961. 139 с.
8. Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program // Vol. 302. College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.101.2006
9. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lylvie R., Pluke H., Spofforth D., Cattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15. PAIS03, doi: 10.1029/2007PA001476.

L.G.DEREVYANKO, E.A.GUSEV, A.A.KRYLOV

PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF CRETACEOUS ROCKS FROM LOMONOSOV RIDGE

We studied spores and pollen from the rocks sampled at Lomonosov Ridge in the framework of International Ocean Drilling Project (IODP-302) in 2004. Spore and pollen complexes of Lomonosov Ridge were compared to those of Maastrichtian - Danian age described in Siberia and Russian Far East.

Keywords: Lomonosov Ridge, Upper Cretaceous, spore and pollen.

ПРИЗНАКИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ЛАПТЕВОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

канд. геол.-минерал. наук П.В.РЕКАНТ^{1,2}, канд. геол.-минерал. наук Е.А.ГУСЕВ^{1,2}

¹ – ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: gus-evgeny@yandex.ru

² – Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

В статье приводятся новые данные о признаках новейших тектонических движений на Лаптевоморской континентальной окраине, полученные в результате интерпретации сейсмоакустических данных. Установлены как прямые данные о наличии неотектонических движений на Лаптевоморской континентальной окраине в виде современных дизъюнктивов, так и косвенные данные в виде зон разрузок газовых флюидов, подтверждающие их наличие. Несмотря на широкое распространение разломов в нижней части осадочного чехла, лишь некоторые из них проникают в толщу четвертичных отложений, что фиксируется на сейсмоакустических профилях.

Ключевые слова: море Лаптевых, неотектоника, сейсмоакустические данные, зоны разгрузки, газовые флюиды.

ВВЕДЕНИЕ

Шельф моря Лаптевых находится в районе центриклинального замыкания Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана, где наблюдается окончание срединно-океанического хребта Гаккеля. Эта часть Евроазиатской континентальной окраины характеризуется повышенной сейсмичностью [1, 2], эпицентры современных землетрясений фиксируются не только в глубоководных океанических котловинах, но и на шельфе моря Лаптевых.

Обычно геоморфологические особенности современного рельефа и распределение современных морских осадков определяются режимом новейших вертикальных и горизонтальных движений земной коры. Знак вертикальных неотектонических движений (НТД) связан как с морфологией образующихся новейших структур поднятия/опускания, так и с кинематикой образующихся новейших разломов.

Строение Лаптевоморской континентальной окраины определяется сопряжением рифтогенных прогибов шельфа с тектоническими структурами флексурно-разломной зоны континентального склона и гребневой зоны хребта Гаккеля. Складчатый фундамент и осадочный чехол шельфовых прогибов нарушены многочисленными разломами [3, 7, 8, 9]. Наиболее распространены на Лаптевоморском шельфе структуры растяжения со сбросами, направленными от горста к прогибу, вместе с тем встречаются и инверсионные структуры, в строении которых сбросовые нарушения направлены от прогиба к горсту [4]. Так или иначе, большинство разломов по сейсмическим данным не проникает в верхнюю часть осадочного чехла, что позволяет сделать предположение о том, что эти разрывные нарушения в настоящее время не активны, что подтверждается и значительной выровненностью современного рельефа шельфа моря Лаптевых. Редкие случаи проявления новейших разломов на Лаптевоморском шельфе рассматриваются в данной статье.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Современные методики высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования позволяют получать разрезы с вертикальным разрешением до 20–30 см. Однако Лаптевоморский шельф имеет крайне неблагоприятные для сейсмоакустиче-

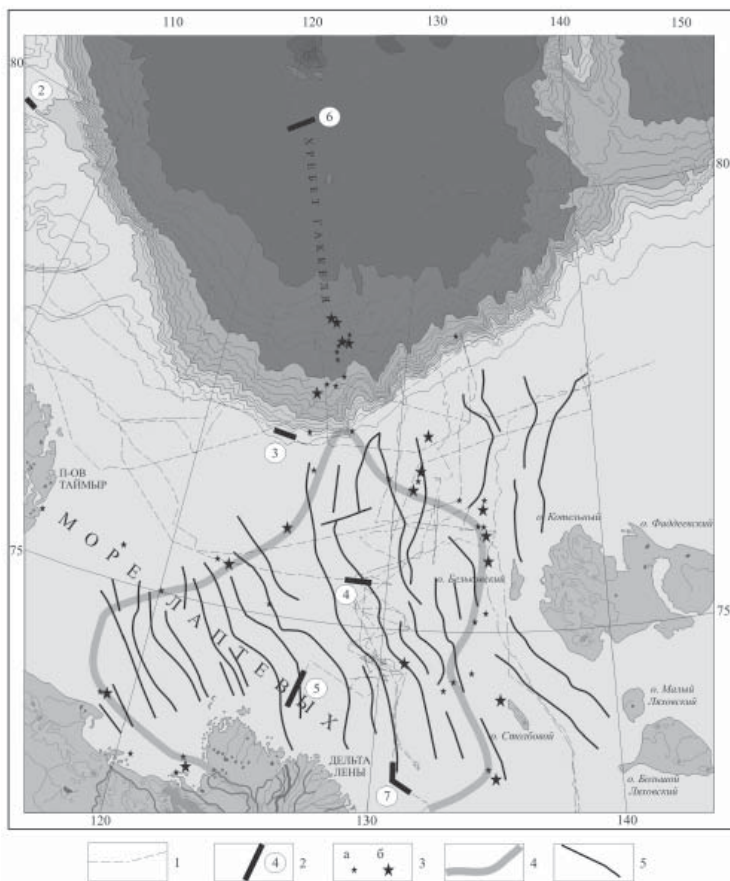


Рис. 1. Схема расположения сейсмоакустических профилей в районе исследований
Звездочками обозначены эпицентры землетрясений. 1 – положение сейсмоакустических профилей; 2 – положение фрагментов профилей, приведенных в тексте; 3 – эпицентры землетрясений (приведено по [1]); а – с магнитудой менее 5; б – с магнитудой более 5; 4 – граница Лаптевской микроплиты (приведено по [1]); 5 – разломы в осадочном чехле и фундаменте, выделенные по сейсмическим данным, по [7]

ского профилирования геологические условия, резко ухудшающие качество сейсмической записи. Наличие расположенного близко к поверхности дна слоя акустически звонких, предположительно мерзлых осадков [12] практически полностью блокирует проникновение высокочастотного сигнала глубже 20–40 м. К моменту написания данной статьи на Лаптевоморском шельфе получено более 7000 км сейсмоакустических профилей, покрывающих региональной сеткой большую часть акватории (рис. 1). В основном это данные высокочастотного профилирования полученного в 1993, 1995, 1998 гг. в рамках международных экспедиций на борту ледокола «Полярштерн» [18, 19, 20], а также в 2004 г. на борту г/с «Яков Смирницкий» [12]. Эти данные и были положены в основу данной статьи.

В 1993, 1995 и 1998 гг. непрерывное сейсмоакустическое профилирование проводилось сейсмоакустической аппаратурой «Парасаунд», вмонтированной в днище ледокола «Полярштерн». Излучатель данного акустического комплекса возбуждает две волны с частотами между 18 и 23,5 кГц и с узким лучом диаметром 4°. В результате интерференции между ними в водной толще, за счет параметрического

эффекта создается вторичная частота, которая составляет 4 кГц. Это обеспечивает проникновение акустического сигнала в толщу донных осадков до 100 м при разрешающей способности до 30 см. В ходе трех экспедиций в море Лаптевых было получено более 5000 км профилей высокоразрешающей сейсмоакустики, охватывающих в основном внешнюю и центральную часть шельфа (рис. 1) [18, 19, 20].

В 2004 г. в ходе российско-германской экспедиции «Трансдрифт-Х» работы проводились в южной части моря Лаптевых в районе, расположенном к востоку и северу от дельты р. Лены, затем работы были сконцентрированы на детализационном полигоне к западу от Васильевской банки, где были пройдены еще 19 параллельных профилей длиной по 8–11 км каждый. Профили были ориентированы с северо-запада на юго-восток и располагались на расстоянии около 400 м друг от друга [12]. Работы проводились при помощи сейсмоакустического комплекса «Соник-М141», сконструированного и собранного во ВНИИОкеангеология. Этот аппаратный комплекс состоит из высокочастотного профилографа и сонара бокового обзора, смонтированных в едином буксируемом аппарате. Рабочая частота профилографа может изменяться в широких пределах от 1,4 до 14 кГц, что в совокупности с мощным (до 10 кВт) выходным сигналом достаточно для просвечивания разреза мощностью до 30–40 м при вертикальном разрешении не хуже 20–30 см.

Интерпретация сейсмоакустических данных проводилась в среде программного пакета *The Kingdom Suite* (ver. 7.6). Основные горизонты и сейсмofации были закартированы и затем экспортированы в среду программы *Surfer* (ver. 8.0) для объемного моделирования и реконструкции.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Первая информация о повышенной сейсмичности Лаптевоморской континентальной окраины появилась с началом периода инструментальных измерений в начале XX в. С тех пор данной тематике посвящен ряд работ как отечественных, так и зарубежных исследователей. Наиболее полно информация о распространении эпицентров землетрясений в Лаптевоморском регионе представлена в работах Г.П.Аветисова [1, 2]. По его данным, локализация эпицентров землетрясений в регионе не случайна. Анализ информации по сейсмическим событиям с магнитудой более 4 позволил этому автору высказать предположение о существовании в центральной части шельфа Лаптевской микроплиты (ЛМП), обособленной от прилегающих областей сейсмоактивными зонами с преобладанием нормально сбросовых движения в них. Наиболее уверенно прослеживаются ее северная, восточная и южная границы, менее надежно — западная. Очевидно, что в целом ЛМП, окруженная со всех сторон достаточно активными сейсмическими зонами, должна испытывать значительные тектонические нагрузки, которые могут разряжаться в ослабленных зонах внутри микроплиты [2]. Именно к восточной, южной и северной границам ЛМП приурочено подавляющее большинство эпицентров землетрясений.

Логично было бы предположить, что наличие значительного числа современных тектонических событий должно было бы найти свое отражение в приповерхностной части геологического разреза и особенно на сейсмоакустических профилях.

Непосредственными признаками новейших тектонических движений в сейсмоакустической волновой картине являются резкие смещения как отдельных сейсмических рефлекторов, так и целых сейсмopачек в составе современных сейсмокомплексов осадков. Единственным типом разрывных нарушений, которые можно непосредственно идентифицировать по сейсмоакустическим данным, являются нормальные сбросы с вертикальной амплитудой, превышающей разрешающую способность сейсмоакустических методов. Сбросы обычно выражены в виде уступов в современном рельефе морского дна (рис. 2).

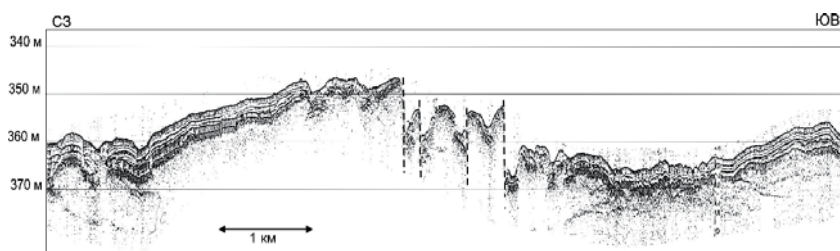


Рис. 2. Разрывные нарушения, смещающие слоистые четвертичные отложения, залегающие на акустически прозрачных позднекайнозойских породах на шельфе моря Лаптевых, к востоку от архипелага Северная Земля

Местоположение показано на рис. 1

По разломам, которые являются ослабленными зонами, активно развиваются эрозионные процессы. Яркой иллюстрацией этого являются верховья подводных каньонов, врезанных в прибрежной части Лаптевоморского континентального склона (рис. 3) в центральной части шельфа.

Попытки оценить и закартировать сеть неотектонических нарушений предпринималась и ранее. Так, С.С.Драчевым [16] было высказано предположение о широком развитии неотектонических дислокаций (НТД) в центральной части Лаптевоморского шельфа. По его мнению, последние нашли свое выражение в сериях асимметричных уступов, выраженных в современном рельефе морского дна с амплитудами вертикальных смещений в первые метры. Однако более пристальный анализ этих же сейсмоакустических данных в среде интерпретационного пакета *The Kingdom Suite* показал, что указанные объекты являются выступами более плотных отложений, предположительно мерзлых, разделенных ложбинами с крутыми склонами, и не связаны с дизъюнктивными нарушениями в верхней части осадочного чехла (рис. 4).

Часто новейшие разломы являются унаследованными от более древних дизъюнктивных структур и имеют глубинные корни. Такие разломы хорошо читаются как на глубинных сейсмических профилях МОВ ОГТ, так и на сейсмоакустических профилях. Иллюстрацией одного из таких разломов является сброс, зафиксированный на сейсмических и сейсмоакустических профилях в южной части Лап-

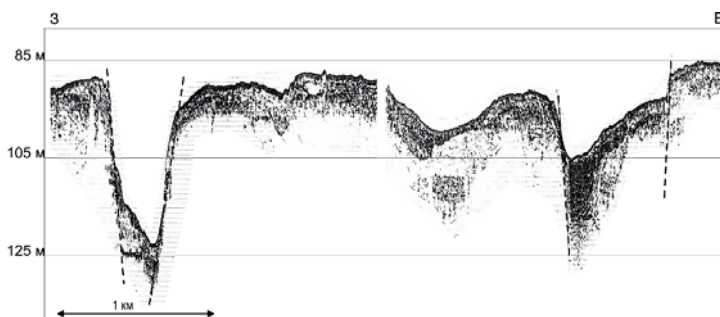


Рис. 3. Верховья подводных каньонов Лаптевоморского континентального склона, заложенные по новейшим разломам

Местоположение показано на рис. 1

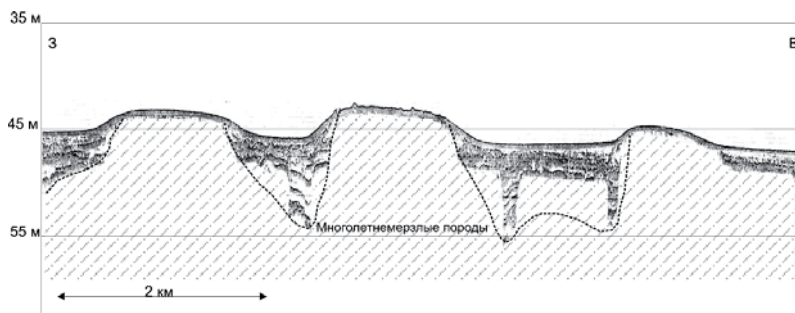


Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустического профиля, иллюстрирующий характерный облик кровли ММП в районе Столбовой банки

Выступы деградирующей криолитозоны чередуются с глубокими термокарстовыми озерными воронками. Местоположение показано на рис. 1

тевского шельфа и выраженный в современном рельефе в виде невысокого уступа (рис. 5). Интересно, что вертикальная амплитуда смещения по сбросу на глубине около 2 км по одному из рефлекторов на профиле МАГЭ 86715 составляет около 900 м (рис. 5 в), в то время как по сейсмоакустическим данным (рис. 5 а, б) амплитуда составляет первые метры. Простираение большинства новейших разломов на шельфе из-за недостаточного количества сейсмоакустических профилей определить пока невозможно. Но унаследованность некоторых из них дает основание предполагать их северо-западное и северо-северо-западное простираение, как и для глубинных разломов шельфа моря Лаптевых [7, 8].

Наиболее распространены новейшие разломы у подножия континентального склона в месте окончания срединно-океанического хребта Гаккеля. Здесь, в бортовой части рифтовой долины (рис. 6) фиксируется ступенчато-боковое строение океанского дна, границами блоков являются многочисленные сбросовые нарушения. Кроме того, по новейшим разрывам в гребневой зоне хребта Гаккеля развиты интрузии, представляющие собой штокообразные тела, прорывающие слоистую толщу осадков и выходящие на поверхность дна. Простираение разрывных нарушений в рифтовой долине и гребневой зоне хребта, скорее всего, соответствует ориентировке неровностей рельефа.

Еще одним косвенным признаком развития НТД на Лаптевоморском шельфе могут служить некоторые из более чем ста закартированных структур разгрузки газовых флюидов в плейстоцен-голоценовых осадках. Было установлено, что на шельфе моря Лаптевых кроме структур газовой разгрузки, образованных за счет высвобождения аутигенного газа в процессе деградации криолитозоны, выделяются и картируются узконаправленные зоны газового просачивания (т.н. сиппинга), связываемые нами с участками нарушения сплошности толщи кайнозойских осадков (рис. 7). В отличие от первых двух, достаточно обширных (от 100 м до нескольких км шириной) акустически мутных зон нарушения корреляции, развитых под речными палеодолинами и термокарстовыми котловинами, последний тип представляет достаточно узкие зоны направленной разгрузки газовых флюидов. Мы предполагаем, что источником газовых проявлений в таких зонах могут служить более глубокие горизонты геологического разреза, а путями миграции — зоны разрывных нарушений. К сожалению, преобладание зон разгрузок первых двух типов значительно усложняет задачу идентификации зон газового сиппинга, связываемого с НТД.

Обращает на себя внимание тот факт, что расположение части зон разгрузки газовых флюидов хорошо коррелирует с северной и восточной границами выделенной

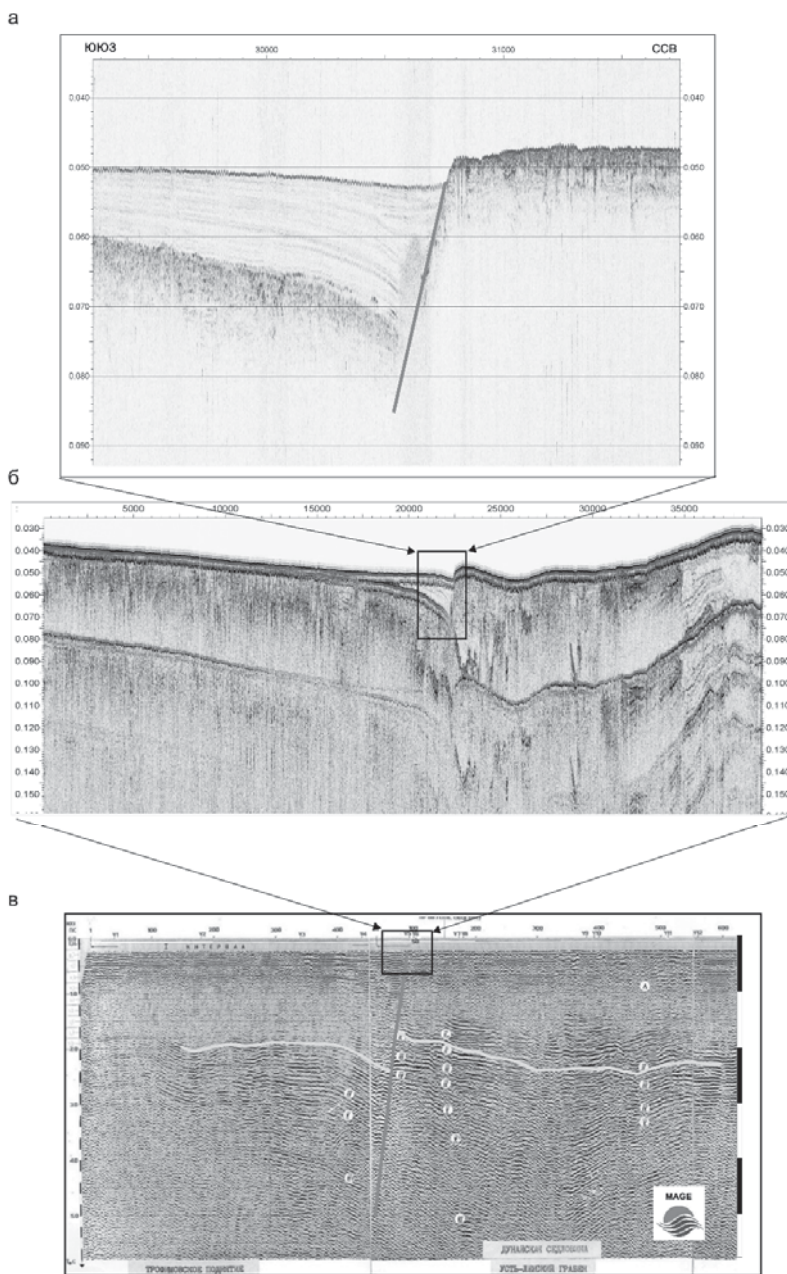


Рис. 5. Новейший разлом в южной части Лаптевоморского шельфа, зафиксированный: *а* – профилографом (3,5 кГц), *б* – высокочастотной сейсмоакустической системой (частота источника 400 Гц), *в* – многоканальной низкочастотной сейсмической системой МОВ ОГТ (профиль МАГЭ 86715)

На рис. 5 *а* отчетливо наблюдается зона концентрированной разгрузки флюидов в непосредственной близости от разлома. Местоположение показано на рис. 1. Вертикальный масштаб приведен в секундах двойного времени пробега волны (TWT), горизонтальный масштаб в метрах

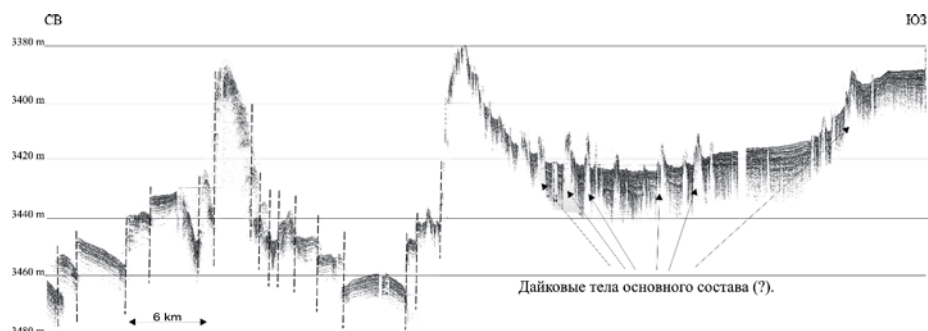


Рис. 6. Фрагмент сейсмоакустического профиля, иллюстрирующего выходы на поверхность дна в районе рифтовой долины хребта Гаккеля пород дайкового комплекса, прорывающих осадочный чехол

Борта рифтовой долины нарушены многочисленными сбросами. Местоположение показано на рис. 1

Г.П.Аветисовым ЛМП. Частичная же нестыковка этих результатов может быть легко объяснена отсутствием надежных сейсмоакустических данных в западной части ЛМП.

Некоторое количество косвенной информации о наличии НТД в регионе было получено в ходе изучения субаквальной криолитозоны Лаптевоморского шельфа по сейсмоакустическим данным.

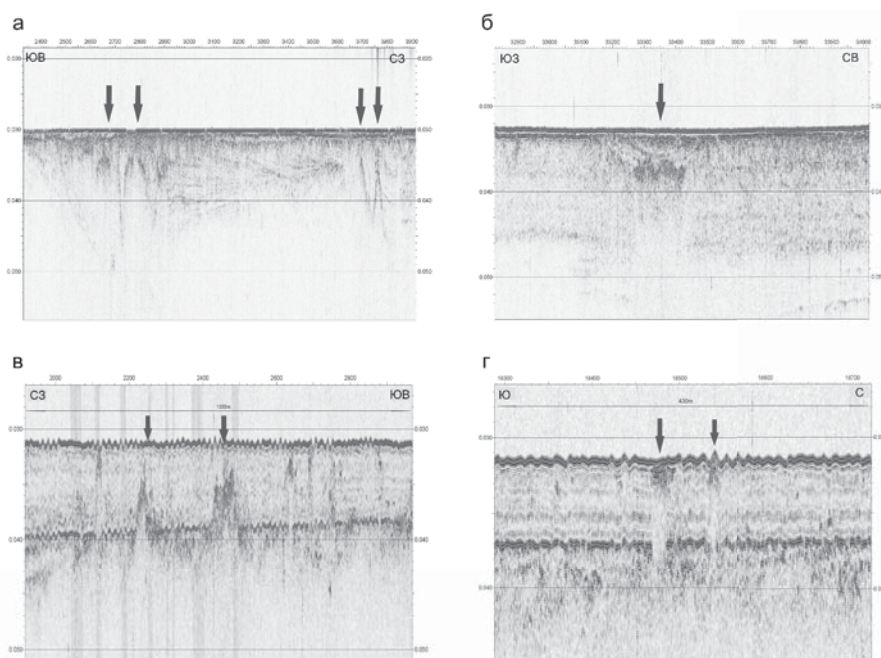


Рис. 7. Фрагменты сейсмоакустических профилей, иллюстрирующие участки концентрированной разгрузки газовых флюидов (стрелки) в южной части моря Лаптевых

Местоположение показано на рис. 1. Вертикальный масштаб приведен в секундах двойного времени пробега волны (TWT), горизонтальный масштаб в метрах

Как известно, криолитозона на Лаптевоморском шельфе является реликтовой. Ее образование большинство исследователей [5, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 17 и др.] относят к периоду позднеплейстоценовых регрессий, когда весь Лаптевоморский шельф вплоть до его бровки был осушен и подвергался активному промерзанию. В результате была сформирована мощная континентальная толща многолетнемерзлых пород (ММП), затопленная снова в ходе голоценовой трансгрессии. После чего начался процесс ее деградации. На большей части Лаптевоморского шельфа ММП перекрыты достаточно выразительным слоем современных осадков, состоящих в основном из голоценовых морских, аллювиальных, а также таберальных отложений. Последние образуются за счет разрушения и протавивания мерзлых осадков и на сейсмоакустической записи представляются бесструктурной неслоистой сейсмотолщей. Однако в центральной части шельфа, в западной части ЛМП установлено поднятие морского дна, где ММП предполагаются непосредственно у поверхности морского дна и не перекрыты слоем современных осадков. Кровля ММП здесь представляет холмистую поверхность, разделенную впадинами, заполненными акустически слоистыми осадками. Отсутствие следов разрушения кровли ММП *in-situ*, а именно таберальных осадков, может косвенно свидетельствовать о постепенном подъеме данной области шельфа, размыве и выносе продуктов разрушения ММП за пределы данного поднятия. В морфоструктурном плане описанное выше поднятие ограничено с востока и запада хорошо выраженными в современном рельефе палеоруслуями р. Лены. Как известно, речные долины часто приурочены к разломам, поскольку эрозионные процессы наиболее активно протекают в тектонически ослабленных зонах. С этой точки зрения ограниченность описанного выше поднятия речными палеодолинами также может косвенно указывать на подъем данного блока земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ввиду слабой сейсмоакустической изученности шельфа моря Лаптевых не представляется возможным дать полную картину распространения новейших разломов в регионе, однако даже то количество, которое зафиксировано на имеющихся профилях, дает представление об их проявлении.

Анализ сейсмоакустических профилей как наиболее информативных данных дает как прямые данные о наличии НТД на Лаптевоморской континентальной окраине в виде современных дизъюнктивов, так и косвенные данные, подтверждающие наличие НТД в виде зон разгрузок газовых флюидов. Кроме того, предполагаемый по сейсмоакустическим и геоморфологическим данным воздымающийся блок земной коры в центральной части шельфа хорошо коррелирует с ЛМП, выделяемой Г.П.Аветисовым по данным анализа сейсмических событий в регионе.

Несмотря на широкое распространение разломов в нижней части осадочного чехла, лишь некоторые из них проникают в четвертичные отложения, что фиксируется на сейсмоакустических профилях. Как было показано, новейшие разломы приурочены к узким зонам, совпадающим с районами проявления современных землетрясений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 104–114.
2. Аветисов Г.П. О границах литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2002. Т. 385. № 6. С. 793–796.
3. Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 202–212.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Т-53-56 (о. Жохова). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабр. ВСЕГЕИ, 2005. 118 с.
5. Григорьев М.Н. Морфология и динамика преобразования подводной мерзлоты в прибрежно-шельфовой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Наука и образование. 2006. № 4. С. 105–109.
6. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В., Рекант П.В., Рудой А.С., Рыбаков К.С., Черных А.А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 40–54.
7. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
8. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–76.
9. Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 5. С. 789–795.
10. Куницкий В.В. Криолитозона низовья Лены. Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН СССР, 1989. 162 с.
11. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Холодов А.Л. Криолитозона Восточно-Сибирского Арктического шельфа // Вестник Московского Ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 4. С. 51–56.
12. Рекант П.В., Гусев Е.А., Тумской В.Е., Швенк Т., Шнисс Ф., Черкашев Г.А., Кассенс Х. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв. ред.: Х.Кассенс, А.П.Лисицын, Й.Тиде, Е.И.Полякова, Л.А.Тимохов. М., 2009 (в печати).
13. Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Телепнев Е.В., Михальчук Ю.Н. Криотермия и газовые гидраты Северного Ледовитого океана. Л.: Севморгеоология, 1987. 150 с.
14. Слагода Е.А. Петрографические особенности современных отложений береговой зоны моря Лаптевых // Исслед. мерзлых толщ и криогенных явлений. Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН СССР? 1988. С. 11–21.
15. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука. 1993. 136 с.
16. Drachev S., Bauch H., Kassens H., Kaul N., Chizhov D., Roudoy A. The Laptev Sea: A Natural Laboratory for Addressing the Processes of Rupture of Continental Lithosphere and their Impact on Natural Environment. EUG XI Abstracts, Symposium RCM7: Tectonics and sedimentation associated with Arctic Margins. 8th April – 12th April 2001 Strasbourg (France). Cambridge Publication, 2001. P. 756.
17. Hubberten H.-W., Andreev A., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Larsen E., Lunkka J.P., Lys A., Mangerud J., Miller P., Saarnisto M., Schirmermeister L., Sher A.V., Siegert C., Siegert M.J., Svendsen J.I. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation (LGM) // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1333–1357.
18. Kassens H., Niessen F. Profile of sediment echo sounding during cruise ARK-XIV/1b with links to ParaSound data files, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA, 2004. doi:10.1594/PANGAEA.141225.
19. Niessen F. Profile of sediment echo sounding during cruise ARK-IX/4 with links to ParaSound data files, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. 2004. doi:10.1594/PANGAEA.206530.
20. Niessen F., Profile of sediment echo sounding during cruise ARK-XI/1 with links to ParaSound data files, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. 2004. doi:10.1594/PANGAEA.206531.

THE SEISMIC-ACOUSTIC EVIDENCES OF THE RECENT TECTONICS ON THE LAPTEV SEA CONTINENTAL MARGIN

New evidence confirming recent tectonic movements at the Laptevs Sea continental margin was obtained by interpretation of high resolution seismic data. This evidence includes both direct and indirect manifestations. Direct ones are observed modern faults, indirect, fluid discharge zones thought to originate from these. Despite the wide occurrence of faults in the lower part of the sedimentary cover, only some of them penetrate the Quaternary sequence, as is seen at seismoacoustic profiles.

Key words: Laptevs Sea, neotectonics, high resolution seismic, gas seepage.

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОГЕНЕЗА В ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСТРОВА ЖОХОВА

канд. геол.-минерал. наук В.В.ИВАНОВА¹,
науч. сотр. М.А.АНИСИМОВ²

¹ – ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: v_ivanova@rambler.ru

² – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoor@aari.ru

Материалом данного сообщения послужили результаты изучения лагунных отложений острова Жохова. Работа выполнена при финансовой поддержке российско-американского археологического проекта «Жохов-2000».

В работе обсуждаются особенности литофациального и химико-минерального состава мерзлых лагунных отложений о. Жохова. Рассмотрены физико-химические и механические процессы в промерзающих породах, установлены особенности аутигенного минералообразования, закономерности формирования и развития толщ мерзлых пород и особенности их состава и свойств.

Ключевые слова: субмаринный криолитогенез, макро- и микроструктурные черты, градуломинералогический анализ, люминесценция.

ВВЕДЕНИЕ

Механизм промерзания донных отложений в арктических морях предложен и подробно рассмотрен Н.А.Шполянской [10, 11]. Возможность промерзания донных морских отложений зависит от соотношения между соленостью и температурой поровых вод осадков. Охлаждение порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми. Изменение концентрации порового раствора вниз по разрезу донных отложений и вариации солевого состава являются косвенным показателем температурных условий литогенеза.

Изначальной целью работ, организованных в 2000–2006 гг. в рамках программы археологических исследований Жоховской стоянки [7], было уточнение характеристики природных условий до, во время и после периода пребывания древнего человека на о. Жохова (около 8000 л.н.), а также получение информации об изменениях уровня Восточно-Сибирского моря в позднем плейстоцене и голоцене как фактора, непосредственно влиявшего на возможность посещений острова в прошлом. Помимо решения локальных прикладных задач, предполагалось получить результат, востребованный в палеогеографических реконструкциях, поскольку район исследований расположен в наиболее удаленной области Новосибирского архипелага, не обеспеченной подобными данными.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Остров Жохова (рис. 1) входит в группу островов Де-Лонга архипелага Новосибирских островов. Он расположен на шельфе Восточно-Сибирского моря под 76° с.ш. Размеры острова примерно 7×11 км. Он представляет собой конусообразную возвышенность (вулканический аппарат центрального типа), сложенную базальтовыми лавами, вулканическими агломератами и туфами. Основными вулканическими

лагуны, образуя конус выноса. В результате ее южная часть мелководна и промерзает в зимний период до дна. Временные водотоки и небольшие ручьи, впадающие в лагуну с прибрежных склонов, имеют небольшие водосборы и вносят незначительный вклад в формирование отложений. В северной части, почти под берегом, глубины достигают 6 м, постепенно возрастая до 10 м к северо-восточной части лагуны. Подводные склоны галечной косы со стороны лагуны крутые. Дно ее имеет общий уклон в северо-северо-восточном направлении. Максимальная глубина (11,5 м) зафиксирована в четко обозначенном понижении, с практически плоским дном и размером около 80×90 м. Изменение глубины от 10 до 11 м происходит на отрезке протяженностью около 20 м. Фактически это хорошо выраженная корытообразная депрессия с четкими бортами и относительно плоским дном, которая, скорее всего, является унаследованной формой рельефа (рис. 2).

Сток из лагуны в периоды отливов или сгонов осуществляется через промоину, расположенную в ее восточной части. Во время сильных нагонов или приливов через нее же поступает морская вода. Осенью промоина часто замывается штормами, но в летний период образуется вновь на одном и том же месте. В годы, когда осенними штормами промоина замывается, а незначительный сток из лагуны не может сформировать глубокого русла, образование льда происходит в условиях бессточного режима. Толщина льда в лагуне по многолетним наблюдениям — около 2 м. Зимой около трети ее площади оказывается покрытой примороженным ко дну льдом. При образовании льда, по толщине соизмеримого с глубиной, возрастает концентрация солей в изолированном объеме лагуны, так как значимую часть объема занимает пресный лед. Ледовый покров полностью разрушается не каждый год, в результате чего волновое воздействие на донные отложения незначительно или отсутствует. В отдельные годы лед в лагуне только отделяется от берега узкими закраинами. Гидродинамический режим северной лагуны, высокая степень изоляции от моря, значительная глубина 6–11 м, обеспечивающая толщу незамерзающей воды в зимнее время, особенности ледостава создают условия спокойного осадконакопления лагунных отложений.

Полевые работы на лагуне проводились с 2000 по 2006 г. в весенне-летний период. Отбор лагунных отложений в первые годы осуществлялся с помощью стандартной гравитационной трубки ГОИН 1,5-метровой длины.

Максимальная мощность колонки, отобранной этой трубкой, составила 50 см. В 2006 г. удалось с помощью модифицированной гравитационно-ударной трубы отобрать колонку длиной 210 см. В верхней части поднятой колонки, выше монолитных отложений, находилась смесь кристаллов, ила и воды. Эта смесь заполняла пробоотборную трубу почти на 20 см. Кристаллы имели размеры до трех-четырех сантиметров по большей оси, они заполняли около 50 % объема верхней части колонки (рис. 3).

Остальной объем был заполнен кристаллами меньшего размера и малым количеством черного ила.

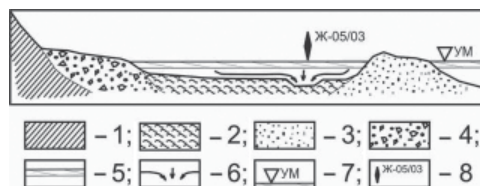


Рис. 2. Лагуна острова Жохова:

1 — коренные породы; 2 — лагунные отложения — илы, глинистые алевриты; 3 — песчаная коса; 4 — склоновые отложения; 5 — лагунный и морской лед; 6 — направление стока холодных лагунных вод; 7 — уровень моря; 8 — места отбора колонки лагунных отложений

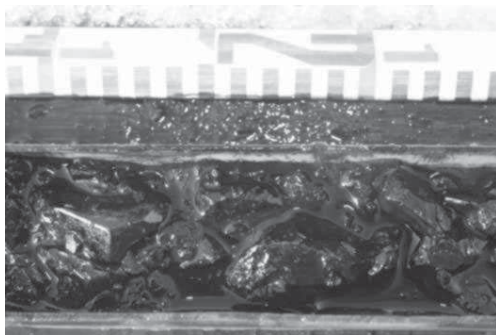


Рис. 3. Кристаллы, обнаруженные в лагунных отложениях



Рис. 4. Образец 1 (мирабилит)

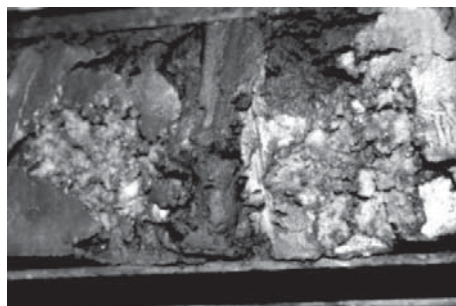


Рис. 5. Образец 2 (гипс)

Для изучаемых отложений AMS-методом получены радиоуглеродные определения возраста, выполнены диатомовый и геохимический анализы, которые дали хорошо согласующиеся результаты [1].

Отложения охарактеризованы тремя датировками: с уровня 8–10 см от поверхности дна (5280 ± 40 р.л.н., Beta 204885), с уровня 48–50 см (7730 ± 40 р.л.н., Beta 204886) и 98–100 см (10950 ± 60 р.л.н., Beta 204887).

Результаты диатомового и геохимического анализов дают основания утверждать, что до 11000 л.н. отложения формировались при низких температурах в континентальных условиях.

В теле отобранной колонки было выявлено пять пятен новообразований диаметром 2–4 см на глубинах 103–105, 121–122, 148–150, 197–199, 201–203 см. Эти образования представляют собой отдельные кристаллы и минеральные агрегаты (рис. 4–5).

В этих материалах методом ICP-MS (лаборатория НПО «Водоканал-Санкт-Петербург») определено содержание макро- и микроэлементов, проведено кристаллооптическое изучение обнаруженных минералов. Проведен гранулометрический анализ лагунных отложений (лаборатория НПО «Водоканал-Санкт-Петербург»), минералогическое описание тяжелой фракции, анализ глинистых минералов (СПбГУ).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные минеральные образования диагностировались нами по химическому составу и кристаллооптически.

Элементный состав минералов приведен в табл. 1. Пересчитанное на оксиды содержание Ca, Na, S и отношения Na/S, Ca/S в изученных новообразованиях приведены в табл. 2.

Таблица 1

Состав минеральных образований (ppm)

	Образец 1	Образец 2		Образец 1	Образец 2
Al	1735	1383	Nb	0,74	0,42
Ba	11	13	Mo	0,286	<0,1
Ca	765	180400	Ag	2,36	1,74
Fe	1633	1212	Cd	0,493	0,256
K	655	930	Sn	6,49	0,92
Mg	1542	6530	Sb	0,122	0,161
Na	490000	705	W	0,213	0,204
S	340500	148350	Pb	1,92	1,37
Sr	11	1114	Bi	0,030	0,017
P	84	190	Be	0,04	0,07
Co	1,40	0,71	Cr	4,0	2,9
Ga	0,95	0,58	Cu	2,6	2,3
Ge	0,022	0,006	Li	4,2	12
As	5,6	5,7	Mn	18	33
Se	18,9	23,8	Ni	11	2,9
Rb	2,5	2,1	Ti	154	92
Yb	0,5	1,1	V	2,75	2,60
Zr	1,84	2,11	Zn	24	22

Аналитик: Е.Л.Пролетарская

Таблица 2

Содержания макрокомпонентов (%)

Образец 1	Na	S	Na ₂ O	SO ₃	Na/S
	13,97515	9,711305	18,84246	24,25386	1,44
Образец 2	Ca	S	CaO	SO ₃	Ca/S
	23,22049	19,09512	32,48675	47,68653	1,22

По химическому составу однозначно диагностируются мирабилит (образец 1) и гипс (образец 2). Справочные данные для этих минералов следующие:

Мирабилит						
Na	Na ₂ O	S	SO ₃	O	H ₂ O	Na/S
14,27	19,24	9,95	24,85	69,52	55,9	1,44
Гипс						
Ca	CaO	S	SO ₃	O	H ₂ O	Ca/S
23,28	32,57	18,62	46,5	55,76	20,93	1,25

Мирабилит Na₂SO₄·10H₂O образуется в виде призматических кристаллов моноклинной сингонии, вытянутых по [010] или [001], прозрачный. Твердость 1,5–2 (царапается ногтем), очень хрупкий. Размеры отдельных кристаллов мирабилита составляют 3×3×3 см (рис. 6).

В массе желтоватого поликристаллического агрегата (рис. 5) резко преобладает гипс, но достаточно много и кальцита. Желтоватая окраска обусловлена механическими примесями.

Среди гипсовых кристаллов резко преобладают удлинённые (рис. 7).

Большинство кристаллов гипса имеет на своей поверхности разного рода углубления, возможно, следы от кристаллов льда. Во многих случаях грани углублений закруглены, что, возможно, указывает на их «подрастворенность» во время вытаивания ледяных кристаллов. Некоторые углубления располагаются на гранях кристаллов нерегулярно, образуя своеобразную «пористость», и, возможно,

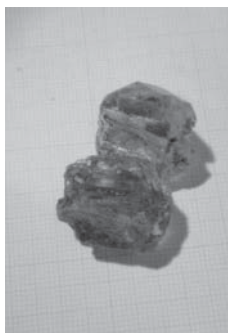


Рис. 6. Кристаллы мирабилита



Рис. 7. Кристаллы гипса в проходящем свете. Ув. 40

связаны с процессами растворения, имевшими место в пленке талой воды на поверхности ледяного натека.

Кальцит «обрастает» кристаллы гипса небольшими ромбоэдрическими кристаллами, достаточно однородными по виду и размеру (более мелкими, чем гипсовые). Кальцитовые зерна-кристаллы как бы «обсыпают» большие гипсовые кристаллы, но встречаются также и внутри гипсокристаллических сростков. Факт преобладающе наружной (на поверхности гипсовых кристаллов) локализации кальцита, возможно, указывает на то, что сначала кристаллизовался гипс, а потом кальцит.

Кальцит отличается яркой радужной интерференционной окраской. Гипс обнаруживает бледно-желтую интерференционную окраску, а также обладает люминесценцией. Цвет люминесценции в длинноволновом диапазоне ультрафиолета — сине-фиолетовый. Люминесценция гипса обусловлена, вероятно, примесными ионами марганца.

Данные отложения по гранулометрическому составу представлены глинистыми алевритами (рис. 8). Цветовая окраска их (серые и темно-серые до черных) определяется наличием черного гидротроилита.

Характерен в основном бимодальный тип кривых распределения, отражающих гранулометрический состав, с максимумами в мелкоалевритовой (0,05–0,01 мм) и в пелитовой (< 0,001 мм) фракциях. Увеличение доли алеврита свойственно отложениям из нижней части колонки.

Основные минералы тяжелой фракции представлены пироксенами, амфиболами, группой эпидота-цоизита, черными рудными и гранатом. Остальные минералы имеют подчиненное значение.

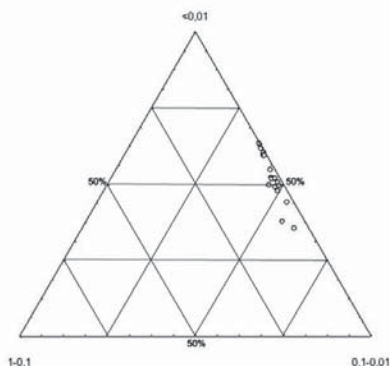


Рис. 8. Гранулометрический состав лагунных отложений

Распределение минералов тяжелой фракции

Минерал	Min	Max
Моноклинные пироксены	0,0	28,2
Обыкновенная роговая обманка	3,4	41,5
Группа эпидота-цоизита	0,0	21,0
Апатит	0,0	4,8
Гранат	2,2	34,8
Циркон	0,0	8,7
Титанистые неопределимые	0,0	11,9
Черные рудные	0,0	30,7
Выход тяжелой фракции	0,3	21,0

Изучение состава тяжелой фракции показывает, что в период накопления осадка ситуация оставалась относительно стабильной и процесс седиментогенеза проходил единообразно на протяжении всего периода осадконакопления (табл. 3).

Замедленность химических и биологических процессов в арктических морях приводит к тому, что аутигенные образования встречаются редко и в незначительных количествах. В изученных образцах поверхностных отложений они представлены гидроокислами железа (0–38,6 %, среднее содержание – 5,6 %), агрегатами глауконита, сидеритом.

Обогащение поверхностных и грунтовых вод криолитозоны растворимым и коллоидным органическим веществом, преобладающие восстановительные условия среды приводят к увеличению миграционной способности соединений железа. В подводных условиях выделяющийся в результате редукции сульфатов морской воды сероводород вступает в реакцию с подвижным железом осадка, что приводит к образованию гидротроилита, а возникающий в процессе сульфатредукции гидрокарбонат-ион при наличии достаточного количества железа образует аутигенные карбонатные агрегаты [4]. Общее содержание их варьирует от 0 до 33,3 %, среднее – 0,88 %.

Осадки лагуны по глинистым минералам хлорит (15–30 %) – гидрослюдистые (> 60 %) (рис. 9). Верхний горизонт (до 7 см) характеризуется каолинит-хлорит-гидрослюдистыми отложениями. Повышение содержания хлорита при его значительной флотационной способности указывает на возможный размыв рыхлых отложений. Повышенные содержания смектита обусловлены поступлением его

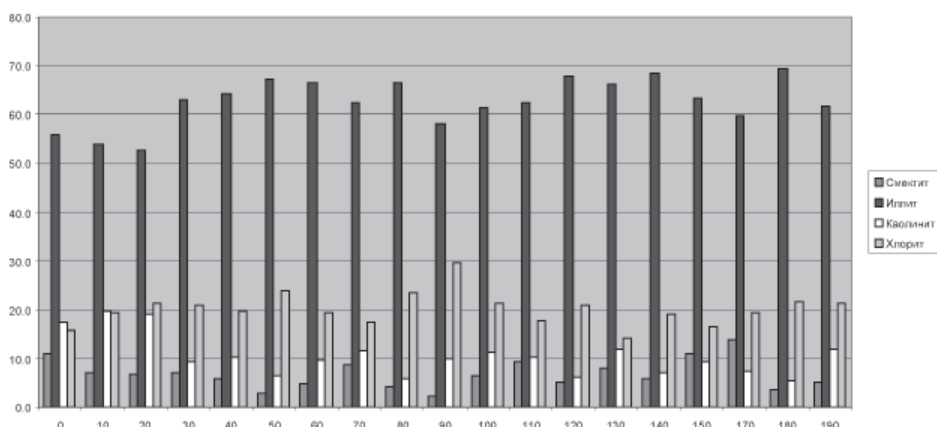


Рис. 9. Состав лагунных отложений по глинистым минералам

от размыва на дне терригенных пород, обогащенных этим минералом. Анализ распределения глинистых минералов показывает, что осадкообразование происходило при довольно сходных условиях осадконакопления за счет терригенного материала участков размыва дна.

В Мировом океане в современную эпоху распределение глинистых минералов контролируется соотношением терригенного стока и процессами их новообразования. В Северном полушарии, где преобладает континентальный сток, более выражена ведущая роль среди глинистых минералов иллита по сравнению со смектитом (монтмориллонитом). Для высокоширотных зон характерна ассоциация иллита и хлорита. Последний выступает как наиболее стабильный продукт суровых климатических обстановок с преобладанием процессов физического выветривания.

Химический состав порового раствора засоленных мерзлых пород определяется их происхождением. На Арктическом побережье эти породы обычно представляют собой морские осадки, поэтому состав солей близок к морскому. Морская вода отличается почти постоянным химическим составом, сформировавшимся в течение длительного геологического времени. Средний химический состав морской воды следующий [8]: Cl — 19,7 г/кг; Na — 10,8; SO_4 — 2,7; Mg — 1,3; Ca — 0,4; K — 0,4; HCO_3 — 0,1; Br — 0,07; Sr — 0,08. При понижении температуры кристаллизуется лед. Остающийся по мере выделения льда раствор становится более концентрированным.

Если температура понижается до $-8,2^\circ\text{C}$ (или $-7,3^\circ\text{C}$ по Гиттерману), из рассола кристаллизуется глауберова соль (мирабилит) — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$, а при $-22,9^\circ\text{C}$ — NaCl. При температуре $-36,8^\circ\text{C}$ из рассола выпадает KCl, при $-43,2^\circ\text{C}$ — $\text{MgCl}_2 \times 12\text{H}_2\text{O}$ и при -54°C $\text{CaCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$. Наконец, при температуре -55°C замерзает весь раствор.

Однако при отложении морских осадков происходят процессы вытеснения ионов, ионного обмена, адсорбции и бактериального воздействия, в результате чего состав поровой влаги может значительно отличаться от морского. При этом наблюдается изменение концентраций Mg^{2+} , SO_4^{2-} , K^+ , снижение pH. Нередко оказывается, что минерализация поровых вод донных осадков выше, чем придонного слоя воды. Но в целом в растворе морской воды преобладают ионы Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , которые содержатся примерно в том же соотношении и в поровой влаге. Постепенно в осадках может уменьшаться содержание сульфат-иона за счет сульфатредуцирующих микроорганизмов. При протаивании может происходить выщелачивание засоленных пород, увеличение в растворе Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} или HCO_3^- . При промерзании происходит накопление бикарбонатов и карбонатов в растворе, частичное осаждение карбонатов, криогенное концентрирование — «криогенная метаморфизация».

Известно, что соленость воды на мелководных участках морей претерпевает значительные сезонные колебания [3]. Для выяснения роли криогенных факторов в изменении солевого состава морской воды, насыщавшей рыхлые отложения, были проведены химические анализы водных вытяжек пород.

В породах, слагающих колонку, по всей вскрытой глубине (2 м) преобладали, как и в морской воде, хлориды натрия (табл. 4). Содержание прочих солей вниз по разрезу донных отложений по мере понижения концентрации порового раствора несколько изменялось.

Солевой состав верхнего слоя донных отложений близок к составу морской воды. Однако уже на глубине 0,4–0,5 м появляются некоторые различия, выражающиеся в большем относительном содержании сульфатов магния и кальция, тогда как на глубине 1,95 м они в породах отсутствуют. Вместе с тем здесь значительно повышается относительное содержание хлоридов, а также гидрокарбонатов.

Основываясь на отмеченных различиях в солевом составе пород, можно предположить, что высокое содержание хлоридов в породах на глубине 1,95 м при низ-

**Ионный состав морской воды (Восточно-Сибирское море)
и водных вытяжек из лагунных отложений о. Жохова**

	Минерализация, мг-экв/100 г породы	% экв						
		Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Морская вода	23,3	91,69	2,55	4,73	1,03	82,26	13,74	4,0
0–10	27,17	68,06	2,17	18,00	11,77	79,71	8,74	10,42
40–50	31,30	72,37	1,57	14,05	12,02	81,92	7,45	9,46
90–100	9,96	50,30	2,24	29,99	17,48	69,98	9,87	19,15
120–130	8,37	54,71	1,11	27,25	16,94	85,49	2,37	10,91
150–155	3,05	41,67	3,07	25,35	29,91	87,25	1,30	10,20
190–195	2,17	32,71	3,07	32,12	32,09	83,28	0,00	15,53

кой общей концентрации солей (до 3 г/л), очевидно, является следствием миграции из вышезалегающих отложений высокоминерализованных растворов, содержащих соли с низкой температурой кристаллизации, тогда как сульфат кальция выпадает в осадок при -17°C . При этом до температуры -17°C (и выше) основная масса солей (99,65 %) находится в растворе, за исключением мирабилита. При взаимодействии высокоминерализованного порового раствора с глинистым алевроитом ионы натрия частично переходят в поглощенный комплекс пород, вытесняя в раствор ионы магния и кальция, которые обуславливают повышение в растворе соответствующих хлоридов. Происходят химические реакции. В частности, около -15°C раствор насыщается сернокислым кальцием, и при дальнейшем охлаждении происходит превращение сернокислого натрия в сульфат кальция. Следует отметить, что экспериментальные исследования в этой области весьма сложны и не всегда обеспечивают воспроизводимость результатов [9]. Так, по В.Рингеру температура полного отвердевания раствора соответствует эвтектической температуре выпадения из раствора хлористого кальция, то есть $-55,0^{\circ}\text{C}$, тогда как по Гиттерману она равна -36°C и обусловлена выпадением из раствора хлористого магния. Хлористый кальций при этом в результате реакции обмена переходит в сернокислый кальций. Ввиду того, что в морской воде и в рассоле молярное содержание Ca^{2+} меньше SO_4^{2-} , конечная точка замерзания раствора соответствует температуре выделения $\text{MgCl}_2 + 12\text{H}_2\text{O}$. Сернокислый кальций кристаллизуется при -17°C . Соли выпадают в осадок при охлаждении раствора преимущественно в виде кристаллогидратов.

Охлаждение порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми.

Можно заключить, что сам факт снижения концентрации порового раствора вниз по разрезу дисперсных пород, слагающих дно лагуны, и отсутствие в солевом составе сульфатов является косвенным показателем температурных условий литогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученная совокупность данных позволяет реконструировать историю формирования лагунных отложений северной лагуны о. Жохова в позднем плейстоцене.

Результаты анализа аутигенных минералов дают основания утверждать, что до 11000 л.н. отложения формировались при низких температурах в континентальных условиях. Отложения промерзали при регрессии моря в континенталь-

ных условиях, сохраняя морские седиментационные соли, что согласуется с результатами диатомового и геохимического анализов [1].

Как представляется, полученные результаты имеют исключительно важное значение для уточнения палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов, предложенных в последнее время [5, 12]. Будучи расположен ближе всего к склону континентального шельфа, с которым сопоставляется граница поверхности, экспонированной в Сартанском криохроне вследствие глубокой регрессии Полярного бассейна, район исследований предоставляет уникальные данные, позволяющие оценить ранние этапы развития послеледниковых изменений уровня моря в северной области Лаптевско-Восточносибирской зоны Арктического шельфа Евразии.

Авторы благодарят научного сотрудника кафедры бурового оборудования Санкт-Петербургского Горного университета В.М.Зубкова за участие в разработке и практическое участие в создании бурового оборудования, с помощью которого удалось получить публикуемые результаты, а также сотрудников химико-аналитической лаборатории ИИМК РАН за помощь в проведении кристаллооптических исследований минералов. Авторы считают необходимым поблагодарить также В.Е.Тумского, на протяжении ряда лет принимавшего активное участие в сборе полевых материалов. Нельзя не отметить, что вся эта работа была бы невыполнима без щедрой поддержки одного из благотворительных научных фондов (Нью-Йорк, США). Авторы благодарят также агентство «ВИКААР», Санкт-Петербург и лично Е.П.Савченко за логистическое сопровождение работ проекта «Жохов-2000».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В., Пушина З.В.* Новые данные по изменению уровня моря в районе Новосибирских островов. Научная конференция «Моря высоких широт и морская криосфера. Тезисы докладов. СПб., 2007. С. 21–22.
2. *Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М.* К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. РГО. 2002. Т. 134. Вып. 5. С. 32–37.
3. *Анисимова Н.П.* Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука. 1981. 153 с.
4. *Бондаренко С.А.* Донные отложения Лаптевоморского шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 93–103.
5. *Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В.* Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 — Новосибирские острова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
7. *Питулько В.В.* Жоховская стоянка. СПб.: Изд-во «Дм. Буланин». 1997. 186 с.
8. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
9. *Хименков А.Н., Бушков А.В.* Океанический криолитогенез. М.: Наука, 2003. 336 с.
10. *Шполянская Н.А.* Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа // Изв. РАН. Сер. геогр. 2005. № 1. С. 102–111.
11. *Шполянская Н.А.* Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1991. № 5. С. 73–83.
12. *Bauch H.F., Muller-Lupp T., Taldenkova E. et al.* Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin // Global and Planet. Change. 2001. Vol. 31. P. 125–139.

CHARACTER OF CRYOLITHOGENESIS IN LAGOONAL DEPOSITS AT ZHOKHOV ISLAND

The base of this article are the results of studies of lagoonal deposits at Zhokhov Island. This study was conducted and supported by the Russian-American archeological project "Zhokhov-2000".

Features of lithofacial and chemical-mineralogical composition of frozen lagoonal deposits at Zhokhov Island are discussed in this report. Physicochemical and mechanical processes in frozen deposits have been considered, features of authigenic minerals formation and mechanism of forming of frozen deposits, features of their composition and properties have been established.

Keywords: Submarine cryolithogenesis, macro and microstructure properties, granulomineralogical analysis, luminescence.

СТРОЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОБСКОЙ ГУБЫ КАРСКОГО МОРЯ ПО АКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

вед. инженер В.И.СЛИНЧЕНКОВ, канд. геол.-минерал. наук Ю.Г.САМОЙЛОВИЧ,
нач. партии В.В.НИКОЛАЕВ, нач. отряда В.М.КОНСТАНТИНОВ

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: okeangeo@vniio.ru

Представлены результаты акустического профилирования, выполненного в ходе геоэкологических исследований 2005–2007 гг. Описаны особенности строения донных отложений. Установлена и обоснована взаимосвязь геологических и отражающих границ. Выявлены морфологические особенности рельефа донной поверхности и их связь с современными экзогенными процессами. Намечены участки возможного проявления кровли многолетнемерзлых пород, и определена глубина залегания их кровли.

Ключевые слова: Обская губа, акустическое профилирование, граница, донные отложения, толщина, профиль, газонасыщенная порода, мерзлая порода.

В соответствии с Государственным контрактом от 25 апреля 2005 г. с Федеральным агентством по недропользованию Комплексной партией ФГУП ВНИИОкеангеология было проведено изучение фонового состояния среды северной части Обской губы – района предполагаемого интенсивного промышленного и хозяйственного освоения, в первую очередь связанного с нефтяными и газовыми месторождениями. С этой целью в течение экспедиций 2005 и 2006 гг. осуществлялось донное опробование и опробование водной среды по сети 10×20 км, а также геофизические работы методом высокочастотного акустического профилирования (ВАП). В данной статье приводятся основные результаты проведенных геофизических исследований.

Геофизические исследования методом высокочастотного акустического профилирования с аппаратурой Edge Tech Model X-STAR и приемоизлучателем (Tow Vehicles) SB-216S проводились с целью изучения строения поверхностных осадков, геоморфологических особенностей донной поверхности, определения глубины залегания кровли мерзлых пород. В процессе работ выполнено 22 профиля общей протяженностью около 850 км. Основная часть профилей расположена вкрест береговой линии и, как правило, проходит через точки пробоотбора, достаточно равномерно покрывая весь участок работ, за исключением района близ мыса Штормовой, где из-за погодных условий остался не «освещенным» участок протяженностью около 60 км (рис. 1). Измерения проводились при скорости судна 4–5 узлов. Максимальная глубинность по разрезу составила 25 м, при допущенной скорости распространения волн 1500 м/с. В рабочем режиме диапазон частот регистрации составлял 2–10 кГц, что обеспечивало разрешение по грунтам около 10 см. Навигационное обеспечение состояло из GPS-приемника Trimble. Точность позиционирования в движении составляла ±20 м.

К общим особенностям участка следует отнести практически повсеместную весьма значительную загазованность донных отложений, которая в сильной мере ограничивает информативность временных разрезов. В акустических записях газонасыщенные осадки отмечаются в виде достаточно протяженных или локаль-

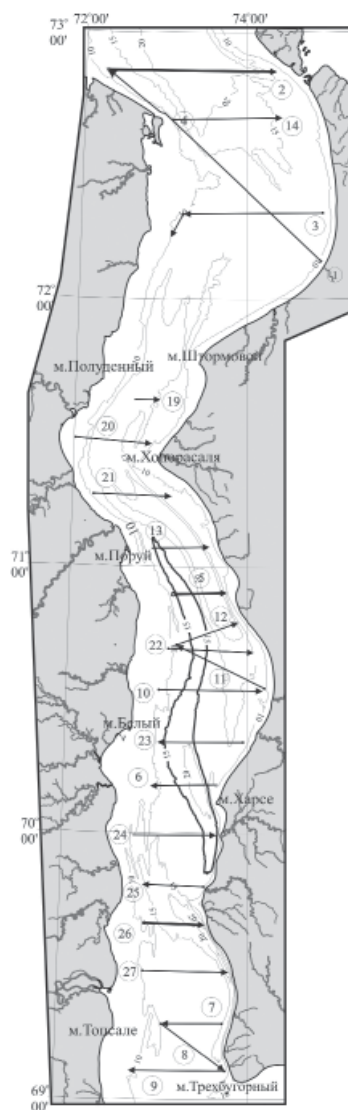


Рис. 1. Схема расположения профилей

ных освещенных зон в нижней части разреза, иногда пронизывающих все его слои вплоть до донной поверхности с частичной или полной потерей корреляции отражающих границ (рис. 2). Часто освещенные зоны включают сейсмогеологические неоднородности, нередко образующие непротяженные границы сложной формы.

В отношении геологического строения в целом для всего участка характерен разрез, состоящий из двух слоистых толщ, условно названных А (нижележащая) и В (вышележащая), залегающих с угловым и стратиграфическим несогласием относительно друг друга, образуя границу раздела **1** (рис. 3 а, 4 а, г).

Граница стратиграфического несогласия 1, как правило, высокоамплитудная, выположенная. Глубина залегания границы относительно донной поверхности

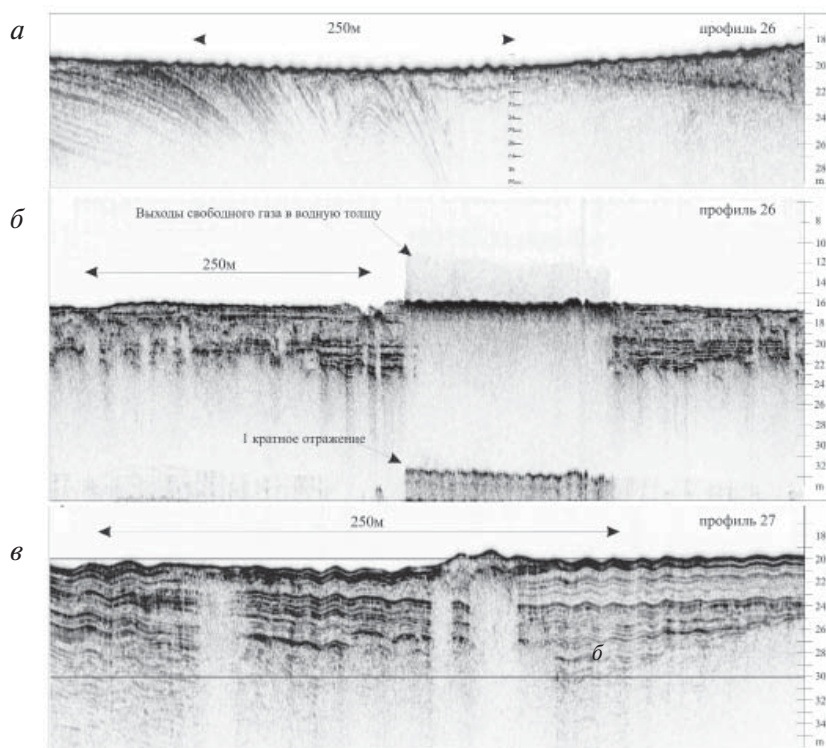


Рис. 2. Фрагменты эхограмм с отображением газонасыщенных осадков

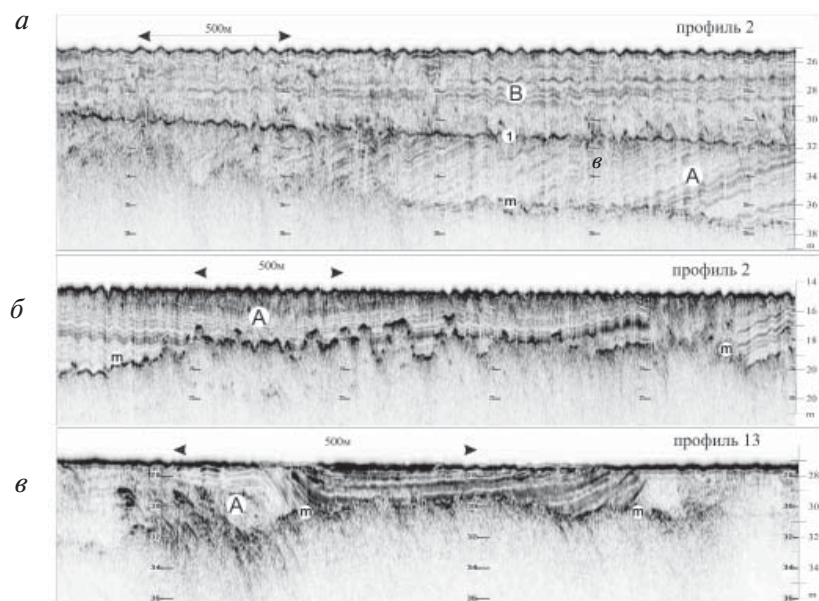


Рис. 3. Фрагменты эхограмм с отображением кровли ММП в толще А

различна: в непосредственной близости от берега она уходит за пределы глубинности исследований, а в приглубых частях участка и северо-западной части губы, примыкающей к ямальскому берегу, часто приближается (вплоть до выходов) к донной поверхности. В среднем гипсометрическое положение границы **1** в приглубой части акватории колеблется от 21 м (южная часть участка) до 26 м (центральная часть участка) и достигает значений 32 м в северной его части, указывая на постепенное погружение ее в направлении с юга на север.

Толща А, носящая сугубо эрозионный характер в кровле, на разрезах прослеживается не на полную мощность, а до глубин 10–18 м. Слоистая, с различной степенью прорисовки и различной глубиной слежения, часто хорошо акустически дифференцированная, с протяженными, выдержанными по простиранию

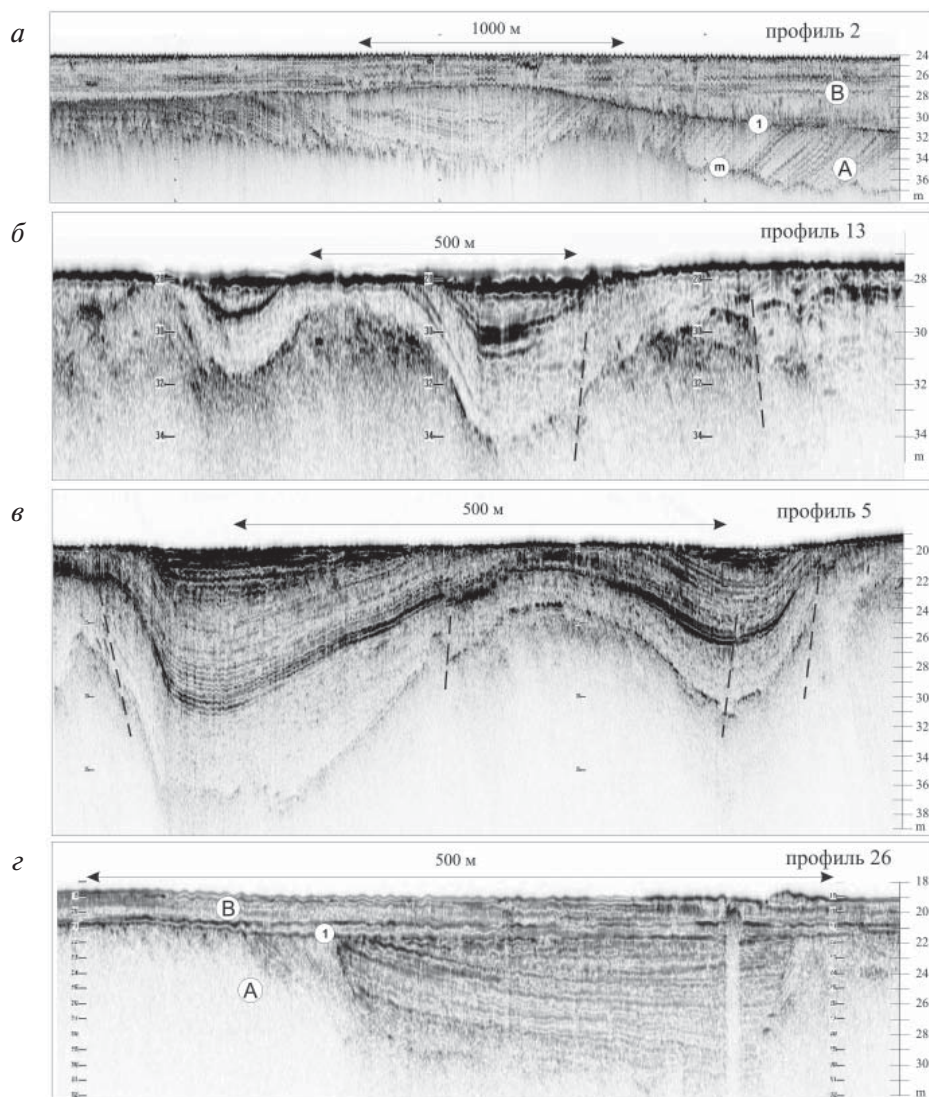


Рис. 4. Фрагменты эхограмм с отображением палеодолин

амплитудно-динамическими характеристиками отражений. Она, как правило, состоит из отдельных пачек слоев относительно выдержанной и переменной мощности, в целом согласного, в пределах пачек, залегания, образующих в большинстве своем наклонные, складчатые или линзовидные формы. Последние в поверхности толщи часто выполняют глубокие врезы глубиной (видимой) до 18 м и шириной от нескольких сотен метров (центральная и южная части участка работ) до нескольких километров (северная часть участка), вероятнее всего, образованные некогда речными русловыми потоками. Именно наличие русловых врезов является отличительной особенностью толщи **A**, а с учетом значительной амплитудной выраженности границы раздела **1** рельеф ее кровли трассируется достаточно уверенно. Эта граница при интерпретации играла роль маркирующей.

По существующим воззрениям на геологическое развитие севера Западной Сибири, последнее региональное воздымание Ямало-Гыданского региона относится к эпохе олигоцена [1, 2, 6, 7]. Регион постепенно становится частью обширной суши, охватывающей всю южную часть современного пространства Карского моря. В результате этого происходит выравнивание рельефа, сопровождающееся повсеместным размывом верхнемеловых-палеогеновых отложений с заложением долин палеорек и, в частности, так называемой праОби. Основываясь на этом, можно предполагать, что выявленные русловые врезы отвечают древним долинам Оби и ее притоков.

Акустические записи указывают на то, что рельеф толщи **A** формировался в несколько этапов — по числу существовавших начиная с неогена регрессивно-трансгрессивных периодов. Примечательно, что в самой толще **A** пачек осадков, залегающих с эрозионным несогласием, не наблюдается. Исключение составляют древние речные долины, где в осадках, выполняющих их, присутствуют следы тектонической активности (отсутствующие в толще **B**) и выделяются, как минимум, два перерыва в осадконакоплении, а сами русла часто носят подновленный характер (рис. 4). При этом можно говорить о существовании нескольких русловых потоков, формировавших речные врезы, возможно, в разное время, но в одно время подвергнувшихся выравниванию (на эхограммах — на уровне границы **1**), что указывает на то, что существующий рельеф кровли толщи **A** — результат денудации, происходившей во время последнего, наиболее значительного по амплитудным и временным характеристикам, регрессивно-трансгрессивного этапа. С учетом отображения на эхограммах, выполняющие врезы осадки, скорее всего, можно отнести к аллювиально-морским отложениям, сформировавшимся за период от образования врезов до образования границы **1**.

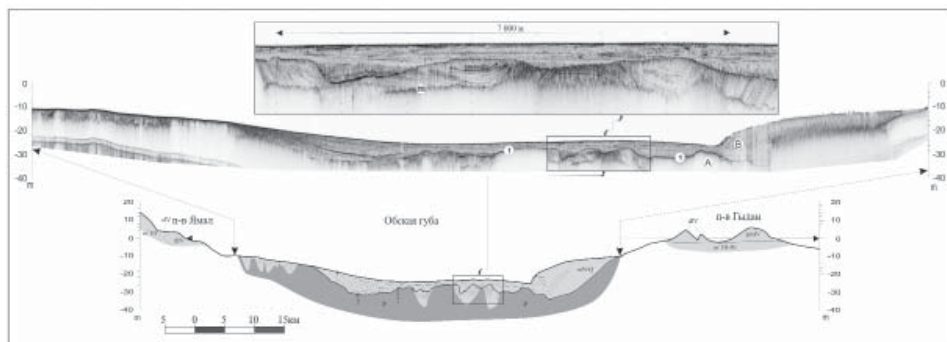


Рис. 5. Геологическая интерпретация результатов акустического профилирования по профилю 2

Нередко на временных разрезах в толще **А** отмечаются сейсмогеологические неоднородности, образующие череду высокоамплитудных отражающих площадок различной протяженности, за которыми следует практически полное отсутствие отражений. В совокупности они часто образуют физические границы (граница с индексом **м** (рис. 3)), как правило, секущие слоистые осадки поперек слоистости и носящие форму ломаной линии. Неоднородности в толще **А** отмечаются практически на всех разрезах, на глубинах, относительно донной поверхности, от 2 до 12 м, на отрезках профилей с минимальной мощностью толщи **В**. Наибольшее их распространение имеет место в северной части участка.

С учетом вышеизложенного можно утверждать, что толща **А** претерпевала промерзание в субэзальных условиях в регрессивные этапы развития шельфа в период его осушения, с наступлением моря образуя континентально-погруженный тип многолетнемерзлых пород (ММП) [4, 5]. Впоследствии, в этапы трансгрессии моря, под влиянием относительно теплых вод, в зависимости от условий и состава осадков, с различной интенсивностью происходила деградация мерзлоты. За счет того, что ММП песчано-глинистого состава имеют достаточно пористую структуру и содержат достаточно большие количества газа (кислород, продукты диагенетических процессов и т.п.), акустические отражения, характеризующие мерзлые и газонасыщенные осадки, чрезвычайно сходны по отображению и однозначно разделить их довольно сложно. Разница, на наш взгляд, заключается в следующем. В мерзлых породах на границах газонепроницаемых слоев свободный газ либо облекает их, создавая за счет экранирующего эффекта весьма интенсивную по отображению границу, сохраняя при этом ее конфигурацию, либо имеет место плавное осветление разреза, вызванное постепенной диффузией пузырьков газа в осадки (рис. 2, 3). С учетом этого можно сделать предположение, что пространственное распределение череды выделяемых в толще **А** сейсмогеологических неоднородностей может отображать либо теперешнее, либо некогда существовавшее положение кровли многолетнемерзлых пород, носящих, с учетом степени распространности, локальные (островные) формы.

Толща В имеет переменную мощность и переменчивую амплитудную выраженность, с прорисовкой на временных разрезах внутренних отражающих границ от отчетливых, согласных, пологих, близких к горизонтальному залеганию, характеризующих стратифицированные осадки, до неотчетливо слоистых или хаотичных, слабоамплитудных отражений. В центральных наиболее глубоководных частях профилей относительно маломощная (до первых метров), с хорошо выраженной сеймотекстурой. По мере приближения к берегу имеет отчетливо выраженную тенденцию к нарастанию с частичной или полной потерей корреляции внутренних отражающих площадок. Наибольшие значения мощности (более 15 м), равно как и разнообразие разреза осадков толщи **В**, отмечены в разрезах в северной части участка и, в частности, на профилях 1, 2, 3, 14.

Приводимые на рис. 5–7 разрезы по профилям 2, 5, 26 иллюстрируют особенности и характер распределения придонных отложений в северной, центральной и южной частях участка соответственно и, в определенной мере, дают представление о строении верхней части осадочной толщи по всему району работ.

На разрезе по профилю 2 толща **А** представлена отчетливо слоистыми осадками различной степени выраженности: от достаточно пологих, бледных в записи внутренних отражающих границ, следящихся на глубину до 5 м, до достаточно амплитудных, наклонных (до 2°) слоистых пачек, выполняющих широкие (от 1,5 до 5 км, видимой глубиной до 8 м) врезы в поверхность толщи. Реконструированные в результате несложных построений глубины врезов (без учета глубины эрозии толщи **А**) оцениваются от 15 до 60 и более метров. Примечателен, в сравнении с разрезами по другим профилям, рельеф кровли толщи **А**. Приподнятый,

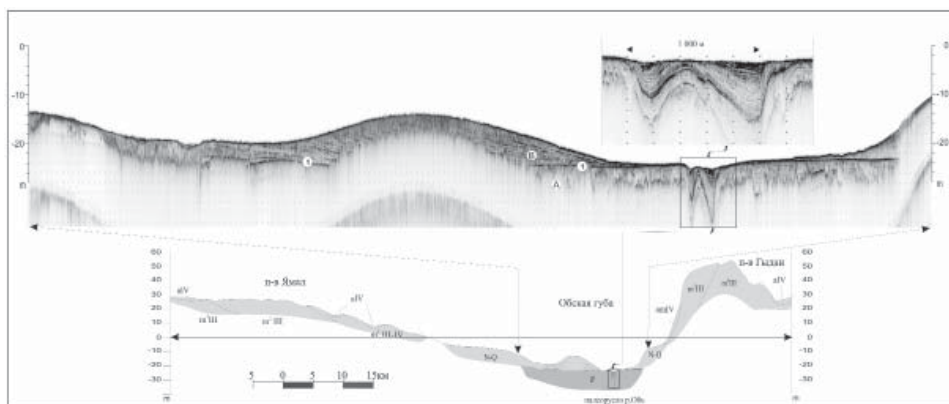


Рис. 6. Геологическая интерпретация результатов акустического профилирования по профилю 5

пологонаклонный в западной части, примыкающей к ямальскому берегу, и отчетливо глубоко эродированный, опущенный (15–20 м) – возможно, частично за счет блоковых смещений и, весьма вероятно, за счет весьма значительной эрозии поверхности в остальной части разреза. Судя по акустическому отображению, состав осадков толщи – преимущественно песчано-глинистый, а в кровле (граница 1) – разнотернистый, преимущественно песчано-галечно-валунный, характерный для отмтых, эродированных поверхностей.

Толща **В** в записи по профилю 2 имеет минимальную (в пределах разрешения аппаратуры) мощность в западной части, достигая значений 3–8 м в центральной, и резко увеличивается в конце разреза, на восточной части профиля, где ее значения достигают величин более 20 м. В свою очередь в составе толщи выделяется ряд стратиграфических несогласий, указывающих на наличие перерывов в осадконакоплении, приходящихся на период ее формирования. В целом толща носит характер заполнения, нивелируя в нижней части рельеф кровли толщи **А**, с наращиванием мощности со стороны и, очевидно, в какой-то мере, за счет размыва

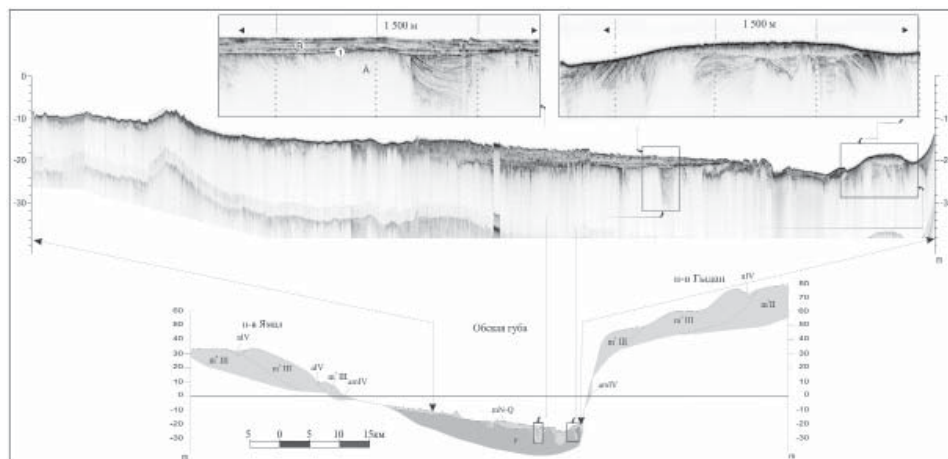


Рис. 7. Геологическая интерпретация результатов акустического профилирования по профилю 26

западного берега Гыданского полуострова. Степень прорисовки толщи на разрезе переменчива. В центральной части разреза — это череда пачек с отчетливой сейсмоструктурой, представленной пологими, протяженными, субгоризонтальными, достаточно амплитудными отражающими площадками. По мере приближения к восточному (гыданскому) берегу, с уменьшением глубины моря и увеличением мощности, верхней пачке ее становится присуща косослоистая (около $0,2^\circ$), бокового наращивания, сейсмоструктура. Отмечается и изменение выраженности толщи с постепенными переходами: четко слоистая — фрагментарно слоистая — неупорядоченная — практически «немая». В свою очередь, по мере приближения к восточному берегу, начиная с глубин моря 22 м изменяется и рельеф кровли толщи **В** (донной поверхности) — от выположенного, сглаженного высокоамплитудного в отображении, к локально провальному, а затем к пересеченному, образующему холмистую поверхность, с высотой отдельных форм до 3 м и протяженностью до десятков метров с бледной, как и нижележащая толща, прорисовкой (рис. 3 а, 8 а).

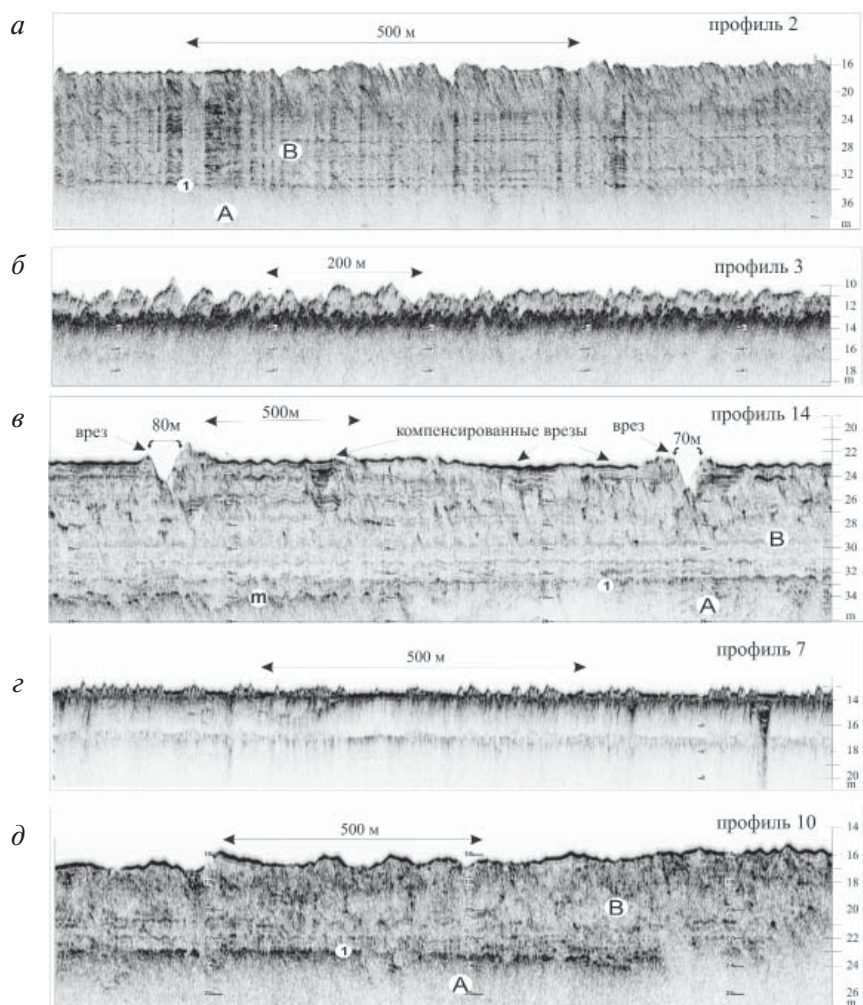


Рис. 8. Фрагменты эхограмм с отображением форм рельефа донной поверхности

Усматривается взаимосвязь между изменением формы рельефа донной поверхности и акустическим отображением толщи **В** на разрезе. Она заключается в изменении прорисовки толщи — начиная с глубин моря в 20 м верхняя часть разреза в интервале 3–4 м становится практически «немой», при низкоамплитудной, но достаточно отчетливо выраженной сейсмоструктуре остальной, нижней части толщи, при этом без видимого резкого перехода между ними.

В свою очередь, нижняя часть толщи постепенно, начиная с глубин моря 16 м переходит во фрагментарно слоистую, а затем так же в «немую». И только начиная с глубин 13 м рельеф сглаживается и на временном разрезе, в нижней его части, начинает фрагментарно прорисовываться слоистость. Подобные пересеченно холмистые формы рельефа со схожим акустическим отображением верхней части разреза нашли отражение, в той или иной степени, на временных разрезах практически по всей акватории участка (рис. 8). Как правило, они приходятся на застойные или относительно застойные участки акватории, где влияние гидродинамических процессов не так велико. Примечательным является разноуровневая (относительно поверхности моря) частичная компенсированность впадин микрорельефа тонкодисперсными осадками, причем часто компенсированные и некомпенсированные впадины соседствуют, что может указывать на непрерывность процесса создания таких форм в рельефе. С переходом в зоны с повышенным влиянием гидродинамики формы рельефа в целом становятся сглаженными, а градиентные микроформы проявляются спорадически. В этих случаях, очевидно, и может формироваться «пятнистая» или фрагментарно-слоистая толща. Возможно, что образование таких форм в рельефе в сочетании с «немой» или фрагментарно слоистой придонной частью разреза связано с термокарстовыми процессами, вызванными изменением состояния мерзлых осадков в толще **В**. К особенностям рельефа также можно отнести наличие врезов в донную поверхность глубиной до 3 м и шириной до нескольких десятков метров (рис. 8 б) на фоне спокойного, сглаженного рельефа. Очевидно, именно таким образом на временных разрезах фиксируется вспахивающее действие дрейфующих полей льда или стамух. Ледяные формы достаточно больших размеров могли образоваться за счет смерзания льда при его торошении.

Спад интенсивности отражений от донной поверхности, слабая в целом выраженность сейсмоструктуры толщи **В**, наличие в ней перекрытых компенсированных врезов, определенная схожесть ее отображения в разрезах по профилям 1, 3, 14 свидетельствуют о непрерывном, достаточно интенсивном процессе осадконакопления в восточном районе северной части участка в интервале глубин 14–25 м, причем аккумуляция происходит преимущественно за счет тонкозернистой составляющей осадков, поставляемых стоковым течением Оби и за счет абразии близлежащего берега. Полную противоположность представляет западная часть разреза по профилю 2. Здесь, по мере приближения к ямальскому берегу, начиная с глубин 18 м, впрочем, так же как и на разрезах по профилям 1, 3, 4, 14, но начиная с глубин 12 м, отмечаются усеченные, с весьма интенсивной по отображению границей донной поверхности, наклонные (до $0,5^\circ$) пачки слоистых осадков, выполняющие врезы видимой глубиной 6–7 м, что указывает на преобладание в этом районе процессов эрозии над аккумуляцией (рис. 3).

В целом на разрезе по профилю 5 осветленная, за счет загазованности осадков, толща **А** представлена слабоинтенсивными, фрагментарными отражающими площадками, образующими при корреляции пологие, слабонаклонные в сторону ямальского берега границы, следящиеся по толще до глубин 5–7 м. По амплитудной выраженности и глубине слежения исключение составляют осадки, выполняющие в поверхности толщи врезы видимой глубиной около 18 м, образованные, как предполагается, некогда, в периоды осушения территории, русловыми потоками древней Оби и ее притоков. Примечательным является наличие в этих осадках сдвиговых деформаций.

ций небольшой — порядка 1–2 м — амплитуды, имеющих, скорее всего, подновленный характер, поскольку они связаны с проявлением более ранних дислокаций, предопределивших место заложения древних долин (рис. 4 в). Обращает внимание поверхность кровли толщи **A** (граница **1**) — столообразная, близкая к горизонтальному залеганию (в субширотном положении плоскости разреза) с небольшой тенденцией к воздыманию в направлении ямальского берега (рис. 6).

В западной оконечности профиля 5 толщу **B** слагают недифференцированные осадки, до глубин 2–4 м представленные на эхограммах относительно равномерным серым фоном, достаточно резко сменяющимся вниз по разрезу, осветленным, с вкраплением разрозненных, трудно коррелируемых отражающих площадок незначительной протяженности. По мере приближения к центральной части профиля, начиная с глубин моря 18 м в самой верхушке разреза, наблюдается маломощная (до 1 м) пачка отчетливо слоистых осадков, которая имеет заметную тенденцию к увеличению мощности. И уже непосредственно в центральной части профиля толща **B**, в ее нижней половине, представлена отчетливыми, амплитудными, выдержанными по простиранию отражениями, характеризующими пачки слоистых разнотекстурных осадков общей мощностью около 8 м, залегающих относительно друг друга, равно как и к поверхности кровли толщи **A**, с небольшим угловым несогласием и с отчетливой тенденцией к вздыманию в западном направлении. Непосредственно в верхней части, до глубин по осадкам около 2 м, прописывается фрагментарно слоистой сейсмоструктурой, ограниченной донной поверхностью с мелкохолмистым, изрезанным рельефом. В плоскости на этом отрезке профиля толща **B** имеет куполовидную форму и подвергается в настоящее время денудации, о чем свидетельствует акустическое отображение западной части «купола», где линия донной поверхности режет осадки поперек слоистости. В плане на эту часть профиля приходится поднятие в рельефе дна, ограниченное изобатой 15 м, берущее начало у м. Харсе и проходящее по центру губы до м. Поруй (рис. 1, 6). С учетом эхограмм по соседним профилям (профили 13, 12, 22, 11, 10, 23, 6) можно предполагать схожие по строению и составу отложения, слагающие это поднятие, и трактовать его как останец обтекания, сформированный стоковым течением реки. Линейная косослоистая сейсмоструктура отложений, слагающих останец, указывает на возможное морское их происхождение. Формирование этих отложений могло происходить в результате начавшегося в миоцене незначительного погружения суши с постепенным вторжением моря с севера, что способствовало накоплению континентально-морских осадков, а в плиоцене, когда общее опускание региона стало преобладающим, морской режим осадконакопления стал господствующим. По мере приближения к восточному (гыданскому) берегу начиная с глубин моря 24 м происходит наращивание мощности толщи **B**, достигая значений 12 м на конце профиля. На этом отрезке, до глубин моря 18 м, толща представлена фрагментарно-слоистыми отражениями с постепенным переходом в акустически прозрачную толщу по мере уменьшения глубины моря. Лишь в самой верхней части разреза на глубине около 1 м от донной поверхности прописываются интенсивные по отображению, разрозненные, не коррелируемые в границы, отражающие площадки.

Запись по профилю 26 иллюстрирует высокую степень газозатравленности отложений в этом районе, выраженную либо в постепенном увеличении степени осветления записи вниз по разрезу, либо в частичном или полном отсутствии отражений ниже границ-газоупоров. Часто роль этих границ выполняет донная поверхность. На выходы газа непосредственно в водную толщу указывает заметное, за счет кавитации, потемнение записи придонного слоя воды в пределах 2–3 м от дна, на участке длиной 180 м в центре профиля (рис. 2 а, б, 7). Здесь ниже донной поверхности, которая фиксируется сравнительно гладкой границей с длительностью некогерентного цуга около 1 мс, разрез представлен лишь серым, с убывающей интенсивностью, тоном.

Толща **А** на эхограмме по профилю 26 в восточной его части представлена пачками относительно однородных по акустической выраженности, наклонных (до 15°), хорошо дифференцированных, среднеамплитудных, выдержанных по простиранию отражений, следящихся на глубину до 10 м от поверхности дна. В приближении к центру профиля толща начинает следовать фрагментарно, иногда в виде слоистых пачек с плоско-параллельной сеймотекстурой, образующих цельные, вложенные формы, характерные для осадков, выполняющих врезы погребенных речных долин (рис. 4 г). В западной части профиля в записи толщи **А** преобладают отдельные разрозненные фрагменты отражений незначительной протяженности, трудно коррелируемые между собой. В плоскости разреза видимая часть кровли толщи носит сглаженные, спрямленные формы и имеет слабую тенденцию к погружению в направлении с запада на восток.

Минимальные значения мощности толщи **В** приходятся на западную и восточную части профиля 26. Лишь у самой восточной его оконечности происходит резкое наращивание мощности осадков, предусматривая, с учетом интерполяции границы **1**, значения более 10 м. В этой части разреза толща **В** представлена относительно равномерным серым фоном, с редкими, разрозненными фрагментами среднеамплитудных отражений незначительной протяженности. В центральной части профиля мощность толщи достигает значений 5 м и представлена отчетливыми, амплитудными, выдержанными по простиранию отражениями, иногда пересекаемыми вертикально вытянутыми локальными зонами, образованными выходами в приповерхностную часть ее свободного газа. Обращает внимание рельеф кровли толщи **В** (донной поверхности) — угловато-бугристый (холмистый), денудированный, со следами поверхностных нарушений в виде врезов шириной до первых десятков метров и глубиной 1–3 м, образованных, возможно, за счет выпихивающего действия торосящихся ледовых полей.

ВЫВОДЫ

1. В целом для всего участка характерен разрез, состоящий из двух слоистых толщ, получивших условное обозначение **А** и **В**, залегающих с угловым и стратиграфическим несогласием относительно друг друга и разделенных границей **1**. С учетом наличия врезов в толщу **А**, которые по размерам, форме и заполнению отвечают всем признакам, присущим погребенным речным долинам, а также учитывая существующие предположения о времени их заложения, граница **1** связывается нами с кровлей пород палеогенового возраста, претерпевших значительную абразию на одном из этапов геологического развития региона. Соответственно, толщу **В** могут представлять породы неоген-четвертичного возраста.

2. К особенностям участка относится практически повсеместная весьма значительная загазованность донных осадков, источником которой, в том числе, могут являться процессы, связанные с деградацией мерзлых пород. В южной части участка, в центральной части профиля 26 наблюдаются выходы свободного газа непосредственно в водную толщу.

3. В пределах рассматриваемого участка, начиная с глубин моря 10 м и более, не отмечено значимых накоплений донных осадков тонкозернистой фракции, предусматривающих наибольшую сорбцию и аккумуляцию возможных загрязняющих веществ. В пределах большей части акватории участка донная поверхность на эхограммах фиксируется, как правило, интенсивной, гладкой, с длительностью некогерентного цуга 0,1–0,2 мс, отражающей границей, характерной для отмытых осадков. К тому же за счет придонных течений отчетливо выраженной денудации подвергаются повышенные формы донного рельефа, находящиеся в относительно приглубой части акватории участка. Поверхностные маломощные (менее 1 м) тонкозернистые осадки, иногда фиксируемые на эхограммах, могут носить транзитный характер, наличие

их также может объясняться близостью источников сноса. Опять же, осадки с тонкозернистой составляющей могут присутствовать в более мелководной зоне, где влияние течений менее значимо. Исключение составляет часть участка, расположенная северо-восточнее м. Штормовой, где процесс осадконакопления преобладает над денудацией и где отмечаются наибольшие (более 20 м) мощности неоген-четвертичных отложений (толща **В**), включающие достаточно мощную (более 10 м) пачку, скорее всего, современных, преимущественно тонкодисперсных покровных осадков.

4. Выделяемые участки, с возможным проявлением во временных разрезах кровли многолетнемерзлых пород (ММП), отмечаются в осадках, слагающих толщу **А**. Формы присутствия ММП – локально-островные. Само их проявление на относительно малых глубинах от поверхности дна (2–12 м), возможно, вызвано интенсивным размывом четвертичных пород. Косвенным признаком существования мерзлых пород в отложениях четвертичного возраста (толща **В**) могут являться микроформы провально-мелкохолмистого вида в рельефе донной поверхности, которые могут отражать современные процессы, связанные с их деградацией.

5. Не отмечено проявлений тектонической активности в пределах отложений современного возраста (толще **В**). Незначительные по амплитудной выраженности (первые метры) следы ее наблюдаются в породах палеогенового возраста и в осадках, формирующих погребенные речные долины, положение русел которых, по всей вероятности, было предопределено более ранней тектонической деятельностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» Т. 2. / Ред. М.Н.Алексеев, Ю.М.Пушаровский, И.С.Грамберг. Изд-во Робертсон Груп, Лландидно, Великобритания. 1991. 128 карт.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Черданцев С.Г., Огнев Д.А. История развития основных поднятий чехла Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2006. № 12. С. 6–31.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(40)-42 (о. Вайгач, п-ов Ямал) / Авт.: А.П. Астапов, В.В. Боровский, Е.В. Вревская и др. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 357 с.
4. Данилов И.Д., Власенко А.Ю., Луковский П.С. Формирование криогенной экосистемы Арктического океана// Геоэкология. 2000. № 3. С. 196–197.
5. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
6. Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука, 1976. 111 с.
7. Суздальский О.В. Заложение долин Баренцево-Карского бассейна в позднем кайнозое // Россыпеобразование на Арктическом шельфе. Л.: Севморгеология, 1983. С. 115–127.

V.I.SLINCHENKOV, J.G.SAMOILOVICH, V.V.NIKOLAEV, V.M.KONSTANTINOV

CAINOZOE DEPOSITS STRUCTURE OF A NORTHERN PART OF OB GULF (KARA SEA) ACCODING TO THE RESULTS OF ACOUSTIC PROFILING SURVEY

Acoustic profiling survey took place at 2005–2007 as a part of geoecological researches. Upper layers of bottom sediments were described. Intercoupling between geological and reflecting borders was established and proved. Morphological features of a bottom surface and their connection with contemporary exogenous processes were established. Areas of a possible permafrost rocks were defined so as there depth.

Keywords: Gulf of Ob, ultrasonic profiling, border, bottom sediment, sediments section, profile, gas-saturated rock, frozen ground.

**ВОЗРАСТ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
РАЙОНА ОЗЕРА БИВЕР ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИКА):
SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ**

вед. инженер **Б.В.БЕЛЯЦКИЙ¹**, канд. геол.-мин. наук **А.В.АНДРОНИКОВ²**

¹ — ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: bbelyatsky@mail.ru

² — Факультет геологических наук, Университет Мичигана, США, e-mail: andron@umich.edu

Используя самарий-неодимовую изотопную систематику мантийных ксенолитов, представленных в различной степени деплетированными шпинелевыми и гранат-шпинелевыми лерцолитами из мезозойских щелочно-ультраосновных тел оазиса Джетти (Восточная Антарктика), авторы попытались оценить возраст геологических событий, сформировавших верхнюю литосферную мантию северной части гор Принс-Чарльз, и реконструировать эволюцию мантийных резервуаров. Модельный возраст изученных ксенолитов свидетельствует, что ранняя дифференциация мантийных источников в этом регионе произошла не позднее 4,2 млрд лет назад и в дальнейшем верхняя мантия развивалась как истощенный литофильными компонентами резервуар вплоть до рубежа 2,5 млрд лет, когда термальная эрозия и частичное плавление мантии привели к изменению Sm/Nd отношения в отдельных участках мантии. Последующие геологические события, проявленные в коровом сегменте данного региона, не нашли отражения в мантийной эволюции, что свидетельствует о большей консервативности верхней мантии и стабильности условий, существовавших вплоть до коллизии континентов (Индии и Восточной Антарктики) и формирования протерозойских подвижных поясов 1,1 млрд лет назад. Это событие проявлено в изотопной систематике практически всех изученных ксенолитов и отражает общее обогащение верхнемантийных горизонтов (возможно, за счет субдукции океанической литосферы) и отделение источника ксенолитов от мантийного деплетированного резервуара с образованием прожилковой мантии. Дальнейшая эволюция мантии связана с развитием рифтовой системы ледника Ламберта, которое сопровождается щелочно-ультраосновным магматизмом и отражается в изотопной систематике породообразующих минералов изученных ксенолитов.

Ключевые слова: верхняя мантия, изотопы, ксенолиты, модельный возраст, изохронный возраст, Восточная Антарктида.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные мантийные ксенолиты встречаются в различных щелочных основных и ультраосновных изверженных породах и представляют собой важнейший источник информации о природе верхней мантии, мантийных процессах, о давлениях и температуре на различных мантийных уровнях [20, 32]. Ключом к пониманию эволюции мантии (последовательности изменений состава верхней мантии) во времени является оценка возраста различных процессов, воздействовавших на породы верхней мантии. Глубинные ксенолиты представляют собой природные образцы мантийного вещества различных горизонтов верхней мантии и должны содержать информацию об эволюции состава верхней мантии как во времени, так и в пространстве. Наиболее надежным способом для изучения временных характеристик вещества является изучение изотопных (радиогенных) систем ксенолитов и их породообразующих минералов. Такие ксенолиты, если они незначительно подверглись процессам вторичного изменения и воздействия вмещающей магмы, могут обладать памятью о всей длительной истории эволюции верхней мантии.

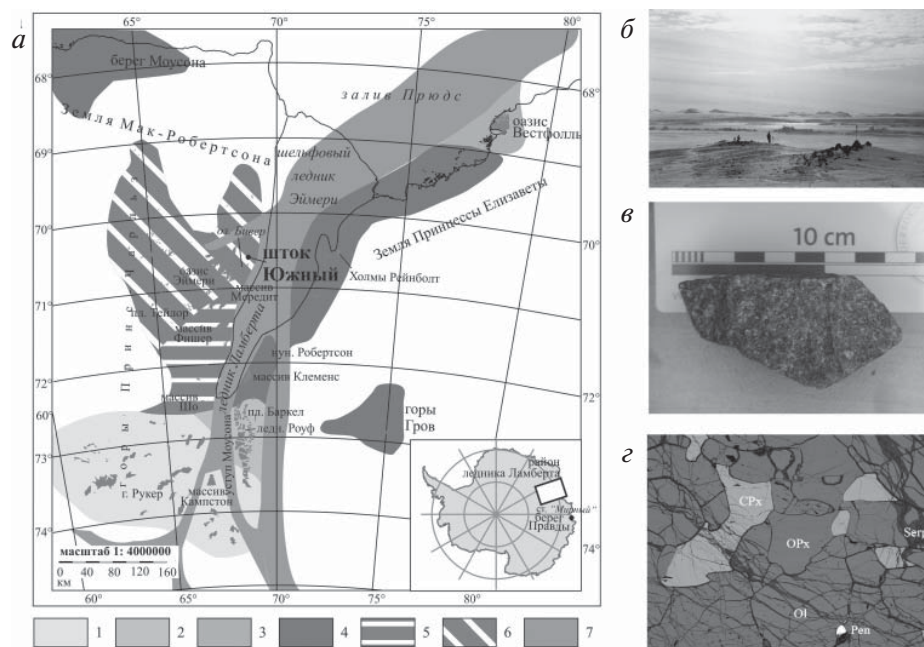


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического районирования гор Принс-Чарльз – шельфового ледника Эймери (составлена Михальским Е.В. по [52] с дополнениями). Темным цветом залиты выходы горных пород, геологические границы вне пределов обнажений проведены условно.

а: 1–2 – архейско-палеопротерозойская Рукерская провинция (1 – Рукерская область, 2 – Ламбертская область), 3 – неархейский блок оазиса Вестфолль, 4–6 – мезопротерозойско-раннепротерозойская Рейнерская провинция (4 – неклассифицированные территории, 5 – Фишерская область, 6 – Биверская область), 7 – мезозойско-кайнозойская рифтовая система ледника Ламберта – шельфового ледника Эймери – залива Прюдс

б: внешний вид штока Южный (фото Лайба А.А.)

в: типичный образец мантийного ксенолита гомогенного шпинелевого лерцолита

г: микрофотография в обратно-отраженных электронах ксенолита гомогенного шпинелевого лерцолита: срх – клинопироксен; орх – ортопироксен; ол – оливин; пен – пентландит; серп – серпентин по оливины

Шпинель и шпинель-гранатовые лерцолитовые нодулы, представляющие образцы литосферной верхней мантии с глубин 40–80 км [1, 10, 12, 16], были обнаружены в серии мезозойских щелочно-ультраосновных тел оазиса Джетти в северной части гор Принс-Чарльз в Восточной Антарктике (рис. 1, [2–6, 10, 17]). Недавно полученные оценки возраста калий-аргоновым методом по валовым пробам для этих магматических пород свидетельствуют, что время внедрения магмы варьировало в пределах 105–129 млн лет [25]. Мантийные ксенолиты оазиса Джетти были достаточно полно охарактеризованы как геохимически на уровне валовых проб (главные петрогенные окислы, состав следовых элементов) и пороодообразующих минералов, так и петрологически (оценка температуры и давления сосуществующих минеральных парагенезисов, окислительно-восстановительного потенциала, флюидонасыщенности и состава мантийного флюида) [12, 14, 27], тем не менее о времени формирования этих минеральных парагенезисов, а также преобразовании под воздействием различных метасоматических агентов, как и времени собственно формирования сублитосферной мантии под Восточно-Антарктическим щитом, известно очень мало. Наиболее геохронологически значимую информацию

обычно несут породообразующие минералы ксенолитов, в частности клинопироксен и гранат [32], но далеко не всегда количество этих минералов в конкретном мантийном нодуле оказывается достаточным для изотопного анализа необходимой точности. Поэтому мы для получения возрастных оценок использовали данные по изотопному составу породообразующих минералов и валовые пробы, применяя комплексный подход при реконструкции эволюции мантии данного региона, включающий изохронные и модельные построения на основании данных изотопной самарий-неодимовой систематики лерцолитовых нодул оазиса Джетти.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Регион гор Принс-Чарльз может быть условно подразделен на две части — северную и южную. Северная часть гор Принс-Чарльз представляет собой часть мезопротерозойского гранулитового пояса [52, 33], протягивающегося от Земли Эндерби на западе до островов Роер на востоке (рис. 1). Породы, развитые на этой территории, входят в состав Рейнерского комплекса, детально изученного и описанного в пределах Земли Эндерби [48]. К гранулитовому поясу с севера и юга примыкают несколько архейских кратонных блоков, представленных Нейпирским комплексом Земли Эндерби [48], оазиса Вестфолль [43, 46] и Рукерским террейном южной части гор Принс-Чарльз [51, 52].

Северная часть гор Принс-Чарльз сложена главным образом породами гранулитовой фации метаморфизма — орто и парагнейсами, которые интродуцированы массивами син- и постметаморфических чарнокитов, а также многочисленными кембрийскими пегматитовыми жилами [52, 42, 30, 50]. Время мезопротерозойского метаморфизма до сих пор точно не определено. Rb-Sr изотопное датирование ортогнейсов северной части гор Принс-Чарльз дает оценку возрасту метаморфизма около 1000 млн лет [52]. Цирконы высокометаморфизованных гнейсов Рейнерского комплекса кристаллизовались 960–980 млн лет назад [19], что совпадает с возрастом чарнокитов уступа Моусона (954–985 млн лет; [54]). Интенсивное переуравновешивание всех изотопных систем K-Ar, Rb-Sr, U-Pb на рубеже палеозоя (500–550 млн лет назад) сопровождалось внедрением многочисленных пегматитовых жил [52].

Архейские породы южной части гор Принс-Чарльз слагают гранито-гнейсовый фундамент [28, 51, 52, 39]. Породы фундамента прорваны архейскими плутонами гранитоидов в горах Байлисс, Рукер, Раймилл и Стинир. К настоящему моменту существует только несколько возрастных определений для этих пород, основанных на валовых Rb-Sr изохронных определениях, в диапазоне 2700–2800 млн лет для гранито-гнейсов [52], что близко уран-свинцовым возрастам цирконов — 3000–3200 млн лет [34, 39]. Архейский гранито-гнейсовый фундамент перекрывается метаосадочными породами, вероятно, позднеархейского или раннепротерозойского возраста. Все эти породы секутся дайками метатолитов, по составу сходных с толитовыми дайками оазиса Вестфолль, чей возраст оценивается как 1380 ± 7 млн лет на основании уран-свинцового датирования магматических цирконов [47, 35]. Незначительные по мощности дайки и жилы гранитов и пегматитов раннепалеозойского возраста — 500–550 млн лет [50] наблюдаются в северной оконечности южной части гор Принс-Чарльз.

Проявления щелочного магматизма известны в центральной части Восточно-Антарктического щита начиная со среднего протерозоя — ультрамафические лампрофиры оазиса Вестфолль [21, 8] и до кайнозоя — калиевые трахибазальты северной части гор Принс-Чарльз [46, 13]. В поздней юре — раннем мелу щелочные ультрамафические магмы внедрились в породы рамы в оазисе Джетти, образуя вытянутую на сорок километров цепочку штокообразных, дайковых интрузивных тел и силлов [7, 9, 17]. Внедрение этих магм, вероятно, было связано с образованием в настоящее время существующей рифтовой системы ледника Ламберта-Эймери

Таблица 1

**Упрощенная до-кайнозойская геологическая история центральной части
Восточно-Антарктического щита (по [52, 42, 35, 50, 40, 39])**

Геологическое событие	Время (млн лет назад)
Образование древнейшей, начальной литосферы в регионе	3930
Внедрение магм, позднее превращенных в ортогнейсы	3800–3750
Коровая дифференциация, метаморфизм, анатексис и внедрение древнейших гранитоидов	3750–3100
Внедрение тоналитов (генерация новой фельзической коры) и мафических интрузий, формирование древнейших осадков в южной части гор Принс-Чарльз	3200–3000
Интенсивные деформации D1, высоко-градиентный метаморфизм (900–980 °C; 7–10 kbar; низкое PH_2O), общее переуравновешивание всех изотопных систем. Высокотемпературный метаморфизм, который может быть связан с присутствием больших объемов основных магм в основании земной коры. Все ранее существовавшие текстурные и структурные особенности стираются	± 3100
Деформации D2, продолжение высокоградиентного метаморфизма	2900
Внедрение гранитных интрузий на Земле Эндерби и РСМ (частичное формирование новой фельзической коры). Деформации D3, переуравновешивание изотопных систем. Низкоградиентный гранулитовый метаморфизм (650–700 °C; 5–8 kbar; высокое PH_2O)	2500–2400
Внедрение толелитовых даек (включая высоко-Mg дайки холмов Вестфолль и южной части гор Принс-Чарльз)	2350
Формирование первичной коры в регионах протерозойского мобильного пояса	2000–1800
Внедрение ультрамафических лампрофиров на холмах Вестфолль	(1750–1380)?
Отделение фельзических расплавов от коры, которая была сформирована 1800 млн лет назад, образование стратифицированной протерозойской коры	± 1500
Внедрение долеритовых даек на холмах Вестфолль и в южной части гор Принс-Чарльз	1380
Внедрение кислых и основных вулканитов, связанных с существованием вулканических дуг в центральной части гор Принс-Чарльз. Формирование вулканогенно-осадочных пород (массив Фишер). Развитие активных континентальных окраин	1300
Образование новой мафической коры и ее переплавление, которое привело к образованию фракционированных магм в верхней коре	1200–1000
Широко проявленная деформация и воздымание центральной части Восточно-Антарктического щита. Зеленосланцевый метаморфизм (южная часть гор Принс-Чарльз и массив Фишер) и гранулитовый метаморфизм в серной части гор Принс-Чарльз	± 1000
Широкое развитие широтной складчатости, гранулитовый метаморфизм переходных фаций (750 °C; 7–8 kbar), внедрение долеритовых даек, которые на сегодняшний день представлены только реликтами	960
Локальный зеленосланцевый метаморфизм (400–500 °C), локальная складчатость. Региональное охлаждение коры до 250–300 °C в течение 50 млн лет	550–500
Внедрение даек щелочных оливиновых базальтов в северной части гор Принс-Чарльз	504
Внедрение даек лампроитов в южной части гор Принс-Чарльз и Земли Эндерби	460–413
Внедрение даек долеритов и камптонитов в оазисе Джетти	320–310
Внедрение субщелочных даек в южной части оазиса Джетти	260–240
Внедрение щелочно-ультраосновных магм в оазисе Джетти	130–105

(рис. 1). Начальные стадии формирования этой системы были генетически связаны с ранними этапами распада восточной Гондваны [25, 4, 5]. Мезозойские щелочные ультрамафиты содержат значительное количество верхнемантийных ксенолитов, образцы мантийных нодулей одного из штокообразных тел оазиса Джетти – тело Южное и послужили объектами настоящего исследования.

Принципиальная схема тектонотермальной эволюции центральной части Восточно-Антарктического щита приведена в табл. 1.

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Детальное петрографическое описание и результаты геохимических исследований образцов лерцолитовых нодулей из тела Южного представлены в ряде публикаций [10, 12, 14, 27] и позволяют подразделить изученные образцы на три группы:

1. Шпинелевые лерцолиты, сложенные породообразующими минералами гомогенного состава, без видимых реакционных взаимоотношений между индивидуальными минералами (группа гомогенных шпинелевых лерцолитов).

2. Шпинелевые лерцолиты с хорошо проявленными реакционными взаимоотношениями породообразующих минералов, которые в свою очередь характеризуются широкими вариациями состава (группа негомогенных шпинелевых лерцолитов).

3. Негомогенные шпинель-гранатовые лерцолиты, несущие все признаки типичных негомогенных лерцолитов и содержащие крупные зерна граната, которые частично или полностью замещены келифитовой оторочкой.

Все лерцолитовые ксенолиты оазиса Джетти представляют собой высокомагнезиальные ультраосновные породы ($MgO = 34,5 - 43,2 \%$; табл. 2), сходные по составу с мантийными перидотитами из других континентальных регионов [20].

Таблица 2

Средний химический состав изученных лерцолитовых нодулей оазиса Джетти

Окисел	HSL		ISL		ISGL	
	среднее	σ	среднее	σ	среднее	σ
	$n = 7$		$n = 6$		$n = 11$	
SiO ₂	41,52	0,516	42,03	1,310	42,36	1,263
TiO ₂	0,02	0,021	0,14	0,088	0,15	0,110
Al ₂ O ₃	1,16	0,302	2,53	0,421	2,93	0,468
Cr ₂ O ₃	0,52	0,137	0,30	0,080	0,27	0,086
Fe ₂ O ₃	1,97	0,193	2,04	0,542	1,98	0,358
FeO	6,22	0,183	5,99	0,402	6,26	0,277
MnO	0,17	0,038	0,12	0,020	0,14	0,023
MgO	44,80	0,371	39,50	1,153	38,47	1,502
CaO	1,06	0,201	2,45	0,525	2,72	0,315
Na ₂ O	0,06	0,029	0,19	0,068	0,24	0,120
K ₂ O	0,04	0,047	0,08	0,054	0,11	0,163
P ₂ O ₅	0,02	0,010	0,03	0,013	0,05	0,069
ППП	2,12	0,585	4,20	0,738	4,43	2,213
Сумма	99,68	0,318	99,57	0,599	100,14	0,522
FeO _t	8,00	0,319	7,83	0,706	8,05	0,376
Mg#	92,77	0,229	92,16	0,515	91,62	0,399
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,32	0,027	0,34	0,084	0,32	0,061

Обозначения: HSL – гомогенный шпинелевый лерцолит; ISL – негомогенный шпинелевый лерцолит; ISGL – негомогенный шпинель-гранатовый лерцолит; среднее – среднее содержание соответствующего окисла в вес. %, σ – стандартное отклонение, n – количество образцов;

$Mg\# = 100(Mg/Mg+Fe)$, $FeO_t = FeO + 0,9Fe_2O_3$

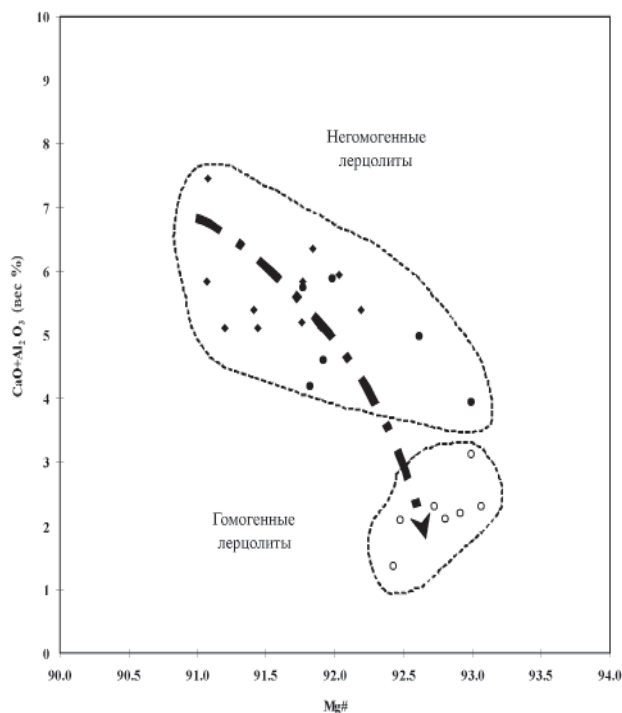


Рис. 2. Диаграмма зависимости состава ($\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$) от магнезиальности $\text{Mg\#}$ изученных лерцолитовых ксенолитов

Отчетливо выделяются две группы пород: негомогенные лерцолиты (шпинелевые и шпинель-гранатовые), которые представляют собой слабоистощенные относительно базальтоидных компонентов породы (или неистощенные), тогда как гомогенные шпинелевые лерцолиты деплетированы этими компонентами. Стрелка на рисунке показывает направление прогрессивной деплетации пород при возрастании степени их рефракционности. Ромбы — негомогенные шпинель-гранатовые лерцолиты; кружки — шпинелевые лерцолиты (залитые — негомогенные; незалитые — гомогенные)

На основании особенностей химического состава можно выделить две группы лерцолитовых нодулей среди изученных образцов [10, 12, 14, 24, 27] (рис. 2):

- породы, сильно обедненные базальтовыми компонентами (CaO , Al_2O_3 , Na_2O), представленные гомогенными шпинелевыми лерцолитами;
- породы, содержащие значительные количества этих компонентов, — неистощенные лерцолиты, представленные негомогенными шпинелевыми и шпинель-гранатовыми лерцолитами.

Одновременное присутствие ксенолитов различных геохимических групп в одном и том же интрузивном теле свидетельствует о негомогенной структуре верхней мантии, опробованной щелочными ультрамафитовыми магмами. Этот верхнемантийный разрез, вероятно, может содержать как области, подвергшиеся значительному воздействию различных внутримантийных процессов, так и сохранившие до какой-то степени свой первичный состав.

Измерения изотопного состава лерцолитовых нодулей и минеральных моноклафракций проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме регистрации ионных токов изотопов. В течение всего периода работ (1996–1999 гг.) было выполнено более 120 анализов

изотопного состава неодама международного стандарта La Jolla, и средняя измеренная величина составила $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511852 \pm 4(2\sigma)$ при использовании для нормализации отношения $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$. Величина лабораторного загрязнения (холостой опыт) не превышала 0,03 нг для Nd и 0,01 нг для Sm, что обеспечивало возможность проведения измерений изотопного состава с необходимой точностью из навесок образцов от 0,5 до 1,5 г. Соотношение интенсивности измеряемых сигналов изотопов неодама образец/холостой для большинства изученных образцов находилось в интервале 500–1000 и не требовало введения поправок в измеренный изотопный состав Nd образца на изотопный состав холостого, но в отдельных случаях при соотношении ~ 100 такая поправка вводилась. Детальное описание особенностей использованной аналитической методики дано в работах [18, 44]. Расчет возрастов и построение изохрон осуществлялось с использованием программы ISOPLOT [36].

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА К РЕШЕНИЮ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ

Для всех дальнейших построений мы принимаем гипотезу, что верхняя мантия является по своим геохимическим параметрам комплементарным резервуаром по отношению к земной коре, т.е. предполагается, что верхняя мантия и кора являются дифференциатами существовавшего когда-то в прошлом единого геохимического резервуара – первичной мантии. Этот комплементарный резервуар, вероятно, развивается в соответствии с эволюцией земной коры, и такое развитие, выразившееся в различных тектонотермальных событиях, должно было отразиться (запечатлеться) и в изотопном составе верхнемантийных пород. Исходя из такой точки зрения, возраст литосферной мантии должен быть сходным с возрастом коры, если только более поздние события, связанные с фанерозойской тектонической активизацией региона, полностью не переработали верхнемантийный резервуар. Минералого-петрологический контроль состава мантийных ксенолитов мог бы служить косвенным доказательством отсутствия такой переработки мантийных пород. Выполненные исследования химического состава мантийных ксенолитов оазиса Джетти и их породообразующих минералов свидетельствуют, что большинство изученных ксенолитов обладает всеми признаками первичного состава [14, 24, 27].

Широко проявленные процессы истощения мантийных пород и экстракции мантийных расплавов сопровождалась или дополнялись мантийным метасоматозом, что должно было приводить к соответствующему изменению изотопного состава мантийных пород. Мы попытались выявить такие изменения на основании самарий-неодимовой систематики мантийных ксенолитов и их породообразующих минералов. Однако небольшие размеры самих мантийных ксенолитов (редко превышающие 10–20 см в диаметре) и, соответственно, незначительные объемы мономинеральных фаз чрезвычайно осложняют возможность выявления возрастных взаимосвязей между различными лерцолитовыми ксенолитами. Несмотря на то, что во вмещающем пикрите ксенолиты могут находиться в непосредственной близости на расстоянии сантиметров, исходно они могут быть производными различных уровней (глубин) верхней литосферной мантии. Поэтому, даже когда удается выделить достаточное для анализа количество минеральных фаз, изохронные построения ограничиваются духточечными трендами для каждого индивидуального образца ксенолита (клинопироксен+ортопироксен), и весьма сомнительно, чтобы такие зависимости несли реальную возрастную информацию [45]. Тем не менее в статье [11] была сделана попытка геохронологической интерпретации полученных Sm-Nd изотопных данных по ксенолитам на основании корреляции изотопных возрастов лерцолитов с известными тектонотермальными событиями в Восточной Антарктике. Было показано, что главные тектонотермальные события,

воздействовавшие на коровые породы, также отразились и в изотопном составе верхнемантийных ксенолитов. При этом возрастов, сопоставимых с внедрением вмещающих ксенолиты щелочно-ультраосновных расплавов (табл. 1), на основании изотопного состава изученных мантийных ксенолитов получить не удалось, что, видимо, может определяться быстрым подъемом ксенолитов к поверхности и отсутствием достаточного времени для перестройки изотопных систем ксенолитов под воздействием транспортирующих магм. На этом основании был сделан вывод о том, что изотопный состав мантийных ксенолитов отражает основные черты, типичные для верхней мантии, подстилающей регион гор Принс-Чарльз [11].

Мы попытались выделить возрастную информацию из изотопного состава ксенолитов и связать ее с реальными событиями в верхней мантии, используя модельные Sm-Nd возрасты (T_{DM}) ксенолитов и их породообразующих минералов как начальное приближение для выделения гомогенных групп и дальнейших построений. Как видно из таблицы 1, тектонотермальная эволюция региона насыщена разнообразными событиями, многие из которых сопровождались реорганизацией изотопных систем мантийных пород. Память о различных событиях могла сохраниться и в сегодняшнем изотопном составе изученных ксенолитов. Используя Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты ксенолитов из мезозойских щелочно-ультраосновных пород оазиса Джетти, а также модельные возрасты породообразующих минералов из этих ксенолитов, мы попытались выделить отдельные возрастные группы пород. Затем для каждой из выделенных групп мы построили линейные тренды в изохронных координатах и вычислили «изохронный возраст». Если модельные возрасты ксенолитов совпадали с изохронными, то мы предполагали, что в этом случае они несут информацию о реальном геологическом событии, действовавшем на верхнемантийные породы. Такая интерпретация, безусловно, субъективна, так как мы в действительности не знаем ни точного положения в мантийном разрезе каждого изученного ксенолита, ни их пространственных и генетических взаимоотношений (оценка мантийных глубин, с которых вынесены изученные перидотиты, колеблется от 40 до 80 км [24, 27]). С другой стороны, все изученные образцы были отобраны в пределах одного небольшого по площади интрузивного тела, которое можно рассматривать как тонкую и протяженную «помпу», рассекающую литосферу. Это предполагает, что мы имеем дело только с одним мантийным блоком, имеющим вариации состава по глубине, но подвергшимся одним и тем же тектоническим событиям, чья интенсивность менялась в разрезе рассматриваемой области верхней мантии.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Очевидно, что вариации значений модельного Sm-Nd T_{DM} возраста позволяют даже без применения методов математической статистики выделить ряд возрастных интервалов, к которым принадлежит большинство изученных ксенолитов (рис. 3). Вместе с тем несколько ксенолитов оказались за пределами выделенных возрастных групп, но их количество не позволяет пока придавать им какой-либо региональный смысл, и рассматривать их в дальнейших построениях мы не будем. Изотопный Sm-Nd состав изученных мантийных ксенолитов оазиса Джетти приведен в табл. 3.

Группа I представлена двумя валовыми образцами ксенолитов и тремя мономинеральными фракциями ортопироксена (табл. 3 и 4). Образцы данной группы имеют вычисленные Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты, которые варьируют от 2406 до 2524 млн лет и образуют линейный тренд в изохронных координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, соответствующий возрасту 2438 ± 220 млн лет (рис. 4 а). Необходимо отметить, что оценки модельных возрастов и изохронного возраста для данной группы находятся в хорошем согласии. Вычисленные первичные изотопные составы для данной группы в единицах эpsilon ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = \epsilon_{\text{Nd}}(0) - (Q_{(\text{Nd})} f_{\text{Sm}/\text{Nd}}(T)$ согласно [23] изменяются от +2,37 до +2,66, если принимать за возраст образования ксено-

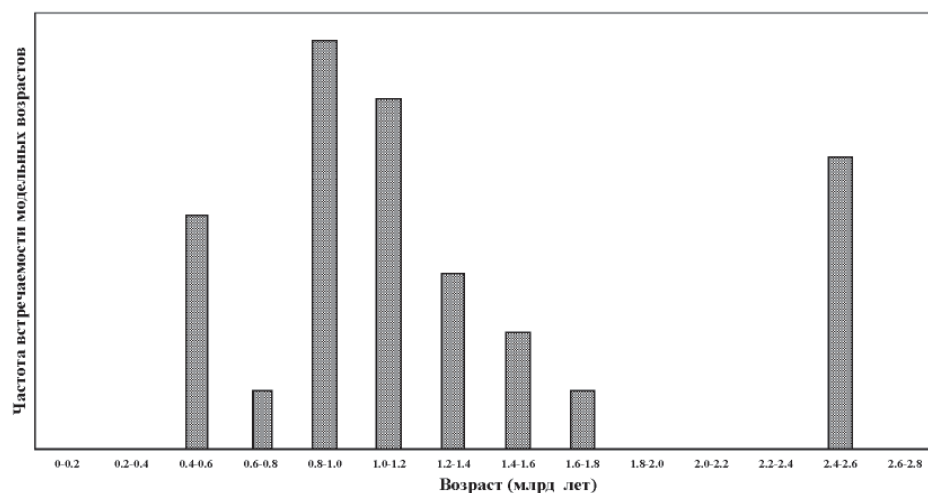


Рис. 3. Распределение вычисленных модельных Sm-Nd (T_{DM}) возрастов для лерцолитовых ксенолитов и их породообразующих минералов

Таблица 3

Sm-Nd изотопный состав мантийных ксенолитов оазиса Джетти

Образец/минерал	Группа	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
D-3 O _{px}	I	0,043	0,255	0,10245	0,511279 $\pm$ 26
D-13-2 O _{px}		0,060	0,227	0,16052	0,512195 $\pm$ 53
D-12-1 O _{px}		0,030	0,111	0,16152	0,512179 $\pm$ 73
U-37		0,249	0,910	0,16510	0,512274 $\pm$ 15
U-N2		0,300	1,257	0,14433	0,511900 $\pm$ 13
U-N1	II	0,226	0,876	0,15605	0,512519 $\pm$ 8
U-12		0,103	0,410	0,15214	0,512451 $\pm$ 10
D-6		0,128	0,676	0,11442	0,512188 $\pm$ 58
D-12		0,141	0,864	0,09793	0,512089 $\pm$ 15
U-9 O _{px}		0,040	0,133	0,15739	0,512500 $\pm$ 28
D-3	III	0,091	0,610	0,08998	0,512138 $\pm$ 30
D-5		0,423	1,720	0,14877	0,512541 $\pm$ 19
D-15		0,232	0,839	0,16713	0,512700 $\pm$ 10
D-28		0,491	2,212	0,13424	0,512474 $\pm$ 15
D-13		0,097	0,596	0,09834	0,512173 $\pm$ 22
D-12 O _{px}		0,029	0,150	0,11683	0,512396 $\pm$ 24
U-24	IV	0,381	2,342	0,09836	0,512337 $\pm$ 14
U-25		0,739	4,095	0,10917	0,512379 $\pm$ 19
U-9		0,118	0,550	0,12979	0,512531 $\pm$ 10
D-13 O _{px}		0,015	0,067	0,13375	0,512539 $\pm$ 69
SN-N24 O _{px}		0,082	0,338	0,14583	0,512606 $\pm$ 68
D-14-1		0,330	1,160	0,17190	0,512778 $\pm$ 25
U-9 C _{px}	V	0,515	3,786	0,12935	0,512728 $\pm$ 12
D-3 C _{px}		0,687	4,924	0,08431	0,512657 $\pm$ 19
D-13 C _{px}		0,650	5,244	0,07496	0,512594 $\pm$ 10
D-14 C _{px}		0,145	0,938	0,09316	0,512616 $\pm$ 33
D-30 C _{px}		1,169	4,083	0,17302	0,512845 $\pm$ 25

Обозначения: O_{px} — ортопироксен, C_{px} — клинопироксен.

Концентрации Sm и Nd в $\cdot 10^{-6}$ г/г (ppm). Погрешность изотопного состава неодама $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствует измеренной в опыте

Таблица 4

Сравнение рассчитанных Sm-Nd возрастов для изученных мантийных ксенолитов

Образец	Группа	T_{DM} Sm-Nd (млн. лет)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ начальное	$\epsilon_{Nd}(T)$ CHUR	Изохронный Sm-Nd возраст (млн. лет)	$\epsilon_{Nd}(T)$ CHUR	СКВО	$\epsilon_{Nd}(0)$ CHUR
D-3 O _{px}	I	2408	0,509653	2,47	2438 ± 200	2,83	2,95	-26,47
D-13-2 O _{px}		2425	0,509629	2,59		2,65		-8,60
D-12-1 O _{px}		2524	0,509491	2,42		2,03		-8,91
U-37		2406	0,509656	2,66		2,79		-7,06
U-N2	II	2507	0,509514	2,37	1090 ± 120	1,91	1,83	-14,36
U-N1		1389	0,511116	4,93		3,38		-2,28
U-12		1441	0,510962	4,29		2,31		-3,84
D-6		1303	0,511209	4,93		2,69		-8,74
D-12	III	1253	0,511280	5,05	1140 ± 150	3,00	7,76	-10,67
U-9 O _{px}		1435	0,511022	4,66		2,93		-2,54
D-3		1078	0,511528	5,46		6,31		-9,19
D-5		1169	0,511400	5,30		5,13		-1,85
D-15	IV	1043	0,511578	5,60	925 ± 82	5,97	0,71	1,68
D-28		1086	0,511517	5,50		5,94		-3,16
D-13		1125	0,511412	5,34		5,33		-9,03
D-12 O _{px}		1015	0,511618	5,66		6,33		-4,68
U-24	V	933	0,511735	5,87	374 ± 95	5,77	3,45	-5,83
U-25		967	0,511686	5,78		5,31		-5,01
U-9		933	0,511734	5,87		5,80		-2,09
D-13 O _{px}		959	0,511697	5,81		5,53		-1,89
SN-N24 O _{px}	V	979	0,511669	5,78	6,51	5,43	2,77	-0,59
D-14-1		963	0,511691	5,82		5,93		1,75
U-9 Cpx		584	0,512233	6,81		4,98		1,79
D-3 C _{px}		469	0,512398	7,13		5,76		0,41
D-13 C _{px}	V	505	0,512346	7,04	6,51	5,00	3,45	-0,82
D-14 C _{px}		552	0,512279	6,51		7,74		2,77
D-30 C _{px}		594	0,512222	6,87		5,21		4,08

Примечание: в таблице приведены оценки возраста ксенолитов относительно истощенной мантии (по модели) — « T_{DM} Sm-Nd», а также соответствующий начальный изотопный состав неодиима (абсолютный и в единицах ϵ относительно изотопного состава хондритового резервуара — CHUR): « $^{143}Nd/^{144}Nd$ начальное» и « $\epsilon_{Nd}(T)$ », рассчитанный изохронный возраст для выделенных групп образцов — «изохронный Sm-Nd возраст (млн лет)» и параметры изохрон («СКВО» — средний квадрат взвешенных отклонений, « $\epsilon_{Nd}(T)$ » — первичный изотопный состав неодиима), а также измеренный изотопный состав ксенолитов и породообразующих минералов в единицах эписилон — « $\epsilon_{Nd}(0)$ CHUR»

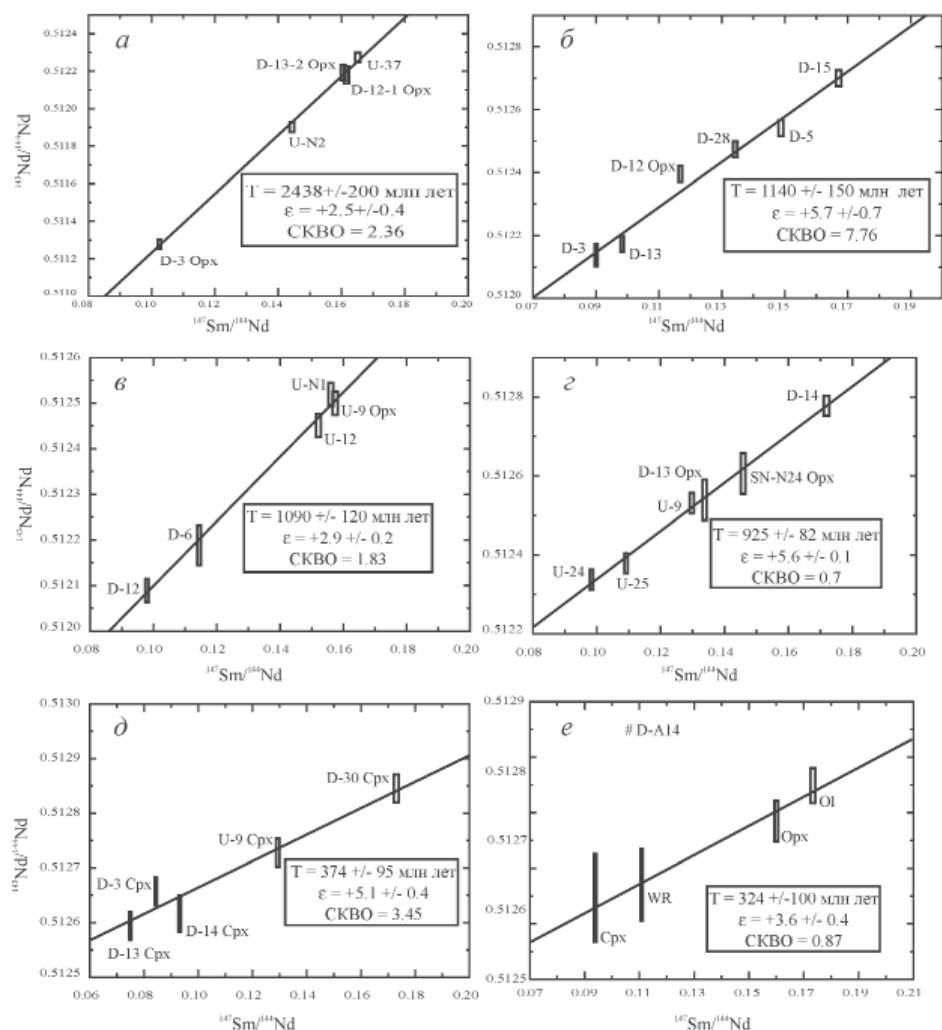


Рис. 4. Sm-Nd изохронные диаграммы для мантийных ксенолитов оазиса Джетти

Размер символов соответствует измеренным ошибкам изотопного состава, приведенным в табл. 3, номера образцов и групп соответствуют табл. 3. А — изохронная диаграмма для «древнейших» ксенолитов оазиса Джетти (Группа I, TDM возраст соответствует 2400–2520 млн лет); Б — диаграмма для образцов ксенолитов Группы II (Sm-Nd T_{DM} возраст 1250–1440 млн лет); В — Sm-Nd диаграмма для образцов ксенолитов Группы III (модельный Sm-Nd возраст T_{DM} 1015–1170 млн лет); Г — Sm-Nd изохрона для образцов ксенолитов Группы IV (T_{DM} от 930 до 980 млн лет); изохроны на диаграммах Б–Г соответствуют основному событию (коллизия, складчатость, гранулитовый метаморфизм) формирования подвижных мезопротерозойских поясов в регионе 1 млрд лет назад (T_{DM} мантийных ксенолитов от 1400 до 950 млн лет); Д — Sm-Nd изохрона для клинопироксенов из лерцолитовых нодулей, соответствующая рифтогенному этапу развития мантии данного региона (Группа V, T_{DM} соответствуют 470 – 600 млн лет); Е — внутренняя Sm-Nd изохрона для образца мантийного ксенолита шпинелевого лерцолита DA-14: cpx — клинопироксен, орх — ортопироксен, ol — оливин, wr — валовая проба

литов модельные оценки, и от +1.91 до +2.83, если использовать изохронный возраст, и находятся в хорошем соответствии друг с другом.

Группа II представлена 4 валовыми образцами ксенолитов и одной монофракцией ортопироксена (табл. 4). Образцы данной группы характеризуются модель-

ными возрастaми Sm-Nd T_{DM} в пределах 1253–1441 млн лет и образуют линейный тренд (рис. 4 б), соответствующий существенно более молодой оценке возраста (1090 ± 120 по сравнению со средним модельным возрастом 1364 ± 83 млн лет). Это может указывать на определенное неравновесие Sm-Nd изотопной системы, проявленное в образцах данной группы. Величины первичного изотопного состава $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют в интервале $+4,29 \div +5,05$ при T , соответствующем модельным возрастам ксенолитов, и $+2,61 \div +3,39$ при T , равном изохронному возрасту.

Группа III представлена пятью валовыми образцами ксенолитов и одной мономинеральной фракцией ортопироксена. Sm-Nd T_{DM} модельные возрастa для этих образцов находятся в интервале 1015 и 1169 млн лет (табл. 4). Образцы данной группы определяют линейный тренд с наклоном, соответствующим возрасту 1140 ± 150 млн лет (рис. 4 в), что находится в хорошем соответствии со средним модельным возрастом для этой группы (1092 ± 56 млн лет), а также с изохронным возрастом, полученным для образцов группы II (1090 ± 120 млн лет). Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют незначительно: от $+5,35$ до $+5,66$ (T — модельный) или от $+5,13$ до $+6,33$ (при изохронном возрасте).

Группа IV состоит из 4 валовых образцов и 2 мономинеральных фракций ортопироксена. Sm-Nd TDM для всех образцов данной группы образуют компактный кластер (933–979 млн лет) со средним значением 956 ± 19 млн лет (табл. 4). А на изохронной диаграмме эти образцы образуют изохрону с возрастом 925 ± 82 млн лет (рис. 4 г), что хорошо согласуется как с полученными модельными возрастaми, так и с валовой изохроной 910 ± 210 млн лет, полученной в работе [11]. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ находятся в узком интервале $+5,78 \div +5,87$ (T — модельный) и $+5,31 \div +5,93$ (изохронный возраст).

Группа V состоит из монофракций клинопироксена 5 различных образцов ксенолитов, которые имеют модельные возрастa от 469 до 584 млн лет (табл. 4) при среднем значении модельного возраста для этой группы 528 ± 51 млн лет. Наклон линейного тренда, образованного этими клинопироксенами на диаграмме в изохронных координатах, соответствует возрасту 374 ± 95 млн лет (рис. 4 д), что согласуется с данными [11]. Однако клинопироксены большинства изученных ксенолитов испытали частичное плавление, затронувшее прежде всего внешние части зерен минералов [14], и без сепарации центральных и внешних частей зерен и их последующего раздельного анализа полученную линию нельзя рассматривать как реальную изохрону.

Древнейший изотопный возраст, определенный для пород центральной части Восточно-Антарктического щита, записан в изотопной памяти циркона из ортогнейсов архейского Нейпирского комплекса Земли Эндерби и соответствует величине 3930 млн лет [52, 50] (табл. 1). Это время рассматривается как начало формирования древнейшей первичной литосферы в регионе [52, 50]. На сегодняшний день получен ряд и еще более древних датировок цирконов из пара- и ортогнейсов этого же комплекса, достигающих величин 4,2 млрд лет [29], и, хотя происхождение этих цирконов до конца не ясно, можно предположить, что дифференциация первичного единого мантийного резервуара началась в этом регионе 4,2 млрд лет назад. С другой стороны, древнейший изохронный возраст, полученный нами для мантийных ксенолитов оазиса Джетти, соответствует 2438 млн лет, что свидетельствует о том, что в изотопной систематике изученных мантийных пород отсутствует информация о литосферной тектонотермальной истории за длительный, более чем 1,5 млрд лет, период времени. В то же время, как видно из табл. 1, этот период времени был насыщен разнообразными геологическими событиями для региона Восточной Антарктики: внедрение толеитовых магм 3,8 млрд лет (позднее трансформированных в ортогнейсы), мафических интрузий 3,0–3,2 млрд лет и высокомагнезиальных толеитов 2,4 млрд лет назад очевидно

привело к полной перестройке изотопных систем верхней мантии. Такие существенные тектонические события, как деформации D1 (около 3,1 млрд лет), D2 (2,9 млрд лет) и D3 (2,4–2,5 млрд лет назад), сопровождавшиеся гранулитовым метаморфизмом коровых пород и глобальным переуравновешиванием их изотопных систем и практически полным уничтожением всех существовавших до этих событий структур и текстур (табл. 1), также должны были приводить к перекристаллизации верхнемантийных пород и переуравновешиванию их изотопных систем, пусть и частичному. Поскольку изотопные анализы выполнены для небольшого количества мантийных образцов и их представительность для характеристики верхней мантии данного региона, вероятно, не очень велика, то трудно ожидать, что действительно древние, ранне-среднеархейские возраста будут получены при анализе небольшого количества мантийных ксенолитов.

Тем не менее примечательно, что возраст, сопоставимый со временем проявления деформаций D3, отражается как в модельных, так и изохронных возрастах изученных мантийных ксенолитов (2438 ± 200 млн лет, табл. 4). Возможно, это тектонотермальное событие замаскировало информацию обо всех более ранних событиях, имевших место в мантии. Поэтому можно сказать, что это событие соответствовало времени последней вспышки активности, такой активности, которая привела к полному преобразованию верхней мантии с возможным истощением и рекристаллизацией мантийных пород и соответствующим изменением их Sm/Nd отношений. Это частичное плавление верхней мантии, сопровождавшееся изменением Sm/Nd отношений, могло бы быть связано с магматическими событиями, которые привели к внедрению высокомагнезиальных магм 2350 млн лет назад в оазис Вестфолль и в южной части гор Принс-Чарльз [37, 38, 35]. Таким образом, время 2,4–2,5 млрд лет может рассматриваться как время мощной дифференциации верхнемантийного резервуара под регионом гор Принс-Чарльз, которая привела к генерации высокомагнезиальных магм и совпадала по времени с одним из этапов гранулитового метаморфизма коровых пород.

Среди изученных ксенолитов полностью отсутствуют такие, которые бы имели возрасты (как модельные, так и изохронные) в интервале от 2,4 до 1,8 млрд лет, и следующий за выборкой с возрастом 2,4 млрд лет представительный набор ксенолитов имеет модельный возраст от 1,4 млрд лет и моложе (табл. 4, рис. 3). Такое распределение модельных Sm-Nd T_{DM} возрастов, очевидно, указывает на то, что после эпизода тектонотермальной активности и мантийной деплетации 2,4–2,5 млрд лет назад был долгий период, в течение которого отсутствовали серьезные нарушения мантии. Такое геологическое «затишье», но менее длительное также проявляется в почти полном отсутствии возрастных определений для коровых пород для периода 2,4–2,2 млрд лет назад. Возможно, после 2,4 млрд лет в течение, по крайней мере, 400–500 млн лет режим стабильной платформы превалировал в регионе и затем сменился только в средне-позднепротерозойское время. Результаты определения P - T условий равновесий мантийных парагенезисов свидетельствуют, что в течение определенного времени P - T режим в регионе соответствовал стабильным платформенным условиям [14, 27], но временные рамки существования этого режима были до сих пор не определены.

Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты ксенолитов группы II древнее, чем изохронные (1364 ± 83 и 1090 ± 120 млн лет соответственно), тогда как для ксенолитов группы III модельные и изохронные возраста сходны (1092 ± 56 и 1140 ± 150 млн лет соответственно). Такое различие между модельными и изохронными возрастными для ксенолитов группы II должно указывать, что модельные возрасты этих ксенолитов не отражают какого бы то ни было реального события, а, скорее, являются результатом смещения изотопного состава и поэтому не имеют геологического смысла. Мантийные породы, показывающие эти возрасты, могли быть

образованы ранее, возможно 2,4 млрд лет назад, но их изотопные системы были частично переуравновешены наложенным обогащением, соответствующим событию, которое могло иметь место 1,1 млрд лет назад. Мантийные ксенолиты группы III, модельные и изохронные возрасты которых практически совпадают (около 1,1 млрд лет), по возрасту идентичны изохронной оценке возраста образцов группы II (1090 ± 120 млн лет), что указывает на то, что время около 1,1 млрд лет было временем существенной перестройки изотопных систем и частичного обогащения мантийных пород. Аналогичное предположение высказал Дж.Шератон [49, 50], рассматривая событие 1,1–1,0 млрд лет назад как наиболее значительное для Восточной Антарктики и сопоставляя его с коллизией Индийского и Восточно-Антарктического щитов во время протерозойской стадии амальгамации Гондванского суперконтинента. Однако компрессионные напряжения, связанные с началом дрефта Индийского и Восточно-Антарктического щитов навстречу друг другу, должны были начать свое воздействие на данный регион задолго до собственно коллизии, что могло привести к образованию широтного протерозойского мобильного пояса 2,0–1,8 млрд лет назад (табл. 1).

Образцы ксенолитов, составляющие выделенную группу IV, характеризуются полным совпадением модельных Sm-Nd T_{DM} и изохронного Sm-Nd возрастов (956 ± 19 млн лет и 925 ± 82 млн лет соответственно), что должно иметь определенный смысл. Наиболее вероятно, в этом случае мы имеем дело с событием, воздействие которого полностью перестроило изотопные системы изученных образцов. Полученные возрастные оценки совпадают с периодом нового корообразования в Восточной Антарктике, а также со временем формирования широко распространенной широтной складчатости и гранулитового метаморфизма (табл. 1, [52, 42, 53]). Вероятно, такое широкое преобразование всей литосферы должно было быть обусловлено всплеской глобальной постколлизийной тектонической и магматической активности в данном регионе. Необходимо отметить также, что получено только несколько изученных образцов, которые имеют модельные возрасты T_{DM} моложе, чем 0,9 млрд лет, и что молодые возрасты получены только для образцов группы V, которые представлены мономинеральными фракциями клинопироксена (см. ниже). Таким образом, временной рубеж около 0,9 млрд лет должен рассматриваться как критическая точка в процессе полного отделения изученного верхнемантийного домена от деплетированного мантийного резервуара.

Группа V изученных мантийных образцов, представленная фракциями клинопироксена и описанная в работе [11], примечательна существенным расхождением между Sm-Nd T_{DM} модельными возрастaми (528 ± 51 млн лет) и изохронным (374 ± 95 млн лет). Такое расхождение указывает, что модельные возрасты являются, скорее всего, следствием смещения изотопных характеристик. Принимая во внимание, что маловероятно, чтобы изученный разрез верхней мантии представлял собой деплетированный резервуар 500 млн лет назад, модельный возраст 528 млн лет, очевидно, не несет никакого геологического смысла. Необходимо иметь в виду, что клинопироксен в большинстве изученных мантийных ксенолитов Восточной Антарктики имеет внешнюю губчатую кайму вокруг первичного неизмененного ядра [41], которая, вероятно, образовалась благодаря частичному плавлению внешних зон пироксена. Однако проанализированные фракции клинопироксена представляли собой целые зерна, т.е. внешние измененные зоны и внутренние неизмененные не были разделены. Так что, очевидно, измеренный изотопный состав монофракций клинопироксена представляет собой простую смесь из изотопного состава, присущего собственно клинопироксену и, вероятно, сохраненного в центральных ядерных частях изученных зерен, и изотопного состава приобретенного при образовании пористых оболочек. Изохронный возраст в таком случае также вряд ли будет соответствовать какому-нибудь реальному геоло-

гическому событию, а сама линия тренда будет определяться пропорциональным смещением вещества с различным изотопным составом (ядро + кайма), представленным в различных долях в изученных фракциях пироксена. Вместе с тем для одного из изученных ксенолитов шпинелевых лерцолитов (D-A14) была получена Sm-Nd изохрона (рис. 4 е) по пороодообразующим минералам (клинопироксен, ортопироксен, оливин) и валовому образцу, которая соответствует возрасту 324 ± 100 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +3,6$). Это может свидетельствовать о том, что на этом рубеже все-таки было геологическое событие, чье воздействие на вещество мантии привело, по крайней мере, к частичному уравниванию самарий-неодимовой системы мантийных минеральных парагенезисов, если не во всем объеме верхней мантии, то, во всяком случае, на локальном уровне. Таким событием могло бы быть заложение и начало развития палеорифтовой системы ледника Ламберта-Эймери в палеозойское время. В этом случае изохрона для пироксеновых монофракций (группа V), вероятно, также отражает это событие [11].

Почти все изученные образцы ксенолитов являются производными обогащенного мантийного источника с $\epsilon_{Nd}(0)$, варьирующим от -26 до $+4$ (при этом большинство оценок попадают в интервал $-8 \div -2$). Однако оценки первичного изотопного состава $\epsilon_{Nd}(T)$ показывают, что продолжительное время верхняя мантия под изучаемым регионом представляла собой деплетированный (обедненный) резервуар. Древнейший модельный возраст Sm-Nd TDM для изученных ксенолитов из оазиса Джетти соответствует 3826 млн лет, тогда как наиболее молодой 848 млн лет (оба эти образца не попадают в какую-либо из рассмотренных возрастных групп, но они определяют возрастные пределы для развития деплетированного мантийного резервуара в регионе). Для того чтобы прояснить возможный геологический смысл полученных Sm-Nd T_{DM} модельных датировок, данные, которые были в согласии с изохронными оценками, были нанесены на эволюционную диаграмму для Sm-Nd изотопной системы [22] (рис. 5). Sm-Nd T_{DM} модельные датировки и величины первичного изотопного состава $\epsilon_{Nd}(T)$ изученных ксенолитов образуют на диаграмме три основных возрастных ноды: около 3,8 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 0,6$), около 2,5 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) \sim 2,5$) и вытянутое поле с возрастными, варьирующими от 1,2 до 0,9 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 5-6$). Для того чтобы связать эти ноды, необходимо провести линию через точку, соответствующую возрасту 2,5 млрд лет (рис. 5). Эта линия может рассматриваться как эволюционный тренд, отражающий мантийную эволюцию от момента отделения мантии (деплетации) от хондритового однородного резервуара (CHUR) и до момента, когда широко проявленное обогащение окончательно не отделил источник ксенолитов от этого деплетированного резервуара.

Линия эволюции изотопной системы, соединяющей ноды 3,8 млрд лет и 2,5 млрд лет, пересекает линию CHUR в точке, примерно соответствующей возрасту 4,2 млрд лет. В этом случае можно предположить, что с момента аккреции Земли как планеты (4,56 млрд лет назад [31]) и до 4,2 млрд лет мантия в данном регионе развивалась аналогично CHUR, а 4,2 млрд лет назад произошла первая дифференциация этого резервуара (линия А-В на рис. 5). Эта дифференциация и частичная деплетация первичного мантийного резервуара могли обусловить последующее внедрение в образующуюся первичную жесткую литосферу магм, позднее преобразованных в ортогнейсы (табл. 1). Предполагается, что это событие имело место 3,8 млрд лет назад [52], однако U-Pb изотопные возраста цирконов из этих ортогнейсов соответствуют 3930 млн лет, а для некоторых — 4,2 млрд лет [52, 50, 29]. Эти значения возраста чрезвычайно близки (если не сказать, что совпадают) оценке времени первичной дифференциации CHUR.

С этого времени развитие изотопной системы обедненного мантийного резервуара шло вдоль линии В-С (рис. 5) вплоть до рубежа в 2,5 млрд лет. Хотя множество тектонотермальных событий произошло в течение этого пе-

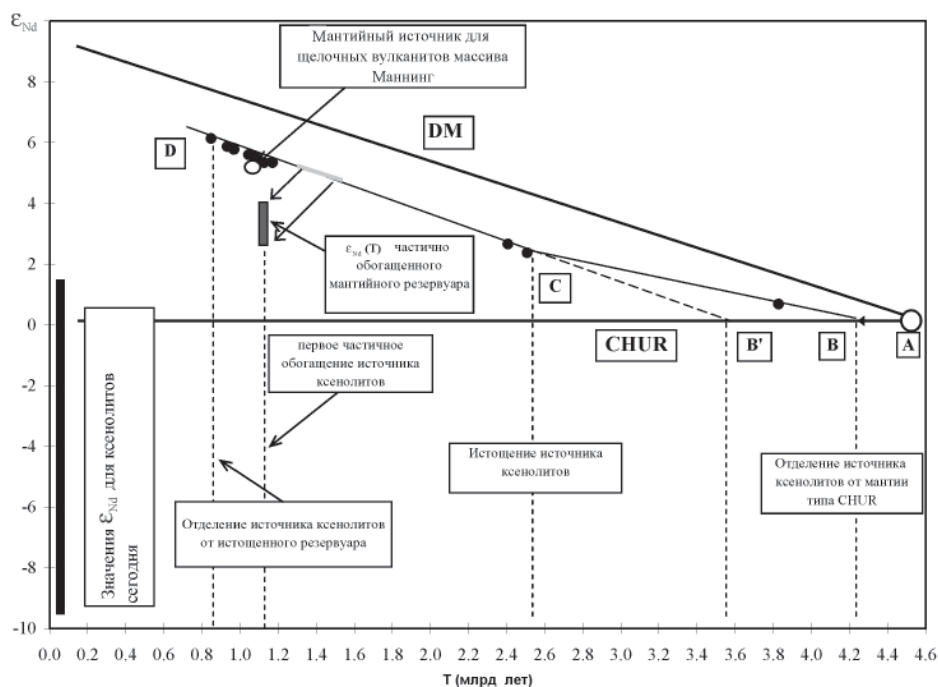


Рис. 5. Sm-Nd эволюционная диаграмма, характеризующая развитие изотопной систематики верхней мантии района оазиса Джетти

DM – деплетированная мантия; CHUR – хондритовый однородный резервуар; залитые кружки – Sm-Nd изотопный состав изученных мантийных ксенолитов, соответствующий модельному времени TDM. Точка «А» – принимаемое время аккреции Земли (линия А–В – эволюция первичного резервуара типа CHUR); «В» – время первого этапа дифференциации первичного мантийного резервуара; «В» – предполагаемое время первой дифференциации первичного резервуара (см. детали в тексте); «С» – время сильной до-полнительной деплеции эволюционировавшего вдоль линии В–С источника мантийных ксенолитов; «D» – время мощного процесса обогащения (субдукция, мантийный метасоматоз) мантийного источника ксенолитов и его окончательного отделения от деплетированного мантийного резервуара. Интервал времени 1,5–1,2 млрд лет следует рассматривать как время первого существенного частичного обогащения источника ксенолитов в результате деятельности мантийных процессов, связанных с начальными стадиями коллизии Индийского и Восточно-Антарктического щитов (детали в тексте)

новой коры в Восточной Антарктике [53]. В работе [13] было высказано предположение, что в это же время мантийный источник кайнозойских калиевых магм северной части гор Принс-Чарльз (массив Маннинг), который по своему составу близок изученным ксенолитам, становится литосферным. Первичный изотопный состав $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ щелочных вулканитов массива Маннинг практически совпадает с изотопными характеристиками изученных ксенолитов с соответствующими модельными возрастами T_{DM} (рис. 5), что может служить дополнительными аргументом в пользу того, что эти базальтоиды были образованы из мантийного источника с изотопным составом, сходным с составом изученных ксенолитов.

Можно рассмотреть и альтернативную модель эволюции верхней мантии региона, если не придавать значения модельному возрасту одного из изученных ксенолитов 3628 млн лет. В этом случае эволюционный тренд развития изотопного состава мантии мог бы соответствовать линии $B'-D$, что предполагает развитие мантийного резервуара как хондритового CHUR (рис. 5) до рубежа 3,6 млрд лет назад. Однако, как уже говорилось выше, внедрение древнейших магм, вероятно сформированных из мантийного источника, по составу сходного с CHUR, имело место, по крайней мере, 3,9 млрд лет назад (или ранее). А это означает, что к рубежу в 3,6 млрд лет мантийный резервуар должен был испытать определенную дифференциацию и, следовательно, не мог соответствовать по составу резервуару типа CHUR.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя все вышесказанное, на основании данных об изотопном составе мантийных ксенолитов оазиса Джетти мы можем сформулировать некоторые выводы о составе и развитии мантии Восточно-Антарктического кратона. Модельные возрасты изученных мантийных нодулей свидетельствуют, что дифференциация мантийного вещества первичного резервуара, который по составу был сходен с модельным хондритовым недеференцированным резервуаром, произошла в Восточно-Антарктическом регионе около 4,2 млрд лет назад. Это привело к образованию обедненного литофильными элементами мантийного резервуара — деплетированной мантии, который развивался без существенных преобразований вплоть до рубежа 2,4–2,5 млрд лет назад. Древнейший полученный для мантийных пород изохронный возраст 2438 ± 220 млн лет отражает время дифференциации ранее обедненного (4,2 млрд лет назад) мантийного резервуара в результате частичного плавления и образования фельзической коры. Эти события сопровождались сильными деформациями существовавшей к тому времени коры, гранулитовым метаморфизмом и переуравновешиванием изотопных систем. С этого времени и до рубежа 1,1 млрд лет назад литосферная мантия региона не испытывала серьезных пертурбаций, по крайней мере таких, которые бы сохранились в изотопной «памяти» самарий-неодимовой системы мантийных пород и их породообразующих минералов. Столь длительный тектонический «покой», возможно, соответствовал преобладанию в регионе режима стабильной платформы, что также нашло свое отражение в $P-T$ характеристиках некоторых верхнемантийных ксенолитов [15, 26, 27]. Относительное тектоническое спокойствие было типичным для всего региона Восточной Антарктики вплоть до 2000 млн лет назад, когда начал формироваться широтный мезопротерозойский мобильный пояс [52, 33], что предположительно являлось наиболее ранним отражением возросших компрессионных напряжений, связанных с началом дрейфа Восточно-Антарктического и Индийского щитов навстречу друг другу. Однако, поскольку пока мы не получили сопоставимые датировки для мантийных пород, можно предположить, что это событие не сильно проявилось на верхнемантийном уровне, ограничиваясь преимущественным воздействием на кору, воз-

можно, из-за того, что мантийные породы в это время были не столь жесткими (вязко-пластичными) по сравнению с коровыми породами.

Катастрофические события на рубеже 1,1 млрд лет назад находят свое отражение в изотопных характеристиках верхнемантийных пород и представлены тремя изохронными датировками — 1140, 1090 и 925 млн лет. Эти возрасты могут отражать, соответственно, время начального этапа коллизии, максимального коллизийного напряжения и собственно коллизии континентальных блоков, а также постколлизийные деформации, складчатость и вспышку тектонотермальной активности в регионе. Все эти события привели к обогащению верхней мантии и ее сепарации от обедненного мантийного резервуара. Это не исключает того, что этот резервуар мог быть также дополнительно обогащен во время панафриканской орогении, имевшей место 550–450 млн лет назад. Однако это такие события, которые не фиксируются Sm-Nd изотопной систематикой валовых проб изученных ксенолитов. Некоторые следы влияния этого события сохранились в изотопном составе мантийных клинопироксенов, но смешанный состав самих мономинеральных фракций не позволяет точно оценить возраст этого события.

Все эти построения основываются на рассмотрении особенностей состава и эволюции только одного мантийного домена в пределах Восточно-Антарктического региона, который был опробован мезозойской щелочно-пикритовой магмой. Как показано в работе [12], по крайней мере два домена существовало в верхней мантии региона гор Принс-Чарльз и второй домен сильно отличался по химическому и минеральному составу от изученного нами. Поэтому разумно предположить, что эти домены должны отличаться и по изотопному составу, а возможно, и по истории своего развития. Но очевидно, что для доказательства этого предположения требуется дальнейшее изучение мантийных производных региона и, прежде всего, их детальная геохронологическая привязка и корреляция на основе современных методов изотопной геохимии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андроников А.В. Минералы глубинного происхождения из щелочно-ультраосновных пород Восточной Антарктиды // Геолого-геофизические исследования в Антарктике. Л.: ПГО Севморгеология. 1987. С. 48–53.
2. Грикуров Г.Э., Орленко Е.М., Федоров Л.В. Щелочно-ультраосновные породы района озера Бивер (Восточная Антарктида) // Труды САЭ. 1980. Т. 70. С. 87–99.
3. Егоров Л.С. Некоторые петрологические, геохимические и генетические особенности гипабиссальных щелочно-ультраосновных пород на примере польценит-щелочнопикритового комплекса оазиса Джетти (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Геохимия. 1994. № 1. С. 24–39.
4. Куринин Р.Г., Гринсон А.С., Дун Цзунь Ин. Рифтовая зона ледника Ламберта как возможная щелочно-ультраосновная провинция в Восточной Антарктиде // ДАН СССР. 1988. Т. 299. С. 944–947.
5. Куринин Р.Г., Грикуров Г.Э. Строение рифтовой зоны ледника Ламберта // Труды САЭ. 1980. Т. 70. С. 75–86.
6. Лайба А.А., Андроников А.В., Егоров Л.С., Федоров Л.В. Штокообразные и дайковые тела щелочно-ультраосновного состава в оазисе Джетти (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Геолого-геофизические исследования в Антарктике. Л.: ПГО Севморгеология, 1987. С. 35–46.
7. Михальский Е.В., Лайба А.А., Сурина Н.П. Ламбертская провинция щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород в Восточной Антарктиде: характеристика вещественного состава и особенности петрогенезиса магматических комплексов // Петрология. 1998. Т. 6. С. 512–527.
8. Михальский Е.В., Беляцкий Б.В., Андроников А.В., Грачев А.Ф. Дайки протерозойских лампрофиров оазиса Вестфолль, Восточная Антарктида // Петрология. 1994. Т. 2. С. 587–600.

9. Михальский Е.В., Лайба А.А. Дайки основных пород субшелочного ряда в оазисе Джетти (Восточная Антарктида) // Антарктика. Доклады комиссии. М.: Наука. 1990. Вып. 29. С. 56–66.
10. Andronikov A.V. The first study of upper mantle inclusions from the Prince Charles Mountains, East Antarctica // Recent Progress in Antarctic Earth Science. Tokyo: Terrapub, 1992. P. 163–171.
11. Andronikov A.V., Belitsky B.V. Implication of Sm-Nd isotopic systematics to the events recorded in the mantle-derived xenoliths from the Jetty Peninsula, East Antarctica // Terra Antarctica. 1995. Vol. 2. P. 103–110.
12. Andronikov A.V., Sheraton J.W. The redox state of lithospheric upper mantle beneath the East Antarctic Shield // Terra Antarctica. 1996. Vol. 3. P. 39–48.
13. Andronikov A.V., Foley S.F., Belitsky B.V. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systematics of the East Antarctic Manning Massif alkaline trachybasalts and the development of the mantle beneath the Lambert-Amery rift // Mineralogy and Petrology. 1998a. Vol. 63. P. 243–261.
14. Andronikov A.V., Foley S.F., Melzer S. Mantle xenoliths from the Jetty Peninsula area (East Antarctica): samples of thermally eroding lithosphere on the flanks of the Lambert-Amery Rift // Ext. Abst. 7th Int. Kimb. Conf., Cape Town. 1998b. P. 20–22.
15. Andronikov A.V., Foley S.F. Trace element and Nd-Sr isotopic composition of ultramafic lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area // Chemical Geology. 2001. Vol. 175. P. 291–305.
16. Andronikov A.V. Spinel-garnet lherzolite nodules from alkaline-ultrabasic rocks of Jetty Peninsula (East Antarctica) // Antarctic Science. 1990. Vol. 2. P. 321–330.
17. Andronikov A.V., Egorov L.S. Mesozoic alkaline-ultrabasic magmatism of Jetty Peninsula // Gondwana Eight: Assembly, evolution and dispersal. Rotterdam, Brookfield, Balkema, 1993. P. 547–558.
18. Belitsky B.V., Vinogradova L.G., Krymsky R.S., Levsky L.K. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic dating of the Zabytov woframite-rare metal deposit, Primor'e // Petrology. 1994. Vol. 2. P. 243–250.
19. Black L.P., Harley S.L., Sun S.-S., McCulloch M.T. The Rayner Complex of East Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt // J. Metam. Geology. 1987. Vol. 5. P. 1–26.
20. Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Belrin: Springer Verlag, 1980. 262 p.
21. Delor C.P., Rock N.M.S. Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): primitive magmas of deep mantle origin // Antarctic Sci. 1991. Vol. 3. P. 419–432.
22. De Paolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
23. De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry (an introduction). Berlin: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
24. Foley S.F., Glaser S.M., Andronikov A.V. Non-cratonic garnet peridotites from rifted continental settings in Vitim, Siberia (Baikal Rift) and East Antarctica (Lambert-Amery Rift) // Ext. Abst. 7th Int. Kimb. Conf., Cape Town. 1998. P. 217–219.
25. Foley S.F., Andronikov A.V., Melzer S. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland // Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 74. P. 361–384.
26. Foley S.F., Andronikov A.V., Melzer S. Petrology, geochemistry and mineral chemistry of ultramafic lamprophyres from Jetty Peninsula area of the Lambert-Amery Rift, Eastern Antarctica // Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 74. P. 361–384.
27. Foley S.F., Andronikov A.V., Jacob D.E., Melzer S. Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift // Geochem. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 3096–3120.
28. Grew E.S. Geology of the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic geoscience – symposium on Antarctic geology and geophysics. University of Wisconsin Press. 1982. P. 473–478.5–453.
29. Harley S.L., Black L.P. A revised Archaean chronology for the Napier Complex, Enderby Land, from SHRIMP ion-microprobe studies // Antarctic Science. 1997. Vol. 9. P. 74–91.

30. *Hand M., Scrimgeour I., Stwe K., Arne D., Wilson C.J.L.* Geological observations in high-grade mid-Proterozoic rocks from Else Platform, northern Prince Charles Mountains region, East Antarctica // *Austral. J. Earth Sci.* 1994. Vol. 41. P. 311–329.
31. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 139–155.
32. *Jones R.A.* Strontium and neodymium isotopic and rare earth element evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of southern Africa // *Mantle Xenoliths*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd. 1987. P. 711–724.
33. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic Shield in Precambrian // *Gondwana Eight: Assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam, Brookfield, Balkema, 1993. P. 141–152.
34. *Kovach V.P., Belitsky B.V.* Geochemistry and age of granitic rocks in the Ruker granite-greenstone terrain, southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Abst. VI Int. Symp. Antarctic Earth Sci.*, Tokyo, NIPR. 1991. P. 321–326.
35. *Lanyon R., Black L.P., Seitz H-M.* U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 115. P. 184–203.
36. *Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS: a plotting and regression for radiogenic isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2.11 // *U.S. Geological Survey Openfile Report*, 88–557, 1990. 34 p.
37. *Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Belitsky B.V.* Mafic igneous suites in the Lambert rift zone // *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Tokyo: Terrapub, 1992. P.173–178.
38. *Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Belitsky B.V., Kamenev E.N.* Mafic and ultramafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone // *Gondwana Eight: Assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam, Brookfield, Balkema, 1993. P. 541–546.
39. *Mikhalsky E.V., Belitsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W.* Two distinct Precambrian terranes in the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // *Gondwana Research*. 2006. Vol. 9. P. 291–309.
40. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W.* Association of dolerite and lamprophyres dykes, Jetty Peninsula (Prince Charles Mountains, East Antarctica) // *Antarctic Science*. 1993. Vol. 5. P. 297–307.
41. *Mukasa S.B., Andronikov A.V.* Trace element and Sm-Nd and Rb-Sr isotopic evidence for the incipient melting of clinopyroxene in lherzolite xenoliths of the Jetty Peninsula area, East Antarctica // *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*. 1999. Vol. 80. S379.
42. *Munksgaard N.C., Thost D.E., Hensen B.J.* Geochemistry of Proterozoic granulites from northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Antarctic Sci.* 1992. Vol. 4. P. 59–69.
43. *Oliver R.L., James P.R., Collerson K.D., Ryan A.B.* Precambrian geologic relationships in the Vestfold Hills, Antarctica // *Antarctic geoscience – symposium on Antarctic geology and geophysics*. University of Wisconsin Press, 1982. P. 435–444.
44. *Ovchinnikova G.V., Belitsky B.V., Vasiljeva I.M., Levsky L.K., Grachev A.F., Arana N. and Mitjavilla J.M.* Sr-Nd-Pb isotopic systematics of the mantle source of basaltic rocks beneath Canary Islands // *Petrology*. 1995. Vol. 3. P. 121–154.
45. *Richardson S.H., Erlank A.J., Hart S.R.* Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 75. P. 116–128.
46. *Sheraton J.W.* Geochemistry of mafic igneous rocks of the Northern Prince Charles Mountains, Antarctica // *J. Geol. Soc. Australia*. 1983. Vol. 30. P. 295–304.
47. *Sheraton J.W., Collerson K.D.* Archaean and Proterozoic geological relationships in the Vestfold Hills – Prydz Bay area, Antarctica // *BMR J. Austral. Geol. Geoph.* 1983. Vol. 8. P. 119–128.
48. *Sheraton J.W., Offe L.A., Tingey R.J., Ellis D.J.* Enderby Land, Antarctica – an unusual Precambrian high grade metamorphic terrane // *J. Geol. Soc. Australia*. 1980. Vol. 27. P. 1–18.
49. *Sheraton J.W., Tingey R.L., Black L.P., Oliver R.L.* Geology of the Bunger Hills area, Antarctica: implications for Gondwana correlations // *Antarctic Sci.* 1993. Vol. 5. P. 85–102.
50. *Sheraton J.W., Tindle A.G., Tingey R.J.* Geochemistry, origin and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica // *AGSO J. Austral. Geol. Geoph.* 1996. Vol. 16. P. 345–370.

51. *Tingey R.J.* The geological evolution of the Prince Charles Mountains - an Antarctic Archaean cratonic block // Antarctic geoscience — symposium on Antarctic geology and geophysics. University of Wisconsin Press, 1982. P. 455–464.
52. *Tingey R.J.* The regional geology of Archean and Proterozoic rocks in Antarctica // The Geology of Antarctica. Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 1–73.
53. *Yoshida M.* Precambrian tectonothermal events in East Gondwanian crustal fragments and their correlation (IGCP-288) // Japan Contributions to the IGCP. Tokyo: IGCP National Committee Japan, 1992. P. 51–62.
54. *Young D.N., Black L.P.* U-Pb zircon dating of Proterozoic igneous charnockites from the Mawson Coast, East Antarctica // Antarctic Sci. 1991. Vol. 3. P. 205–216.

B.V.BELIATSKY, A.V.ANDRONIKOV

SM-ND ISOTOPIC AGE ESTIMATIONS FOR MANTLE XENOLITHS FROM THE BEAVER LAKE AREA (EAST ANTARCTICA)

Using Sm-Nd isotope data on mantle xenoliths and mineral separates thereof from the East Antarctic Jetty Peninsula area, authors try to estimate the timing of various events affected lithospheric mantle beneath the northern Prince Charles Mountains and probable evolution way of the mantle reservoir. Sm-Nd TDM model ages for the studied xenoliths suggest that the first differentiation of the mantle reservoir took place ca. 4.2 Ga, and thence upper mantle developed as depleted residual reservoir till ca. 2.5 Ga (isochron age 2438 ± 200 Ma) when thermal erosion and mantle depletion changed Sm/Nd ratio of the rocks. During the subsequent period of time, probably till the generation of the Proterozoic mobile belt ca. 2.0 Ga, the regime of stable platform could predominate in the region. The upper mantle was more „conservative“, and stable conditions therein existed till ca 1.1 Ga when the collision between the Indian and East Antarctic Shields occurred. This event was recorded in Sm-Nd isochron ages of the xenoliths from the very beginning of the collision (1140 ± 150 Ma) through the intermediate and probably the most severe stages of the collision (1090 ± 120 Ma) till postcollisional deformation, folding and granulite metamorphism (925 ± 82 Ma). That was probably accompanied or immediately followed by general enrichment of the upper mantle horizons as a result of the influence of submerging slab of oceanic lithosphere. The time of ca 0.9 Ga is considered to be the timing of the total enrichment and complete separation of the xenoliths source from the depleted mantle reservoir. Younger tectonothermal events such as related to Panafrican Orogeny were also reflected in partial resetting of the isotopic systems but at lesser extent.

Keywords: upper mantle, isotopes, xenoliths; model age; isochron age; East Antarctic.

КОМПЛЕКСЫ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАЛИВА ПРЮДС (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИКА) И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

канд. геол.-минерал. наук З.В.ПУШИНА

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: musatova@mail.ru

В статье приводятся результаты изучения панцирей диатомовых водорослей в донных осадках залива Прюдс (Восточная Антарктика). Разработана биостратиграфическая схема на основании корреляции выделенных диатомовых экзон, которые соответствуют трем голоценовым периодам — раннему, среднему и позднему, для всей акватории залива.

Ключевые слова: залив Прюдс, диатомовые водоросли, голоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Наряду с ледяными кернами, содержащими подробную информацию об изменении климата южной полярной области в плейстоцен-голоцене, палеоклиматические записи содержатся также в донных четвертичных отложениях, которые накапливались в морях Антарктики. Осадки колонок, поднятые во время морских работ САЭ и РАЭ геологами Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) в различных районах залива Прюдс (море Содружества, Восточная Ан-

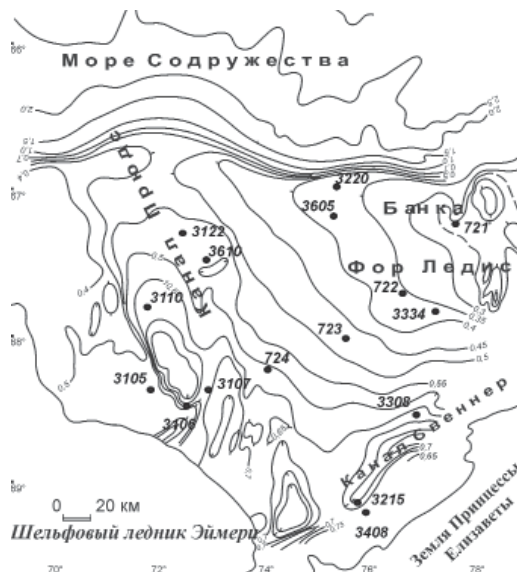


Рис. 1. Карта-схема расположения станций отбора в заливе Прюдс

Географическое положение исследованных колонок

№ станции	Координаты		Глубина моря, м	Длина колонки, см
	широта, ю.ш.	долгота, в.д.		
3105	68°41'	72°00'	460	90
3106	68°22'	73°31'	711	116
3107	68°22'	73°00'	732	154
3110	67°48'	71°55'	678	207
3122	67°18'	72°28'	570	98
3215	69°07'	75°51'	647	203
3220	66°56'	75°28'	357	63
3308	68°30'	76°47'	655	196
3334	67°50'	77°16'	385	157
3408	69°11'	76°04'	507	100
3605	67°12'	75°25'	385	80
3610	67°33'	73°11'	612	200
721	67°13'	77°33'	250	118
722	67°39'	76°36'	345	27
723	68°00'	75°30'	480	111

тарктика) (табл. 1, рис. 1), изучались одновременно по нескольким параметрам: гранулометрический и геохимический состав, характер и распространение фораминифер и диатомовых водорослей.

Акватория залива Прюдс заключена между мысом Дарнли и о. Пингвин. Более 50 % площади залива перекрывает шельфовый ледник Эймери. Морфология дна залива типична для ледниковых шельфовых окраин. Шельф залива Прюдс характеризуется значительной шириной (до 300 км в открытой акватории и более 500 км, включая его продолжение под ледником Эймери) и разнообразием рельефа донной поверхности. Среди наиболее крупных морфоструктур морского ложа здесь выделяются два относительно мелководных участка (глубины моря до 150–200 м): банка Фор Ледис на северо-востоке и банка Фрам на северо-западе, разделенные широким (100–120 км) U-образным каналом глубиной 550–750 м, известным как канал Прюдс, пересекающим шельф в северо-восточном направлении. На внутренней части шельфа наблюдается серия вытянутых субмеридиональных депрессий с глубинами моря до 800–1000 м. В южной части залива параллельно ледовому берегу материка находится глубокий канал Свеннер [21].

Изученные донные осадки подразделяются на две части: в нижней (диамиктон) отсутствуют микрофоссилии, в верхней (преимущественно алевроит голоценового возраста) преобладают кремнистые микрофоссилии (диатомеи) над карбонатными (фораминиферы). Исследование донных отложений методами диатомового и фораминиферового анализов позволило произвести стратиграфическое расчленение изучаемых колонок и определить палеоэкологические условия их формирования.

Методика исследований. Отбор колонок на шельфе проводился в ходе летних сезонных работ Советских/Российских антарктических экспедиций с судна гравитационными, колонковыми трубками разной длины, диаметра и веса.

Образцы для изучения диатомовых водорослей и фораминифер из колонок залива Прюдс поинтервально отбирались через 10 см. Величина навесок составляла 5–10 г сухого осадка. Образцы для исследований были подготовлены по стандартной методике обработки донных осадков в целях изучения диатомей, разрабатанной в Институте океанологии АН СССР [3].

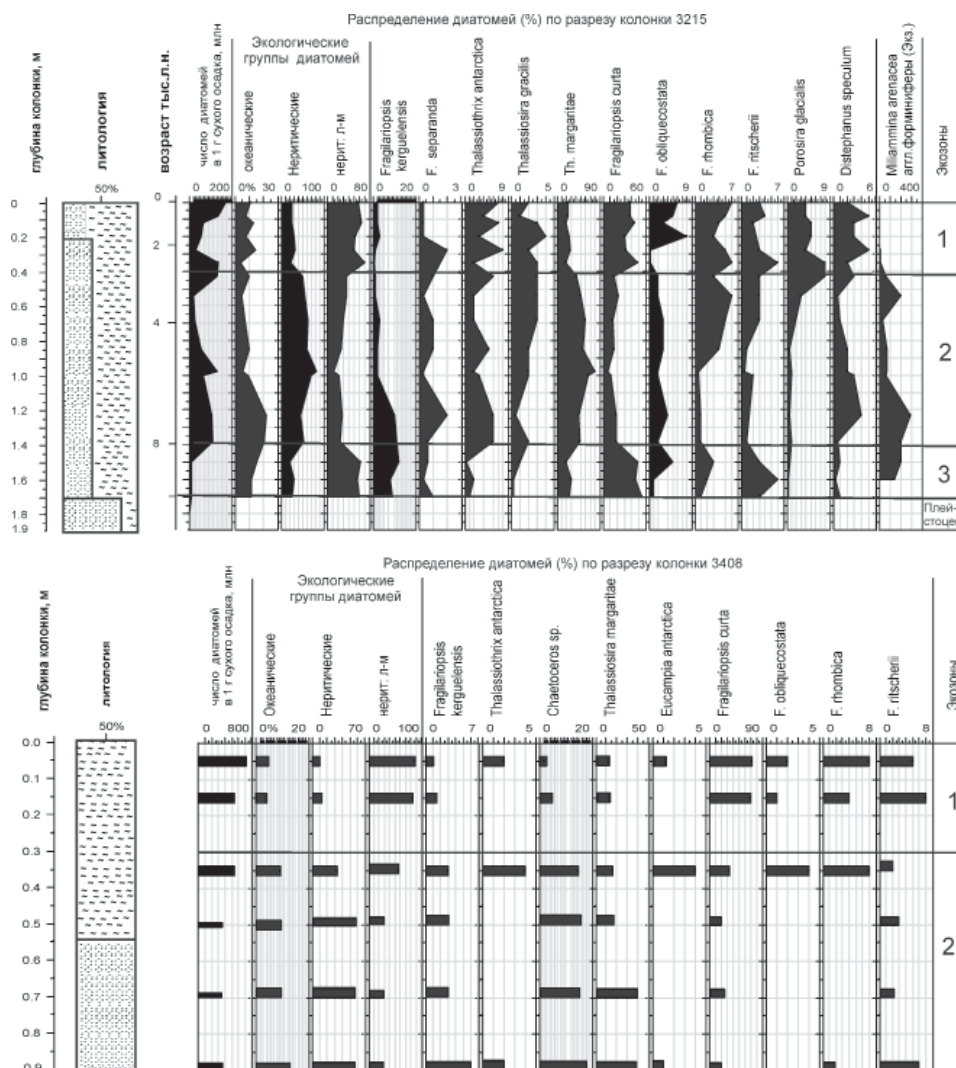


Рис. 3. Распределение диатомей по разрезам колонок 3215 и 3408
Условные обозначения см. на рис. 2

Для анализа распределения количественного и видового составов диатомей была использована компьютерная графическая программа PanPlot, разработанная в Институте Альфреда Вегенера (Бременхафен, Германия). На построенных графиках показано распределение доминирующих, показательных видов и экологических групп диатомей в % (рис. 2–4) по разрезам колонок.

Осадки колонок содержат богатые комплексы диатомей, определяющие высокую биологическую продуктивность биоценозов во время их развития. Изменения в количественном и доминантном составе комплексов диатомей, которые имеют различную экологическую характеристику, позволили выделить в осадках ряд экзон (нумерация экзон сверху вниз по разрезу), характеризующихся определенными температурными и гидродинамическими условиями.

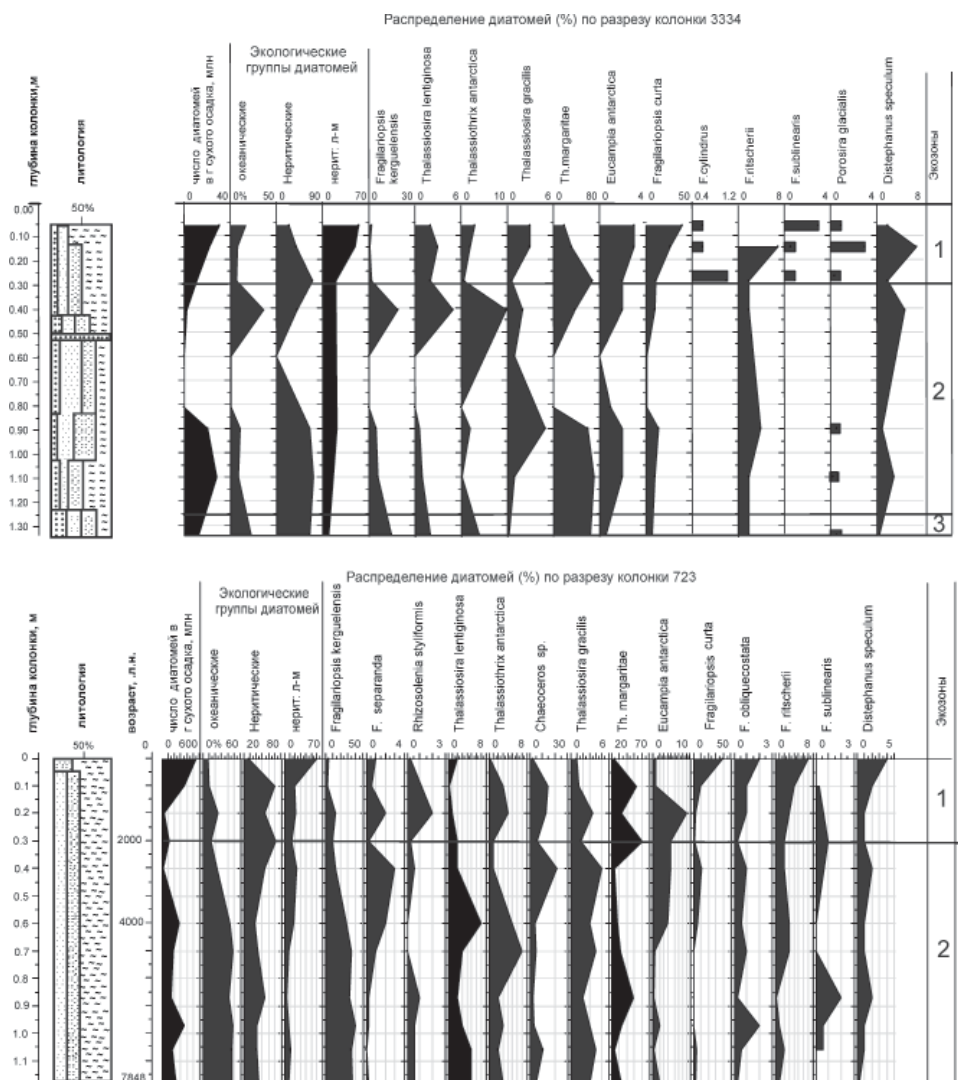


Рис. 4. Распределение диатомей по разрезам колонок 3334 и 723

Условные обозначения см. на рис. 2

ДОННЫЕ ОСАДКИ ЗАЛИВА ПРИЮДС И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В донных осадках залива Приюдс установлено 74 вида и разновидностей диатомовых водорослей и 1 вид силикофлагеллат (*Distephanus speculum*). Флористический состав диатомей и численность их в антарктических водах определяются в первую очередь ледовыми условиями.

Работа А.П.Жузе, Г.С.Королевой и Г.А.Нагаевой «Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Антарктики» (1963) [2] была первым опытом биостратиграфического расчленения позднечетвертичных донных осадков Антарктики, основанным на использовании установленных видов-индексов

различных водных антарктических масс. Эта методика используется до сих пор, испытав только ряд уточнений экологических параметров диатомей в соответствии с отдельными региональными особенностями.

Экостратиграфия голоценовых осадков в районе континентального склона залива Прюдс. На бровке шельфа залива отобраны небольшие по длине колонки, самая информативная на станции 3220 (табл. 1, рис. 2). Положение станции обуславливает две особенности формирования диатомовых комплексов в осадках: 1) высокий процент встречаемости океанических видов, особенно грубопанцирного *Fragilariopsis kerguelensis* (до 60 %) и 2) низкое количественное содержание створок диатомей (100–320 экз. в препарате). Это связано с поступлением океанических вод, а также повышенной гидродинамикой, в результате которой тонкопанцирные виды сносятся течениями, а грубопанцирные преобладают. В этом районе, по нашим данным [5, 12] и данным Д. Франклина [15], в поверхностном слое осадков установлен комплекс диатомей с доминированием *F. kerguelensis*.

В осадках этой колонки выделяются две экозоны (рис. 2). Экозона 2 установлена в интервале глубин 40–63 см, время формирования соответствующих ей глинистых осадков происходило в среднем голоцене. Диатомовые ассоциации из этих осадков характеризуются самой высокой численностью диатомей (до 10 млн створок/г) по разрезу колонки. В комплексе диатомей преобладают неритические ледово-морские виды *F. curta*, *Actinocyclus actinochilus*, *Eucampia antarctica*. Из океанических видов наиболее заметны *Fragilariopsis kerguelensis* и *Thalassiothrix antarctica*. Комплексы диатомей из вышележащих осадков, датируемых поздним голоценом (с 2,5 тыс.л.н. — до сегодняшнего дня), соответствующие экозоне 1 (инт. 18–40 см), отличаются преобладанием неритических открыто-морских видов с доминированием *Thalassiosira margaritae*. В комплексах этой экозоны установлено максимальное количество океанических видов *Fragilariopsis kerguelensis* (до 60 % в инт. 20–25 см) и *F. separanda* (до 5 %). В осадках в инт. 5–18 см характерно преобладание неритических ледово-морских видов с доминантой *F. curta* и сопутствующими силикофлагеллятой *Distephanus speculum* и ледово-морским диатомовым видом *Fragilariopsis rhombica*, океанических видов также много с преобладанием *F. kerguelensis*. В этой экозоне отмечается максимальное количество океанического вида *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, характерного для зон апвеллинга.

Экостратиграфия верхнеплейстоценовых-голоценовых осадков в канале Прюдс. Для наиболее глубоководного района залива в канале Прюдс (колонки 3105, 3106, 3107, 3122, 3610) характерны 2 типа осадков: нижний слой — терригенные осадки (верхний плейстоцен) и верхний — голоценовый, представленный алевро-песчаной глиной и глиной.

В низах одной из самых глубоководных колонок 3107 (табл. 1, рис. 1) в терригенных осадках морского генезиса, датируемых верхним плейстоценом, диатомеи представлены единичными створками, а фораминиферы встречены в большом количестве — более 2 тыс. экз. на 100 г. осадка. На границе терригенных (верхнеплейстоценовых) и алевро-песчаных (голоценовых) осадков диатомеи по-прежнему редки. В комплекс фораминифер входят планктонные и бентосные карбонатные виды. Ниже по разрезу (инт. 125–154 см) обнаружен комплекс антарктических неритических диатомей с доминантой *Eucampia antarctica* (до 80 %), который характеризует экозону 3. Осадки этого периода датируются ранним голоценом. Эти грубопанцирные виды доминируют в поверхностном слое осадков моря Росса, где есть система сильных донных течений [20]. При значительном сносе тонкопанцирных видов грубопанцирные диатомовые виды, такие как *E. antarctica*, составляющие в современном планктоне от 0,9 до 0,1 % от общего состава комплекса [19], в подобных условиях становятся доминантными. Л.Баркл [8, 9], Л.Баркл и Д.Кук [7] используют этот вид в своих палеогеографических построениях, считая

его показателем ледниковых эпох. Присутствие же океанического вида *Fragilariopsis kerguelensis* в качестве субдоминанты свидетельствует о значительном поступлении океанических водных масс, поскольку в современных биоценозах залива Прюдс океанические диатомеи *Fragilariopsis kerguelensis* составляют не более 4 % [19].

В комплексе диатомей, установленном в осадках раннего голоцена (экозона 3) станции 3610 (инт. 160–205 см), доминируют океанические виды диатомей, достигая до 60 % от общего состава комплекса (*Fragilariopsis kerguelensis* — до 32 %, *Thalassiothrix antarctica* — до 15 %, *Thalassiosira lentiginosa* — до 4 %) (табл. 1, рис. 1–2). Неритический открыто-морской вид *Th. margaritae* составляет 25 %. Из неритических ледово-морских видов отмечены *Eucampia antarctica* и *Fragilariopsis curta* до 5 %. На основании изучения диатомовых комплексов можно предположить, что формирование палеокомплексов и вмещающих их осадков, представленных алевролитами с глиной, песком и галькой, происходило в неритических условиях со значительным проникновением океанических водных масс.

Среднеголоценовые комплексы диатомей (экозона 2) станций 3107 (инт. 200–125) и 3610 (инт. 55–160 см) характеризуются смешанным составом неритических ледово-морских и открыто-морских видов, а также снижением количества океанических, что свидетельствует об ослаблении влияния океанического вторжения и установлении более стабильных гидрологических условий, чем при формировании нижележащего слоя осадков. Литологический состав осадков представлен преимущественно алевроитом, отмечено повышенное количество песчаной фракции в нижних горизонтах осадков этой экозоны. В комплексах диатомей доминирует открыто-морской вид *Thalassiosira margaritae* (до 80 %). Океанические виды немногочисленны в количественном отношении и составляют до 10 % (*Th. lentiginosa*, *Azpeitia tabularis*, *Rhizosolenia hebetata* f. *bidens*, *Rh. styliformis*, *Fragilariopsis kerguelensis*).

В позднеголоценовых комплексах диатомей (экозона 1), установленных в алевроитистых глинах этого района, доминирует неритический ледово-морской вид *Fragilariopsis curta* (до 60 %). Другой неритический ледово-морской вид *Fragilariopsis rhombica* достигает своего максимального количества — 7 %. Комплексы диатомей отражают близкие современным холодноводные неритические условия осадконакопления со спокойным гидрологическим режимом.

В расположенной южнее колонке 3106 (табл. 1, рис. 1) установлено следующее распределение створок диатомей. Практически по разрезу всей колонки 20–70 см встречаются редкие панцири диатомей (*Thalassiosira margaritae*, *Fragilariopsis curta*), в основании колонки 70–105 см створки диатомей отсутствуют. Только в самом верхнем горизонте 0–20 см, представленным песчанистым алевроитом, обнаружен богатый комплекс диатомей, в котором доминируют *Thalassiosira margaritae*, *Thalassiothrix antarctica*, *Fragilariopsis curta*, *F. obliquecostata*. В субдоминантную группу входят *Thalassiosira gracilis*, *T. lentiginosa*, *Actinocyclus actinochilus*, *Eucampia antarctica*, *Fragilariopsis rhombica*, *F. separanda*, *F. kerguelensis* и силикофлагеллата *Distephanus speculum*.

Для всего разреза самой южной колонки 3105, расположенной у самой бровки ледового покрова, характерны антарктические неритические диатомеи. В осадках нижнего горизонта (инт. 70–80 см) — **экозона 3** — доминирует грубопанцирный вид *Eucampia antarctica* (35 %). Комплекс диатомей этого горизонта определяет условия, когда в свободном ото льда морском бассейне происходит развитие нескольких видов в растаявших водах (*Eucampia antarctica* и др.) или в морском льду (*Actinocyclus actinochilus*, *Fragilariopsis curta* и др.). Этот комплекс диатомей отражает палеообстановку с длительным ледовым покровом морского бассейна [1, 2].

Осадки вышележащего горизонта (инт. 50–60 см) — **экозона 2** — содержат комплекс диатомей, где доминирует неритический открыто-морской вид *Thalassiosira margaritae* с субдоминантной — ледово-морским видом *Fragilariopsis curta*. Содержание диатомового вида *Eucampia antarctica* в комплексах диатомей этой экозоны снизилось до 15 %.

В верхнем горизонте осадков (инт. 0–9 см) доминирует неритический ледово-морской вид *Fragilariopsis curta*, преобладающий в современном планктоне и в поверхностных осадках залива Прюдс (**экозона 1**) [5, 11, 12, 23].

Совершенно нетипичная картина распределения и состава комплексов диатомей обнаружена в глинистых осадках колонки 3110 (рис. 1, табл. 1). Неоднократные попытки датировать осадки этой колонки не увенчались успехом – на глубине 50 см по разрезу их возраст превышает 30 тыс. лет. Это обусловлено, прежде всего, положением этой станции на самом борту канала Прюдс, где постоянно происходит обрушение осадков с достаточно обрывистых склонов.

В самом низу колонки (141–178 см) диатомей нет, единичные створки и обломки панцирей обнаружены в инт. 8–141 см (*Thalassiothrix antarctica*, *Thalassiosira margarita*). В осадках инт. 47–50 см встречены единичные тепловодные субтропические виды *Stephanopyxis turris* var. *cylindrus*, *Cestodiscus robustus*, не характерные даже для комплексов диатомей, установленных южнее зоны Антарктической конвергенции.

Характерно, что только в осадках этого района обнаружены богатые комплексы карбонатных фораминифер (определения Н.И.Дружининой). В осадках колонок 3110 (инт. 30–120 см) и 3107 (инт. 100–120 см) содержится значительное количество планктонных (75 %) и бентосных фораминифер (25 %), количественно около 5 тыс. экз. в 100 г сухого осадка в осадках колонки 3110 (30 видов) и 600 экз. в осадках колонки 3107 (16 видов). Все виды имеют секретионную раковину, агглютинирующие формы отсутствуют. Среди планктонных фораминифер преобладают *Neoglobobulimina pachyderma*, *Cassidulina teretis*, *Triloculina trigonula*, *Ehrenbergina glabra*, *Cibicides refulgens*. Выше по разрезу в колонке 3110 (инт. 15–20 см) и в колонке 3107 (80–100 см) наблюдается обеднение состава комплексов и численности раковин фораминифер (до 3 видов) при численности 50 экз. в 100 г сухого осадка.

Экостратиграфия верхнеплейстоценовых-голоценовых осадков в канале Свеннер. Донные осадки канала Свеннер (колонки 3215, 3308, 3408 (табл. 1, рис. 1)) исследованы достаточно детально, изучен их вещественный состав, также имеются данные по фораминиферам. Особенности накопления осадков, взятых в этом желобе, обусловлены, главным образом, близостью к ледовому берегу материка (колонка 3408 – одна из самых южных станций, которые мы изучали) и глубиной желоба – более 500 м. К сожалению, отсутствуют наши данные абсолютного возраста, что прежде всего объясняется отсутствием карбонатных раковин фораминифер, служащих одним из источников определения возраста радиоуглеродным методом. В сопоставлении с данными Ю.Домака и др. [13, 14] и Д.Франклина [15], которые располагали абсолютными датировками осадков в колонках, также поднятых в канале Свеннер вблизи наших, граница голоцена и плейстоцена проводится около 10000 лет назад, моренная часть осадков в низах колонок датируется верхнеплейстоценовым возрастом.

По данным диатомового анализа и гранулометрии толща донных осадков подразделяется на две части: нижнюю – моренную, где обнаружены единичные створки антарктических видов диатомей, и верхнюю, представленную алевроито-глинистыми осадками, насыщенную ископаемыми диатомеями.

По разрезам колонок доминируют антарктические неритические ледово-морские и открыто-морские виды, которые количественно преобладают над океаническими.

Наиболее древняя **экозона 3** (ранний голоцен), выделенная в алевроитах нижней части колонок 3215, 3308 (рис. 3), включает комплексы диатомей, в которых доминируют неритические ледово-морские виды (до 63 %), указывающие на высокую ледовитость бассейна, с преобладанием антарктического ледово-морского вида *Fragilariopsis curta* (до 20 %); неритические открыто-морские составляли до 57 % и среди них открыто-морской вид *Thalassiosira margaritae* (до 50 %). В этом

комплексе установлен самый высокий процент встречаемости субантарктических океанических диатомей по сравнению с комплексами диатомей в вышележащих осадках — до 30 % с преобладанием субантарктического океанического вида *Fragilariopsis kerguelensis* (до 20 %). Бентосные (сублиторальные) виды диатомей составляют до 1 %, что объясняется большими глубинами морского бассейна. Количество створок диатомей на г составляет ~10 млн створок. Обнаружение океанической флоры диатомей дает основание предполагать проникновение океанических водных масс в достаточно холодноводный залив Свеннер в период формирования диатомовых ассоциаций **экозоны 3**.

Постепенное возрастание численности панцирей диатомовых водорослей в осадках, снижение количества океанических видов и увеличение неритических выше по разрезу колонки являются основанием для выделения **экозоны 2** (среднеголоценовой), а также свидетельствуют об изменениях гидрологического режима, который все больше становится похож на современный. Количество створок диатомей составляет 34—160 млн на г осадка. Комплекс диатомей отражает антарктические неритические условия и состоит из доминирующих диатомовых видов *Thalassiosira margaritae* (до 50 %, в отдельных интервалах до 70 %) и *Fragilariopsis curta* (до 30 %). Численность ледово-морских диатомей остается высокой — до 55 % на ст. 3408, расположенной в самой южной части этого района. Океанические виды (до 11 %) представлены *Fragilariopsis kerguelensis*, *F. separanda*, *Thalassiosira lentiginosa*.

В позднем голоцене произошло снижение продуктивности фитоценозов, исчезновение океанических видов в комплексах диатомей, увеличение содержания ледово-морских видов, связанное, вероятно, с большей ледовитостью морского бассейна (**экозона 1**). В комплекс диатомей входят ледово-морские антарктические виды (до 40 %) *Fragilariopsis curta*, *F. cylindrus*, *F. sublinearis*, *Actinocyclus actinochilus*, и неритические открыто-морские с преобладанием неритического открыто-морского вида *Thalassiosira margaritae*, количество которого достигает в отдельных интервалах до 40 %. Комплекс диатомей отражает современные экологические условия в заливе Прюдс.

Экостратиграфия верхнелейстоценовых-голоценовых осадков в районе банки Фор Ледис. Этот район характеризуется наименьшими глубинами моря (до 400 м) и близостью к ледовому берегу. Донные осадки банки исследованы достаточно детально (станции 3334, 3605, 721, 722 и 723) (рис. 1, табл. 1), изучен их вещественный состав, имеются данные по фораминиферам. В нижней части осадки колонки 723 в интервале 114—118 см имеют датировку по C14 (KROCK 723) 7848 ± 85 лет назад. Диатомовые тафоценозы, как и ассоциации диатомей из поверхностного слоя осадков данного района [5, 16, 22], характеризуются высокой численностью диатомовых водорослей (до 60 млн створок/г), преобладанием неритических антарктических ледово-морских видов и неритических (42 таксона), в составе которых доминируют (до 70 %) *Thalassiosira margaritae* и *Fragilariopsis curta*. Постоянно присутствуют в осадках субантарктические океанические диатомеи (до 20 %) *F. kerguelensis*, *Thalassiosira lentiginosa*, *Thalassiothrix antarctica*.

Раннеголоценовый комплекс диатомей, определяющий **экозону 3** (рис. 4), обнаружен только в диамиктоне колонки 3334 на глубине 125—135 см. В вещественном составе осадков этого горизонта много гравия. Численность створок диатомей составляет 13 млн створок/г. Монодоминантный комплекс диатомей представлен антарктическими неритическими видами — 77 % с доминированием неритического открыто-морского вида *Thalassiosira margaritae* (до 70 %), ледово-морских видов немного — до 10 %. Количество субантарктических океанических диатомей достаточно высоко — до 18 %, из них 15 % приходится на долю *Fragilariopsis kerguelensis*. Значительное количество океанической флоры диатомей дает основания предполагать интенсивное влияние океанических водных масс в исследуемой части залива Прюдс в этот период.

Снижение количества океанических видов диатомей и увеличение количества неритических открыто-морских выше по разрезу, свидетельствующие об изменениях гидрологического и температурного режима воды, характерны для **экозоны 2**. Среднеголоценовый возраст осадков (**экозона 2**) установлен по данным радиоуглеродного анализа 7884 лет назад на глубине 114–118 см в колонке 723. Скорость осадконакопления в исследованном районе, по нашим данным, достигает 15 см в 1000 лет. Численность створок диатомей составляет 5 млн створок/г. В комплексах диатомей доминирует неритический открыто-морской вид *Thalassiosira margaritae* — до 50 %; ледово-морские виды составляют 12–33 %: *Fragilariopsis curta* — до 20 %, *F. cylindrus* и силикофлагеллата *Dictyocha speculum* — до 2 %. В состав комплекса наряду с антарктическими видами входят субантарктические океанические *Fragilariopsis kerguelensis* (до 22 %), *F. separanda* (2 %), *Thalassiosira lentiginosa* (до 5 %), *Azpeitia tabularis* (до 2 %).

В отложениях, поднятых в районе банки Фор Ледис (станции 3334, 3605), установленный верхний позднеголоценовый комплекс диатомей отражает низкотемпературные условия, близкие современным в заливе Прюдс (**экозона 1**). В комплексе доминирует криофил *Fragilariopsis curta* (до 30 %), в группе субдоминант выделяется неритический открыто-морской вид *Thalassiosira margaritae* (до 15 %). Океанических видов достаточно, они составляют до 35 %. Для верхнего слоя осадков (до 15 см) характерен комплекс фораминифер с преобладанием карбонатного планктонного вида *Neogloboquadrina pachyderma* с достаточно разнообразными карбонатными и агглютинирующими бентосными фораминиферами.

ДИСКУССИЯ

Несмотря на различное местоположение изученных колонок, близость к ледовым берегам, батиметрию, особенности диатомовых ассоциаций и количественное и видовое распределение диатомей по разрезам, выявляется сходство в формировании даже очень удаленных друг от друга колонок, что позволяет сделать вывод о том, что вся исследованная акватория залива формировалась в не сильно отличающихся условиях голоцена, и построить корреляционную биостратиграфическую схему всего исследованного района (рис. 5).

Полученные нами результаты хорошо сопоставимы с данными других исследователей. К аналогичным выводам о биостратиграфии и палеоэкологии залива Прюдс в голоцене приходят Ф.Тэйлор и Э.Левентер [22], исследовавшие донные колонки длиной до 3 м (рейс NDPOI-01) в западной части залива Прюдс. Установленные этими авторами в осадках верхнего плейстоцена (SMO-2 — кремнистые илы) диатомовые комплексы дополняют уже построенную нами биостратиграфическую схему голоцена данными о формировании осадков в последнее четвертичное межледниковье. В осадках этого периода сохранились грубопанцирные створки рода *Eucampia*, криофил *Fragilariopsis curta* и переотложенные плиоценовые диатомовые водоросли *Rouxia spp.* и *Thalassiosira torokina*. Ими также выделяются три периода осадконакопления в голоцене: раннеголоценовый (открыто-морской с интенсивным поступлением растаявших ледниковых вод и поступлением океанических вод), среднеголоценовый (время климатического оптимума) и холодноводный позднеголоценовый.

Д.Франклин [15] заключает, опираясь на данные радиоуглеродного возраста, что осадконакопление в голоцене в южной части канала Свеннер было непрерывным и началось около 10000 лет назад.

В оазисе Вестфольд, расположенном на восточном побережье залива Прюдс, прибрежные обнажения свободны ото льда последние 8000 лет [7, 17].

По данным Ю.Домака и других [13], в осадках скважины 740 (Проект глубоководного бурения ODP) в юго-восточной части залива Прюдс открыто-морские условия наступили около 10000 лет назад, моренная часть осадков в низах коло-

тельное потепление около 7000–5500 лет назад. Также он отмечает хорошую сопоставимость своих биостратиграфических построений со спорово-пыльцевыми данными, полученными в Южном полушарии.

Относительное похолодание в позднем голоцене повсеместно в прибрежных районах Антарктики определяется преобладанием в комплексах ледово-морских диатомей [6, 8, 9, 20, 23].

ВЫВОДЫ

Развитие диатомовой флоры характеризует установление открытоокеанических условий в заливе Прюдс, которые начались в раннем голоцене (10000–12000 лет назад) [6, 13, 14, 21]. В донных осадках залива преобладают антарктические диатомовые водоросли, типичные для антарктической зоны (южнее Южного полярного фронта) [4]. Основные палеоэкологические выводы были сделаны с использованием метода актуализма на базе диатомовых комплексов, установленных в поверхностном слое донных осадков залива Прюдс [5, 11, 12], и современных диатомовых комплексов, изученных в заливе Прюдс [19]. В целом можно выделить три экозоны, которые отлагались в различных палеообстановках трех голоценовых периодов – раннем, среднем и позднем.

В раннем голоцене в заливе стала развиваться диатомовая флора, образуя, как правило, монодоминантные комплексы, смена доминант в осадках характеризовала палеоэкологические изменения, определяющие три экозоны, которые соответствуют трем периодам голоцена – раннему, среднему и позднему. Начиная с раннего голоцена в донных осадках залива преобладают неритические диатомовые водоросли, типичные для антарктической зоны (южнее зоны антарктической конвергенции) [1, 3, 4, 12].

Комплексы диатомовых водорослей в раннем голоцене характеризуют холодноводные условия осадконакопления с интенсивным проникновением океанических вод, которое являлось одним из главных факторов, влияющих на их формирование. В раннем голоцене даже в осадках южной части залива установлено наибольшее количество океанических видов диатомей в изученных комплексах по сравнению с другими периодами голоцена. Севернее накопление осадков происходило в нестабильных гидродинамических обстановках, более теплопроводных, с меньшей продолжительностью ледового покрова, чем в южных районах, что подтверждается присутствием, а иногда и доминированием океанических видов диатомей.

Оптимальные условия в развитии и сохранении диатомовой флоры установлены в среднем голоцене, который был менее холодноводным по сравнению с ранним и поздним. В среднем голоцене влияние океанических вод снижается. Характерны неритические открыто-морские обстановки, в комплексах диатомей доминирует неритический открыто-морской вид *Thalassiosira margaritae*. Возможно, это время климатического оптимума, когда длительность ледового покрова сокращалась, происходили ледниковые подвижки с увеличением таяния ледников; за счет поступления терригенного материала возрастали скорости седиментации.

В позднем голоцене в осадках установлены комплексы диатомей с доминированием ледово-морских видов *Fragilariopsis curta* и др. во внутренних и прибрежных районах залива и с доминированием океанического вида *Fragilariopsis kerguelensis* – в районе континентального склона. Эти комплексы отражают палеоэкологические условия, подобные современным в заливе Прюдс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жузе А.П., Королева Г.С., Нагаева Г.А. Диатомовые водоросли в поверхностном слое осадков Индийского сектора Антарктики // Труды Ин-та океанологии АН СССР. Т. 61. 1962. С. 19–92.

2. Жузе А.П., Королева Г.С., Нагаева Г.А. Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Антарктики // Океанологические исследования. № 8. 1963. С. 137–161.
3. Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое донных осадков Тихого океана // Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 7–47.
4. Козлова О.Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М.: Наука, 1964. 167 с.
5. Пушина З.В. Распределение панцирей диатомовых водорослей в поверхностном слое осадков залива Прюдс, Восточная Антарктика // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых районов Арктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. С. 71–80.
6. Пушина З.В. Экостратиграфия позднечетвертичных осадков в заливе Прюдс // Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта. Фауна, флора и биостратиграфия. Мин. природ. рес. РФ. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007. С. 162–172.
7. Adamson D.A., Pickard J. Cenozoic history of the Vestfold Hill // Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Sydney: Academic Press, 1986. P. 63–98.
8. Bjorck S., Hakansson H., Olsson S., Barnekow L., Janssens J. Paleoclimatic studies in South Shetland Islands, Antarctica, based on numerous stratigraphic variables in lake sediments // Journal of Paleolimnology. 1993. № 8. P. 223–272.
9. Burckle L.H. Diatom evidence, bearing on the Holocene in the South Atlantic // Quaternary Research. 1972. Vol. 2. P. 323–326.
10. Burckle L.H., Cooke D.W. Late Pleistocene Eucampia antarctica abundance stratigraphy in the Atlantic sector of the Southern Ocean // Micropaleontology. 1983. Vol. 29. № 1. P. 6–10.
11. Burckle L.H. Ecology and paleoecology of the marine diatom Eucampia antarctica (Castracane) Manguine // Marine Micropaleontology. 1984. Vol. 9. P. 77–86.
12. Burckle L.H. Diatom distribution and paleoceanographic reconstruction in the Southern Ocean – present and Last glacial maximum // Marine Micropaleontology. 1984. Vol. 9. P. 241–261.
13. Domack E.W., Jull A.J.T., Donahue D.J. Holocene chronology for the unconsolidated sediments at Hole 740A: Prydz Bay, East Antarctica // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1991. Vol. 119. P. 747–750.
14. Domack E.W., O'Brien P., Harris P., Taylor F., Quilty P.G., De Santis L., Raker B. Late Quaternary sediment facies in Prydz Bay, East Antarctica and their relationship to glacial advance onto the continental shelf // Antarctic Science. 1998. Vol. 10 (3). P. 236–246.
15. Franklin D.C. Recent diatom and foraminiferal assemblages in surficial sediments of Prydz Bay, Antarctica // Anare research notes 90. Antarctic division. Australia, 1993. 28 p.
16. Harris P.T., Taylor F., Pushina Z., Leitchenkov G., O'Brien, Smirnov V. Lithofacies distribution in relation to the geomorphic provinces of Prydz Bay, East Antarctica // Antarctic Science. 1998. Vol. 10 (3). P. 227–235.
17. Hirvas H., Nenonen K., Quilty P. Till stratigraphy and glacial history of the Vestfold Hills area, East Antarctica // Quat. Int. 1993. Vol. 18. P. 81–95.
18. Ingolfsson O., Hjort H., Berkman P., Bjork S., Colhoun E., Goodwin I., Hall B., Hirakawa K., Melles M., Moller P., Priestice M. Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land // Antarctic Science. 1998. Vol. 10 (3). P. 326–344.
19. Kang S.-H., Fryxell G.A. Most abundant diatom species in water column assemblages from five Leg 119 Sites in Prydz Bay, Antarctica: distributional patterns // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1991. Vol. 119. P. 645–666.
20. Kellogg T.B., Truesdale R.S. Late Quaternary paleoecology and paleoclimatology of the Ross Sea: diatom record // Marine micropaleontology. 1976. Vol. 4. № 2. P. 137–159.
21. Leitchenkov G., Stagg H., Gandjukhin V., Cooper A.K., Tanahashi M., O'Brien P. Cenozoic seismic stratigraphy of Prydz Bay (Antarctica) // Terra Antarctica. 1 (2). Special issue. 1994. P. 395–397.
22. Taylor F., Leventer A. Late Quaternary palaeoenvironments in Prydz Bay, East Antarctica: interpretations from marine diatoms // Antarctic Science. 2003. Vol. 15 (4). P. 512–521.

23. Taylor, F., McMinn, A. and Franklin, D. Distribution of diatoms in surficial sediments of Prydz Bay, East Antarctica // Marine Micropaleontology. 1997. Vol. 32. P. 231–248.
24. Truesdale R.S. and Kellogg T.B. Ross Sea diatoms: modern assemblage distribution and their relationship to ecologic, oceanographic and sedimentary conditions // Marine micropaleontology. Vol. 4. № P. 13–31.

Z.V.PUSHINA

**DIATOM ASSEMBLAGES IN THE LATE QUATERNARY SEDIMENTS OF
THE PRYDZ BAY (EAST ANTARCTICA) AND THEIR BIOSTRATIGRAPHICAL
SIGNIFICANCE**

Results of the diatom distribution in sediment cores from the Prydz Bay (East Antarctica) are described. Ecostratigraphical approach to subdivision of Holocene sediments on three diatom zones, which were formed during early, middle and late Holocene was developed.

Keywords: Prydz Bay, diatoms, Holocene.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 913.98 (98+99)

Поступила 27 мая 2009 г.

ИМЕНА СОТРУДНИКОВ НИИГА-ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ
НА КАРТАХ АРКТИКИ И АНТАРКТИДЫ

д-р геол.-минерал. наук Г.П.АВETИСОВ

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: avet@vniio.nw.ru

Научно-исследовательский институт геологии Арктики (НИИГА), ныне Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и полезных ископаемых Мирового океана (ВНИИОкеангеология) формально был создан в 1948 г., однако фактически это событие следует отнести к 1940 г., когда геологические службы Арктического института (АНИИ) были переданы в Горно-геологическое управление (ГГУ) Главсевморпути. Из этой группы сотрудников ГГУ не стали сотрудниками НИИГА только те, кто не дожил до 1948 г., а не дожить было просто, так как между двумя этими датами пролегла Великая Отечественная война. Их, не доживших, можно по праву называть сотрудниками НИИГА, в здании которого по адресу наб. реки Мойки, 120 им посвящена мемориальная доска (рис. 1).

Более полные биографические данные представлены в работах [1–6].



Рис. 1. Мемориальная доска в здании НИИГА-ВНИИОкеангеология по наб. реки Мойки, 120

ТОПОНИМЫ
НА ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ КАРТЕ АРКТИКИНиколай Николаевич Мутафи
(1910–1941)

Известный арктический геолог, канд. геол.-минерал. наук (1939), участник XVII Международного Геологического конгресса в Москве, почетный полярник, награжден медалью «За трудовое отличие». Член НТС ГГУ.



В 1933 г. Н.Н.Мутафи окончил геолого-разведочный факультет ЛГИ, в 1933 г. поступил на работу в Арктический институт.

Вел геологические исследования на Новой Земле, в Норильском районе, на Таймыре. На Новой Земле участвовал в открытии значительного полиметаллического проявления, открыл месторождение углей хорошего качества в районе Пясины. Уголь использовался в Норильске для технических и хозяйственных нужд.

В короткий срок Мутафи стал одним из крупнейших знатоков геологии Новой Земли, именно ему было поручено дать научный комментарий к геологическим статьям В.А.Русанова по Новой Земле.

В 1941 г. Мутафи должен был продолжить работы на Новой Земле с задачей



Рис. 2. Восточное побережье северного острова Новой Земли (бухта Мутафи, залив ЕКС)

разведки серебро-свинцового месторождения в районе Маточкина Шара.

15 июня партия выбыла к месту полевых работ, однако началась война. 22 июня застало их в Архангельске, 1 июля он уже в Ленинграде, а 11 июля уволен в связи с зачислением в ряды народного ополчения, в составе которого прослужил месяц. Мутафи вернулся в институт, как и прежде, несмотря ни на что, ежедневно приходил на работу, продолжая свои исследования. Искудавший, ослабевший, он правил свои последние рукописи, типографские оттиски карандашом, так как замерзали чернила, не прерываясь даже во время тревог и обстрелов. 22 декабря он не пришел, организм не выдержал, сердце остановилось. Жена похоронила его на семейном участке Шуваловского кладбища.

Бухта на восточном берегу северного острова Новой Земли к северу от Ледяной Гавани (рис. 2). Названа сотрудниками Новоземельской партии ВАИ в 1933 г.

Бухта на западе зал. Рейнеке южного острова Новой Земли (рис. 3). Назвал в 1934 г.



Рис. 3. Южное побережье южного острова Новой Земли (бухта Мутафи, мыс Тест)



Рис. 4. Южная часть северного острова Новой Земли (гора Мутафи)

начальник экспедиции Северо-Западного геологоразведочного треста В.А.Куклин.

Гора в южной части северного острова Новой Земли (рис. 4).

Илья Давидович (Дафаевич) Гатиев (1904–1941)

*Арктический геолог, почетный полярник,
кавалер ордена Знак почета.*



В 1934 г. окончил геологоразведочный факультет ЛГИ, в 1934 г. стал сотрудником Арктического института.

Первые исследования Гатиева связаны с Северо-Востоком СССР. Он быстро выдвинулся на ведущие роли, уже через год став начальником Первой Чукотской экспедиции, затем заведующим Чукотско-Корякской секцией Геологического отдела.

В 1940 г. после организации ГГУ ГУСМП Гатиев возглавил геологический отдел, затем занял должность заместителя начальника Управления.

Перед самой войной 15 марта 1941 г. его назначили начальником Ново-Земельской экспедиции. Он выехал в поле, но началась война, и уже 30 июня Гатиев возвратился в

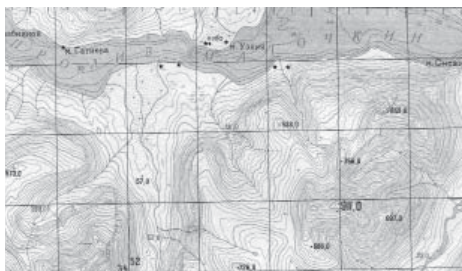


Рис. 5. Пролив Маточкин Шар (мыс Гатиева)

Ленинград. Военкомат отказал ему в призыве в армию, так как на геологов-полярников распространялась бронь, но Гатиев обошел это препятствие. 11 июля он добровольцем вступил в ряды народного ополчения, военкомат здесь был бессилен.

Гатиев командовал саперной ротой, которая минировала подступы к нашим позициям, очищала от вражеских мин пути для атаки. Бесстрашие, профессионализм, умение повести за собой подчиненных в полной мере пригодились ему на фронте. Он провоевал август, сентябрь, октябрь и ноябрь. Беда пришла в конце последнего дня ноября. Он погиб от взрыва бомбы в дер. Бугры к югу от Ладожского озера. Подробности гибели известны из письма В.П.Тебенкова, единственного участника народного ополчения ГГУ, прошедшего всю войну. После войны работал в НИИГА.

По сообщению военкомата г. Кировска Ленинградской области от 13 февраля 1987 г. останки И.Д.Гатиева в числе других погибших в этом районе перенесены в братское воинское захоронение в поселке Синявино-1.

Мыс на северном берегу прол. Маточкин Шар (рис. 5). Название дано экспедицией Северного геологического треста в 1932 г.

Алексей Иванович Звездин (1908–1943)

Топограф Арктического института.



Окончил Пензенский Землеустроительный техникум, работал в Средне-Волжском Управлении Землеустройства в Куйбышеве.

В 1932 г. Звездин окончил Высшие курсы аэрофотосъемки в Москве, отслужил год в Красной Армии, поступил на работу в Арктический институт на должность заведующего картсправбюро.

В 1935 г. на I съезде Союза работников Севморпути его избрали членом Революционной комиссии ЦК Союза, в 1939 г. депутатом Куйбышевского Райсовета Ленинграда. По отзывам коллег Звездин был видным и уважаемым человеком в институте, красивым и внешне, и внутренне.

В 1940–1941 гг. он возглавлял аспирантуру института, одновременно участвуя в ней, однако защитить диссертацию не успел, уйдя добровольцем на фронт в июле 1941 г.

21 октября 1941 г. военный топограф I ранга Звездин был ранен под Петергофом. После лечения вернулся на передовую, о его фронтовых делах неоднократно писала пресса Ленинградского фронта.

18 марта 1943 г. на Карельском перешейке жизнь начальника штаба 10 стрелковой дивизии майора Звездина оборвала пуля снайпера.

Похоронен в местечке Агалатово Всеволожского района Ленинградской области.

Гора на северо-западе о. Большевик арх. Северная Земля (рис. 6). Назвал в 1940 году участник геологических исследований топограф А.А.Пязенко.

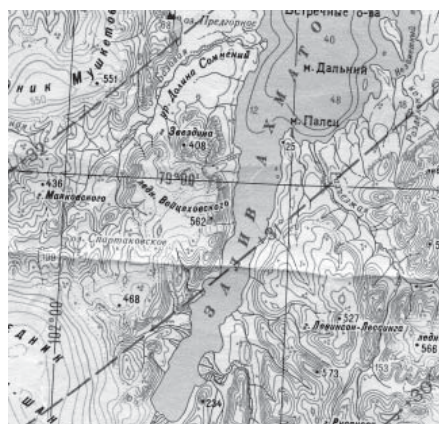


Рис. 6. Северо-западная часть о. Большевик архипелага Северная Земля (гора Звездина)

Елена Константиновна Сычугова
(1910–1946)

Геолог, участница геологических экспедиций на Новой Земле.



Родилась в Петербурге в семье кадрового офицера корпуса военных топографов.

В 1930 г. поступила на работу в Кавказскую секцию Геологического комитета ЦНИГРИ и в 1931 г. в качестве коллектора работала в Закавказье.

В начале 1933 г. Сычугова поступила на работу в Арктический институт и в качестве коллектора была зачислена в состав участников Восточно-Новоземельской экспедиции, где оказался полезным ее опыт работы с палеонтологическим материалом и знание методов его технической обработки. В этой же экспедиции работал молодой геолог Н.Н.Мутафи, будущий муж Елены Константиновны. Во время экспедиции она вместе с начальником экспедиции Б.П.Милорадовичем нашла вещи, принадлежащие экспедиции В.Баренца и пролежавшие на Новой Земле 337 лет. Сычугова была первой женщиной, посетившей место зимовки Баренца в Ледяной Гавани на северо-восточном побережье северного острова Новой Земли.

До начала Великой Отечественной войны она продолжала работать в должности геолога в различных поисковых партиях, оставалась в блокадном Ленинграде и лишь после смерти мужа эвакуировалась в Уфу к матери и сыну.

В конце 1945 г. на завод, где работала Сычугова, поступило официальное письмо от директора АНИИ В.Х.Буйницкого с просьбой откомандировать ее в Ленинград для оформления в геологическую экспедицию на о. Де-Лонга сроком на 2 года. Однако в начале 1946 г. Сычугова трагически погибла в Ленинграде, так и не успев уехать в экспедицию.

Похоронена в Ленинграде на Серафимовском кладбище. Могила, к сожалению, не сохранилась.

Залив (ЕКС) к югу от мыса Бисмарк на Карском побережье северного острова Новой Земли (рис. 2). Назван в 1933 г. сотрудниками Восточно-Новоземельской экспедиции по первым буквам имени, отчества и фамилии Сычуговой. Так по-дружески называли ее товарищи по работе.

Буня Исаakovна Тест
(1907–1997)

Арктический геолог.



Родилась в г. Новозыбков Черниговской губернии (ныне Смоленская область) в семье мещанина.

В 1927 г. Тест поступила на геологический факультет ЛГИ, который окончила в 1931 г., получив диплом петрографа. С 1929 г., еще будучи студенткой, начала работать в петрографическом кабинете Геологического комитета, а по окончании института в течение 1932–1941 гг. являлась сотрудником Арктического института и научно-исследовательского отдела Горно-геологического управления. Тест принимала активнейшее участие как в камеральных, так и в полевых исследованиях, в 1932 и 1934 гг. входила в состав экспедиций, работавших на Новой Земле. Сферой ее научных интересов были генезис и литология осадочных и, в большей степени, магматических и метаморфических пород различных областей Советской Арктики. Географический диапазон ее исследований весьма широк: от арх. Земля Франца-Иосифа до Якутии.

Начавшаяся война отняла у нее мужа, арктического геолога В.А.Кукулина, умершего в блокадном Ленинграде, и младшую дочь. В 1942 г. Тест эвакуировалась с двумя оставшимися детьми (сын

Лев, ныне известный российский поэт и прозаик Лев Куклин, дочь Ирина) в г. Вельск Архангельской области, где до 1946 г. работала старшим инспектором Северо-Двинского исправительно-трудового лагеря.

После возвращения из эвакуации Тест продолжила свою геологическую деятельность в том же Научно-исследовательском отделе Горно-геологического управления, который в 1948 г. был преобразован в НИИГА.

Несмотря на вынужденный пятилетний перерыв, она быстро восстановила свои профессиональные знания и постепенно стала одним из ведущих специалистов по петрографии и петрологии магматических горных пород.

В 1951 г. Тест защитила диссертацию кандидата геолого-минералогических наук. Ее научно-производственная деятельность завершилась в 1964 г. в связи с уходом на пенсию.

Умерла в Петербурге, похоронена в колумбарии городского крематория.

Мыс в бухте Мутафи на южном острове Новой Земли (рис. 3) назван в 1934 г. В.А.Куклиным.

**Евгений Николаевич Фрейберг
(1889–1981)**

Геолог и топограф ВАИ, НИИГА.



Родился в Петербурге в семье потомственного дворянина, имевшего шведские корни. Отец был врачом, умер в Москве в 1927 г., в конце жизни занимал пост управляющего делами Наркомздрава СССР.

Фрейберг окончил Петербургский лесной институт (ныне Лесотехническая академия), Морской корпус. В составе Черноморского флота принимал участие в боевых действиях Первой мировой войны.

В Гражданскую войну служил в Волжской военной флотилии, под Царицыном был ранен и контужен, командовал партизанским отрядом, действовавшим на территории Якутии.

После демобилизации Фрейберг руководил плавсредствами в экспедиции от АН на Байкале; был первым советским начальником Командорских островов.

В 1927 г. он перешел в Ленинградское геологоразведочное управление в качестве топографа на геологических работах. Окончил заочные Высшие геологические курсы.

В 1931 г. с геологическими маршрутами пересек вместе В.М.Лазуркиным южный остров Новой Земли.

В последующие годы Фрейберг возглавлял первую зимовочную группу в бухте Тикси, заложившую полярную станцию и порт Тикси, руководил геологическими отрядами Нижнеленской и Лено-Тунгусской экспедиций, разведывал буроугольные месторождения, обеспечивавшие на первых порах энергией и топливом нарождающийся порт.

В 1948 г. он перешел в НИИГА и работал там до 1955 г., до выхода на пенсию. Личность Евгения Николаевича Фрейберга прекрасно охарактеризована М.М.Ермолаевым: «Я знаю Евгения Николаевича как человека за свою жизнь не совершившего ни одного недостойного поступка».

Умер в Ленинграде, похоронен на кладбище Зеленогорска.

Гора на берегу губы Грибовая на западе южного острова Новой Земли (рис. 7). Названа геологами в начале 1930-х гг. (по словам А.А.Кураева).



Рис. 7. Запад южного острова Новой Земли (гора Фрейберга)



Рис. 8. Район Тикси (гора Фрайберга)

Гора (Фрайберга) в районе Тикси (рис. 8). Названа скорее всего в первой половине 1930-х гг.

Николай Николаевич Урванцев (1893–1985)

Выдающийся арктический исследователь, геолог, д-р. геол.-минерал. наук (1935), заслуженный деятель науки и техники РСФСР (1974), награжден Золотой медалью им. Пржевальского (1924), Большой золотой медалью Географического общества СССР (1958), кавалер 2 орденов Ленина (1932, 1963), почетный гражданин городов Лукоянов и Норильск.



Родился в г. Лукоянов Нижегородской губернии в семье мелкого купца. В 1918 г. по первому разряду окончил горное отделение Томского технологического института, получив звание горного инженера-геолога. Практически сразу по окончании Урванцев был введен в состав только что организованного Сибгеолкома и получил задание по поискам в низовьях Енисея каменного угля для нужд

строящегося Усть-Енисейского порта, а также месторождений меди и угля в Норильском районе. В 1921 г. экспедиция Урванцева в районе р. Норильской открыла уникальное месторождение медно-никелевых руд с высоким содержанием платины. Заложенный группой Урванцева жилой дом и горно-рудные сооружения стали основой будущего города Норильска и Норильского комбината.

В результате проведенного Урванцевым летом 1922 г. лодочного маршрута по неизученной р. Пясине до побережья Карского моря была установлена судоходность Пясины на всем ее протяжении, что существенно повысило промышленные перспективы Норильских месторождений. Точность выводов Урванцева подтвердила жизнь — во время строительства Норильского горно-металлургического комбината пясинская водная система активно использовалась для грузовых перевозок. В процессе этого похода была обнаружена почта Амундсена, за что норвежское правительство наградило Урванцева золотыми часами.

В 1930–1932 гг. Урванцев руководил научной частью экспедиции на Северной Земле, где осуществил вместе с Г.А.Ушаковым первое ее географическое и геологическое обследование. Беспрецедентная по масштабам, оригинальности организации и исполнения экспедиция блестяще завершилась. Каждый из ее участников с честью выполнил все свои обязанности. На карту было положено свыше 2200 км береговой линии арх. Северная Земля. Полуйнструментальная съемка базировалась на 15 астрономических пунктах, достаточно равномерно распределенных по всем маршрутам. Карта Арктики приобрела ее современный вид.

В 1937 г. стал заместителем директора Арктического института, а в 1938 г. был репрессирован. Его осудили на 15 лет «за вредительство и соучастие в контрреволюционной деятельности». Через два года после апелляции в Верховный суд СССР он был освобожден, а затем снова осужден по тому же делу на восемь лет. С 1940 по 1944 г. Урванцев находился сначала в Актюбинске, а потом безвыездно в Норильске, где вел геологические исследования, но под конвоем. В 1945 г. его досрочно освободили. После освобождения Урванцев руководил геологической службой Нориль-



Рис. 9. Остров Олений в шхерах Минина в Карском море (мыс и бухта Урванцева)

ского горно-металлургического комбината, занимался педагогической деятельностью. В 1954 г. был полностью реабилитирован.

Последние годы жизни Урванцев работал в НИИГА. Имя его навсегда вписано в историю освоения Арктики.

Умер в Ленинграде. Согласно завещанию урна с его прахом захоронена в Норильске на «нолевом» пикете.

Мыс и бухта на о. Олений в шхерах Минина (рис. 9). Назвал в 1956 г. советский гидрограф В.А.Троицкий.

Юрий Павлович Буров (1934–1977)

Арктический геолог.



Родился в Лениногорске Восточно-Казахстанской области в семье геологов. В 1940 г. отца перевели в Усть-Каменогорск, куда за ним перебралась и вся семья, а в 1945 г. после скоротечной смерти отца Буровы переехали на постоянное местожительство в Ленинград.

В 1952 г. после окончания средней школы юноша поступил на геолого-разведочный факультет ЛГИ и в 1957 г. получил диплом горного инженера-геолога.

Практически вся научно-производственная деятельность Бурова прошла в

НИИГА. Он работал сначала в Енисейской экспедиции, а затем в Шпицбергенской партии, став одним из ведущих специалистов по геологии этого архипелага. Подтверждением его высокого профессионального уровня явилась двухгодичная командировка от Министерства геологии СССР в Монголию. За успешную работу там его отметили почетной грамотой Министерства геологии МНР.

По возвращении из заграничной командировки Буров продолжил работу на Шпицбергене в составе НИИГА, а в течение 1969–1972 гг. в составе треста «Арктикуголь».

Умер в Ленинграде после тяжелой болезни. Похоронен на Южном кладбище.

Гора на самом востоке Земли Хаакон VII арх. Шпицберген. Названа Норвежским полярным институтом по представлению НИИГА.

Александр Аркадьевич Красильщиков (1932–1998)

Арктический геолог.



Родился в Ленинграде. Трудные годы блокады пережил в осажденном городе.

После окончания с золотой медалью школы поступил на геологический факультет ЛГИ, из которого был выпущен в 1956 г. с дипломом горного инженера-геолога и специализацией «геологическая съемка и поиски полезных ископаемых». Именно это дело стало делом жизни Красильщикова, ему он посвятил всю свою научную и производственную деятельность. Начиная с геологической съемки в составе Дальневосточной экспедиции ВСЕГЕИ, а с 1958 г. перешел в НИИГА и все последующие 40 лет занимался геологией Арктики. Как бы ни менялось в последующие годы название организации, ядро ее составлял коллектив НИИГА, и

одной из ведущих фигур его был Красильщиков. Четыре года он отдал исследованиям Восточной Сибири, на основе которых совместно с В.А.Виноградовым разработал новую стратиграфическую схему верхнего докембрия Сибирской платформы. Ссылки на эту схему встречаются в геологической литературе до настоящего времени.

С 1962 г. начался главный этап деятельности Красильщикова, продолжавшийся в течение всей его последующей жизни. Он вошел в состав только что созданной Шпицбергенской партии, пройдя в ней путь от геолога до начальника. Достаточно быстро Красильщиков стал одним из ведущих знатоков геологии Шпицбергена, имевшим высочайший авторитет не только на родине, но и за рубежом.

Постепенно от исследований собственного Шпицбергена Красильщиков перешел к изучению геологического строения Баренцева моря. Составленная под его руководством карта мощности осадочного чехла и тектонического районирования фундамента легла в основу широкомасштабных геолого-геофизических исследований на шельфе Баренцева моря, приведших к открытию месторождений нефти и газа, среди которых крупное Штокмановское газовое месторождение.

В 1969 г. Красильщиков защитил кандидатскую диссертацию, а в 1973 г. издал монографию «Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя Шпицбергена», которая явилась первой всесторонней работой по геологии архипелага, изданной в СССР.

После 1975 г. он в течение ряда лет исследовал тектонику и нефтегазоносность Норвежско-Гренландского бассейна, участвовал в морских походах на судах АН.

Красильщиков был редактором многих сборников и геологических карт архипелага, в том числе «Стратиграфического словаря Шпицбергена», являлся членом норвежского Шпицбергенского стратиграфического комитета.

Умер после тяжелой болезни в Петербурге. Урна с прахом похоронена в колумбарии городского крематория.

Гора на северо-западе о. Северо-Восточная Земля арх. Шпицберген. Названа в 2002 г. Норвежским полярным институтом по представлению В.Дольмана.

Валентин Николаевич Соколов (1916–1978)

Арктический геолог.



Родился в Петрограде в семье учителей.

После окончания семилетней школы Соколов получил специальность токаря и работал на Ленинградском станкостроительном заводе. Затем последовали рабфак при ЛГУ, учеба на геолого-почвенном факультете ЛГУ. Жизнь заставляла искать дополнительные средства для существования, и Соколов совмещал учебу с преподаванием географии в вечерней школе. В 1938 г. пришлось на полгода прервать обучение и уехать в экспедицию на Дальний Восток.

После окончания университета в 1939 г. Соколов поступил в Лентрансмост-проект, где проработал 11 лет. В военные годы он в составе проектных групп выезжал на различные участки фронта, участвуя в работах по восстановлению железнодорожных мостов и тоннелей.

С 1949 г. Соколов перевелся в НИИГА, с которым была связана вся его последующая профессиональная жизнь. До 1956 г. он в качестве начальника партии, главного геолога, начальника экспедиции выезжал в арктические регионы Западной Сибири, занимаясь проблемами нефтегазоносности этого региона. По материалам этих исследований в 1956 г. им была защищена диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

В последующие годы круг научных интересов Соколова сместился в Западную Арктику. Он вошел в когорту ведущих отечественных исследователей, занимавшихся проблемой нефтегазоносности Баренцево-Карского региона, Шпицбергена, руководил тематической Шпицбергенской партией, сектором, отделом, в зимние периоды 1956–1961 гг. испол-

нял обязанности заместителя директора НИИГА по научной работе. Высокий профессионализм Соколова совмещался с принципиальностью, требовательностью к себе и подчиненным, четкостью и организованностью, умением ставить и решать научно-производственные задачи.

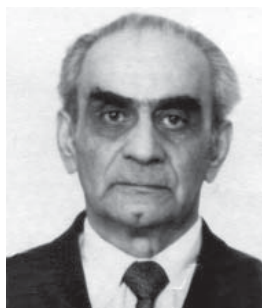
Умер в Ленинграде, похоронен на Северном кладбище.

Гора (Валентина) в центральной части Земли Оскара II в арх. Шпицберген. Названа Норвежским полярным институтом по представлению НИИГА.

ТОПОНИМЫ БАТИМЕТРИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

**Борис Христофорович Егиазаров
(1918–1992)**

Известный арктический геолог, д-р. геол.-минерал. наук (1971), профессор (1973), лауреат Государственной премии СССР (1983), заслуженный геолог РСФСР (1988), кавалер орденов Отечественной войны II степени, Знак Почета.



Окончил с отличием геолого-почвенный факультет ЛГУ (1941). Добровольцем ушел на войну, проходил службу в ЛенВО, на Сталинградском фронте, в УралВО и МВО.

С 1946 г. Егиазаров работал в ГГУ, затем НИИГА, НПО «Севморгео», ПГО «Севморгеология», ВНИИОкеангеология. Прошел путь от начальника партии до главного геолога объединения и заместителя директора института.

Он являлся крупным ученым в области геологии Арктики и Мирового океана. Основными направлениями научной деятельности были геология и полезные ископаемые Таймыра, Северной Земли, Корякского нагорья, Северной полярной области, континентального шельфа, Мирового океана.

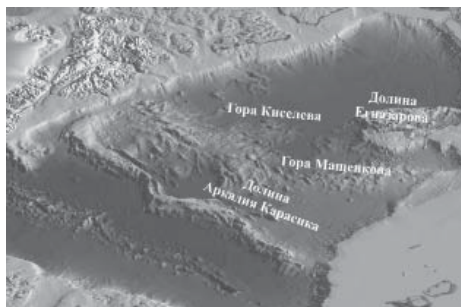


Рис. 10. Карта дна глубоководной части Северного Ледовитого океана

Егиазаров был организатором науки, возглавлял научно-технический совет стран-членов СЭВ и ряд международных экспедиций в Тихий и Атлантический океаны, является одним из инициаторов и организаторов исследований по проблеме внешней границы континентального шельфа СССР в Арктике.

Вел большую педагогическую работу, в Ленинградском гидрометеорологическом институте читал разработанный им курс «Геология океана».

Умер в Петербурге, похоронен на Смоленском армянском кладбище.

Подводная долина на Чукотском куполе (рис. 10). Название утверждено Постановлением Правительства Российской Федерации от 19 декабря 2002 г.

**Аркадий Моисеевич Карасик
(1930–1987)**

Известный арктический геофизик, д-р. геол.-минерал. наук (1975), лауреат Государственной премии СССР (1986), отличник разведки недр, почетный полярник, кавалер ордена Знак Почета.



Родился в Ленинграде, окончил физический факультет ЛГУ (1953), в том же году

поступил на работу в НИИГА, где с перерывом проработал до 1982 г. Был участником ряда высокоширотных экспедиций в северной и южной полярных областях.

Основные направления научной деятельности Карасика: разработка методики и техники магнитных наблюдений, изучение магнитных аномалий Мирового океана и структуры дна Северного Ледовитого океана.

Он являлся признанным во всем мире авторитетом в области изучения магнитного поля Мирового океана: входил в состав Научного совета по геомагнетизму АН СССР, Межведомственного научного совета по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение», Редакционного совета по геологическим картам МИНГЕО СССР.

Карасик вел педагогическую работу, читал курс лекций по морской геофизике в ЛГУ. Его отличали высочайшая эрудиция, организованность, доброжелательность, талант докладчика и рассказчика.

Умер в Ленинграде.

Подводная долина (Аркадия Карасика) на амеразийском склоне хребта Ломоносова (рис. 10). Название утверждено Постановлением Правительства Российской Федерации от 19 декабря 2002 г.

Юрий Георгиевич Киселев (1926–2000)

Известный арктический геофизик, д-р. геол.-минерал. наук (1988), лауреат Государственной премии СССР (1986), чл.-корр. РАЕН, почетный полярник, кавалер орденов Красной Звезды, Отечественной войны II степени, боевых и трудовых медалей.



Родился в Ленинграде, окончил геологический факультет ЛГУ (1956).

В 16 лет был угнан немцами на работу на территорию Польши, познал рабский труд в различных лагерях. После освобождения в 1945 г. вступил в действующую ар-

мию, в составе войск Белорусского фронта участвовал во взятии Берлина.

В 1956 г. Киселев пришел на работу в НИИГА, в котором без перерыва проработал 44 года, пройдя путь от начальника отряда до заведующего отделом. Главным делом его жизни стали сейсмические исследования в глубоководной части Северного Ледовитого океана.

Киселев принял непосредственное участие в 26-й ВШЭ «Север», осуществил научное руководство сейсмическими работами на 6 дрейфующих станциях «Северный полюс». Результаты его работ явились крупным вкладом в копилку знаний о геологическом строении Центрального Арктического бассейна. Велико их прикладное значение для укрепления обороноспособности страны на арктическом театре действий, а также для решения проблемы внешней границы континентального шельфа России в Арктике.

Ю.Г., как его любя называли сотрудники, отличали удивительный энтузиазм и преданность своему делу, он не умел и не хотел беречь, экономить силы, целиком отдавался работе. И умер скоропостижно, по дороге с работы.

Подводная гора в предгорьях хребта Альфа (рис. 10). Название утверждено Постановлением Правительства Российской Федерации от 19 декабря 2002 г.

Сергей Павлович Машенков (1958–2001)

Морской геофизик, д-р. геол.-минерал. наук (1994), чл.-корр. РАЕН (1997), награжден медалями «За трудовое отличие» и «300 лет Российского флота».



Родился в Пскове, окончил геологический факультет ЛГУ (1980), в том же году поступил во ВНИИОкеангеология, стремительно прошел путь от инженера до заведующего отделом.

Основными направлениями научной деятельности Машенкова были региональные геофизические исследования в Мировом океане, а в последние годы в Арктическом бассейне. Он явился одним из пионеров среди российских морских геофизиков по внедрению в изучение геологического строения океанов новейших компьютерных технологий и методик.

Много сделал Машенков для развития и укрепления творческих связей морских геофизиков ВНИИОкеангеология с зарубежными коллегами, в короткий срок получил заслуженное признание международного геофизического сообщества.

Исследовательскую работу Машенков успешно совмещал с активной преподавательской деятельностью. С 1995 г. он был профессором кафедры геофизики геологического факультета СПбГУ.

Его отличали удивительная целеустремленность и работоспособность, он как будто чувствовал, что ему судьбой отпущено мало времени. Перед ним открывалось большое научное будущее, но ранняя смерть остановила его на взлете.

Умер в Петербурге, похоронен в Псковской губернии.

Подводная гора в предгорьях хребта Менделеева (рис. 10). Название утверждено Постановлением Правительства Российской Федерации от 19 декабря 2002 г.

ТОПОНИМЫ АНТАРКТИДЫ

**Дмитрий Семенович Соловьев
(1926–1974)**

Антарктический геолог, канд. геол.-минерал. наук (1968), отличник разведки недр, награжден медалями «За победу над Германией» (1948), «За трудовую доблесть» (1961), «За доблестный труд» (1970).



Родился в городе Дмитриев-Льговский Курской области. С 1943 г. воздушным стрелком в авиации Черноморского флота участвовал в Великой Отечественной войне.

Окончил геологоразведочный факультет ЛГУ (1954) и сразу поступил в НИИГА.

В течение 1954–1956 гг. Соловьев возглавлял отряд тематической партии, проводившей исследования в Западной Якутии, завершившиеся открытием кимберлитовых тел.

Начиная с 1956 г. и до конца своей короткой жизни он посвятил себя исследованиям Антарктиды, пройдя путь от младшего научного сотрудника до заведующего отделом Антарктиды.

Соловьев был участником и руководителем десяти Советских антарктических экспедиций.

Основные направления его научной деятельности: региональная геология Антарктиды, геология и петрология магматизма и связанные с ним полезные ископаемые.

Именно Соловьев инициировал внедрение в практику исследований Антарктиды геофизических методов, с ним связаны открытие крупных залежей железных руд в горах Принс-Чарлз и ряда проявлений полезных ископаемых в других районах, первое комплексное изучение геологии Земли Королевы Мод, гор Принс-Чарлз и др.

Он был признанным лидером советских антарктических геологов.

Умер в Ленинграде.

Две горы в Восточной Антарктиде и нуна-таки в Западной Антарктиде (рис. 11). Названы российскими и американскими учеными.



Рис.11 Карта Антарктиды

Михаил Гириевич Равич
(1912–1978)

Крупный арктический и антарктический геолог, д-р. геол.-минерал. наук (1954), профессор, лауреат Государственной премии СССР (1971), кавалер ордена Трудового Красного Знамени, медали «За трудовую доблесть», «За доблестный труд».



Родился в Гомеле, окончил геологоразведочный факультет ЛГИ (1936).

Начинал работу в Дальстрое, Якутгеолтресте, в промышленном отделе Якутского обкома, Арктическом институте, с 1948 г. в НИИГА, где прошел путь от заведующего лабораторией до заместителя директора института по научной работе, заместителя генерального директора объединения по научной работе.

Основными направлениями собственной научной деятельности Равича были геология полярных регионов (Кольский полуостров, Таймыр, Якутия, Антарктида), магматизм и метаморфизм, геология докембрия.

Он успешно совмещал исследовательскую и организаторскую деятельность, в течение 25 лет определял научные направления работы института. При нем широкое развитие получили геологическое картирование, многоплановые геологические исследования полярных областей, геофизические исследования.

Равич был участником пяти Советских антарктических экспедиций, состоял вице-президентом международной комиссии по геологической карте мира, почетным членом международного сообщества исследователей геологии полярных областей.

Умер в Ленинграде, урна с прахом захоронена на кладбище городского крематория.

Ледниковый купол в Западной Антарктиде на Земле Мэри Бэрд (рис. 11).

Лев Владимирович Климов
(1921–1999)

Известный геолог, специалист по геологии докембрия, кавалер ордена Отечественной войны II степени.



Родился в Петергофе.

Участник ВОВ, служил радиотелеграфистом в войсках НКВД, участник боев на Ораниенбаумском «пятачке».

Окончил с отличием геологоразведочный факультет ЛГИ (1950). Еще будучи студентом, занимался геологическим изучением Карелии, Анабарского и Алданского щитов.

По окончании университета Климова командировали в КНДР (1950–1953). За прекрасную работу корейским правительством он был награжден орденом Государственного Знамени II степени.

После окончания аспирантуры при институте докембрия АН СССР Климов в 1956 г. начал работу в НИИГА, он вошел в первую четверку советских геологов, проводивших исследования в Антарктиде, приняв участие в шести Советских антарктических экспедициях. На высоком научном уровне им проведена детальная геологическая съемка района Мирного, реконгностировочное исследование ряда прибрежных районов Антарктиды, мелкомасштабная съемка Земли Эндерби. Исследования получили высокую оценку советских и зарубежных специалистов.

С декабря 1965 г. по февраль 1967 г. по обмену работал в антарктической экспедиции США, был приглашен для чтения курса лекций в США, но не поехал по независящим от него причинам. Награжден американской медалью «За полярную службу».

После 1967 г. работал в институте докембрия.

Утес на Земле Мэри Бэрд в Западной Антарктиде (рис. 11). Назван американскими учеными.

Гаррик Эдуардович Грикуров
(род. в 1934 г.)

Арктический и антарктический геолог, канд. геол.-минерал. наук (1971), заслуженный геолог РФ, почетный разведчик недр, почетный полярник, вице-президент Комиссии по геологической карте мира, кавалер ордена Знак Почета.



Родился в Ленинграде, окончил геологоразведочный факультет ЛГИ (1956), в том же году начал работу в НИИГА.

Грикуров прошел путь от геолога до заведующего отделом Антарктиды, заместителя директора института. Он был участником семи Советских антарктических экспедиций. В составе 9-й САЭ зимовал на английской станции Стонингтон Айлендс.

Основные направления научной деятельности: геология Таймыра, региональная геология и тектоника Антарктиды, разработка и координирование научных программ по Арктике и Антарктике.

Горы в Западной Антарктиде. Названы английскими учеными.

Мыс на о. Кинг-Джордж у побережья Антарктического полуострова (рис. 11). Назван польскими учеными.

Борис Георгиевич Лопатин
(род. в 1933 г.)

Арктический и антарктический геолог, канд. геол.-минерал. наук (1971), лауреат Премии Правительства РФ (2006), почетный разведчик недр.



Родился в Ленинграде, окончил геологоразведочный факультет ЛГИ (1956), в том же году поступил в НИИГА.

Лопатин прошел путь от геолога до заведующего отделом геологического картирования.

Основные направления его научной деятельности: геолого-съёмочные работы миллионного и двухсоттысячного масштабов в Якутии, составление Государственной геологической карты миллионного и двухсоттысячного масштабов на Арктическом шельфе и прилегающей суше.

Лопатин участвовал в работах 13-й и 18-й Советских антарктических экспедиций. В 1967–1969 гг. будучи участником 13-й САЭ провел зимовку на американской антарктической станции Мак-Мердо.

Гора в Трансантарктических горах в Восточной Антарктиде (рис. 11). Названа американскими учеными.

Евгений Николаевич Каменев
(род. в 1937 г.)

Известный антарктический геолог, д-р геол.-минерал. наук (1992), заслуженный геолог РФ, почетный разведчик недр, кавалер ордена Трудового Красного Знамени (1981).



Родился в Ленинграде, окончил геологоразведочный факультет ЛГИ (1958), в 1959 г. поступил в НИИГА.

Каменев прошел путь от геолога до заместителя генерального директора — главного геолога Объединения.

Его основные научные исследования посвящены всестороннему изучению геологии и минеральных ресурсов докембрийских комплексов Антарктиды и арктической части Восточно-Сибирской платформы, геологическому картированию Антарктиды, прогнозу ее минеральных ресурсов.

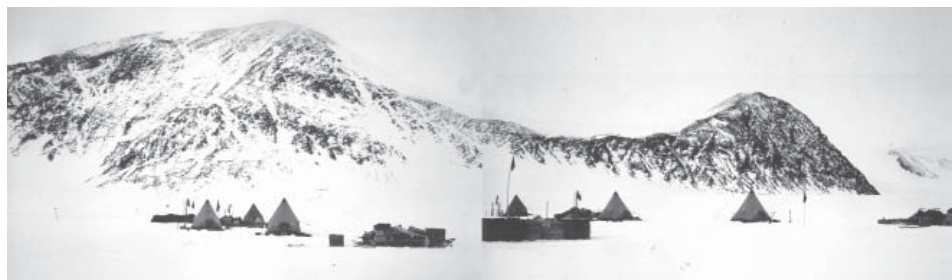


Рис. 12. Нунатак Каменева

Е.Н.Каменев — участник десяти Советских антарктических экспедиций. В период с 1971 по 1973 г. зимовал на американской антарктической станции Мак-Мердо.

Нунатак на Антарктическом полуострове (рис. 11, 12). Назван американскими учеными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Имена на карте Российской Арктики. СПб.: Наука, 2003. 342 с.

2. *Аветисов Г.П.* Арктический мемориал. СПб.: Наука, 2006, 620 с.

3. На пути к недрам Арктики. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2003. Вып. I. 201 с.

4. На пути к недрам Арктики, Антарктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. Вып. II. Ч. I. 198 с.

5. На пути к недрам Арктики, Антарктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007. Вып. II. Ч. 2. 238 с.

6. На пути к недрам Арктики, Антарктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. Вып. III. 361 с.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 551.465.5 (268.52)

Поступила 14 января 2009 г.

ВОЕННОЕ ЛИХОЛЕТЬЕ

*канд. геогр. наук, почетный полярник В.В.ДРЕМЛЮГ**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, e-mail: aaricoor@ari.nw.ru**Эти воспоминания я посвящаю своей работе в Арктическом институте
в годы Великой Отечественной войны.*

За два дня до начала Великой Отечественной войны я и еще три студента Гидрографического института Борис Савин, Вася Лебедев, Юра Югаткин и студентка Гидрографического техникума Галя Шлиссер были направлены на производственную практику в Печорскую изыскательскую экспедицию МВД для изучения реки Печоры.

Печорская изыскательская экспедиция должна была выполнить комплекс гидрографических работ — определение рельефа дна реки Печоры, а также геодезическую и топографическую съемку берегов. В начале октября экспедиция закончила работу, нас рассчитали, дали продуктов на дорогу и пустили в свободное плавание. Мы отправились в замызганных теплушках в г. Киров. В теплушках было столько пассажиров, что нам достались места только на полу.

Поддувало, было холодно, да и голодно. Что было делать дальше, мы понятия не имели по прибытии в Киров. И нас как-то осенила мысль пойти на прием в обком партии. Пришли туда и сообщили дежурному, что мы студенты Ленинградского гидрографического института. Куда нам дальше податься? К нашему большому удивлению, через несколько минут дежурный сказал, что в 10 часов вечера нас может принять секретарь обкома партии. Он принял нас очень доброжелательно, расспросил подробно о нашей экспедиции и институте. И тут же связался по телефону с Москвой, с приемной И.Д.Папанина, начальника Главсевморпути. Разговор был громкий, и мы все хорошо слыша-

ли: «Иван Дмитриевич, — сказал секретарь, — тут у меня находятся три студента гидрографического института. Куда их отправить?» И.Д.Папанин ответил: «Выдайте им аттестат на продовольствие и поездку за счет Главсевморпути, пусть на одном из эшелонов едут в Красноярск, куда на днях эвакуируется Главсевморпуть». Секретарь обкома партии вызвал дежурного и дал указания о выдаче нам аттестатов.

16 октября мы пошли искать наш эшелон, а их в Кирове стояло более 10. Все это были составы из старых теплушек, плотно забитых эвакуированными.

Да, решили мы, с нашими скудными запасами продовольствия и весьма обтрепанной одеждой, нам в таком эшелоне до Красноярска не доехать. 17 октября мы еще раз вернулись на вокзал и, к нашему удивлению, увидели, что подходит эшелон, который состоял из двух паровозов и более 10 вагонов пригородных электричек. Мы обратились к дежурному по станции: «Что это за чудо-эшелон?» И он сказал, что это последний эшелон с работниками Главсевморпути, который следует из Москвы в Красноярск. Эшелон медленно подкатил к перрону, и одним из первых вышел из вагона, мы не поверили своим глазам, знаменитый полярник Эрнест Теодорович Кренкель. Я, Вася Лебедев и Борис Савин робко двинулись к нему. Он обратил на нас внимание, а я сказал ему, что мы студенты Гидрографического института и имеем указания И.Д.Папанина следовать в Красноярск. Он немного подумал и сказал: «Вы мне пригодитесь — ребята молодые, буде-



Эрнест Теодорович Кренкель.
Фото из архива ААНИИ

те выполнять все мои поручения». И первое поручение выдал сразу на бланке, где было написано «Герой Советского Союза Э.Т.Кренкель первый зам. начальника Главсевморпути». Этот бланк мы вручили военному коменданту, а там было написано, что податели этого документа должны получить пищевой паек для эшелона Главсевморпути, согласно договоренности. Без лишних слов военный комендант вызвал начальника склада, и мы, для начала, получили мешок копченой колбасы, мешок с буханками черного и белого хлеба и мешок манной крупы. Взяли на тележку, которую дал нам носильщик, и доставили все это в эшелон. Потом не один раз за пятнадцать дней пути на крупных станциях мы проводили эту операцию, получая различные продукты по мандату Э.Т.Кренкеля.

Когда мы первый раз доставили все к эшелону, пошли и доложили Э.Т.Кренкелю, он похвалил нас и сказал, что теперь надо подыскать нам место в эшелоне. Мы пошли по вагонам, которые, кстати, отапливались буржуйками-камельками. И в одном из вагонов Э.Т.Кренкель увидел три свободные полки — просто сидения. «Вот, — сказал он, — это полки для вас троих». Представьте мое недоумение и удивление, когда нам сказали, что на соседних полках располагается профессор Владимир Юрьевич Визе с семьей. Он с

нами очень любезно поздоровался и сказал: «Располагайтесь поудобней. Мне приятно соседство молодых людей, будущих гидрографов-полярников». И все пятнадцать дней нашего пути мы так и ехали рядом с семьей В.Ю.Визе. Старались, как только могли, помогать ему в хозяйственных делах: получение пайка, уборка купе и другое. Для меня Владимир Юрьевич Визе навсегда остался в памяти, так как он сыграл большую роль в моей дальнейшей судьбе, о чем я еще расскажу далее.

По прибытии в Красноярск мы помогли семье В.Ю.Визе добраться до выделенной ему квартиры, взяв на себя все заботы о доставке багажа. Нас направили в общежитие Главсевморпути. Это были комнаты, в которых стояли кровати с тонкими тюфяками, без одеял и подушек. В таких же условиях в первые дни оказалось и большинство эвакуированных сотрудников Главсевморпути с нашего эшелона.

Для Главсевморпути выделили здание краеведческого музея, где располагались все подразделения этого главка. На следующий день мы отправились на прием к Э.Т.Кренкелю, чтобы узнать нашу дальнейшую судьбу. Он довольно быстро принял нас и, прежде всего, обратил внимание на наш крайне неопрятный вид. Одежды мы были в старые заношенные ватники и ушанки, в брюки, которые требовали срочного ремонта. Он вызвал какого-то чиновника и сказал: «Это студенты Гидрографического института. Отправьте их в санпропускник (ну, правда, он сказал «вошебойник»). А затем выдайте им по комплекту белья и форменную одежду», и добавил: «Я направляю вас на работу в Арктический институт». Тогда начальником института был Герой Советского Союза Виктор Харлампьевич Буйницкий — выпускник гидрографического института 1940 г.

На следующий день мы направились на прием к В.Х.Буйницкому, он по-братски встретил нас: «А, ребята, друзья-гидрографы! Вы с какого курса?» Мы сказали, что кончили 4 курса. В.Х.Буйницкий немного подумал и сказал: «Работа найдется, но надо решить важный вопрос: как закончить институт». И тут я хочу прерваться, чтобы рассказать о малоизвестных эпизодах из жизни этого замечательного человека.

В 1937 г. В.Х.Буйницкий, будучи студентом 4 курса Гидрографического института, с несколькими однокурсниками был

направлен на производственную практику на ледокольный пароход «Садко». Ледовые условия в ту навигацию в восточном секторе Арктики были очень тяжелыми. Ледокольные пароходы «Садко», «Георгий Седов», «И.Малыгин» остались на зимовку во льдах.

Пять студентов, вместе с экипажами судов, были весной 1938 г. вывезены самолетами. Ледокольные пароходы «Садко», «И.Малыгин» были летом 1938 г. выведены из льдов ледоколом «Ермак». В.Х.Буйницкий отказался вернуться и остался на борту ледокольного парохода «Георгий Седов», который отправился в свой знаменитый 812-дневный дрейф, через весь Северный Ледовитый океан.

После возвращения пяти студентов в Гидрографический институт на доске объявлений появился приказ о том, что студент В.Х.Буйницкий за неисполнение распоряжения директора института о возвращении с практики отчислен из состава студентов. Рядом на доске объявлений я, как и все студенты, увидели объявление, что студент В.Х.Буйницкий исключается из комсомола за нарушение дисциплины. А дрейф «Георгия Седова» продолжался, и В.Х.Буйницкий возглавил на нем научные исследования по гидрографии, океанологии, метеорологии. За 812-дневный успешный дрейф ледокольного парохода «Георгий Седов» В.Х.Буйницкому, как и остальным членам экипажа, было присвоено звание Героя Советского Союза. И вот где-то в конце февраля 1940 г. последовал приказ директора Гидрографического института профессора П.Д.Белоновского. Всем преподавателям и студентам явиться к определенному часу для торжественного построения на 2-м этаже института для встречи Героя Советского Союза В.Х.Буйницкого.

Я был тогда студентом 2-го курса, но эта встреча осталась для меня памятной на всю жизнь. Представьте такую картину — ровными шеренгами, в парадной форме выстроились преподаватели и студенты. В коридоре толпилось около десятка корреспондентов с фото- и кинокамерами. И вот мы видим, как под звуки марша, медленно, такой валяжной походкой, поднимается по лестнице В.Х.Буйницкий со звездой Герой Советского Союза на кителе. До сих пор помню, как вытянулся директор института, все преподаватели и студенты. Раздалась команда: «Смирно!».



Виктор Харлампьевич Буйницкий.
Фото из архива ААНИИ

Директор института двинулся навстречу В.Х.Буйницкому и произнес: «Виктор Харлампьевич, очень рады Вашему возвращению. Разрешите Вам вручить диплом с отличием об окончании Гидрографического института». В.Х.Буйницкий несколько смутился и сказал: «Помилуйте! Мне еще надо 5 курс заканчивать». «Ну, какие могут быть разговоры, — ответил П.Д.Белоновский, — Вы столько сделали для нашей полярной науки!» Вот так вернулся в родной Гидрографический институт наш исключенный студент.

И вот новая встреча в Красноярске в октябре 1941 г. с В.Х.Буйницким — директором Арктического института. Через день нас вызвали к В.Х.Буйницкому. В этот раз он был более официальным и сказал: «Я посоветовался с В.Ю.Визе — в Арктическом институте достаточно много хороших специалистов по гидрометеорологии и гидрографии, которые могут провести трехмесячные занятия для подготовки вас к госэкзамену». И тут же он поручил мне собрать студентов 4-го курса, которые находились на практике в арктических экспедициях. Удалось найти еще четырех студентов — Володю Ольховского, Леонида Иванова, Александра Волкова, Константина Артеменко.

«А пока, — сказал В.Х.Буйницкий, — я направляю вас на работу техниками в Арктический институт».

Кстати, первая запись в моей сохранившейся трудовой книжке относится к 1 ноября 1941 г., о том, что я зачислен на должность старшего техника-океанолога в Арктический институт.

Я попал в отдел, где работала Александра Васильевна Когтева, крупный специалист по приливам, она очень любезно меня приняла. «Вы гидрограф — будете помогать составлять Ежегодники приливов». Как сейчас помню, размещались мы в одной из больших комнат 3-этажной школы, которая была во время войны передана для размещения Арктического института.

Мне выделили место за одним из столов, рядом с А.В.Когтевой, которая взялась обучать меня азам науки по составлению Ежегодника приливов по арктическим морям.

Вспоминаю, какие тогда были инструменты для расчета элементов приливов — счеты и на весь отдел несколько арифмометров. Вот так мы шелкали счетами или крутили арифмометр, обрабатывая данные по приливам, получаемые с полярных станций и морских экспедиций, работавших весьма интенсивно во время Великой Отечественной войны.

В 16 часов, за 2 часа до окончания рабочего дня, нас, троих студентов, направляли на учебу. Кстати, так же поступали в Гидрографическом управлении Главсевморпути, где работали еще четыре студента Гидрографического института, о которых я уже упоминал.

Преподавал нам гидрографию заслуженный деятель науки, профессор Георгий Сергеевич Максимов, океанологию — Александр Федорович Лактионов, лекции по ледоведению и морским льдам читал один из крупнейших специалистов в этой области Иван Степанович Песчанский, а навигационные дисциплины — начальник Гидрографического управления Главсевморпути Владимир Иосифович Сухоцкий и морскую геоморфологию Г.Н.Говоров.

В конце декабря 1941 г. и в начале января 1942 г. были проведены государственные экзамены по навигации, гидрографии и океанологии. Председателем Госкомиссии был профессор В.Ю.Визе, заместителем В.И.Сухоцкий. Членами комиссии являлись Г.С.Максимов, И.С.Песчанский, А.Ф.Лактионов и еще ряд сотрудников Арктического института, фамилии которых я, к сожалению, не помню. Всего членов

комиссии было 10 человек, а студентов, сдававших госэкзамены, — 7.

В общем экзамены шли довольно успешно. Но вот один из студентов А.Волков экзамены не сдал, так как на вопрос В.И.Сухоцкого «Что такое хронометр?» — он почесал затылок и сказал: «А это такой прибор, который делает тик-так!», после чего он был удален из помещения и от дальнейших экзаменов отстранен.

Два студента Владимир Евгеньевич Ольховский и Валентин Валентинович Дремлюг получили дипломы «С отличием». Наша троица: Борис Савин, Вася Лебедев и я — были оставлены на работе в Арктическом институте, но уже в должности инженеров. А Володя Ольховский, Леонид Иванов и Константин Артеменко направлены на работу в Полярную гидрографию.

После того как шестеро студентов сдали госэкзамены и получили дипломы, считалось, что Гидрографический институт прекратил свое существование. Но его история на этом не закончилась. По инициативе В.Х.Буйницкого и при поддержке начальника Главсевморпути И.Д.Папанина в начале 1943 г. был организован набор студентов в Гидрографический институт из школьников Красноярска и прилегающих сельских районов. Всего на первый курс было принято 25 человек, которые прошли курс обучения в 1942—1944 гг. на первом и втором курсах.

Занятия проходили в здании Арктического института, а читали им лекции те же преподаватели, что и нам. Летом 1944 г. весь новый набор студентов был направлен в Ленинград, где согласно постановлению Советского правительства официально начал функционировать с 25 мая Гидрографический институт.

Я успешно работал в отделе океанологии и уже весной 1942 г. опубликовал совместно с А.Ф.Лактионовым свою первую статью в журнале «Проблемы Арктики». Она называлась «Анализ скорости движения судов во льдах арктических морей». К этой тематике я возвращался неоднократно позднее.

В конце апреля 1942 г. я был переведен на работу в ледовый отдел (руководитель — Владимир Николаевич Кошкин), откуда был направлен в «Ледовый

патруль-18» на гидрографическое судно «Мурманец». Но об этом плавании следует рассказать особо. «Мурманец» был моторно-парусным судном водоизмещением в 200 т. Экипаж судна состоял из 27 человек. Кроме того, на борту судна находилась научно-оперативная группа. В ее состав входили: начальник ледового патруля А.П.Шумский, научный руководитель В.С.Назаров, океанолог Н.В.Субботин, гидрограф Б.Л.Лейкин и автор этих воспоминаний гидрограф-навигатор В.В.Дремлюг. По законам военного времени на судне было установлено 2 крупнокалиберных пулемета, а экипаж был вооружен карабинами.

Согласно предписанию г/с «Мурманец» летом 1942 г. должно было изучать положение льдов у западных берегов Новой Земли и в Карском море. Однако в начале рейса по распоряжению руководства Главсевморпути г/с «Мурманец» с 13 по 17 июля должно было заниматься спасением моряков союзного конвоя «PQ-17». Всего г/с «Мурманец» подняло на борт 147 английских, американских и голландских моряков. После спасения моряков конвоя «PQ-17» г/с «Мурманец» продолжило плавание вдоль берегов Новой Земли и далее в Карском море. Но это плавание было достаточно тревожным. 27 июля г/с «Мурманец» принял участие в обстреле немецкой подводной лодки, которая вошла в бухту Малые Кармакулы и артиллерийским огнем уничтожила самолет ледовой разведки, а также подожгла полярную станцию. По приказу капитана П.И.Котцова «Мурманец» начал обстреливать из пулеметов немецких артиллеристов, находившихся на палубе подводной лодки. Немцы быстро закрыли люки, опустили перископ, и подводная лодка спешно ушла под воду.

Это, вероятно, был единственный случай в Баренцевом море, когда моторно-парусный бот, не приспособленный к боевым действиям, заставил отступить подводную лодку. Еще дважды «Мурманец» встречался с немецкими подводными лодками. В конце августа — у мыса Желания и в начале сентября — у о. Уединения. Только опыт капитана П.И.Котцова позволил судну уклониться от подлодок уходом во льды.

23 августа капитан «Мурманца» получил сообщение из штаба морских операций о том, что в Карское море направ-

ляется неприятельский рейдер «Адмирал Шеер», проход которого возможен вокруг мыса Желания. Видимо, судьба была благосклонна к «Мурманцу», который в это время совершал плавание в том же районе, где рейдер проследовал в Карское море. Путь «Мурманца» несколько раз пересекался с курсом рейдера, и разница в одних и тех же координатах составляла 4–5 часов.

Несмотря на такую сложную ситуацию, штаб морских операций сообщил, что «Мурманец» должен продолжать патрулирование в данном районе. С 14 по 23 августа был выполнен гидрологический разрез от полуострова Михайлова до мыса Желания. С 24 августа по 8 сентября «Ледовый патруль-18» обследовал ледовую обстановку и выполнял гидрологические разрезы по маршруту м. Желания — о. Ушакова — о. Домашний — о. Уединения — п. Михайлова.

12 сентября 1942 г. научно-оперативная группа вылетела в г. Красноярск, где в это время находилось Главное управление Северного морского пути.

Так закончилась моя первая военная навигация в Арктике. Всю зиму 1942–1943 гг. научно-оперативная группа «Ледового патруля-18», занималась обработкой материалов о ледовых и гидрологических характеристиках, полученных во время плавания г/с «Мурманец».

Ну, а теперь вернемся в Красноярск 1942–1943 гг. Следует рассказать о нашем житье-бытье в Красноярске. Жилье рядовым сотрудникам Арктического института не предоставлялось, и мы были вынуждены снимать его у местных жителей. Обычно это были одноэтажные деревянные рубленые дома. В хозяйской комнате стояла огромная русская печь, выходившая одной стеной в нашу комнату. По трем сторонам нашей комнаты стояли нары для отдыха, посередине небольшой стол и три табуретки. Вот так мы вдвоем и жили в 1942–1943 гг. — я, Вася Лебедев и Борис Савин. Жилье было довольно далеко от работы, но мы были молодые, ходили пешком, хотя зимой в 30-градусные морозы приходилось туго. Какая была у нас одежда? Тельняшка, форменные кителя и шинели — подарок от Э.Т.Кренкеля, да в Арктическом институте нам выдали шапки-ушанки и меховые жилеты.

Интересно вспомнить и наше питание. Под Красноярском был совхоз принадлежавший Главсевморпути. Он и обе-

спечивал нас питанием. Но весьма своеобразно. В 1942 г. изо дня в день, в обеденный перерыв все сотрудники Арктического института получали из столовой ячневую или овсяную кашу с куском свиного сала и жиденький чай с сахарином. Вечером каждый готовил дома еду — «что бог пошлет». Но больше всего запомнился яичный порошок американского производства, который мы часто получали с продсклада Главсевморпути. После войны мы на него смотреть не могли. Потому что придем вечером домой, растопим маленькую печурку, разболтаем в воде этот порошок и плеснем его на сковородку, естественно без масла. Нормы хлеба, правда, была приличной — 600 г, но надо сказать, что редко кто ее сохранял до вечера. Потому что сидишь во время работы — есть хочется, и выданную с утра пайку хлеба постепенно, постепенно отщипываешь, и к вечеру остается маленькая горбушка.

После зачисления на работу в Ледовый патруль нас переводили для подкормки на летно-подъемный паек: бесплатно на обед выдавались щи из хряпы, каша с кусочком мяса и кофе с сахарином. Это считалось вполне приличным питанием.

Но мы, молодые ребята, вечно испытывали чувство голода. Тогда приходилось идти на рынок, за т.н. ДП (дополнительное питание). В Красноярске рынок был весьма обильным — много разнообразных мясных и молочных продуктов. Подошел я к одному из прилавков, где продавалась ряженка в литровых банках. Спрашиваю: «Сколько стоит?» Торговка ухмыльнулась и говорит: «800 руб». По тем временам деньги не малые. Примерно столько стоила моя ватная роба. Продал я ее тут же на рынке и купил банку ряженки. Несколько вечеров смаковал я эту покупку — «отводил душу».

Была еще одна возможность улучшить свое питание. Для этого надо было после работы раз в неделю идти на овощебазу довольно далеко от дома.

На овощебазе стояли огромные баракы, в которых лежала горами подмороженная картошка из совхоза. Надо было перебрать десять мешков картошки, и тогда мешок доставался тому, кто эту норму выполнит. Работенка была тяжелой. В бараках было холодно, руки коченели, отогревались у печурок. На них стояли боль-

шие чайники с кипятком. Попьешь его и идешь дальше работать. Как правило, полную норму — десять мешков — выполняли на двоих, вот так зарабатывали картошку, которой сдабривали яичницу из американского порошка.

Направляли нас на разделку капусты, которую свозили с совхозных полей. Часть капусты также была подмороженной. Надо было эту верхнюю часть, т.н. хряпу, снять, она потом шла в 1942 г. в столовую Арктического института, из нее варили щи. А хорошая часть капусты отправлялась в госпитали.

Тем, кто перебирал капусту, выдавалось по два кочана на выбор. Это тоже было хорошее подспорье для питания.

Но это был такой тяжелый 1942 г. Летом 1942 г. я ушел плавать в «Ледовый патруль», и там питание было совсем другое. Но к осени 1943 г., к нашему удивлению, питание сотрудников Арктического института значительно улучшилось в Красноярске. Я вспоминаю, что на первое давали борщ с небольшим куском мяса, через день на второе бывали котлеты с макаронами. Это было вполне приличное питание, причем за символическую оплату — около 1 рубля.

Была в эти годы еще одна, как мы шутили, «веселая работенка». Дело в том, что здание исторического музея, где располагалось Управление Главсевморпути, и то, в котором помещался Арктический институт, имели печное отопление. А дрова надо было добывать на Енисее, где находилось огромное количество вмерзших в лед бревен от разбитых плотов. И вот по очереди — один раз в неделю — направляли из каждого отдела группу сотрудников Арктического института на Енисей.

Конечно, при этом учитывалось здоровье и возраст. Вмерзшие бревна надо было вырубать изо льда, вытаскивать на берег и распиливать. Если бригада из 5–6 человек распиливала 10 бревен, то одно из них получали для отопления своих жилых помещений. Вот такой был порядок.

Надо сказать, что в Красноярске прекрасный климат, по сравнению с Питером. Морозная зима и очень приятная погода в марте–апреле. Еще стоят легкие морозы, но ярко светит солнце, и буквально «пахнет весной». В эти месяцы молодые сотрудники Арктического института увлекались лыжным спортом.



Леонид Леонидович Балакшин,
и.о. директора АНИИ в 1941/42 г.
Фото из архива ААНИИ

По выходным дням мы брали на спортивной базе лыжи и отправлялись в окрестности Красноярска, где было любимое место катания — Николаевская сопка. Мы забирались на эту сопку и лихо спускались к ее подножию. Такую «операцию» мы проделывали несколько раз, на что уходило 3—4 часа. Довольные, взбудораженные, возвращались мы домой.

Проводились и лыжные соревнования среди сотрудников Арктического института. Я в таких мероприятиях принимал самое активное участие, за что был награжден грамотой в День Красной Армии.

С большим удовольствием вспоминаю Леонида Леонидовича Балакшина, который в Красноярске был некоторое время директором Арктического института, а потом секретарем партийной организации. Он был талантливым организатором и старался проводить для сотрудников института праздники — День Красной Армии, День 8 марта и Первомайские праздники. Леонид Леонидович организовывал эти праздники с музыкой, танцами. И несмотря на то, что с продуктами было тяжело, он «выбивал» на продскладе Главсевморпути угощение, о котором в обычные дни можно было только мечтать.

Веселились мы на этих праздниках чуть не до утра. Потом несколько дней поминали Леонида Леонидовича до-

брым словом за проведение таких праздников. Они так были нужны в те тяжелые времена.

Был еще один сотрудник Арктического института — Иван Степанович Песчанский, всегда очень приветливый, компанейский человек. Он всегда был готов помочь молодым специалистам по вопросам ледоведения. Помогал он и мне, хотя я работал в другом отделе у А.Ф.Лактионова. Поскольку я занимался исследованиями проходимости судов во льдах, мне нужны были данные об основных свойствах морских льдов. И.С.Песчанский был одним из ведущих сотрудников в области ледоведения и с удовольствием согласился помочь мне. Он консультировал меня, рекомендовал соответствующую литературу.

Более того, он как-то всегда был оптимистически настроен. Я на всю жизнь запомнил его фразу: «Валя помни, — каждый день должен доставлять тебе удовольствие».

В начале марта 1943 г. меня вызвал к себе начальник ледового отдела В.Н.Кошкин и сказал, что так складываются обстоятельства — надо послать опытного гидролога-навигатора в «Ледовый патруль», который должен обследовать ледовые и гидрологические условия в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Так я был назначен в «Ледовый патруль-19» на г/с «Смольный». Начальником был назначен Г.П.Смирнов, весьма своеобразный по характеру человек, гидрологом — В.Ф.Рудич, а капитаном был А.Б.Стрельцов.

В конце мая 1943 г. научная группа «Ледового патруля-19» вылетела на самолете по маршруту Красноярск—Амдерма—Тикси—Анадырь—Провидение. Из-за неустойчивой погоды в Арктике наш полет с вынужденными посадками продолжался около месяца. Интересная деталь — от Красноярска до Тикси мы летели на 4-моторном АНТ-6, одним из тех, что высаживал папанинцев на Северном полюсе. С Тикси до Провидения мы летели на новеньком, американской постройки Дугласе.

Кстати, из Тикси в бухту Провидения и далее на м. Шмидта летел Евгений Иванович Толстиков с семьей. В навигацию 1943 г. я еще дважды встречался с ним на м. Шмидта, во время плавания г/с «Смольный». С тех пор на много лет завязалось наше знакомство.

Прилетели мы в бухту Провидения в десятых числах июня и отправились на борт г/с «Смольный».

В конце июня 1943 г., хотя бухта была покрыта еще дрейфующим льдом, г/с «Смольный» первым из судов вышло в море. Впереди лежал путь к Беринговому проливу. На вторые сутки плавания вдоль гористых берегов Чукотки показались м. Дежнева и острова Диомиды в Беринговом проливе. Впереди было плавание по прибрежной полынье к м. Шмидта. Пришли мы туда почти на месяц раньше обычного срока навигации, чем немало удивили зимовщиков полярной станции.

Дальнейшее плавание проходило в сплошных дрейфующих льдах, в которых наше небольшое суденышко, моторно-парусная шхуна «Смольный», показало свои великолепные мореходные качества. Чем дальше на север, тем мощнее и торосистее становились льды. Было получено указание Штаба ледовых операций: «Выйти из льдов и следовать по кромке льдов до 77° с.ш.».

На пути к острову Врангеля и Геральда нам предстояло посетить район к югу от них для того, чтобы выяснить вопрос о существовании острова Крестьянка. Необыкновенная история этого острова. В 1934 г. шхуна «Крестьянка» примерно на широте 72° с.ш. в Чукотском море подошла к неизвестному острову. Штурман судна нанес его координаты на карту и составил описание внешнего вида. Эти данные были переданы по радио на материк. Но как иногда бывает в истории мореплавания, экипажу шхуны «Крестьянка» не удалось доставить на материк сведения о новом острове. На обратном пути из Чукотского моря во время шторма шхуна «Крестьянка» погибла со всем экипажем у берегов Камчатки. По радиосообщениям со шхуны остров был нанесен на карту с пометкой «ПС» — «положение сомнительно».

Гидрографическое судно «Смольный» около недели крейсеровало в заданном районе при хорошей видимости и почти полном отсутствии льдов. Но никакого острова в обследованном районе не было обнаружено.

После тщательного изучения материалов о поиске острова Крестьянка экспедиционным судном «Смольный» Гидрографическое управление Главсевморпути приняло решение о снятии с карт даже «ПС» острова Крестьянка.

Интересно, что после прихода г/с «Смольный» в бухту Провидения я был временно назначен начальником навигационной камеры Провиденской гидробазы и мне довелось на всех навигационных картах жирным красным крестом перечеркнуть «ПС» острова Крестьянка. Но остров Крестьянка не хотел исчезать с карт. В марте 1946 г. северо-восточнее острова Врангеля летчиком Котовым был обнаружен остров, который вновь был назван островом Крестьянка. В 1947 г. советский летчик Крузе и штурман Аккуратов вновь видели этот остров. Они его зарисовали, но самым удивительным было то, что остров вновь изменил координаты, стало ясно, это не совсем обычный, а дрейфующий ледяной остров.

Дальше наш путь лежал к острову Врангеля и острову Геральд, поход к которому для меня чуть не сложился весьма трагично. Я стоял «собачью вахту» с 0 до 4 часов, когда трудно было бороться со сном. Но вахта прошла спокойно, и я собирался передать ее начальнику Патруля Гавриле Петровичу Смирнову. Неожиданно он приказал мне отстоять еще одну вахту за него. Я категорически отказался, так как очень устал, и тогда он, ссылаясь на военное время, приказал капитану г/с «Смольный» спустить на воду шлюпку, погрузить туда продукты, спальный мешок и посадить меня на неделю за неисполнение приказа на остров Геральд. После довольно резкого разговора с капитаном Стрельцовым он вынужден был отменить свое решение, и я выбрался из шлюпки на судно. Так потом случилось, что ледовая обстановка сложилась очень сложная и г/с «Смольный» не смог на обратном пути подойти к острову Геральд в течение 10 суток. И если бы я был высажен на остров, то скорее всего погиб бы там из-за холода и голода.

После этого неприятного эпизода мы продолжали плавание к острову Врангеля. 1943 г. был чрезвычайно благоприятным для плавания судов, поэтому нам на г/с «Смольный» удалось обогнуть остров Врангеля с севера и проникнуть в Восточно-Сибирское море.

Начальник Ледового патруля Г.П.Смирнов получил указание Главсевморпути обследовать район таинственной Земли Андреева.

Довольно близко подошло г/с «Смольный» к району, где на картах неоднократно

наносилась Земля Андреева, но льды становились все более сплоченными. Наше маленькое деревянное суденышко не смогло пробиться дальше, и мы вернулись в Чукотское море, а затем в середине октября и в бухту Провидения.

Там участники «Ледового патруля-19» начали предварительную обработку собранных научных материалов, а сделано наблюдений было немало. Только в Чукотском море было выполнено 15 гидрологических разрезов, 5 обходов кромки льдов с заходом в глубь ледяных массивов.

Неожиданно для меня в конце октября я был вызван к начальнику Провиденской гидробазы, он сообщил мне, что получил распоряжение И.Д.Папанина оставить В.В.Дремлюга в должности гидрографа на Провиденской гидробазе, где не хватало таких специалистов. Так я расстался с работой в Арктическом институте и уехал на Чукотку до октября 1945 г.

Еще об одном событии, связанном с Арктическим институтом, хотелось упомянуть. В конце октября 1945 г. я покинул бухту Провидения с группой полярников на судне «Анадырь», которое доставило нас во Владивосток. Затем мы отправились на поезде в Ленинград. Среди пассажиров поезда было и несколько сотрудников Арктического института. В последних числах декабря 1945 г. мы прибыли в Ленинград.

На Московском вокзале нас встретил заместитель директора Арктического института Александр Иванович Кибалин, милейший человек, которого я знал еще в Красноярске. Он сразу нас собрал и сказал: «Сейчас подойдет грузовик с грузовым тентом, и он вас доставит со всеми вещами в Арктический институт на Фонтанку, д. 34». Здесь нас прежде всего накормили хорошим обедом, а потом стали выяснять, кто где живет и не нужна ли помощь для доставки домой. Мне повезло — я жил рядом на Инженерной ул. «Спасибо, — сказал я, — перейду мост Белинского и буду дома». Потом много раз проходил я этот путь в обратном направлении в Арктический институт в 1946–1948 гг.

В эти годы я собирал материалы для своей кандидатской диссертации, темой которой было взаимодействие приливов и ледяного покрова в арктических морях. Неоценимую помощь в сборе материалов оказали мне И.С.Песчанский, А.В.Коптева и А.Ф.Лактионов. Научным руководителем любезно согласился быть член-корреспондент АН В.Ю.Визе. Летом 1948 г. я успешно защитил диссертацию «Льды Чукотского моря и моря Бофорта», опубликованный текст которой мне вручили в 2008 г. в Арктическом институте, где она пролежала более 50 лет под грифом «СС».

Подписано в печать 24.07.2009
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 11,0
Заказ № 60

Ротапринт ГНЦ РФ 160ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38