

# ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ



Санкт-Петербург • 2020

УДК: 551.24(98)(084.3)

Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. Отв. ред.: О. В. Петров, М. Смелрор. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. – 152 с.

ISBN 978-5-93761-296-0

*Ответственные редакторы: О. В. Петров, М. Смелрор*

**Редколлегия:**

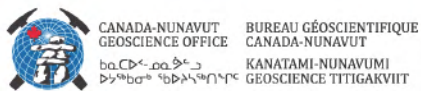
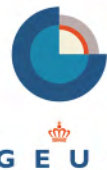
**Е. А. Киселев, А. Ф. Морозов, Ю. Б. Казьмин, В. Д. Каминский, М. А. Федонкин**



ISBN 978-5-93761-296-0

© Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2020

Введение .....	5	8. Карта тектонического районирования фундамента Восточной Арктики (Н. Н. Соболев, Л. А. Дараган-Суцова, Д. И. Леонтьев, Е. О. Петров).....	77
1. Международный проект «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики масштаба 1:5 000 000» (О. В. Петров, М. Смеллор, А. Ф. Морозов) .....	9	9. Структурные карты Восточной Арктики (Л. А. Дараган-Суцова, Л. Р. Гринько, И. В. Попова, Д. М. Читайло) .....	81
Геологическая карта .....	10	Структурная карта акустического фундамента .....	82
Карта аномального магнитного поля (СAMPGM-M).....	12	Структурная карта кровли меловых отложений (отражающий горизонт рСУ) .....	84
Карта гравитационных аномалий (СAMPGM-G) .....	14	Структурная карта кровли эоценовых отложений (отражающий горизонт UB) .....	86
Тектоническая карта .....	16	10. Геохронологические и геохимические исследования Восточной Арктики (С. А. Сергеев, Б. В. Белятский) .....	89
Схема районирования потенциальных полей .....	18	11. Исследования донно-каменного материала Северного Ледовитого океана (С. П. Шокальский, О. В. Петров, С. А. Сергеев, Е. А. Гусев, О. Л. Коссовая, Т. Ю. Толмачева) .....	93
Карта мощности земной коры .....	20	12. Геологический разрез акустического фундамента поднятия Альфа-Менделеева по материалам программы глубоководных исследований (С. Г. Сколотнев, М. А. Федонкин, Г. Н. Александрова, А. В. Корнийчук) .....	96
Карта типов земной коры .....	22	13. Тектоностратиграфические схемы островов и суши Восточной Арктики .....	99
Геотрансект .....	24	Архипелаг Северная Земля (В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, Г. В. Шнейдер, М. А. Проскурнина, А. В. Прокопьев, В. Б. Ершова) .....	101
Карты осадочного чехла .....	26	Полуостров Таймыр (В. Ф. Проскурнин, А. А. Багаева, Г. В. Шнейдер, Б. С. Петрушков, М. А. Проскурнина) .....	105
Тектоническое районирование Арктики .....	32	Архипелаг Новосибирские острова (Н. Н. Соболев, Т. Ю. Толмачева, Е. О. Петров, Е. А. Кораго, А. В. Прокопьев, В. Б. Ершова, С. В. Юдин).....	109
Карта полезных ископаемых .....	34	Остров Врангеля (С. Д. Соколов, М. И. Тучкова) .....	113
2. Космический образ Северного Ледовитого океана (А. А. Кирсанов) .....	37	Континентальная часть Восточной Арктики (А. В. Прокопьев, А. К. Худолей, В. Б. Ершова, Е. А. Кораго, Н. Н. Соболев, В. Н. Зинченко).....	117
3. Морфоструктуры Северного Ледовитого океана (В. Д. Каминский) .....	39	14. Палеогеографические карты Восточной Арктики (Н. Н. Соболев, В. Н. Зинченко, Д. И. Леонтьев, А. С. Павельчук, Е. О. Петров) .....	121
4. Геологическая карта масштаба 1:5 000 000 (О. В. Петров, Е. О. Петров, Н. Н. Соболев, Д. И. Леонтьев, И. Н. Мозолева, П. В. Рекант) .....	45	Позднеюрская эпоха (~145 млн лет).....	122
5. Строение осадочного чехла (Л. А. Дараган-Суцова, Л. Р. Гринько, И. В. Попова, Д. М. Читайло) .....	49	Раннемеловая эпоха – аптский и альбский века (~113 млн лет) .....	124
Схема сейсмической изученности .....	49	Палеогеновый период, эоценовая эпоха (~35 млн лет) .....	126
Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов .....	50	Неогеновый период, миоценовая эпоха (~10 млн лет) .....	128
Комплект композитных сейсмических профилей МОВ ОГТ, пересекающих основные геологические структуры Северо-Восточной Арктики .....	52	15. Тектоническая эволюция Восточной Арктики (О. В. Петров, С. Д. Соколов, М. И. Тучкова, С. П. Шокальский, И. И. Поспелов) .....	131
Сейсмогеологический разрез по профилю А4–А7 .....	53	16. Тектоническая модель Арктики (О. В. Петров, С. Н. Кашубин, С. П. Шокальский, Е. О. Петров) .....	137
Сейсмогеологический разрез по профилю Arctica_2011_28-65 – Arc2012_04 .....	54	Редакционная коллегия и авторы .....	144
Сейсмогеологический разрез по профилю ES10z22m – AR1401 .....	56	Литература .....	146
Сейсмогеологический разрез по профилю ES10z22m – Arc2012_01 .....	58		
Сейсмогеологический разрез по профилю AR1402 – AR1406 .....	60		
Сейсмогеологический разрез по профилю ES10z08 – AR1403 .....	62		
6. Строение земной коры (широкоугольное сейсмическое зондирование) (С. Н. Кашубин, Е. Д. Мильштейн, А. В. Рыбалка, И. Ю. Винокуров, Д. В. Вяткина, Т. М. Яварова) .....	65		
Схема сейсмической изученности .....	65		
Профиль TransArctic-89-91 (котловина Подводников) .....	66		
Профиль Arctic-2000 (поднятие Менделеева) .....	67		
Профиль Arctic-2007 (хребет Ломоносова) .....	68		
Композитный профиль 5-AR – Arctic-2005 (шельф Восточно-Сибирского моря, поднятие Менделеева) .....	69		
Профиль Dream-line (Северо-Чукотский бассейн) .....	70		
Профиль Arctic-2012 (поднятие Менделеева) .....	71		
7. Тектоническая карта Восточной Арктики (О. В. Петров, Е. О. Петров, Н. Н. Соболев, С. П. Шокальский, Л. А. Дараган-Суцова, Д. И. Леонтьев) .....	73		



Арктика – это уникальный в геологическом отношении регион, где смыкаются Северо-Американская, Евразийская и Тихоокеанская литосферные плиты и на продолжении Северной Атлантики рождается новый Арктический океан. В Арктике располагаются северные географический и магнитный полюсы. В арктических регионах открыты крупные рудные месторождения, а недра шельфов содержат большие ресурсы углеводородов.

Интерес к научным исследованиям Арктики, возросший в последнее десятилетие, связан с геополитическими интересами приарктических государств по расширению своих территорий за счет глубоководных шельфов в рамках деятельности Комиссии ООН по морскому праву. Повышенное внимание к региону проявляют не только приарктические государства – Дания, Канада, Россия, США, Норвегия, но и такие ведущие страны мира, как Франция, Германия, Великобритания, Китай, Республика Корея.

До недавнего времени Арктика оставалась одним из самых малоизученных мест на планете. Только за последние 10–15 лет новая геолого-геофизическая информация по акватории Центральной Арктики и прилегающим шельфам была получена в результате высокоширотных научных экспедиций в рамках национальных и международных программ (в том числе программа исследований по уточнению внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) Российской Федерации, международный проект глубоководного бурения в океане), международных комплексных экспедиций на острова Российской и Канадской Арктики, в результате бурения скважин и сейсморазведки для оценки нефтегазоносности арктического шельфа.

С целью обобщения всей этой новой геолого-геофизической информации и был организован крупный международный проект «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики масштаба 1:5 000 000». Он осуществляется с 2003 г. геологическими службами Норвегии, Канады, России, США, Дании, Швеции, Германии и Франции под эгидой Комиссии по Геологической карте мира при ЮНЕСКО (CGMW) с участием специалистов из национальных академий наук и университетов. В рамках проекта были составлены и опубликованы: Карты потенциальных полей (2008 г., координатор – Норвегия), Геологическая карта (2009 г., Канада), Карта рудных месторождений (2012 г., Норвегия), Тектоническая карта (2018 г., Россия).

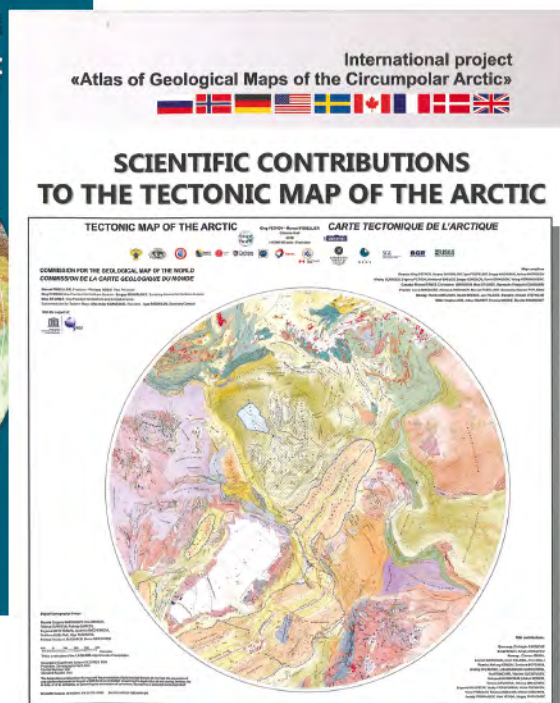
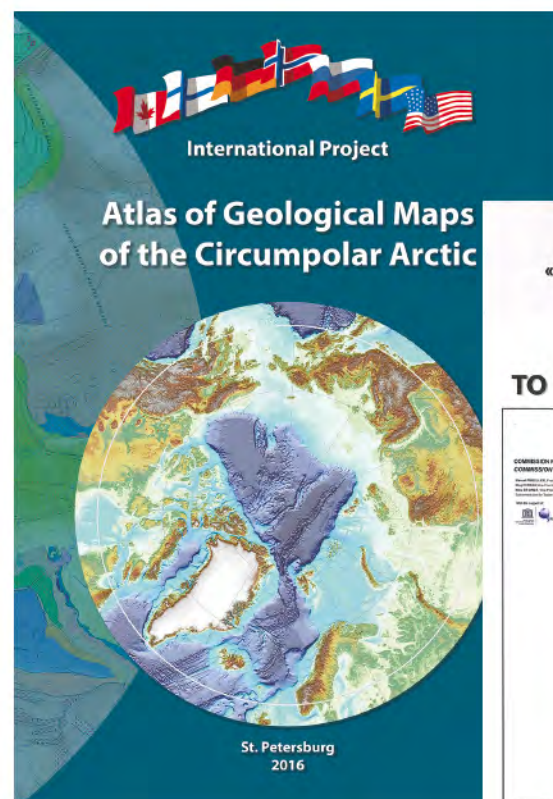
Новая международная *Тектоническая карта Арктики* (TeMAr) сопровождается набором карт, освещающих глубинное строение Арктики, включая Арктический бассейн и Северную Атлантику с их континентальными окраинами к северу от 60° с. ш. На карте нашли отражение современные представления о континентальной природе системы поднятий Альфа-Менделеева (AMRS), основанные на новейшей интерпретации сейсмических данных, результатах изучения образцов горных пород, впервые полученных из обнажений морского дна с помощью подводной лодки и глубоководного бурения российскими исследователями (экспедиции 2012, 2014 и 2016 г.), которые позволили установить тесные геологические связи глубоководных поднятий Центральной Арктики со структурами прилегающих мелководных шельфов. Использованные при составлении карты геолого-геофизические данные показывают, что срединный хребт Гаккеля

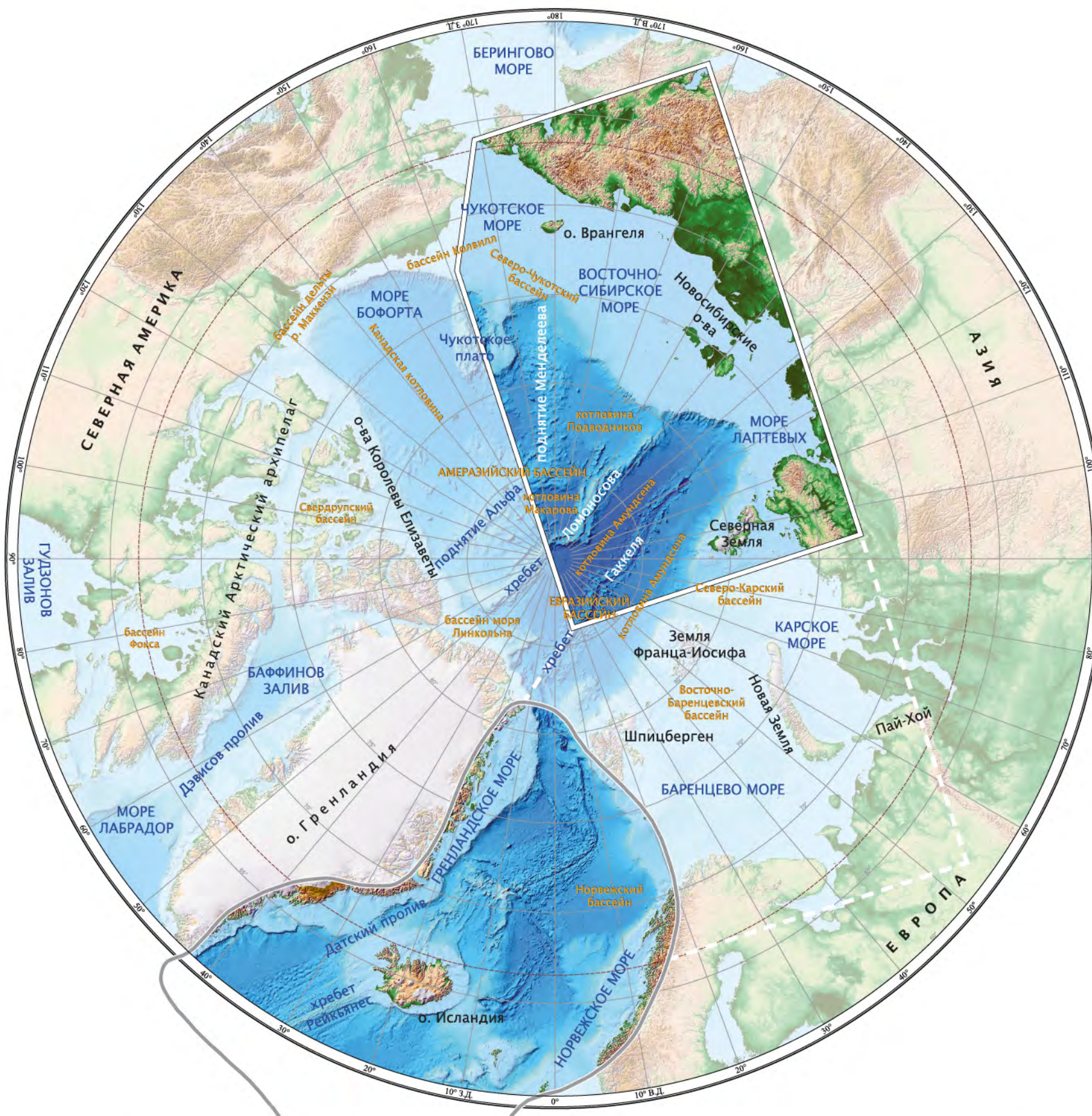
продолжается на шельфе моря Лаптевых апт-кайнозойской рифтовой структурой, которая совпадает с границей Северо-Американской и Евразийской литосферных плит.

Очередным этапом обобщения последних геологических данных по Арктике является международный *Тектоностратиграфический атлас северо-восточной части Атлантического региона* (под ред. John R. Hopper et al.), опубликованный Датской геологической службой (GEUS, 2014). Он содержит богатый материал по батиметрии, потенциальным полям, структуре земной коры, сейсмостратиграфии, тектонике, тепловому потоку, вулканизму и структуре мантии Северной Атлантики и Евразийского океанического бассейна с их континентальными окраинами и островами.

*Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики* включает геолого-геофизические материалы по восточной части Евразийской континентальной окраины Арктического океана и прилегающим акваториям Арктического бассейна от Баренцево-Карской окраины до Чукотского поднятия. Он содержит геологические, структурные и палеогеографические карты, стратиграфические схемы, увязанные сейсмические профили и другие геологические материалы.

Сводная геологическая карта Восточной Арктики и прилегающих глубоководных акваторий создана на основе Государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000 в единой легенде





Тектоностратиграфический атлас  
Восточной Арктики

Тектоностратиграфический атлас северо-востока  
Атлантического региона [Hopper et al., 2014]

и увязана с сейсмическими профилями в области Центрально-Арктических поднятий. Тектоностратиграфические схемы осадочных и магматических комплексов арктических островов и континентальной суши характеризуют осадконакопление и его связь с основными этапами тектонического развития Восточной Арктики. Для построения этих схем наряду с другими использованы данные, полученные во время международных экспедиций на Новосибирские острова и о. Врангеля, в которых участвовали геологи из России, Германии, Швеции и других стран. Палеомагнитные исследования, впервые выполненные на Новосибирских островах, показали принадлежность архипелагов Анжу и Де-Лонга в предмезозойское время к единому позднекембрийскому тектоническому блоку.

Взаимоувязанные структурные карты по основным отражающим горизонтам, построенные на базе сейсмических профилей МОВ ОГТ, карты толщин сейсмокомплексов и проведенный на их основе сейсмофациальный анализ позволили составить палеогеографические реконструкции для мела, палеогена и неогена.

Представленные в Тектоностратиграфическом атласе Восточной Арктики материалы по изучению глубоководного опробования поднятия Менделеева показывают, что консолидированный осадочный чехол зоны Центрально-Арктических поднятий сложен преимущественно терригенно-карбонатными эпиплатформенными образованиями

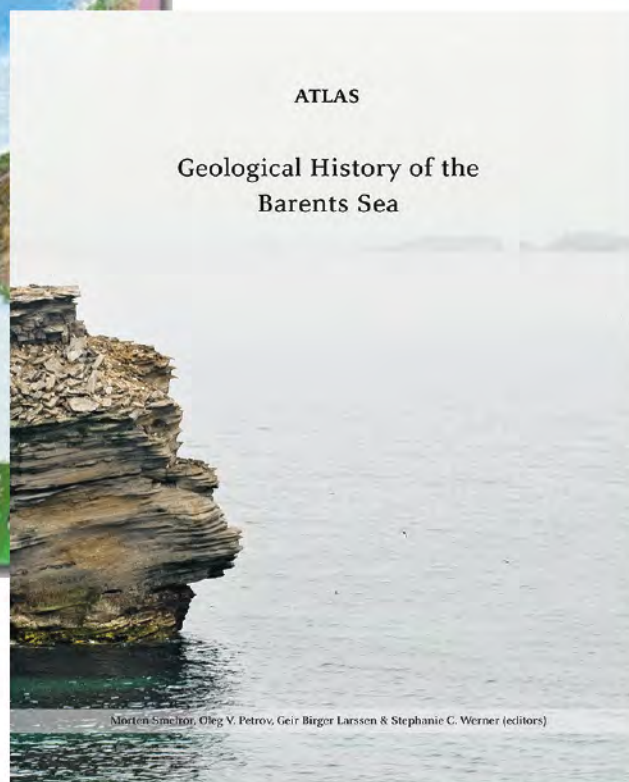
с возрастом от венда до перми. Верхняя слаболитифицированная часть чехла представлена мезо-кайнозойскими отложениями, вмещающими магматические интрузивные и эффузивные образования трапповой формации.

Тектоническая карта Арктики, Тектоностратиграфические атласы северо-восточной части Атлантического региона и восточных районов России и прилегающих территорий послужили основой создания современной плейт-тектонической модели Арктического региона. Согласно этой модели, современное тектоническое строение Арктики определяется взаимодействием трех литосферных плит: двух континентальных – Северо-Американской и Евразийской и Тихоокеанской океанической. Последняя, погружаясь с разной скоростью под Северо-Американскую и Евразийскую плиты, во многом определяла кинематику и возраст границ литосферных плит в позднем мезозое и кайнозое.

Согласно плейт-тектонической модели, область Центрально-Арктических поднятий является окраинной частью Северо-Американской континентальной плиты и все современные тектонические процессы в ее пределах относятся к внутриплитным. В настоящее время можно уверенно утверждать, что осложненный мезо-кайнозойскими структурами неопротерозойский (эпигренвильский) кратон занимает всю полярную область, включая острова, шельфы и Центрально-Арктические поднятия Американо-Евразийского бассейна. Эта плейт-тектоническая модель полностью подтверждает предположения академиков Н. С. Шатского, Ю. М. Пущаровского, В. Е. Хаина, Л. П. Зоненшайна, Л. М. Натапова и других советских и российских ученых, которые еще в середине прошлого столетия выделили здесь платформу Гиперборея, известную в более поздней литературе как Арктида.

В настоящее время научные геологические исследования в разных районах Арктики продолжаются. С целью обобщения новых геолого-геофизических данных по Баренцеву и Карскому морям и прилегающим шельфам Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) и Геологическая служба Норвегии начали работу по созданию *Тектоностратиграфического атласа Баренцевоморского и Карского регионов*.

Генеральный директор ФГБУ «ВСЕГЕИ»  
О. В. Петров



Morten Smøttor, Oleg V. Petrov, Geir Birger Laessen & Stephanie C. Werner (editors)





Арктика до сих пор остается одним из наименее изученных регионов Земли с еще не освоенным ресурсным потенциалом углеводородного и минерального сырья. Однако оценить природные ресурсы этой огромной территории невозможно без углубленного изучения ее геологического строения и создания современной комплексной геолого-картографической основы, увязанной по всей территории приарктических государств.

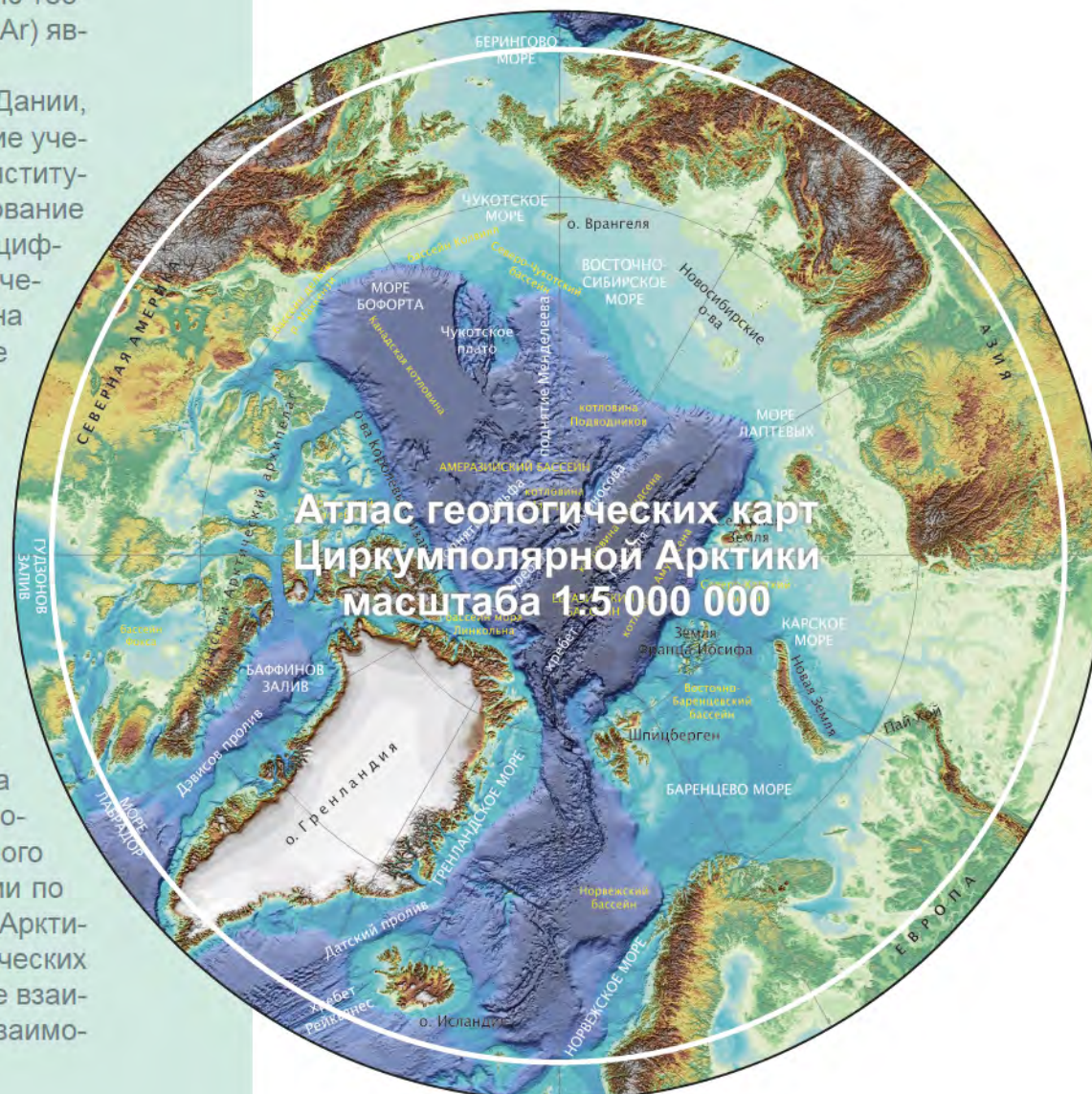
В связи с насущной необходимостью такого рода исследований Всероссийский научно-исследовательский геологический институт в 2003 г. выступил с предложением по организации международных геологических исследований в Циркумполярной Арктике. Предложенный международный проект «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики масштаба 1:5 000 000» был активно поддержан геологическими службами приарктических стран, Комиссией ООН по Геологической карте мира и национальными программами по научно-му обоснованию расширения континентального шельфа (ECS).

Содержание атласа и состав стран-участников проекта были утверждены в 2005 г. Координатором карт магнитных и гравитационных полей стала Геологическая служба Норвегии (Norges Geologiske Undersøkelse), Геологическая служба Канады (Geological Survey of Canada – Atlantic) взяла на себя организацию по составлению геологической карты, а координатором тектонической карты (TeMAr) является Россия.

В проекте приняли участие геологические службы России, Дании, Канады, Норвегии США, Финляндии и Швеции, а также ведущие ученые разных университетов и национальных академических институтов. Каждая геологическая служба взяла на себя финансирование работ по территории своей страны. В состав атласа вошли цифровые карты гравитационного и магнитного полей, геологическая, тектоническая и металлогеническая карты, созданные на единой топографической основе (IBCAO 2.23) и ограниченные 60° с. ш.

Одним из последних этапов в рамках международного сотрудничества в этом регионе стало составление карты минеральных ресурсов Циркумполярной области. Эти работы были скоординированы Геологической службой Норвегии под руководством Рогвальда Бойда с привлечением экспертов из геологических служб Канады, Дании, Гренландии, Финляндии, России, Швеции, Норвегии, Исландии и США.

Созданные к настоящему времени геологическая, тектоническая, металлогеническая карты и карты потенциальных полей Циркумполярной области являются только первым шагом к обобщению и анализу огромного объема полученных за последнее десятилетие новых данных по Арктическому региону. Все эти исследования заложили основу нового современного этапа обобщения геологической и геофизической информации по Арктическим территориям. Изучение геологического строения Арктики в рамках международных проектов, таких как Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики, имеет большое будущее в деле взаимовыгодного освоения ресурсов Арктики Россией в тесном взаимодействии со своими арктическими соседями.



В основу геологической карты Циркумполярной Арктики масштаба 1:5 000 000, сопровождаемой базой данных, помещен большой объем новой геолого-геофизической информации по акваториям, континентальной части и островам, включающий результаты опробования донно-каменного материала, сейсмические материалы и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана. Эти материалы были получены в ходе реализации геологических научно-исследовательских проектов разных стран, а также во время нескольких международных экспедиций на северные континентальные окраины и арктические острова – единственные места в Северном Ледовитом океане, где под молодыми осадками обнажаются доступные для изучения более древние подстилающие отложения.

Работы по составлению карты возглавил Дж. К. Харрисон и группа канадских геологов, базирующаяся в Калгари и Оттаве, при активном участии научно-технического персонала из геологических служб Канады, Дании, Норвегии, России, Швеции и Соединенных Штатов. Работы по проекту начались в феврале 2006 г., а завершенная геологическая карта была представлена, как и планировалось, на 33-м Международном геологическом конгрессе в Осло в 2008 г. [Harrison et al., 2008a].

Окончательный вариант карты был официально издан в 2011 г. и выложен в открытый доступ в цифровом виде на веб-сайте Министерства природных ресурсов Канады (<https://doi.org/10.4095/287868>).

При составлении карты возникали как общие разногласия по оформлению ее, так и спорные геологические вопросы. Например, некоторые авторы предлагали включить в карту батиметрические данные. Также было необходимо прийти к соглашению по другим вопросам, в том числе: какой стандарт международной геохронологической шкалы должен быть использован; каким образом выделять картируемые подразделения в глубоководных океанических бассейнах, в которых, как известно, широко распространены четвертичные отложения; как отображать метаморфические комплексы; как использовать тектоническое районирование.

В карту вошли опубликованные материалы из цифровых карт Северной Европы (масштаб 1:4 000 000), Скандинавского щита (1:2 000 000), Гренландии (1:2 500 000), Юкона (1:100 000), части Арктической Канады (1:5 000 000), а также карт Северо-Западной Атлантики и Северной Америки (1:5 000 000). Кроме того, были включены новые геологические данные по Швеции, России, Аляске (США), северо-западным территориям и Нунавуту (Канада) [Harrison et al., 2008a].

Непростой задачей явилась унификация отображения картографируемых подразделений и их сбивка на границах с соседними странами, в каждой из которых существуют особенности и традиции геологического картирования. Технические сложности заключались в обработке огромного количества бумажных карт при их оцифровке, а также сбивке разнообразных цифровых слоев в единый цифровой макет [Harrison et al., 2009]. Должны были решаться вопросы по корректному отображению топографической основы, особенно при создании единого бесшовного покрытия. В частности, это касалось

границ береговой линии, ледников, гидрологической сети и батиметрических контуров. Необходимо было найти способ отразить ссылки на все источники информации: опубликованные и неопубликованные, уделить внимание как главным, так и второстепенным участникам проекта. В финальной карте было указано 47 авторов [Harrison et al., 2008a; 2011a].

Геологическая карта представлена в полярной стереографической проекции (WGS 84) и включает полное геологическое покрытие как морских, так и наземных территорий Арктики севернее 60° с. ш. Опубликованная карта составляет 1,3 м в диаметре, являясь при этом одной из самых сложных карт подобного рода, когда-либо созданных Геологической службой Канады. Карта состоит из пяти листов: Геологической карты масштаба 1:5 000 000 с пояснительным текстом и списком авторов, легенды, корреляционной схемы докембрийских образований и двух листов корреляционных схем фанерозоя [Harrison et al., 2008a,b; 2009; 2011a,b].

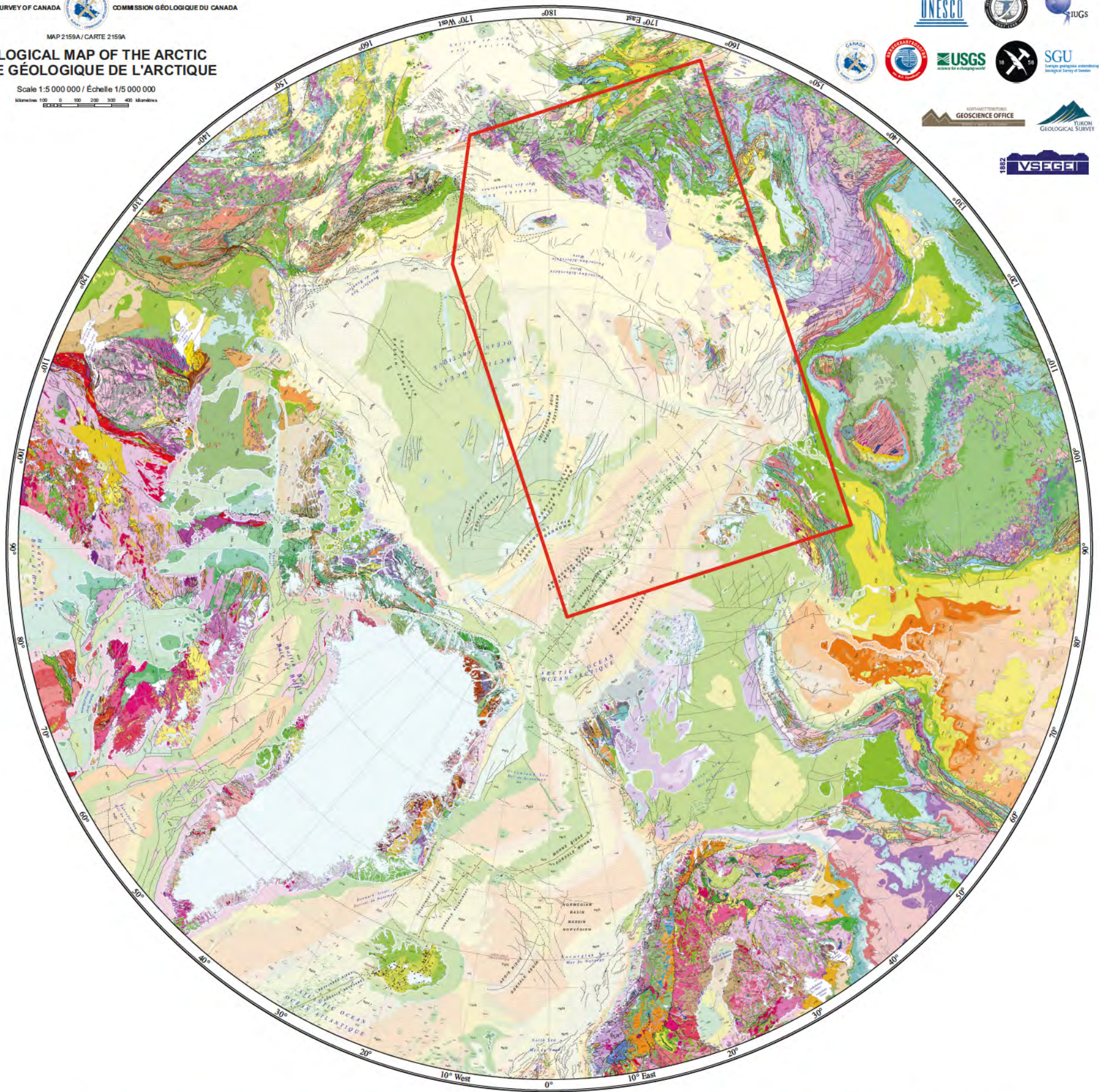
Все объекты карты и цифровой базы данных подразделяются в легенде на 86 геохронологических уровней с указанием для каждого из них определенного временного интервала. Фанерозой – на 56, докембрий – на 30 уровней. Вещественный состав показан крапом; в нем выделяются 28 различных типов пород: шесть экстрезивных, девять интрузивных, десять осадочных (подразделены по условиям осадконакопления) и метаморфические образования. Докембрийские подразделения сгруппированы и проиндексированы на основе структурно-тектонического районирования. Выделены следующие группы: кратоны (11), микроконтиненты и офиолитовые пояса (6), островные дуги (8), орогены (15) и посторогены бассейны (8). Такое ранжирование облегчает корреляцию разобщенных, но смежных в прошлом террейнов среднего и высокого рангов, расположенных внутри отдельных кратонов.

Для фанерозоя определение границ террейнов и структурных доменов является спорным вопросом. На новой карте эту проблему (особенно острую для фанерозойских орогенов) обошли путем неформального определения структурных доменов с использованием отличительных вещественных и возрастных характеристик пространственно-ассоциированных подразделений карты [Harrison et al., 2008b; 2011a].

В дополнение к карте была разработана база геоданных, объединяющая на бесшовной основе входящие в нее пространственные объекты разных тематических слоев. База геоданных ArcGIS включает десятки тысяч объектов, таких как спрединговые хребты, изохроны океанической коры, рои даек, геологические границы, разломы, импактные структуры, активные вулканы, глиняные и соляные диапиры и кимберлитовые трубки. Используемая совместно с данными по распространению известных полезных ископаемых новая карта будет полезна при оценке ресурсного потенциала Арктики.

Созданный архив цифровых пространственных данных Циркумполярной Арктики, доступный свободно через интернет, может служить важным источником информации при производстве разнообразной картографической продукции, а также является моделью организации подобных геологических данных для других регионов мира.

GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA  
 COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA  
 MAP 2159A / CARTE 2159A  
**GEOLOGICAL MAP OF THE ARCTIC**  
**CARTE GÉOLOGIQUE DE L'ARCTIQUE**  
 Scale 1:5 000 000 / Échelle 1/5 000 000  
 Kilometres 0 100 200 300 400  
 Miles 0 100 200 300 400



Геологическая карта Циркумполярной Арктики, изданная геологической службой Канады (<https://doi.org/10.4095/287868>)

Карта аномального магнитного поля Арктики масштаба 1:5 000 000 создана и опубликована международной группой европейских и североамериканских исследователей в рамках геофизической части Циркумполярного Арктического картографического проекта (Circum Arctic Mapping Project – Geophysical Mapping – CAMP-GM), реализованного Геологической службой Норвегии под руководством Кармен Гейна [Gaina et al., 2010]. Карта обобщает практически все доступные к настоящему времени материалы по аномальному магнитному полю Арктики, которые охватывают полярный регион вплоть до 60°с. ш.

Предварительные геофизические карты демонстрировались в августе 2008 г. на 33-м Международном геологическом конгрессе в Осло [Saltus & Gaina, 2007; Gaina et al., 2007; 2008; 2011]. В 2009 г. окончательные результаты по созданию CAMP-GM в виде матричных данных были опубликованы Геологической службой Норвегии (NGU, Report, 2009–2010) [Gaina et al., 2010].

В процессе работ новые опубликованные и систематизированные матричные данные аномального магнитного поля Циркумполярного региона, полученные от каждой группы участников проекта, были собраны и приведены к общей системе координат (WGS84) и единому формату. Матричные данные аномалий магнитного поля гренландского региона [Verhoef, Roest, 1996] пополнены новыми результатами аэромагнитных съемок, проведенных в Западной Гренландии в 1992–2001 гг. [Rasmussen, 2002] и в районе пролива Нэрса [Damaske & Oakey, 2006; Oakey & Damaske, 2006]. Канадские материалы, материалы по Аляске, Северо-Западной Европе (Фенноскандия) представлены по сетке 1 км. Компиляции Норвежской геологической службы по Атлантике составлены по сетке 2 км. Российские данные подготовлены по сетке 5 км. На океаническую область к востоку от Гренландии (северо-запад Атлантики) приходится большая часть аэромагнитных данных, собранных до 1990 г. Атлантическим отделом Геологической службы Канады [Verhoef, Roest, 1996]. В дальнейшем в существующую базу были включены результаты новых аэромагнитных съемок, проведенных в районе прибрежной акватории Норвегии в 2007 г. Данные собраны и обработаны Ольсеном и Гермигоном [Olesen et al., 1997; Olesen et al., 2007; Gernigon et al., 2008].

Обработка матричных магнитных данных заключалась в приведении всех материалов к единому формату и одному уровню отсчета аномалий. При этом все данные были пересчитаны на высоту 1 км над уровнем земной поверхности. Матрицы на участках перекрытия были обрезаны и устранены из процесса составления. В качестве эталонного уровня отсчета аномалий при объединении основных данных использовалась матричная модель Аэромагнитной карты Аляски, составленной Геологической службой США. Модель литосферного магнитного поля MF6, полученная по спутниковым данным CHAMP (Challenging Minisatellite Payload), использована в качестве региональной эталонной поверхности. Для слияния разноразмерных сеток применялась функция смешивания GridKnit программной

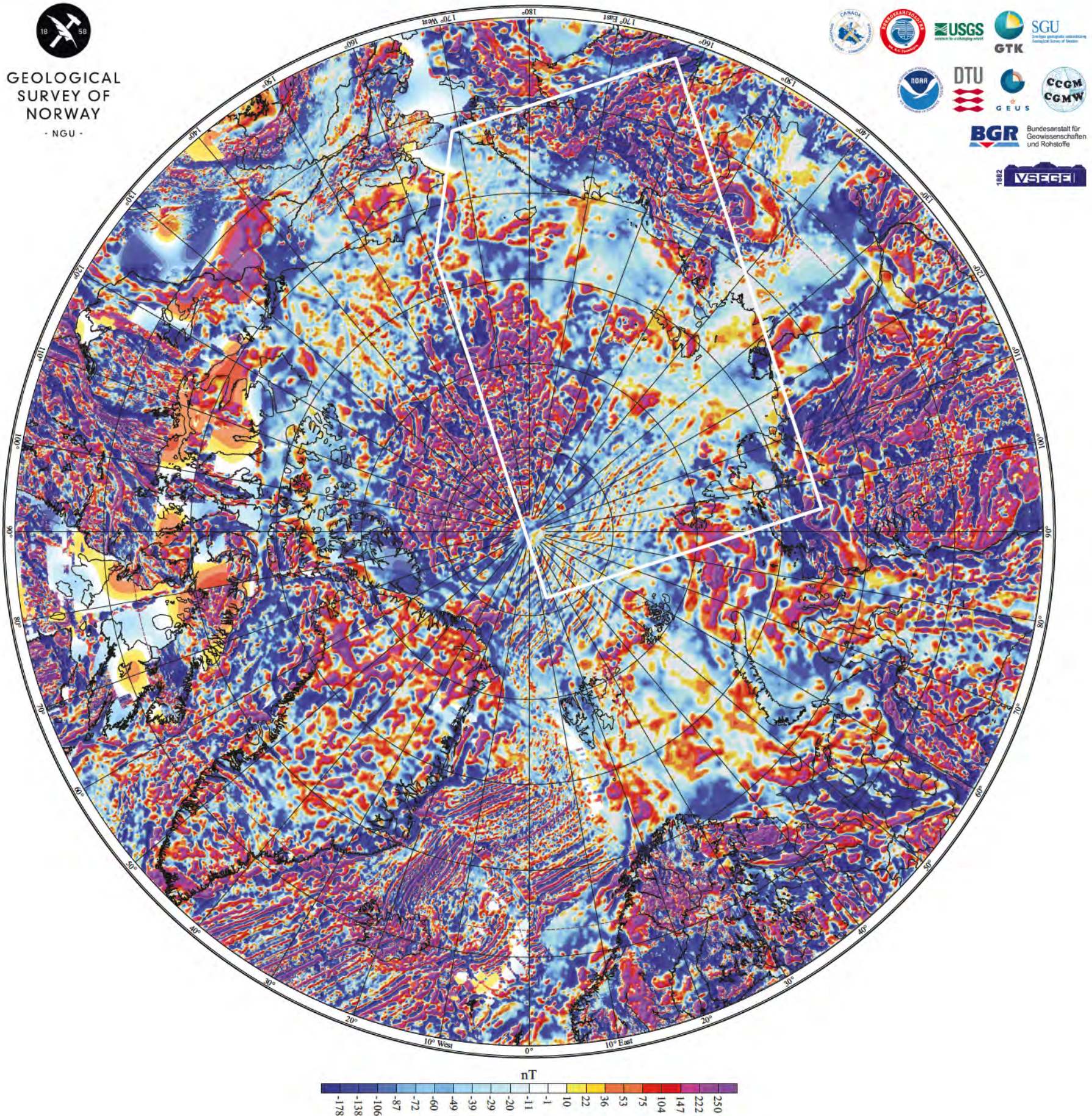
среды GEOSOFT. В качестве региональной поверхности относимости использована модель литосферного магнитного поля MF6, которая скорректирована по спутниковым данным в части длинноволнового диапазона, значительно усовершенствована и дополнена аэромагнитными аномалиями, связанными с намагниченными источниками земной коры [Maus et al., 2008]. Эталонная модель MF6 рассчитана методом сферического гармонического анализа. Несмотря на чувствительность данных CHAMP к изменениям корового поля до гармоники 150, что соответствует длине волны 266 км, четкое отделение литосферного сигнала от ионосферных и магнитосферных источников было возможно только с использованием гармоник степени 120. Эта модель хорошо описывает источники аномалий с длиной волн 300 и 400 км, которые соотносятся в основном с наиболее глубокими региональными и/или мощными магнитными источниками в земной коре.

Обработка данных производилась программными средствами GEOSOFT. На участках перекрытия данных использована функция сглаживания гридов GridKnit. Окончательная матрица аномального магнитного поля перегридирована в сетку с ячейкой 2 км [Gaina et al., 2010].

Для построения финальной матрицы аномалий магнитного поля Циркумполярной Арктики (CAMP-M) использовался прием, примененный несколькими исследовательскими группами для составления Цифровой карты магнитных аномалий мира (WDMAM). Методика предусматривала сочетание приповерхностных магнитных данных коротковолновой составляющей и длинноволновых спутниковых данных [Nemant et al., 2007; Maus et al., 2007]. На финальной стадии предпочтение было отдано модели MF6, наиболее полно отвечающей на момент создания проекта задачам в условиях сильно разнородного по форматам, качеству, временным и техническим параметрам материала, использованного для картосоставления. Итоговая модель включает в себя коротковолновую компоненту регионального грида (менее 400 км) и длинноволновую компоненту (400 км), вставленную из модели MF6 для участков, где измерения магнитного поля отсутствуют.

Новая карта CAMP-M обеспечивает значительный пространственный охват данными, включает обновленные аэромагнитные данные, сохраняет коротковолновые аномалии благодаря разрешению сетки 2 км, содержит региональные длинноволновые спутниковые литосферные магнитные аномалии, введенные из модели MF6. Кроме того, модель MF6 является первой спутниковой магнитной моделью, адекватно отображающей направление океанических линейных магнитных аномалий и способной обеспечить косвенное определение возраста океанической коры.

Цифровые данные аномального магнитного поля собраны в структурированную базу данных в соответствии с национальными стандартами и спроецированы в полярную стереографическую проекцию (датум WGS 84). Сведения о первоначальных проекциях приведены в отчете NGU Report 2009.010 [Gaina et al., 2010].



Карта аномального магнитного поля Циркумполярной Арктики (СAMPGM-M), составленная на основе материалов наземной и аэромагнитной региональной съемки и глобальной модели литосферного поля (спутниковые данные MF6) [Gaina et al., 2010]

Карта гравитационных аномалий Циркумполярной Арктики является композитной, объединяющей модели, созданные по результатам морских (гравитационные аномалии в аномалиях Фая) и наземных (аномалии Буге) съемок. Гравиметрическая карта Циркумполярной Арктики, как и карта аномального магнитного поля Арктики масштаба 1:5 000 000, создана и опубликована международной группой европейских и североамериканских исследователей в рамках геофизической части Циркумполярного арктического картографического проекта (Circum Arctic Mapping Project – Geophysical Mapping – CAMP-GM), реализованного Геологической службой Норвегии под [Gaina et al., 2010].

Гравиметрическая карта включает одну карту в аномалиях Фая Циркумполярного региона и комбинированную карту в аномалиях Фая на акватории, а также в аномалиях Буге – на суше. Обе карты созданы по сетке 10 км. Карты сопровождаются топографическими (суша) и батиметрическими (акватория) цифровыми моделями.

Карта аномалий поля силы тяжести Циркумполярной Арктики в свободном воздухе создана в рамках Международного арктического гравиметрического проекта (Arctic Gravity Project – ArcGP) [Kenyon, Forsberg, Coakley, 2008]. Эта карта сопровождается цифровой моделью (матрицей) гравитационных аномалий [<http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/agp/index.html>] с размером ячейки  $5 \times 5'$  (примерно  $2,5 \times 2,5$  км) и включает в себя результаты разных методов гравиметрических исследований (морских набортных, авиадесантных, с подводных лодок, аэрогравиметрических и спутниковых альтиметрических). Помимо акватории Северного Ледовитого океана, она охватывает значительную часть арктической суши, расположенной к северу от  $60^\circ$  с. ш. и включающей окраины Северной Америки и Евразии, а также островов Исландия и Гренландия. Российские данные в перечисленных проектах представлены цифровыми моделями гравитационных полей, рассчитанными во ВНИИОкеангеология и ВСЕГЕИ, соответственно в пределах акватории и континентальной части Российской Арктики [Litvinova, Glebovsky, 2008]. Поскольку авторские модели соисполнителей имели несоответствия преимущественно в батиметрических данных, то модель ArcGP потребовала коррекции, которая выполнялась в нескольких направлениях: коррекция батиметрических данных на акватории, уточнение или замена цифровых батиметрических моделей, в том числе российской части Северного Ледовитого океана, минимизация артефактов, устранение разрывов и угловатостей изолиний в российской модели.

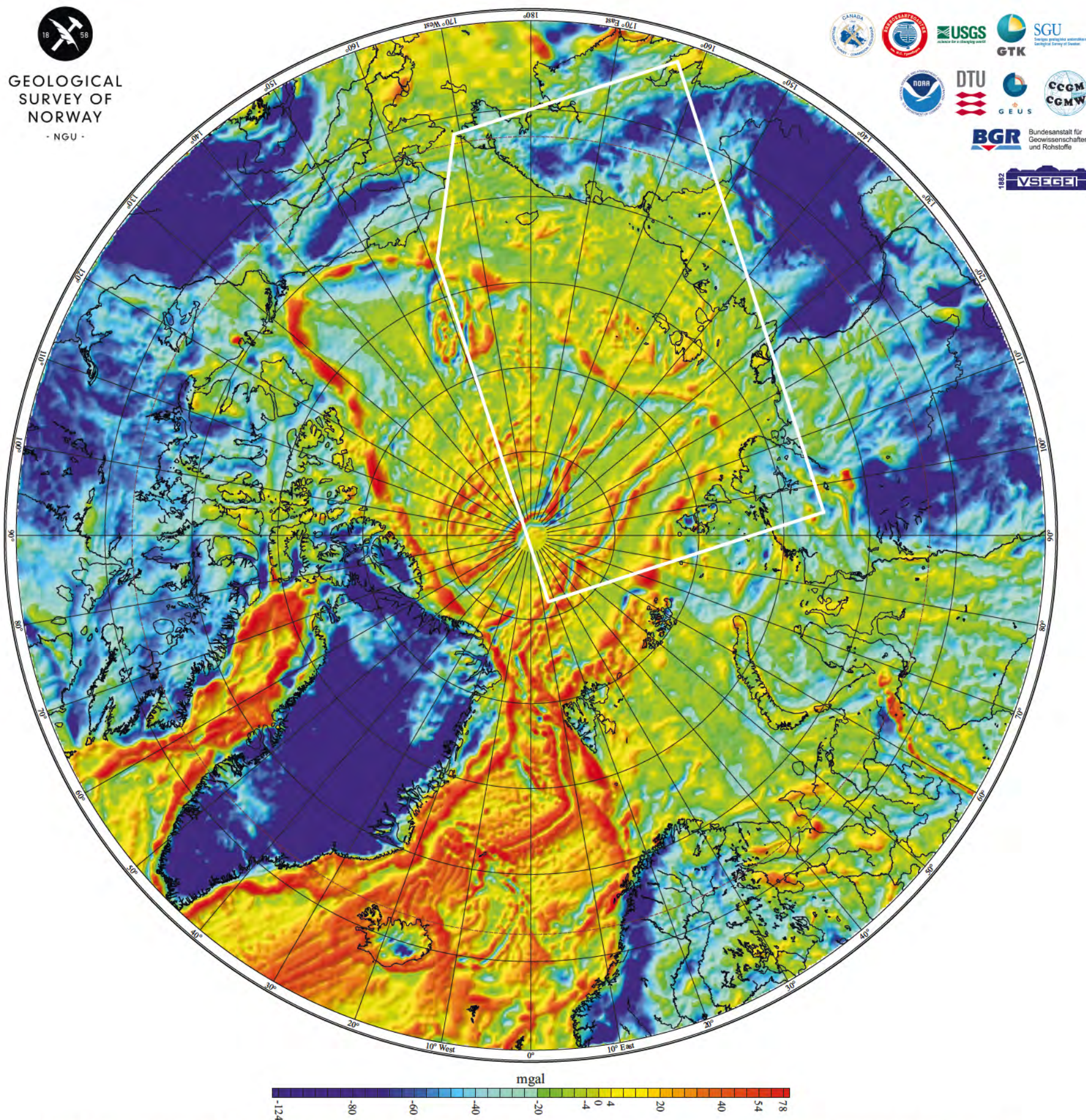
Для российской части акватории Северного Ледовитого океана при расчете этих моделей была использована база данных потенциальных полей, скомпилированная в ходе тематических исследований во ВНИИОкеангеология на основе всех доступных для опубликования отечественных магнитометрических и гравиметрических данных [Глебовский и др., 2002]. Эта база данных пополнялась и уточнялась, в том числе и за счет сотрудничества с зарубежными организациями: с Атлантическим отделом геологической службы Канады (Geological Survey of Canada – Atlantic) [Verhoef, Roest, 1996], Морской исследовательской лабораторией ВМФ США (US Naval Research Laboratory) [Brozena et

al., 1999; Maschenkov et al., 2001; Glebovsky et al., 2000; Kovacs et al., 2002], американской нефтяной компанией Эксон и др.

Для расчета аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя  $2670 \text{ кг/м}^3$  на акватории использовалась Международная батиметрическая карта Арктического океана (IBCAO) [Jakobsson et al., 2008] в виде цифровой матрицы в полярной стереографической проекции с ячейкой  $2 \times 2$  км. Для финальной карты гравитационных аномалий в аномалиях Буге объединялись топографические данные из массивов IBCAO и GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), если данные IBCAO отсутствовали. Для российской части прибрежной суши использована матричная модель гравиметрической карты масштаба 1:2 500 000 в аномалиях Буге с плотностью промежуточного слоя  $2670 \text{ кг/м}^3$  [Литвинова и др., 2010ф]. Для Гренландии пересчитывалась высота ледового покрова на топографию эквивалентных пород с помощью информации о толщине льда и топографии, предоставленной Национальным центром исследований снега и льда (DAAC) университета Колорадо в Боулдере, штат Колорадо. Цифровая модель рельефа (DEM), грид толщин льда и грид отметок коренных пород Гренландии составлены путем сочетания данных спутниковой радарной альтиметрии ERS-1 и GeoSat, Авиационного топографического картографа (ATM) и фотограмметрических цифровых высотных данных. Данные о толщине льда основываются на массиве примерно 700 000 точек, измеренном в 1990-е годы авиационным ледовым радаром Канзасского университета (IPR).

Для проверки финальных матриц применялись спутниковые модели. Глобальные модели гравитационных полей в высоком разрешении обычно описываются коэффициентами сферических гармоник, по которым выводятся матричные описания. Для сравнения и перепроверки объединенных матриц использована модель, созданная в Центре Гельмгольца в Потсдаме – EIGEN-GL04C [Förste et al., 2008]. Такие модели строятся по сочетанию спутниковых и наземных гравитационных данных. Использованная модель выпущена в марте 2006 г. и приведена в разрешении порядка и степени 360. Входные данные со спутников включают орбитальную информацию GRACE и LAGEOS, что позволяет создать модель на исключительно спутниковых данных до степени 70, при этом перекрываемые диапазоны между спутниковыми и наземными данными находятся в пределах между степенью 70 и 150, а выше степени 150 модель описывает только наземные данные. По сравнению с прежними стандартными гравитационными моделями, например EGM96, эти модели скорректированы спутниковыми данными в длинноволновой части диапазона и значительно усовершенствованы. Тем временем появились новые глобальные модели, скорректированные в длинноволновой части диапазона (EGM2008), с номинальным пространственным разрешением до  $0,0167$  градуса (около 2 км).

На завершающем этапе все массивы данных объединили. Для получения окончательного результата был подготовлен массив данных по гравитационным аномалиям Фая для океанских блоков и аномалиям Буге для наземных блоков, где учтено влияние ледового покрова. На базе всех этих данных было построено изображение финальной карты с размером ячейки  $10 \times 10$  км.



Карта гравитационных аномалий Циркумполярной Арктики (CAMPGM-G), аномалии в свободном воздухе на акватории, аномалии Буге на суше. Разрешение матрицы 10×10 км [Gaina et al., 2010]

Новая Тектоническая карта Арктики масштаба 1:5 000 000 создана в рамках проекта «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики масштаба 1:5 000 000» специалистами из геологических служб Норвегии, Канады, России, США, Дании, Швеции, Германии и Франции с участием ученых из национальных академий наук и университетов при поддержке Комиссии по Геологической карте мира при ЮНЕСКО и национальных программ по научному обоснованию расширения континентального шельфа (ECS). Координатором работ по составлению тектонической карты была Россия (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). В 2019 г. Тектоническая карта Арктики в масштабе 1:10М была опубликована в Париже Комиссией по Геологической карте мира (CGMW) для широкого распространения в научных кругах и для образовательных целей. Карта сопровождается буклетом, в котором отражен научный вклад ее авторов в современные представления о тектонике Арктики.

Географическая основа тектонической карты создана в полярной стереографической (Polar Stereographic) проекции в мировой системе координат WGS 84. Южная граница карты – 60° с. ш. Теневая рельефная основа карты получена путем совмещения изображения, синтезированного по космическим снимкам Landsat 7 ETM+ (в трех спектральных диапазонах: 7 (2,08–2,35 мкм), 4 (0,76–0,90 мкм) и 2 (0,52–0,60 мкм) и цифровой модели рельефа. При создании модели рельефа суши использованы радиолокационные данные SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission – радиолокационная топографическая миссия шаттла, с разрешением 900 м = 30"), на акваторию – международная батиметрическая модель IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean, ver 2.23 с разрешением 2 км).

Тектоническая карта сопровождается набором дополнительных цифровых карт и схем (в виде единого ГИС-проекта), которые отражают глубинное строение региона. Это схема районирования потенциальных полей, карта типов земной коры, карты мощности земной коры и осадочного чехла, схема тектонического районирования фундамента, а также глубинный геолого-геофизический разрез через всю Арктику.

Легенда к Тектонической карте Арктики подготовлена двумя Подкомиссиями CGMW – по тектоническим картам и Северной Евразии, с учетом опыта создания легенд к новейшим тектоническим картам Азии, Европы, Африки, Северной и Южной Америк, Атлантического и Индийского океанов и мира (2004–2010), составленным под эгидой CGMW и UNESCO. При составлении Тектонической карты Арктики наряду с другими материалами использованы новейшие данные, полученные при выполнении национальных программ ECS приарктических государств по обоснованию внешней границы континентального шельфа.

Условные обозначения в легенде сгруппированы по их принадлежности структурам областей распространения континентальной

коры или океаническим доменам. Области распространения континентальной коры включают кратоны и орогенические пояса различного возраста, крупные изверженные провинции и рифтовые системы, сопряженные с утонением и деструкцией ранее сформированной континентальной коры, а также эпиконтинентальные осадочные бассейны, платформенные чехлы и пассивные арктические окраины Евразийского и Северо-Американского континентов. Кратоны и подвижные пояса выделяются по типам тектонических режимов (сжатие и растяжение) и соответствующим им тектоническим обстановкам. Комплексы-показатели тектонических процессов этой группы отражаются на карте цветом, соответствующим времени проявления орогенеза и/или кратонизации. Возраст орогена определяется временем проявления субдукционно-коллизийных процессов, структурных деформаций (складчатости), метаморфизма, коллизийного гранитоидного магматизма и моласс.

Палеоокеанические комплексы, представленные офиолитовыми аллохтонами, выделяются фиолетовым цветом и подразделяются на офиолитовый меланж, блоки с сохранившейся офиолитовой последовательностью комплексов-индикаторов палеоокеанической коры и офиолитовые сутуры. Протяженные узкие тектонические зоны с офиолитовым меланжем показаны знаком офиолитовых сутур с обозначением их возраста. Легенда дает возможность показать переработку ранее сформированной земной коры более молодыми тектоническими процессами.

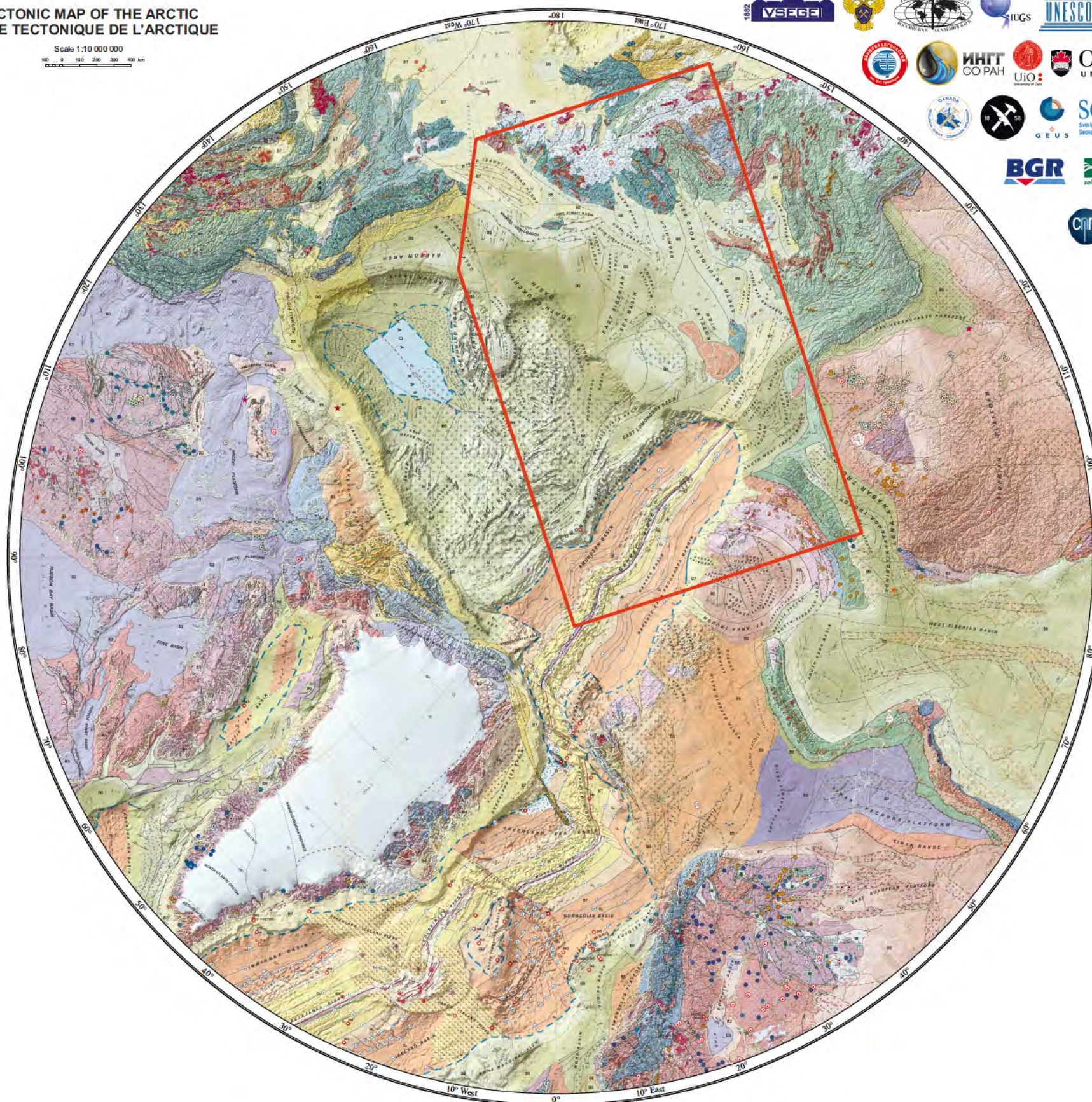
Все недеформированные и слабдеформированные осадочные отложения мощностью более 1 км рассматриваются в легенде как эпиконтинентальные осадочные бассейны, платформенные чехлы и пассивные арктические окраины. В зависимости от времени начала главного этапа погружения бассейна и формирования осадочного чехла все они подразделяются на семь разновозрастных групп бассейнов – от позднего палеопротерозоя до кайнозоя. Структурные элементы в областях с континентальной корой представлены разрывными нарушениями различных кинематических типов: сбросы и листрические сбросы, сдвиги, взбросы и надвиги. В соответствии с рекомендациями Комиссии по геологической карте мира и практикой составления новейших карт Атлантического и Индийского океанов для доменов с океанической корой цветом отражается возраст новообразованной океанической коры.

Тектоническая карта Арктики обеспечивает и целостность картографического представления геологических структур глубоководных частей Арктического и Норвежско-Гренландского бассейнов, шельфов окраинных морей и наземных областей континентального обрамления океанов и отражает согласованное представление международной научной общественности о тектоническом строении этого региона и его геодинамическом развитии.



TECTONIC MAP OF THE ARCTIC  
CARTE TECTONIQUE DE L'ARCTIQUE

Scale 1:10 000 000  
100 0 100 200 300 400 km



Тектоническая карта Циркумполярной Арктики (TeMAR), масштаба 1:10 000 000  
(<http://www.vsegei.ru/en/intcooperation/temar-5000/index.php>)

Районирование аномальных потенциальных полей позволяет установить границы блоков с различными видами коры и обнаружить сходство в характере потенциальных полей и тектонических структур. В основе районирования лежат карты аномального магнитного поля (AMF) и гравитационных аномалий (AGF) Арктики масштаба 1:5 000 000. Российская часть карт дополнена данными современных съемок в среднем масштабе. Карты снабжены матрицами магнитных и гравитационных полей с размером ячеек 5×5 и 10×10 км соответственно [Litvinova et al., 2012a, 2012b].

В качестве вспомогательных материалов для установления границ показанных на схеме блоков применялись трансформации потенциальных полей и ряд специальных карт (геологических, рельефа и батиметрии, осадочного чехла и мощности земной коры) [Petrov, Smelgor, 2014; Петров и др., 2015]. Границы были установлены в итеративном режиме непосредственно на экране компьютера с помощью ГИС ESRI ArcMap ver. 9.3. Анализ основан на принципах тектонического районирования [Косыгин, 1975], которые полностью соответствуют концепции всестороннего районирования потенциальных полей. Согласно этим принципам, районирование считается набором методов

пространственного разделения (включая версию 3D) в соответствии с выбранной систематикой тел (рангов), следуя правилам полного разделения пространства, без пересечения границ, и тождеству характеристик выделенных элементов [Воронин, 2007].

При разграничении областей применялась следующая система рангов (в порядке уменьшения): аномальная провинция, аномальная область и аномальный район. Морфоструктурные особенности (включая зональность) потенциальных полей были приняты при районировании в качестве основного критерия. Выделение таксонов первого (аномальная провинция) и второго (аномальная область) порядков в значительной степени основывалось на оценке изменений коры и средних значений мощности коры [Кашубин и др., 2011; Kashubin et al., 2014].

Морфоструктура полей, интенсивность и признаки аномалий взяты за основу при характеристике этих структур.

Результатом исследования явилась всесторонняя карта районирования потенциальных полей Приполярной Арктики, на основе которой составлялась базовая карта типов коры и карта-схема тектонического районирования.

Соответствие буквенных обозначений (индексов) на схеме районирования выделенным подразделениям

Индекс на схеме	Районирование потенциальных полей (названия таксонов)	Тектоническое районирование (названия структур)
<b>ЕВРАЗИЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ</b>		
<b>ВЕо</b>	Восточно-Европейская область	Восточно-Европейская платформа
<b>НРМр</b>	Район Норвежского моря	Норвежская плита
<b>НРр</b>	Норвежский район	Скандинавский складчато-надвиговый пояс
<b>ФСр</b>	Фенноскандинавский район	Фенноскандинавский щит
<b>КМр</b>	Кольско-Мезенский район	Кольско-Беломорский и Мезенский блоки
<b>БПо</b>	Баренцевоморско-Печорская область	Тимано-Печорская и Баренцевоморская плиты
<b>ЗБр</b>	Западно-Баренцевский район	Свальбардская плита
<b>ЦБр</b>	Центрально-Баренцевский район	Область Центрально-Баренцевских поднятий
<b>ВБр</b>	Восточно-Баренцевский район	Восточно-Баренцевский прогиб
<b>ЗФир</b>	Район Земли Франца-Иосифа	Поднятие Земли Франца-Иосифа
<b>ТМр</b>	Тиманский район	Тиманский кряж (поднятие)
<b>ПЧр</b>	Печорский район	Печорская синеклиза
<b>ЗСо</b>	Западно-Сибирская область	Восточно-Уральский складчатый пояс, Западно-Сибирская плита
<b>ЮКр</b>	Южно-Карский район	Южно-Карский блок
<b>УХр</b>	Уральско-Хантымансийский район	Восточно-Уральский складчатый пояс, Увал-Хантымансийский блок
<b>ЦЗСр</b>	Центрально-Западносибирский район	Центрально-Западносибирская складчатая система (блок)
<b>ПЕр</b>	Приенисейский район	Приенисейская складчатая система (блок)
<b>СБо</b>	Сибирская область	Сибирская платформа
<b>СКр</b>	Северо-Карский район	Северо-Карский блок
<b>ТХр</b>	Таймыро-Хатангский район	Таймырский складчатый пояс, Енисей-Хатангский прогиб
<b>ТНр</b>	Тунгусский район	Тунгусский блок
<b>КЧр</b>	Котуйско-Чонский район	Маганский блок
<b>АНр</b>	Анабарский район	Анабарский блок
<b>ОЛр</b>	Оленёкский район	Оленёкский блок
<b>АЛр</b>	Алданский район	Алданский блок
<b>ХДр</b>	Хандыгский район	Предверхоянский (Хандыгский) прогиб
<b>ВЛр</b>	Вилуйско-Патомский район	Вилуйско-Патомский авлакоген
<b>ВЧо</b>	Верхояно-Чукотская область	Верхояно-Чукотская складчато-надвиговая область
<b>ВРр</b>	Верхоянский район	Верхоянская складчато-надвиговая система
<b>ОХр</b>	Охотский район	Охотский блок
<b>КЛр</b>	Кольимский район	Верхояно-Кольимская складчато-надвиговая система
<b>ОМр</b>	Омолонский район	Омолонский блок (массив)
<b>ЧКр</b>	Чукотский район	Чукотская складчатая система
<b>ЧЮо</b>	Чукотско-Юконская область	Чукотско-Сьюардская складчато-надвиговая система
<b>ВЮКр</b>	Восточно-Юконский район	Восточно-Чукотско-Сьюардский блок, блок Юкон-Коюкук
<b>ЮКр</b>	Юконский район	Центрально-Аляскинский и Руби блоки
<b>ЦАо</b>	Центрально-Арктическая область	Амеразийский бассейн
<b>ЛМр</b>	Лаптевоморский район	Лаптевоморская плита
<b>ДМр</b>	Район Де-Лонга – Макарова	Поднятие Де-Лонга, хребет Ломоносова, западная часть поднятия Альфа, котловины Подводников и Макарова
<b>АЧр</b>	Альфа-Чукотский район	Чукотское плато, поднятие Альфа-Менделеева
<b>КБр</b>	Район Канадского бассейна	Канадская котловина

Индекс на схеме	Районирование потенциальных полей (названия таксонов)	Тектоническое районирование (названия структур)
<b>БКр</b>	Брукс-Колвиллский район	Брукский складчато-надвиговый пояс, бассейн Колвилл
<b>ВРр</b>	Врангелльский район	Врангелёвско-Геральдская, Анюйско-Чукотская складчато-надвиговые системы
<b>СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ</b>		
<b>ИСо</b>	Иннуит-Свердрупская область	Иннуитский складчатый пояс, Свердрупский бассейн
<b>СВр</b>	Свердрупский район	Свердрупский бассейн, плато Джесуп
<b>ИНр</b>	Иннуитский район	Иннуитский складчатый пояс
<b>АЛо</b>	Аляскинская область	Аляскинский мегаблок (супертеррейн)
<b>НЛр</b>	Нест-Лаврентьевский район	Нест-Лаврентьевский (Тогиак-Коюкук) блок
<b>ТЮКр</b>	Танана-Юконский район	Юконский блок
<b>АХр</b>	Район Аляскинского хребта	Складчатый пояс Аляскинского хребта
<b>БХр</b>	Район Берегового хребта	Складчатый пояс Берегового хребта
<b>СМр</b>	Район Селвин-Маккензи	Складчатый пояс Селвин-Маккензи
<b>КНо</b>	Канадская область	Северо-Американская платформа
<b>ИНр</b>	Район Интериор	Платформа Интериор
<b>СЛр</b>	Район Слэйв	Блок Слэйв
<b>АМр</b>	Район Амундсен	Блок Амундсен
<b>ТТр</b>	Трансгудзонский район	Трансгудзонский складчатый пояс
<b>Рр</b>	Район Рае	Блок Рае
<b>ХРр</b>	Район Херн	Блок Херн
<b>УНр</b>	Район Унгава	Блок Унгава
<b>ТТр</b>	Район Телтсон-Телон	Складчатый пояс Телтсон-Телон
<b>ФКр</b>	Район Фокс	Блок Фокс
<b>ГРо</b>	Гренландская область	Гренландский щит, Восточно-Гренландский складчатый пояс
<b>ЦГр</b>	Центрально-Гренландский район	Гренландский щит
<b>ВГр</b>	Восточно-Гренландский район	Восточно-Гренландский складчато-надвиговый пояс
<b>ПРОВИНЦИЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ</b>		
<b>БЛо</b>	Баффин-Лабрадорская область	Баффин-Лабрадорский океанический бассейн
<b>ЛБр</b>	Лабрадорский район	Лабрадорский бассейн
<b>БФр</b>	Район Баффина	Бассейн Баффин-Бэй
<b>НГОо</b>	Норвежско-Гренландская океаническая область	Норвежско-Гренландский океанический бассейн
<b>РКр</b>	Рейкьянесский район	Исландский бассейн, хребет Рейкьянес, бассейн Ирмингер
<b>ГИФр</b>	Гренландско-Исландско-Фарерский район	Гренландско-Исландский и Исландско-Фарерский хребты, Исландское плато
<b>КАр</b>	Колбейнсей-Аегирский район	Гренландский и Норвежский бассейны, хребты Колбейнсей, Эвир
<b>ХМр</b>	Район хребта Мона	Хребет Мона
<b>ХКр</b>	Район хребта Книповича	Хребет Книповича
<b>ЕОо</b>	Евразийская океаническая область	Евразийский океанический бассейн
<b>ННр</b>	Район Нансена	Бассейн Нансена
<b>ХГр</b>	Район Гаккеля	Хребет Гаккеля
<b>АМр</b>	Район Амундсена	Бассейн Амундсена
<b>ТИХООКЕАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ</b>		
<b>БМо</b>	Берингоморская область	Берингоморский блок
<b>ККо</b>	Корякско-Камчатская область	Корякско-Камчатская складчатая область



Кору Земли обычно представляют как твердую внешнюю сиалическую оболочку, расположенную выше границы Мохо. Сведения о толщине коры играют важную роль при изучении глубинной структуры Земли. Знание толщины земной коры необходимо при сейсмических и глобальных геофизических построениях для расчета соответствующих поправок, а в геологических интерпретациях важно знать толщину коры для структурных и геодинамических построений. При изучении переходных областей от материков к океанам изменения толщины земной коры часто становятся главным критерием определения материковых и океанических типов коры. Мощность коры определяется в первую очередь сейсмическими методами. Общепринятой является методика глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), в которой за подошву коры принимается граница Мохо (М), устанавливаемая по данным преломленных и закритически отраженных волн [Mooney, 2007]. Иногда основание коры определяется в сейсмических профилях, полученных методом отраженных волн (МОВ ОГТ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) [Сулейманов и др., 2007]. В отсутствие сейсмических данных мощность земной коры оценивается с помощью корреляционной связи между глубиной границы М, топографией и аномалиями Буге [Деменицкая 1967; Кунин, Гончарова, Семенова, 1987].

Представленная карта мощности земной коры создана в рамках международного проекта Атласа геологических карт приполярной Арктики при содействии Комиссии по Геологической карте мира [Петров и др., 2015]. Для этой цели использовались все имеющиеся глубинные сейсмические профили к северу от 60° с. ш. В массив данных вошло более 300 сейсмических профилей общей протяженностью свыше 140 000 км. Приблизительно 75% этих профилей получено при исследованиях с применением ГСЗ, а остальные представлены глубинными сейсмическими профилями по методам МОВ ОГТ и МОВЗ.

Карта мощности коры составлялась в несколько этапов [Кашубин и др., 2011; Kashubin et al., 2014]. Вначале на карту были нанесены значения глубин для границы М, полученные из сейсмических разрезов с интервалом 25 км. Всего на основании сейсмических и сейсмологических данных на карту было нанесено 5500 значений в пределах Циркумполярной Арктики. Использовались цифровые карты аномального гравитационного поля [Gaina et al., 2010] и карты глубин морского дна (IBCAO, версия 2.23) для определения значений глубин границы М ( $Z_m$ ) в пространстве между профилями и обширными площадями, по которым сейсмические данные отсутствовали. Значения  $Z_m$  рассчитывались с применением корреляционных уравнений [Кашубин и др., 2011]. Финальная карта представлена в виде цифровой модели  $Z_m$  с размером ячейки 10×10 км для всего района исследований. При пересчете значений  $Z_m$  на унифицированные значения погрешность интерполяции оценивалась путем сравнения интерполированных и исходных данных в 3600 точках, где значения глубин были определены на основании сейсмических данных. Среднеквадратическое отклонение интерполированных значений от исходных составило ±1,7 км, а интервал между изолиниями на полученной карте равняется 5 км. После вычитания морских глубин

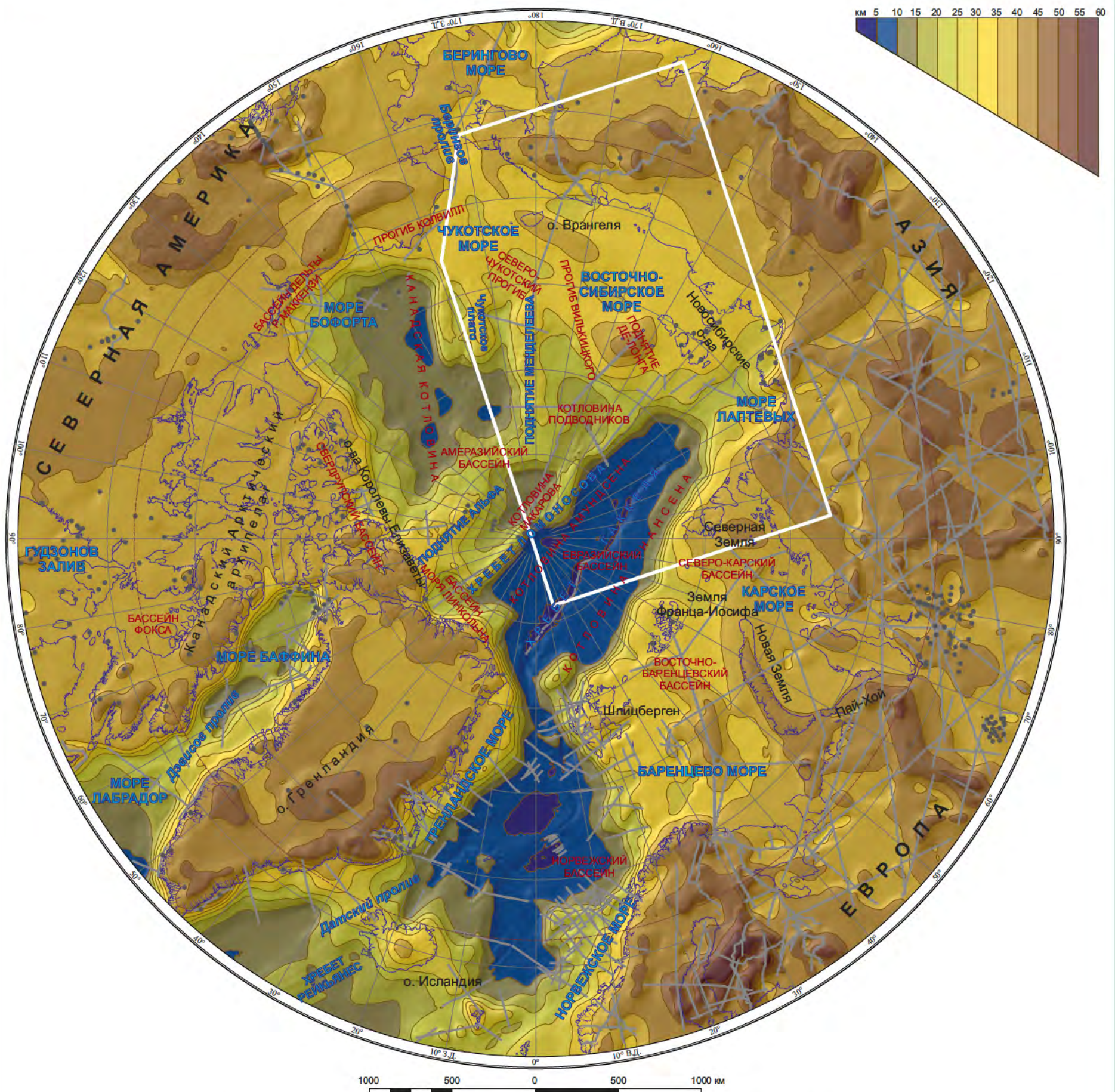
и внесения поправок на наземную высоту наблюдений карта значений глубин границы М была преобразована в карту мощности земной коры Циркумполярной Арктики.

Эта карта отличается от глобальной модели CRUST 2.0, построенной ранее для этого региона [Laske, Masters, Reif, 2000], значительно большей детализацией, поскольку, во-первых, при ее создании было использовано гораздо больше новых сейсмических данных и, во-вторых, в этой работе не применялось глобальное усреднение значений. Как видно на представленной карте, мощность земной коры в Циркумполярной Арктике меняется от 5–10 км в пределах Норвежско-Гренландского и Евразийского океанических бассейнов до 55–60 км в Скандинавии и на Урале. Области океанической и континентальной коры определены на карте мощности земной коры весьма уверенно, а размер и конфигурация отдельных районов латеральной изменчивости мощности вполне сопоставимы с размерами региональных геологических структур. Таким образом, новая карта не только пригодна для внесения поправок при сейсмологических и глобальных геофизических построениях, но может применяться и для тектонических построений в Арктическом бассейне.

Главное в карте мощности коры Арктического бассейна – структура области Центрально-Арктических поднятий, включающей хр. Ломоносова, поднятие Альфа-Менделеева, котловины Подводников и Макарова, Чукотское плато и хр. Нортвинд. Для карты мощности земной коры Центрально-Арктических поднятий и области сочленения со структурами евразийской и североамериканской материковых окраин использовались результаты новейших российских и зарубежных глубинных сейсмических исследований (Трансарктика-1989–92, Арктика-2000, Арктика-2005, Арктика-2007, LORITA-2006, ARTA-2008, Арктика-2012) [Jackson et al., 2010; Funck, Jackson, Shimeld, 2011; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; 2011; Поселов и др., 2011].

Сейсмические данные указывают на то, что область Центрально-Арктических поднятий имеет наименьшую степень деструктивных трансформаций материковой коры. Налицо только ее утонение, вызванное рифтогенными процессами в континентальной земной коре, при сохранении вертикальной слоистой структуры. Так, на хр. Ломоносова мощность земной коры составляет от 17 до 19 км с равным соотношением верхней и нижней коры. В котловинах Подводников и Макарова толщина коры изменяется в широком диапазоне – от 19–21 км в южной части котловины Подводников до 7–8 км в северной части котловины Макарова. На поднятии Менделеева общая мощность коры равна 31–34 км, а верхняя часть коры изменяется в пределах 4–7 км. Имеющиеся геологические и геофизические данные [Grantz et al., 2011; Кабаньков и др., 2004] указывают на то, что хр. Нортвинд и Чукотское плато – относительно малопогруженный выступ материковой коры.

Таким образом, область Центрально-Арктических поднятий, евразийская и североамериканская континентальные окраины – это совокупность континентальных геологических структур с общей историей геологического развития. Подразделение этих структур на шельфовую и материковую части было вызвано неотектоническим погружением центральной части Северного Ледовитого океана.



Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики [Кашубин и др., 2011; Kashubin et al., 2014].  
 Сейсмические профили и сейсмические станции, использованные при составлении карты, показаны серыми линиями  
 и точками соответственно

Согласно современным представлениям, основанным прежде всего на геофизических данных, океаническая и континентальная кора различаются по основным физическим свойствам, в том числе плотности, мощности, возрасту и химическому составу. Континентальная кора характеризуется средней мощностью около 40 км, плотностью  $2,84 \text{ г/см}^3$  и средним возрастом в 1500 млн лет, тогда как у океанической коры средняя мощность составляет от 5 до 7 км, плотность около  $3 \text{ г/см}^3$ , и на всей площади она моложе 200 Ма. Общеизвестно, что океаническая кора в основном состоит из толеитовых базальтов, сформированных быстро остывающей магмой, тогда как континентальная кора, имеющая долгую историю развития, отличается более кислым составом [Блюман, 2011].













Проведенные в различных регионах мира, на материках и в океанах глубинные сейсмические исследования позволяют определить основные схемы скоростной модели коры и их изменчивость в зависимости от тектонической обстановки и истории развития региона. Широко обсуждаются характерные особенности скоростных моделей коры, их отношение к тектонической структуре и истории развития различных геологических структур [Белоусов, Павленкова, 1989; Meissner, 1986; Mueller, 1977; Mooney, 2007; McNutt & Caress, 2007]. Попытки определить основные типы коры предпринимались неоднократно. Они основывались на значениях мощности коры и скоростях сейсмических волн в коре.

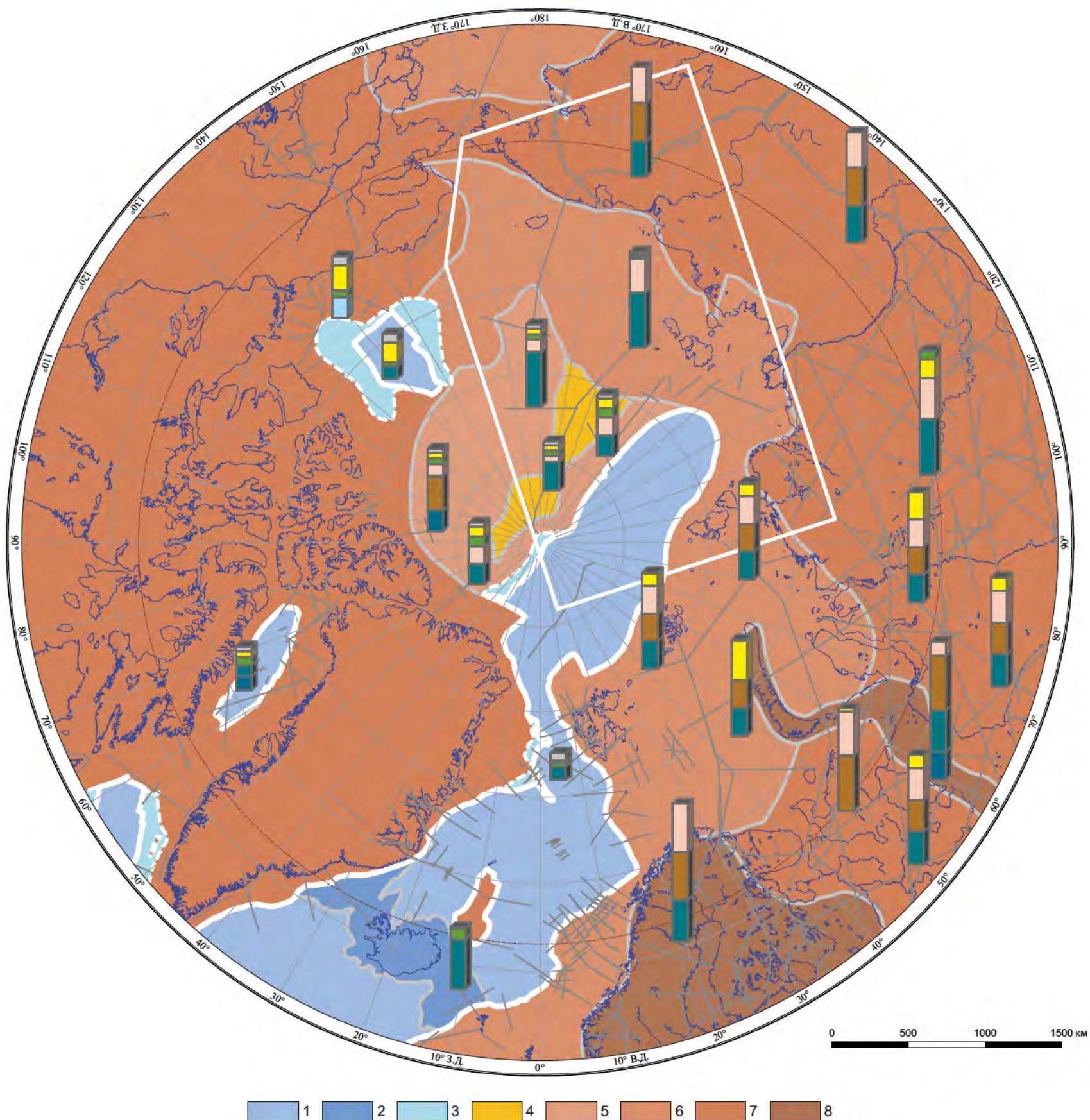
Согласно этим параметрам, характерные особенности континентальной коры следующие: большая мощность (обычно более 25–30 км) и присутствие в консолидированной коре мощного (до 10 км и более) верхнего слоя со скоростью продольных волн  $5,8\text{--}6,4 \text{ км/с}$ . Этот слой часто называют гранито-гнейсовым. Океаническая кора тонкая (как правило, менее 8–10 км), гранитного слоя в ней нет, и она почти полностью представлена породами со скоростью сейсмических волн свыше  $6,5 \text{ км/с}$ .

Детальные сейсмические съемки активных и пассивных континентальных окраин и океанических поднятий показали, что кроме типичной континентальной и океанической коры распространена также кора с промежуточными параметрами. Она характеризуется толщинами от 10 до 30 км, и в ней существенно уменьшен или полностью отсутствует гранито-гнейсовый слой. Отнесение этой коры к океаническому или континентальному типам нередко сомнительно, и отдельные исследователи предложили определять эту кору как особый тип – промежуточная, или переходная [Белоусов, Павленкова, 1989], но большинство исследователей предлагают применять в тектонических построениях два основных генетических типа коры Земли – континентальный и океанический.

Исходя из общепринятых характеристик сейсмической скорости для океанической и континентальной коры, в Циркумполярной Арктике можно выделить несколько типов земной коры, которые представлены на карте типов земной коры [Кашубин и др., 2013; Петров и др., 2015].

Обобщенные модели строения и скоростные параметры океанической и континентальной земной коры [Кашубин и др., 2013]

Океаническая кора			Vp, км/с	Континентальная кора		
Основные слои		Vp/Vs		Vp/Vs	Основные слои	
Вода		–	1,45–1,50	–		Вода
Осадки		2,1–2,5	2,0–4,5	2,1–2,5		Осадки
2-й слой океанической коры		1,8–2,2	4,2–6,0	1,7–2,1		Базальты, переслаивающиеся с осадками или складчато-метаморфический слой
–	–	–	5,8–6,4	1,69–1,73		Верхняя кора
–	–	–	6,3–6,7	1,73–1,75		Средняя кора
3-й слой океанической коры		1,81–1,87	6,6–7,2	1,75–1,77		Нижняя кора
Коромантийный слой		1,78–1,84	7,2–7,6	1,78–1,84		Коромантийный слой



Карта типов земной коры Циркумполярной Арктики [Kashubin et al., 2013; Petrov et al., 2015]

1–2 – океаническая земная кора: 1 – нормальная кора спрединговых бассейнов; 2 – утолщенная кора океанических плато и горячих точек; 3 – редуцированная кора глубоких впадин; 4–8 – континентальная земная кора: 4 – утоненная кора подводных рифтов и котловин; 5 – утоненная кора подводных хребтов и поднятий; 6 – маломощная кора шельфовых морей; 7 – нормальная кора платформ и складчатых систем; 8 – мощная кора щитов и коллизийных областей. Серыми линиями показаны профили МПВ, ГСЗ; типовые колонки земной коры даны в соответствии с обобщенными скоростными параметрами, приведенными в таблице

Геотрансект протяженностью 7600 км через Циркумполярную Арктику построен по линии, соединяющей сейсмические геотраверсы ГСЗ: 1-EV – 1-AR – Трансарктика-92 – Арктика-2000 – Арктика-2005–5-AR–2-DV (5400 км) от Петрозаводска на западе до Магадана на востоке. В него входят скоростные и плотностные модели и геолого-геофизические разрезы. На геотрансекте показаны: подошва осадочного чехла (В), подошва верхней коры (L), подошва земной коры – поверхность М (Мохоровичича). При определении границ указаны параметры скорости  $V_p$ : осадочный чехол – 2,0–4,5 км/с; верхняя кора – 5,8–6,4 км/с; средняя кора – 6,3–6,7 км/с; нижняя кора – 6,6–7,2 км/с; верхняя мантия – 7,8–8,4 км/с. Геолого-геофизический разрез пересекает Балтийский щит, Евразийский океанический бассейн с эоценовой, олигоценно-раннемиоценовой и позднемииоценовой – четвертичной океанической корой (мощностью менее 10 км) и складчатые районы Северо-Восточной России.

Карельский регион имеет мощную (до 45 км) трехслойную кору и корово-мантийные линзы большой плотности и скорости как свидетельство андерплейтинга и мафического-ультрамафического магматизма.

Пассивные континентальные окраины Евразийского океанического бассейна – Баренцево-Карский шельф, Лаптевский рифт и погруженный Американо-Азиатский бассейн с хр. Ломоносова и поднятием Альфа-Менделеева отличаются маломощной корой.

Поднятие Альфа-Менделеева характеризуется параметрами скорости и плотности, позволяющими представить его как тектонический блок с трехслойной корой мощностью 30 км с осадочным чехлом позднего докембрия и палеозоя под позднемезозойскими и кайнозойскими отложениями и базальтами HALIP. Мощность коры здесь максимальна для области Центрально-Арктических поднятий. В подошве нижней коры наблюдаются местные участки высокой скорости и высокой плотности, подобные корово-мантийному комплексу. Это позволяет предположить наличие мафических магматических очагов под обширным базальтовым ареалом HALIP, интерпретируемых

по характерному магнитному полю. Базальты на поднятии Альфа к северу от геотрансекта датируются меловым периодом (82 млн лет). Супракрустальный комплекс позднедокембрийских и палеозойских отложений, как предполагается, находится в пределах акустического фундамента поднятия Менделеева.

Сходство структуры коры поднятия Альфа-Менделеева и карельской области позволяет предположить присутствие раннедокембрийских тектонических блоков в фундаменте поднятия. Это допущение подтверждается изотопными датировками образцов пород морского дна, взятых в ходе экспедиций «Арктика-2000» и «Арктика-2005». Куски гранитогнейсов, вынутые и поднятые коробчатыми или поршневыми пробоотборниками на хр. Менделеева, показали возраст 2,7; 2,6; 2,3 и 1,9 млрд лет; фрагменты габбродолерита демонстрируют возраст  $790 \pm 20$  и  $2650$  млн лет (из зерен чужеродного циркона). Палеозойские песчаники и кварциты (430–300 млн лет) с поднятия Менделеева также содержат архейские (3,1 млрд лет) обломочные цирконы, указывающие на участие в формировании этих пород раннедокембрийских источников обломочного вещества.

Лаптевоморская часть хр. Ломоносова, пересекаемая геотрансектом, отличается двухслойной структурой и более тонкой (около 25 км) земной корой. Обломки гнейсо-гранитов, поднятые со дна моря поршневым пробоотборником (отбор геологических проб со склона отрога Геофизиков), также показали более молодой возраст ( $1139 \pm 15$ ;  $688 \pm 5$ ;  $448,7 \pm 4$ ;  $407,5 \pm 5,1$  млн лет), чем пробы гранитов на поднятии Менделеева. Скорость и плотность нижней коры заметно меньше, чем на поднятии Менделеева.

По основным параметрам консолидированная кора в районе хр. Ломоносова сходна с маломощной корой орогенных поясов Северо-Восточной России, которые пересекаются геотрансектом в пределах Верхоянско-Колымской и Анюйско-Чукотской складчатых областей. К структурам последней также принадлежит расположенный в пределах шельфовой зоны (южнее поднятия Менделеева) Северо-Чукотский бассейн.

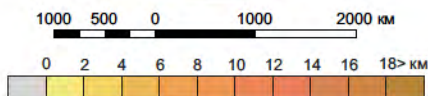
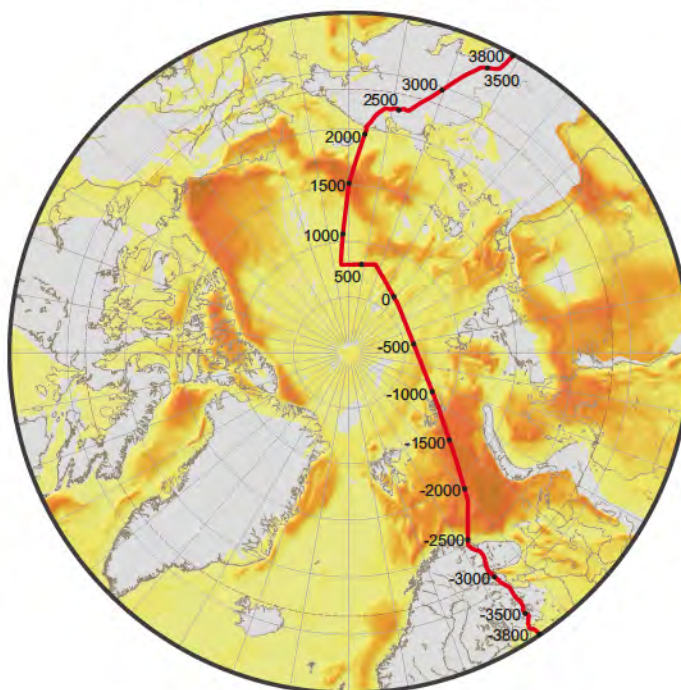




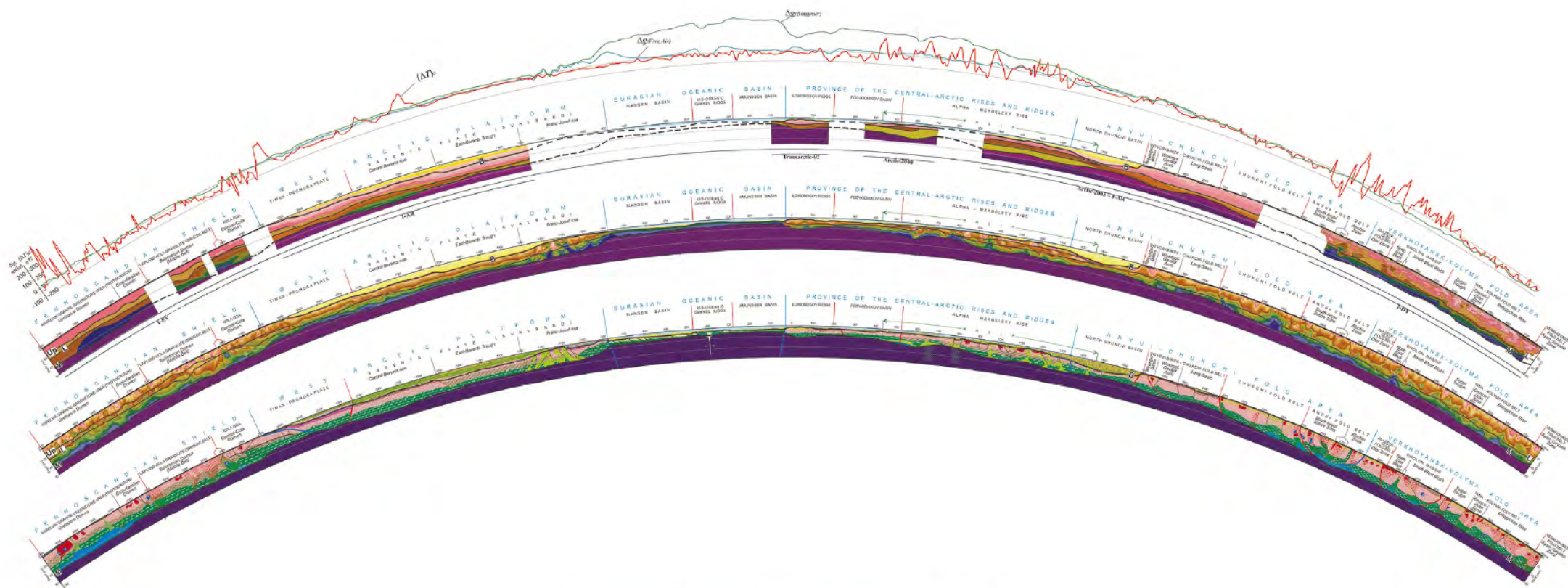
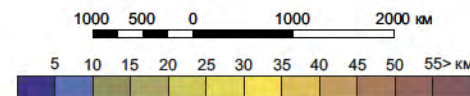
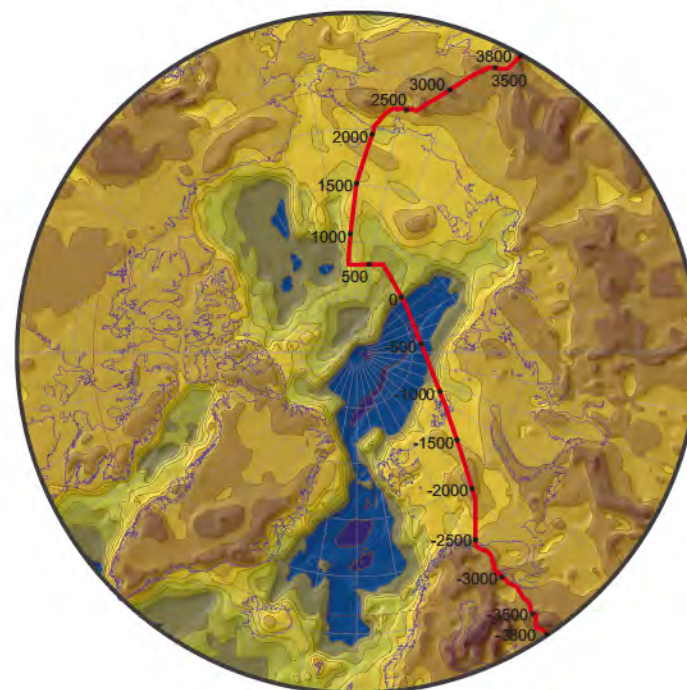
Положение геотрансекта



Мощность осадочного чехла



Мощность земной коры



Геотрансект через Циркумполярную Арктику

Под осадочным чехлом обычно подразумевают последовательность осадочных, недислоцированных (слабодислоцированных) и неметаморфизованных пород, характеризующихся пологим падением, которые слагают верхнюю часть земной коры. Как правило, на материках осадочный чехол залегает на консолидированной коре, а в океанах – на втором океаническом слое. Однако в некоторых осадочных бассейнах между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом находятся промежуточные комплексы, представленные в различной степени метаморфизованными и дислоцированными осадками. Иногда эти породы включают в осадочный слой [Gramberg et al., 2001], но чаще их считают образованиями так называемого промежуточного структурного яруса [Поселов, Аветисов, Каминский, 2011; Поселов, Жолондз, Трухалев, 2012]. В геологической картографии мощность осадков, залегающих на фундаменте различного возраста, обозначается изопакитами.

Как правило, осадочный чехол уверенно определяется в сейсмических разрезах по характеру сейсмограмм и значениям скоростей упругих волн, поэтому сейсмические методы играют важнейшую роль в изучении осадочного чехла. Во временных сейсмических разрезах МОВ ОГТ подошва осадочного чехла обычно фиксируется по резкой смене протяженных и субгоризонтально ориентированных осей синфазности, прерывистым разнонаправленным полем отражающих границ или полным прекращением структурированной сейсмической записи. Этот горизонт, обозначаемый в профилях МОВ ОГТ как акустический фундамент, обычно совпадает с границей скорости первого порядка, определяемой при наблюдениях по методу продольных волн, ГСЗ и соответствующей резкому повышению значений скорости продольных волн – от менее 3,5–4,0 км/с до 5,0 км/с и выше. Как правило, подошва осадочного чехла по сейсмическим данным определяется этими параметрами.

Карта мощности осадочного чехла Приполярной Арктики составлена в рамках международного проекта «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики», выполняемого при поддержке Комиссии по Геологической карте мира [Petrov et al., 2016]. Карта составлена на основе всех имеющихся карт недавнего времени, отражающих структуру осадочного чехла и сейсмических разрезов [Gramberg et al., 2001; Geissler & Jokat, 2004; Smelror et al., 2009; Grantz et al.,

2011a,b; Drachev, Malyshev, Nikishin, 2010; Divins, 2008; Laske & Masters, 1997; Поселов, Аветисов, Каминский, 2011; Поселов, Жолондз, Трухалев, 2012; Artemieva & Thybo, 2013]. Все данные о мощности осадочного чехла, собранные из различных источников, были преобразованы в единую систему координат и представлены единым гридом с размером ячейки 5×5 км. На участках перекрытий исходных карт предпочтение отдавалось более детальным исследованиям. Площади, по которым нет сейсмических данных, заполнялись с помощью интерполяции, используя глобальную модель CRUST1.0, построенную на матрице с ячейкой 1×1 градус [Laske et al., 1997].

В представленном виде карта может служить фактологической основой для распределения мощности осадков в арктическом регионе при анализе геологической структуры и тектонической эволюции Арктики. Структура осадочного чехла отражает расположение рифтовых систем в материковых окраинах и орогенных поясах, а также позволяет устанавливать границы осадочных бассейнов.

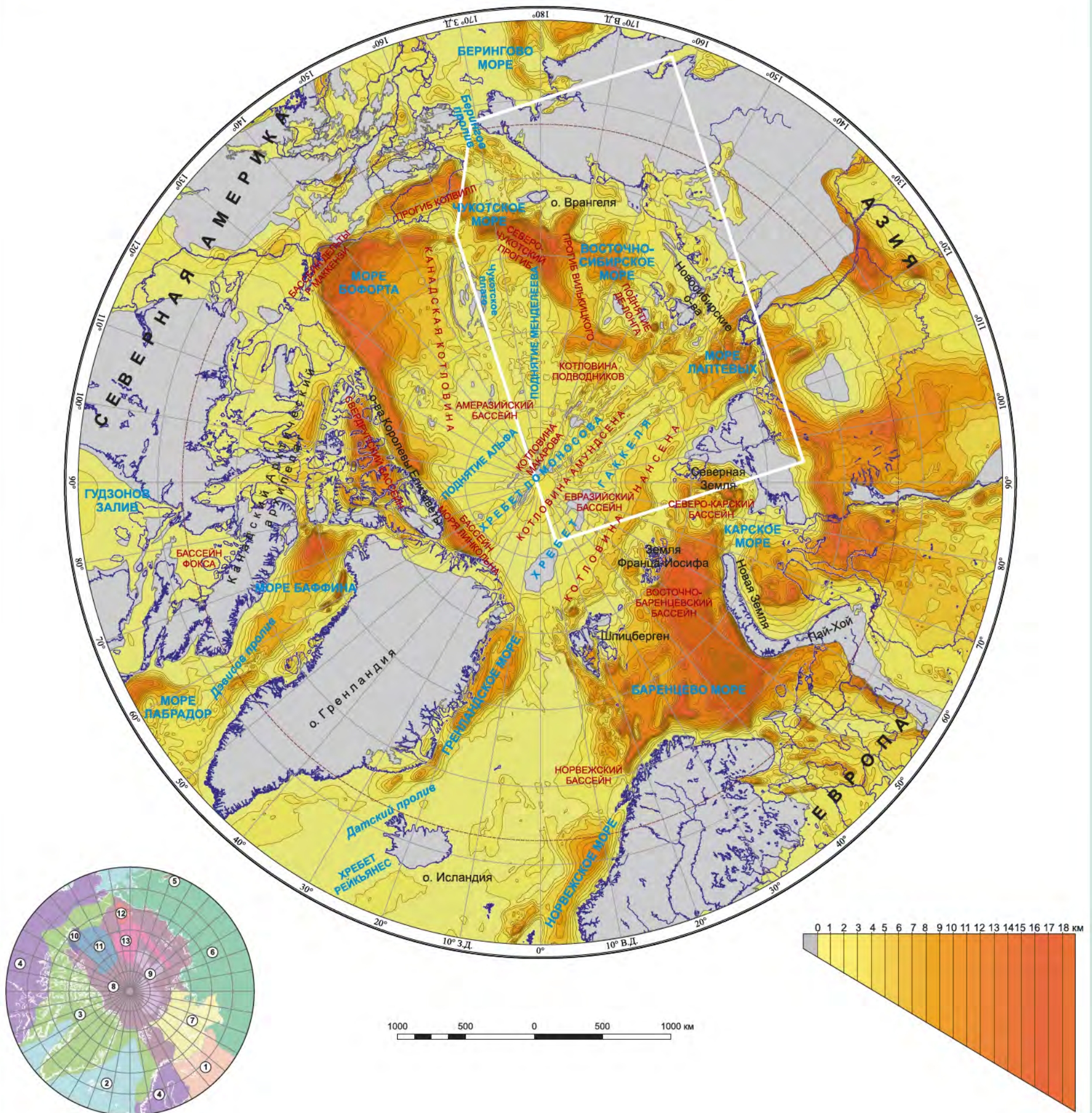
Осадочный чехол Арктики, включающий общую мощность недеформированных последовательностей пород, залегающих на тектоническом фундаменте, обнаруживает пояс глубоководных и окраинных шельфовых бассейнов (Восточно-Баренцевский бассейн – Северо-Карская впадина, бассейн Вилькицкого – Северо-Чукотский бассейн, прогиб Колвилл, море Бофорта – дельта р. Маккензи, бассейн Свердруп и бассейн моря Линкольна и т. п.). В этих бассейнах осадочный чехол достигает 18–20 км.

Система субмеридиональных глубоководных бассейнов (Евразийский бассейн – море Лаптевых, котловина Макарова – котловина Подводников – бассейн Де-Лонга и др.) с осадочным чехлом 6–10 км, очевидно, является более молодой системой, наложенной на палеозойско-мезозойские котловины и впадины шельфовых окраин.

Мощность осадочного чехла снижается до 1 км и менее на хребтах, разделяющих бассейны (хр. Ломоносова – Новосибирские острова, поднятие Альфа-Менделеева – о. Врангеля), где отмечены выходы фундамента разного возраста формирования и складчатости. Среди поднятий следует отметить хр. Гаккеля как одну из самых молодых океанических спрединговых систем с выходами кайнозойского океанического фундамента, которая формируется в осевой части Евразийского осадочного бассейна.

#### Карта мощности осадочного чехла Циркумполярной Арктики [Petrov et al., 2015]

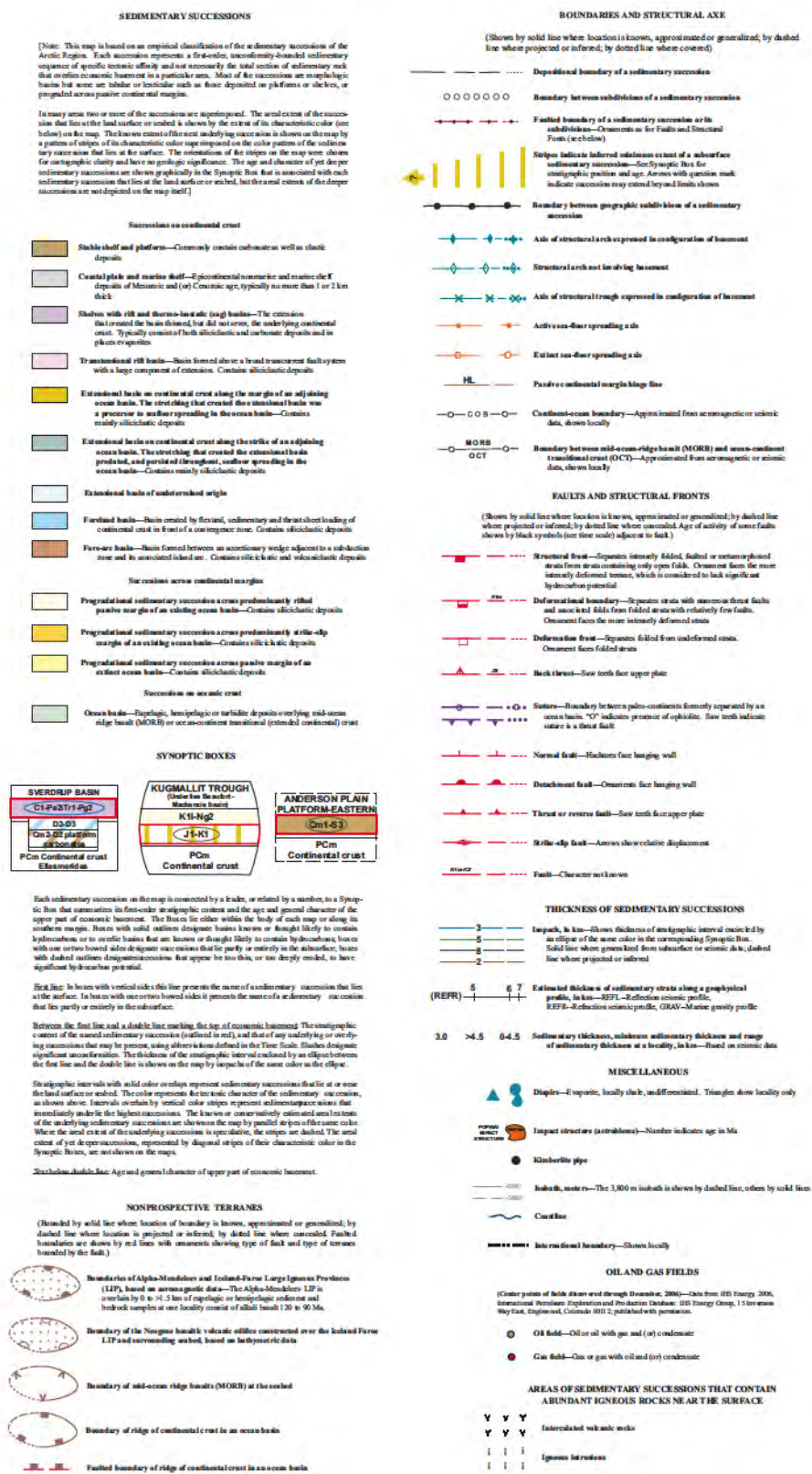
Схема авторских материалов: 1 – Эринчек Ю.М. и др., 2002 (фондовые материалы). Карта рельефа разновозрастного фундамента Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской провинции; 2 – Divins D.L., 2003 (неопубликованные данные). NGDC Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas; 3 – Grantz A. et al., 2010. Map showing the sedimentary successions of the Arctic Region that may be prospective for hydrocarbons; 4 – Laske G. & Masters G.A., 2010. Global Digital map of Sediment Thickness; 5 – Сакулина Т. С. и др., 2011. Осадочные бассейны Охотоморского региона; 6 – Шокальский С.П. и др., 2010 (фондовые материалы). Схематическая карта мощности осадочного чехла Урала, Сибири и Дальнего Востока; 7 – Сакулина Т.С. и др., 2011 (фондовые материалы). Карта мощности осадочного чехла Баренцево-Карского региона; 8 – Поселов и др., 2012. Карта мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана; 9 – Ставров и др., 2011 (фондовые материалы). Карта мощности осадочного чехла масштаба 1:5 000 000; 10 – Kumar N. et al., 2010 (неопубликованные данные). Tectonic and Stratigraphic Interpretation of a New Regional Deep-seismic Reflection Survey offshore Banks Island; 11 – Mosher D.C. et al., 2012 (неопубликованные данные). Sediment Distribution in Canada Basin; 12 – Петровская Н.А. и др., 2008 (фондовые материалы). Основные черты геологического строения российского сектора Чукотского моря; 13 – Винокуров И.Ю. и др., 2013 (фондовые материалы). Мощность осадочного чехла по результатам сейсмического профилирования экспедиции «Арктика-2012»



Оценка нефтегазового потенциала арктического региона затруднена вследствие неполноты наших знаний о расположении, характере, возрасте и геологической обстановке осадочных последовательностей, залегающих в недрах этого обширного и недостаточно изученного региона. Задача карты осадочных бассейнов и комплексов – заполнить этот пробел, показав все

достоверно выделяемые и предполагаемые континентальные и прекрытые морскими водами осадочные последовательности в арктическом регионе (от широт 58–64° и севернее) по имеющимся современным сведениям. Карта состоит из четырех секторов – Аляска и Арктическая Канада, Восточная Сибирь, Баренцево-Карский регион и Гренландия) в общем масштабе 1:6 760 000.

## EXPLANATION



## TIME SCALE

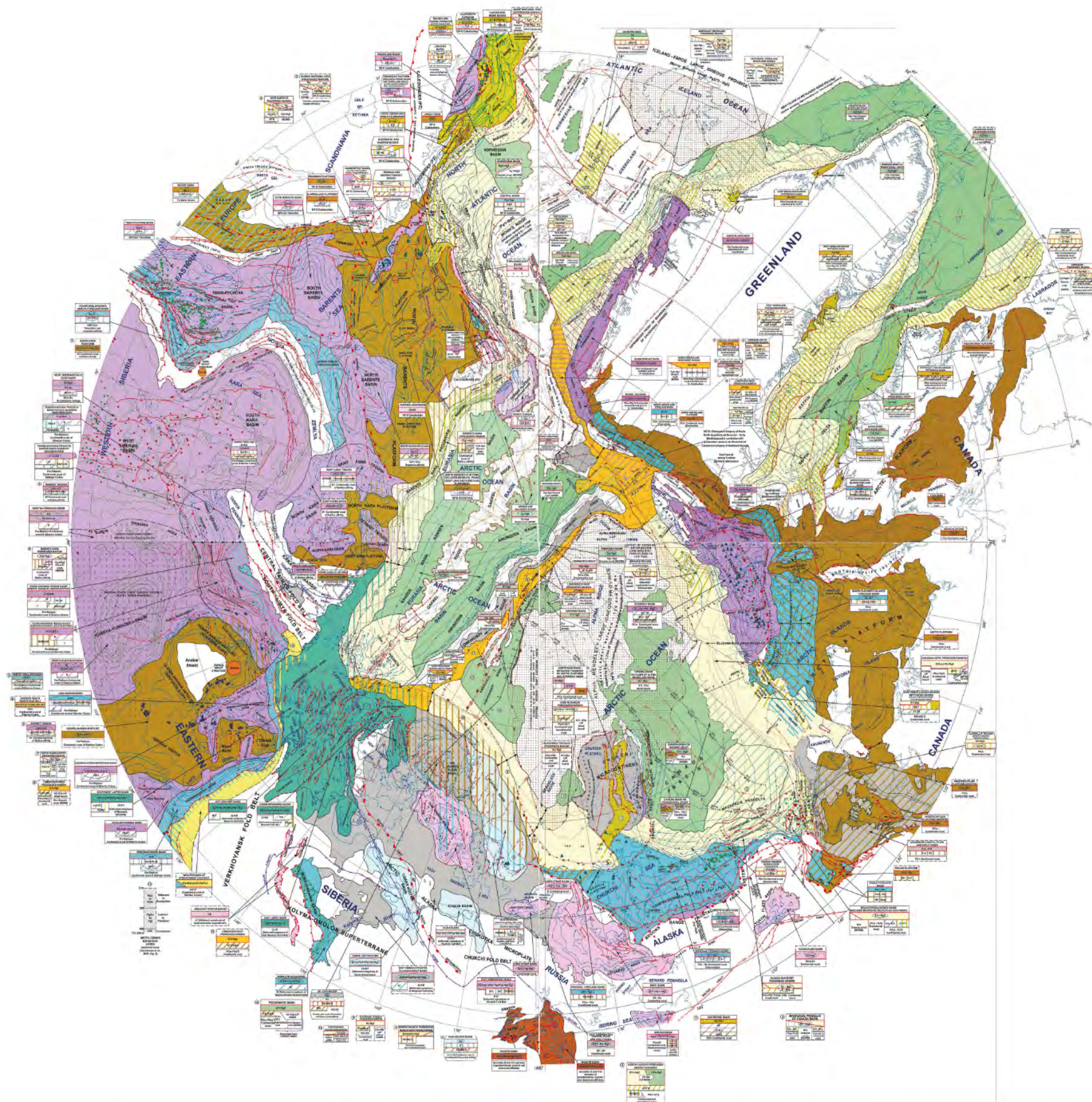
This table defines the symbols (e.g., J1) used to designate the stratigraphic position and (or) age of stratigraphic intervals and structural and tectonic features in the maps and synoptic boxes (see Explanation). For simplicity, only one set of symbols is used to designate both the age and (or) the stratigraphic position of rock sequences and tectonic events but context indicates whether a particular symbol is indicative of age or stratigraphic position. The time scale is adapted from Gradstein et al., 2004a and b.

In both the synoptic boxes and the map a lower case "e" at the end of a symbol indicates that the symbol (e.g., J2e) represents only the early/lower part of the defined time range/stratigraphic interval. A lower case "m" at the end of a symbol indicates that it represents only the middle part of the defined time range/stratigraphic interval, and a lower case "l" indicates that it represents only the late/upper part of the defined time range/stratigraphic interval.

Era	Period	Symbol	Epoch	Ma
Era	System	Symbol	Series	Ma
CENOZOIC (CZ)	NEOGENE (N)	Ng	Holocene	0
			Pleistocene	0
			Pliocene	5.3
			Miocene	23
			Oligocene	34
	PALEOGENE (P)	Pg	Eocene	56
			Paleocene	66
			Upper/Late	100
			Lower/Early	146
			Upper/Late	161
MESOZOIC (MZ)	JURASSIC (J)	J	Upper/Late	176
			Middle	200
			Lower/Early	228
			Upper/Late	245
			Middle	251
	TRIASSIC (T)	Tr	Upper/Late	260
			Middle	271
			Lower/Early	299
			Upper/Late	318
			Middle	359
PALEOZOIC (PZ)	PERMIAN (P)	Pe	Upper/Late	385
			Middle	398
			Lower/Early	416
			Upper/Late	423
			Middle	428
	CARBONIFEROUS (C)	C	Pennsylvanian	444
			Upper/Late	461
			Middle	472
			Lower/Early	488
			Priddi	501
DEVONIAN (D)	D	Upper/Late	513	
		Middle	513	
		Lower/Early	513	
		Upper/Late	513	
		Middle	513	
SILURIAN (S)	S	Upper/Late	513	
		Middle	513	
		Lower/Early	513	
		Upper/Late	513	
		Middle	513	
ORDOVICIAN (O)	O	Upper/Late	513	
		Middle	513	
		Lower/Early	513	
		Upper/Late	513	
		Middle	513	
CAMBRIAN (Cm)	Cm	Upper/Late	513	
		Middle	513	
		Lower/Early	513	
		Upper/Late	513	
		Middle	513	

PRECAMBRIAN (PCm)	NEOPROTEROZOIC (NP)	MESOPROTEROZOIC (MP)	PALEOPROTEROZOIC (PP)	PROTEROZOIC (PR)	ARCHEAN (AR)
EDUCARAN	NP3	TONIAN	STENIAN	ECTENIAN	CALUMMAN
"VENDIAN"	NP2	MP3	MP2	MP1	
"STRUTIAN"	SI	"RIPHEAN"			

Alaska - Arctic Canada Quadrant compiled by Arthur Grantz and Thomas E. Moore; Barents-Kara Quadrant by Robert A. Scott (together with James P. Howard and Stewart Sinclair of CASP); Sergey S. Drachev and Arthur Grantz; East Siberia Quadrant by Sergey S. Drachev and Arthur Grantz; and Greenland Quadrant by Thomas E. Moore and Arthur Grantz. Map produced in GIS (Geographic Information Systems) format using ESRI® ArcGIS 9.1 software. Graphical elements produced with Adobe Illustrator CS3. GIS and graphics by Zenon C. Valin.

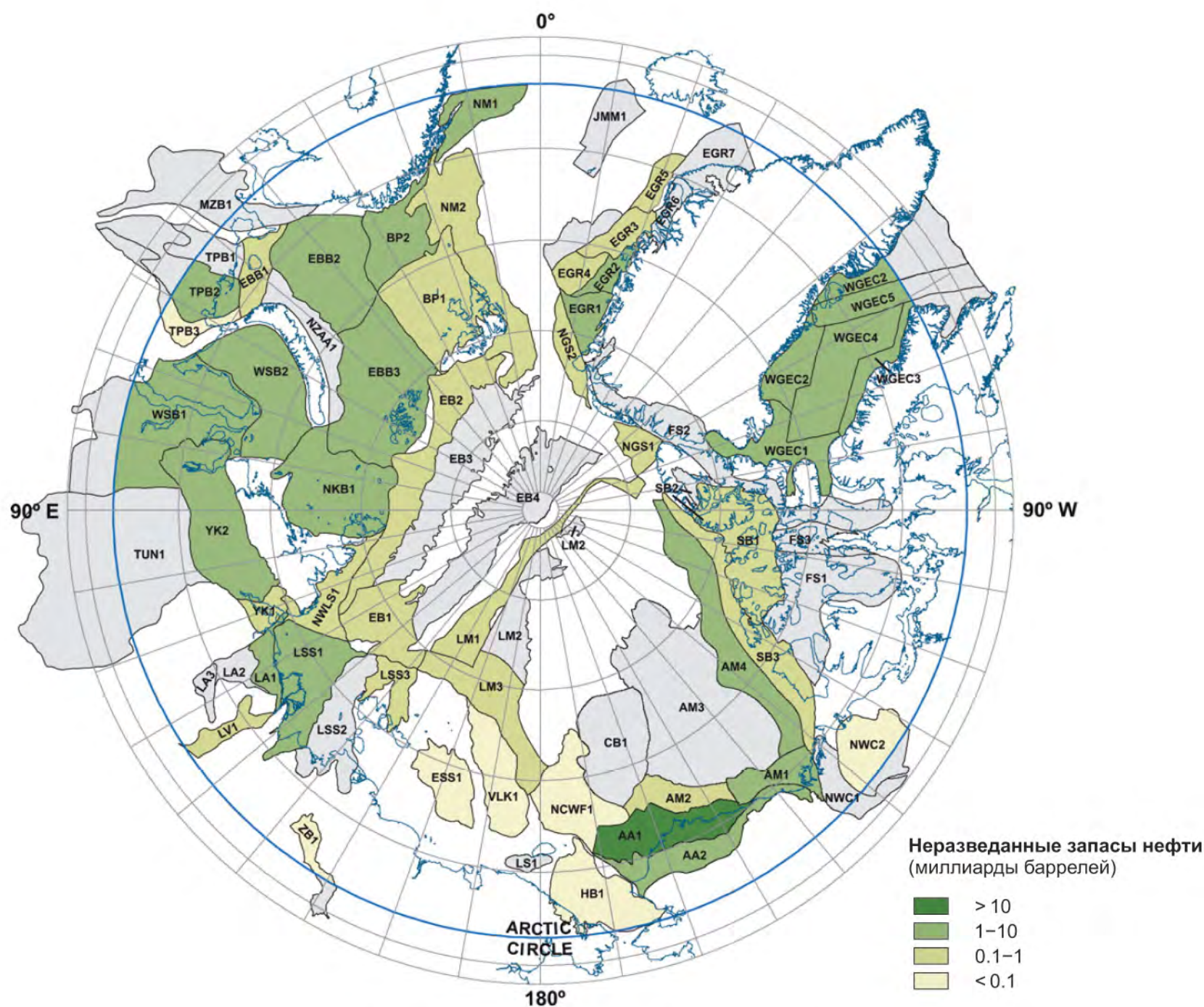


Карта осадочных бассейнов арктического региона (севернее 58°–64° с.ш.), потенциально перспективных на залежи нефти и газа [Grantz et al., 2010] (<http://www.datapages.com/AssociatedWebsites/GISOpenFiles/GrantzArcticMaps.aspx>)

**В** числе важнейших нерешенных вопросов энергоснабжения будущего – объем нефти и газа, который предстоит найти в высоких северных широтах.

Потенциал освоения ресурсов вызывает все большую заинтересованность арктических стран, нефтегазовых компаний и всех, озабоченных хрупкой окружающей средой региона. Эта озабоченность усиливается из-за начала отступления полярных льдов, которое изменяет экосистемы и улучшает перспективы легкой разведки

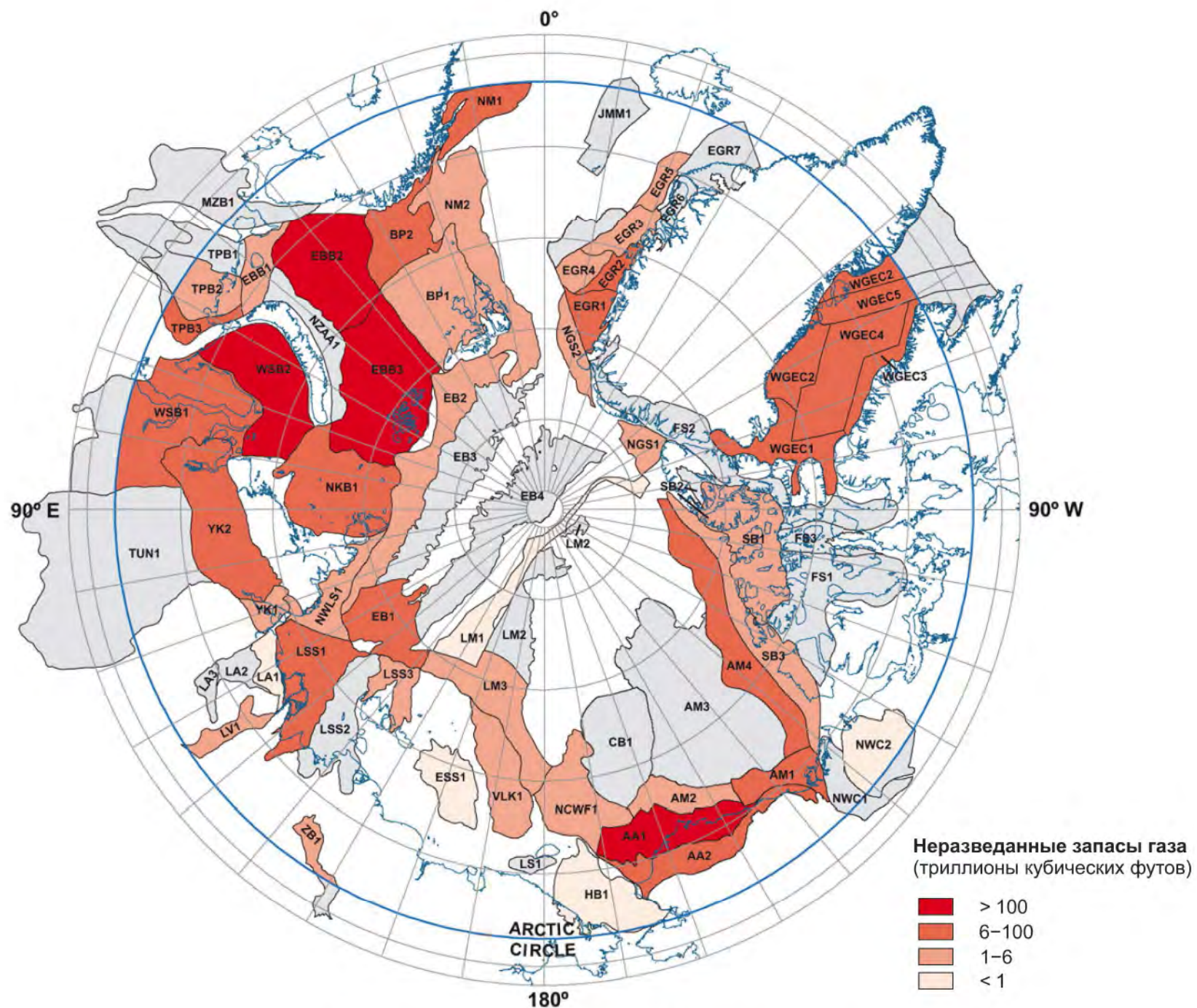
и освоения нефтегазовых ресурсов. Так или иначе, ограниченные возможности геологоразведки в других районах мира, в сочетании с техническим прогрессом, способствуют все большей привлекательности Арктики для освоения. Для общего представления о потенциале нефтегазовых ресурсов региона Геологическая служба США (USGS) провела геологическую оценку Арктики – проект CARA (Circum-Arctic Resource Appraisal), полностью находящуюся в открытом доступе [Gautier et al., 2009].



Карта оценки перспектив неразведанных извлекаемых запасов нефти. Показана оценка только для областей севернее полярного круга [Gautier et al., 2009]

**В** Приполярной Арктике может находиться около 30% мировых неразведанных запасов газа и 13% мировых неразведанных запасов нефти, в основном на шельфе под толщей воды менее 500 м. В Арктике втрое больше неразведанного газа, чем нефти, и немалая часть его расположена в России. Запасы нефти, хоть и важные для интересов арктических стран, вероятно, недостаточны, чтобы существенно сместить географический рисунок мировой добычи нефти.

В эти оценки не входят технологические или экономические риски, поэтому значительная часть оценочных неразведанных запасов, возможно, никогда не будет добыта. Освоение будет зависеть от рыночных условий, технического прогресса и размеров неразведанных залежей. Кроме того, эти первые оценки во многих случаях основаны на очень скудной геологической информации, и наше понимание арктических ресурсов, несомненно, изменится с поступлением новых данных.



Карта оценки перспектив неразведанных извлекаемых запасов газа. Показана оценка только для областей севернее полярного круга [Gautier et al., 2009]

Карта тектонического районирования Арктики составлена по результатам работы над тектонической картой в рамках проекта «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики» и основана на результатах обработки геологических и геофизических данных, полученных в процессе полевых исследований последних лет. Районирование арктических областей проводилось с учетом типов земной коры, возраста консолидированного фундамента и характеристик геологических структур осадочного чехла. Развернутая легенда карты районирования включает пять основных групп элементов: континентальная и океаническая кора, чехлы складчатых платформ, аккреционно-коллизонные системы и провинции континентальных базальтовых покровов. Важная особенность карты тектонического районирования заключается в том, что она показывает континентальную кору в центральных районах Северного Ледовитого океана, существование которой допускается по многочисленным геологическим данным.

Центральную Арктику рассматривают как коллаж фрагментов неопротерозойского кратона, претерпевшего деструкцию в ходе палеозойско-кайнозойской эволюции и охватывающего почти весь арктический регион. Его отдельные фрагменты обнажаются вдоль всего континентального обрамления Североатлантического и Евразийского бассейнов: на Новой Земле, п-ове Таймыр, в Карском блоке, на Новосибирских островах, на арх. Де-Лонга, о. Врангеля, п-ове Сьюард, в Канадском арктическом архипелаге и других районах [Зоненшайн и Натапов, 1990; Lawver, Grantz, Gahagan, 2002].

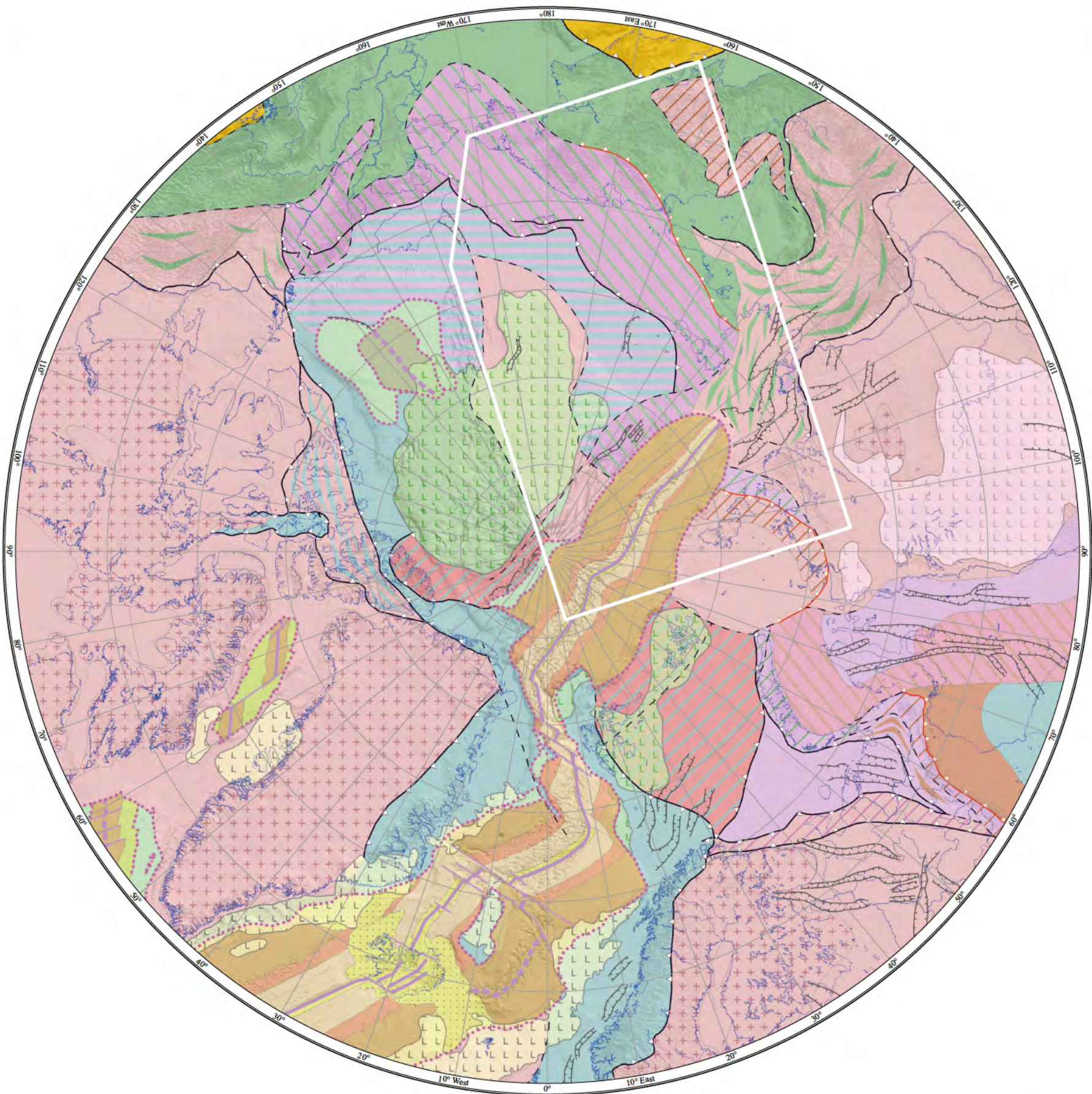
Надежные свидетельства присутствия океанической коры в виде четко выраженных структур позднемелового и кайнозойского спрединга присутствуют в море Баффина, Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах. В двух небольших участках, расположенных в центре южной части Канадского бассейна и в бассейне котловины Макарова, имеются неотчетливые признаки прерванного спрединга, что предполагает наличие участков мезозойской океанической коры.

Более половины современного района распространения континентальной литосферы в Арктике занято архейско-палеопротерозойской континентальной корой. Ее первоначальные и/или слабоизмененные комплексы встречаются в составе кристаллических щитов и массивов либо залегают в фундаменте докембрийских платформ: Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Атлантической. Тектоническая активизация краевых частей кратонов вблизи от (мезо?)-неопротерозойско-фанерозойских аккреционно-коллизонных поясов вызвала складчатые нарушения древних платформенных чехлов, трансформировавшихся в элсмириды складчатого пояса Франклина, мезозоиды Верхоянского и Южно-Таймырского складчатых поясов и герциниды эпикратонной складчатой зоны западных островов Северной Земли, перестройку фронтальной части Северо-Карского блока в герцинскую складчатую систему Северного Таймыра – Северной Земли и переработку глубоко погруженного Тиманского фундамента Южно-Баренцева бассейна, предполагаемую для древних комплексов.

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ







Карта тектонического районирования фундамента Циркумполярной Арктики по типам земной коры и тектоническим провинциям Северного Ледовитого океана и прилегающих континентальных регионов. Карта составлена с использованием следующих источников: Pease et al., 2015; Harrison et al., 2011; Grantz et al., 2010; Petrov et al., 2014; Poselov et al., 2014; Верниковский и др., 2013; Дараган-Суцова и др., 2014; Морозов и др., 2013; Проскурнин и др., 2012 и другие опубликованные и фоновые данные

**Р**айоны Арктики и Крайнего Севера располагают значительным потенциалом металлогенических ресурсов и большими объемами перспективных нерудных ископаемых. До настоящего времени в Арктике совершаются крупные открытия – как за пределами уже известных регионов, так и в провинциях с действующими рудниками и шахтами, где с применением современных методов освоения обнаружилось новые рудные тела под поверхностью четвертичных отложений или на большей глубине в земной коре.

В Арктике открываются новые крупные месторождения, некоторые в известных металлогенических провинциях, другие – в регионах, где ранее не отмечались существенные потенциалы ископаемых. Один из ключевых моментов расширения разведки недр в Арктике заключается в растущей потребности в важнейших ископаемых и доступе к их залежам. Другой фактор – улучшение доступа к ресурсам благодаря более системному, долгосрочному открытию судоходных маршрутов, таких как Севморпуть (Северо-Восточный проход) и Северо-Западный проход, в сочетании с большей доступностью грузовых судов ледового класса и ледоколов.

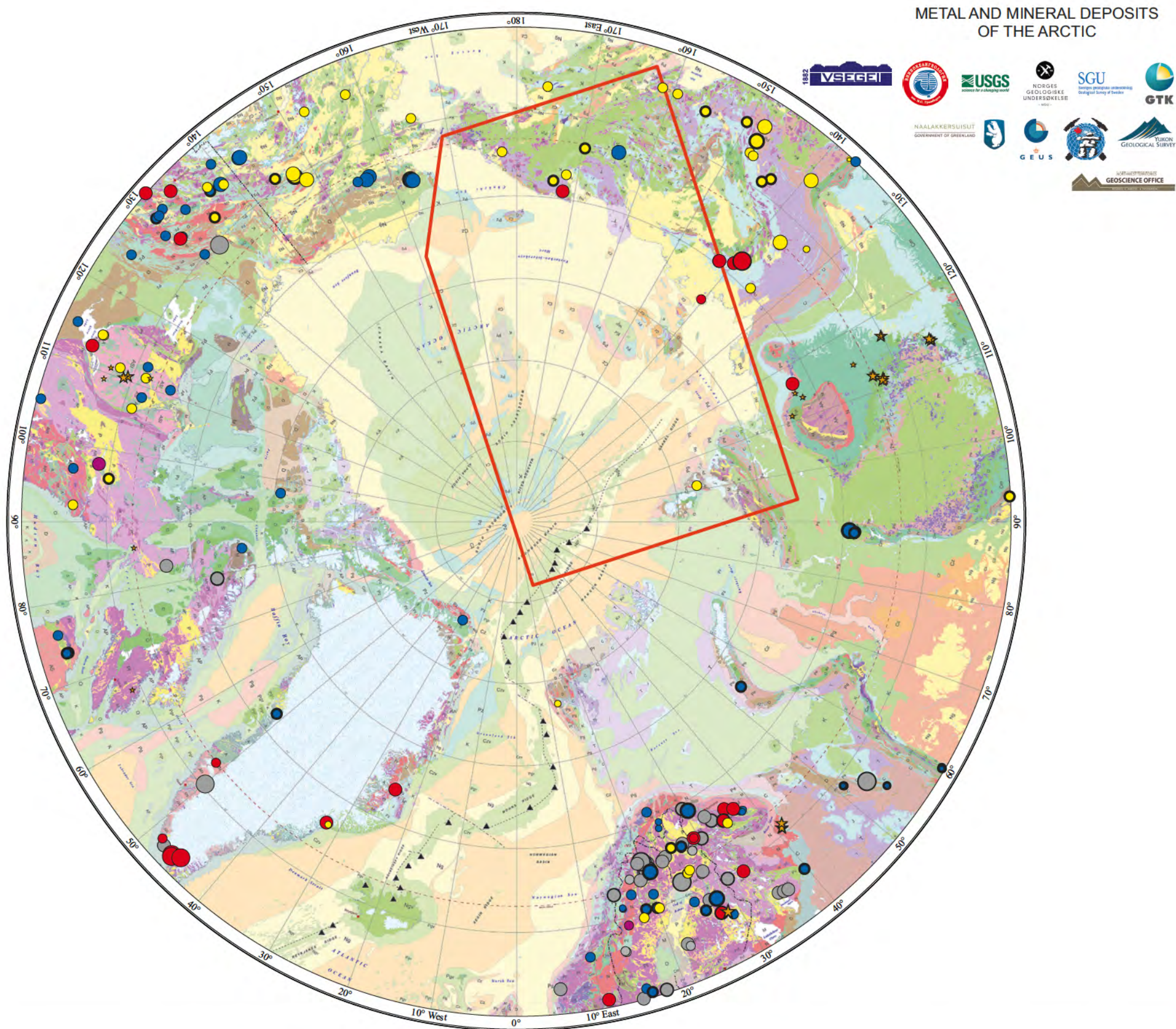
Сведения о минеральных ресурсах Арктики и Крайнего Севера имеются в архивах и базах данных геологических служб и национальных агентств. На основе этих сведений составлены новая

обобщенная база данных и карты с указанием крупных месторождений металлов и прочих ископаемых в Арктике. Информация об отдельных месторождениях находится в сетевой базе данных в режиме онлайн на сайте проекта: [www.ngu.no/camet](http://www.ngu.no/camet).

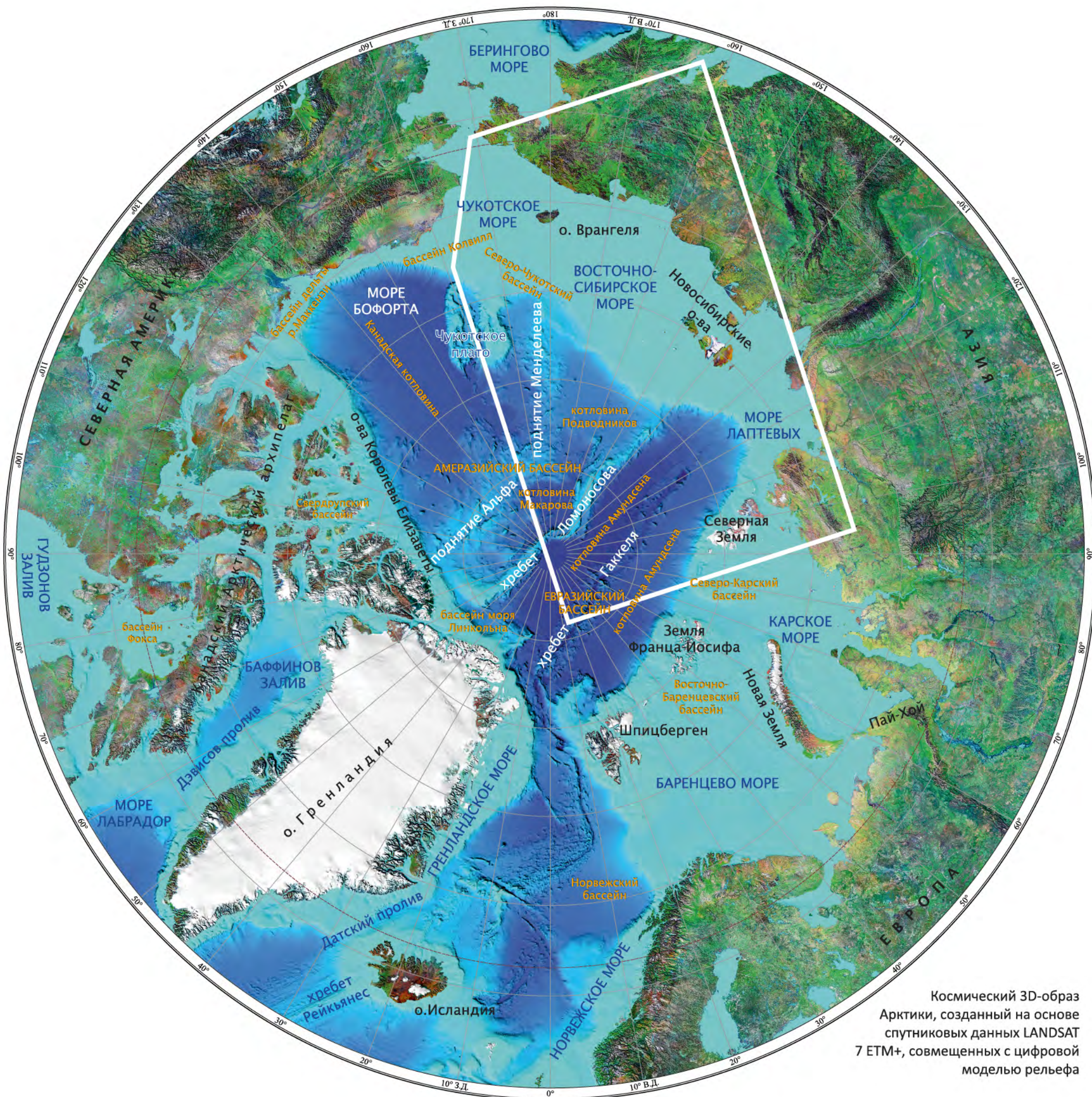
Новую базу данных составили: Йохен Кольб, Франц Шьёт, Симун Ольсен, Ларс Л. Соренсен (GEUS); Лесли Чорлтон, Кристофер Харрисон (GSC); Юни Вуолло, Тайна Элоранта, Паси Эйлу (GTK); Терье Бьеркгор, Ян-Сверре Санстад (NGU); Андерс Хальберг (SGU); Фредерик Уилсон (USGS) и Артем Терехов, Анатолий Молчанов, Виталий Шатов (ВСЕГЕИ) [Nordahl et al., 2016]. Проект «Фенноскандинавская база данных рудных месторождений (FODD)», реализуемый финскими, норвежскими и шведскими геологическими службами и геологическими организациями в мурманском и карельском регионах Северо-Запада России для площади Балтийского щита [<https://gtkdata.gtk.fi/fmd>.], имеет большое значение для приполярного проекта. Созданная в рамках проекта FODD база данных, доступная на указанном выше сайте, послужила образцом для базы данных приполярного проекта, хотя в последний по ряду практических причин входят только месторождения трех крупнейших категорий по системе FODD – крупные, крупнейшие и потенциально крупные.



Вид на алмазный рудник Дайвик,  
Северо-Западные территории, Канада



Металлические и неметаллические ископаемые Арктики, масштаб 1:10 000 000. В основе карты – база данных, составленная коллективом авторов: Jochen Kolb, Frands Schjøth, Simun Olsen, Lars L. Sørensen (GEUS); Lesley Chorlton, Christopher Harrison (GSC); Jouni Vuollo, Taina Eloranta, Pasi Eilu (GTK); Terje Bjerkgård, Jan-Sverre Sandstad (NGU); Anders Hallberg (SGU); Frederic Wilson (USGS); А. В. Терехов, А. В. Молчанов, В. В. Шатов (ВСЕГЕИ)



Космический 3D-образ Арктики, созданный на основе спутниковых данных LANDSAT 7 ETM+, совмещенных с цифровой моделью рельефа

**К**осмический образ Арктики создан на основе спутниковых фотографий и данных альтиметрии. Для суши трехканальное (7, 4, 2) синтезированное изображение получено по данным LANDSAT 7 ETM+, объединенным с цифровой моделью рельефа, построенного по результатам радарной съемки SRTM GTOPO30. Для морской части использовалась батиметрическая модель IBCAO ver. 2. Выбор вертикального масштаба определялся с учетом необходимости получения четкого отображения особенностей рельефа суши и морского дна.

На суше равнины показаны в зеленых тонах, а горные массивы – оттенками светло-фиолетового цвета.

На акватории морей Северного Ледовитого океана шельфовая зона с арх. Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова и о. Врангеля показана бледно-голубым цветом.

Шельфовые районы четко отделяются цветовым градиентом от области Центрально-Арктических поднятий и прогибов (хр. Гаккеля, Ломоносова, поднятие Альфа-Менделеева; котловины Нансена, Амундсена, Макарова, Подводников и Канадская).

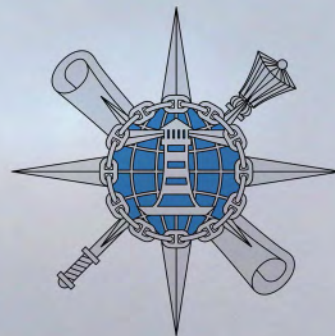


**Антенный пост «Polus-3,8Н», используемый ВСЕГЕИ для получения данных со спутников Meteor-3М и NOAA 12–18**



**Характеристики Landsat 7 и ETM+, использованные для создания космического образа Северного Ледовитого Океана**

Номера каналов	Спектральный диапазон (микроны)	Разрешение (метры)
1	0,45–0,515	30
2	0,525–0,605	30
3	0,63–0,690	30
4	0,75–0,90	30
5	1,55–1,75	30
6	10,40–12,5	60
7	2,09–2,35	30
Pan	0,52–0,90	15



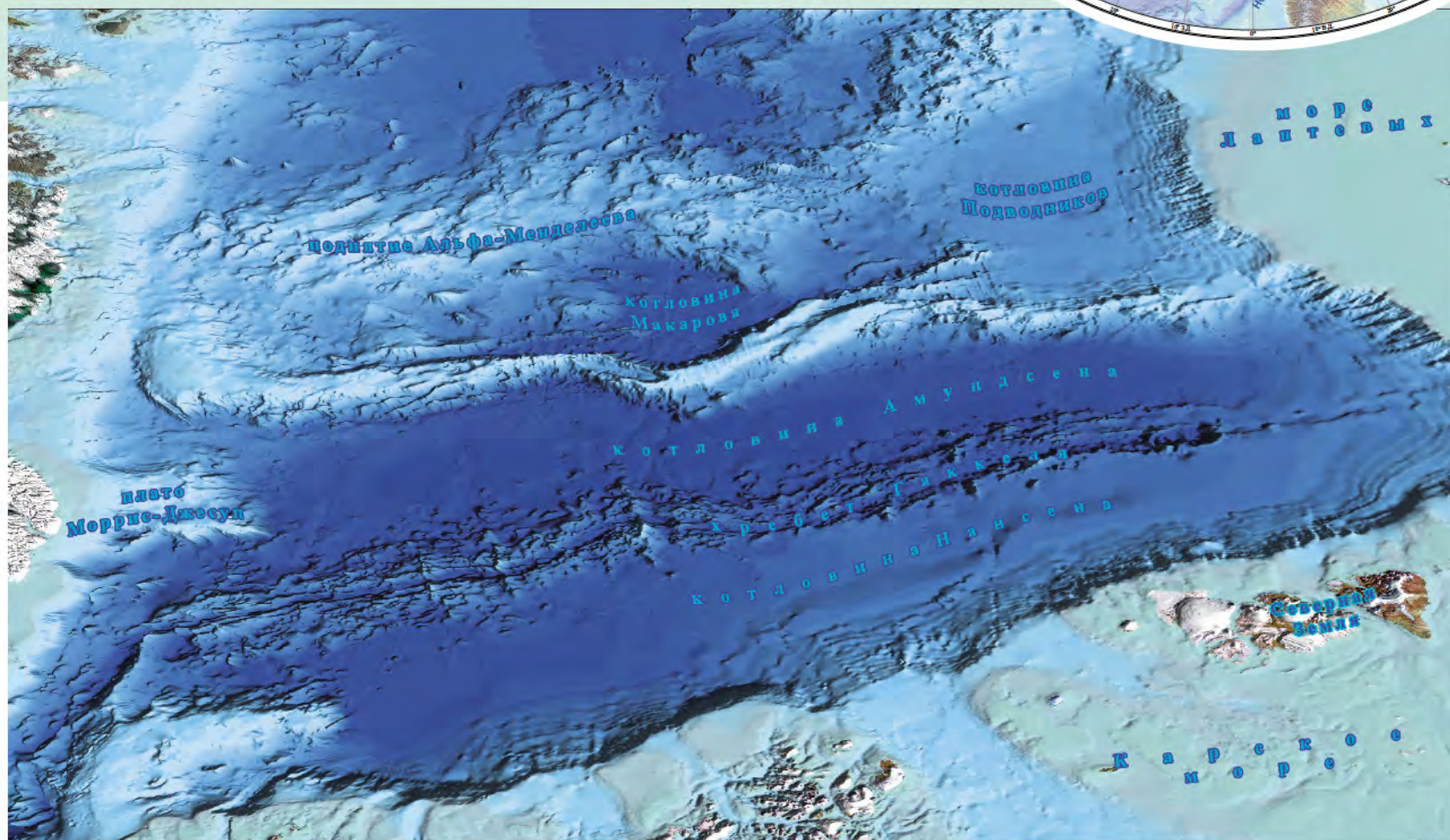
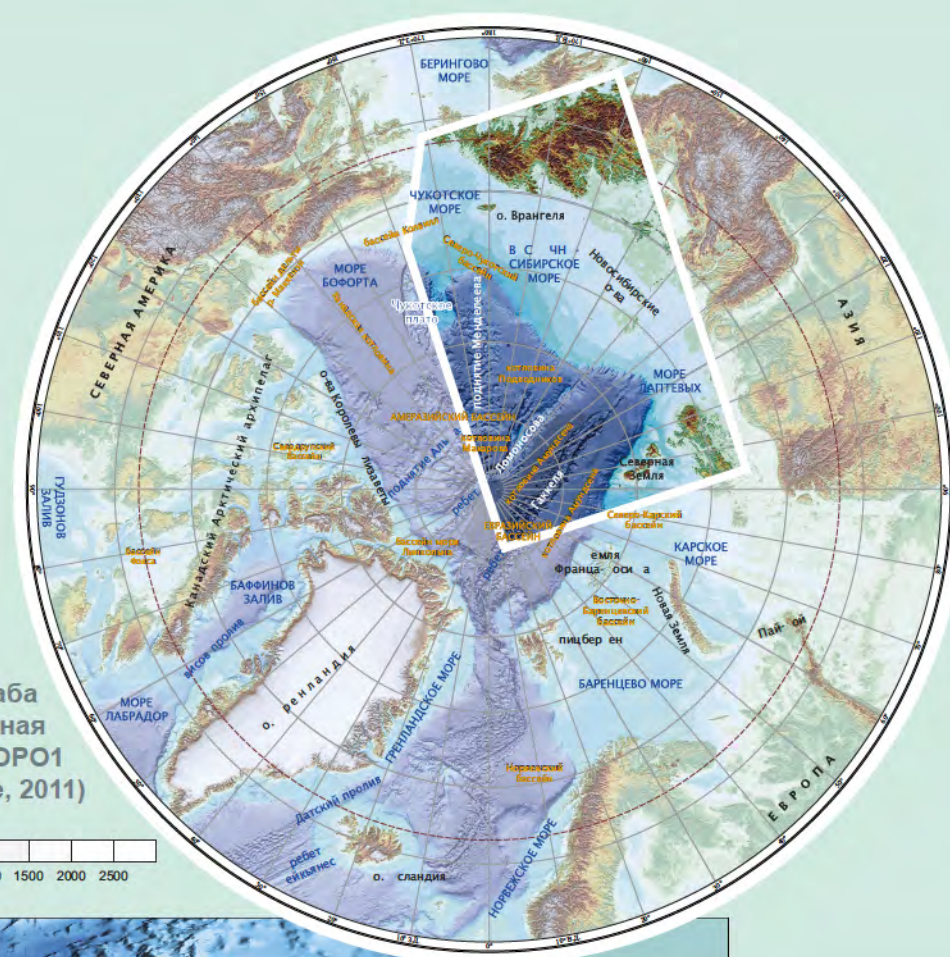
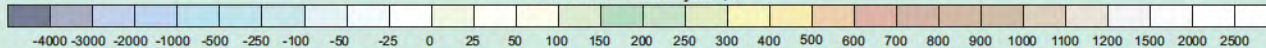
Экспедиция в море Лаптевых (фото С. В. Травина)

Северный Ледовитый океан является самым небольшим и наиболее молодым океаном Земли [Грамберг, 2002] и подразделяется на Евразийский и Амеразийский бассейны, различающиеся рельефом и геолого-геофизическими характеристиками морского дна.

Евразийский бассейн включает абиссальные котловины (бассейны Нансена и Амундсена), разделенные срединно-океаническим хр. Гаккеля с осевой рифтовой долиной. По линии континент – океан (COB-continent – ocean boundary) он граничит с пассивными окраинами – Баренцево-Карской, Амеразийской и Лаптевоморской рифтовой [Jokat, Micksch, 2004]. Евразийский бассейн имеет протяженность порядка 2000 км и ширину, достигающую 900 км. На западе его тектонической границей служит Шпицбергенский трансформный разлом (разлом De Geer), на востоке – хр. Ломоносова и Лаптевоморская континентальная окраина. Хребет Гаккеля разделяет бассейн на две котловины – Амундсена, прилегающую к хр. Ломоносова, и Нансена, окаймляющую Евразийский шельф.

Топографическая и батиметрическая карта Арктики масштаба 1:5 000 000 в полярной стереографической проекции, основанная на модели IBCAO v. 2.23 и глобальной модели рельефа ETOPO1 (NOAA National Geophysical Data Centre, 2011)

Шкала высот и глубин, м



Евразийский бассейн

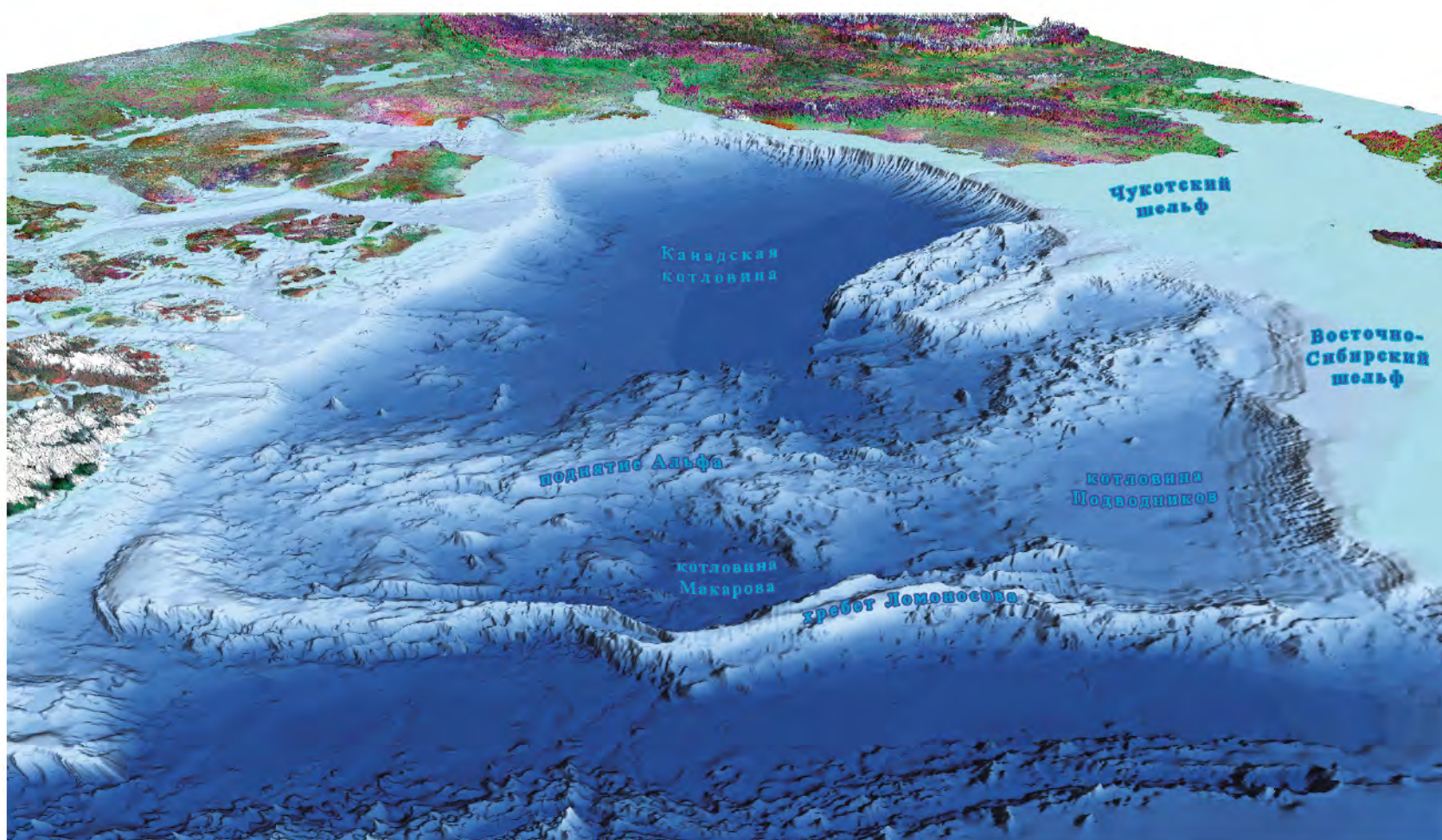
Хребет Гаккеля в геоморфологическом отношении представляет собой протяженное линейное поднятие со сложно расчлененным рельефом. На всем протяжении (1800 км) хребет окружен абиссальными равнинами, но в прилаптевоморской части контактирует с подъемом. К востоку от 70° в. д. в строении хребта видна отчетливая асимметрия. Со стороны котловины Нансена он становится заметно уже, и абиссальная равнина почти контактирует с рифтовой долиной, а со стороны котловины Амундсена в рельефе хребта отчетливо прослеживается осложненное горами и грядами широкое плато, приподнятое над абиссальной равниной на 200–400 м. Особенности рельефа рифтовой долины, ее глубина, а также другие характеристики непостоянны и испытывают согласованные изменения в четырех блоках хребта, сменяющих друг друга по простиранию. Ширина выраженной в рельефе зоны хребта не превышает 200 км, глубины в рифтовой долине колеблются от 5000–5200 м в прилаптевоморской части до 4300 м в центральной и 4500–5000 м в пригренландской частях [Нарышкин, 1987; Орографическая..., 1995].

В котловинах Нансена и Амундсена дно представлено субгоризонтальными абиссальными равнинами. Наибольшие глубины составляют

около 4000 м в первой котловине и около 4500 м во второй. В котловине Амундсена максимальные глубины концентрируются в ее осевой части, а в котловине Нансена такой закономерности не наблюдается, область с наибольшими глубинами располагается в западной части котловины, что связывается с различиями в условиях осадко-накопления [Орографическая..., 1995].

Граница *Амеразийского бассейна* расположена вдоль основания западных склонов хр. Ломоносова, если смотреть на него со стороны российского берега. Это самый крупный глубоководный бассейн в Арктике, и вопросы, связанные с его строением и историей формирования, принципиальны как для воссоздания истории эволюционного преобразования Земли, так и для решения проблем, связанных с делимитацией арктического шельфа.

Значительная часть *Амеразийского бассейна* занята обширными Центрально-Арктическими поднятиями (хр. Ломоносова, поднятия Альфа и Менделеева, Чукотское плато). Область Центрально-Арктических поднятий «перегораживает» центральную часть Северного Ледовитого океана между шельфами Гренландии и Канадского архипелага с одной стороны и Восточно-Азиатским – с другой.



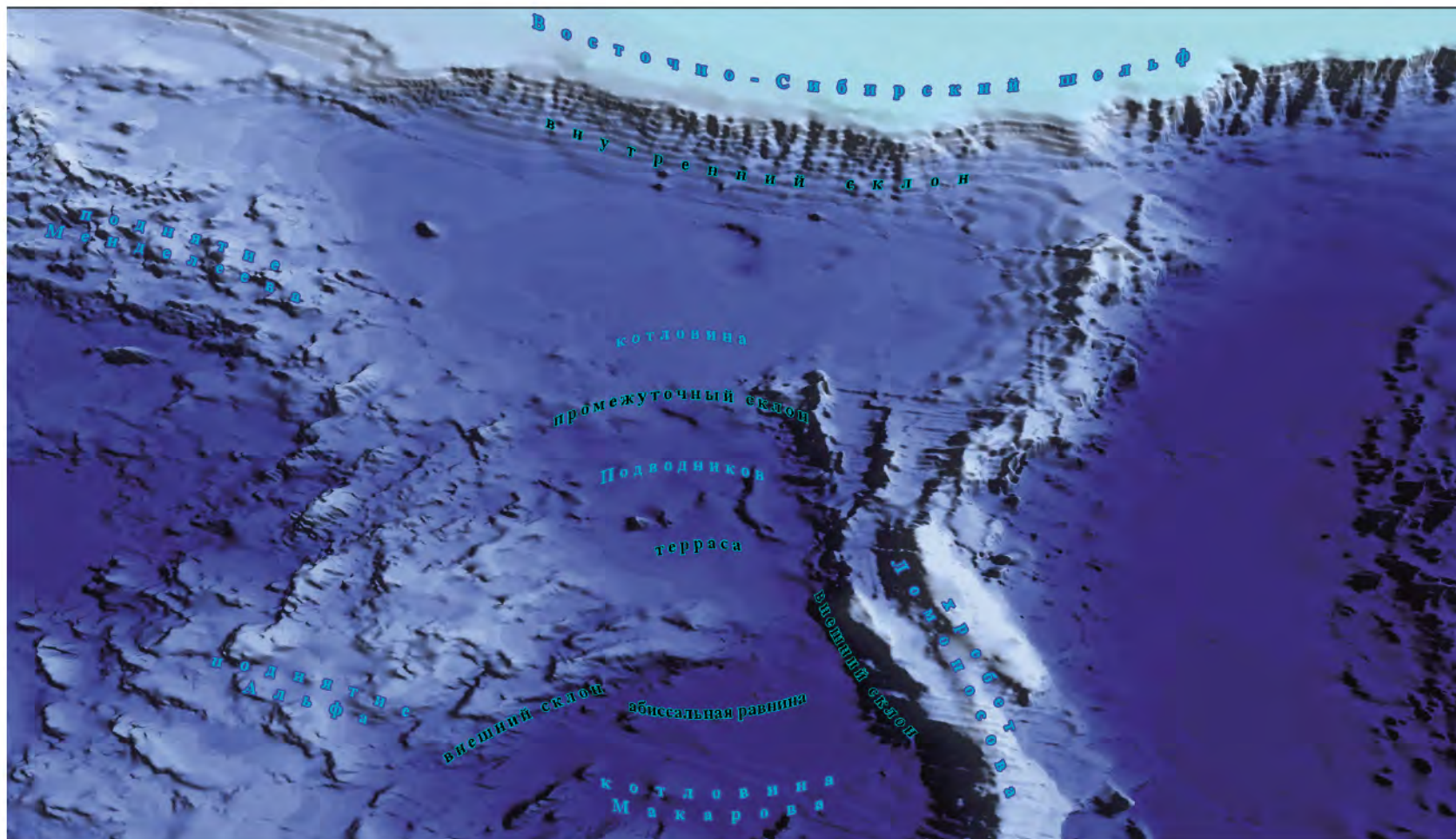
Хребет Ломоносова



Эта область включает не только крупные положительные формы рельефа дна, но и разделяющие их обширные депрессии (котловины Подводников, Макарова и Наutilus, абиссальные равнины Менделеева и Чукотская) и разнообразные менее крупные морфоструктуры в промежуточном интервале глубин, осложняющие элементы первого порядка

Длина *хр. Ломоносова* составляет около 1700 км, ширина варьирует от 50 до 200 км. Его конфигурация повторяет очертания Баренцево-Карской континентальной окраины, что традиционно воспринимается как свидетельство их единства до начала спрединга в Евразийском бассейне. Простираение хребта изменчиво, в пределах 20°–30°, вдоль хребта вытянуты осложняющие формы рельефа (плато, седловины, террасы, отроги), ориентированные примерно параллельно изменениям его общего направления. Глубины дна резко изменяются от 3900–4300 м в основании хребта до 1000 м и менее над его платообразными вершинными поверхностями. Наименьшими глубинами порядка 400 м характеризуется плато на расширенном окончании хребта, отделенном от шельфа Гренландии понижением с глубинами до 2800 м.

*Котловиной Подводников* именуется обширная батиметрическая депрессия, расположенная между *хр. Ломоносова* и системой поднятий дна *Альфа-Менделеева* к югу от 85° с. ш., а название «котловина Макарова» резервируется для находящегося севернее анклава глубоководного океанского дна, заключенного между приполюсным сегментом *хр. Ломоносова* и поднятием *Альфы*. В указанных выше границах котловина *Подводников* имеет очертания треугольника с основанием шириной около 500 км на юге, параллельным бровке Восточно-Сибирского шельфа, и вершиной примерно 650 км севернее, в месте максимального сближения системы *Альфы-Менделеева* и *хр. Ломоносова*. Южный край котловины *Подводников* начинается на 76° с. ш. на шельфе *Де-Лонга*, окраины шельфа Восточно-Сибирского моря с глубины 50 м, и постепенно становится глубже в северном направлении – до 250 м на бровке шельфа. К северу, в районе ущелья *Арлис*, глубина в котловине уступами увеличивается до 3500 м. В северной части котловины *Подводников*, около 86° с. ш., где сходятся *хр. Ломоносова* и поднятие *Альфы-Менделеева*, остается узкий проход в северном направлении в котловину *Макарова* на глубины более 4000 м.



Котловины Макарова и Подводников

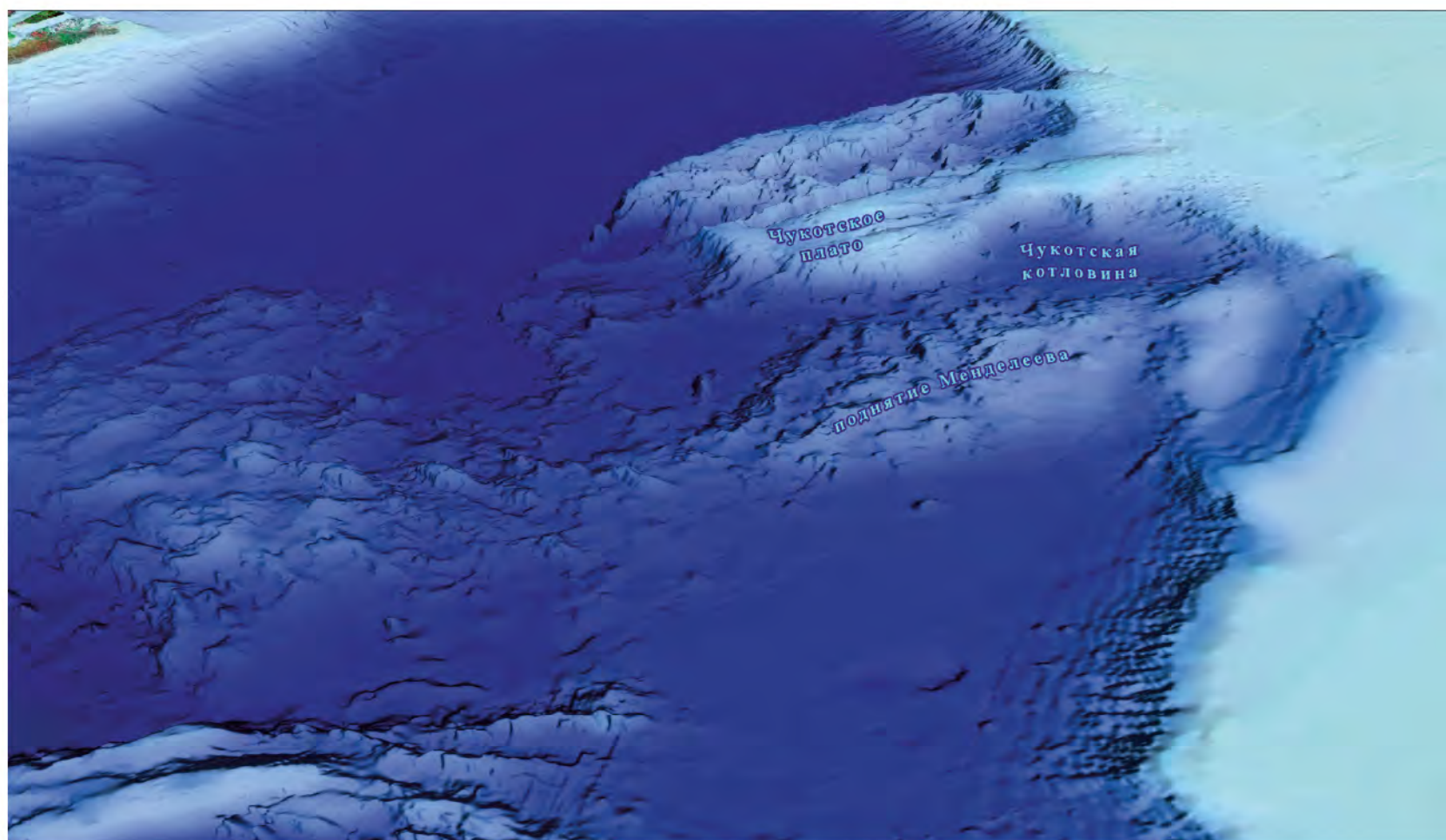
*Котловина Макарова* отделена от Евразийского бассейна хр. Ломоносова. Она является анклавом океанического дна, окруженным со всех сторон континентальными склонами, а именно, внешними склонами, входящими в состав этих сложнопостроенных, тектонически расчлененных континентальных склонов. Борт котловины, общий с хр. Ломоносова, носит название эскарп Шмакова; он существенно круче и выше противоположного борта впадины. Со стороны Гренландско-Элсмирского шельфа в котловину Макарова открывается глубокое ущелье Марвин. Абиссальная равнина в днище котловины очерчивается изобатой 3800 м. Лишь на отдельных незначительных по площади участках глубины в котловине превышают 4000 м. Дно котловины плоское, выровненное, осложнено протяженной асимметричной грядой высотой около 800 м, которая продолжает в западном направлении отрог Марвин.

*Поднятие Менделеева* представляет собой крупную положительную морфоструктуру дна, субпараллельную хр. Ломоносова и расположенную к востоку от него.

Около шельфа Восточно-Сибирского моря ширина поднятия Менделеева составляет 450 км. В северном направлении оно

протягивается более чем на 700 км, постепенно сужаясь до 150–200 км перед смыканием с поднятием Альфа. Основная особенность поднятия Менделеева – отсутствие протяженных вершинных плато с глубинами на уровне порядка 1000 м, которые характерны для хр. Ломоносова.

На поднятии Менделеева сохранились только разрозненные реликты таких плато, представленные плоскими вершинами небольших изолированных поднятий. Большинство из них имеют превышения в пределах 400–800 м, но некоторые представлены крутосклонными горами высотой до 1000–1400 м (Шамшура, Рогоцкого, Трукшина). Незначительным развитием в рельефе обладают также линейные отрицательные формы (троги, проходы, долины), хотя геофизические данные свидетельствуют о наличии многочисленных грабенообразных структур растяжения, погребенных под поверхностью дна. Террасовидные поверхности, напротив, распространены широко. Северная граница поднятия маркируется крупной линейной депрессией шириной 10–20 км, протягивающейся в северо-восточном направлении; ее днище, расположенное на глубинах свыше 2600–2800 м, представляет собой наиболее низкий уровень рельефа в области сочленения поднятий Менделеева и Альфа.



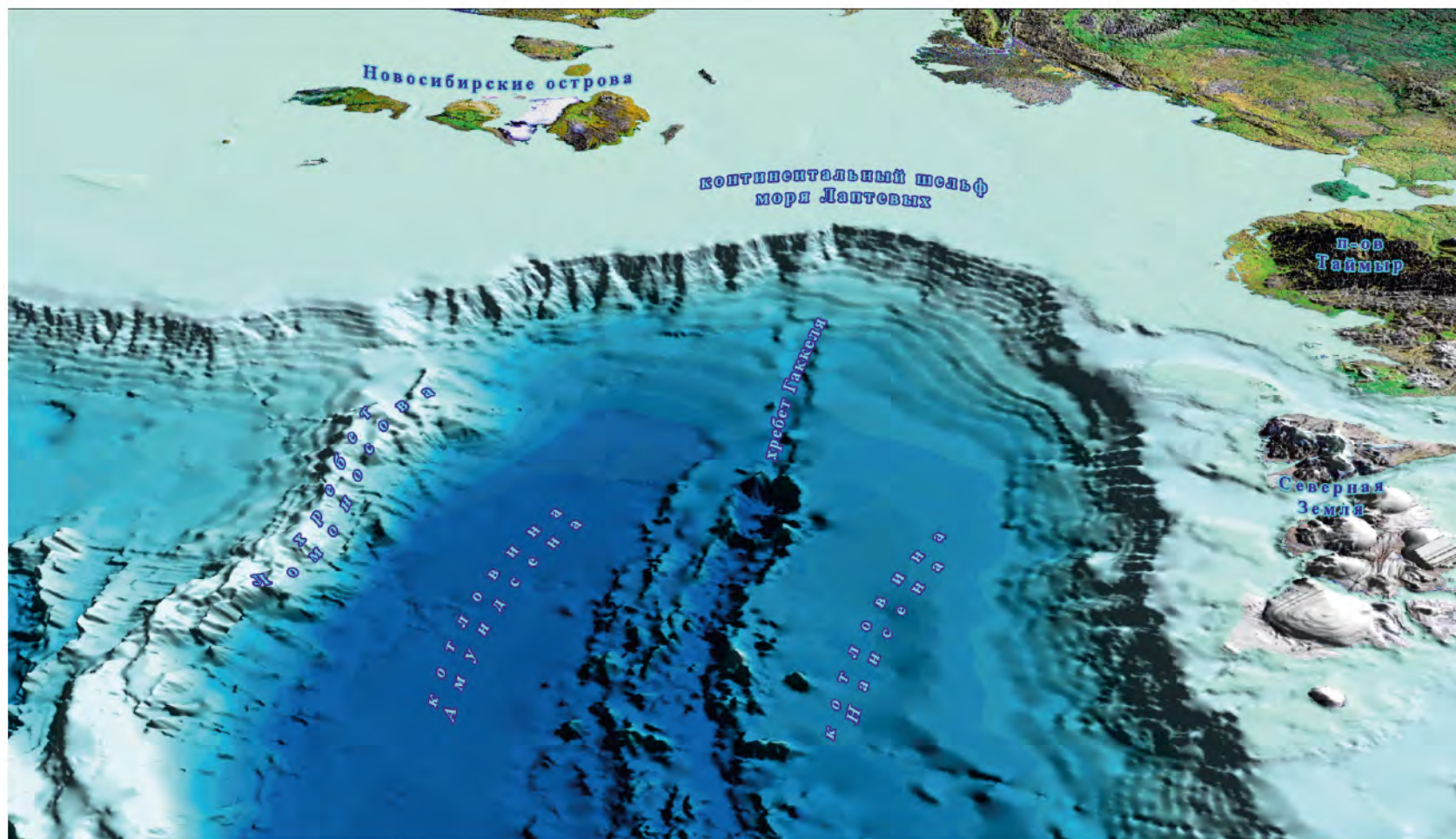
Поднятие Менделеева и Чукотское плато

Котловины Менделеева и Чукотская расположены между поднятием Менделеева и Чукотским плато. В морфологическом отношении они представляют собой две плоские субгоризонтальные террасы, разделенные склоном высотой 800–1000 м, прорезанным проходом Чарли, который в тектоническом отношении представляет грабен. Глубины Чукотской котловины составляют 2000–2400 м, а равнины Менделеева – 3000–3600 м. Эти глубины меньше тех, которые обычно свойственны абиссальным равнинам, 4000 м и более. Нижняя из террас (равнина Менделеева) приподнята над абиссальной равниной Канадской котловины на 400–600 м и отделена от нее склоном. Это внешний элемент сложного, тектонически расчлененного склона – последнее звено в ряду геоморфологических элементов между бровкой шельфа и границей абиссальной равнины. Таким образом, ступенчатое строение с последовательным погружением террас в направлении глубоководного океанского дна свойственно не только поднятиям, но и впадинам, входящим в состав континентальных окраин Арктической области.

Шельф моря Лаптевых представляет полого наклоненную к северу равнину, осложненную немногочисленными поднятиями

с островами, расположенными в средней части шельфа, а также банками и подводными долинами, в том числе связанными с геологическими особенностями строения морского дна. Глубины на большей части площади не превышают 50 м. От устья Хатанги вдоль побережья Таймыра протягивается желоб с глубинами до 40–45 м. Шельфовая равнина разделена на террасы, поэтому врез подводных долин неодинаков. На отдельных отрезках он достигает 20 м, а на пологих участках может не превышать 5–10 м. Подводные долины продолжают магистральные речные системы суши. Бровка шельфа определяется по резкому изменению уклонов дна – в море Лаптевых это происходит на глубинах около 100 м. Ориентировка бровки шельфа изменяется от северо-западной на западе до субширотной в центральной части моря Лаптевых и до северо-восточной на востоке моря.

Специфическими особенностями континентальной окраины в море Лаптевых являются его расположение на стыке с подводным хр. Гаккеля – самым северным сегментом мировой системы срединно-океанических хребтов – и крайне плавное выполаживание континентального склона с глубиной. Оно обусловлено наличием мощного шлейфа поступающих с шельфа осадков.



Зона сочленения Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых

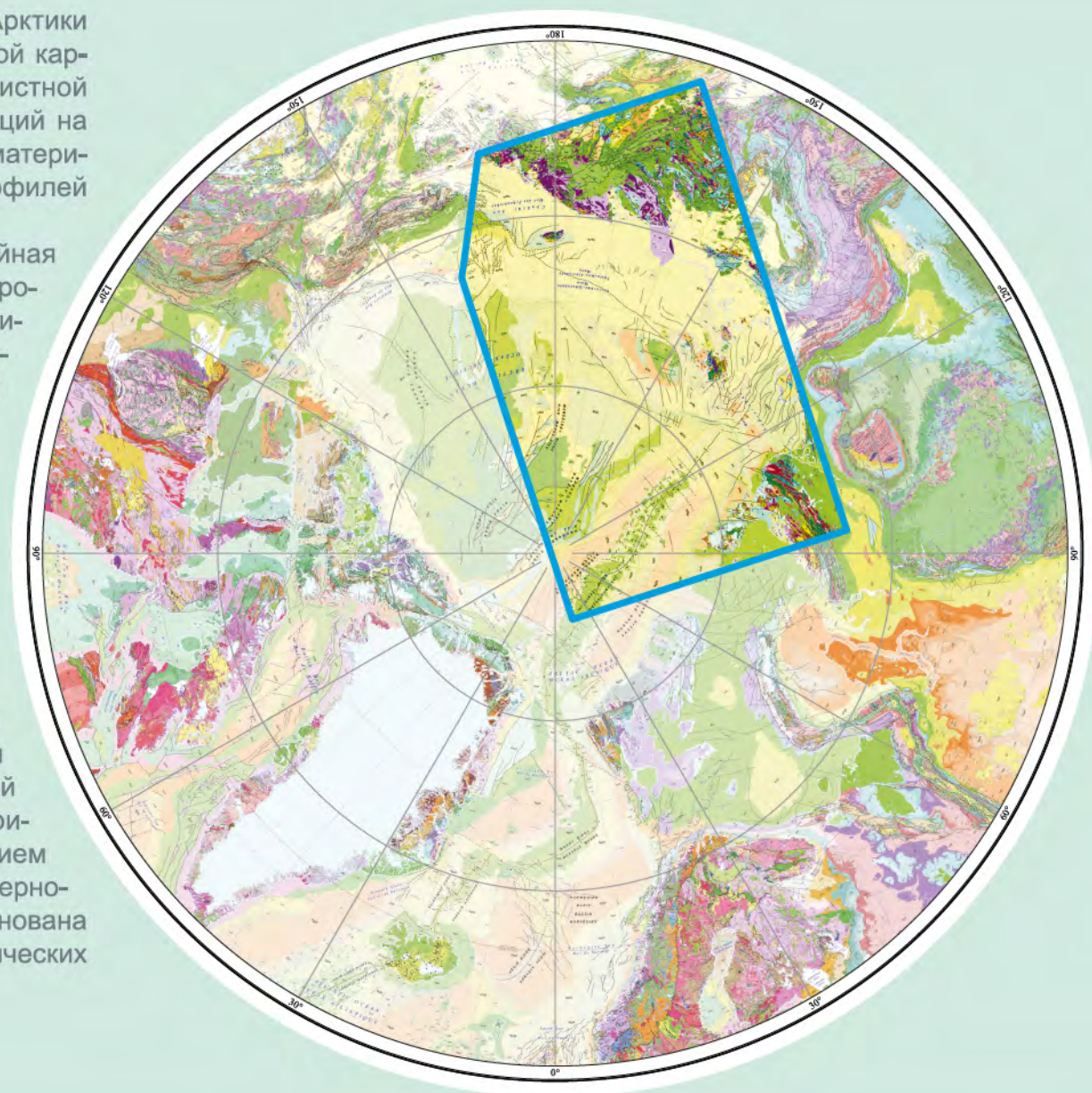


Остров Жаннетты, архипелаг Новосибирские острова, экспедиция 2011 г. (фото А. Н. Ларионова)

Геологическая карта восточной части Российской Арктики была составлена на основе бесшовной геологической карты масштаба 1:1 000 000. Кроме материалов полистной ГГК-1000 в ней учтены материалы международных экспедиций на арктические острова, проведенные в 2011 и 2013 г., а также материалы впервые составленной базы данных сейсмических профилей МОВ ОГТ и ГСЗ.

В основу геологической карты также положена межсерийная геологическая легенда, содержащая увязанные стратифицированные картографируемые подразделения по суше и сейсмические подразделения по акваториальной части северо-восточных морей. Благодаря составленной единой цифровой модели, включающей всю доступную геолого-геофизическую информацию о регионе, появилась возможность перейти к созданию трехмерной интерактивной геологической карты.

Геологическая карта восточных районов Российской Арктики включает две неравнозначные по охвату и степени изученности области – акваториальную и континентальную (вместе с островной сушей). Акваториальная область занимает большую часть листа карты и в то же время характеризуется сравнительно низкой степенью изученности по сравнению с континентальной, поскольку основные сведения о геологическом строении этой области получены главным образом из анализа волновых полей сейсмических профилей и изучения донно-каменного материала. Бурение в акваториальной области практически не проводилось, за исключением неглубокой скважины АСЕХ на хр. Ломоносова в районе Северного полюса. Ближайшие скважины на шельфе, на которых основана стратиграфическая привязка отражающих горизонтов сейсмических комплексов, расположены на арктическом шельфе Аляски.



Восточный Таймыр, экспедиция 2015 г. (фото А. Н. Ларионова)

## Легенда к геологической карте

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	$N_2-Q$ Плиоцен-четвертичная система
	$N$ Нерасчлененные отложения
	$N_2$ Плиоцен
	$N_{1-2}$ Миоцен – плиоцен
	$N_1$ Миоцен; $N_1^{2-3}$ – средний – верхний миоцен; $N_1^1$ – верхний миоцен
	$P-N$ Палеогеновая – неогеновая системы, нерасчлененные отложения
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	$P_3-N$ Олигоцен-неогеновая система; $P_3-N_1$ – олигоцен – миоцен; $P_3-N_1^1$ – олигоцен – нижний миоцен
	$P$ Палеоген
	$P_3$ Олигоцен
	$P_{2-3}$ Эоцен – олигоцен
	$P_2$ Эоцен
	$P_{1-2}$ Палеоцен – эоцен
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА	$P_1$ Палеоцен
	$K-P_1$ Меловая система – палеоцен; $K_2-P$ – меловая система, верхний отдел – палеоцен; $K_2-P_1$ – меловая система, верхний отдел – палеоцен
	$K$ Нерасчлененные отложения
	$K_2$ Верхний отдел
	$K_2km$ Кампанский ярус
	$K_2t-sl$ Туронский – сантонский ярусы
	$K_{1-2}$ Нижний – верхний отделы
	$K_1$ Нижний отдел
	$K_{1a-al}$ Алпский – альбский ярусы
	$K_{1b-br}$ Берриаский – барремский ярусы
ЮРСКАЯ СИСТЕМА	$J_3-K_1$ Юрская система, верхний отдел – меловая система, нижний отдел
	$T-K_1$ Триасовая система – меловая система, нижний отдел
	$J$ Нерасчлененные отложения
	$J_3$ Верхний отдел
	$J_2$ Средний отдел; $J_{2-3}$ – средний – верхний отделы
	$J_{1-2}$ Нижний – средний отделы
	$J_1$ Нижний отдел
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА	$T-J$ Триасовая – юрская системы, нерасчлененные отложения; $T_3-J$ – триасовая система, верхний отдел – юрская система; $T_2-J_1$ – триасовая система, средний отдел – юрская система, нижний отдел
	$T$ Нерасчлененные отложения
	$T_3$ Верхний отдел
	$T_1$ Нижний отдел; $T_{1-2}$ – нижний – средний отделы
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	$PZ_2-K_1$ Средний палеозой – меловая система, нижний отдел
	$PZ$ Палеозой, нерасчлененные отложения
	$PZ_3$ Палеозой верхний; $PZ_{2-3}$ – средний – верхний
	$PZ_{1-2}$ Нижний – средний палеозой
	$P-T$ Пермская – триасовая системы, нерасчлененные; $P_2-T$ – пермская система, средний отдел – триасовая система; $P_2-T_1$ – пермская система, средний отдел – триасовая система, нижний отдел
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	$P$ Нерасчлененные отложения
	$P_{2-3}$ Средний – верхний отделы
	$P_1$ Нижний отдел
	$D_3-P_2$ Devonская система, верхний отдел – пермская система, средний отдел
	$D_2-P_2$ Devonская система, верхний отдел – пермская система, нижний отдел

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА	$C-P$ Каменноугольная – пермская системы, нерасчлененные отложения; $C-P_1$ – каменноугольная система – пермская система, нижний отдел; $C_2-P$ – каменноугольная система, верхний отдел – пермская система; $C_2-P_1$ – каменноугольная система, верхний отдел – пермская система, нижний отдел; $C_2-P$ – каменноугольная система, средний отдел – пермская система; $C_2-P_1$ – каменноугольная система, средний отдел – пермская система, нижний отдел
	$C$ Нерасчлененные отложения
	$C_{2-3}$ Средний – верхний отделы
	$C_2$ Средний отдел; $C_{1-2}$ – нижний – средний отделы
	$C_1$ Нижний отдел
	$D-C$ Devonская – каменноугольная системы, нерасчлененные отложения; $D-C_1$ – девонская система – каменноугольная система, нижний отдел; $D_2-C$ – девонская система, верхний отдел – каменноугольная система; $D_3-C_1$ – девонская система, верхний отдел – каменноугольная система, нижний отдел
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	$D$ Нерасчлененные отложения
	$D_3$ Верхний отдел; $D_{2-3}$ – средний – верхний отделы
	$D_2$ Средний отдел; $D_{1-2}$ – нижний – средний отделы
	$D_1$ Нижний отдел
СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА	$S_2-D_1$ Силурийская система, верхний отдел – девонская система, нижний отдел
	$O-D$ Ордовикская – девонская системы, нерасчлененные отложения
	$S$ Нерасчлененные отложения
	$S_2$ Средний отдел; $S_{1-2}$ – нижний – средний отделы
	$O-S$ Ордовикская – силурийская системы, нерасчлененные отложения; $O-S_1$ – ордовикская система – силурийская система, нижний отдел
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА	$O$ Нерасчлененные отложения
	$O_{2-3}$ Средний – верхний отделы
	$O_2$ Средний отдел
	$O_{1-2}$ Нижний – средний отделы
	$O_1$ Нижний отдел
	$C-O_1$ Кембрийская система – ордовикская система, нижний отдел, нерасчлененные отложения
КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА	$C$ Нерасчлененные отложения
	$C_2$ Средний отдел
	$C_1$ Нижний отдел
П Р О Т Е Р О З О Й	$V-PZ_1$ Венд – нижний палеозой, нерасчлененные отложения
	$V-C$ Вендская – кембрийская системы; $V-C_2$ – вендская система – кембрийская система, средний отдел, нерасчлененные отложения
	$PR-PZ_1$ Протерозой – нижний палеозой, нерасчлененные отложения
	$V_2-D_2$ Вендская система, верхний отдел – девонская система, средний отдел, нерасчлененные отложения
	$PR_2-C_1$ Верхний протерозой – кембрийская система, нижний отдел, нерасчлененные отложения
	$PR$ Нерасчлененные отложения
	$PR_2$ Верхний протерозой
	$V$ Венд
	$RF_3-V_1$ Верхний рифей – вендская система, нижний отдел
	$RF$ Рифей, нерасчлененные отложения
П Р О Т Е Р О З О Й	$RF_2$ Верхний рифей
	$RF_2$ Средний рифей; $RF_{1-2}$ – нижний – средний рифей
	$RF_1$ Нижний рифей
	$PR_1$ Нижний протерозой (карелий)
	$AR$ Архей

## Магматические образования

Состав	ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ			
	Возрастные интервалы магматизма			
	KZ	MZ	PZ	PR
Граниты (γ), гранит-порфиры (γκ), плагиограниты (ργ)				
Гранодиориты (γδ), гранодиорит-порфиры (γδπ)				
Диориты, кварцевые диориты (δ), диорит-порфиры (δπ)				
Габбро, нориты, габбронориты (ν), анортозиты (η), габбродиориты (νδ), монцогаббро (μν)				
Габбродолериты, долериты (νβ), трахидолериты (τβ), пикродолериты (ωβ)				
Перидотиты, дуниты, пироксениты, серпентиниты (σ)				
Граносиениты (γξ), сиениты (ξ), монцонины (μ), монцосиениты (μξ), сиенит-порфиры (ξπ)				
Щелочные: граниты (Eγ), сиениты (Eξ), габброиды (Eν), долериты (Eβ), ультраосновные породы (Eσ)				

## Состав стратифицированных вулканических и вулканогенных пород

## Кислого состава

Лавы и туфы

Преимущественно вулканокластические породы

## Среднего состава

Лавы и туфы

Преимущественно вулканокластические породы

## Вулканические и осадочно-вулканические образования

Кислого состава:  
Риолиты (λ'), дациты (ζ')

Среднего состава:  
Андезиты (α')

Щелочного состава:  
Трахиты (τ')

## Основного состава

Лавы и туфы

Преимущественно вулканокластические породы

## Смешанного состава

Лавы и туфы

Преимущественно вулканокластические породы

## Вулканические образования областей молодого вулканизма

Базальты (β) и их туфы

## Разломы

Неустановленной морфологии

Скрытые под вышележащими отложениями

Предполагаемые разломы (в акваториях)

Надвиги и шарьяжи

Предполагаемые надвиги и шарьяжи

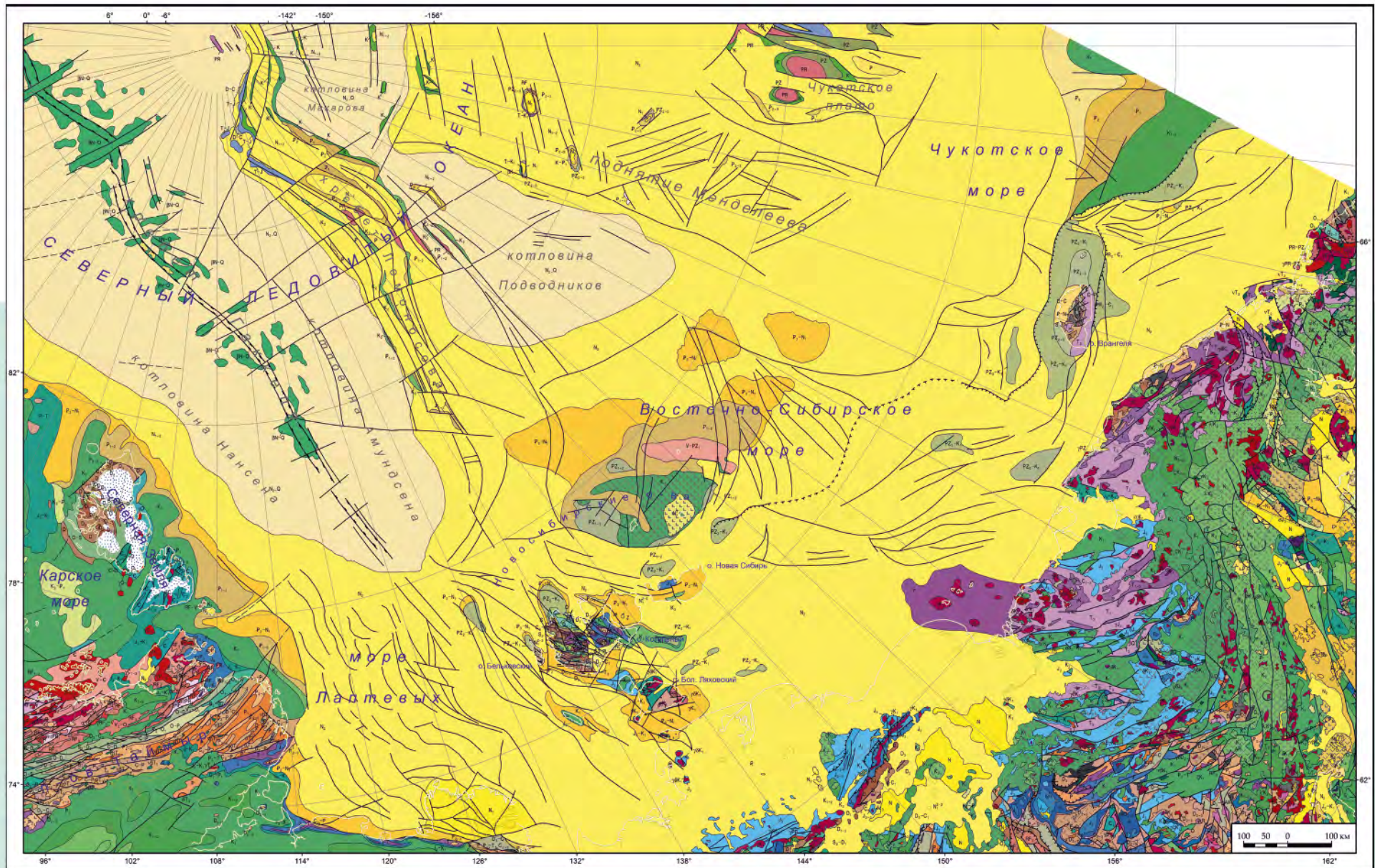
Ограничивающие рифты срединно-океанических хребтов

## Границы

Геологические границы

Границы между разновозрастными фашиально разными образованиями

Границы между областями с разной степенью расчленения осадочных отложений



Акваториальная область подразделяется на глубоководную зону Северного Ледовитого океана и шельфовую зону Евразийского континента. В западной части глубоководной зоны расположен Евразийский океанический бассейн, заложившийся в палеогене; к востоку от него выделяется Амеразийский бассейн, включающий область Центрально-Арктических поднятий, которая является продолжением континентальных структур севера Евразии, а также океаническую Канадскую котловину мелового возраста и котловину Макарова, предположительно имеющую фундамент с корой океанического типа.

В области Центрально-Арктических поднятий – на хр. Ломоносова, отроге Геофизиков, поднятии Альфа-Менделеева, Чукотском плато, по данным донного опробования, наиболее древние породы – граниты архейского и метаморфические породы протерозойского возрастов.

Выше по разрезу среди осадочных пород отмечаются средневерхнепалеозойские карбонаты и песчаники, а также мезозойские и кайнозойские преимущественно терригенные отложения. Евразий-

ский и Амеразийский бассейны почти повсеместно перекрыты пелагическими отложениями эоцен-четвертичного возраста. В центральной части Евразийского бассейна в области хр. Гаккеля картируются вулканические образования, представленные лавами базальтов неоген-четвертичного возраста.

Шельфовые области включают осадочные бассейны морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. Большая часть данной территории располагается в области влияния позднемезозойской складчатости, связанной с закрытием Южно-Анжуйского океана, последующим орогенезом и рифтогенными процессами. Более древние осадочные комплексы, выходящие на дневную поверхность на Новосибирских островах, о. Врангеля и других в той или иной степени дислоцированы. Структура Лаптевоморского бассейна определяется рифтогенными процессами преимущественно кайнозойского возраста; самые ранние из рифтовых грабенов, предположительно, заложены еще в позднем мелу. Эти процессы, вероятно, генетически связаны с раскрытием Евразийского бассейна.



Побережье Стрелки Анжу, п-ов Фаддеевский, о. Котельный, арх. Новосибирские острова (фото Х. Лоренца)



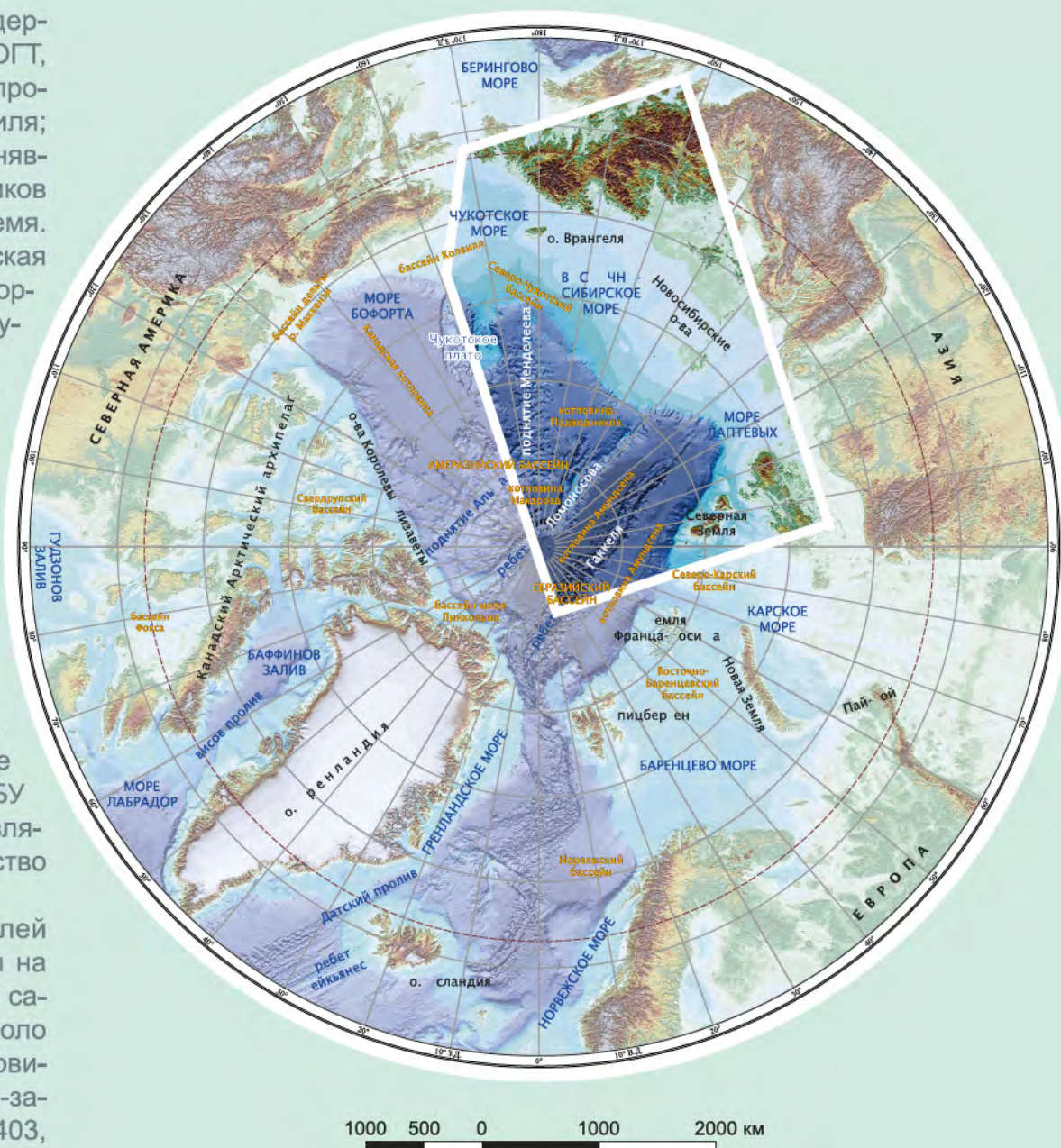
## 5. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА Схема сейсмической изученности

49

База сейсмической изученности ФГБУ «ВСЕГЕИ» содержит данные о региональных сейсмических работах (МОГТ, МПВ, ГСЗ и др.). В каталоге изученности по каждому профилю представлены определенные сведения: название профиля; метод съемки; год проведения работ; страна и компания, выполнявшие работы. Все данные о съемках были отобраны из источников открытого доступа и включают работы с 1957 г. по настоящее время. Представлены результаты как российских компаний (ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ), АО «Севморгео», ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) и т. д.), так и зарубежных экспедиций (AWI, Nealy, USGS и др.).

На схеме показано расположение каркаса сейсмических профилей МОВ ОГТ и геолого-геофизических разрезов приполярной зоны Российской Федерации и прилегающих акваторий. Серым и фиолетовым цветом обозначены профили, находящиеся в электронной базе сейсмической изученности ФГБУ «ВСЕГЕИ» (фиолетовые линии – современные съемки, проведенные после 2000 г., серые – до 2000 г.); темно-синим – профили, входящие в увязанный каркас, на котором выполнялись структурные построения, красным – линии композитных геолого-геофизических разрезов, представленные в атласе. Зонды, которые были использованы при интерпретации профилей, входящих в каркас, обозначены желтым цветом, а зеленым – прочие зонды, которые находятся в базе сейсмической изученности ФГБУ «ВСЕГЕИ». Композитные геолого-геофизические разрезы составлялись таким образом, чтобы они пересекли наибольшее количество значимых геологических структур.

Комплект профилей МОВ ОГТ состоит из 77 профилей (30 026 пог. км) и данных по 201 зонду. Сейсмические разрезы на шельфах и профиле А7 в основном получены с использованием самых передовых технологий с длинами приемного устройства около 8 км. В Арктике, где представлялась возможность по метеоусловиям и ледовой обстановке, часть профилей (Arc12012\_03, северо-запад Arc12012\_16 (до поднятия Де-Лонга), AR1401, AR1402, AR1403, AR1404, AR1405, AR1413, AR1411, AR1412, AR1414, AR1420, AR1425) получена с длиной косы 4,5 км, остальные профили – с косой 0,6 км.



Каменноугольно-пермские отложения к востоку от р. Ключевка, Северо-Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)



Эратема	Система	Отдел/ Подотдел	Ярус	Franke et al., 2001	Drachev et al., 1998	Sherwood et al., 2002	Sherwood et al., 2006	Backman et al., 2008	Hegewald, Jokat, 2013	ДМНГ, 2012	ВНИИО, 2015	ВСЕГЕИ, 2016		
Кайнозойская KZ	Четвертичная Q	Неогеновая N	Плиоценовый N <sub>2</sub>					Unit 1/1 - 1/5	Top Mioc.		MU			
			Миоценовый N <sub>1</sub>	Ls3	4				Top Olig.		RU	RU	A <sub>0</sub>	
			Олигоценый P <sub>3</sub>	Ls2	3	UB	UB	Hiatus			UB-ДМНГ-6	UB		
	Палеоген P	Эоценовый P <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> <sup>3</sup>		2			Units 1/6+2						
			P <sub>2</sub> <sup>2</sup>		1			Unit 3				Eou		
		Палеоценовый P <sub>1</sub>	P <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Ls1				Hiatus		MBU	mBU-ДМНГ-9	pcU	pcU	
			P <sub>1</sub> <sup>1</sup>			mBU	mBU							
	Мезозойская MZ	Меловая K	Верхний K <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> m	TAB									
				K <sub>2</sub> km										
				K <sub>2</sub> st										
K <sub>2</sub> k														
K <sub>2</sub> t														
Нижний K <sub>1</sub>			K <sub>1</sub> s								ДМНГ-10		K <sub>2</sub>	
			K <sub>1</sub> al											
			K <sub>1</sub> a			BU	BU				BU-ДМНГ-12	BU	BU	A
			K <sub>1</sub> br							LCU	LCU-ДМНГ-13	LCU	LCU	
			K <sub>1</sub> g											
Юрская J	Верхний J <sub>3</sub>	J <sub>3</sub> tt			JU					JU	JU			
		J <sub>3</sub> km								JU-ДМНГ-14	JU	JU		
		J <sub>3</sub> o												
Средний J <sub>2</sub>	J <sub>2</sub> k													
	Нижний J <sub>1</sub>													
Палеозойская PZ		Пермская P	Татарский P <sub>3</sub>			PU	PU				PU-ДМНГ-15	PU	PU	
	Биазмийский P <sub>2</sub>													
	Приуральский P <sub>1</sub>													
	Каменноугольный C	Верхний C <sub>3</sub>										TAB		
		Нижний C <sub>1</sub>					MU				Фа		Af	
	Девонская D	Верхний D <sub>3</sub>					TAB							
		Средний D <sub>2</sub>												
Нижний D <sub>1</sub>														
Силурийский S														
	Ордовикский O													
	Кембрийский C													
Протерозойская PR											F			

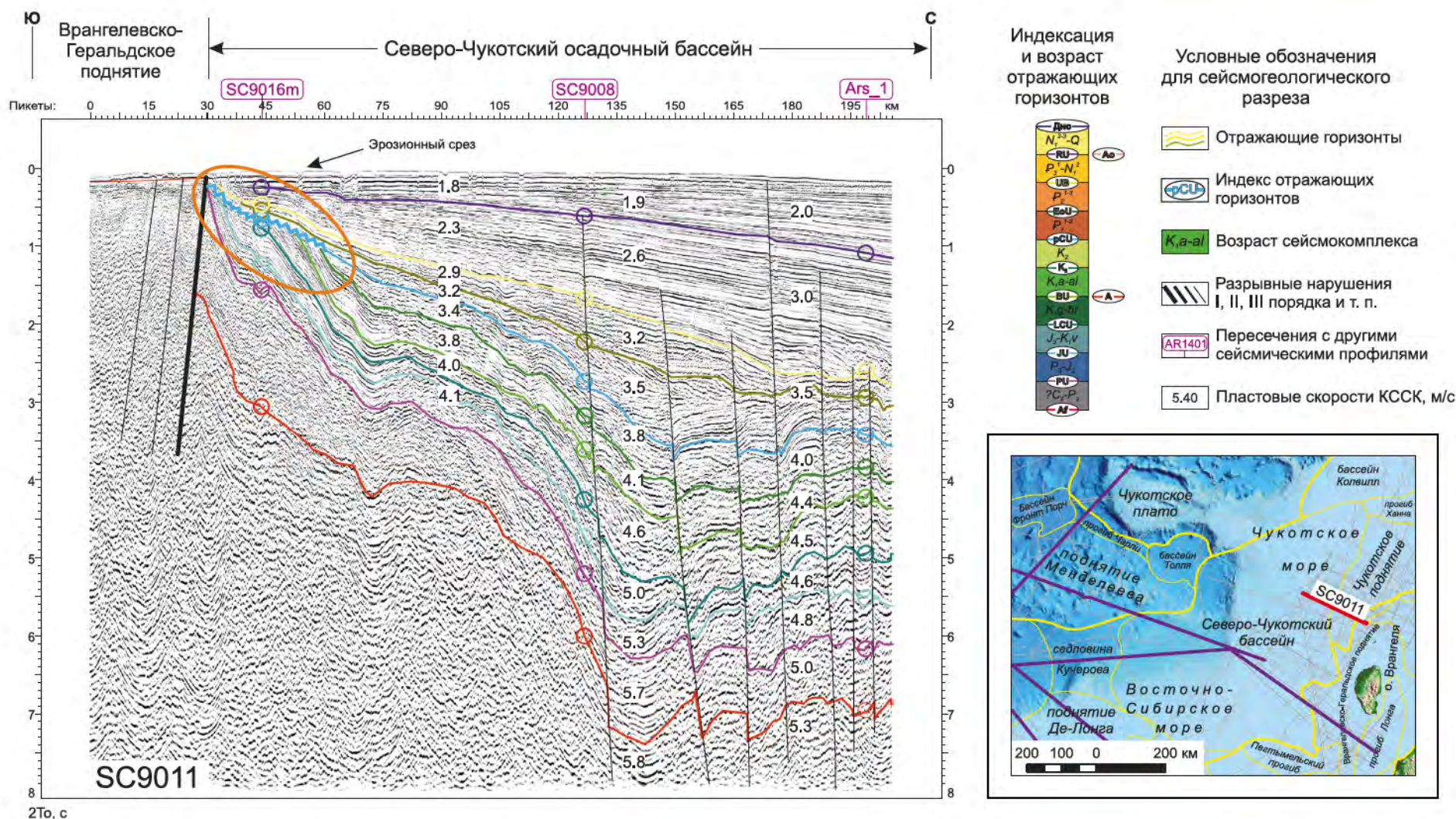
MU отражающий горизонт      TAB акустический фундамент      ↑ временной интервал квазисинхронной границы

Корреляционная схема стратиграфической привязки отражающих горизонтов

Стратификация осадочного чехла Северного Ледовитого океана в сейсморазведке МОГТ выстроена на характеристике волновых полей (динамических и кинематических), прослеживании опорных отражающих горизонтов (ОГ), которые связаны с колебаниями уровня моря, и, как правило, со сменой обстановок осадконакопления. Дополнительной информацией явились результаты глубоководного бурения в приполюсной части хр. Ломоносова (скв. АСЕХ-302), глубокие скважины, пробуренные на Аляскинском шельфе в Чукотском море, и геологические наблюдения на арктических островах и материке. Важная характеристика, учитываемая при корреляции квазисинхронных сейсмических комплексов (КССК), – распределение пластовых скоростей по сейсмическому разрезу, которые не могут быть атрибутами собственно стратиграфии, хотя несут важную информацию о физических свойствах исследуемой среды. На корреляционной схеме стратиграфической привязки отражающих горизонтов показаны представления различных авторов.

Возрастная привязка ОГ в зоне сочленения хр. Ломоносова с шельфом осуществлялась по косвенным данным, поскольку здесь нет скважин. В осадочном чехле на профиле А7 выделен ряд сейсмокомплексов и ОГ, из которых наиболее яркие – три сейсмических горизонта: акустический фундамент и два региональных несогласия – рсU и RU. Мощность осадков выше несогласия RU плавно нарастает от шельфа к континентальному склону, образуя проградационную призму, и далее к северу вновь уменьшается до 0,5–1,0 км на гребне хребта. ОГ рсU примечательно тем, что является реперным горизонтом, связывающим обобщенный геологический разрез о-ва Котельный с южной частью разреза по профилю А7. Он характеризуется, на отдельных частях профиля, налеганием более молодых ОГ и эрозионным срезом подстилающих отложений. Мощность осадочного слоя между акустическим фундаментом и региональным несогласием RU меняется более значительно, резко возрастая до 8–10 км в локальных впадинах и прогибах шельфа и уменьшаясь до 0,5–2,0 км на шельфовых поднятиях и под хр. Ломоносова. Можно предположить, что возраст регионального несогласия RU – поздний эоцен – ранний миоцен. В пользу миоценового возраста несогласия также свидетельствует соответствие палеоструктурного плана миоценовых и плиоцен-четвертичных толщ Лаптевоморской континентальной окраины ее современному структурному плану [Дараган-Суцов, Дараган-Суцова, Поселов, 2002]. Уже к концу миоцена активизация движений закончилась. Лаптевоморский бассейн испытал поднятие и размыв, сменившийся к началу плиоцена опусканием [Дараган-Суцова и др., 2010]. Таким образом, лишь в миоцене появляются явный шельф, континентальный склон и, собственно, глубоководная впадина Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Это определенно следует из рисунка волнового поля и соотношения мощностей верхнего сейсмокомплекса на профилях А7 [Дараган-Суцова и др., 2014, 2015], AR1401, AR1403 и ряде других.

Для решения проблем корреляции и возрастной привязки ОГ на востоке и северо-востоке была использована привязка волновых полей к американскому сейсмическому профилю D84-33, который в свою очередь был стратифицирован по скважинам Burger и Porcorn-1. Профиль D84-33 находится в 3,7 км от скв. Burger и 0,5 км от скв. Porcorn-1 [Sherwood, 2006; Петровская, Тришкина, Савишкина, 2008; Петровская,



Савишкина, 2014; Дараган-Суцкова и др., 2014; Daragan et al., 2015]. Дополнительную информацию для стратификации и корреляции ОГ дают кинематические характеристики разреза (устн. сообщ. Kirk W. Sherwood) [Дараган-Суцкова, Копылова, 1990]. В корреляционной схеме в графе «ВСЕГЕИ, 2016» представлено 4 разновозрастных акустических фундамента. Северо-Карский регион имеет сложное строение. Возраст фундамента здесь варьирует от верхнепротерозойского, байкальского (F) до верхнедевонского, карбонового (Af) [Малышев и др., 2012; Дараган-Суцкова и др., 2014]. На части шельфов Чукотского, Восточно-Сибирского морей (в Северо-Чукотском бассейне и Подводников) – элсмирский, или позднекаледонский, фундамент (Af). В Восточно-Ломоносовском бассейне, на хр. Ломоносова и в котловине Макарова – киммерийский фундамент (A). Самый молодой фундамент в Евразийском бассейне на хр. Гаккеля – от среднего миоцена до современного времени (A<sub>0</sub>). Корреляционная схема уточнена профилями по Чукотскому морю.

На рисунке приведен пример волнового поля северо-восточнее о. Врангеля, на котором установлена киммерийская складчатость. На профиле отчетливо фиксируется смена разновозрастного фундамента и эрозионный срез на границе основной геологической перестройки между мезозойскими и кайнозойскими отложениями (ОГ rCU).

На юге сейсмического разреза до пикета 30 наблюдается хаотичная сейсмическая запись, характерная для складчатого фундамента.

По всей вероятности, это молодой киммерийский фундамент, который отмечается на юге Чукотского моря. Здесь молодой фундамент выходит на поверхность дна и несколько надвинут на осадочный чехол разреза, находящийся севернее.

Далее по разрезу происходит резкое разрастание мощности осадочного чехла до 6,8–7,3 с, что соответствует 15 км. Волновое поле осадочного чехла по характеру динамической записи разделяется на две части основным несогласием ОГ rCU.

Верхняя часть имеет четыре субгоризонтально-слоистых КССК с незначительными нарушениями сейсмической записи. Мощности комплексов резко увеличиваются в направлении к Северо-Чукотскому прогибу. Нижнюю часть разреза представляют шесть КССК, сильно деформированных разрывными нарушениями. Мощности в самих комплексах изменяются не так значительно и без видимых тенденций. Структура волнового поля нижней части разреза (наличие шести комплексов и относительно древнего фундамента, их динамические и кинематические характеристики) дает полное основание предположить, что комплексы связаны с палеозой-мезозойским разрезом, вскрытым в американских скважинах [Sherwood, 2006; Петровская и др., 2008, 2014; Дараган-Суцкова и др., 2014, Daragan-Sushchova et al., 2015]. На основании этого ОГ, ограничивающим КССК, были присвоены такие же индексы, как у ОГ в американском секторе.

По Северному Ледовитому океану и прилегающим акваториям морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского проведена полная взаимоувязанная корреляция ОГ со всеми наблюдаемыми в волновом поле нарушениями сейсмической записи (разломами) по 77 профилям (30 026 пог. км). Обработаны, вынесены на сейсмические разрезы и проинтерпретированы все зонды МПВ МОВ. Общее количество зондов – 201. На тех профилях, где не было проведено зондирование, скорости рассчитывались по данным МОГТ. Все профили представлялись в едином ключе: волновое поле без корреляции ОГ, с корреляцией по временным разрезам и полной интерпретацией сейсмогеологических данных на временных и глубинных разрезах.

Для иллюстрации изменения сейсмогеологических характеристик в основных геологических структурах шельфов северо-востока и Северного Ледовитого океана были составлены 6 композитных сейсмогеологических разрезов по следующим профилям: А4–А7, Arctica\_2011\_28-65 – Arc2012\_04, ES10z22m – AR1401, ES10z22m – Arc2012\_01, AR1402 – AR1406, ES10z08 – AR1403. На всех разрезах проставлены искажения вертикального и горизонтального масштабов.

Сейсмогеологический разрез по композитному профилю А4 (637,4 км) – А7 (832,4 км) состоит из двух сейсмических профилей, выполненных ОАО «МАГЭ» в 2009–2010 гг. по единой полевой методике и методике обработки. При наблюдении МОВ ОГТ в качестве регистрирующего устройства использовали сейсмостанцию Sercel Seal, пневмоисточники Volt (общий объем 1500 куб. дюймов), сейсмокоду Sercel с длиной рабочей части 8100 м и длиной записи 12 с. Профиль прошел стандартный граф обработки.

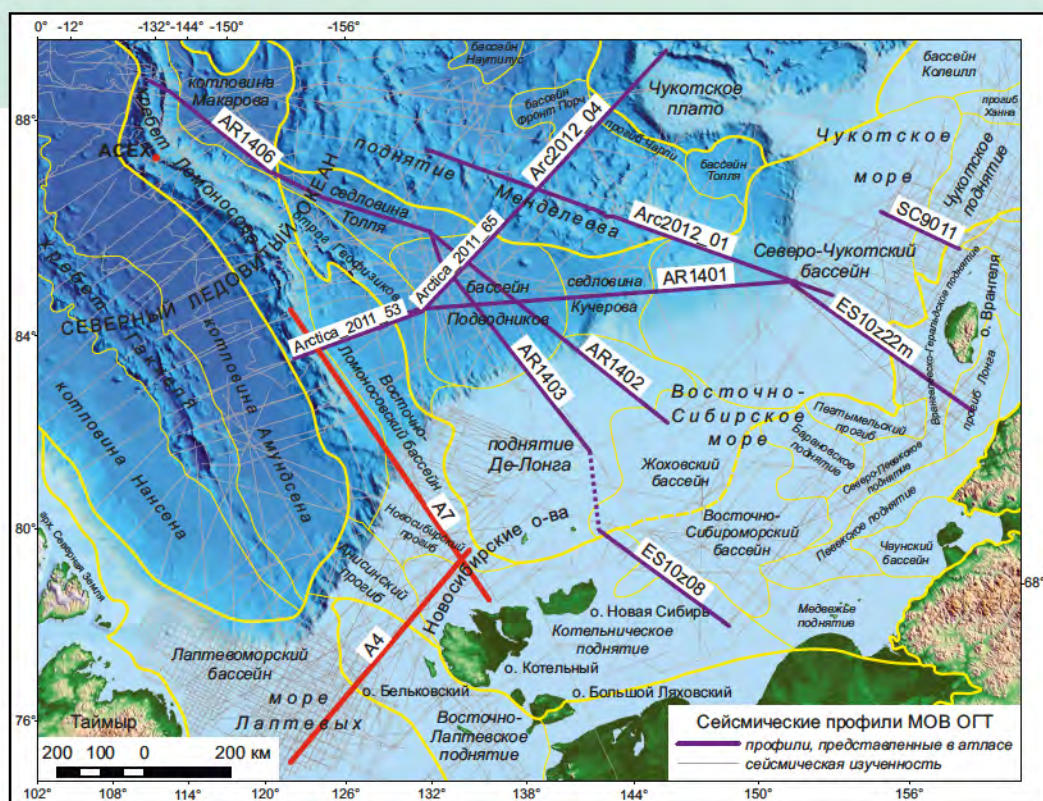
Субширотный профиль А4 пересекает практически весь Лаптевоморский бассейн. На рисунке представлен весь профиль А4 и субмеридиональный разрез по профилю А7 от о. Котельный до континентального

склона и по хр. Ломоносова с привязкой к скв. АСЕХ. Название и ранжирование основных структур приведены над композитным разрезом. Значения пластовых скоростей показаны на профиле. Профиль прошел стандартный граф обработки.

Глубина воды на шельфе не превышает первых десятков метров, на склоне она возрастает до 450 м. Максимальные глубины (1,8 км) наблюдаются в погруженных частях хр. Ломоносова. Начиная с пикета 300 (профиль А7) и далее на континентальном склоне, при погружении дна, отражения кратной волны отмечаются в области прослеживания опорных ОГ. Постепенно они пересекают все ОГ на границе Восточно-Ломоносовского прогиба и хр. Ломоносова, однако не приносят существенного искажения. Интенсивность ОГ остается более высокой, чем у кратной волны.

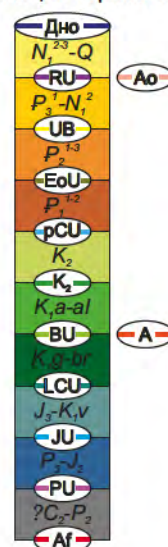
Фундамент повсеместно разбит нарушениями, имеет неустойчивую форму сейсмической записи с пластовыми скоростями ( $V_{nn}$ ) от 3,0 до 5,2 км/с. По Лаптевоморскому шельфу до континентального склона (пикет 400) наблюдаются повышенные скорости (3,8–5,2 км/с) и остаточная слоистость в фундаменте. Это может свидетельствовать о том, что когда-то осадочные толщи (остаточная слоистость) претерпели не очень сильную складчатость, которая прошла без метаморфизма (разброс скоростей). Повышенные значения скоростей (до 5,2 км/с) могут говорить о возможном погружении терригенных толщ, слагающих фундамент на значительные глубины, либо о разном фациальном составе. На хр. Ломоносова скорости имеют меньшие значения и их разброс (от 3,0 до 4,0 км/с). Характер фундамента ОГ А – нестабильный, часто коррелируется на границе слоистой и неструктурированной сейсмической записью. Совокупность этих характеристик говорит об относительно молодой (киммерийской) складчатости без метаморфизма.

Осадочный чехол на композитном профиле представлен кайнозойскими осадками: отложения от дна до ОГ рСU (4 КССК) и двумя меловыми КССК. Мощности кайнозойских комплексов меняются в зависимости от структур. Наибольших значений они закономерно достигают в прогибах, например в Лаптевоморском бассейне (пикет 45, профиль А4),

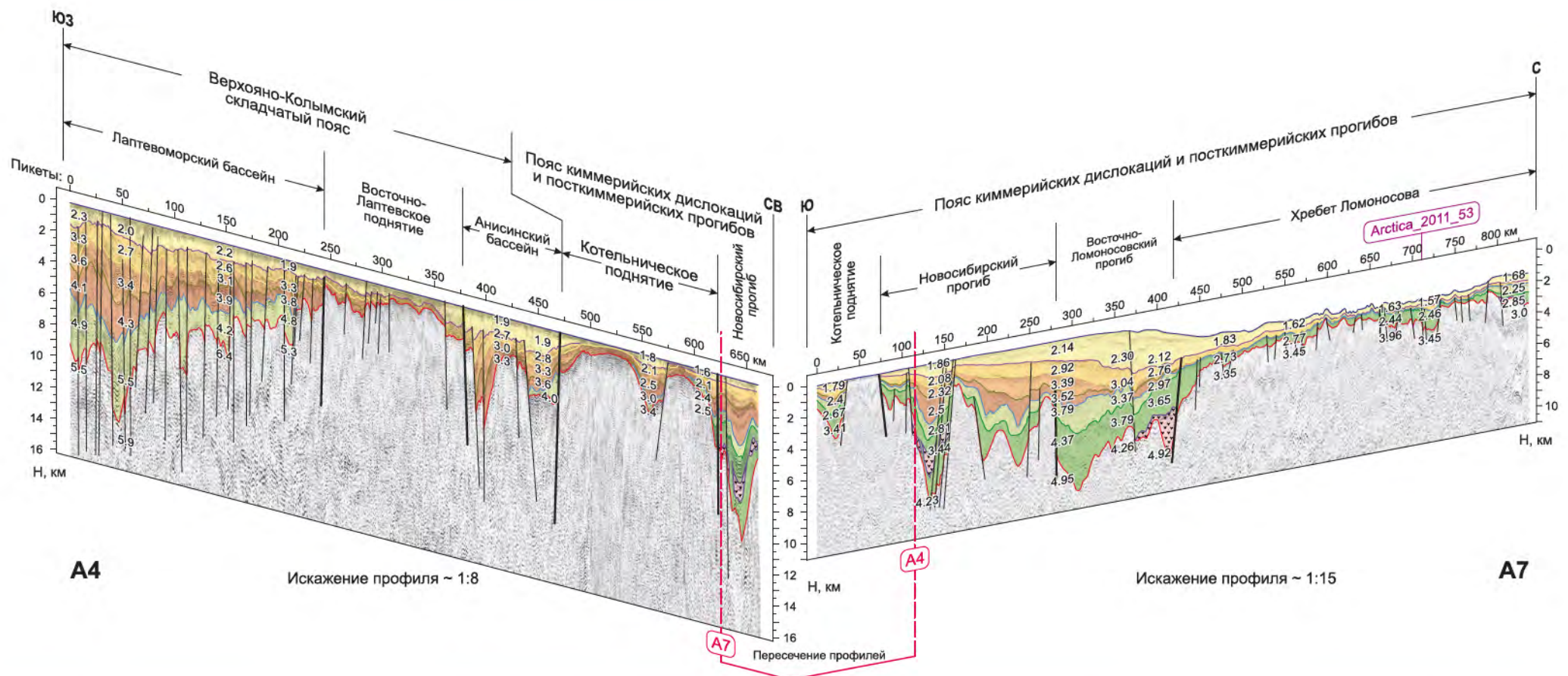


### Условные обозначения для сейсмогеологических разрезов

Индексация и возраст отражающих горизонтов



- Отражающие горизонты
- Индекс отражающих горизонтов
- Возраст сейсмокомплекса
- Разрывные нарушения I, II, III порядка и т. п.
- Пересечения с другими сейсмическими профилями
- Пластовые скорости по зондированию МОВ, м/с
- Пластовые скорости КССК, м/с
- Положение зонда и его номер
- Базальты



где объем кайнозойских осадков составляет более 8 км. На поднятиях наблюдается не только уменьшение мощности картируемых КССК, но и потеря полноты стратиграфического объема. На Восточно-Лаптевском и Котельническом поднятиях не всегда возможно картирование ОГ рСУ, ЕоU, UB, поскольку осадки, соответствующие этим временным интервалам, незначительны и их мощность ниже разрешающей способности метода. Кроме того, в силу приподнятости этих территорий, возможно, не создавалось условий осадконакопления и/или в процессе воздымания происходил размыв.

Для поднятия Ломоносова характерны относительно небольшие мощности осадочного чехла в целом и его кайнозойской составляющей в частности, а также отсутствие прослеживания подошвы эоцена (ОГ ЕоU). Пластовые скорости возрастают в прогибах до 4,3 км/с (пикет 50, профиль А4), минимальные значения они принимают в самых молодых осадках – около 1,6 км/с.

Докайнозойская часть разреза на композитном профиле А4–А7 присутствует не повсеместно, ее нет на Восточно-Лаптевском поднятии и на западе соседнего Анисинского бассейна (пикеты 375–440, профиль А4). Кроме того, осадков этого возрастного промежутка практически нет на Котельническом поднятии, за исключением отрезка в районе пикетов 550–575, где наблюдается небольшое погружение всей осадочной толщи. Своих максимальных отметок мощность докайнозойских отложений достигает в Лаптевоморском бассейне (профиль А4), Новосибирском бассейне и Восточно-Ломоносовском бассейне (профиль А7) – около 5,7 км. Показатели пластовых скоростей от 2,3 км/с в северной части поднятия Ломоносова, хотя здесь вследствие малой мощности и сильной нарушенности слоев определение скоростей менее надежно. Возрастают скорости до 5,5 км/с в районе пикета 50 на профиле А4.

Два нижних КССК: фундамент (А)–К<sub>2</sub> и К<sub>2</sub>–рСУ имеют большой разброс в мощностях – от 0 до 2,7 км. Скорости определены более надежно в шельфовой зоне, включая континентальный склон; их значения соответственно снизу вверх (3,4–4,4 км/с) и (2,7–4,0 км/с).

На хр. Ломоносова из-за малой мощности и сильной нарушенности слоев определение скоростей менее надежно и значения их не обсуждаются. Основным опорным горизонтом является ОГ рСУ. Под ним на части профиля фиксируется несогласие типа эрозионного среза, а над ним – налегание.

Комплексы рСУ–ЕоU, ЕоU–UB, UB–RU, RU–дно представлены в большом объеме на шельфе. По направлению к континентальному склону и на хр. Ломоносова их мощности и скорости в целом уменьшаются, кроме комплекса RU–дно. Самый верхний молодой комплекс значительно увеличивается в мощности на континентальном слоне. На самом хребте (пикеты 420–839) удается проследить нерасчлененный разрез между ОГ рСУ и RU.

КССК, ограниченный ОГ RU–дно, как правило, имеет «сейсмически прозрачную» запись с неинтенсивными осями синфазности, характерными для пелагических осадков, и небольшими значениями скоростей, в среднем 1,7 км/с. Мощности этого комплекса в целом небольшие – 0,3–0,4 км/с, резко увеличиваются в районе континентального склона – до 2,4 км/с и на шельфе моря Лаптевых в непосредственной близости от источников сноса (пикеты 390–480) до 1,1–1,5 км/с.

По характеру волновых полей можно сделать вывод, что основные нарушения сейсмической записи произошли во время формирования фундамента А и постоянно обновлялись. Активное обновление нарушений произошло на границе мезозоя и кайнозоя – ОГ рСУ, в среднем миоцене ОГ RU, в кайнозое ОГ ЕоU, UB и в современное время.

Сейсмогеологический разрез по композитному профилю Arctica\_2011\_28-65 – Arc2012\_04 (1435 км) состоит из трех сейсмических профилей Arctica\_2011\_053\_065, выполненных АО «ГНИНГИ» (Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт) в 2011 г. по единой полевой методике и методике обработки. При наблюдении МОВ ОГТ в качестве регистрирующего устройства использовали сейсмостанцию DigiSTREA-MER, пневмоисточники BoltAPG (общий объем 1025 куб. дюймов), сейсмокоду DigiSTREAMER с длиной рабочей части 600 м и длиной записи 15 с. Профиль прошел стандартный граф обработки. Профиль Arc2012\_04 выполнен ФГУНПП «Севморгео» в 2012 г. При наблюдении МОВ ОГТ в качестве регистрирующего устройства использовали сейсмостанцию DigiSTREAMER, пневмоисточники BoltAPG 8500 (общий объем 1025/2050 куб. дюймов), сейсмокоду DigiSTREAMER с длиной рабочей части 600 м и длиной записи 12 с. Профиль также прошел стандартный граф обработки.

Сводный сейсмогеологический разрез субширотно пересекает в Северном Ледовитом океане основные структуры от хр. Ломоносова до Чукотского плато (все они подписаны над разрезом).

Верхняя кайнозойская часть разреза (от современных отложений до ОГ rCU – 4 КССК) присутствует практически повсеместно. Варьируют мощности, в меньшей мере скорости, но стратиграфический объем почти не меняется. Мощности и пластовые скорости, как правило, уменьшаются на поднятиях (иногда до полного исчезновения), резко увеличиваются в прогибах. Волновое поле верхнего КССК характерно для пелагических осадков. В комплексе, ограниченном ОГ RU и UB, осадконакопление происходило в основном в морских

условиях. Глубины осадконакопления в КССК UB (нижнеолигоценое несогласие) – EoU (толща от кровли до подошвы эоцена) менялись от морских до прибрежно-морских. В комплексе, ограниченном ОГ EoU (нижнеэоценовое несогласие) – rCU (толща от подошвы эоцена до подошвы палеогена, возможно, самых верхов верхнего мела), прогнозируется осадконакопление в условиях от морских до континентальных.

Нижняя часть (докайнозойская) присутствует в разных стратиграфических объемах и мощностях, значительно варьируя в зависимости от структурной позиции. Отрог Геофизиков является границей раздела двух типов разреза нижней (докайнозойской) части осадочного чехла.

К западу от отрога наблюдается два комплекса с неструктурированной формой сейсмической записи. Такая запись характерна либо для акустического фундамента, либо для толщ, сформированных в условиях лавинной седиментации, например моласс, образующихся при интенсивном разрушении соседних орогенов. Разделяющие эти комплексы отражения указывают на наличие нижней и верхней моласс, что особенно выражено в Восточно-Ломоносовском бассейне, где оба комплекса присутствуют в значительных объемах.

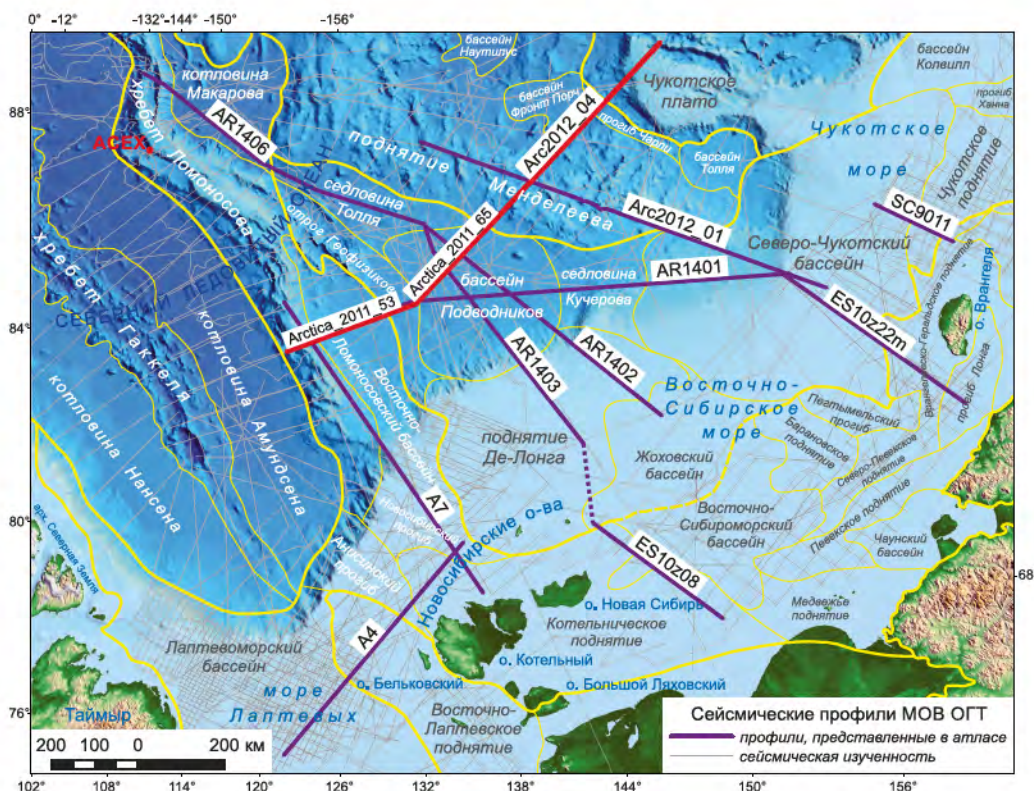
Нижний комплекс (от акустического фундамента до ОГ K<sub>2</sub> – аптальбские нижнемеловые отложения) более сейсмически прозрачный, в зоне сочленения с хр. Ломоносова он наблюдается только в грабенах, в то время как на самом хребте этого комплекса нет. На западном борту Восточно-Ломоносовского бассейна присутствует характерный конус выноса. Это указывает на то, что в тот период хр. Ломоносова интенсивно размывался, формируя грубую молассу в соседних впадинах, а значит, это был ороген. Мощности его достигают 1,4 км, скорости колеблются от 3,2 до 4,7 км/с.

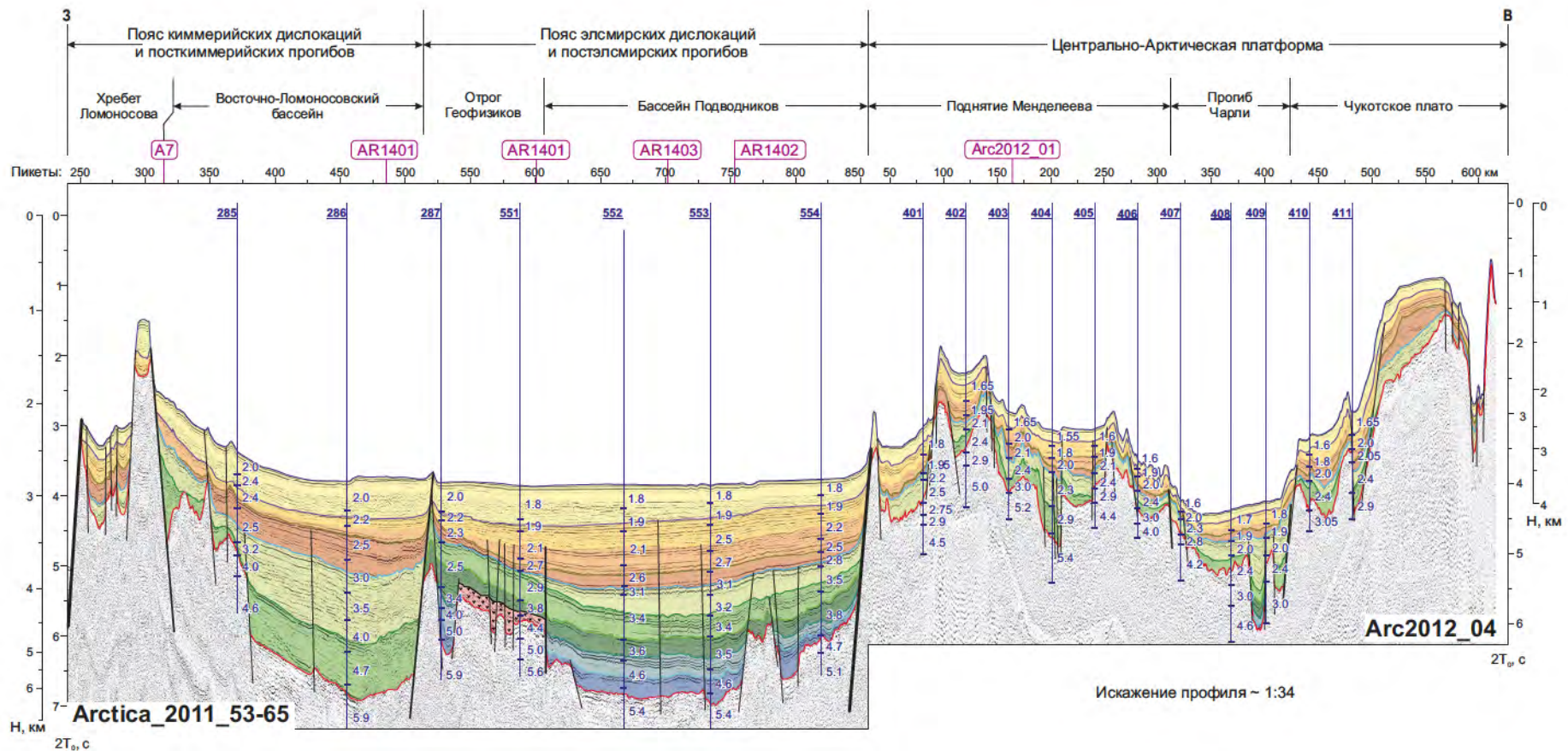
Во время формирования верхнего комплекса (ОГ rCU – посткампанское несогласие – K<sub>2</sub> – верхний мел) ороген хр. Ломоносова, вероятно, был частично размыв, на что указывает прерывисто-слоистая сейсмическая запись комплекса, следовательно, можно предполагать более тонкую молассу. Пластовые скорости в Восточно-Ломоносовском бассейне варьируют от 2,5 до 3,5 км/с. Мощность колеблется от 0,3 км на поднятиях до 1,7 км во впадинах.

В котловине Амундсена наблюдаются те же комплексы в нижней части разреза осадочного чехла, но в меньших мощностях (по 0,6–0,7 км). Пластовые скорости меняются от 3,1 до 3,9 км/с.

Фундамент западной части разреза динамически слабо выражен в волновых полях. Рельеф фундамента в котловине Амундсена, на хр. Ломоносова и западном борту Восточно-Ломоносовского бассейна резко расчленен, а в самом бассейне он ровный, спокойный и на отдельных участках динамически выразителен. Такая нестабильность динамической записи указывает на относительно молодой возраст фундамента. Пластовая скорость в фундаменте колеблется от 4,0 до 5,9 км/с.

К востоку от отрога Геофизиков (включая сам отрог) в нижней части разреза чехла мы наблюдаем большее число КССК с более протяженными интенсивными динамически выраженными отражениями с небольшими мощностями. Это свидетельствует о более раннем





развитии осадочного бассейна в рассматриваемой части профиля и явно шельфовых спокойных условиях осадконакопления.

Волновое поле поверхности акустического фундамента (Af) представлено устоявшейся 3–4-фазной границей, гладкой, стабильной, нарушенной вблизи разломных зон (выступов фундамента). Пластовая скорость колеблется от 4,4–5,9 км/с, понижаясь в районе разломных зон. Динамические особенности волнового поля характерны для устоявшегося, более древнего, чем в Восточно-Ломоносовском бассейне, фундамента. Судя по стратиграфическому объему чехла – это элсмирский складчатый фундамент.

В бассейне Подводников в нижней части разреза чехла наблюдается пять докайнозойских КССК, которые в соответствии с предлагаемой интерпретационной моделью ограничены отражающими горизонтами JU, LCU, BU, K<sub>2</sub> и pCU.

Аналогичные различия в строении осадочного чехла в Восточно-Ломоносовском бассейне и бассейне Подводников наблюдаются на профилях, находящихся севернее и южнее описанного разреза. Не исключено, что Восточно-Ломоносовский бассейн был меловым рифтом на киммерийском основании. Тогда отрог Геофизиков являлся восточным бортом мелового рифта, а хр. Ломоносова – западным. Отсюда понятен неструктурированный характер сейсмической записи в волновых полях меловых отложений Восточно-Ломоносовского бассейна и резкое сокращение одновозрастных отложений на отроге Геофизиков и на хр. Ломоносова.

На Центрально-Арктической платформе по этому разрезу видно, что стратиграфический объем чехла примерно соответствует объему

чехла в бассейне Подводников, во всяком случае, в глубоких прогибах (прогиб Чарли). На поднятии Менделеева и Чукотском плато стратиграфический объем сокращен, фиксируются только 1–2 верхних меловых комплекса. Это, скорее всего, произошло вследствие размыва, хотя такой вывод не бесспорен. Некоторые значения скоростей в фундаменте (2,4–2,9 км/с) поднятий характерны для осадочных пород, что подтверждают результаты драгирования. Возможно, в предмеловое время произошло обширное излияние эффузивов, которые мешают прослеживанию ОГ от более древних осадков. Это особенно убедительно видно на более южном профиле, выполненном с длинной базой наблюдения [Дараган-Суцова и др., 2015].

По характеру волновых полей можно сделать вывод, что основные нарушения сейсмической записи произошли во время формирования фундамента, которые постоянно обновлялись. Активное обновление нарушений произошло на границе мезозоя и кайнозоя (ОГ pCU), в среднем миоцене (ОГ RU) и в самое современное время, менее активное в кайнозое (ОГ EoU, UB).

Плащеобразный характер распределения кайнозойских комплексов в пределах всего региона говорит о том, что современные морфоструктуры образовались в последнее время, уже после накопления неоген-четвертичных осадков. Другой важный момент – к началу накопления кайнозойских осадков вся территория была пенепленирована, иначе кайнозой отсутствовал бы на современных поднятиях. Современные тектонические движения наследовали древний структурный план, о чем свидетельствует сквозное развитие тектонических нарушений на границах морфоструктур.

Сейсмогеологический разрез по композитному профилю ES10z22m – AR1401 (1527 км) состоит из двух сейсмических профилей.

ES10z22m выполнен ОАО «ДМНГ» в 2010 г. При наблюдении МОВ ОГТ в качестве регистрирующего устройства использовали тип приемника SEAL, сейсмокоду Sercel с длиной рабочей части 7950 м, пневмоисточники Volt 1900 (общий объем 4000 куб. дюймов), длина записи 12 с. Профиль прошел стандартный граф обработки. AR1401 выполнен ОАО «МАГЭ» в 2014 г. При наблюдении МОВ ОГТ в качестве сейсморегистрирующей станции использовалась Sercel SEAL System, ver. 5.1, тип косы – Sercel SEAL Fluid, 24 bit, длина косы 4500 м; источники APG BOLT-8500; рабочий объем – 1300 куб. дюймов, длина записи – 12 с. Профиль также прошел стандартный граф обработки.

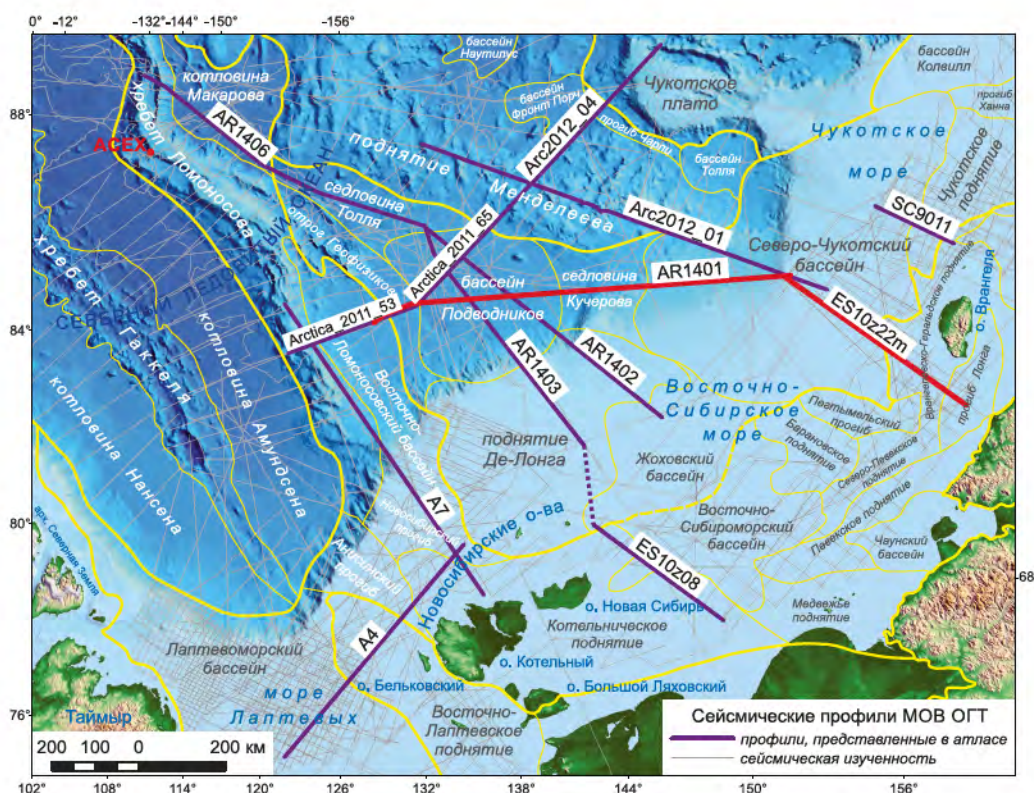
Прекрасной иллюстрацией непрерывного прослеживания КССК с шельфа в бассейн Подводников является композитный профиль ES10z22m – AR1401. На юго-востоке по профилю ES10z22m до пикета 180 наблюдается минимальное количество осадков (0–3,0 км). В районе этого пикета выделяется крупное нарушение сейсмической записи. Фундамент в южном блоке профиля ES10z22m и западнее пикета 30 профиля AR1401 разбит на блоки, не имеет устойчивого отражения от поверхности и скорости в нем относительно небольшие (4,1–4,5 км/с). Все эти признаки характерны для молодого киммерийского фундамента. Севернее пикета 180 отмечается резкое увеличение количества КССК (до 10) и объемов осадков (до 18–19 км). Такая же структура записи унаследует и в Северном Ледовитом океане по профилю AR1401 до пикета 30.

Практически идентичны волновые поля ОГ Af, связанные с фундаментом – интенсивные трех-четырёхфазные волны достаточно устойчивые, особенно в самых прогнутых частях Северо-Чукотского прогиба. Сохраняется количество комплексов при некоторой вариации их мощности, глубины залегания и характерных особенностей волнового поля. Скорости в фундаменте здесь от 5,4 до 6,6 км/с.

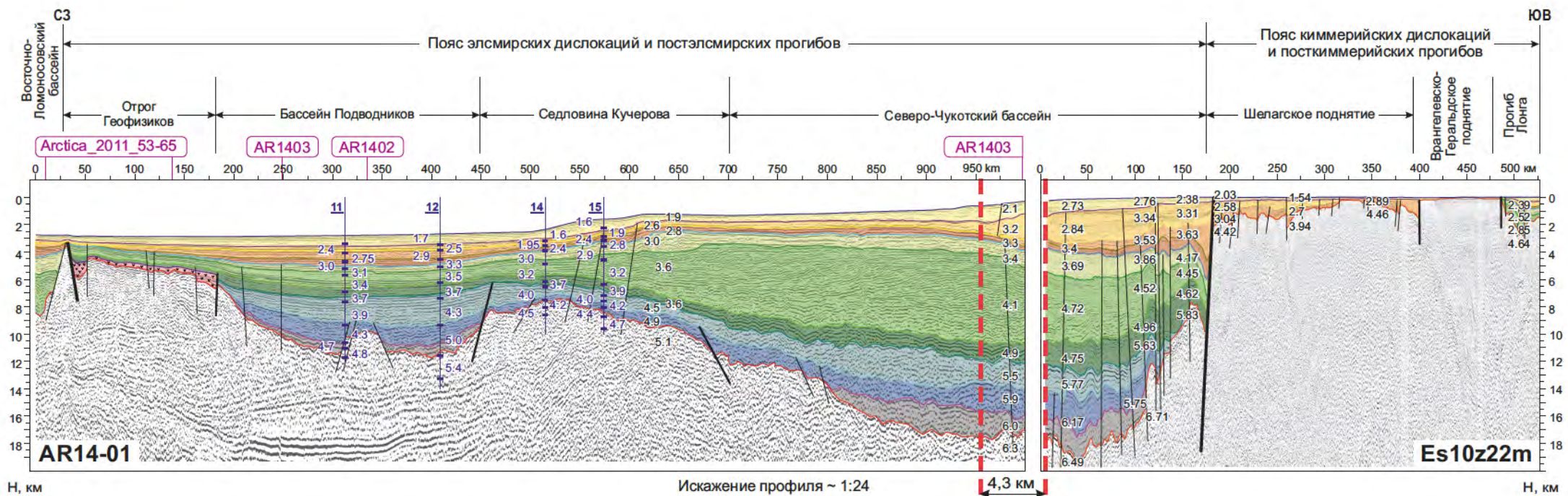
По нижнему КССК (ОГ Af–PU) отмечаются интенсивные протяженные ОГ с высокими  $V_{\text{пл}}$  (~5,8–6,2 км/с), что характерно для терригенно-карбонатного комплекса. По нему и перекрывающему его КССК (ОГ PU–JU) обособливаются два прогиба: Северо-Чукотский бассейн и бассейн Подводников, ранее имевший название Вилькицкого. В это время их разделяет классическая (по структуре) седловина Кучерова. Фундамент на седловине разбит многочисленными нарушениями и, по-видимому, из-за этого имеет пониженные  $V_{\text{пл}}$  (4,5–5,17 км/с) и расчлененный рельеф. КССК (ОГ PU–JU), судя по волновому полю (прерывистые и менее интенсивные ОГ,  $V_{\text{пл}}$  5,5–4,9 км/с), сложен терригенными породами, мористость которых (протяженные гладкие ОГ) незначительно увеличивается в юго-восточном направлении. Суммарные максимальные мощности этой части разреза колеблются от 4,0 км в Северо-Чукотском бассейне, 0,5 км – на седловине Кучерова и 2,2 км в бассейне Подводников.

Комплексы между ОГ JU–LCU и LCU–BU наследуют поведение нижележащих КССК по разделению прогибов седловиной, но в более мягкой форме – как бы облекая и выравняя ее. Мористость нижнего из них растет в южном направлении, а верхнего – на северо-запад. Суммарные максимальные мощности этой части разреза колеблются от 4,0 км в Северо-Чукотском бассейне, от 2 км – на седловине Кучерова и около 3 км в бассейне Подводников. Пластовые скорости варьируют в следующих пределах: в нижнем комплексе – 5,8–4,2 км/с, в верхнем – 4,9–4,0 км/с.

КССК между ОГ BU и  $K_2$  на шельфе и в глубоководной части Северного Ледовитого океана до пикета 625 профиля AR1401 (с интенсивными косослоистыми слоями) является маркирующим в американском секторе и Чукотском море. Кровля его в скв. Burger и Северо-Чукотском бассейне сопоставлялась с шельфовыми косослоистыми осадками позднего апта. При продвижении на северо-запад клиноформы поднимаются вверх по разрезу, захватывая все более молодые осадки альбского и верхнемелового возрастов, поэтому ОГ  $K_2$  здесь нельзя принять за опорный и правильнее рассматривать 2 КССК (ОГ BU– $K_2$  и ОГ  $K_2$ –pCU) вместе. Судя по всему, в это время был очень интенсивный снос осадков с юга и юго-востока. Косослоистые фации в КССК наблюдаются в Северо-Чукотском бассейне до середины седловины Кучерова (пикет 625). Далее, на северо-запад, они резко утоняются (от 8,0–3,0 км на юге, 3,4–2,2 км – на седловине, 1,8–1,6 км – в бассейне Подводников, до 0,6 км – на отроге Геофизиков, где верхний КССК ОГ  $K_2$ –pCU полностью эродирован). Отражающие горизонты в комплексах становятся протяженными и интенсивными. Пластовые скорости в нижнем КССК изменяются от 4,2–3,6 км/с на юге, 3,4–3,2 км/с – на седловине и 3,4–3,7 км/с – в бассейне Подводников. Пластовые скорости в верхнем КССК изменяются от 3,8–2,8 км/с на юге, 3,1–2,9 км/с на седловине и 3,5–3,1 км/с







в бассейне Подводников. Такие закономерности (протяженные оси синфазности и относительно высокие скорости) могут говорить об относительно глубоководном (с преобладанием глинистых фракций) режиме осадконакопления в это время в бассейне Подводников. Другая ситуация по рассматриваемым комплексам наблюдается в Восточно-Ломоносовском прогибе, которая в полной мере описана по сейсмогеологическому разрезу Arctica\_2011\_28-65 – Arc2012\_04.

Верхняя часть разреза (от современных отложений до рСУ) присутствует в полном объеме только в южной части Северо-Чукотского бассейна и в бассейне Подводников. В этих тектонических структурах варьируют мощности, но стратиграфический объем почти не меняется и представлен перечисленными комплексами.

Два нижних комплекса утоняются или полностью отсутствуют на поднятиях (в области пояса киммерийских дислокаций и посткиммерийских прогибов, отроге Геофизиков, в северной части Северо-Чукотского бассейна и на седловине Кучерова). Мощности и пластовые скорости, как правило, уменьшаются на поднятиях и резко увеличиваются в прогибах.

По характеру волновых полей можно сделать вывод, что основные нарушения сейсмической записи произошли во время формирования фундамента и постоянно обновлялись. Активное обновление нарушений произошло на границе мезозоя и кайнозоя (ОГ рСУ), в среднем миоцене (ОГ RU) и в самое современное время – менее активное – в кайнозое (ОГ EoU и UB).

Композитный сейсмический профиль Es10z22m (515 км) – Arc2012\_01 (1020 км) состоит из двух сейсмических профилей, которые не имеют точки пересечения, однако расстояние между ними небольшое – 5 км. Профиль, начинаясь на шельфе Восточно-Сибирского моря (ES10z22m), пересекает такие структуры, как прогиб Лонга, Врангелевско-Геральдское поднятие, Шелагское поднятие, затем переходит в Северо-Чукотский бассейн. Северо-западная часть разреза по профилю Arc2012\_01 показывает строение поднятия Менделеева. Названия пересекаемых профилем структур приведено над разрезом. Глубина воды изменяется от десятков метров на шельфе до 2 км на самых погруженных участках.

Профиль Es10z22m выполнен ОАО «ДМНГ» в 2010 г. Методика работ МОВ ОГТ 2D включала использование 636-канальной косы длиной 7,9 км. Длина записи 12 с. Профиль прошел стандартный граф обработки. Профиль Arc2012\_01 выполнен ФГУНПП «Севморгео» в 2012 г. Методика работ МОВ ОГТ 2D включала использование 48-канальной косы длиной 600 м. Расстояние между источниками (Bolt APG 8500) составляло 50 м, групповой интервал – 12,5 м. Профиль прошел стандартный граф обработки.

Волны первой кратности от дна на шельфе Восточно-Сибирского моря прослеживаются практически сразу же за волнами от дна, образуя единый пакет отражений. В Северо-Чукотском бассейне, при погружении дна до северной границы Северо-Чукотского бассейна (пикет 930), они попадают в область прослеживания опорных ОГ, постепенно пересекая, но существенно не искажая, все опорные ОГ. На поднятии Менделеева (пикеты 0–675) кратные волны от дна

в основном прослеживаются в области ниже коррелируемых отраженных волн (ниже ОГ Af).

На профиле Arc2012\_01 надежно прослеживаются верхние отражающие горизонты: RU, UB и pCU, а корреляция нижних не противоречит имеющемуся волновому полю и скоростным характеристикам по профилям ES10z23m, ES10z22m, ES10z02\_1, 5-AP, Arc12-03.

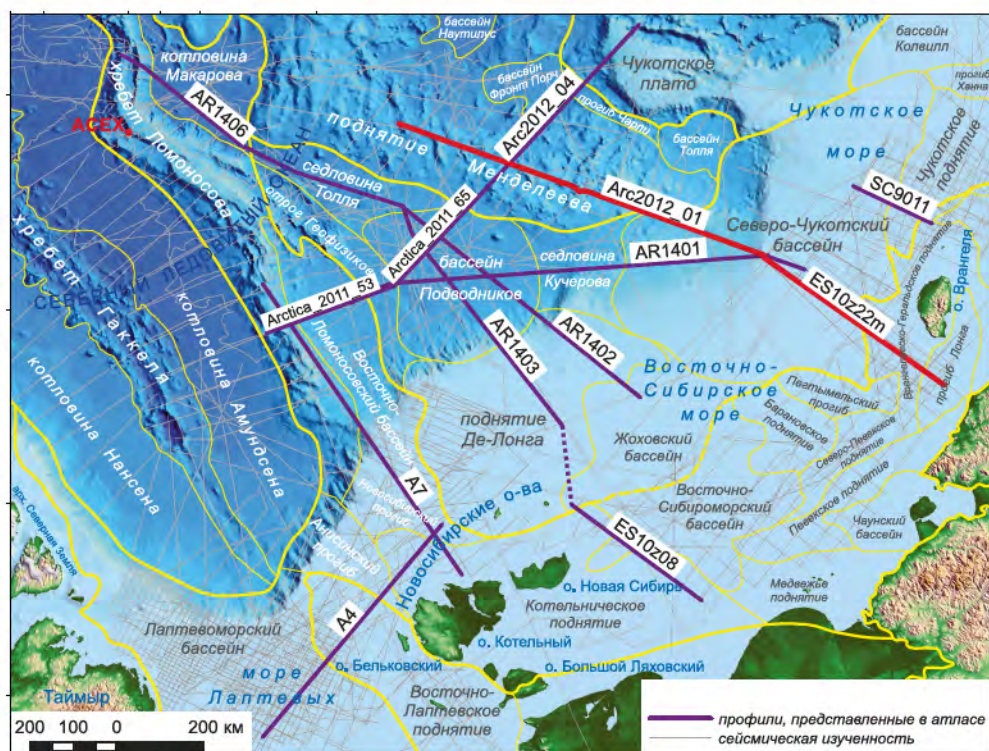
Профиль Es10z22m ввиду более выгодного географического положения с точки зрения условий полевых работ был отработан по лучшей методике, что существенно повлияло на качество сейсмической записи. На данном профиле уверенно картируются все основные несогласия, характерные для региона.

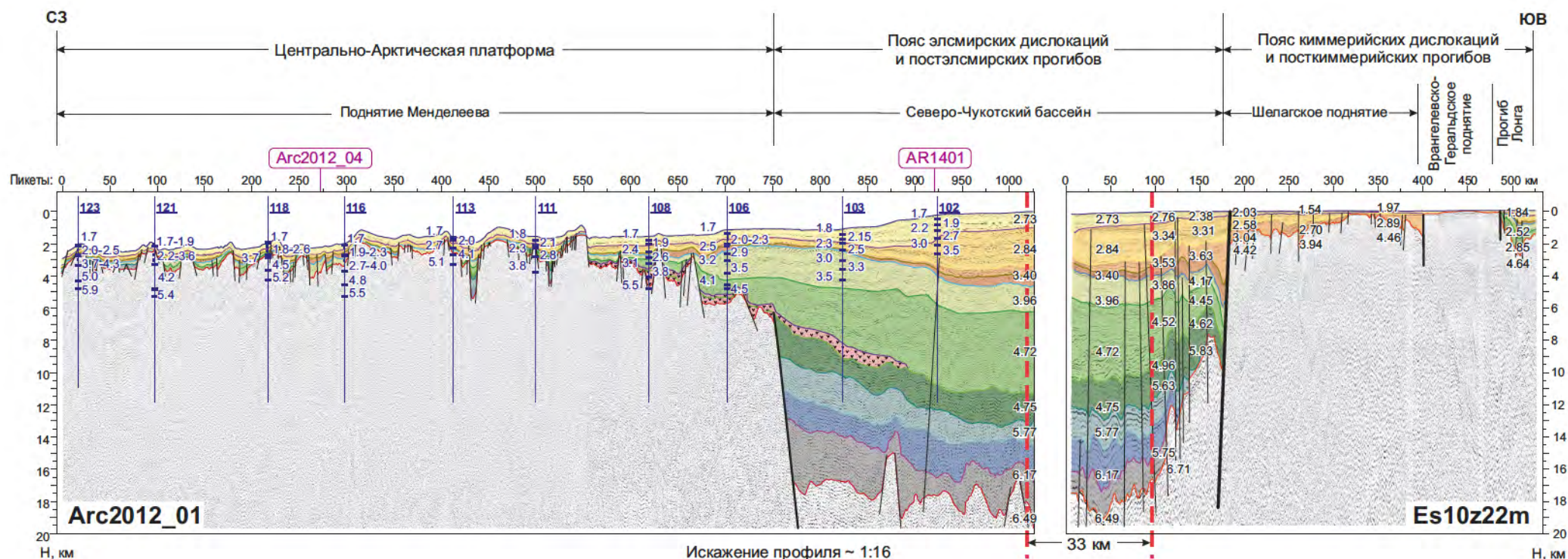
Волновые поля в пределах Северо-Чукотского бассейна на профилях ES10z22m и Arc2012\_01 в достаточной степени похожи, особенно отражения, связанные с фундаментом. Это устойчивые интенсивные 3–4-фазные волны, преимущественно в самых прогнутых частях впадины. При передаче корреляции с шельфа в океан параметрам волнового поля картируемых комплексов наследуются и практически полностью соответствуют, однако мощность всех осадков при подходе к северному борту Северо-Чукотского бассейна начинает резко сокращаться. Скорости в основном характерны для терригенных пород и при погружении увеличивают свои значения. Подробную характеристику скоростей и мощностей КССК можно увидеть на профиле.

В волновом поле сейсмогеологического разреза по композитному профилю ES10z22m – Arc2012\_01 кайнозойские осадки представлены практически повсеместно. Частично их нижние комплексы отсутствуют либо утоняются до разрешающей способности метода (профиль ES10z22m, пикеты 180–527) в области пояса киммерийских дислокаций и эпикиммерийских прогибов и на пикетах 0–550 профиля Arc2012\_01 на поднятии Менделеева. В целом сейсмокомплексы варьируют по мощности, но стратиграфический объем на большей части сейсмогеологического разреза почти не меняется и представлен четырьмя КССК, аналогичными выделенным на других разрезах. Как правило, мощности и пластовые скорости уменьшаются на поднятиях и увеличиваются в прогибах.

На сейсмогеологическом разрезе ES10z22m – Arc2012\_01 наблюдается непрерывное прослеживание КССК с шельфа в глубоководную часть Северного Ледовитого океана. Здесь выделяются два разновозрастных фундамента. Один из них фиксируется на юго-востоке профиля ES10z22m (пикеты 180–525), где присутствует минимальное количество осадков (0–3,0 км). В районе пикета 180 выявлено крупное нарушение сейсмической записи, по-видимому, связанное с крупной разломной зоной. Фундамент в южном блоке – на небольших глубинах, разбит на блоки, не имеет устойчивого отражения от поверхности и скорости в нем относительно небольшие (4,1–4,5 км/с). Все эти признаки характерны для молодого, в данном случае киммерийского, фундамента.

Севернее пикета 180 профиля ES10z22m ситуация меняется, отмечается резкое увеличение количества докайнозойских КССК (до 6) и объема всех осадков (до 19 км). Отражающие горизонты, связанные с фундаментом, образуют достаточно устойчивые интенсивные





3–4-фазные волны, особенно в самых прогнутых частях Северо-Чукотского бассейна. Далее на северо-запад по профилю Arc2012\_01 до пикета 750 волновые поля ОГ Af, PU, JU, LCU, BU, K<sub>2</sub>, связанные с фундаментом и докайнозойским разрезом, прослеживаются условно, они интерпретированы по положению ОГ, пересекающих его профили ES10z22m, ES10z02\_1, AR1401, AR1411. В прогибах сохраняется практически такое же количество комплексов при некоторой вариации их мощности, глубины залегания и характерные особенности волнового поля. Скорости в фундаменте (Af) здесь от 5,4 до 6,4 км/с.

Динамические особенности волнового поля характерны для устоявшегося, более древнего, чем в южном блоке, фундамента. Судя по стратиграфическому объему чехла, это элсмирский складчатый фундамент. На северо-восточном краю седловины Кучерова и поднятии Менделеева (пикеты 0–750) фундамент разбит многочисленными нарушениями на блоки. Волновое поле ОГ от фундамента нестабильно. Судя по характеру нарушений (смещения и в некоторых случаях «задирание» горизонтов чехла вверх по разрезу), блоки окончательно сформировались в кайнозойское время. В некоторых блоках над фундаментом наблюдается цуг интенсивных низкочастотных отражений, который в совокупности с магнитными данными можно было бы проинтерпретировать как отражения от базальтовых «покровов». Но наблюдаются и прогибы (пикеты 509–520 и 429–441), где подобных «покровов» нет, и тогда в волновом поле в докайнозойском разрезе можно проследить до пяти сейсмокомплексов, подобных тем, что отмечаются в Северо-Чукотском бассейне, но с меньшими

мощностями и скоростями. Эти факты дают нам основание предположить на поднятии Менделеева наличие палеозойско-мезозойских пород, возможно, в большинстве блоков слабоскладчатых, разбитых разрывными нарушениями или перекрытых базальтами. Наличие прогибов (пикеты 509–520 и 429–441) с полным ненарушенным осадочным докайнозойским чехлом и небольшие  $V_{пл}$  ниже акустического фундамента на поднятиях (2,8–4,1 км/с) позволяют нам прогнозировать здесь такой же фундамент, как в Северо-Чукотском прогибе, т. е. элсмирский. При этом акустический фундамент на поднятии Менделеева – разновозрастный. Он проводится либо по основанию предполагаемых «базальтовых покровов» в меловых отложениях, либо в прогибах (пикеты 501–522 и 429–441) по подошве палеозойско-мезозойской толщи, и коррелируется с элсмиридами.

Соответственно поведению фундамента, нижний комплекс – каменноугольно-нижнепермский КССК (ОГ Af–PU) предполагается только в Северо-Чукотском бассейне. Комплексы между ОГ Af–JU (верхнепермский – среднеюрский), JU–LCU (от подошвы верхней юры до подошвы готерива) и ОГ LCU–BU (от подошвы готерива до кровли барремских нижнемеловых отложений), кроме Северо-Чукотского бассейна, наблюдаются в прогибах на поднятии Менделеева (пикеты 501–522 и 429–441).

Основные тектонические нарушения, согласно характеру сейсмической записи, возникли во время формирования фундамента. Нарушения постоянно обновлялись. На границе мезозоя и кайнозоя (ОГ рCU), в среднем миоцене (ОГ RU), в кайнозое (ОГ EoU и UB) произошло активное обновление этих нарушений.

Разрез состоит из сейсмических профилей, которые не имеют фактической точки пересечения, однако расстояние между ними настолько мало, что в рамках используемого масштаба позволяет пренебречь этим обстоятельством.

Оба профиля выполнены компанией ОАО «МАГЭ» в 2014 г. на научно-экспедиционном судне (НЭС) «Академик Федоров». Методика работ МОВ ОГТ включала источники APG BOLT-8500; рабочий объем – 1300 куб. дюймов, косы Sercel SEAL Fluid, 24 bit длиной 600 м для профиля AR1406 и 4500 м – профиля AR1402. Расстояние между источниками составляло 50 м, групповой интервал – 12,5 м. Профили прошли стандартный граф обработки.

Композитный профиль, начинаясь на севере Восточно-Сибирского моря (AR1402), пересекает поднятие Де-Лонга, бассейн Подводников, седловину Толля (AR1406), бассейн котловины Макарова и хр. Ломоносова. Названия пересекаемых структур приведены над сейсмогеологическим профилем. Глубина воды изменяется от десятков метров на шельфе до 4,5 км на самых погруженных участках.

Кратная волна на шельфе интерферирует с отражением от дна, ее влияние приводит к изменению формы сейсмической записи и появлению самостоятельных осей синфазности, мешающих увидеть динамический рисунок записи в верхнем КССК. На склоне поднятия Де-Лонга и далее при погружении дна, начиная с пикета 450 (AR1402), отражения кратной волны наблюдаются в области прослеживания опорных ОГ. Постепенно они пересекают все ОГ на юге бассейна Подводников. Интенсивность ОГ, кроме ОГ JU и PU, остается

более высокой, чем у кратной волны, поэтому кратная волна вносит существенное искажение в динамику только двух-трех нижних КССК. Возможно, ее влияние не дает нам достаточно уверенно проследить здесь ОГ PU и JU. Тем не менее внезапное увеличение мощности между ОГ Af и JU и наличие интенсивных низкочастотных отражений у подножия склона позволяют нам выделить здесь самый нижний КССК между ОГ Af и PU. В районе пикета 180 профиля AR1406 кратная волна выходит за пределы коррелируемого осадочного чехла и прослеживается ниже ОГ Af в районе  $T_0$  около 7,5 с.

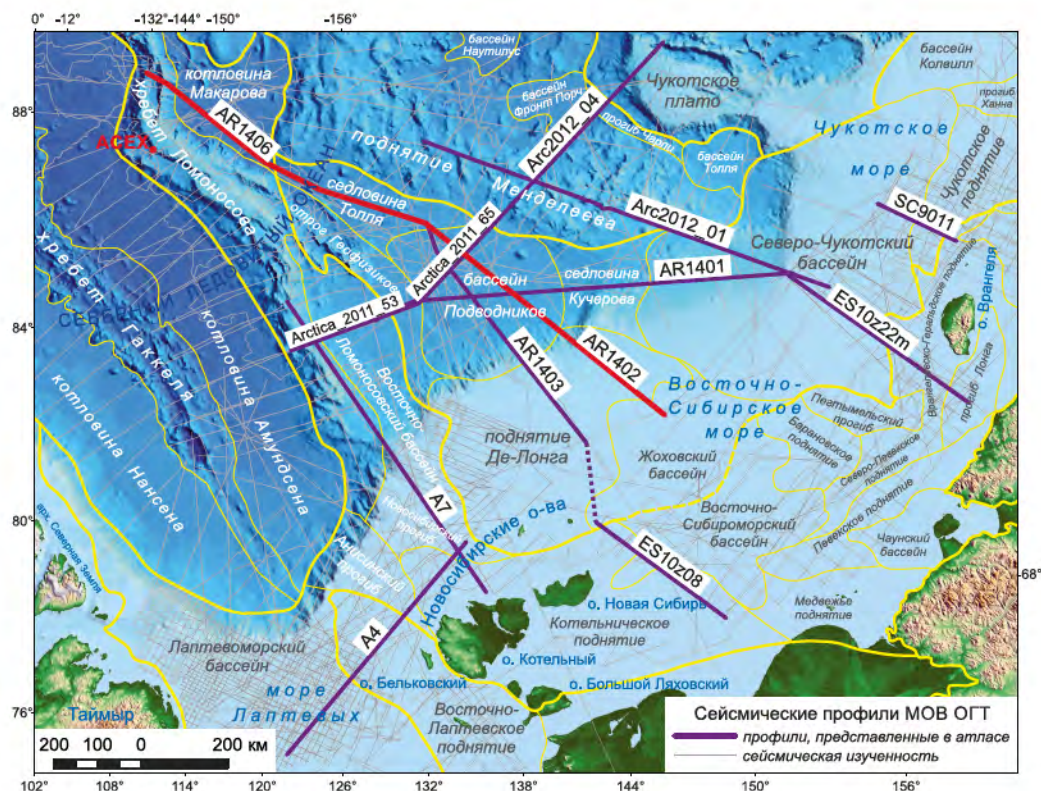
Разрез по профилям AR1402 и AR1406 дает представление о строении и характеристиках осадочного чехла при переходе от шельфа Восточно-Сибирского моря в глубоководную часть Северного Ледовитого океана.

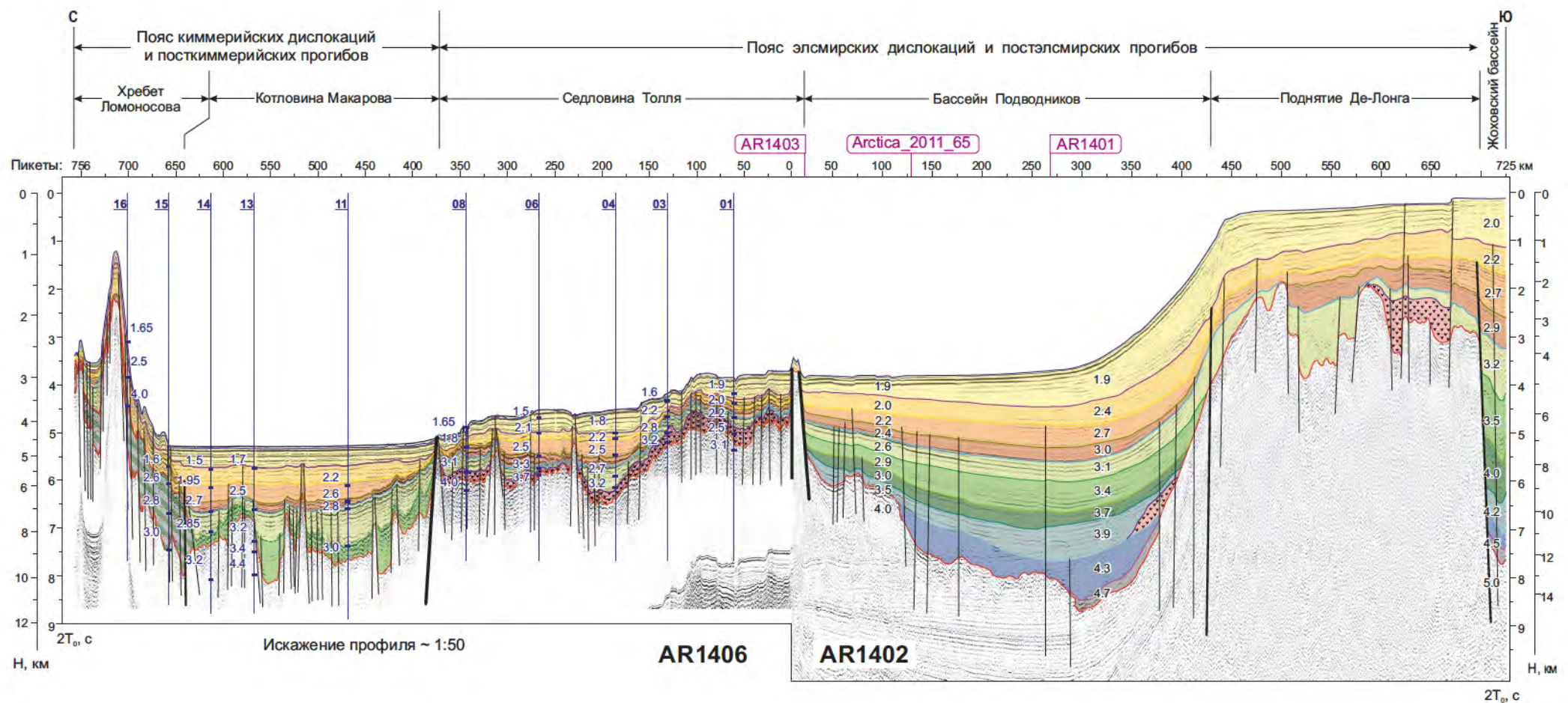
Осадочный чехол, сложенный каменноугольно-среднепермским, верхнепермско-среднеюрским, верхнеюрско-валанжинским, нижнемеловыми (готерив – баррем), апт-верхнемеловым и кайнозойскими сейсмокомплексами, несогласно перекрывает кровлю гетерогенного фундамента.

Стратиграфический объем докайнозойской части претерпевает значительные изменения: самые внушительные мощности вполне закономерно наблюдаются в пределах бассейнов – Жоховского и Подводников (до 7–8 км). Самый древний комплекс, сложенный каменноугольно-среднепермскими осадками, заключен между ОГ от фундамента и несогласием PU. Он картируется только в пределах пикетов 700–725 км на севере Восточно-Сибирского моря и 280–380 – у подножия склона. Согласно расчетам, пластовая скорость невысока – 4,5 км/с, однако на результаты определения скорости могло повлиять присутствие серьезной разломной тектоники, большие глубины залегания, влияние кратных волн и наклонное залегание пластов комплекса.

Композитный профиль AR1402 – AR1406, исходя из полноты разреза, иллюстрирует наличие двух типов фундамента: А и Af. На хр. Ломоносова и в котловине Макарова прослеживается более молодой фундамент – А. Рельеф фундамента изрезанный, нестабильный, скорости в этом типе фундамента от 2,9 до 4,4 км/с. На основании данных по стратиграфическому объему докайнозойского осадочного чехла (2 меловых КССК) – это, скорее всего, киммерийский складчатый фундамент.

Фундамент Af хорошо картируется в бассейнах Подводников и Жоховском, плохо на седловине Толля и в районе поднятия Де-Лонга. Ему свойственны более яркие оси синфазности, выдержанный характер сейсмической записи, что позволяет говорить об устоявшемся древнем его заложении. Этот вывод подкрепляется и расчетом кинематических характеристик: скорость в фундаменте 5,0 км/с и выше. Судя по стратиграфическому объему осадочного чехла – это элсмирский складчатый фундамент. На седловине Толля в основании верхнемелового КССК наблюдается пачка интенсивных низкочастотных отражений, которая в совокупности с магнитными данными может быть связана с базальтовыми покровами, а они – являться экранами для прослеживания ниже лежащих слабоскладчатых осадочных пород. Данное предположение





подтверждает единственное значение пластовой скорости, наблюдаемое ниже этой пачки – 4,0 км/с (зонд 1406\_08), нехарактерное для фундамента. Слабая складчатость с сильной разрывной тектоникой мешает прослеживанию фундамента и на поднятии Де-Лонга. На хр. Ломоносова ниже молодого киммерийского фундамента спорадически прослеживаются сильные низкочастотные отражения, которые можно было бы связать с более древним фундаментом. Этот факт может говорить о том, что киммерийская складчатость на хр. Ломоносова на севере, в районе полюса, становится слабее, а возможно, совсем затухает.

Мощности комплексов верхнепермско-мелового возраста отличаются изменчивостью, однако разброс скоростей стабилен для каждого из КССК: для верхнепермско-среднеюрского (кровля ОГ JU) скорости составляют около 4,3 км/с, верхнеюрско-валанжинского (кровля ОГ LCU) – 3,5–4,2 км/с, нижнемелового (кровля ОГ BU) – 3,0–4,0 км/с и апт-верхнемелового (кровля ОГ pCU) – 2,6–3,5 км/с.

Кайнозойская часть осадочного чехла (отложения от дна до ОГ pCU) на композитном профиле AR 1402 – AR 1406, как правило, представлена стандартно четырьмя КССК. Мощности этих комплексов в разных структурах меняются, стратиграфический объем остается выдержанным практически на протяжении всего изучаемого профиля, за исключением отдельных участков в районе

континентального склона (пикеты 400–500, профиль AR1402), седловины Толля (пикеты 60–135, профиль AR1406) и хр. Ломоносова (пикеты 645–756, профиль AR1406). Наблюдаются нарушения сейсмической записи в силу серьезных тектонических движений. Пластовые скорости и мощности закономерно возрастают в прогибах.

Кайнозойские породы распространены практически повсеместно; их мощность достигает 4 км. По сравнению с нижележащими комплексами, они практически не затронуты серьезной разрывной тектоникой, кроме хр. Ломоносова. Наименьшие скорости наблюдаются в КССК, ограниченном ОГ RU и дном; их значения не превышают 2,0 км/с. Волновое поле комплекса в основном сейсмически «прозрачно» – все это характерно для пелагических осадков. Скорости в палеоцен-нижнемиоценовой части разреза колеблются в промежутке от 2,0 до 3,0 км/с.

В пределах седловины Толля над акустическим фундаментом наблюдается группа ярких низкочастотных отражений, которые, предположительно, связаны с эффузивами, т. е. с базальтовой формацией. Ее наличие здесь может создавать своего рода экран для картирования нижележащих слоев, что позволяет предположить присутствие в разрезе более древних отложений. Ввиду этого граница между древним (Af) и молодым (A) фундаментами, скорее всего, проходит в район пикета 375 на профиле AR1406.

Композитный разрез состоит из двух сейсмических профилей, расстояние между которыми составляет 191 км. Профиль, начинаясь на юго-западе шельфа Восточно-Сибирского моря (ES10z08), пересекает его строго на север. Далее разрез характеризует область поднятия Де-Лонга, бассейн Подводников и небольшую часть седловины Толля. Названия пересекаемых профилем структур приведено над разрезом. Глубина воды варьирует от первых десятков метров на шельфе до более чем 2 км в пределах бассейна Подводников.

Профиль ES10z08 выполнен ОАО «ДМНГ» в 2010 г. При наблюдении МОВ ОГТ в качестве регистрирующего устройства использовали приемник SEAL, сейсмокосу Sercel с длиной рабочей части 7950 м, пневмоисточники Volt 1900 (общий объем 4000 куб. дюймов), длина записи 12 с, кратность – 106. Профиль прошел стандартный граф обработки.

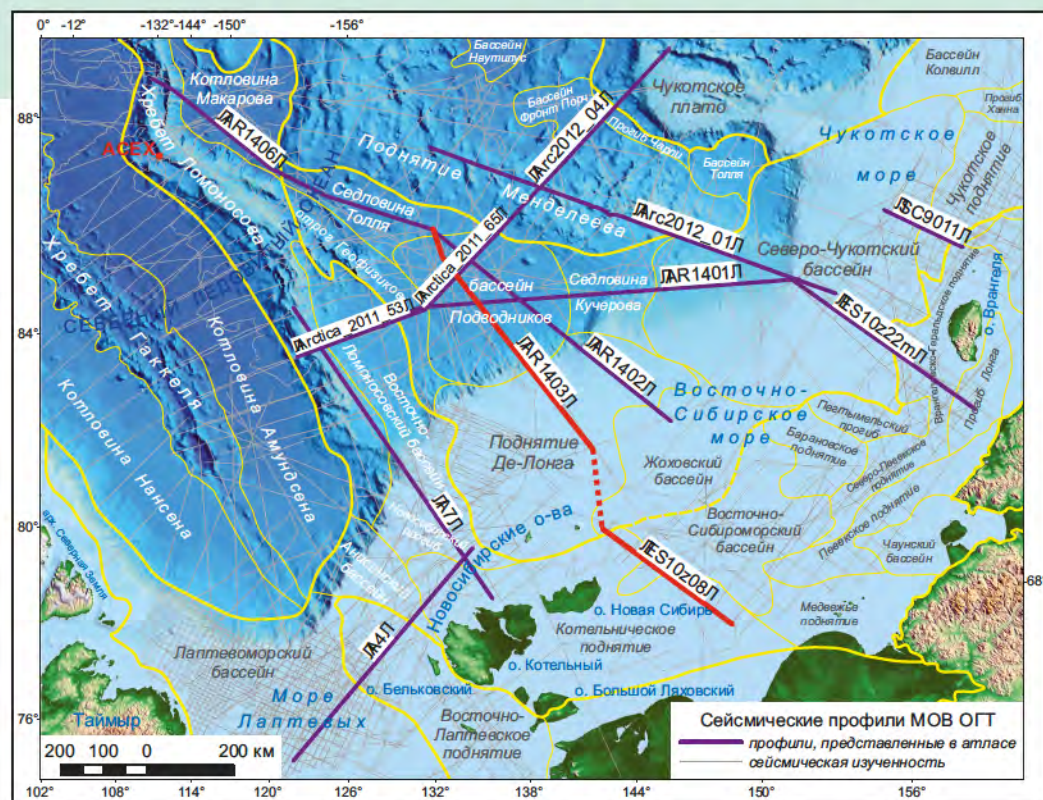
Профиль AR1403 выполнен компанией ОАО «МАГЭ» в 2014 г. на НЭС «Академик Федоров». Методика работ МОВ ОГТ включала источники APG BOLT-8500; рабочий объем – 1300 куб. дюймов, косы Sercel SEAL Fluid, 24 bit длиной 4500 м, расстояние между источниками составляло 50 м, групповой интервал – 12,5 м. Профиль прошел стандартный граф обработки.

Композитный разрез по профилям Es10z08 и AR1403 дает представление о строении и изменении отдельных интервалов осадочно-чехла на шельфе Восточно-Сибирского моря и в зоне сочленения его с глубоководной частью Северного Ледовитого океана. Осадочный чехол, сложенный разновозрастными сейсмокомплексами, несогласно перекрывает кровлю гетерогенного фундамента.

Глубина воды на шельфе не превышает первые десятки метров, на поднятии Де-Лонга она достигает 150 м, максимальные значения 2–2,7 км наблюдаются в самой погруженной части бассейна Подводников. Кратная волна на шельфе обладает малой временной задержкой, поэтому ее влияние не приводит к изменению формы сейсмической записи и появлению самостоятельных осей синфазности. На поднятии Де-Лонга и далее при погружении дна, начиная с пикета 210 (профиль AR1403), отражения кратной волны наблюдаются в области прослеживания опорных ОГ. Постепенно они пересекают все ОГ на юге бассейна Подводников, однако не приносят существенного искажения волнового поля. Интенсивность ОГ остается более высокой, чем у кратной волны. В районе пикета 450 кратная волна выходит за пределы коррелируемого осадочного чехла (ниже ОГ Af) и погружается на отметку 7,5 с.

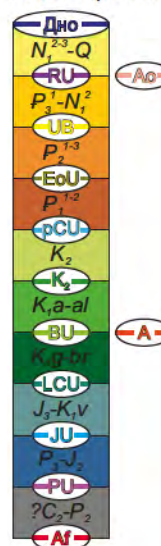
Профиль условно можно разделить на четыре главные области: область шельфа (профиль Es10z08, пикеты 0–350), где наблюдается молодой киммерийский фундамент и присутствуют осадки кайнозойского и мелового возрастов; надвиговая область Жоховского бассейна, где фундамент более древний, судя по количеству осадков (от каменноугольно-среднепермских до кайнозойских включительно) с элсмирским фундаментом (профиль Es10z08, пикеты 350–382); поднятие Де-Лонга, по геологическим данным, с древним фундаментом и докайнозойским нерасчлененным чехлом (профиль AR1403, пикеты 0–280); бассейн Подводников с элсмирским фундаментом и полным стратиграфическим объемом осадков (профиль AR1403, пикеты 280–650).

На профиле Es10z08 в области пикета 350 наблюдается переход от более молодой складчатости к более древней. Этот переход характеризуется изменением отражения от фундамента: на смену невыразительному отражению, которое зачастую опознавалось

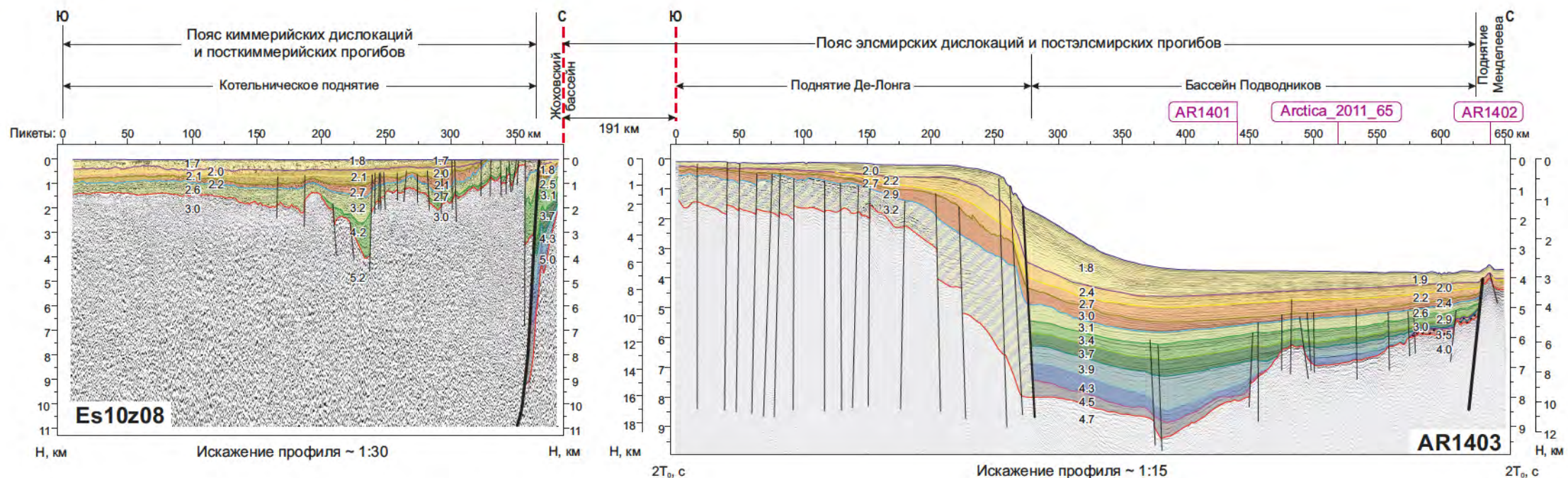


### Условные обозначения для сейсмогеологических разрезов

Индексация и возраст отражающих горизонтов



- Отражающие горизонты
- Индекс отражающих горизонтов
- Возраст сейсмокомплекса
- Разрывные нарушения I, II, III порядка и т. п.
- Пересечения с другими сейсмическими профилями
- Пластовые скорости по зондированию МОВ, м/с
- Пластовые скорости КССК, м/с
- Положение зонда и его номер
- Базальты



по смене рисунка сейсмической записи, приходит более устойчивое отражение. Помимо этого меняются и кинематические свойства: если на пикетах от 0 до 350 скорости пород фундамента находятся в пределах 3,6–4,8 км/с, то на севере профиля скорости возрастают до 5,6–5,8 км/с. Это позволяет сделать вывод, что породы подвергались существенной переработке в условиях повышенного давления и температуры. На юге профиля отмечается увеличивающаяся к северу мощность меловых – кайнозойских комплексов.

Волновое поле профиля AR1403 характеризует строение поднятия Де-Лонга и бассейна Подводников. Суммарная мощность осадков в котловине достигает 9 км. В разрезе присутствуют все выделяемые в данном регионе КССК: от карбонового, пермского до кайнозойских. На поднятии Де-Лонга количество выделяемых комплексов не превышает пяти, ниже ОГ рСУ разрез не расчленен. Здесь, предположительно, он может быть датирован достаточно большим временным промежутком: от карбона до верхнего мела, но из-за сложных сейсмогеологических условий разобрать волновое поле на комплексы невозможно.

В целом кайнозойская часть осадочного чехла (отложения до ОГ рСУ) на композитном профиле ES10z08 – AR1403 представлена

стандартно четырьмя КССК. Мощности этих комплексов в разных структурах меняются, стратиграфический объем остается выдержанным практически на протяжении всего профиля.

Докайнозойская часть разреза на композитном профиле ES10z08 – AR1403 присутствует повсеместно. Основной объем этих осадков наблюдается на севере, после перехода от относительно молодой складчатости к более древней (профиль Es10z08, пикет 350 и далее на север). Мощности и стратиграфический объем как на профиле Es10z08, так и профиле AR1403 изменчивы, зависят от структурной обстановки. Своих максимальных отметок мощность докайнозойских осадков достигает в Жоховском бассейне (профиль Es10z08) и бассейне Подводников (профиль AR1403); это 8 и 7 км соответственно. Показатели пластовых скоростей закономерно возрастают с глубиной, изменяясь от 2,9 до 5,6 км/с.

По характеру сейсмической записи основные нарушения (разломы) возникли во время формирования фундамента, затем тектонические движения обновлялись (на границе мезозойских и кайнозойских отложений, в середине миоцена и в отдельных случаях в современное время).



Суда экспедиции «Арктика-2012» (фото С. Н. Кашубина)



## Схема сейсмической изученности

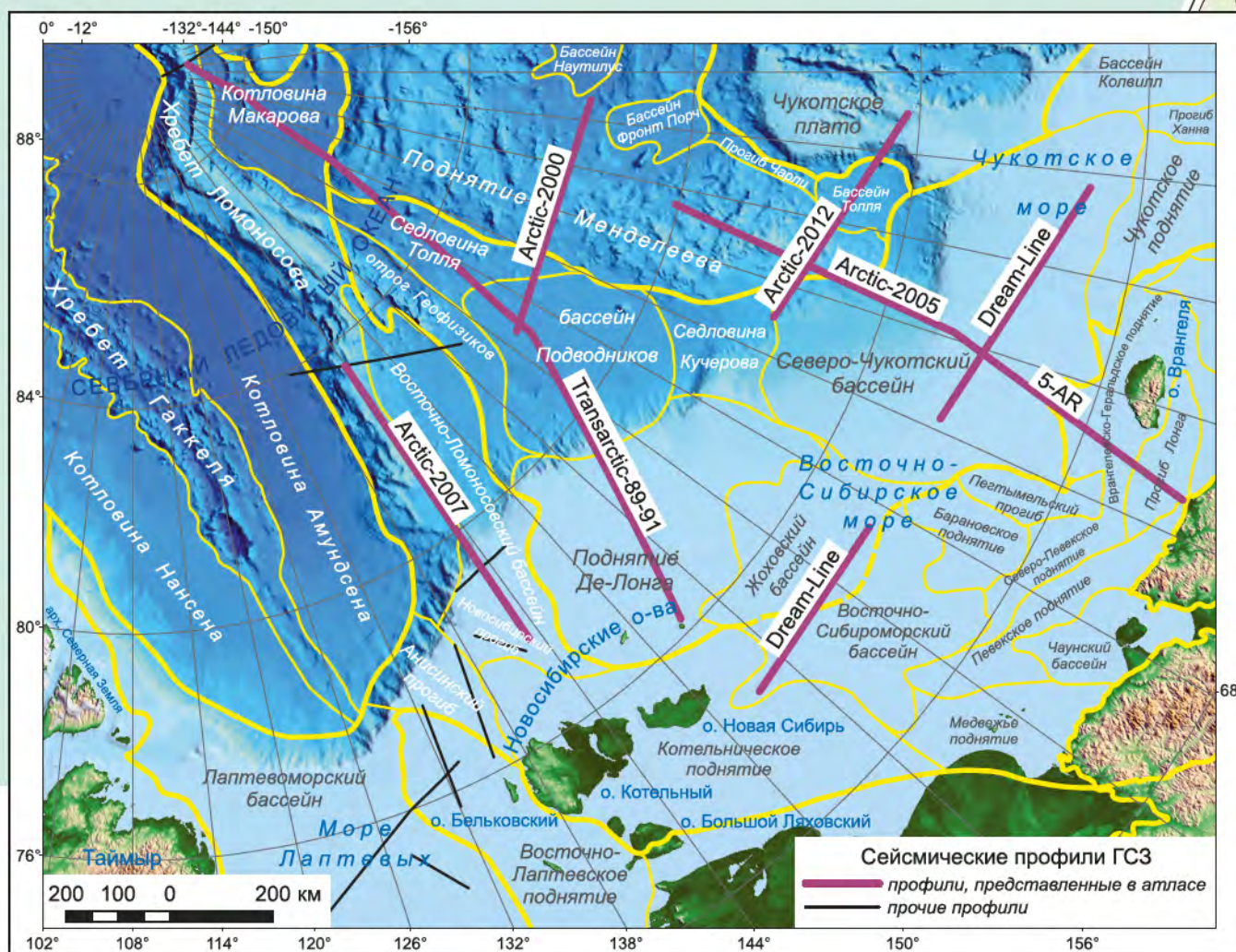
**В** настоящее время в Северном Ледовитом океане выполнено более 35 000 км профилей МПВ и ГСЗ, в том числе свыше 12 000 км российскими высокоширотными экспедициями. На схеме показаны основные российские профили ГСЗ в Центральной и Восточной Арктике, отработанные в период с 1989 по 2014 г.

Основными технологиями сейсмических наблюдений МПВ и ГСЗ в Арктике являются: 1) наблюдения с донными станциями с использованием пневмоисточников большой мощности и 2) налёдные наблюдения с использованием взрывных источников. И в той и в другой технологиях регистрация сейсмических волн осуществляется до удалений 250–300 км от источника, что позволяет регистрировать все основные опорные волны, несущие информацию о строении и скоростных параметрах земной коры на всю ее мощность и о верхней части верхней мантии. Наиболее информативны детальные сейсмические зондирования с донными станциями с трехкомпонентной регистрацией. Однако в районах с постоянным ледовым покровом, где такие наблюдения невозможны, налёдные сейсмические наблюдения с регистрацией Z-компоненты также обеспечивают регистрацию основных целевых Р-волн.

Налёдные наблюдения ГСЗ выполнялись авиадесантным способом в 1989–1992 гг. с ледовых баз, а в последующих 2000–2007 гг. –

с научно-экспедиционных судов (НЭС). Для возбуждения сейсмических волн использовались взрывы зарядов тротила весом от 0,2 до 1,2 т. Регистрация колебаний осуществлялась автономными малокапельными сейсмическими регистраторами, оснащенными вертикальными сейсмоприемниками (Z). Шаг между пунктами взрыва составлял от 35 до 70 км, а между пунктами регистрации – от 3 до 15 км.

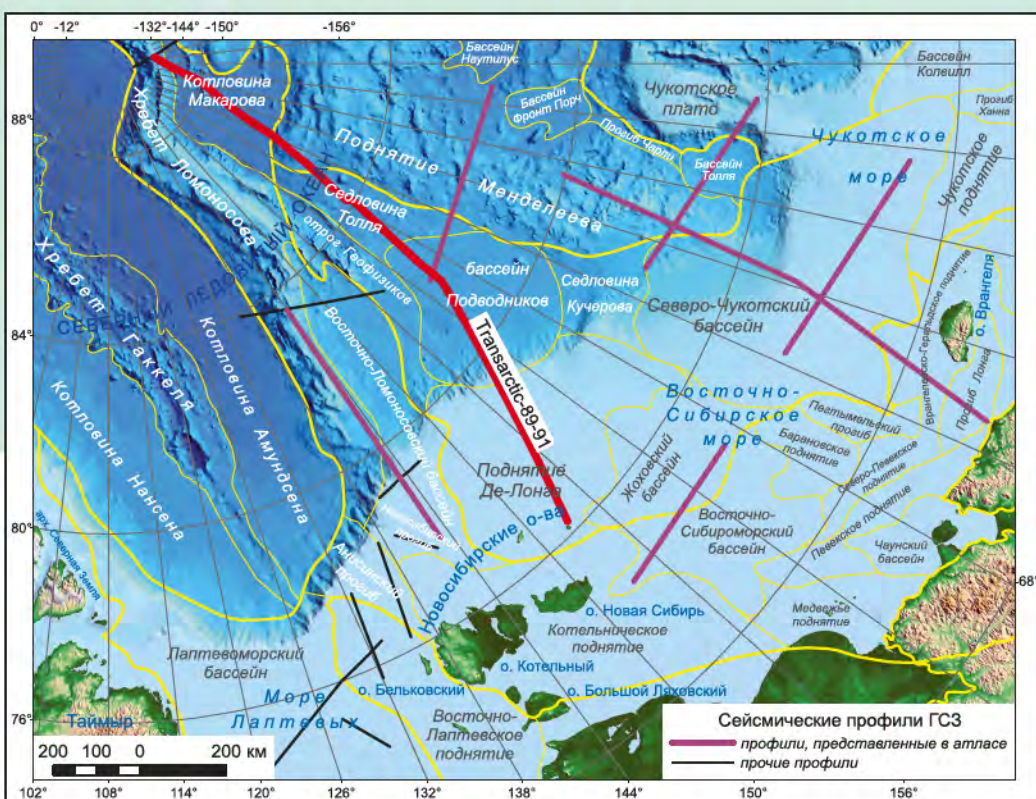
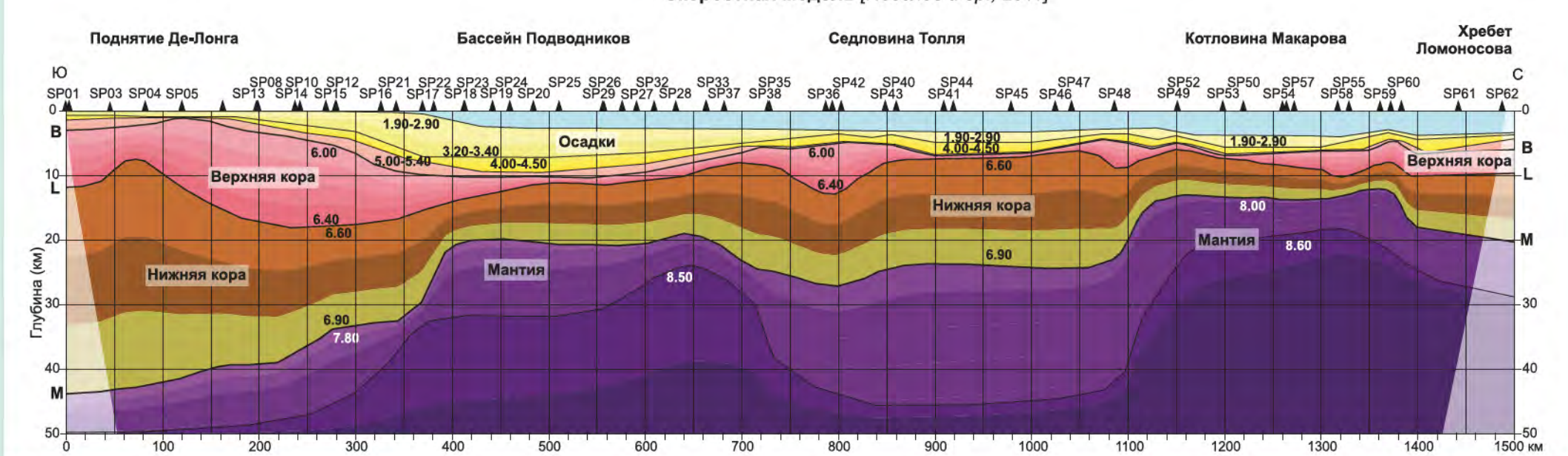
Наблюдения ГСЗ с донными станциями выполнялись «по открытой воде» в период с 2008 по 2014 г. Для возбуждения сейсмических волн использовались мощные пневматические пушки с объемом камеры от 80 до 120 л с рабочим давлением до 150 атм. Регистрация колебаний осуществлялась автономными донными сейсмическими станциями, оснащенными гидрофоном (H) и 3-компонентными сейсмоприемниками (X, Y, Z). Наблюдения выполнялись по обращенной системе наблюдений с шагом между регистраторами 10–20 км с интервалом возбуждения колебаний 250–315 м.



Субмеридиональный геотрансект TransArctic-89-91, протянувшийся на 1500 км от шельфа островов Де-Лонга в Восточно-Сибирском море через котловины Подводников и Макарова к приполюсной части Северного Ледовитого океана, обрабатывался авиадесантным способом с дрейфующих ледовых баз. В комплекс исследований входили сейсмические работы ГСЗ и МОВ, налёдные авиадесантные гравиметрические наблюдения и аэромагнитная съёмка.

На скоростной модели земной коры вдоль профиля прослежены: 1) осадочный чехол, характеризующийся скоростями  $V_p$  от 1,9 до 4,5 км/с мощностью от 7 км в бассейне Подводников до 2–4 км в котловине Макарова; 2) промежуточный комплекс со скоростями  $V_p$  5,0–5,4 км/с и мощностью от нескольких сотен метров в котловине Макарова до 2–2,5 км под континентальным склоном; 3) верхняя кора ( $V_p$  6,0–6,4 км/с) с сильно варьирующей мощностью – от 15 км на поднятии Де-Лонга до 1–2 км в котловине Макарова; 4) нижняя кора

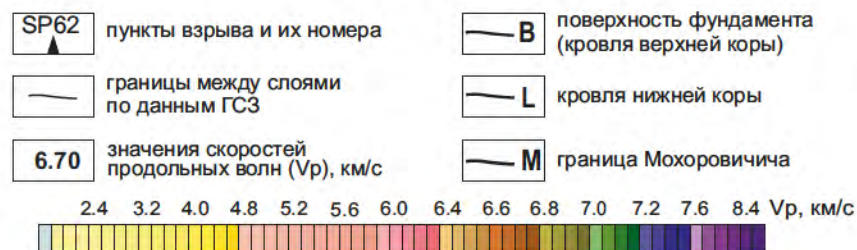
Скоростная модель [Поселов и др., 2011]



( $V_p$  6,6–6,9 км/с) мощностью от 9 км в котловине Макарова до 25–35 км под поднятием Де-Лонга; 5) верхняя мантия ( $V_p$  7,8–8,0 км/с).

Мощность земной коры достаточно резко изменяется от 44 км под поднятием Де-Лонга до 20–21 км под бассейном Подводников и до 13–14 км под котловиной Макарова. Таким образом, с внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря в бассейн Подводников и котловину Макарова прослеживаются стратифицированные осадочные комплексы, промежуточный комплекс и кристаллическая двухслойная кора, что соответствует модели утоненной континентальной земной коры.

## Условные обозначения к скоростной модели

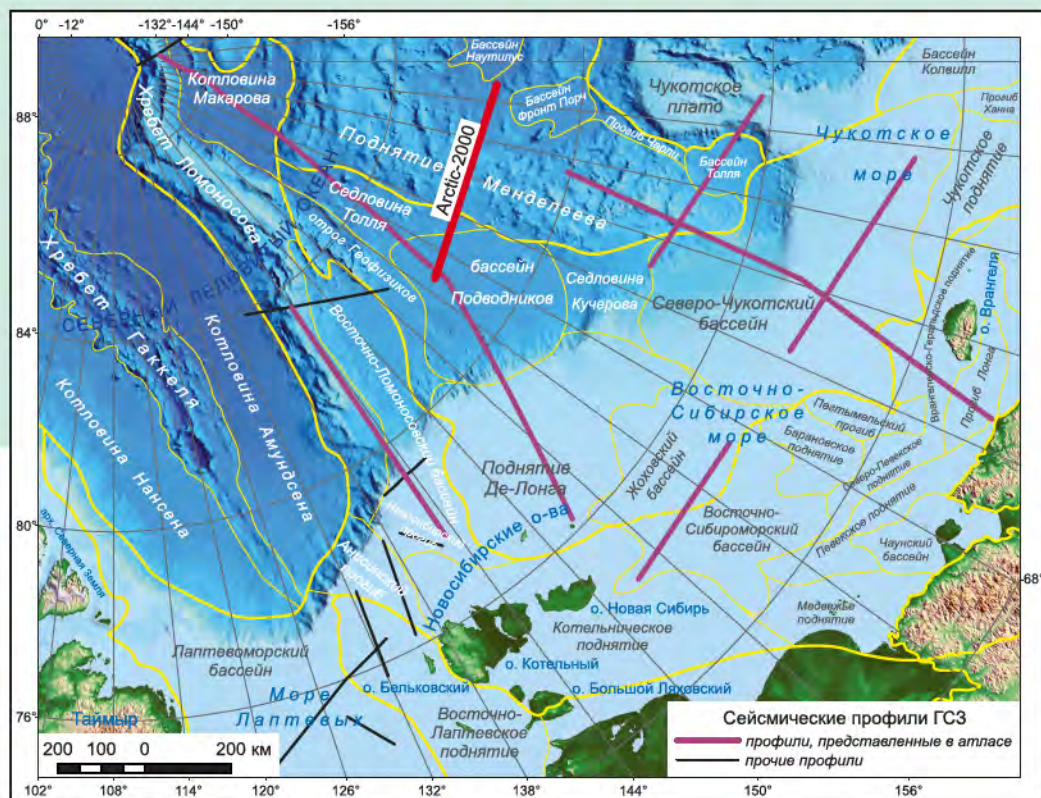
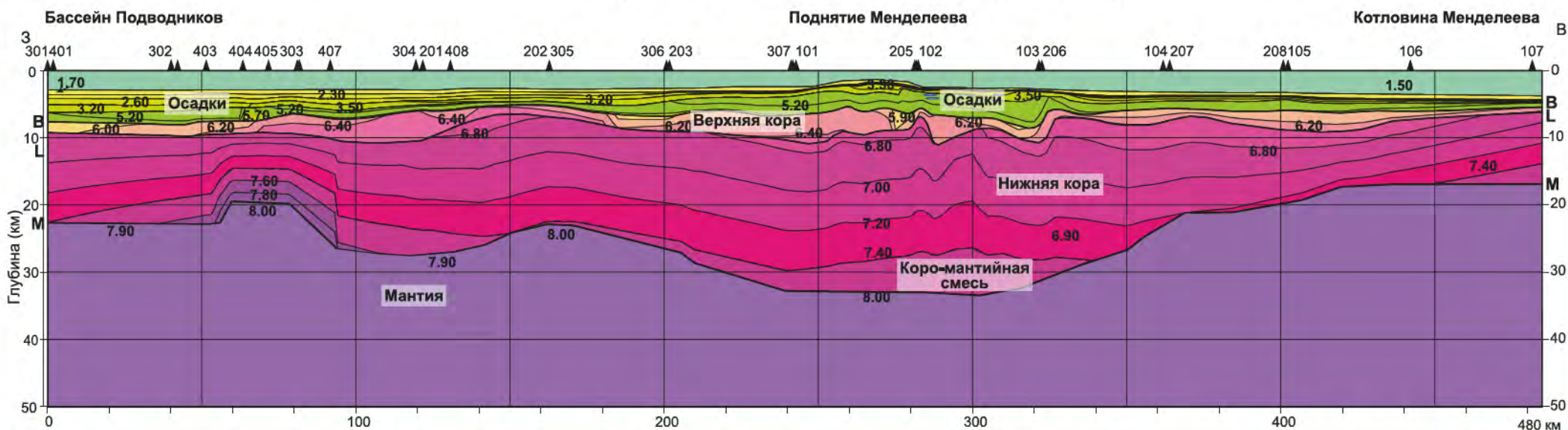


Субширотный профиль Arctic-2000 протяженностью 485 км вкост подводного поднятия Менделеева с выходом в котловины Подводников и Менделеева был отработан авиасантным способом с НЭС «Академик Федоров». В состав комплекса геофизических исследований входили наблюдения ГСЗ, МОВ и налёдные гравиметрические измерения. Геофизические наблюдения были дополнены донным геологическим опробованием.

Скоростная модель земной коры и верхней мантии демонстрирует:

- 1) осадочный чехол ( $V_p$  1,7–3,5 км/с) мощностью до 3,5 км в бассейне Подводников;
- 2) промежуточный комплекс со скоростями  $V_p$  5,0–5,4 км/с и мощностью до 4 км на хр. Ломоносова;
- 3) верхнюю кору ( $V_p$  5,9–6,5 км/с) мощностью 2–4 км;







Скоростная модель [Lebedeva-Ivanova N. N. et al., 2006]



- 4) нижнюю кору ( $V_p$  6,7–7,3 км/с) мощностью от 10 под прогибами до 20 км под хр. Ломоносова;
- 5) предположительно коро-мантийную смесь ( $V_p$  7,4–7,6 км/с);
- 6) верхнюю мантию ( $V_p$  7,9–8,0 км/с). Мощность земной коры варьирует от 13 км под котловиной Менделеева до 32 км под хр. Ломоносова.

По существующим представлениям, такая скоростная модель типична для континентальной земной коры.

Условные обозначения к скоростной модели

- |  |  |   |  |
|--|--|---|--|
|  205  | пункты взрыва и их номера                          |  B | поверхность фундамента (кровля верхней коры) |
|       | границы между слоями по данным ГСЗ                 |  L | кровля нижней коры                           |
|  6.70 | значения скоростей продольных волн ( $V_p$ ), км/с |  M | граница Моховоричича                         |

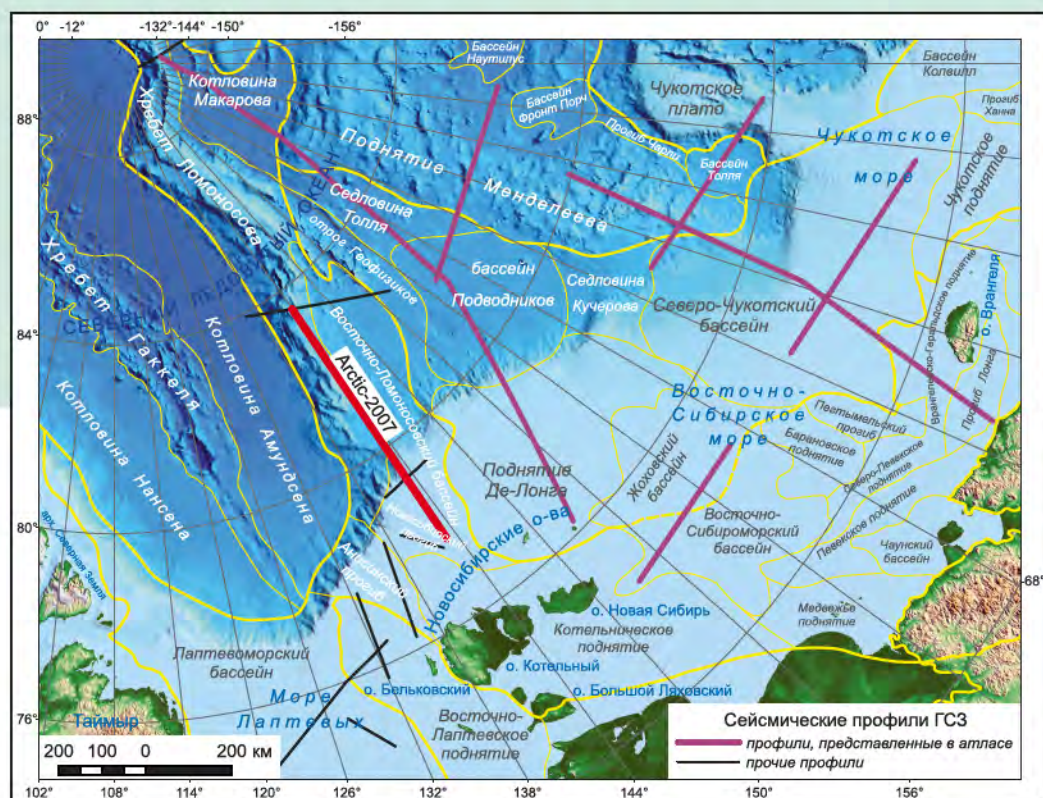
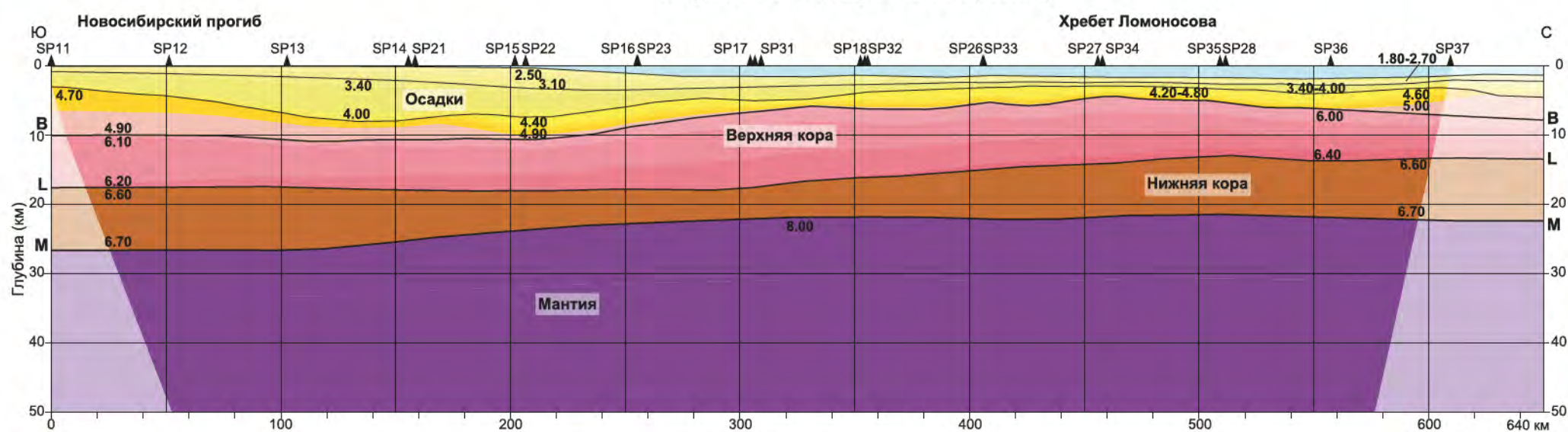
Субмеридиональный профиль ГСЗ Arctic-2007 протяженностью 650 км вдоль осевой зоны хр. Ломоносова с выходом в зону его сочленения с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского был отработан авиадесантным способом с борта атомного ледокола «Россия» в 2007 г. В том же году вдоль профиля были выполнены наблюдения МОВ ОГТ с буксируемой косой длиной 8100 м и интервалом возбуждения 37,5 м.

Северным окончанием профиль Arctic-2007 примыкает к профилю TransArctic-92, и на нем прослеживаются те же самые комплексы,

что и на профиле TransArctic-92 (см. выше). Южным концом профиль Arctic-2007 выходит на шельф в районе Новосибирских островов. Как можно видеть из приведенного разреза, все основные комплексы, типичные для континентальной земной коры, с незначительными вариациями мощности и скорости непрерывно следятся от шельфа на хр. Ломоносова.

В настоящее время континентальная природа хр. Ломоносова и его связь с шельфом Северной Евразии признается большинством исследователей Арктики.

Скоростная модель [Поселов и др., 2011]



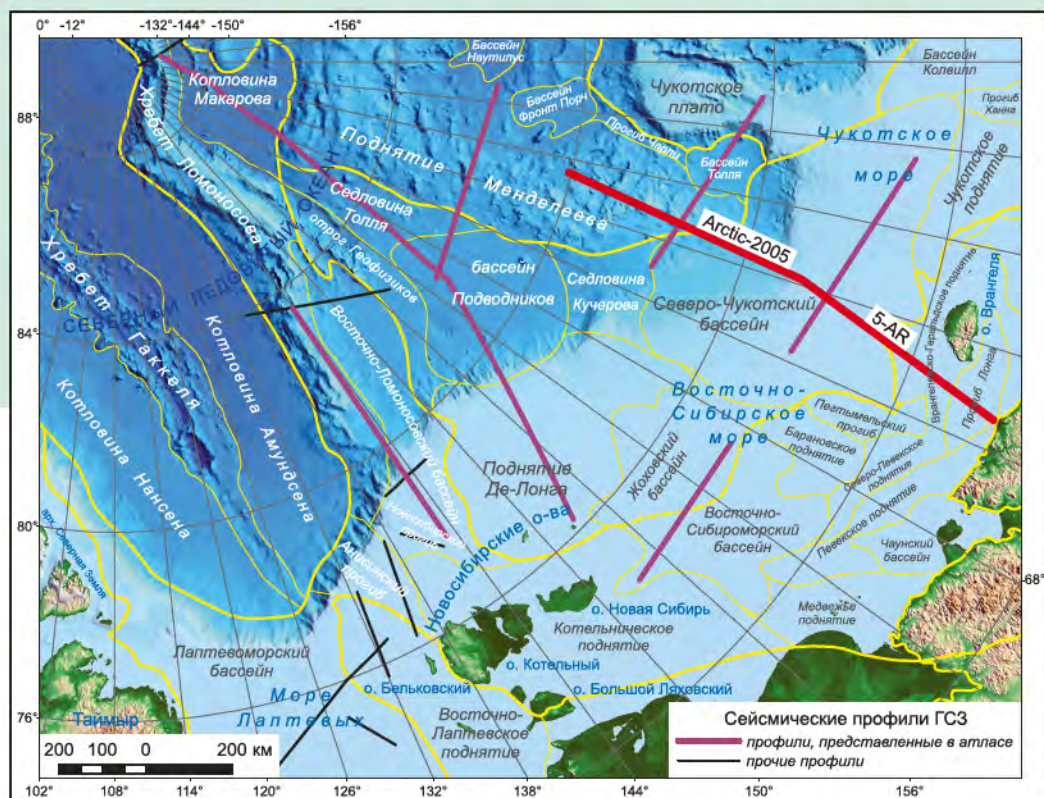
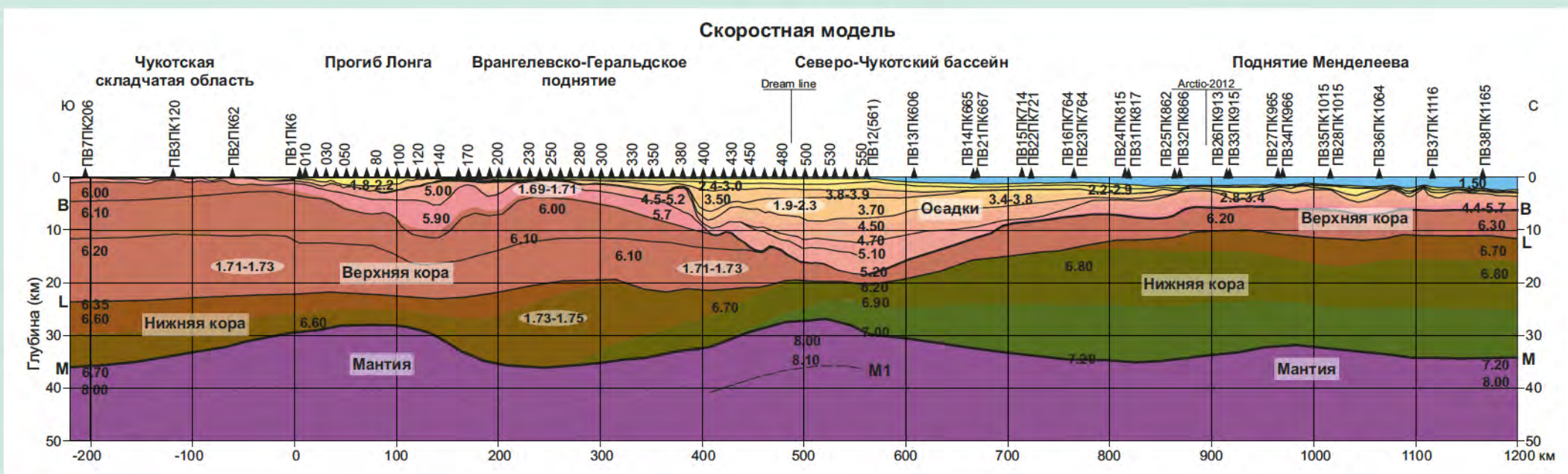
Условные обозначения к скоростной модели



Профиль ГСЗ Arctic-2005 протяженностью 650 км вдоль гребня глубоководного поднятия Менделеева отработан авиадесантным способом с НЭС «Академик Федоров» в 2005 г. В 2008 г. выполнены сейсмические наблюдения ГСЗ с донными станциями по 550-километровому профилю 5-AR, непосредственно прилегающему к профилю Arctic-2005 с юга, совместно с наблюдениями суша – море по 220-километровому отрезку наземного профиля 2-ДВ. Кроме того, по линии профиля 5-AR были выполнены наблюдения МОВ ОГТ с буксируемой косой длиной 8100 м и интервалом возбуждения 50 м, а в 2012 г. вблизи профиля Arctic-2005 – наблю-

дения МОВ ОГТ с 600-метровой буксируемой косой и интервалом возбуждения 50 м. Таким образом, с учетом результатов всех этих сейсмических наблюдений удалось построить сводную скоростную модель земной коры и верхней мантии по 1400-километровому профилю, протянувшемуся от континентальной суши на юге до глубоководного поднятия Менделеева на севере.

На скоростной модели земной коры вдоль профиля прослежены все основные сейсмические комплексы: стратифицированные осадочные комплексы, промежуточный комплекс и кристаллические комплексы земной коры. Также четко видна смена типа земной коры



при переходе от континентального шельфа через мощный осадочный бассейн к глубоководному поднятию Менделеева. На суше и в шельфовой части наблюдается нормальная континентальная кора мощностью 32–35 км с толстой верхней частью (мощность гранито-гнейсового слоя 15–20 км и более). В пределах поднятия Менделеева мощность земной коры практически не изменяется, но существенно уменьшается толщина верхней коры. Этот тип коры (с нормальной или несколько уменьшенной мощностью, но существенно увеличенной толщиной нижней коры) редко встречается на континентах, но характерен для большинства Центрально-Арктических поднятий.

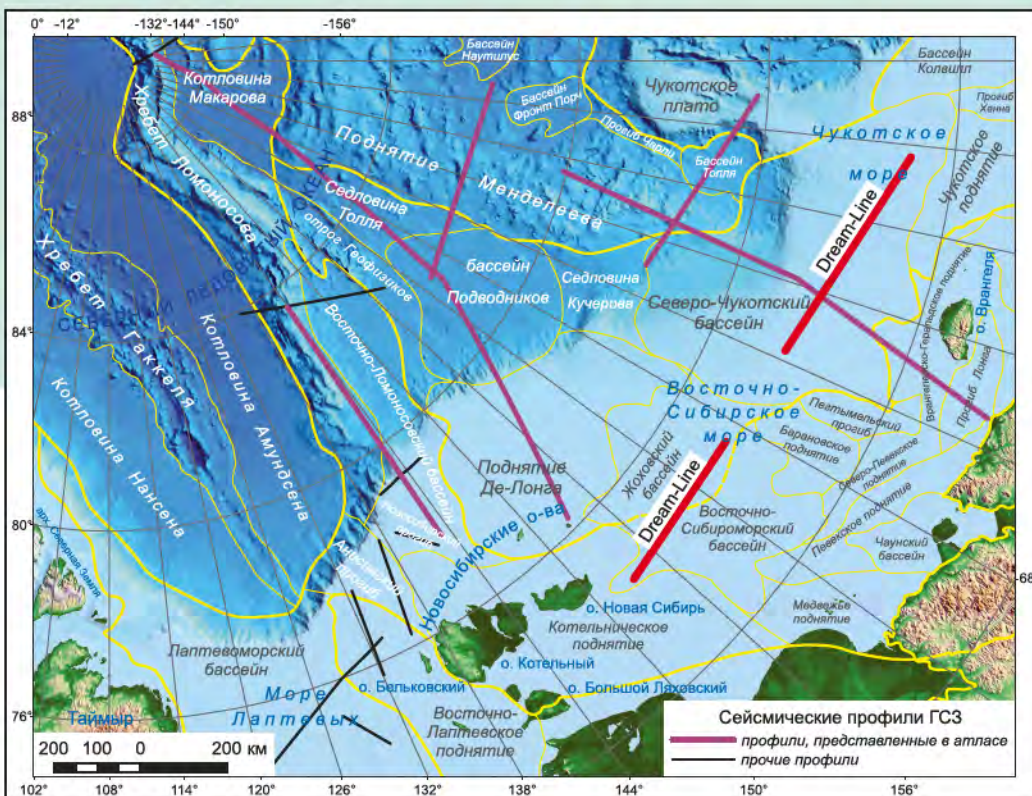
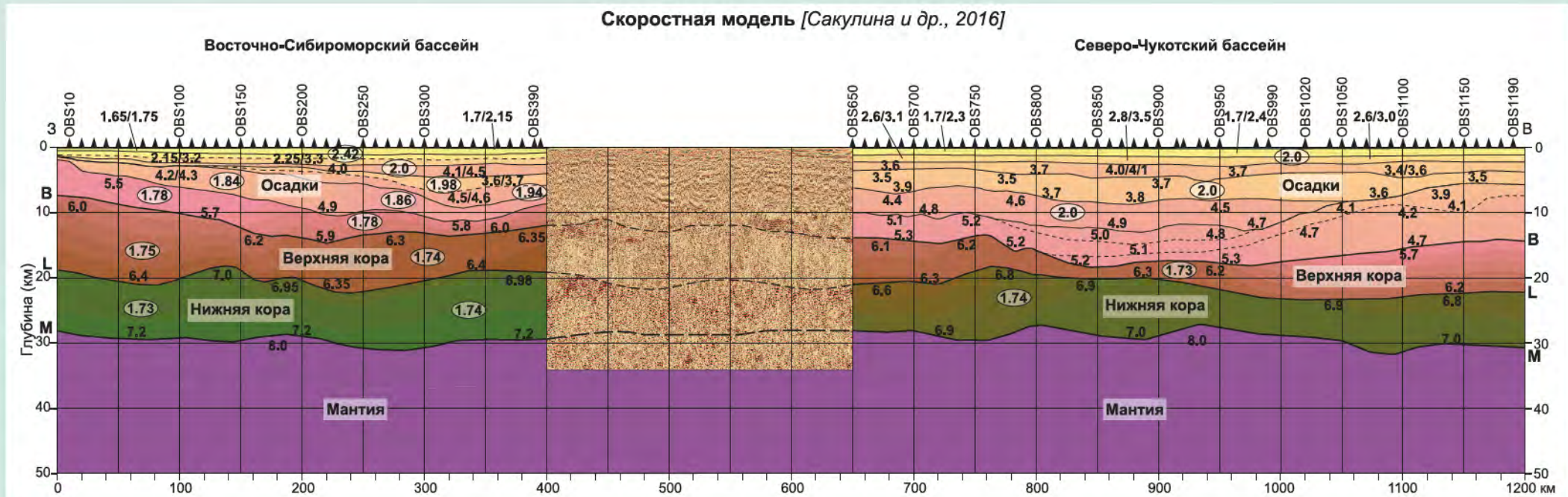
### Условные обозначения к скоростной модели



Глубинные сейсмические зондирования с донными станциями по профилю Dream-line протяженностью 925 км в Восточно-Сибирском и Чукотском морях выполнены по заказу компании British Petroleum в 2009 г. Используя материалы этих исследований и фондовые данные MOB ОГТ по профилям RU2-1350, ОГТ-2 и ARS10Z01, близким по расположению к линии профиля ГС3 Dream-line, были построены скоростные модели  $V_p$  и  $V_p/V_s$  земной коры и верхней мантии Северо-Чукотского прогиба.

В разрезе земной коры выделены:

- 1) осадочный чехол ( $V_p$  от 1,6–1,9 км/с в верхней части до 4,8–5,6 км/с на его подошве,  $V_p/V_s$  от 1,9 до 2,4 км/с);
- 2) промежуточный (метаосадочный) комплекс ( $V_p$  4,6–6,0 км/с,  $V_p/V_s$  1,8–1,9 км/с);
- 3) верхняя кристаллическая кора ( $V_p$  6,0–6,4 км/с,  $V_p/V_s$  1,73–1,75 км/с);



- 4) нижняя кристаллическая кора ( $V_p$  6,6–7,2 км/с,  $V_p/V_s$  1,73–1,74 км/с);
- 5) верхняя мантия ( $V_p$  8,0 км/с). Средняя мощность земной коры вдоль профиля Dream-line составляет 28–30 км, причем значительную часть (от 7 до 16 км) составляет осадочный чехол.

Такие скоростные параметры и мощность земной коры Северо-Чукотского бассейна являются типичными для земной коры континентальных глубоких впадин.

#### Условные обозначения к скоростной модели

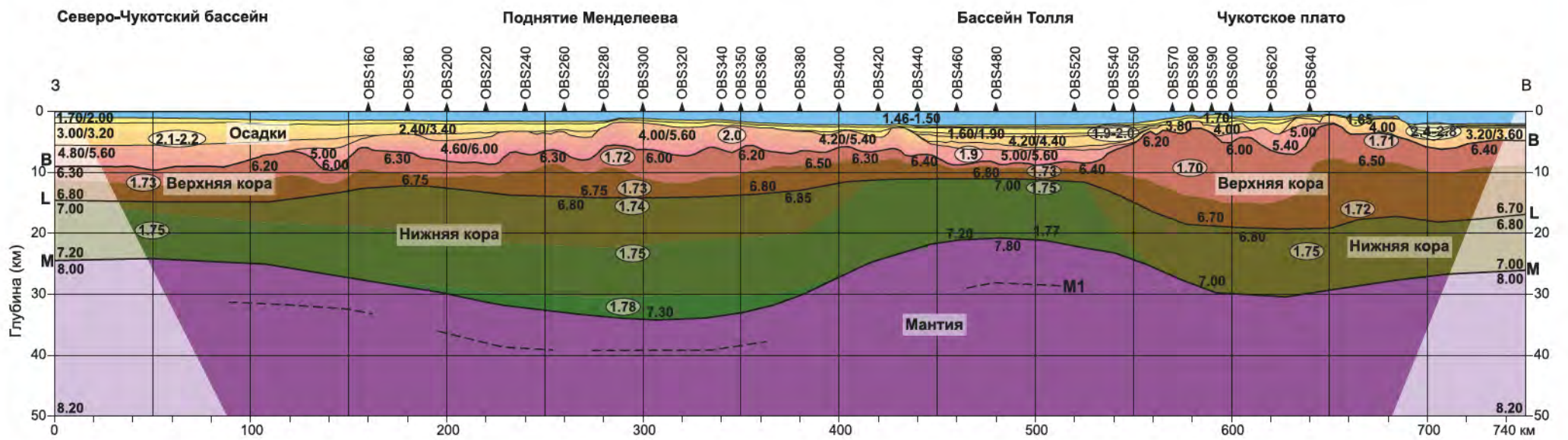


Профиль ГСЗ Arctic-2012 протяженностью 740 км пересекает поднятие Менделеева примерно на широте 77° с. ш. На профиле выполнены комплексные сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ. Наблюдения ГСЗ осуществлялись с донными станциями при расстоянии между ними 10–20 км, регистрировались мощные пневмоисточники. Были построены скоростные модели  $V_p$  и  $V_p/V_s$  земной коры и верхней мантии.

В разрезе земной коры выделены:

- 1) осадочный чехол ( $V_p$  от 1,6–1,9 км/с в верхней части до 4,8–5,6 км/с на его подошве,  $V_p/V_s$  от 1,9 до 2,8 км/с);
- 2) промежуточный (метаосадочный) комплекс ( $V_p$  4,6–6,0 км/с,  $V_p/V_s$  1,9–2,0 км/с);
- 3) верхняя кристаллическая кора ( $V_p$  от 6,0–6,3 км/с в верхней и до 6,7 км/с в нижней частях,  $V_p/V_s$  1,70–1,73 км/с);

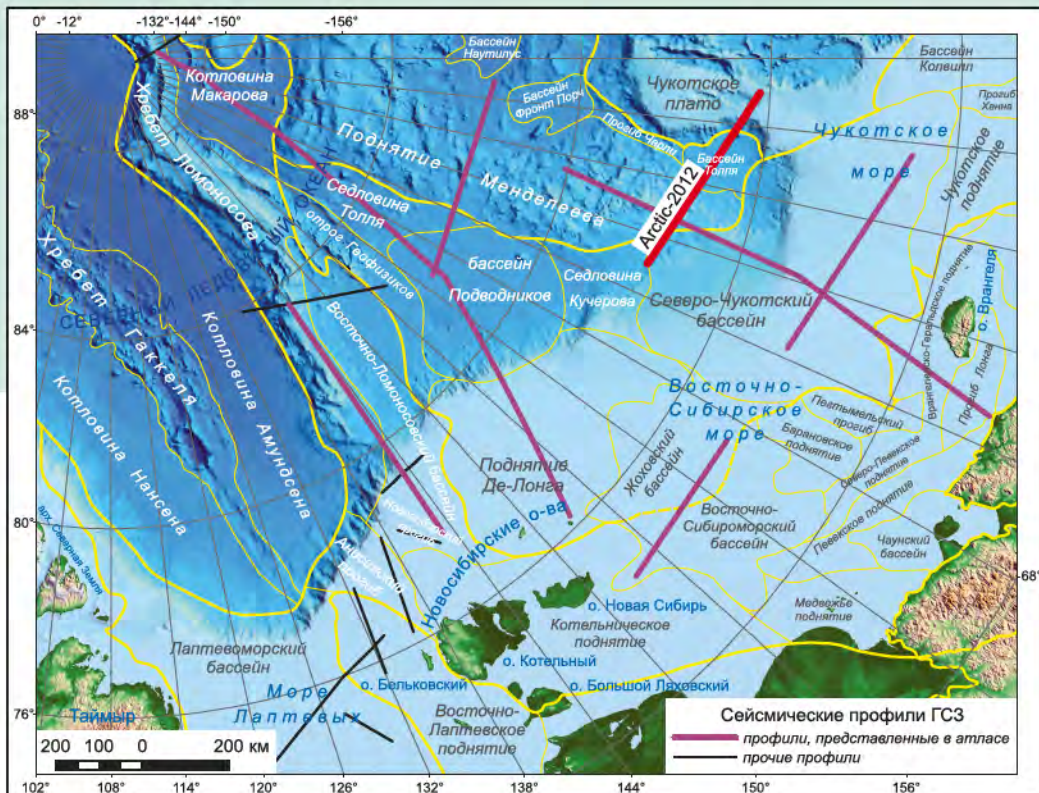
Скоростная модель [Кашубин и др., 2016]



- 4) нижняя кристаллическая кора ( $V_p$  6,8–7,3 км/с,  $V_p/V_s$  1,74–1,78 км/с);

- 5) верхняя мантия ( $V_p$  7,8–8,0 км/с). Мощность земной коры в пределах поднятия Менделеева составляет около 32 км, причем почти 20 км приходится на нижнюю кору.

В целом скоростные параметры и мощность земной коры поднятия Менделеева являются типичными для континентальной коры. Увеличенная мощность нижней коры, возможно, связана с магматическим андерплейтингом, который в свою очередь привел к внутриплитному основному вулканизму и формированию HALIP в этой части Арктики.



Условные обозначения к скоростной модели





Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

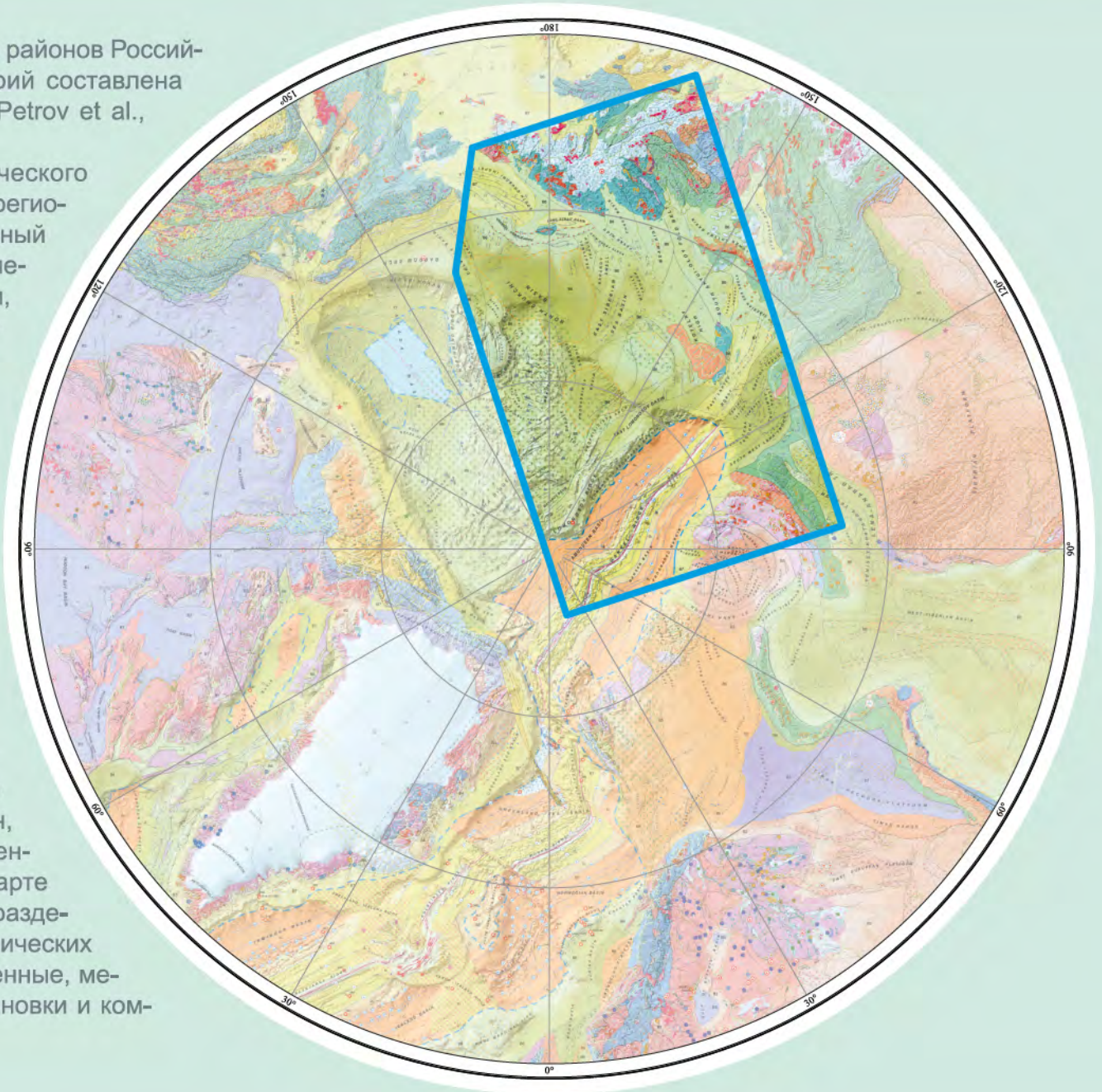


**Т**ектоническая карта восточных арктических районов Российской Федерации и прилегающих территорий составлена на основе Тектонической карты Арктики [Petrov et al., 2018].

В основе современного понимания тектонического строения и районирования Восточно-Арктического региона лежит обширный фактический материал, собранный в результате экспедиционных и аналитических исследований, проведенных в последние годы в России, в том числе при активном участии ВСЕГЕИ, а также результаты региональных обобщений ретроспективных данных.

Благодаря новым сейсмическим данным удалось существенно уточнить строение осадочных бассейнов и земной коры в акваториальной области. Результаты последних геологических экспедиций (в том числе международных) позволили обосновать тектоническое строение шельфовых областей евразийской континентальной окраины с входящими в ее состав архипелагами арктических островов и соотношению со структурами континента и глубоководных областей Северного Ледовитого океана.

На тектонической карте показаны разновозрастные тектонические элементы, включающие современный Евразийский океанический бассейн, подвижные (складчатые) пояса, кратоны, современные и древние осадочные бассейны. Также на карте отражен вещественный состав тектонических подразделений – ассоциации пород – индикаторов геодинамических обстановок (аккреционные, коллизионные, рифтогенные, метаморфические, плюмы и связанные с ними обстановки и комплексы, комплексы осадочных чехлов).



Каменноугольные известняки, Северо-Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

## Кратоны и складчатые области

Орогенные циклы	Тектонические события	Ассоциации пород-индикаторов аккреционно-коллизийных обстановок	
КАЙНОЗОЙСКИЙ (Альпийский)	C	C <sub>3</sub>	Валахское
		C <sub>2</sub>	Штирийское
		C <sub>1</sub>	Эврикское (61–45 Ma), Позднеларамийское (50–40 Ma), Камчатское (50–40 Ma)
ПОЗДНЕ-МЕЗОЗОЙСКИЙ	LM	LM <sub>3</sub>	Раннеларамийское (80–50 Ma)
		LM <sub>2</sub>	Охотско-Чукотский вулканический пояс (105–80 Ma)
		LM <sub>1</sub>	Чукотское (135–105 Ma), Брукское (125–110 Ma)
РАНЕ-МЕЗОЗОЙСКИЙ	EM	EM <sub>3</sub>	Позднекимерийское (150–140 Ma), Верхоянское (150–135 Ma), Невадийское (150–140 Ma)
		EM <sub>2</sub>	Среднекимерийское? (200–150 Ma)
		EM <sub>1</sub>	Раннекимерийское (235–190 Ma)
ПОЗДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ (Варисский)	LP	LP <sub>3</sub>	Уральское (300–250 Ma), Палатинское (260–250 Ma)
		LP <sub>2</sub>	Поздневарисский (310–275 Ma)
		LP <sub>1</sub>	Ранневарисский (340–310 Ma)
РАНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ (Каледонский)	EP	EP <sub>4</sub>	Элсмирское (375–340 Ma)
		EP <sub>3</sub>	Свальбардское (380 Ma), Каледонское (440–410 Ma)
		EP <sub>2</sub>	Таконское (480–430 Ma)
		EP <sub>1</sub>	Финнмаркское (510–480 Ma), Раннекаледонское (510–470 Ma)
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ	P <sub>3</sub>	P <sub>3</sub> <sup>a</sup>	Тиманское (630–540 Ma), Позднебайкальское (600–550 Ma), Авалонское (570 Ma)
		P <sub>3</sub> <sup>b</sup>	Среднебайкальское (800–600 Ma)
		P <sub>3</sub> <sup>c</sup>	Раннебайкальское (850–800 Ma)
МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ	P <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> <sup>a</sup>	Гренвилльское (1,14–0,88 Ga), Свеконорвежское (1,2–0,9 Ga), Дальсландское (1,1–0,9 Ga)
		P <sub>2</sub> <sup>b</sup>	Эльсонское (1,4–1,25 Ga)
		P <sub>2</sub> <sup>c</sup>	Халландское (1,47–1,42 Ga), Телемаркское (1,52–1,48 Ga), Данополюское (1,5–1,4 Ga)
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ	P <sub>1</sub>	P <sub>1</sub> <sup>a</sup>	Даларнское (1,72–1,52 Ga)
		P <sub>1</sub> <sup>b</sup>	Свекофенское (2,1–1,75 Ga), Телонское (1,99–1,91 Ga), Гудзонское (1,85–1,79 Ga), Лапландское (1,94–1,85 Ga)
		P <sub>1</sub> <sup>c</sup>	Раннекарельское (2,5–2,3 Ga)

### Вулканогенные<sup>1</sup>

- Базальты и вулканы эврикских островных дуг
- Андезиты, дациты, риолиты эврикских островных дуг и активных континентальных окраин<sup>2</sup>
- Базальты океанических и задуговых бассейнов

### Осадочные<sup>3</sup>

- Комплексы аккреционных призм
- Молассы

### Метаморфические<sup>1</sup>

- Гнейсы, амфиболиты и мигматиты (преимущественно амфиболитовые фации)
- Гнейсы и амфиболиты (преимущественно гранулитовые фации)
- Комплексы голубых сланцев

### Плутонические

- Субдукционные граниты (M- и I-типа)<sup>4</sup>
- Коллизионные граниты (S- и I-типа)<sup>4</sup>

### Палеоокеанические

- Офиолиты (a – показаны в масштабе карты; б – мелкие внемасштабные тела)
- Комплексы палеоокеанической коры и осадков, вулканические плато, эврикские дуги и аккреционные призмы
- Офиолитовые сuture и их возраст: a – установленные, б – предполагаемые

*Примечания: 1 – цвет фона соответствует возрасту тектонического события; 2 – недислоцированные наложенные вулканические пояса показаны цветным крапом (в соответствии с возрастом вулканизма) на белом фоне; 3 – отсутствие крапа означает нерасчлененные комплексы; 4 – цвет фона отражает тип гранитов, цвет крапа – возраст породы*

### Области многократной переработки орогенов

- Переработанные
- Дважды переработанные

*Примечание. Цвет полос отражает возраст переработки*

### Структурные элементы

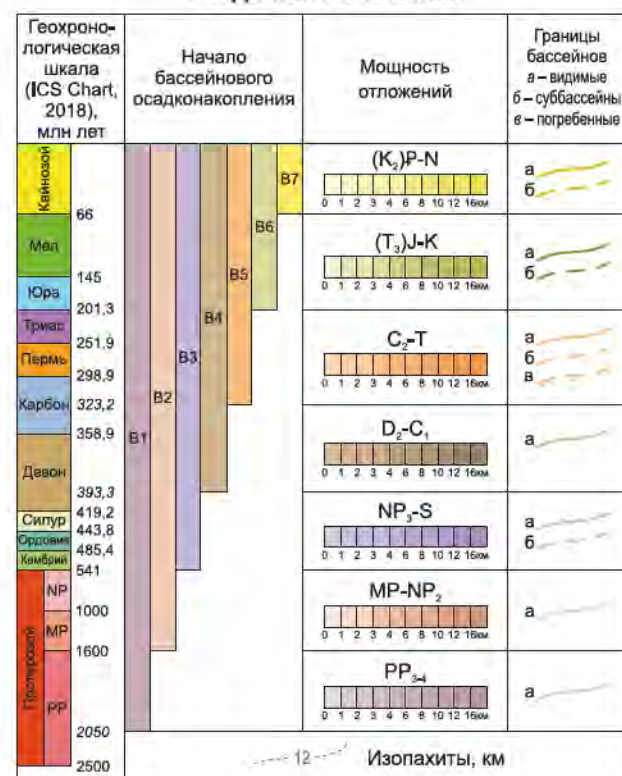
- Установленные Предполагаемые Погребенные
- Сбросы
- Сдвиги (стрелками показано направление сдвигов)
- Надвиги и взбросы
- Разломы неустановленного кинематического типа
- Фронты деформации орогена
- Границы между внешними и внутренними зонами складчатых поясов
- Геологические границы между тектоническими элементами
- Граница континент – океан
- Ось активного океанического спрединга

### Океанические области

Геологический интервал	Возраст, млн лет	Магнитные хроны	Картуемые блоки и их индексы
КВАРТЕР	–2,58	2	O <sub>1</sub>
НЕОГЕН	23,03	6	O <sub>2</sub>
ОЛИГОЦЕН	33,9	13	O <sub>3</sub>
ЭОЦЕН	55,9		O <sub>4</sub>

- Выходы мантийных перидотитов на поверхность  
a – поля рассеянного магнетизма на хр. Гаккеля, б – точки единичных наблюдений
- Эрозионные равнины на некоторых глубоководных поднятиях
- Линейные магнитные аномалии и их номера
- Подводные плато и симаунты
- Подводные сважины

## Осадочные бассейны



Области слабодислоцированного в кайнозойское время осадочного чехла

### Внутриплитные рифтогенные и плюмовые комплексы

(a – показанные в масштабе карты; б – внемасштабные)

#### Плутонические комплексы<sup>1</sup>

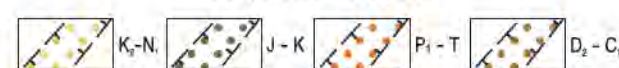
- Перидотит-габбро-норитовые расслоенные массивы
- Анорогенные граниты, щелочные граниты, лейкограниты, сиениты
- Щелочные мафит-ультрамафитовые породы

#### Вулканические комплексы<sup>2</sup>

- Траппы: покровы базальтов и туфы
- Бимодальные и щелочные вулканические породы

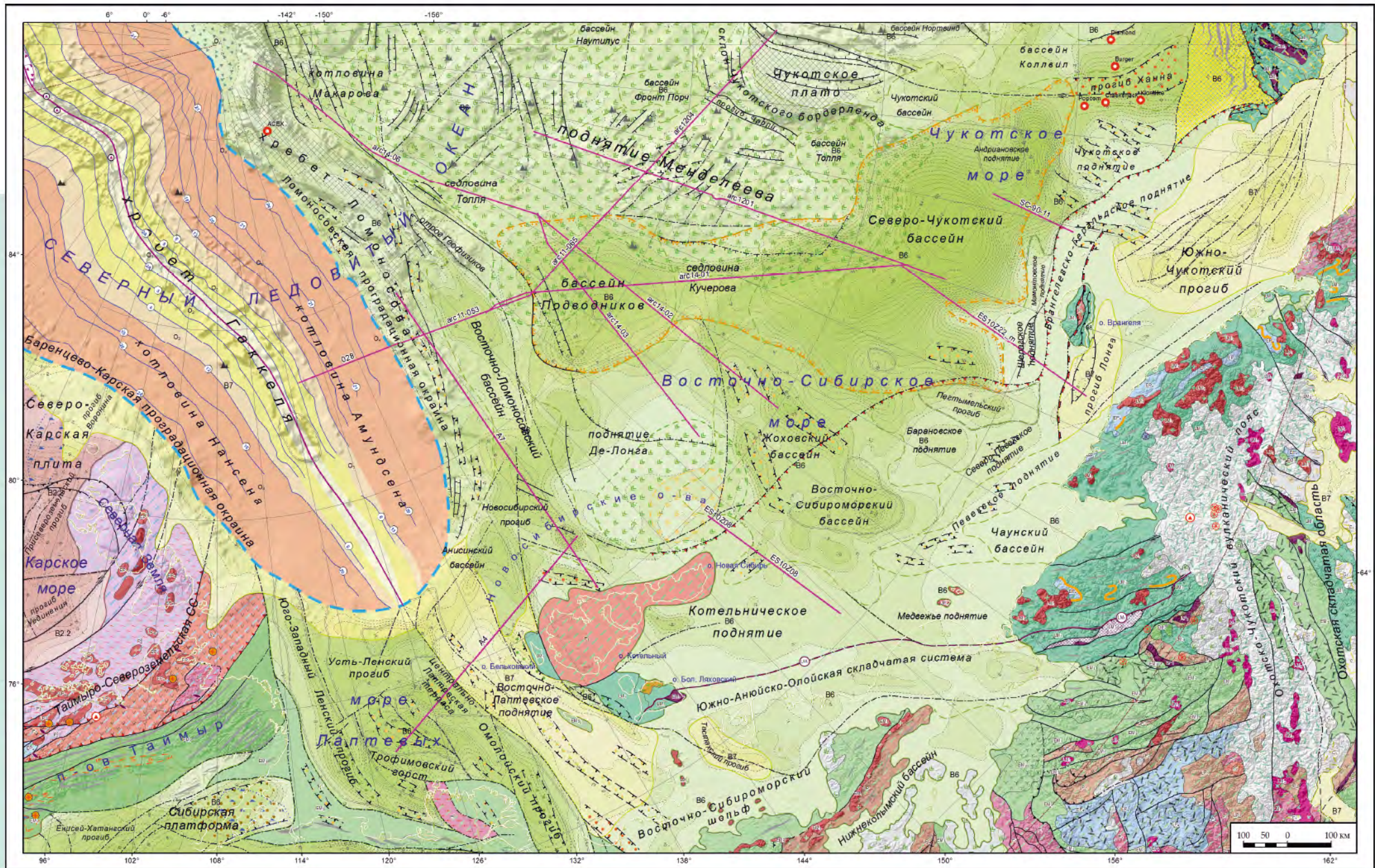
*Примечания: 1 – цвет фона соответствует составу породы, цвет крапа – возрасту; 2 – цвет крапа соответствует возрасту породы, белый фон – для посторогенных комплексов, цветной – возраст орогена для доорогенных комплексов*

### Рифты и их возраст



### Прочие обозначения

- Области развития солевых диапиров
- Оси антиклиналей складок
- Морские морфоструктуры: a – поднятия, б – впадины
- Импактные структуры
- Кайнозойские вулканы: a – активные, б – потухшие



В целом на площади проекта с юго-запада на северо-восток выделяются: Северо-Азиатский кратон в составе фрагмента Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса; обширная, охватывающая северную часть континентальной суши, шельф и глубоководную часть Северного Ледовитого океана мозаично-построенная область мезозоид, представляющая собой коллаж террейнов разного геодинамического типа; пояс каледонид (элсмирид) и докембрийский Менделеевский кратон. Область позднемезозойской складчатости в пределах площади проекта включает структуры Верхоянского покровно-надвигового комплекса,

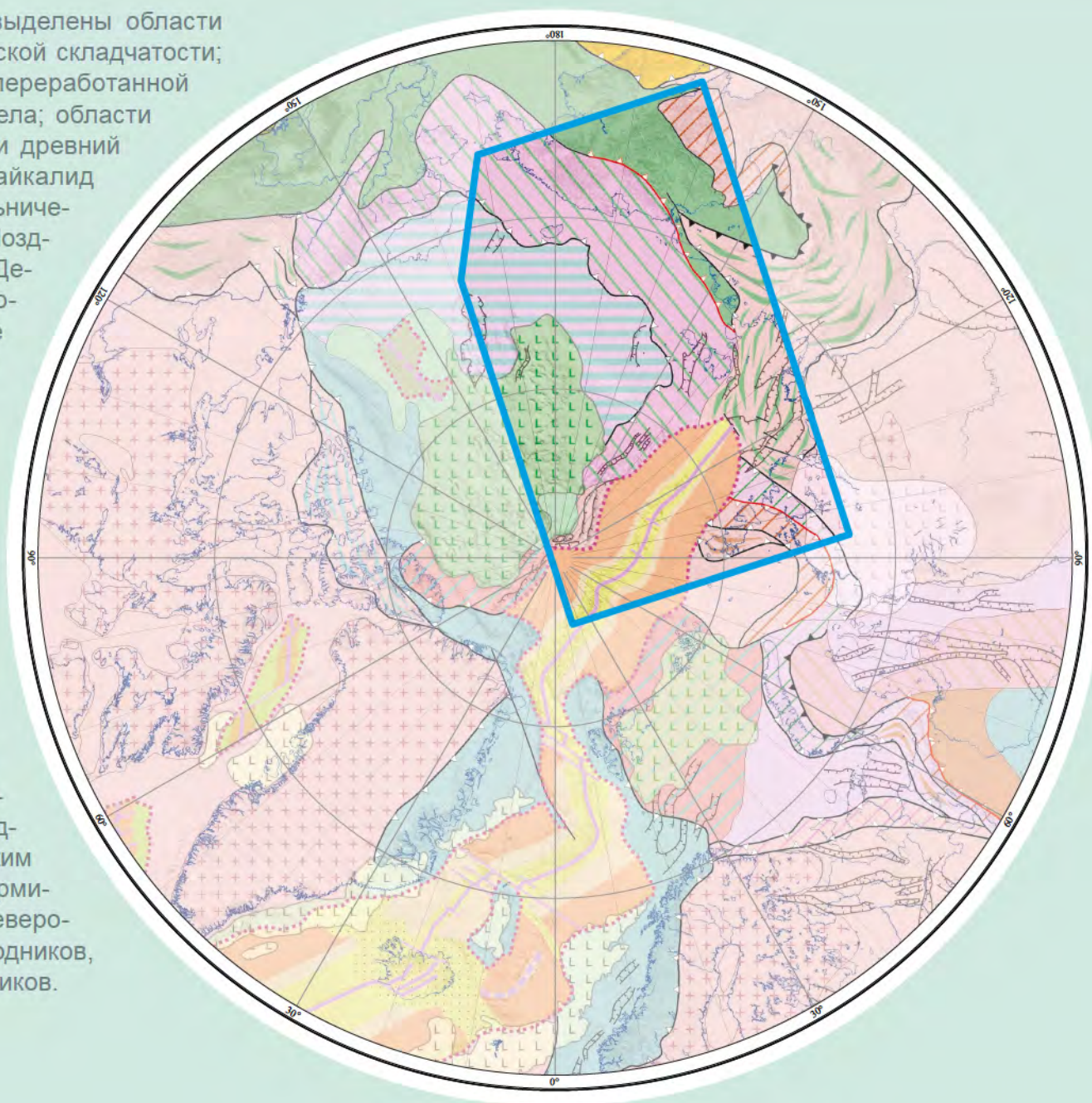
Верхоянско-Колымский аккреционно-складчатый пояс, Чукотско-Новосибирскую складчатую область, Охотско-Чукотский плутоно-вулканический пояс и северную часть Корякско-Камчатской складчатой области. При этом структуры последних двух областей на шельф и в глубоководную часть Северного Ледовитого океана не прослеживаются. К осадочным бассейнам отнесены геодепрессии, выполненные недислоцированным осадочным чехлом мощностью, не превышающей 500–1000 м. Цвет осадочного бассейна отражает время начала формирования осадочного чехла, а изопахиты – суммарную мощность отложений.



Восточный Таймыр, оз. Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

**Н**а карте районирования фундамента выделены области развития мезозойской позднекиммерийской складчатости; области байкальской консолидации, переработанной тектоническими движениями в конце раннего мела; области позднекаледонской (элсмирской) складчатости и древний докембрийский массив Арктида. Структуры байкалид по сейсмическим данным прослежены от Котельнического поднятия в южную часть хр. Ломоносова. Поздние каледониды впервые установлены на арх. Де-Лонга и к северу прослеживаются на отрог Геофизиков, а также прогнозируются в фундаменте Северо-Чукотского бассейна. Докембрийский возраст фундамента поднятия Менделеева основан на результатах изучения донно-каменного материала.

В пределах рассматриваемой территории к древнему континентальному блоку Арктида отнесены поднятие Менделеева и западная часть Чукотского плато, разделенные прогибом Чарли мел-кайнозойского возраста. Границы Арктиды уточнены в соответствии с сейсмическими данными, полученными экспедициями «Арктика-11» и «Арктика-12». Так, с юга и юго-запада этот кратон ограничен эпизелсмирским Северо-Чукотским бассейном. Южная граница поднятия (профиль Arg2012\_01) на сейсмической записи выражена плохо. На юго-западе поднятие Менделеева сочленяется с Северо-Чукотским бассейном через серию сбросовых уступов, сформировавшихся в конце раннего-позднего мела. Северо-Чукотский бассейн открывается в бассейн Подводников, отделяя поднятие Менделеевса от отрога Геофизиков.



Ордовикские отложения на левом берегу р. Ключевка, Северо-Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

Котельнический и Врангелевско-Геральдский континентальные блоки, согласно последним исследованиям, рассматриваются как части Чукотско-Новосибирской складчатой системы. Между собой они разделены прогибами мел-кайнозойского возраста. Важное значение для уточнения границ Котельнического континентального блока имели впервые выполненные палеомагнитные исследования [Верниковский и др., 2013], а также специализированное изучение ксенолитов из кайнозойских базальтов о. Жохова. Эти исследования позволили уточнить северную границу Котельнического блока, включив в его состав южные острова арх. Де-Лонга (о. Беннетта и о. Жохова), и получить данные о неопротерозойском возрасте его фундамента.

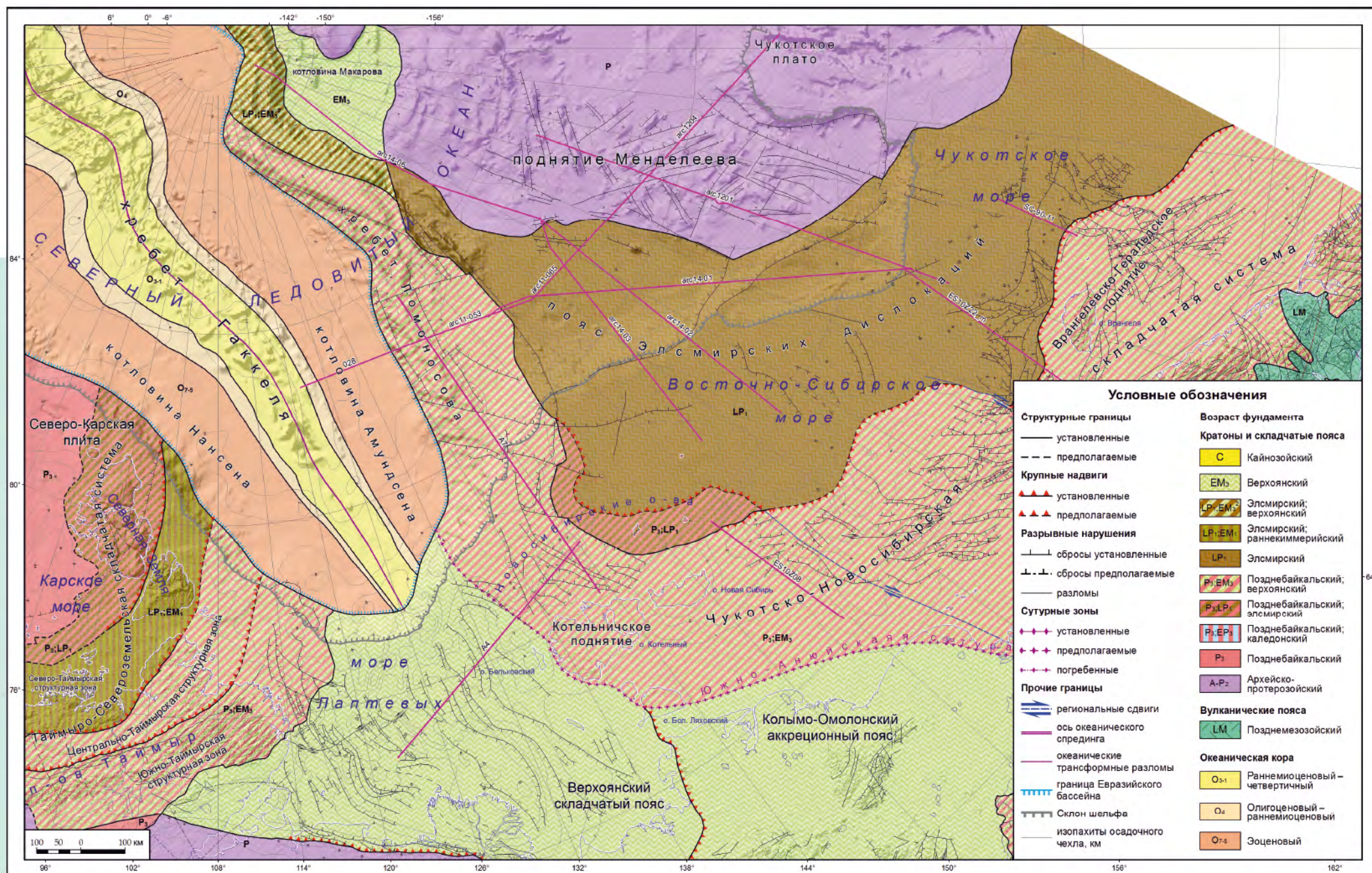
Границы Врангелевско-Геральдского континентального блока уточнены по результатам региональных сейсмических работ. Врангелевско-Геральдский континентальный блок в региональном плане рассматривается в пределах Врангелевско-Геральдско-Бруксовской надвиговой системы. По сейсмическим данным, этот континентальный блок включает поднятия Врангеля, Геральд и Тигара. С севера разломом Врангеля этот блок отделен от Северо-Чукотского

бассейна, на востоке – от Чукотского поднятия, на юге и юго-западе серией ступенчатых сбросовых уступов – от апт-кайнозойских прогибов: Пегтымельского и Лонга.

Если южное ограничение Чукотско-Новосибирской складчатой системы не вызывает разногласий и проводится по южноанюйской сuture, которая четко выражена в аномальном магнитном поле, то западное ограничение является дискуссионным. Проведенные в 2011–2012 гг. работы на островах Бельковский и Столбовой (арх. Новосибирские острова) позволили установить, что в фундаменте моря Лаптевых развиты отложения, формационно близкие отложениям Верхоянского складчато-надвигового пояса. Граница между неопротерозойским Котельническим блоком и позднекимммерийскими верхоянскими структурами, по нашим данным, проходит между островами Бельковским и Столбовой с одной стороны и о. Котельный – с другой. Результаты изучения разрезов осадочного чехла о. Бельковский и Столбовой позволили доказать, что мезозоиды северо-востока распространяются на шельф моря Лаптевых.



Река Матусевича, о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля (фото А. М. Никишина)



Полярные медведи, о. Врангеля



Выходы среднего ордовика на юго-восточном берегу о. Беннетта, арх. Новосибирские острова (фото Т. Ю. Толмачевой)

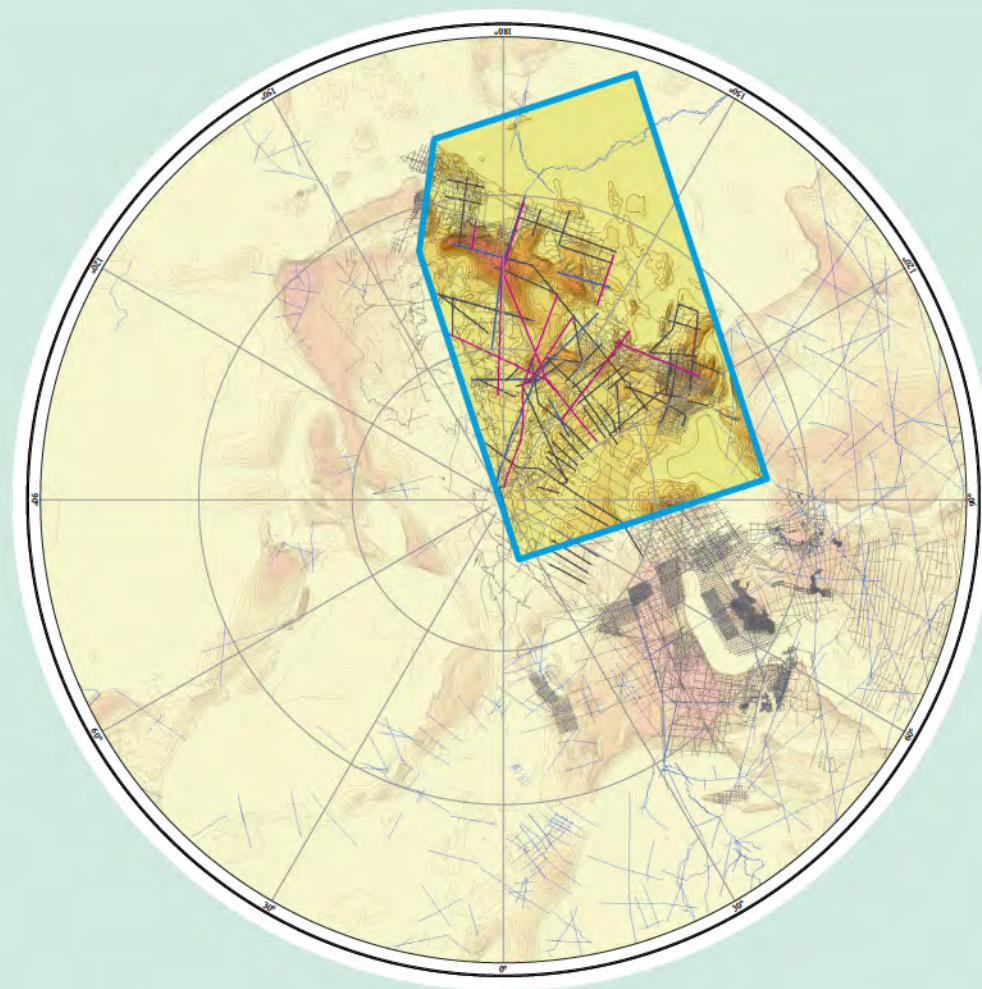


Структурные карты акватории арктического северо-востока Российской Федерации были построены на основе каркаса сейсмических профилей МОВ ОГТ, созданного по единой стратиграфической модели для всего охватываемого региона. На первом этапе были построены временные карты, впоследствии трансформированные в глубинные с помощью скоростной модели, полученной при анализе данных зондирования (201 зонд) и скоростных разрезов, выполненных в последние годы с использованием современных полевых методик и методик обработки. При построении скоростной модели был обнаружен ряд расхождений в значениях скоростей между данными зондов и данными МОВ ОГТ разрезов, которые устранили при подробном анализе скоростей. Выявились самые общие закономерности. Осадочные бассейны Северного Ледовитого океана по схожести осредненных зависимостей средних ( $V_{cp}$ ) и пластовых ( $V_{пл}$ ) скоростей от глубины и времени можно разделить на две группы.

В первую группу входят: Евразийский и Восточно-Ломоносовский бассейны, бассейн котловины Макарова и отчасти хр. Ломоносова. Верхняя, кайнозойская, часть разреза в этих бассейнах имеет меньшие скорости. По нижней части разреза и фундаменту в котловине Макарова и на хр. Ломоносова  $V_{пл}$  меньше, чем в аналогичных КССК этой группы.

Вторая группа объединяет бассейны Северо-Чукотский и Подводников, прогиб Чарли и Чукотское плато. В этих бассейнах сильно варьируют мощности и соответственно глубины КССК, но  $V_{пл}$  в целом имеют более высокие значения, чем в осадочных бассейнах первой группы. Тем не менее из анализа скоростных характеристик осадочных бассейнов Северного Ледовитого океана следует, что при мелкомасштабных построениях для расчета глубин можно использовать одну осредненную кривую  $V_{cp}$  по изучаемым структурам [Дараган-Суцова и др., 2017].

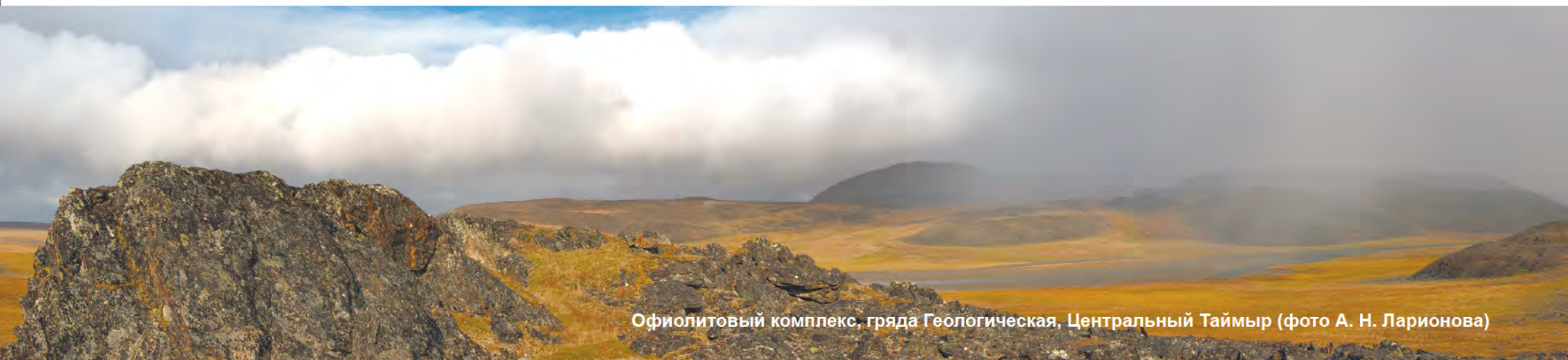
Структурные карты для шельфовых областей были основаны на большем количестве сейсмического материала, чем для глубоководных районов. В качестве основы для шельфовых районов использовались структурные построения ОАО «МАГЭ» и ОАО «ДМНГ». Для глубоководной зоны Северного Ледовитого океана карты строились с использованием каркаса профилей базы данных ВСЕГЕИ.



В результате был подготовлен набор структурных карт на основные, с точки зрения тектонического развития региона, уровни строения осадочного чехла:

- карта акустического фундамента (ОГ А–Аf–F);
- карта кровли меловых отложений (ОГ pCU);
- карта кровли эоценовых отложений (ОГ UB).

При построении карт также учитывались разрывные нарушения, развитые в регионе и прослеженные по различным геофизическим данным.



Офиолитовый комплекс, гряда Геологическая, Центральный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

**В** структуре региона по поверхности акустического фундамента отчетливо выделяется ряд крупных глубоко погруженных бассейнов и обширные относительно приподнятые массивы.

Лаптевоморский осадочный бассейн, заложенный на гетерогенном, преимущественно позднекиммерийском основании, состоит из трех частей: Притаймырского и Восточно-Лаптевского поднятий и Центрально-Лаптевского пояса относительно узких прогибов и впадин и разделяющих их горстовидных поднятий, осложненных многочисленными тектоническими нарушениями субмеридионального или северо-западного простирания. В пределах поднятий фундамент погружен на глубину от 1 до 3–4 км; в Лаптевоморском бассейне эти отметки достигают 10–13 км, а на смежных приподнятых участках могут сокращаться вдвое-втрое, что создает отчетливо контрастный рельеф поверхности акустического фундамента. Пока нет достаточных оснований считать структурные элементы названного бассейна связанными с процессами рифтогенеза.

Евразийский осадочный бассейн заложен преимущественно на фундаменте океанического типа. Граница с Лаптевоморским бассейном по кровле фундамента условная. Бассейн подразделяется на два суббассейна – Нансена и Амундсена, разделенных поднятием Гаккеля. Более глубоко погруженным является суббассейн Нансена (до 10 км). На центриклинальном замыкании Евразийского бассейна выделяется обширный пояс опусканий, где глубина кровли фундамента нередко достигает 9–10 км. Продолжением суббассей-

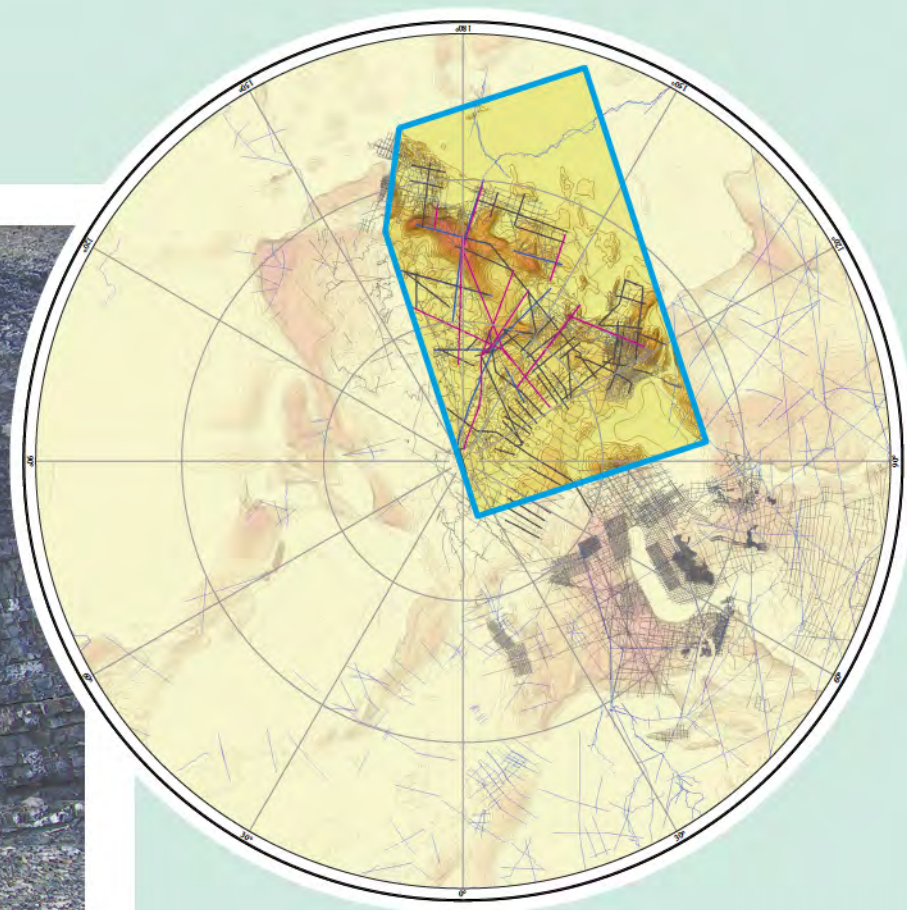
на Амундсена на шельфе является Анисинский прогиб. На поднятии Гаккеля кровля фундамента расположена недалеко от поверхности дна, лишь местами погружаясь на глубину до 1–1,5 км.

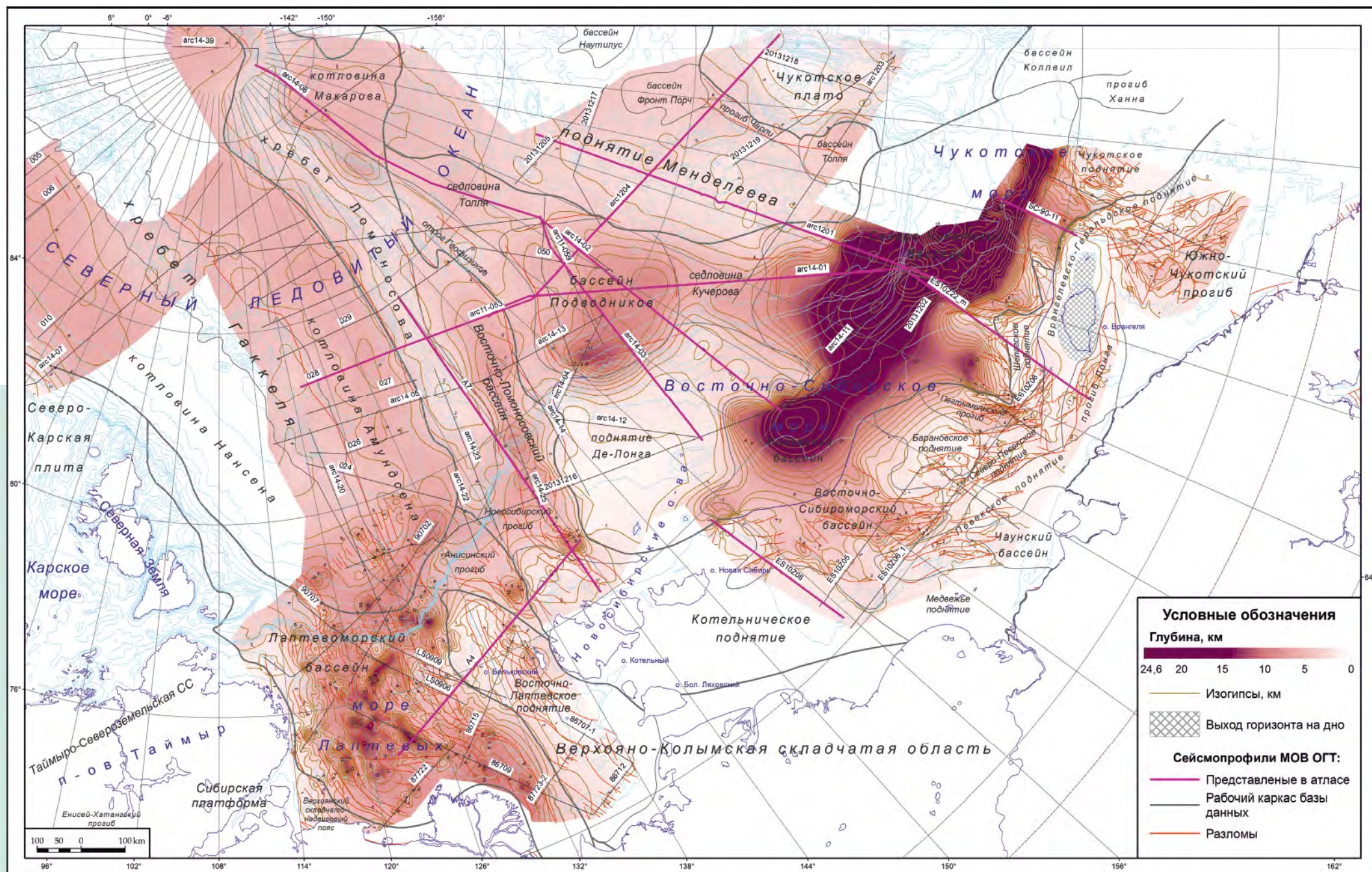
Восточно-Ломоносовский бассейн – вытянутая в северо-северо-западном направлении структура, прослеживаемая от о. Новая Сибирь до 84° с. ш., заложенная на киммерийском основании. Состоит из трех прогибов глубиной от 6 до 8 км, разделенных седловинами. От суббассейна Амундсена отделен складчато-блоковым поднятием (хребтом) Ломоносова, четко выраженным в рельефе фундамента, так как глубины его погружения здесь на 4–5 км меньше, чем в прилегающих отрицательных структурах. Через перемычку (седловину) хр. Ломоносова соединяется с Котельническим поднятием.

Осадочный бассейн Подводников глубже, чем Восточно-Ломоносовский, почти изометричной формы, слабо вытянут в северо-западном направлении. От Восточно-Ломоносовского бассейна отделен отрогом Геофизиков и сводовым поднятием Де-Лонга. В центральной части поднятия фундамент расположен на абсолютных отметках минус один километр и менее.



Девонские отложения о. Котельный, арх. Новосибирские острова  
(фото Т. Ю. Толмачевой)





Осадочный бассейн котловины Макарова находится в приполюсной части акватории. Наиболее погруженная его часть (5–6 км) ограничена скорее всего сбросами. К югу через сложно построенную седловину Толля он постепенно соединяется с расположенным южнее бассейном Подводников.

Северо-Чукотский осадочный бассейн является самым обширным и глубоким на востоке Российской Арктики. Практически со всех сторон окружен отчетливо выраженными областями поднятий: Менделеева и Чукотским – на севере, Де-Лонга – на западе, Барановским и Врангелевско-Геральдским – на юге. От бассейна Подводников

отделен обширной слабо выраженной седловиной Кучерова. Заложен на позднекаледонском (элсмирском) фундаменте, глубина погружения которого в восточной его половине достигает 20 км, в западной не превышает 15 км.

В юго-восточной части акватории выделяется ряд горсто-грабеновых структур, глубина которых по кровле фундамента колеблется от 1–4 км (Южно-Чукотский бассейн) до 7–8 км (Восточно-Сибироморский бассейн). Возраст фундамента всех этих структур позднекиммерийский (доальбский).

**Н**а уровне кровли меловых отложений (ОГ рСУ) общий структурный план региона остается примерно таким же, как и по кровле акустического фундамента.

По сравнению с нижележащими структурными поверхностями, площадь распространения ОГ рСУ расширяется, преимущественно за счет появления мощных позднемеловых толщ на западе Лаптевского шельфа и практически повсеместного появления верхнего мела на поднятии Менделеева и хр. Ломоносова. Сокращается область отсутствия отложений на поднятии Де-Лонга, менее контрастными по перепаду глубин становятся области Северо-Чукотского и Жоховского бассейнов. Появляется Восточно-Лаптевское поднятие. К началу кайнозоя хр. Ломоносова и поднятие Менделеева не были столь контрастными структурами, хотя разделяющие их крупные осадочные бассейны Амундсена, Подводников и Макарова уже существовали.

Среди крупных отрицательных структур наибольшими абсолютными глубинами погружения отличается Лаптевоморский осадочный бассейн, нередко они составляют 6–8, а иногда и 9–10 км, особенно в северной части, где он сопряжен с Евразийским бассейном. Более контрастны сочленения центральной части бассейна с ограничивающими его поднятиями с востока и запада, в пределах которых зачастую наблюдается эрозионный срез отражающего горизонта рСУ. Эти сочленения подчеркнуты тектоническими нарушениями с амплитудами перемещения до 2,5–3 км. Структурный план поверхности ОГ рСУ обладает сложным строением и связан с блоками

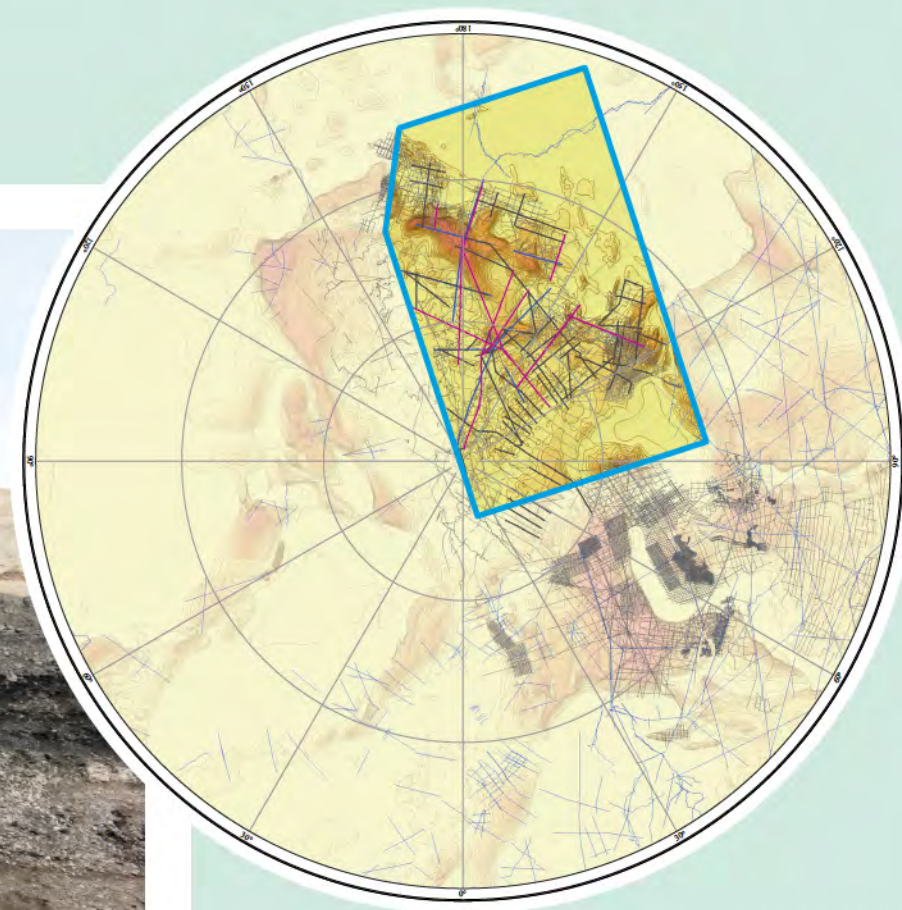
фундамента северо-северо-западного простирания, а также поперечными по отношению к ним структурами. Протяженные структуры, которые можно было бы классифицировать как рифтогенные, в Лаптевоморском бассейне не наблюдаются.

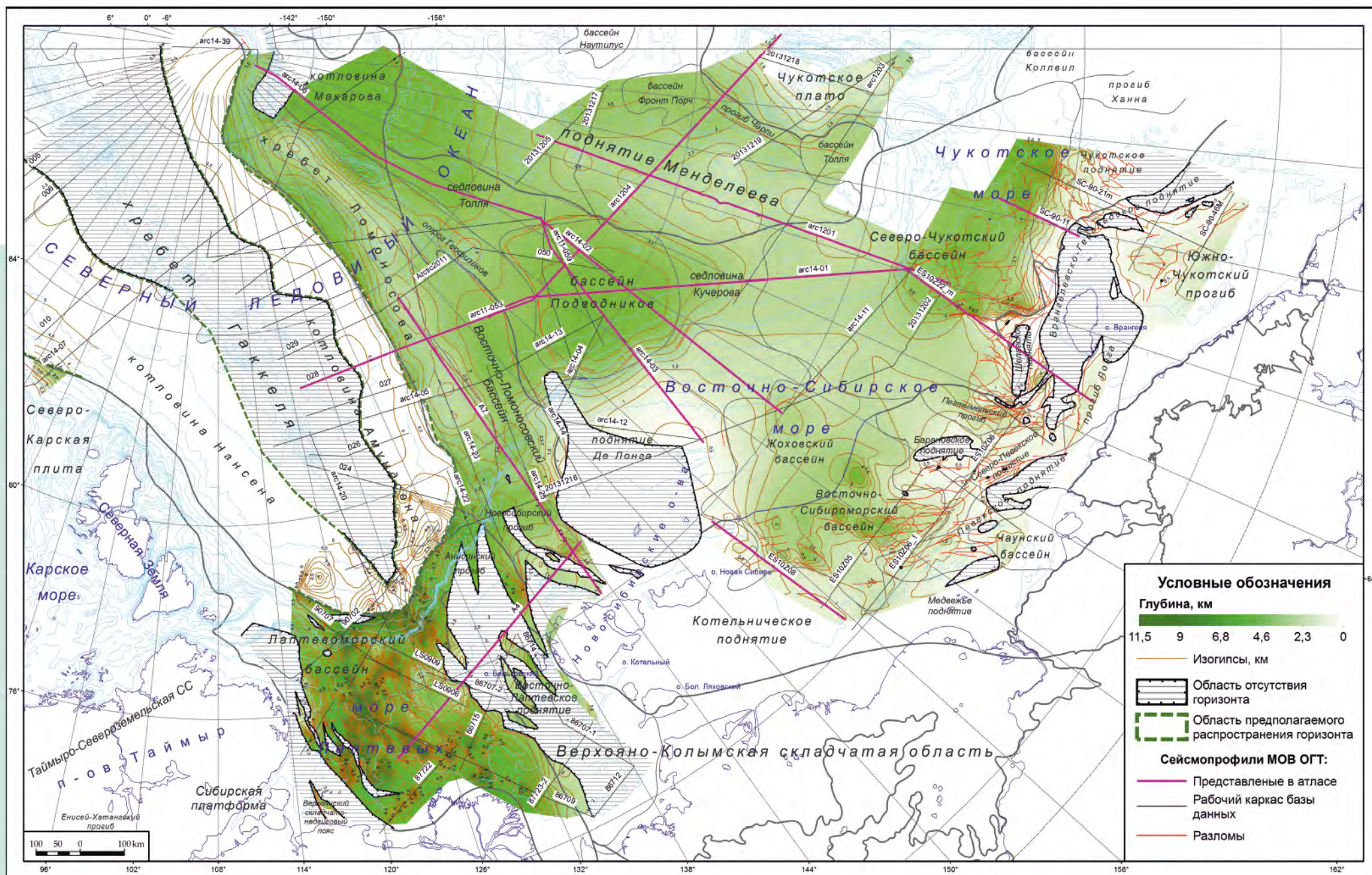
В пределах Евразийского бассейна центриклинальный пояс впадин и прогибов еще отчетливее: их глубина часто достигает 8–9 км. Абсолютные отметки глубины залегания акустического фундамента в котловинах Нансена и Амундсена сильно различаются, однако на уровне ОГ рСУ они имеют близкие значения (профиль AR1407). В котловине Макарова глубина погружения ОГ рСУ довольно значительная – до 6–7 км.

Высокими абсолютными отметками горизонта рСУ отличается хр. Ломоносова – обычно не глубже 2–2,5 км в наиболее приподнятых блоках, что в 2–3 раза меньше, чем в прилегающих отрицательных структурах котловины Амундсена и Восточно-Ломоносовском бассейне. В пределах хребта можно выделить 4 или 5 крупных приподнятых блоков, разделенных в различной степени выраженными седловинами.



Верхнемеловые угленосные отложения Деревянных гор, о. Новая Сибирь, арх. Новосибирские острова (фото Т. Ю. Толмачевой)





Бассейны в восточной части региона характеризуются глубинами погружения кровли меловых отложений в целом значительно меньшими, чем в западной. Так, для Северо-Чукотского бассейна они составляют порядка 3–4 км. Близкие значения фиксируются также в бассейне Подводников, и в среднем такие же глубины (местами даже более) можно наблюдать и в Восточно-Ломоносовском бассейне. На юге Северо-Чукотский бассейн переходит в Восточно-

Сибироморский, в пределах которого имеется несколько линейных отрицательных рифтогенных структур, где глубина ОГ рCU достигает 3,5–4 км. Как и на уровне акустического фундамента, субмеридиональный прогиб Чарли отделяет поднятие Менделеева от Чукотского плато. Более отчетливо выраженными в структуре региона становятся приподнятые блоки, в частности поднятия Де-Лонга и Врангелевско-Геральдское.

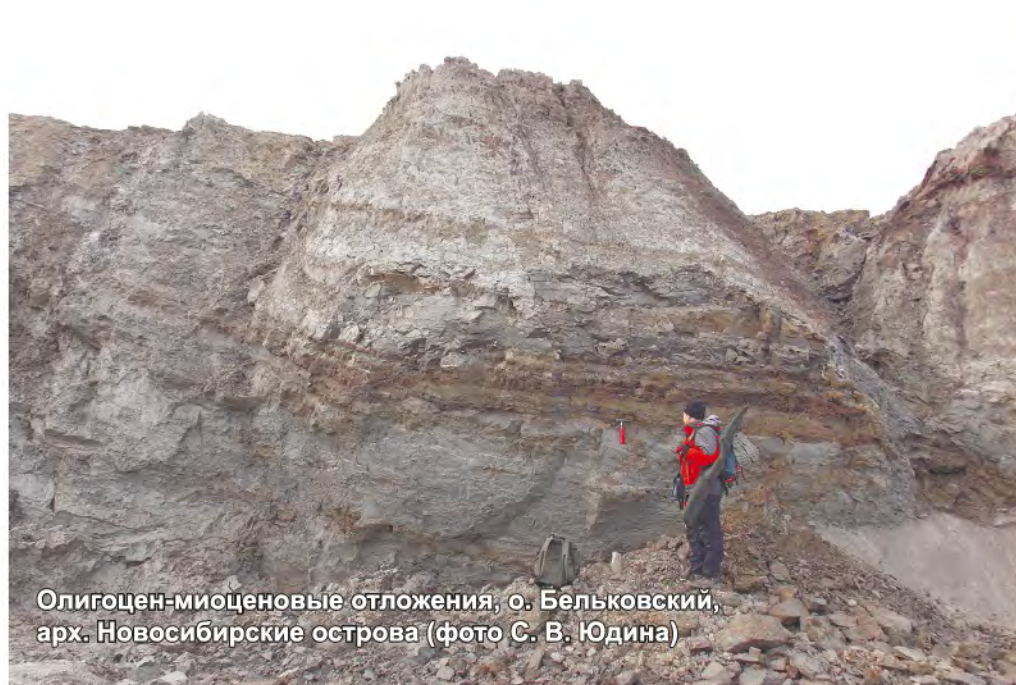
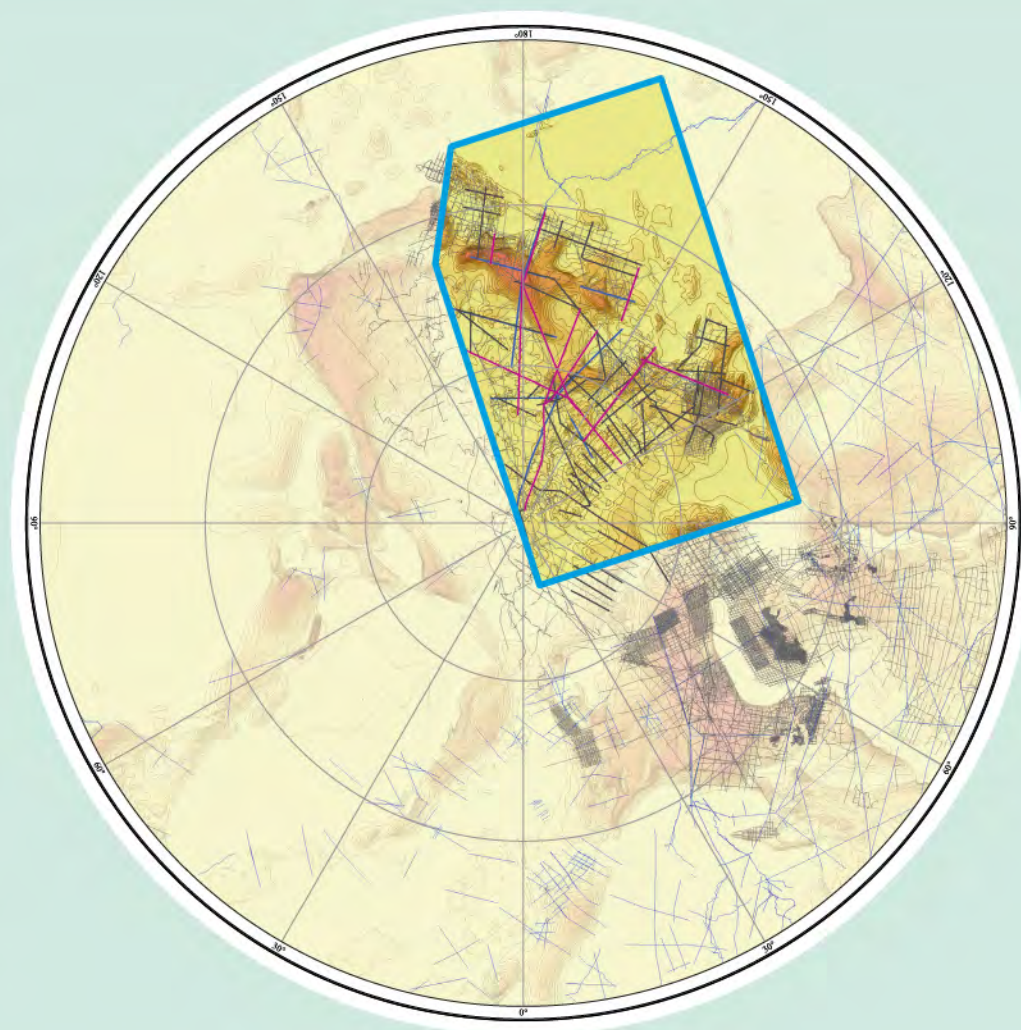
Структурный план региона на уровне ОГ UB в значительной мере схож с таковым для отражающего горизонта рCU. Основные тектонические элементы остаются в тех же позициях и сохраняют свои размеры и конфигурацию.

Среди положительных элементов на структурном плане четко выделяются поднятия: Врангелевско-Геральдское и Де-Лонга. В пределах данных структур мощность верхнекайнозойского осадочного чехла часто не превышает первых сотен метров и горизонт UB на большей части их территории не прослеживается, поскольку здесь ограничиваемый им сейсмокомплекс был эродирован, что отчетливо видно на интерпретированных волновых полях профилей AR1412, Arc2012\_16, ES10Z23\_m и др. Подошва олигоцена также не фиксируется на большей части хр. Ломоносова (северная часть лаптевоморского и приполюсный сегменты), отрога Геофизиков и Восточно-Лаптевского поднятия.

На юго-западе территории выделяется умеренно погруженный Лаптевоморский бассейн (глубины 2–4 км) с ожидаемо заметным увеличением глубины погружения непосредственно за современной бровкой континентального шельфа.

Отчетливо прослеживается пояс центриклинальных отрицательных структур Евразийского бассейна. Отдельные впадины этого пояса по сравнению с уровнем ОГ рCU в целом сохраняют свое положение.

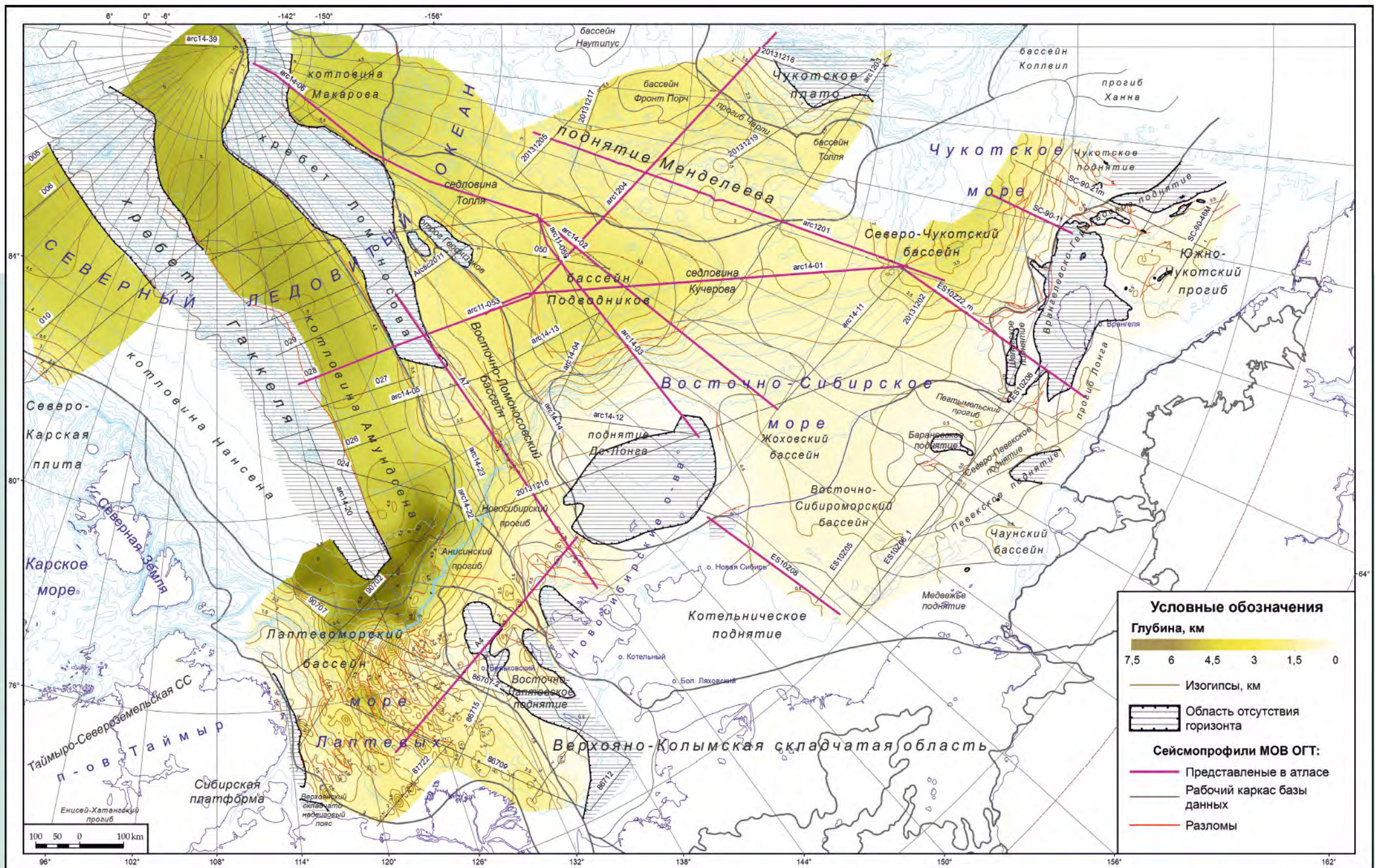
Наибольшие опускания кровли эоценовых отложений фиксируются севернее 82° с. ш. в приполюсных районах котловин Амундсена и Нансена (профиль AR1407). Примерно на таких же отметках находится кровля данных отложений и в котловине Макарова.



Олигоцен-миоценовые отложения, о. Бельковский, арх. Новосибирские острова (фото С. В. Юдина)



Олигоцен-миоценовые отложения, залегающие с разрывом на верхнедевонско-нижнекаменноугольных породах, о. Бельковский, арх. Новосибирские острова (фото В. Ф. Проскурнина)



На близком гипсометрическом уровне кровля эоценовых отложений располагается в бассейнах Подводников и Восточно-Ломоносовском. Разделяющая эти бассейны протяженная положительная структура, отрог Геофизиков, теряет свою выразительность, особенно в южной части, где он сливается с поднятием Де-Лонга.

Во впадинах, расположенных между поднятием Менделеева и Чукотским плато (бассейны Фронт Порч, Толля и прогиб Чарли), глубина залегания поверхности ОГ UB достигает до 3 км, что в целом сопоставимо со значениями, наблюдаемыми во впадинах к западу от поднятия Менделеева.

Отражающий горизонт UB в Северо-Чукотском бассейне, хотя и заметно погружен (до 3,7 км), стал менее выразительным в своей

западной части по направлению к Восточно-Сибироморскому бассейну. В последнем, как и на уровне горизонта rCU, по-прежнему заметны положительные и отрицательные структуры более мелкого порядка, осложняющие общий структурный план.

Небольшие глубины залегания кровли эоцена отмечаются и в Южно-Чукотском прогибе – здесь они не превышают 1 км. Для этой области, так же как и для всей территории, примыкающей с юга к Врангелевско-Геральдскому поднятию, характерны небольшие мощности всего палеоцен-эоценового комплекса (не более 200–300 м).



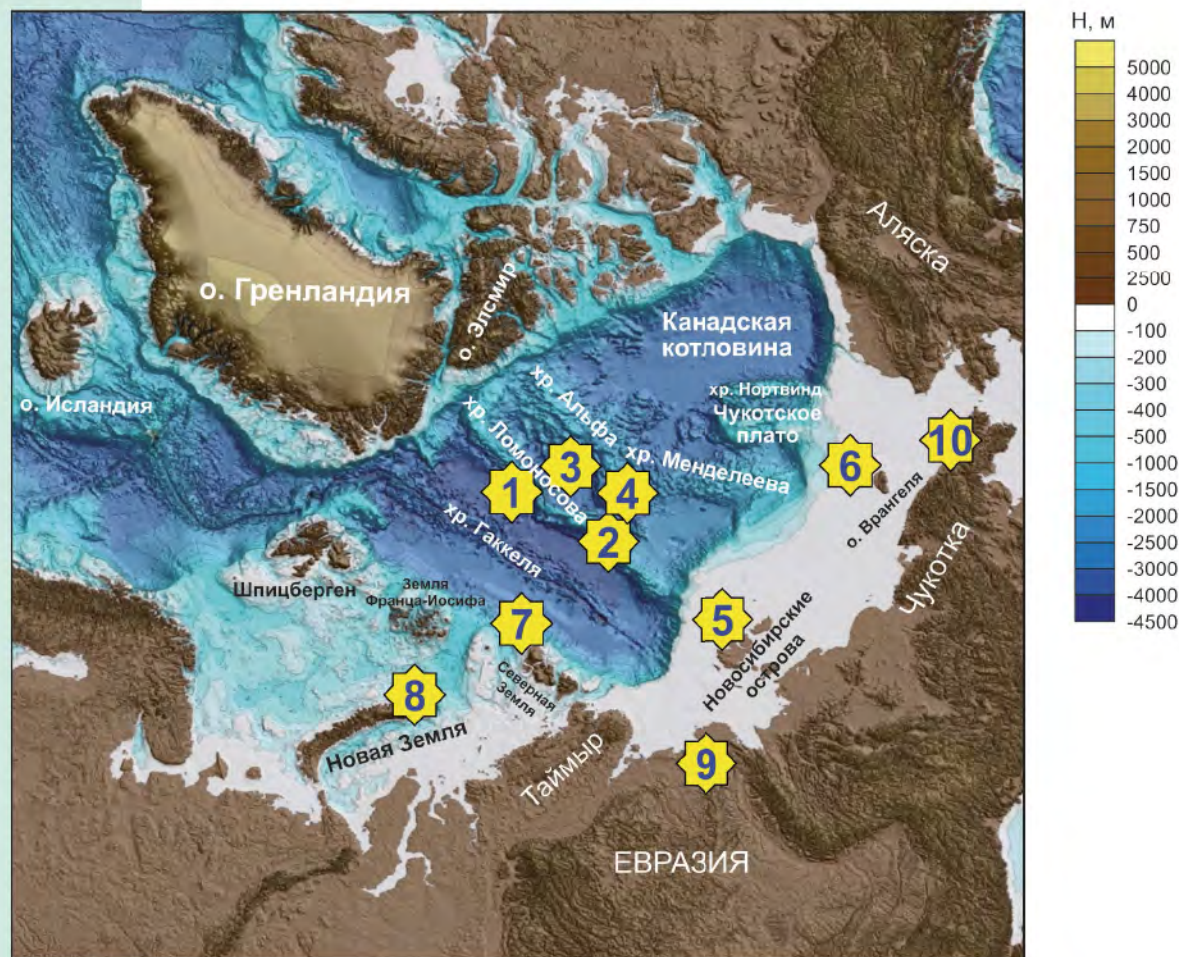
Ионный микрозонд SIMS SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (фото А. В. Антонова)



В последние годы изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические методы исследования широко применяются для изучения осадочных и магматических комплексов Восточной Арктики. Эти работы активно проводятся в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ», обладающем современной изотопной аналитической аппаратурой с высочайшими параметрами точности, локальности и производительности.

Изотопно-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение пород Восточной Арктики проводилось в рамках специальных тематических работ с 2012 по 2015 г. За это время детально изучено 530 образцов с островов Восточной Арктики, глубоководных поднятий Северного Ледовитого океана и его континентального обрамления. Образцы были представлены магматическими, метаморфическими и осадочными породами, а также глубоководными илами, полученными в результате глубоководного бурения:

- 4530 локальных определений U-Pb возраста по циркону и бадделеиту методом SIMS SHRIMP-II в 348 образцах;
- 2319 локальных определений U-Pb возраста по циркону методом ЛА-ИСП в 164 образцах;
- 35 определений Rb-Sr возраста методом ТИМС;
- 31 определение Sm-Nd возраста методом ТИМС;
- 10 определений Ar-Ar возраста;
- 6 изотопных анализов He-Ar системы;
- 342 химанализа методами РФА, ИСП-МС и ИСП-АЭС;
- 108 изотопных анализов O, C и Sr в карбонатах;
- 61 изотопный анализ Re-Os системы;
- 231 изотопный анализ Nd системы валовых проб пород;
- 240 изотопных анализов Sr системы валовых проб пород;
- 69 изотопных анализов Pb системы валовых проб пород;
- 1193 локальных изотопных анализов Lu-Hf системы в цирконе из 61 образца.



Места отбора образцов: 1 – хр. Ломоносова (полюс); 2 – хр. Ломоносова (отрог Геофизиков); 3 – хр. Альфа; 4 – поднятие Менделеева; 5 – острова Де-Лонга, Анжу, Ляховские; 6 – о. Врангеля; 7 – о. Шмидта (Северная Земля); 8 – о. Северный (Новая Земля); 9 – Сибирский кратон; 10 – Верхояно-Колымская, Анойско-Чукотская складчатые области

Вид на о. Винер-Нёйштадт с полярной станции на о. Хейса, арх. Земля Франца-Иосифа (фото Д. И. Леонтьева)



**В** результате проведенных изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований получены следующие результаты.

Определены байкальский и каледонский возрасты фрагментов гранитоидов, отобранных из колонки кайнозойских осадков на отроге Геофизиков. Кислые магматиты поднятия Менделеева представлены гнейсогранитами архейского и палеопротерозойского возрастов.

Распределение возрастов циркона в донных илах с хр. Ломоносова и с поднятия Менделеева ближе всего к таковому для Азиатского континента, но резко отличается от Северо-Американского континента и Европы (нет гренвилевского максимума 1100 млн лет). В пелагических илах обнаружены весовые содержания циркона, монацита, граната, что не характерно для областей развития океанической коры. Выявлено не менее 25 источников сноса – позднего и раннего мела, юры, триаса, перми и т. д. вплоть до архея. Пелагические илы с хр. Ломоносова и с поднятия Менделеева имеют различное происхождение, так как вариации в  $Re/Os$  отношении между этими двумя группами осадков велики и не могут быть получены в едином геохимическом процессе.

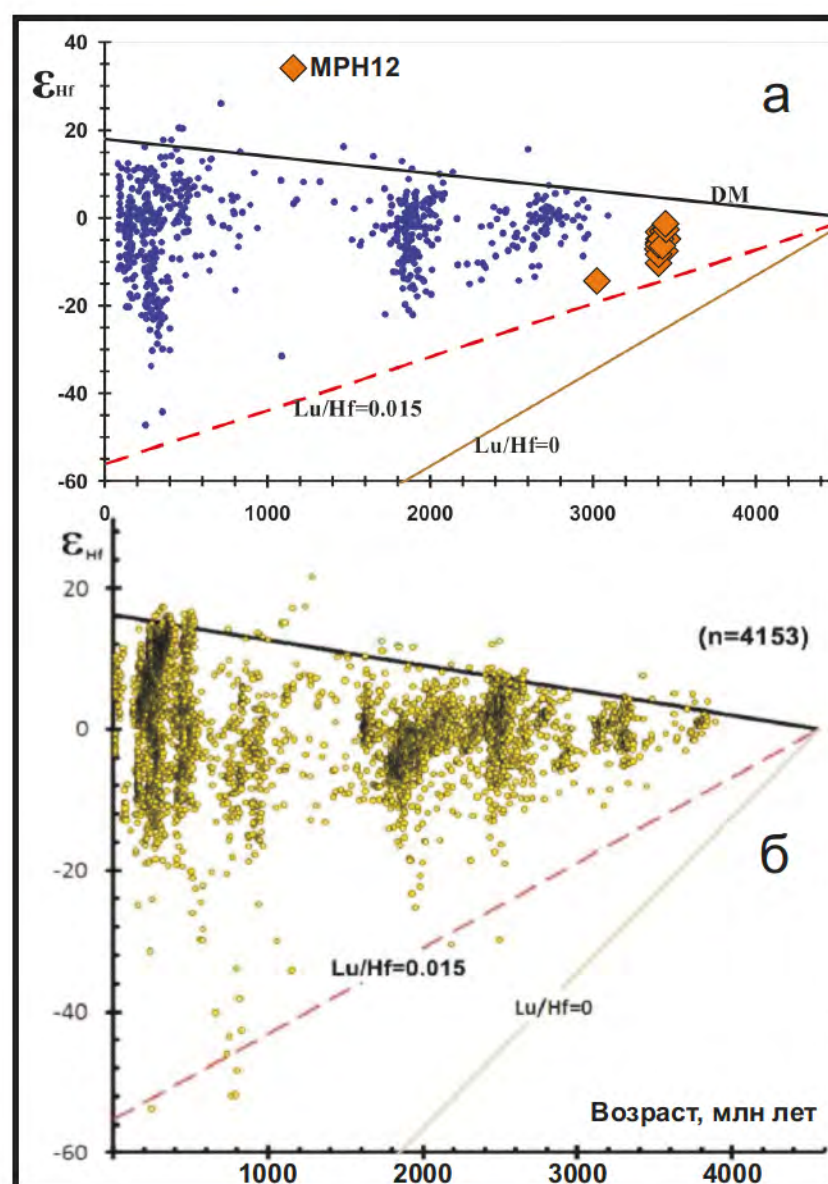
В составе поднятия Менделеева установлено существование разновозрастных (мелового, поздненевдского и ранненевдского) магматических доменов.

Установлен возраст долеритов с поднятия Менделеева. Время их внедрения из умеренно обогащенного или умеренно-деплетированного источника (субконтинентальная литосферная мантия) определено как 660 млн лет.

Присутствие в базальтах и долеритах типичных магматических цирконов с возрастом 120, 180 и 260 млн лет указывает на существование на территории Арктики нескольких изверженных комплексов, сопоставимых по времени с деятельностью мантийных плюмов – (юрско-)мелового – кайнозойского (HALIP) и пермо-триасового (трапповая формация Сибири) возрастов. Установлено, что базальты поднятия Менделеева геохимически резко отличаются от пород срединно-океанических хребтов и сходны с внутриплитными умеренно-

щелочными базальтами меловой провинции высокоширотной Арктики (HALIP) и меловыми континентальными траппами плато Декан.

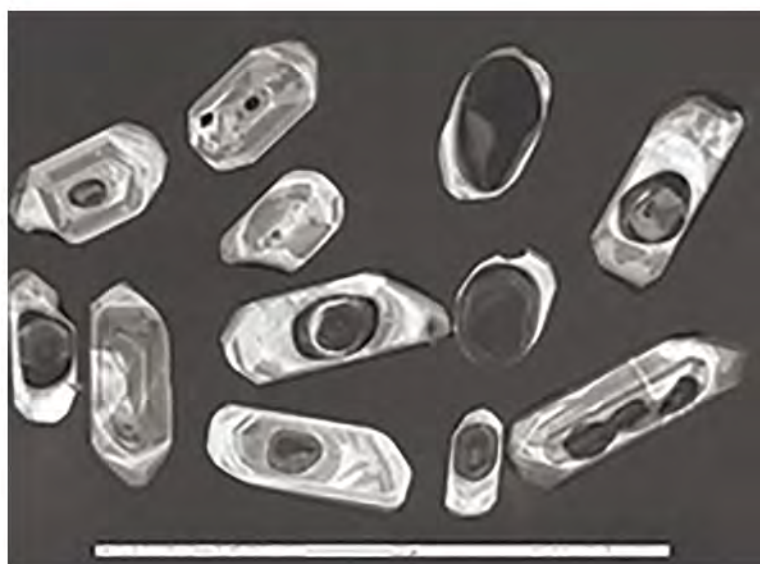
Установлен спектр возрастов детритовых цирконов песчаников, драгированных с поднятия Менделеева. На северо-западе поднятия преобладают девонско-силурийские и рифейско-палеопротерозойские компоненты с подчиненным количеством вендского и позднеархейского материала. В центре доминирует материал триасового возраста при слабом присутствии девонско-силурийских и других источников. На юге присутствуют бикомпонентные песчаники с палеопротерозойскими и архейскими цирконами.

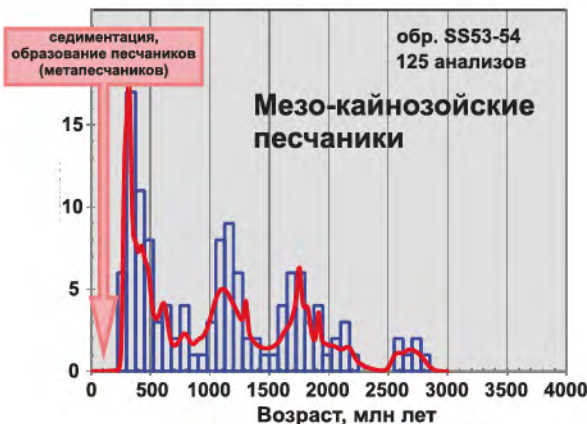


**Hf-изотопный состав детритовых цирконов:**

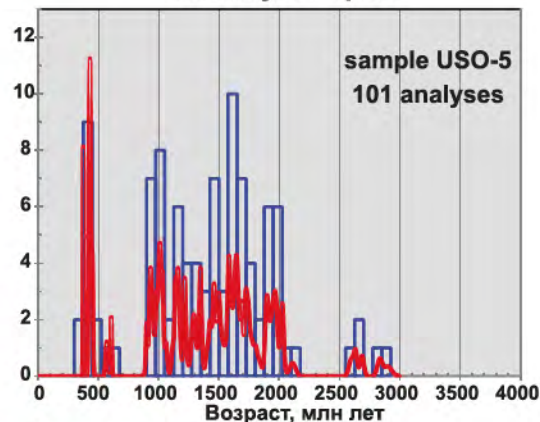
а – гемипелагические глубоководные отложения поднятия Альфа-Менделеева; б – азиатские осадочные породы [Belousova et al., 2010].

Результаты корреляции уран-свинцового возраста детритового циркона из глубоководных илов и изотопного состава гафния позволяют диагностировать основной компонент поступающего современного (до 1,8 млн лет назад) материала как результат речного сноса с азиатского континента преимущественно корового вещества каледонского возраста, наиболее древние цирконы из образца метапесчаника (MPH12) с возрастом 3450 млн лет показан ромбами

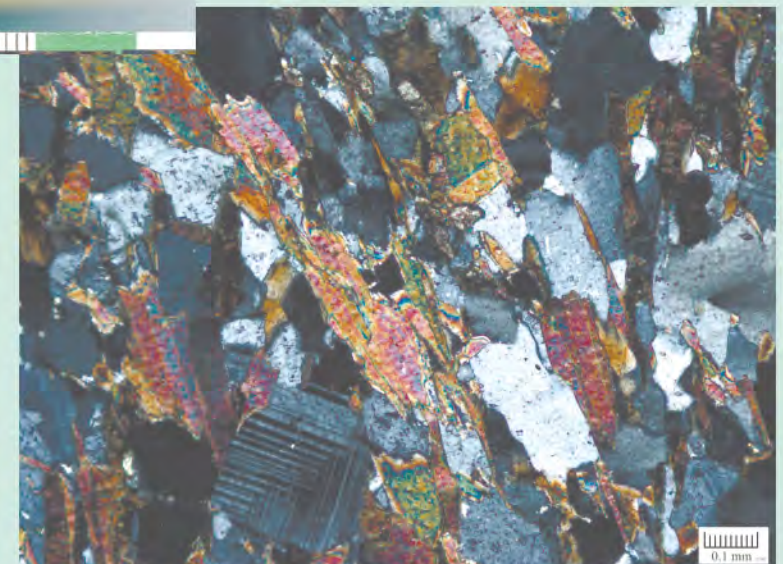
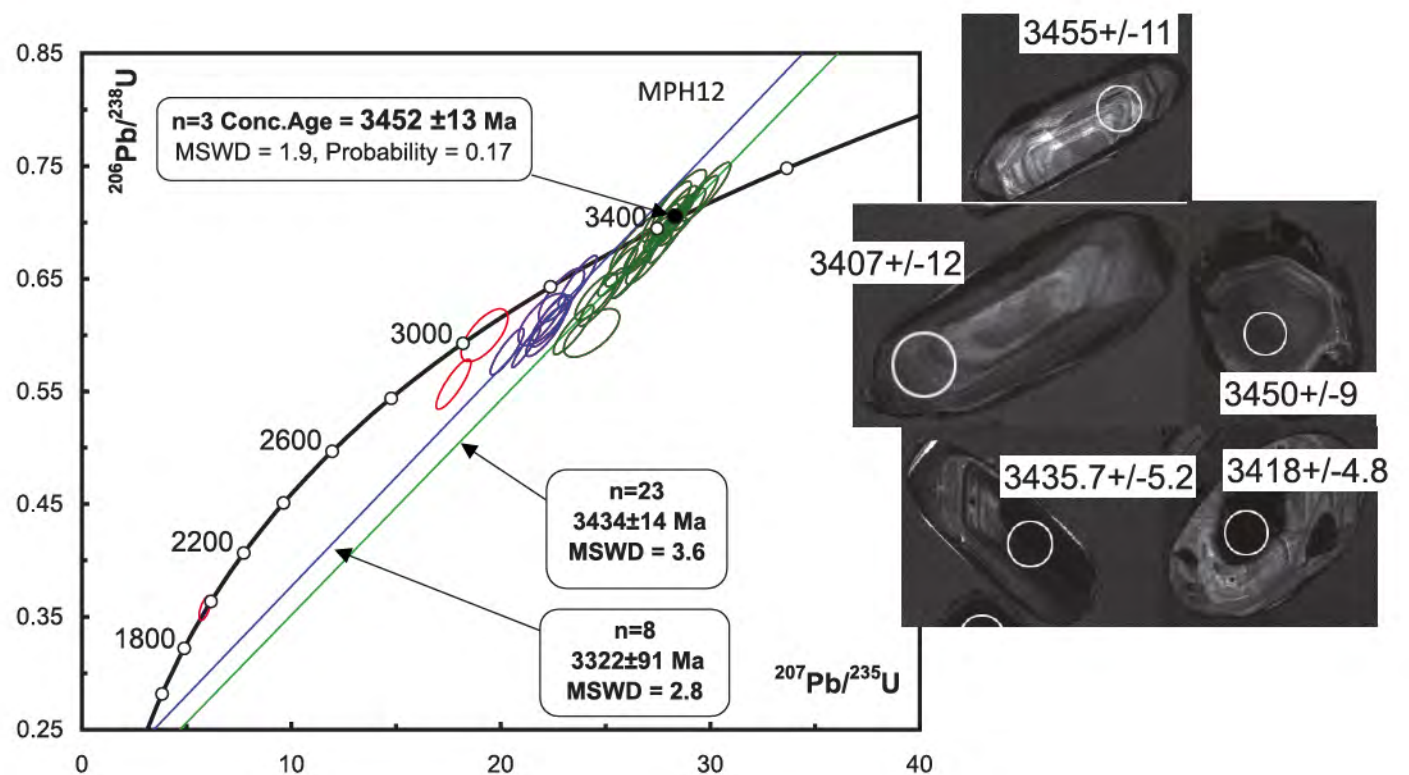




Образцы, отобранные манипулятором



Хребет Альфа, западный склон, гора Трукшина участок 6



Выделение на основе распределения U-Pb возрастов (кривые распределения возрастов циркона) метапесчаников двух структурных этажей – протерозойского и мезо-кайнозойского, отвечающих структурам докембрийского кристаллического основания и континентального чехла соответственно. На рисунке показаны результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из метапесчаника MPH 12

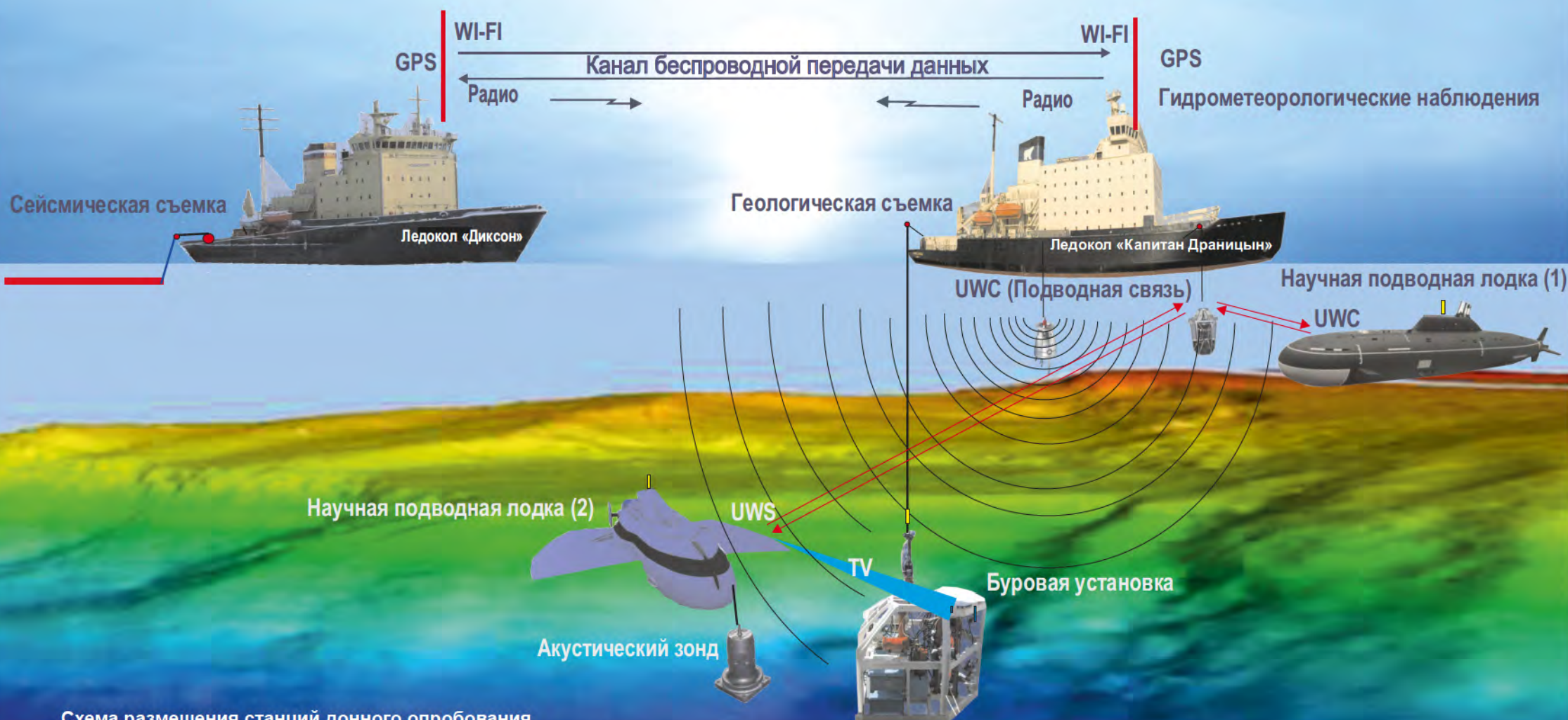
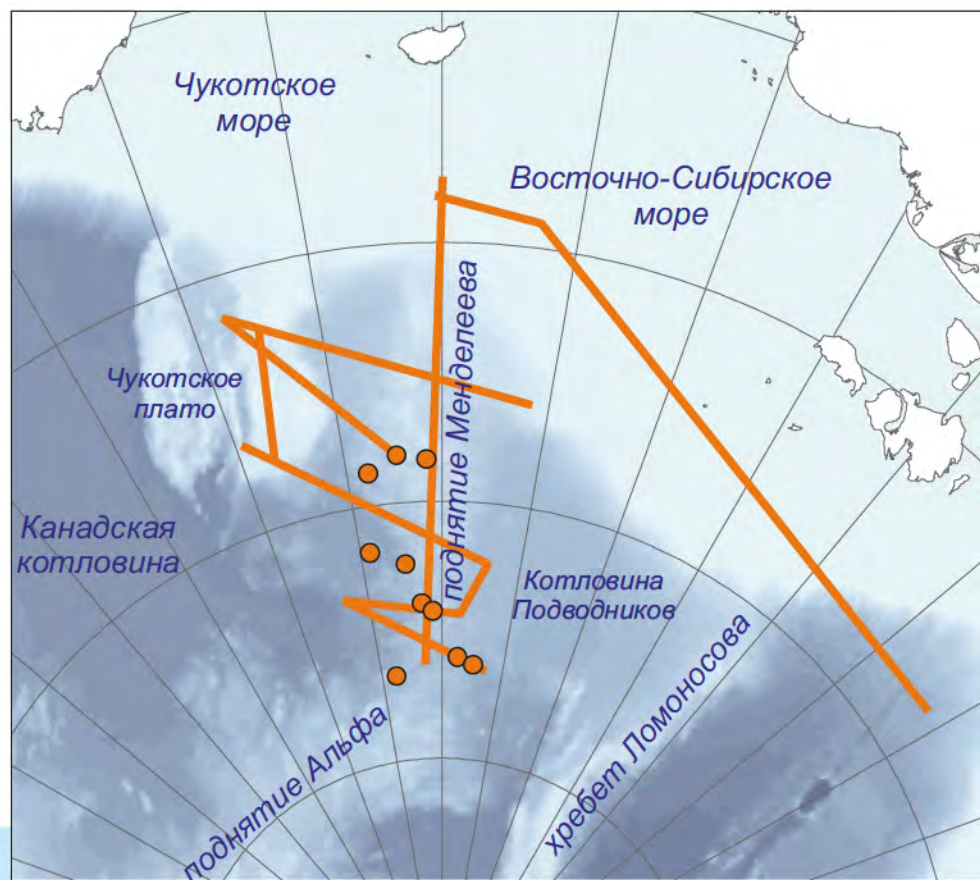


Схема размещения станций донного опробования (драгирование, глубоководное бурение и отбор проб с помощью научно-исследовательской подводной лодки – NIPL) Центрально-Арктических подводных поднятий и прилегающего мелководного шельфа российскими и зарубежными высокоширотными экспедициями в основном по программам ВГКШ (Россия) и ECS (Дания, Канада, США) до 2016 г. и концепций, содержащихся в заявках приарктических государств

Геологическое опробование обнажений морского дна подводных хребтов и поднятий в Центральной Арктике дает прямые геологические данные о составе и возрасте пород, слагающих морфоструктуры морского дна, и в совокупности с геофизическими данными позволяет реконструировать историю формирования этих структур.

В последнее десятилетие проведен ряд высокоширотных экспедиций, в ходе которых наряду с опробованием современных рыхлых гемипелагических осадков осуществлялось геологическое опробование твердых пород морского дна.

В результате новейших полевых исследований с фото- и видеосъемкой во многих случаях установлено, что априори принимавшиеся за дробстоуны (продукты дальнего переноса многолетним льдом или айсбергами и экзогенного рассеяния) камни на самом деле имеют местное происхождение и характеризуют подводные поднятия, на которых были обнаружены. В многочисленных эскарпах на поднятиях Ломоносова, Альфа-Менделеева, Чукотском и их отрогах на глубинах 1,5–3,5 км находится большое количество обнажений и выходов коренных пород на поверхность морского дна, которые должны быть изучены для геологического обоснования

геологических концепций, содержащихся в заявках приарктических государств.

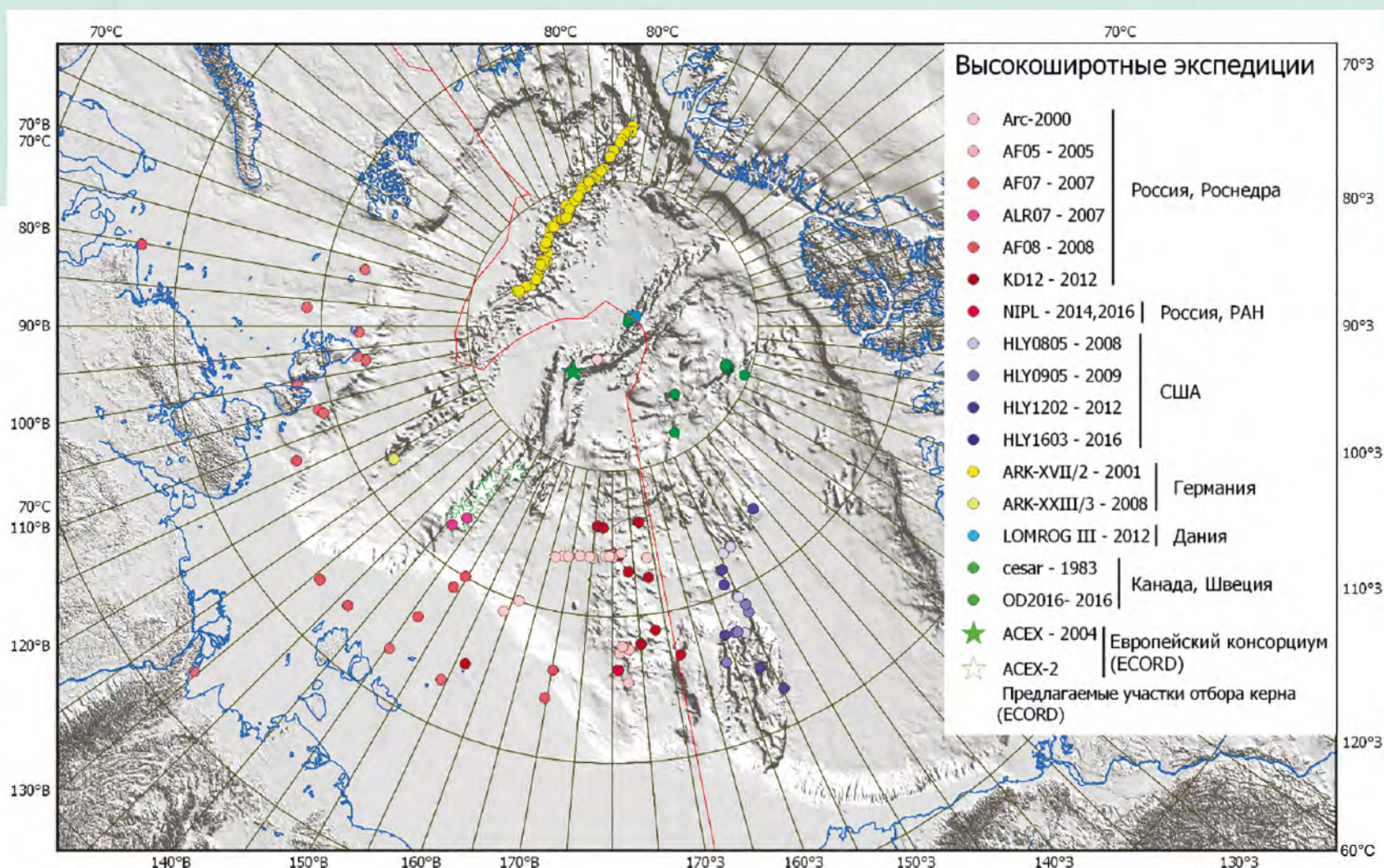
Материалы экспедиции «Арктика-2012» убедительно показали наличие обнажений коренных пород на поднятии Менделеева. Всего манипулятором НИПЛ, драгой и грейфером были подняты не менее ста обломков пород размером более 10 см и проведены комплексные исследования образцов горных пород морского дна, арктических островов и прибрежной суши.

На поднятии Менделеева экспедициями «Арктика-2000, -2005 и -2012», организованными Федеральным агентством Роснедра и МПР России, Севморгео и ВНИИОкеангеология с участием ВСЕГЕИ, были опробованы крутые склоны десяти участков морского дна.

Участки 5, 6 и 8 располагаются на юго-западной оконечности поднятия Альфа (на подводных возвышенностях Трукшина и Рогоцкого); четыре участка (1, 2, 9, 10) – в северной части поднятия Менделеева (на возвышенности Шамшура и к юго-востоку от нее); три участка (0, 3 и ТО) – в центральной части поднятия Менделеева.

На двух участках были пробурены три скважины глубиной до 2 м каждая. Первая – в юго-западной части поднятия Альфа (участок 6); Еще две – в центральной части поднятия Менделеева (участок 0).

Геологический пробоотбор донно-каменного материала в Северном Ледовитом океане



Как показала видеосъемка при опробовании морского дна экспедицией «Арктика-2012», на плоских вершинах столовых гор встречаются лишь единичные, обычно мелкие (гравий и редкая галька) обломки крепких пород – по-видимому, продукты ледового разноса.

Обильные же скопления обломков пород, обычно слабоокатанных или угловатых, оказались приурочены к крутым склонам и подножьям горстовых выступов и эскарпов, ниже обнажений коренных пород.

Видеосъемка с подводной лодки и бурового станка показала наличие двух типов коренных выходов пород в эскарпах морского дна. Одни обнажения (натечного облика) напоминают вулканические покровы базальтового состава, другие характерны для практически не деформированных плитчатых слоистых осадочных пород. Донным опробованием на поднятии Менделеева, Чукотском Бордерленде и других структурах установлено, что преобладание осадочных пород в составе крупнообломочного донного каменного материала действительно объясняется широким распространением осадочных коренных пород палеозоя в обнажениях акустического фундамента на поверхности подводных возвышенностей.

Среди образцов осадочных пород выявлены девон-карбон-нижнепермские биокластические (с окаменелостями) известняки и вторичные доломиты по ним. В этих же донных пробах уран-свинцовым датированием детритовых цирконов установлены средне-позднепалеозойские (и более молодые – триас-юрские) кварцевые песчаники.

Кроме образцов типичных палеозойских или более древних осадочных пород в пробах с четырех эскарпов поднятия Менделеева и как минимум одного участка на Чукотском Бордерленде (поднятых с глубин 2,3–3,5 км) обнаружены крепкие карбонатные корки и уплотненные конкреции кайнозойского возраста. Они представлены кварц-кальцитовым или кварц-доломит-кальцитовым матриксом, в который заключена многочисленная дресва и крупный песок доломитов, песчаников, долеритов и других пород, обычно в черных железомарганцевых рубашках, а также мелких обломочков раковин. В карбонатных корках в большом количестве обнаружены многочисленные планктонные фораминиферы кайнозойского возраста.

В результате геохронологических исследований субщелочных базальтов и пестроцветных вулканокластических пород трахиандезитового состава из скважин в центральной части поднятия Менделеева уран-свинцовым методом по циркону в Центре изотопных



Брекчия базальтов



Базальты



Габбродолериты



Доломиты



Песчаники



Известняки и ископаемые органические остатки

Вид морского дна на поднятии Менделеева (фото экспедиции «Арктика-2012»)

исследований ВСЕГЕИ и аргон-арговым методом в Лаборатории Нью-Гэмпширского университета (США) установлен меловой возраст базальтов. Полученные российскими и зарубежными специалистами изотопно-геохимические данные выявили аналогию состава этих пород с платобазальтами и вулканическими образованиями континентальных рифтов. В соответствии с контуром положительной магнитной аномалии на месте Центрально-Арктических поднятий меловые базальты должны быть широко распространены в кровле акустического фундамента не только поднятия Альфа-Менделеева, но и далеко за его пределами – в границах всей обширной вулканической провинции Высокоширотной Арктики. Тем не менее базальты и туфы крайне редко встречаются в составе обломков пород морского дна, что представляет некую геологическую загадку.

Кроме меловых вулканических пород крупной магматической провинции Высокой Арктики (HALIP) при драгировании были подняты, изучены в вещественном отношении и датированы цирконометрией, рубидий-стронциевым и самарий-неодимовым методами немногочисленные, но встреченные почти во всех дражных пробах и глыбах, поднятых манипулятором подводной лодки в ходе экспедиции «Арктика-2012», габбродолериты позднедокембрийского, ранне- и среднепалеозойского возрастов с внутриплитными петрогеохимическими характеристиками. Такие породы обычно залегают на разных уровнях платформенного чехла кратонов в виде силло-дайковых комплексов.

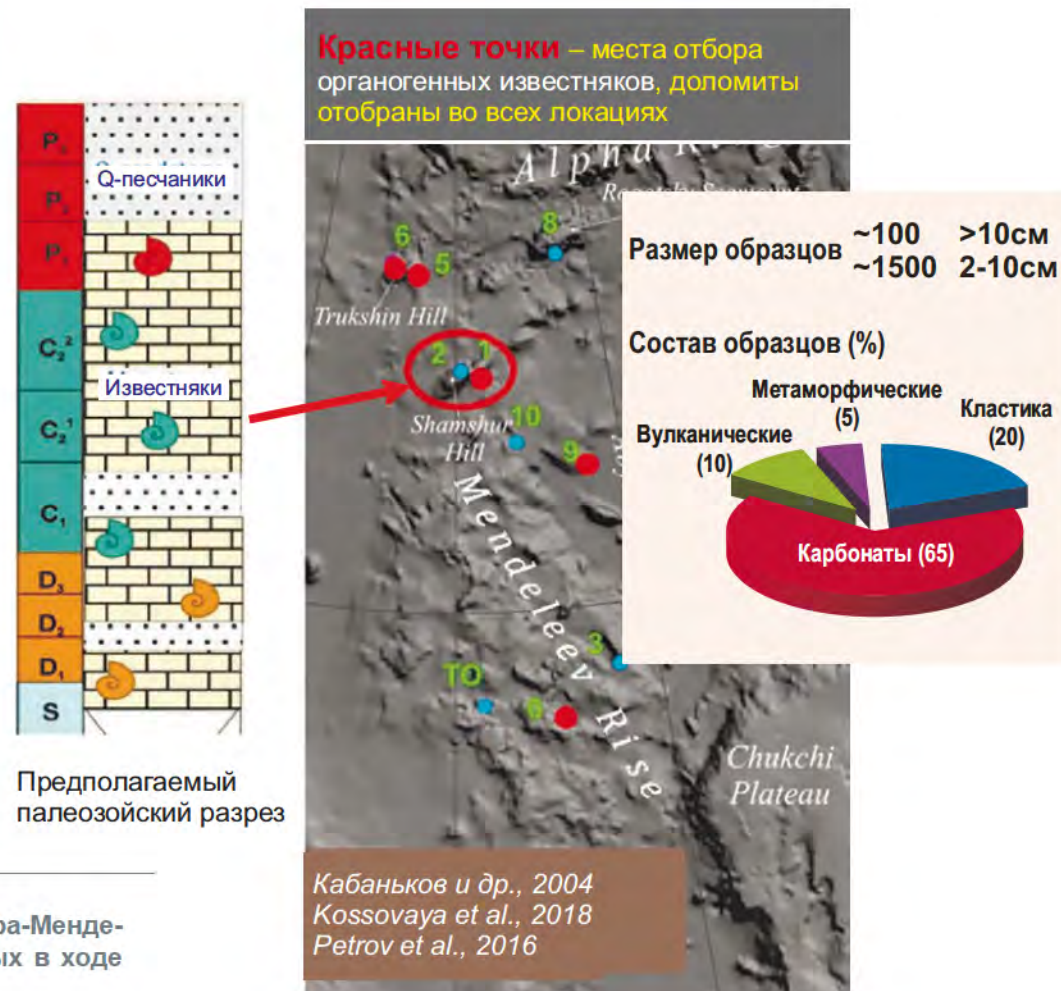
В результате уже проведенных в 2000–2012 гг. организациями Роснедра работ собрано и комплексно изучено более 500 образцов пород, при этом 400 из них – по глубоководным поднятиям, в том числе 70 габбродолеритов, 50 гранитоидов и метаморфических пород, 80 кварцитопесчаников, песчаников и алевролитов, более 100 доломитов и известняков и, кроме того, 50 образцов донных илов из грунтовых колонок [Кабаньков и др., 2004, 2008, 2012; Grikurov et al., 2014; Морозов и др., 2013; Верниковский и др., 2013; Petrov et al., 2016]

Во ВСЕГЕИ организован депозитарий для хранения и последующего изучения образцов не только пород экспедиции «Арктика-2012», но и с арктических островов, собранных международными арктическими экспедициями в 2011, 2013 г. на Новой Земле, арх. Анжу и Де-Лонга и в дальнейшем проанализированных совместно с образцами высокоширотной экспедиции «Арктика-2012» в Центре изотопных исследований и Центральной лаборатории ВСЕГЕИ по единой методике. Полученные результаты использованы для сопоставления и обоснования связи глубоководных поднятий Центральной Арктики со структурами мелководного Восточно-Арктического шельфа России.



Нижнедевонская микрофауна из обр. KD-12-09-12d-85:

1 – остракода (Palaeosoratorpha); 2 – беззамковая брахиопода; 3 – сколекодонт; 4, 9–11 – конодонты (4 – Panderodus sp., 9–11 – Zieglerodina ? remscheidensis (Ziegler, 1960)); 5–7 – дакрикоонариды (Nowakia cf. zlichonensis Bouček & Prant); 8 – спикула губки



Геологический пробоотбор карбонатных пород с фауной на поднятии Альфа-Менделеева и количественное соотношение различных типов пород, собранных в ходе экспедиции «Арктика-2012»

## 12. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА ПО МАТЕРИАЛАМ ПРОГРАММЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН) совместно с Геолого-геофизической службой Геологического института (ГЕОСЛУЖБА ГИН) и Главным управлением глубоководных исследований Министерства обороны Российской Федерации в 2014 и 2016 г. провел экспедиционные работы в районе поднятия Альфа-Менделеева с целью сбора данных для изучения геологического разреза. Работы велись с использованием технических средств НИПЛ в пределах трех полигонов, приуроченных к участкам дна, где из-под осадочного чехла выступают породы акустического фундамента: в юго-западной и центральной частях поднятия Менделеева и на горе Трукшина (поднятие Альфа). При выборе полигонов опробования были проанализированы данные МОВ ОГТ 2D, полученные в ходе экспедиций «Арктика-2011» и «Арктика-2012».

Образцы горных пород отобраны манипуляторами НИПЛ непосредственно из обрывов, уступов, выступов, а также из осыпей под ними и курумников, образовавшихся на их террасах и вершинах в результате разрушения коренников. В собранной коллекции горных пород преобладают доломиты (37%), далее в порядке убывания следуют кварцитопесчаники (20%), вулканиты (16%), известняки (10%), песчаники (6%), туфы (6%), микрогаббро (3%) и долериты (2%).

На данный момент наиболее полно обработаны материалы экспедиции 2014 г., полученные в юго-западной части поднятия Менделеева. Изучено 29 образцов, которые равномерно распределены по площади полигона. Проведено петрографическое изучение пород, определен их химический и минеральный составы, измерены концентрации элементов-примесей. Для определения возраста осадочных пород проанализированы их палиноспектры.

В результате проведенных исследований был реконструирован видимый геологический разрез акустического фундамента. В низах разреза залегает нижняя толща видимой мощностью 230 м, сложенная доломитами и кварцитопесчаниками, слои которой имеют крутое залегание (30–40) [Сколотнев, Федонкин, Корнийчук, 2017а; Сколотнев, Федонкин, Александрова, 2017б]. Ее выходы приурочены

к наиболее крутой нижней части склона, охватывающей глубинный интервал 1500–1275 м. В палинологическом сборе одного из доломитов в большом количестве встречаются коричневые хоратные формы – акритархи *Baltisphaeridium* sp. ex gr. *B. varium* Volkova, а также акантоморфные акритархи *Micrhystridium* позднего ордовика – силура.

Нижняя толща со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается верхней толщей мощностью около 40–50 м, сложенной известняками и песчаниками. Слои верхней толщи мощностью 5–10 см имеют менее крутое залегание (15°–20°) по сравнению с нижней. Толща слагает верхнюю пологую часть склона в глубинном интервале 1275–1230 м и, в соответствии с сейсмическими данными, непосредственно перекрывается мезо-кайнозойским осадочным чехлом океанического происхождения. В известняке палиноспектр представлен разнообразными миоспорами, набор которых позволяет отнести его к палинозоне *Contagisporites optivus* – *Spelaeotrilites krestovnikovii*, характеризующей раннефранские отложения позднего девона. Следует отметить, что в известняках велика доля (около 20%) обломков песчаной и мелкогравийной размерности, сложенных доломитами, кварцитопесчаниками и вулканитами.

К нижней толще прислоняется туфовая толща видимой мощностью 50 м, состоящая из слоев очень рыхлых глинистых пород мощностью 10–20 см, которые падают под углом около 20° и хорошо отламываются манипулятором. При петрографическом изучении в этих породах видны реликтовые структуры витрокластического туфа. Толща слагает террасу, сформировавшуюся в подножии склона. Судя по характеру залегания этой толщи, она представляет собой продукт размыва и переотложения туфовых накоплений, залегающих в верхней части склона. В соответствии с сейсмическими данными [Jokat, 2003], в низах разреза мезо-кайнозойского осадочного чехла, перекрывающего поднятие Альфа-Менделеева, располагаются горизонты туфов и лав мощностью первые сотни метров. Возраст туфов еще не определен. Геохимически они близки вулканитам, образующим в Арктическом регионе меловую магматическую провинцию



Отбор проб с поднятия Менделеева, осуществляемый исследовательскими подводными манипуляторами (фото Геослужбы ГИН РАН с экспедиции «Arctic-2014»)



HALIP [Estrada et al., 2016]. В этой связи, а также принимая во внимание вышеуказанные сейсмические данные, можно предположить, что туфовая толща имеет меловой возраст.

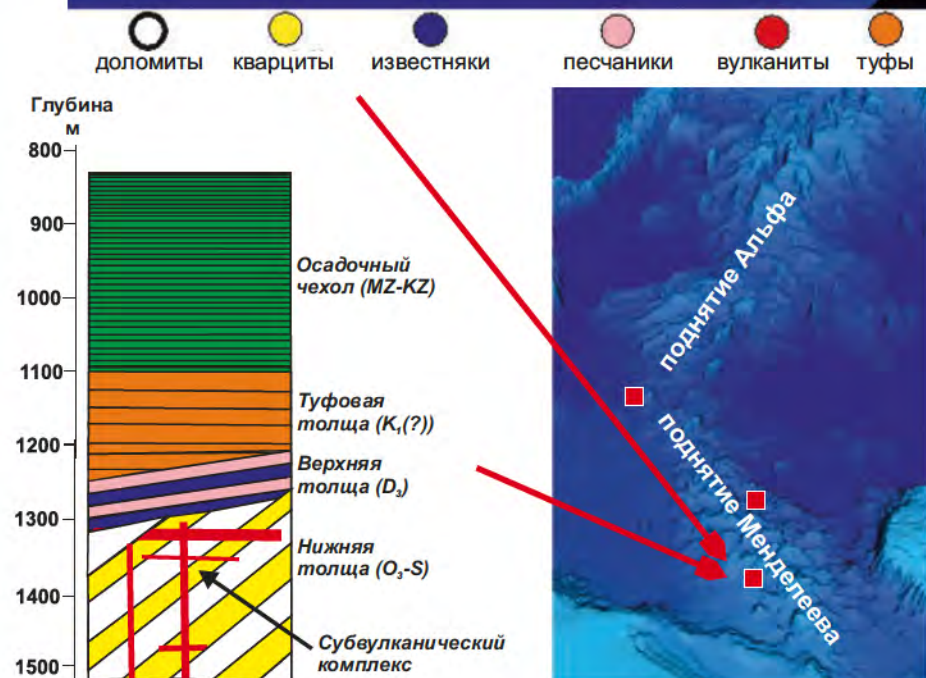
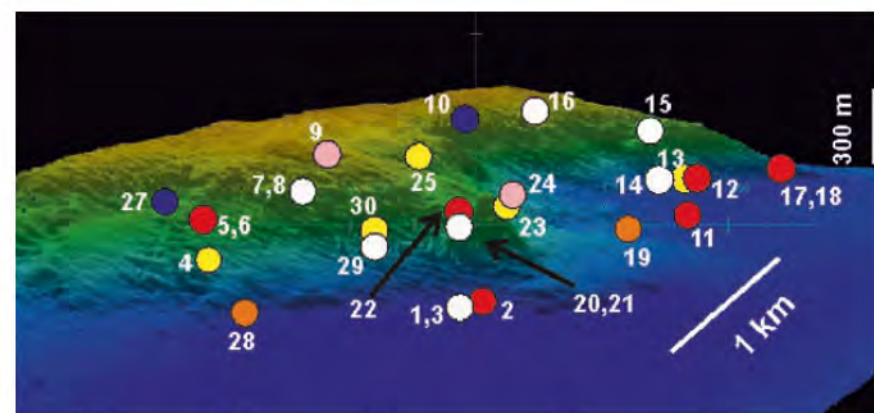
Нижняя толща рассекается субвулканическим комплексом трахиандезитов и трахибазальтов, время образования которого не установлено. Вероятно, часть вулканитов этого комплекса может иметь меловой возраст.

Промежуточные итоги изучения материалов 2016 г. свидетельствуют о том, что геологическое строение поднятия Альфа-Менделеева в районе двух других указанных выше полигонов принципиально не отличается от такового в юго-западной части поднятия. На это указывают и близкие наборы отобранных пород, и обнаружение позднедевонских фораминифер в одном из известняков [Исакова и др., 2017].

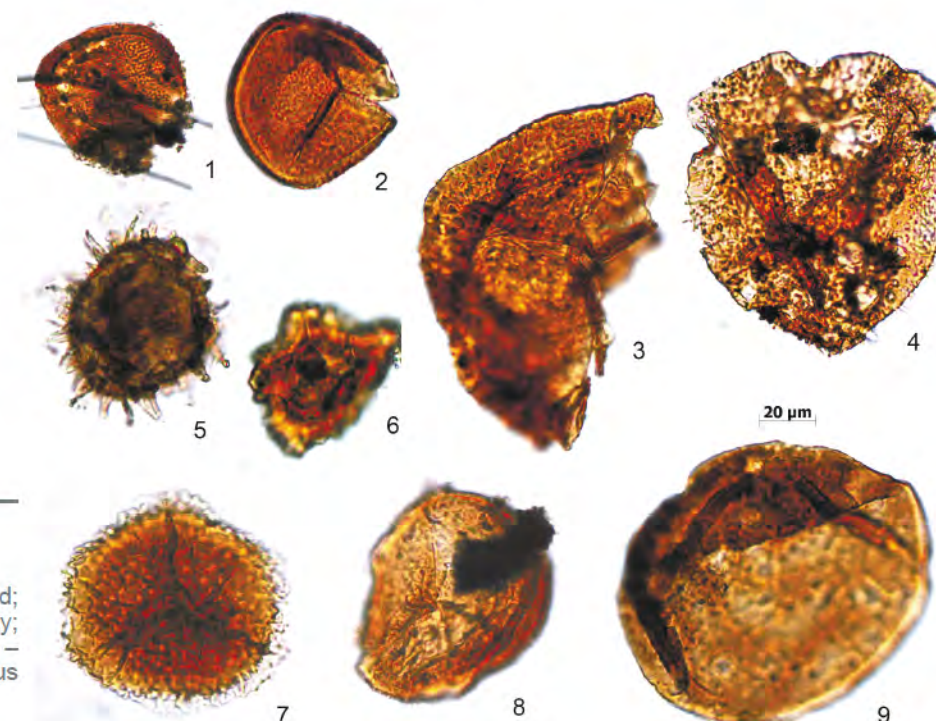
В результате проведенных работ получены однозначные доказательства того, что поднятие Альфа-Менделеева имеет земную кору континентального типа, поскольку охарактеризованные осадочные породы широко распространены в платформенных чехлах кратонов, формируя нижние палеозойские части их разрезов.

В раннем палеозое (поздний ордовик – силур) в платформенных условиях в прибрежных разнофациальных обстановках мелководного моря формировались мощные толщи карбонатов и песчаников (вероятно, рифтовый режим, сопровождаемый вулканизмом). Теплый климат способствовал образованию кор выветривания глубокого профиля на суше и диагенетической доломитизации илов в морских застойных условиях. Каледонский орогенез привел к подъему территории, в результате чего раннепалеозойские отложения были дислоцированы и впоследствии их значительная часть была смыта.

Новое опускание суши ниже уровня моря началось в позднем девоне. Осадконакопление происходило в условиях слабого погружения в мелководных обстановках, осложненных островами, и, вероятно, продолжалось до конца палеозоя. Во время юрского и триасового периодов, по-видимому, большая часть данной территории являлась сушей. В этот период позднепалеозойские отложения также были дислоцированы и частично смыты. В новое погружение, так или иначе продолжающееся до наших дней, регион был вовлечен после раскрытия океанической Канадской котловины в меловое время. Начало погружения совпало с вулканической активностью, которая привела к образованию магматической провинции HALIP, охватывающей Арктический регион от Шпицбергена до Чукотского поднятия. Эта вулканическая активизация связывается с подъемом плюма глубинной мантии [Estrada et al., 2016].



Схематический геологический разрез поднятия Менделеева, составленный С. Г. Сколотневым (в разработке) по результатам прямого пробоотбора с подводных обнажений



**Органические микрофоссилии (споры и акритархи) из нижнепалеозойских карбонатов, собранных с подводных обнажений [Skolotnev et al., 2019]**

1 – *Geminospora micromanifesta* (Naumova); 2 – *Geminospora lemurata* Balme emend. Playford; 3 – *Contagisporites optivus* (Tschibrikova) Owens; 4 – *Apiculatisporis adavalensis* (de Jersey) Grey; 5 – *Baltisphaeridium* sp. ex gr. *B. varium* Volkova; 6 – *Archaeozonotriletes timanicus* Naumova; 7 – cf. *Acinosporites acanthomammillatus* Richardson; 8 – *Cymbosporites* sp.; 9 – *Inderites devonicus* (Naumova) Telnova



**И**зучение геологического строения и тектонической эволюции структур дна Северного Ледовитого океана осложнено суровыми полярными условиями, особенно в северо-восточных областях Российской Арктики. Основными источниками информации здесь являются данные дистанционных геофизических исследований. Прямые геологические наблюдения в этом регионе возможны лишь на островах арктических архипелагов и в прибрежных районах примыкающей к Северному Ледовитому океану континентальной суши. Поэтому эти территории – ключевые для понимания геологической истории и строения всего северо-востока Российской Арктики.

За последние годы в результате проводимых в регионе экспедиций накоплен значительный фактический материал, позволяющий существенно уточнить наши знания о геологическом строении островов и прибрежных районов Северного Ледовитого океана.

С целью обобщения имеющихся новых данных составлены очерки геологического строения и развития для ряда регионов островной

и континентальной суши восточно-арктических районов России. При составлении очерков привлекался также обширный ретроспективный материал – опубликованные научные работы, листы Государственной геологической карты и фондовые отчеты.

В основе описания лежит формационный подход с учетом данных по геодинамическим обстановкам, тектонике и магматизму, характерных для отдельных эпох в истории развития каждого региона. Итогом и иллюстрацией этой работы служат тектоностратиграфические схемы, составленные для арх. Северная Земля, п-ва Таймыр, арх. Новосибирские острова, о. Врангеля и прилегающих к Северному Ледовитому океану районов Верхоянского складчато-надвигового пояса, Колымо-Омолонского супертеррейна и Чукотско-Новосибирской складчатой системы.

На схемах отражен формационный состав, палеогеографические и литогеодинамические условия формирования тектоностратиграфических комплексов, этапность тектонических и магматических событий.



Ландшафт о. Новая Сибирь, арх. Новосибирские острова (фото П. О. Соболева)



Силурийские отложения на р. Матусевича, о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля (фото Д. И. Леонтьева)

Архипелаг Северная Земля является составной частью среднемеозойско-кайнозойского Северо-Карского бассейна. В современном структурном плане острова архипелага представляют собой орогенное поднятие, разделяющее седиментационные бассейны: шельфовый Южно-Карский и океанический Евразийский.

Дюрско-меловые образования в тектоническом отношении рассматриваются по-разному. На начальных этапах изучения они относились к геосинклинальным складчатым образованиям Карской платформы на архейско-нижнепротерозойском основании [Равич, 1954; Вакар, Воронов, Егиазаров, 1958]; к Карскому герцинско-раннекембрийскому сводово-плутоническому эпиплатформенному поднятию с гренвильским основанием [Погребницкий, 1976; Дараган-Суцова и др., 2009]. В настоящее время эти образования относятся к Карскому микроконтиненту как части древней Арктиды [Зоненшайн,

Кузьмин, Натапов, 1990; Уфлянд, Натапов, Лопатин, 1991; Верниковский, 1996; Кузнецов, 2008]; к Северо-Карскому геоблоку (массиву) герцинского заложения с эпиплатформенными образованиями на тиманском (позднебайкальском) основании [Gee, 2002; Проскурнин и др., 2002, 2014]. По границе складчатых и плитных образований (также спорной в настоящее время) для сейсмостратиграфического изучения и потенциальной нефтегазоносности выделяются Северо-Карская плита с палеозойским основанием и северные части Таймыро-Североземельской складчатой области.

Наиболее полные разрезы структурно-вещественных комплексов Карского геоблока расположены на арх. Северная Земля.

Современный структурный план Карского геоблока представлен Северотаймыро-Североземельской складчатой системой, сформированной байкальско-каледонско-герцинским тектогенезом. Она включает весь Северный Таймыр, архипелаги Северная Земля, Норденшельда и острова Известий ЦИК. Здесь различаются Хутудинско-Большевицкая и Североземельская складчатые зоны, разделенные зоной Главного Североземельского глубинного разлома. Ядро Карского геоблока представлено Северо-Карской синеклизой юрско-кайнозойского заложения с подстилающими полого-складчатыми эпиплатформенными отложениями, возраст которых разными авторами определяется как позднерифейский-девонский или ордовикско-девонский.

Хутудинско-Большевицкая складчато-надвиговая зона включает о. Большевик, острова Известий ЦИК, а также крайнюю восточную часть о. Октябрьской Революции. Зона сложена дислоцированными позднерифейско-раннекембрийскими(?) отложениями, уровень метаморфического изменения которых соответствует условиям серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Они относятся к группе терригенных морских флишеидных формаций, возраст которых по акритархам определялся как рифейско-вендский. В последнее время установлено в составе детритовых цирконов из песчаников флишевых толщ присутствие зерен, имеющих кембрийский возраст.

На о. Большевик и в восточной части о. Октябрьской Революции флишеидные отложения прорваны гранитоидами с возрастом 320 млн лет. Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры сопровождаются золотосодержащим молибден-порфировым оруденением. Дайковые рои складчатой зоны на о. Большевик представлены трахидолеритами раннего-среднего ордовика, габродолеритами раннего триаса и лампрофирами позднего триаса.

Позднерифейско-раннекембрийские(?) отложения и гранодиориты с угловым несогласием перекрыты континентальными угленосными позднекаменноугольно-раннепермскими отложениями.



1	P <sub>1-2</sub>	J <sub>3</sub>	D <sub>1-2</sub>	C-O	γδC <sub>1-2</sub>
N <sub>2</sub> -Q	K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	P <sub>2-3</sub>	O-D	C-O <sub>1</sub>	δO <sub>1-2</sub>
N <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	D <sub>3</sub>	S	C	23
P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	D	O <sub>1-2</sub>	C <sub>2</sub>	24

Геологическая карта арх. Северная Земля

1 – ледники; 2–10 – платформенные преимущественно терригенные отложения кайнозоя, мезозоя и верхнего палеозоя; 11–15 – слабодислоцированные в вариссийское время терригенно-карбонатные, карбонатные, сульфатоносные комплексы верхнего ордовика – девона; 16–20 – дислоцированные в каледонское время терригенно-карбонатные, вулканогенные и флишевые комплексы кембрия – среднего ордовика; 21–22 – гранитоиды каледонского и вариссийского возрастов; 23 – разрывные нарушения; 24 – геологические границы

Североземельская складчатая зона складается ниже-среднепалеозойскими складчатыми эпиплатформенными образованиями и маломощными плитными отложениями перми; расположена она к северу от Главного Североземельского разлома и разделяется на две складчатые подзоны: Восточно-Октябрьскую складчато-надвиговую и Октябрьско-Пионерскую полого-складчатую.

Восточно-Октябрьская складчато-надвиговая подзона ограничена на западе Кировско-Озернинским сдвигом. Подзона складывается вендско-среднеордовикским структурно-вещественным комплексом (СВК). Отложения СВК смяты в линейные складки северо-восточного и субмеридионального простираний. Среди стратифицированных образований [Егиазаров, 1959; Макарьев, Лазаренко, Рогозов, 1981; Марковский, Макарьев, 1982а; Марковский, Смирнова, 1982b; Северная Земля..., 2000] преобладают интенсивно дислоцированные отложения верхнего венда, кембрия и нижнего-среднего ордовика.

Нижняя часть разреза сложена в основном морскими черноцветно-сероцветными известняково-песчаниково-аргиллитовыми формациями. Их подстилают грубообломочные отложения, возраст которых условно, по положению в разрезе, определяется как венд-раннекембрийский [Проскурнин, Верещагин, 1989] или раннекембрийский [Лазаренко, 1982]. Выше залегают кембрийские мелководно-морские темноцветные терригенные толщи, содержащие остатки бентосной фауны, в основном трилобитов, реже брахиопод и криноидей.

Верхняя часть разреза представлена вулканоплутонической ассоциацией с широким проявлением продуктов вулканизма основного, среднего и кислого составов умереннощелочного Na-K и K рядов, объединяющих стратифицированные осадочно-вулканогенные образования, а также вулканы и интрузии жерловой, субвулканической

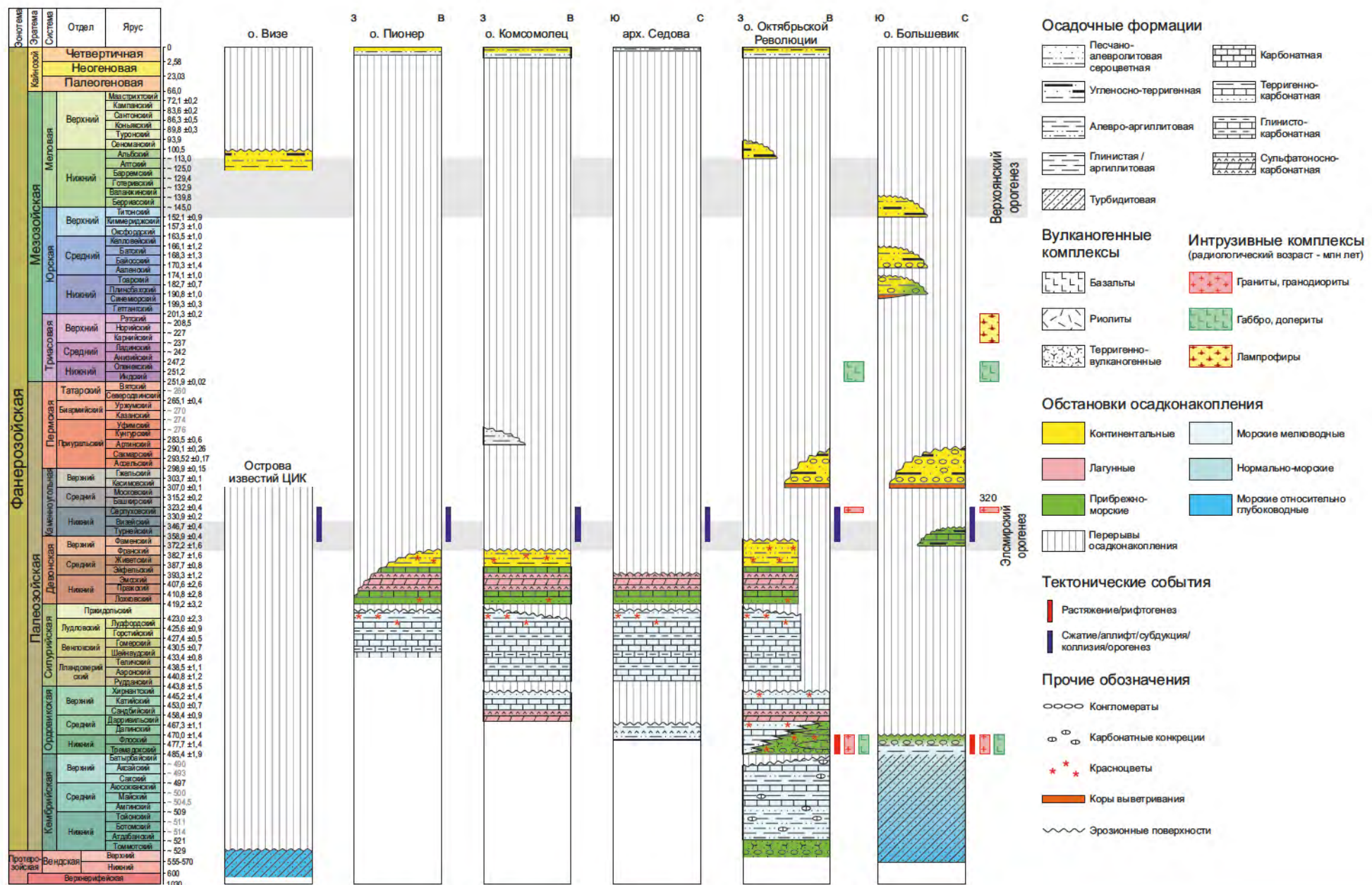
и гипабиссальной фаций. Возраст вулканоплутонической формации по результатам изотопных исследований –  $(461-472) \pm 3$  млн лет. Зона Североземельского разлома фиксируется цепочкой интенсивных магнитных аномалий, приуроченных в целом к ранне-среднеордовикской рифтогенно-субдукционной зоне и центрам вулканоплутонических структур с трахибазальт-трахиандезит-риолитовой и умереннощелочно-габбро-сиенит-гранит-порфировой формациями [Проскурнин, 1995].

Октябрьско-Пионерская полого-складчатая подзона с северо-западным простиранием структур выделяется западнее Кировско-Озернинского сдвига. В пределах зоны развиты ордовикско-силурийско-девонские отложения, характеризующиеся двумя типами деформаций: ниже-среднеордовикские – со сжатыми линейными взбросо-надвиговыми асимметричными складками северо-западного простирания (Альбановско-Озернинская антиклиналь), и верхнеордовикско-девонские – со взбросовым концентрическим изгибом кинематическим типом складок (Спокойнинская, Пионер-Вавиловская брахисинклинали). В Альбановско-Озернинской антиклинали вскрыты дислоцированные пестроцветные континентально-прибрежно-морские вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения, в которых отмечается тефроидная вулканогенная примесь лавы кислых эффузивов, линзы и жилы гипсов, кубики галита и гипсолиты. К ядру антиклинали (р. Книжная) приурочен пояс даек северо-западного простирания амфиболизированных габбро-долеритов раннего-среднего ордовика.

Пологие брахисинклинали (Спокойнинская, Пионер-Вавиловская и др.) складываются преимущественно внутришельфовыми карбонатными (в позднем ордовике – силуре) и терригенными (в девоне)



Нижнеордовикские отложения, прорванные габбро-базальтами, север о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля, 2016  
(фото В. Б. Ершовой и А. А. Утяганова)



сериями формаций [Егiazаров, 1959; Марковский, Смирнова, 1982b; Хапилин, 1982; Матухин и др., 1999; Северная Земля..., 2000].

Нижняя часть позднеордовикско-силурийской серии представлена прибрежно-морскими пестроцветными песчаниками, доломитами, известковистыми доломитами, реже известняками и мергелями, возраст которых по кораллам и конодонтам определен как позднеордовикский. Предполагается, что эта толща с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на гипсолитах среднего ордовика по восточному обрамлению Пионер-Вавиловской брахисинклинали. Мощность толщи увеличивается с запада на восток от 10–15 до 100–200 м. Силурийские отложения представлены комплексом мелководно-морских преимущественно карбонатных отложений, среди которых преобладают органогенно-детритовые, водорослевые, строматолитовые, глинистые известняки, реже доломиты. В верхней части разреза породы приобретают пестроцветную окраску, появляются

прослой песчаников, алевролитов, гипсов, аргиллитов, мергелей с редкими прослоями остракодовых глинистых известняков.

Девонская серия широко развита в центральной и западной частях о. Октябрьской Революции и почти целиком слагает острова Пионер и Комсомолец. Отложения нижнего девона с разрывом и стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах верхнего силура. В составе нижнедевонских отложений различаются прибрежно-морская терригенно-карбонатная и верхняя лагунно-морская карбонатно-терригенно-сульфатная формации. Залегающие выше отложения среднего и низов верхнего девона представлены преимущественно континентальными красноцветными терригенными комплексами, содержащими обильные ископаемые остатки ихтиофауны. Плитный чехол представлен маломощными прибрежно-морскими известковистыми песчаниками, содержащими остатки пермских брахиопод.



Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

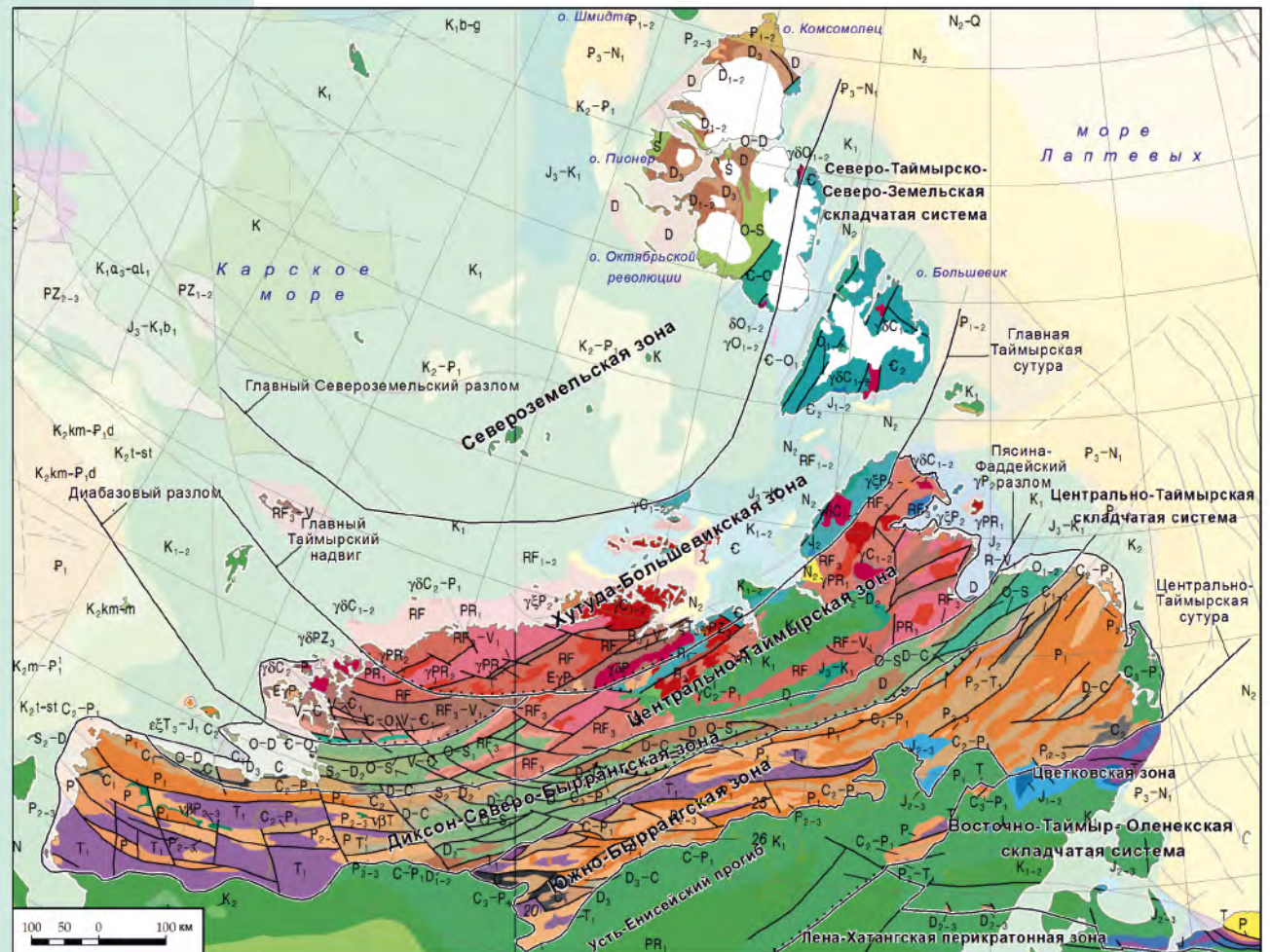


**Т**аймыро-Североземельская складчатая область разделяется на три системы: Северотаймырско-Североземельская, Центрально-Таймырская и Восточно-Таймырско-Оленёкская (часть Верхоянского пояса). Первая залегает на Карском фундаменте и является частью Северо-Карского микроконтинента. Центрально-Таймырская и Восточно-Таймырско-Оленёкская складчатые системы – часть Сибирского кратона. Границей Карского микроконтинента и Сибирского кратона является позднерифейская офиолитовая сутура Центрально-Таймырской складчатой системы. Северная граница Сибирского кратона совпадает с Центрально-Таймырским швом и Прончищевско-Оленёкской зоной левосторонних сдвигов.

Северотаймырско-Североземельская складчатая система сложена метаморфизованными и сильно дислоцированными породами нижнего и верхнего докембрия и отчасти кембрия, а также разновозрастными гранитоидами. Она имеет складчато-надвиговую структуру, которая формировалась в гренвильское, байкальское, тиманское, раннекаледонское (таконское) и герцинское время. Низы разреза слагаются амфиболит-меланогнейсово-кристаллосланцевым метаморфическим комплексом с друзит-амфиболитовыми телами и возрастом не моложе 980–990 млн лет.

Средняя часть представлена позднерифейско-вендской сероцветно-черноцветной терригенной флишоидной олигомиктовой углеродистой серией мощностью до 3000 м (дистальный флиш) и двуслюдяными гранитоидами. Метаморфизм достигает амфиболитовой ступени, в результате чего терригенные породы превратились в гнейсы и кристаллические сланцы, подверглись мигматизации и гранитизации с образованием гнейсогранитов на рубеже 540–570 млн лет.

Вендско-раннекембрийские отложения верхней части разреза залегают несогласно и представлены слабометаморфизованными флишоидными зеленоцветно-пестроцветными вулканомиктовыми терригенными породами мощностью до 2100 м. Кембрий – средний



ордовик сложен известняково-черносланцевыми отложениями мощностью до 800 м, сходными с породами Центрального Таймыра и арх. Северная Земля. Докембрийские комплексы (гнейсы, сланцы) установлены и на островах Таймырского мелководья (арх. Норденшельда и Плавниковых островов). Все докембрийско-раннепалеозойские образования складчатой системы прорваны позднепалеозойскими гранитоидами диорит-гранодиоритовой (320–280 млн лет) и умереннощелочной гранит-порфировой (256 млн лет) формаций, а также раннемезозойскими монзонит-граносиенитовыми кольцевыми интрузиями (237–244 млн лет). На юге Северотаймырско-Североземельская система ограничена Таймырским надвигом.



Сплав по р. Ключевка, Северо-Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

*Центрально-Таймырская складчатая система* наиболее сложная структура Таймыра; она разделяется на Центрально-Таймырскую, Диксоновско-Северобыррангскую и Южно-Быррангскую складчатые зоны.

Центрально-Таймырская зона, ограниченная на юге Пясино-Фаддеевским надвигом, слагается дорифейскими(?) и рифейско-ранневендскими карбонатно-терригенными, вулканогенными и интрузивными образованиями, претерпевшими метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения. Эти метаморфические образования перекрыты поздневендско-нижнекаменноугольным чехлом.

В зоне широко развиты надвиговые структуры. Здесь установлены два аллохтонных раннекембрийских метаморфических комплексов – Шренковский и Фаддеевский. Они сложены высокометаморфизованными до гранулитовой фации породами эндербит-гнейсо-амфиболитового и мрамор-гнейсо-кристаллосланцевого составов.

В строении зоны на юге участвуют ранне-среднерифейские карбонатно-терригенные углеродистые толщи с силлами и дайками метабазитов, перекрывающие раннекембрийские метаморфиты. В позднем рифее (860 млн лет) все они прорваны катаклазированными гранитоидами. Верхи верхнего рифея представлены нематаморфизованными терригенными отложениями и строматолитовыми доломитами. Все вышеупомянутые образования с угловым несогласием перекрываются породами молассоидной формации позднего рифея – раннего венда.

На севере зоны выделяются два пояса позднерифейских офиолитов – Москвичевско-Челюскинский (к юго-востоку от Главного Таймырского разлома) и Становской (по побережью залива Фаддея). Они представляют собой небольшие по размерам тела (от десятков метров до 2 км в длину и до десятков метров в ширину) серпентинитов, метаморфизованных габброидов, ассоциирующих с вулканогенными и интрузивными образованиями. Вулканиды и интрузии представлены островодужными толеитовыми метабазальтами, плагиогранитами (740–690 млн лет) и известково-щелочными метариолит-андезит-базальтами, гранитами (640–660 млн лет).

На западе Центрально-Таймырской зоны и в узких синклиналиях метаморфизованные и сильно деформированные протерозойские образования перекрыты поздневендско-кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями, сменяющимися вверх по разрезу граптолитовыми углеродистыми сланцами нижнего–среднего палеозоя (черносланцевая зона Таймыра), которые интенсивно смяты и прорваны позднепалеозойскими гранитоидами (280–256 млн лет).

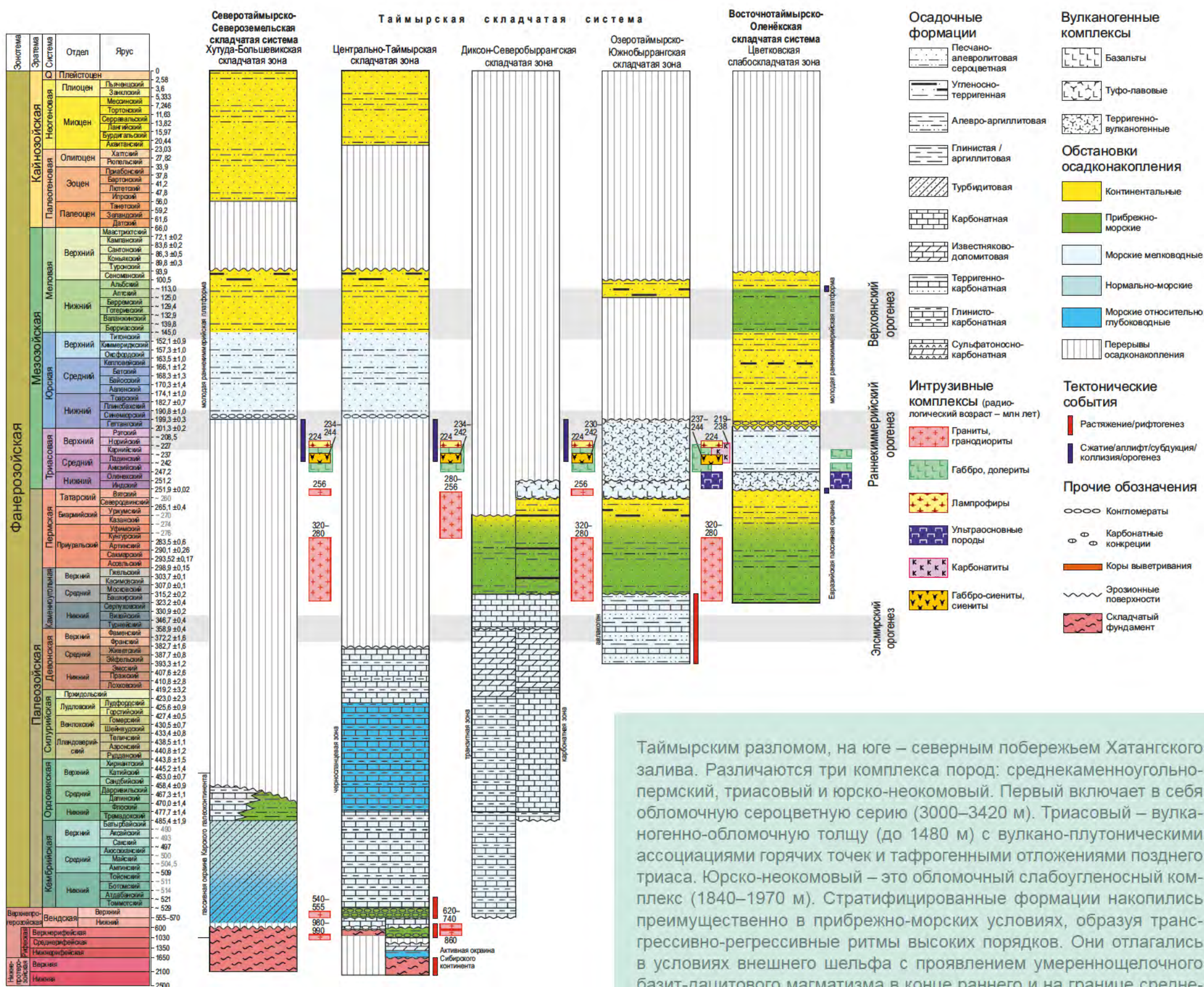
Диксоновско-Северобыррангская и Южно-Быррангская складчатые зоны гор Бырранга шириной более 150–200 км и протяженностью более 1000 км характеризуются поздневендско-среднекаменноугольными преимущественно карбонатными и среднекаменноугольно-пермско-триасовыми вулканогенно-терригенными разрезами. Верхний венд сложен гравелитами и доломитами; на севере он перекрывается глинисто-карбонатными отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего-среднего карбона (переходная зона Таймыра), а на юге – преимущественно мелководными известняками того же возрастного диапозона (карбонатная зона Таймыра).

Для среднего карбона – перми в Диксоновском районе характерны угленосные континентально-мелководно-морские осадки, в Южно-Быррангском нижняя часть разреза представлена мелководно-морскими отложениями, которые постепенно сменяются вверх по разрезу в верхней перми континентальной терригенной угленосной толщей. Верхи верхней перми, нижний триас представлены трапповым комплексом. Верхнепалеозойские и триасовые образования Быррангской мегазоны прорываются мелкими телами монцогаббро, монцонитов, сиенитов, граносиенитов, гранитов, карбонатитов средне-позднетриасового возраста (237–244 млн лет), а также поздне-триасовыми (226–229 млн лет) дайками лампрофиров, лампроитов и алмазонасных альнеитов. Складчатые деформации отложений гор Бырранга происходили начиная с поздней перми до начала юры, с главной фазой на границе среднего и позднего триаса.

*Восточно-Таймырско-Оленёкская складчатая система* на Таймыре (Цветковская полого-складчатая зона) – это фрагмент Верхоянского пояса. Зона ограничивается на северо-западе Центрально-



Экспедиционная группа в лагере на р. Ключевка, Таймыр (фото А. Н. Ларионова)





Остров Жаннетты, арх. Новосибирские острова (фото А. Н. Ларионова)

**А**рхипелаг Новосибирские острова расположен между морями Лаптевых и Восточно-Сибирское. Архипелаг включает три группы островов: Ляховские острова (Большой и Малый Ляховские, Столбовой); собственно Новосибирские, или о. Анжу (Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь), и небольшие по площади, но довольно далеко отстоящие друг от друга острова Де-Лонга (Беннетта, Жохова, Вилькицкого, Генриетты и Жаннетты).

В современном структурном плане арх. Новосибирские острова представляет собой орогенное поднятие, разделяющее окраинно-материковые плиты и сформированные на них седиментационные бассейны морей Лаптевых и Восточно-Сибирское.

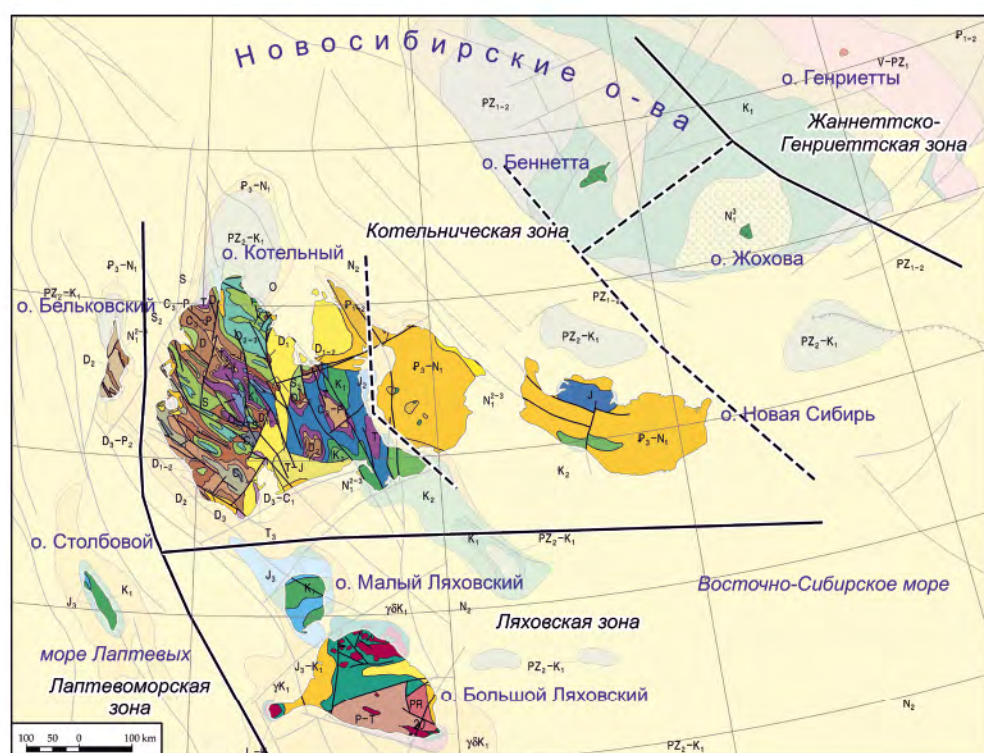
В строении складчатого основания Ляховских островов выделяются несколько комплексов, различающихся интенсивностью дислокаций, составом и степенью метаморфизма слагающих их пород. Один из них – это флишоидные граувакковые толщи с разными типом складчатости и степенью метаморфизма. Согласно последним представлениям, все флишоидные отложения на островах Большой и Малый Ляховский имеют позднеюрско-раннемеловой возраст [Кузьмичев, Соловьев, Гоникберг, 2006]. Кроме того, в юго-восточной части острова обнажается комплекс вулканических и метаморфических пород Южно-Анжуйской сутуры, возникшей на месте океанического бассейна в результате раннемеловой коллизии Евразийской и Северо-Американской континентальных плит. Все комплексы на о. Большой Ляховский прорваны интрузиями гранодиоритов и гранитов апт-альбского возраста 122–108 млн лет [Новосибирские острова..., 1999].

Как показали палеомагнитные исследования, острова Анжу и Де-Лонга принадлежат единому континентальному блоку [Метелкин

и др., 2014], возраст фундамента которого определен как позднекрифейский [Akinin et al., 2015; Lorenz, 2013].

На о. Котельный отложения возрастного диапазона от ордовика до нижнего мела собраны в складки северо-западного простирания. Выделяются три структурных этажа (комплекса): ордовикско-среднедевонский карбонатный, трактуемый в качестве деформированного чехла эпибайкальской платформы; верхнедевонско-каменноугольный терригенно-карбонатный внутриплитный и верхнепалеозойско-юрский терригенный, сформированные на пассивной континентальной окраине. Отложения палеозоя – юры были дислоцированы и частично размыты в раннем мелу. Термохронологические исследования образцов с о. Котельный дают средние значения возраста тектонической эксгумации  $125 \pm 22$ ,  $106 \pm 28$  млн лет [Prokoriev et al., 2018]. Нижне-верхнемеловые отложения сформировались в результате постскладчатого рифтогенеза и представлены континентальной вулканогенно-терригенной угленосной формацией, содержащей игнимбриты, лавы риолитов, пачки кислых туфов (для игнимбритов получены датировки  $(110-107) \pm 2,5$  млн лет). Возраст отложений по флоре и спорово-пыльцевым комплексам определяется как аптальбский и сеноман-туронский, при этом верхнемеловые отложения залегают на коре выветривания нижнемеловых риолитов. Кайнозойские отложения залегают с размывом на подстилающих толщах и представлены маломощными внутриплитными терригенными отложениями с углистыми прослоями.

На островах Фаддеевский и Новая Сибирь обнажаются отложения верхнего мела и перекрывающие его со структурным несогласием кайнозойские осадки. Они представлены внутриплитными угленосными терригенными отложениями, разделенными крупными стратиграфическими несогласиями на верхнемеловую;



Пиллоу-базальты, о. Бол. Ляховский, арх. Новосибирские острова (фото Т. Ю. Толмачевой)

верхнепалеоценово-среднеэоценовую (залегающую на широко развитой коре выветривания); олигоцен-среднемиоценовую; средне-верхнемиоценовую и плиоцен-четвертичную стратиграфические последовательности.

Разрез о. Беннетта сложен терригенными отложениями кембрия и ордовика и перекрывающими их раннемеловыми осадками и базальтовыми покровами [Вольнов, Сороков, 1961]. Кембрий представлен отложениями внешнего шельфа: в нижней части (атдабанский – майский ярусы кембрия) темноцветными алевро-аргиллитами с прослоями песчаников, песчаных известняков с трилобитовым детритом, которые выше сменяются черными сланцами верхнего кембрия – нижнего ордовика. Ордовик сложен карбонатными и силицикластическими турбидитами, содержащими остатки граптолитов. Предполагается, что данная последовательность сформировалась в условиях растущего окраинно-континентального рифтогенного прогиба [Данукалова, 2016]. Ордовикские отложения перекрыты корой выветривания, сформировавшейся в результате девонской орогении, возраст тектонической эксгумации  $378 \pm 38$  млн лет [Prokoriev et al., 2018]. Нижнемеловой тектоностратиграфический комплекс (ТСК) залегает с несогласием на подстилающих отложениях нижнего палеозоя. Он отражает этап посторогенового внутриплитного рифтогенеза и представлен в основном покровами базальтов, которые по петрохимическим характеристикам отвечают траппам позднемиоценовой высокоширотной магматической провинции (HALIP). Возраст базальтов определяется в диапазоне 106–125 млн лет [Федоров и др., 2005].

Острова Генриетты и Жаннетты сложены нижнепалеозойскими энциалическими островодужными вулканогенно-осадочными комплексами: субконтинентальными гравелитами, конгломератами и косослоистыми песчаниками в ассоциации с турбидитовыми вулканогенно(туфово)-осадочными последовательностями, покровами

базальтов, андезитов, риолитов. Эти отложения отнесены к нижнему палеозою на основании датировок цирконов из магматических и осадочных пород. Термохронологические исследования образцов с о. Жаннетты дают возраст тектонической эксгумации  $400 \pm 25$  млн лет, а с о. Генриетты –  $385 \pm 30$  млн лет [Prokoriev et al., 2018].

В кайнозойский платформенный этап развития в границах блока Де-Лонга в неоген-четвертичное время происходила вулканическая деятельность, представленная на о. Жохова и о. Вилькицкого щелочными базальтами и щелочно-ультраосновными вулканитами (фоидитами) [Akinin et al., 2015].

На островах моря Лаптевых (о. Бельковский и о. Столбовой) обнажены отложения палеозоя и неокома, с угловым несогласием перекрытые палеоген-неогеновыми (эоценовыми и олигоцен-нижнемиоценовыми) угленосными песками и глинами [Кузьмичев и др., 2013]. На о. Бельковский известны среднедевонские мелководно-морские известняки, которые в верхнем девоне – перми сменяются склоновыми глинистыми, глинисто-кремнистыми отложениями в ассоциации с турбидитовыми последовательностями, пачками олистостромов. На о. Столбовой установлен волжско-неокомовый терригенный турбидитовый ТСК, представленный ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Формирование этого комплекса происходило в передовом прогибе Южно-Анжуйского океана на фоне позднекимерийского орогеноза. Термохронологические исследования образцов с о. Бельковский дают возраст тектонической эксгумации  $90 \pm 11$  млн лет [Prokoriev et al., 2018].

Международные геологические экспедиции на арх. Новосибирские острова были организованы ВСЕГЕИ в 2011 и 2013 г. Экспедиции были организованы на всех островах, включая о. Жаннетты, который не посещался геологами более 70 лет.

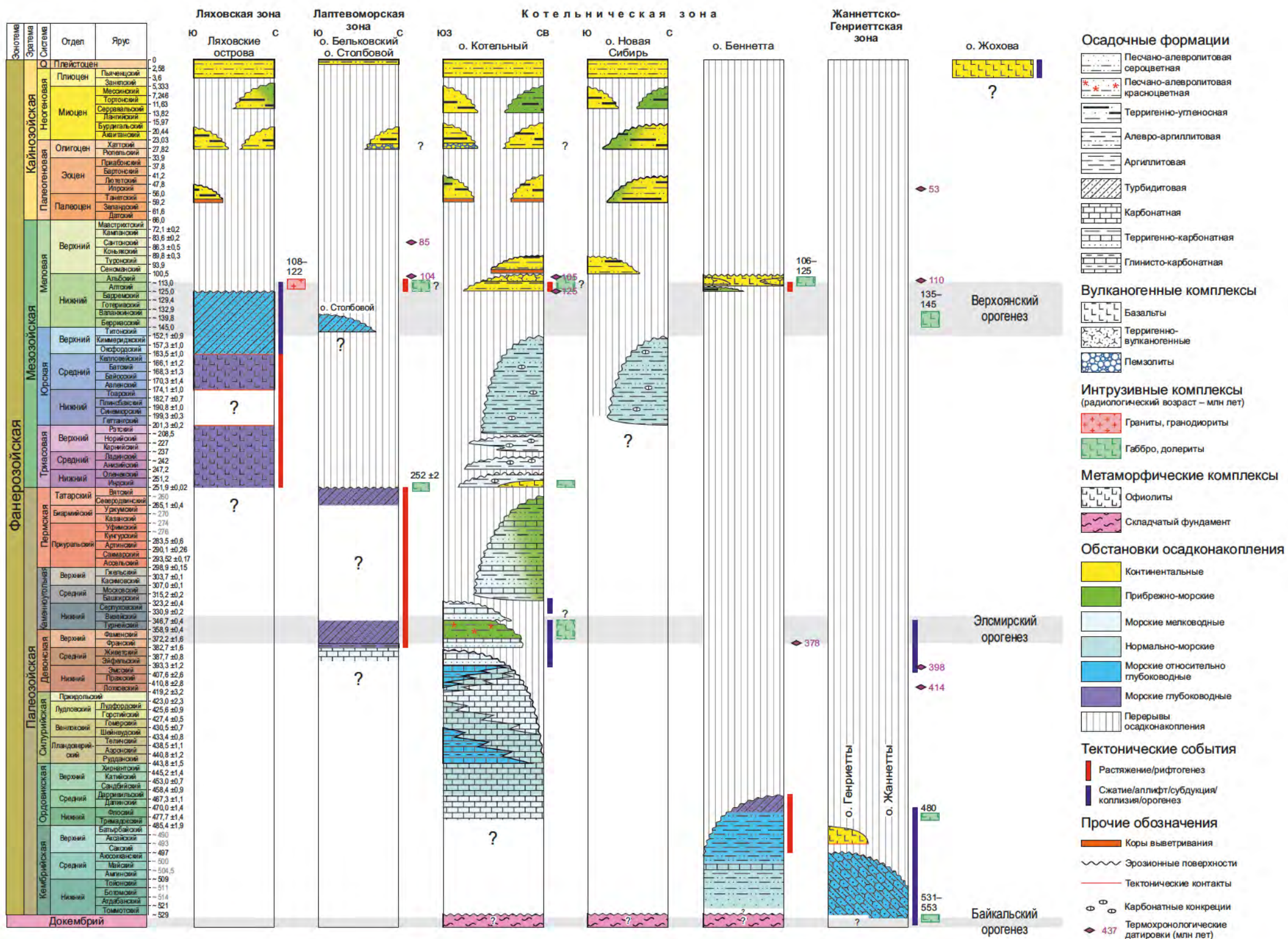
В организации экспедиций принимали участие крупные российские и зарубежные геологические службы, горнодобывающие



Толща песчаников юры на о. Столбовой, арх. Новосибирские острова (фото М. К. Косько)



Известняки ордовика и силура на о. Котельный, арх. Новосибирские острова (фото А. Н. Ларионов)



компании, университеты (Aarhus University, Denmark; BGR, Goete University Frankfurt-on-Main, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Germany; Total, Sorbonne Universites, France; University Siena, Italy; University Uppsala, Stockholm University, Swedish Polar Research Secretariat, Sweden; University of Cambridge, UK).

В ходе экспедиций были получены данные о верхнерифейском возрасте фундамента на Котельническом поднятии на основании изотопно-геохронологического изучения гранитных и метаморфических

ксенолитов из кайнозойских базальтов о. Жохова. Доказано присутствие элсмирских дислокаций на островах Де-Лонга по результатам изучения вулканогенно-осадочных островодужных комплексов верхнего рифея – нижнего палеозоя. Доказано продолжение на шельф моря Лаптевых структур Верхоянского складчатого пояса на основании изучения геологического строения островов Бельковский и Столбовой и их сравнения с аналогичными одновозрастными образованиями континентальной суши.



Вид с хр. Южный на хр. Центральный, о. Врангеля (фото С. Д. Соколова)



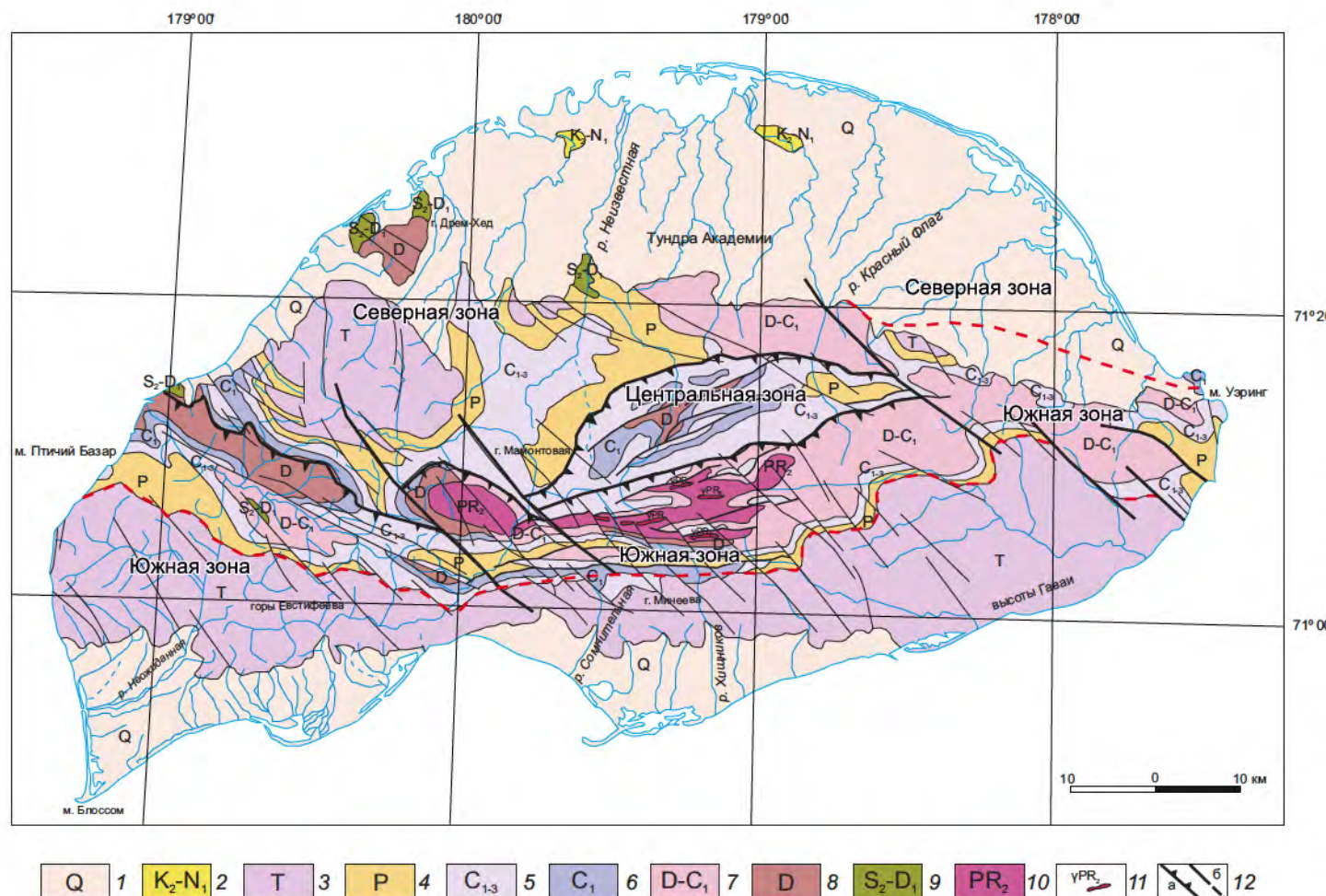
Остров Врангеля расположен во фронте мезозойских складчатых структур арктической континентальной окраины Чукотки – Врангелевско-Геральдская гряда – к северу и югу от которой расположены Южно-Чукотский и Северо-Чукотский бассейны. В тектоническом плане Врангелевский террейн принадлежит Новосибирско-Врангелевской складчатой системе в составе Чукотских мезозоид. Остров имеет отчетливо выраженную складчато-надвиговую структуру [Тильман и др., 1970; Косько и др., 2003; Kos'ko, Secile, Harrison, 1993; Вержбицкий, Соколов, Тучкова, 2015].

Остров Врангеля имеет двухчленное строение: метаморфический фундамент и сложно деформированный осадочный чехол, в составе которого выделяются верхнесилурийско-среднедевонский терригенный и карбонатный, ниже-среднедевонский существенно терригенный, верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатно-терригенный, верхнекаменноугольный терригенно-карбонатный, пермский карбонатно-терригенный и верхнетриасовый турбидитовый комплексы. Метаморфический фундамент (врангелевский комплекс) сложен дислоцированными метавулканическими и метаосадочными породами с единичными линзами и пластами мраморизованных известняков. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях [Косько и др., 2003]. Встречаются тела гранитоидов и амфиболитов. Современные геохронологические

данные (U-Pb возраст цирконов 594–598 и 700–630 млн лет) [Косько и др., 2003; Kos'ko, Secile, Harrison, 1993; Лучицкая и др., 2015] свидетельствуют о неопротерозойском возрасте метаморфического фундамента.

Верхний силур – средний девон ( $S_2$ – $D_2$ ) представлен терригенными и карбонатными отложениями [Ганелин, Матвеев, Кропачева, 1989]. На северо-западе, в горах Дрем-Хед, обнажаются кварцитовые песчаники, кварциты, алевритистые и глинистые сланцы с прослоями известняков, гравелитов и конгломератов. Редкие прослои известняков содержат кораллы, мшанки и брахиподы, которые свидетельствуют о позднесилурийско-ранне-среднедевонском возрасте [Ганелин, Матвеев, Кропачева, 1989; Косько и др., 2003]. Гравелиты и конгломераты содержат гальки кварца, кварцитов, слюдистых и кварцево-сланцевых сланцев. Мощность отложений верхнего силура – среднего девона около 1500 м.

В бассейне р. Неизвестная развиты темно-серые органогенно-обломочные известняки, содержащие колонии и обломки кораллов, мшанок, водорослей. Встречаются горизонты переслаивания органогенно-детритовых известняков и доломитов. В восточной части острова (севернее мыса Уэринг) обнажаются мраморы и перекристаллизованные известняки. Мощность карбонатного разреза около 400 м.



Геологическая карта и тектоническое районирование о. Врангеля [Косько и др., 2003; Соколов и др., 2017]

1 – четвертичные отложения; 2 – верхний мел – миоцен: глины, алевриты, песок с гравием; 3 – триас: аргиллиты, песчаники, алевролиты; 4 – пермские отложения: глинистые сланцы, известняки, песчаники, реже кремнистые породы и гравелиты; 5 – ниже-верхнекаменноугольные отложения: известняки, алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы; 6 – нижекаменноугольные отложения: конгломераты, сланцы, известняки, доломиты, пласты гипса, кислые и основные эффузивы; 7 – девонские-нижнекаменноугольные отложения неразделенные: песчаники, сланцы, конгломераты, редко карбонатные породы и эффузивы; 8 – девонские отложения: песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, конгломераты, линзы известняков; 9 – верхнесилурийские – нижедевонские отложения: известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, глинисто-серицитовые сланцы; 10 – верхний протерозой, врангелевский комплекс: метавулканиды основного, среднего, реже кислого составов, метапесчаники, сланцы; 11 – позднепротерозойские гранитоиды; 12 – разрывные нарушения: а – надвижки, б – прочие разрывные нарушения

Нижний-средний девон представлен разнозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с горизонтами конгломератов и гравелитов [Косько и др., 2003; Kos'ko, Cecile, Harrison, 1993; Соколов и др., 2015]. В Центральном хребте базальные конгломераты с несогласием залегают на врангелевском комплексе и содержат гальку гранитов, гранитогнейсов и метаморфических сланцев, а также обломки метаэффузивов основного состава. Органических остатков в этой части девонских отложений не обнаружено. Стратиграфическое положение и возраст самой молодой популяции обломочных цирконов 408–486 млн лет не противоречит ранне- и среднедевонскому возрасту отложений. Мощность комплекса 500–1000 м.

Верхний девон – нижний карбон представлен чередованием доломитов, доломитизированных песчано-алевроито-глинистых пород, полимиктовых песчаников, алевролитов, известковистых пород с прослоями гипсов, конгломератов и гравелитов. Мощность отложений верхнего девона – нижнего карбона от 500 до 800 м.

Верхний карбон сложен в основном разнообразными органогенными и органогенно-обломочными известняками с подчиненными прослоями сланцев и аргиллитов. Для известняков характерны прослои и линзы кремней (до 5–6, изредка до 10 см). В нижней части встречаются конгломераты с обломками кварцитов, разноцветных сланцев и гранитов, а карбонатные породы имеют градационную слоистость, различаются кальцирудиты, калькарениты и кальцилютиты. В верхней части разреза наблюдается чередование известняков и глинистых сланцев. Общая мощность верхнего карбона достигает 1200 м.

Пермские отложения в нижней части сложены чередованием битуминозных известняков и алевроито-глинистых пород с редкими прослоями тонкозернистых песчаников. Выше расположена чернослан-

цевая толща с прослоями алевролитов и алевропелитов. В верхней части встречаются горизонты ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, что придает им сходство с триасовыми турбидитами. Мощность комплекса 1000–1200 м.

Триас представлен толщей терригенных турбидитов, которые характеризуются ритмичным переслаиванием темных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. На основе редких находок фауны определен карнийско-норийский возраст [Косько и др., 2003; Соколов и др., 2017]. Мощность комплекса 1200–2000 м.

В пределах острова выделяются три тектонические зоны: Северная, Центральная и Южная, каждая из которых имеет структурные, стратиграфические и литологические особенности [Соколов и др., 2017].

Характерными особенностями *Северной зоны* являются: 1) отсутствие выходов метаморфического фундамента; 2) присутствие в основании разреза отложений верхнего силура – нижнего девона; 3) комплекс верхнего силура – нижнего девона смят в складки субмеридионального простирания, что отличает его от структурных парагенезов более молодых комплексов о. Врангеля, имеющих субширотное простирание. Структурный план верхнесилурийско-нижнедевонского комплекса образовался в условиях субширотного сжатия и рассматривается как результат элсмирских деформаций [Вержбицкий, Соколов, Тучкова, 2015; Соколов и др., 2017].

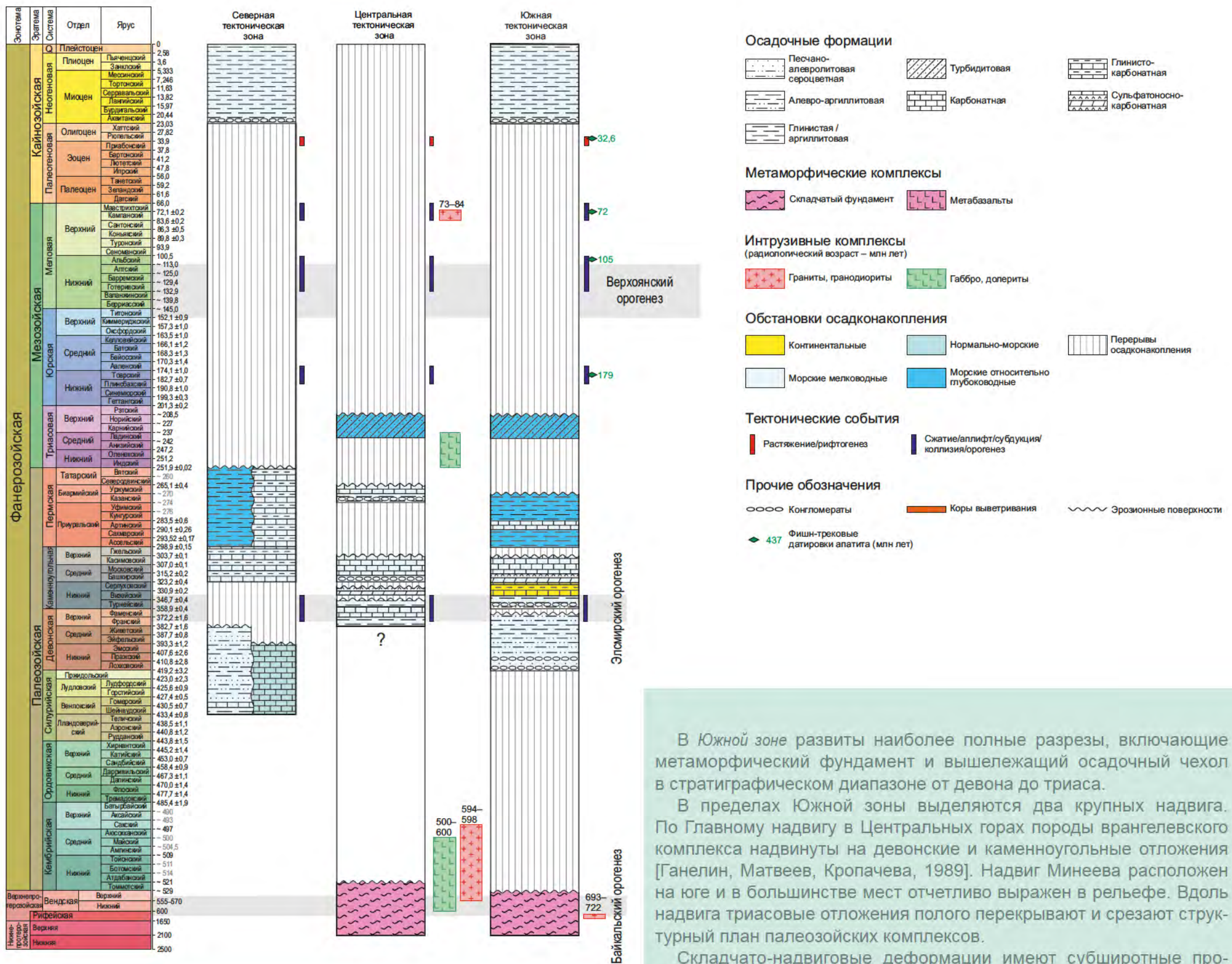
*Центральная зона* состоит из двух структурных ярусов. Нижний сложен метаморфизованными базальтами, кислыми вулканитами и интенсивно деформированным карбонатно-терригенным девон-нижнекаменноугольным комплексом. Цирконы из кислых вулканитов имеют возраст  $598,6 \pm 7,5$  и  $594,4 \pm 7,1$  млн лет (U-Pb, SHRIMP II), из базальтов – 500–600 млн лет (U-Pb, LA-ICP-MS) [Луцицкая и др., 2015; Соколов и др. 2017]. Верхний структурный ярус сложен



Нижнекаменноугольные гипсоносные породы, Центральная зона, р. Красный Флаг (фото С. Д. Соколова)



Нижне-среднедевонские базальные конгломераты, Южная зона, Центральные горы (фото С. Д. Соколова)



слабдеформированными известняками нижнего и верхнего карбона – перми, которые залегают с резким несогласием и размывом на вулканогенной толще. Одновозрастные комплексы Северной и Южной зон характеризуются интенсивными складчато-надвиговыми деформациями северной вергентности.

В Южной зоне развиты наиболее полные разрезы, включающие метаморфический фундамент и вышележащий осадочный чехол в стратиграфическом диапазоне от девона до триаса.

В пределах Южной зоны выделяются два крупных надвига. По Главному надвигу в Центральных горах породы врангелевского комплекса надвинуты на девонские и каменноугольные отложения [Ганелин, Матвеев, Кропачева, 1989]. Надвиг Минеева расположен на юге и в большинстве мест отчетливо выражен в рельефе. Вдоль надвига триасовые отложения полого перекрывают и срезают структурный план палеозойских комплексов.

Складчато-надвиговые деформации имеют субширотные простирания и северную вергентность. Они образовались в чукотскую (позднекиммерийскую) фазу деформаций в конце раннего мела. Структуры деформированы право- и левосторонними сдвигами северо-западного простирания [Коско и др., 2003; Вержбицкий, Соколов, Тучкова, 2015; Kos'ko, Cecile, Harrison, 1993]; некоторые из них пересекают и смещают структуры Северной, Центральной и Южной зон.



Многолетняя мерзлота на правом берегу р. Колыма (фото А. Н. Ларионова)

**В**строении континентальной части восточного сектора Российской Арктики принимают участие геологические структуры северо-востока Сибирской платформы и ее восточного обрамления – Верхояно-Колымской орогенной области (ВКОО) и Новосибирско-Чукотской складчатой системы. В составе северной части ВКОО выделяется Верхояно-Черский орогенный пояс, западная часть которого представлена Верхоянским складчато-надвиговым поясом, а восточная – Колымо-Омолонским супертеррейном [Тектоника..., 2001; Парфенов и др., 2003; Prokoriev, 2000; Khudoley, Prokoriev, 2007]. ВКОО в плане образует ороклин, известный в литературе как Колымская петля [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990]. Далее к востоку по Южно-Ануйской сuture (террейн аккреционного клина) ВКОО граничит с частью Новосибирско-Чукотской складчатой системы – Чукотским террейном. На востоке и юго-востоке Колымо-Омолонский супертеррейн и Чукотский террейн перекрыты образованиями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [Парфенов и др., 1993; Тектоника..., 2001].

На северо-востоке Сибирской платформы осадочный чехол сложен терригенно-карбонатными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя. Магматические образования представлены раннекембрийским рифтогенным бимодальным комплексом, среднепалеозойскими, пермтриасовыми и мезозойскими кимберлитами, полями интрузивных и эффузивных пермтриасовых траппов и массивами ультраосновных щелочных пород среднего палеозоя. Архейские и раннепротерозойские образования кристаллического фундамента платформы вскрыты на Анабарском щите на западе одноименной антеклизы, а также на Оленёкском поднятии перед фронтом Верхояно-Колымской орогенной области. На Анабарской антеклизе расположены рифтогенные прогибы позднекембрийского и среднепалеозойского возраста – Хастахский, Сухано-Моторчунский и Кютюнгдинский [Тектоника..., 2001].

Вдоль побережья моря Лаптевых в субширотном направлении протягиваются Лено-Анабарский прогиб, сложенный терригенными породами верхнего палеозоя и мезозоя, и расположенный севернее Оленёкский складчатый пояс [Тектоника..., 2001].

В строении Верхоянского складчато-надвигового пояса, расположенного вдоль восточной окраины Сибирской платформы, выделяются внешняя и тыловая зоны. К образованиям внешней зоны относятся Приверхоянский краевой прогиб, выполненный позднеюрско-меловыми терригенными отложениями, и фронтальная часть складчато-надвигового пояса. В тыловой зоне расположены Кулар-Нерский сланцевый пояс (террейн) и Полоусно-Дебинский террейн [Prokoriev, 2000].

Отложения складчато-надвигового пояса относятся к образованиям Верхоянской пассивной континентальной окраины Сибирского (Северо-Азиатского) кратона. Они представлены вблизи платформы преимущественно отложениями карбона и перми, которые к востоку сменяются триасовыми и юрскими толщами. Это мощный клин (до 15 км) обломочных прибрежно-морских, дельтовых и шельфовых пород верхоянского терригенного комплекса, проградирующих в во-

сточном направлении. Верхоянский комплекс залегает на позднекембрийских-нижнепалеозойских терригенно-карбонатных шельфовых отложениях и среднепалеозойских рифтовых образованиях, вскрытых на севере вдоль границы с платформой [Тектоника..., 2001; Prokoriev et al., 2008]. Поперечные пояса позднемезозойских гранитов (140–100 млн лет [Прокопьев и др., 2018]) северо-восточного простирания прорывают тектонические структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Кулар-Нерский и Полоусно-Дебинский террейны сложены неоднократно деформированными терригенными породами верхнепермско-юрского возраста. В составе отложений преобладают кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, туффиты, встречаются уровни с олистостромами. Верхнеюрские отложения северной части Полоусного синклинория характеризуются преимущественно глинистым составом осадков с отдельными покровами андезитов, андезибазальтов и базальтов Святоносско-Олойской магматической дуги. На севере образования этих террейнов перекрыты позднекайнозойскими отложениями Приморской низменности [Тектоника..., 2001].

Колымо-Омолонский супертеррейн располагается к востоку от Кулар-Нерского террейна и включает террейны различной геодинамической природы, которые были амальгамированы в единое целое в конце средней юры [Тектоника..., 2001]. В состав северной части Колымо-Омолонского супертеррейна входят Омuleвский миогеоклинальный террейн и примыкающий к нему с севера Нагонджинский турбидитовый террейн, а в центральной части Колымской петли Алазейский островодужный террейн и Кенкельдинский террейн аккреционного клина. Далее на север из-под покровов кайнозойских отложений и среди полей развития вулканитов Святоносско-Олойского вулканоплутонического пояса обнажаются образования Березовского турбидитового террейна, Олойского и Хетачанского островодужных террейнов [Тектоника..., 2001].



Деформированные пермские отложения фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса в приустьевой части р. Лена (фото А. В. Прокопьева)

Омулевский террейн протягивается на 1000 км при ширине 100–150 км вдоль юго-западной и северо-западной окраин Колымо-Омолонского супертеррейна. Террейн сложен в основном ордовикско-раннекаменноугольными и в меньшей мере верхнепалеозойско-раннемезозойскими отложениями. Доордовикские образования сложены метаморфическими породами. Наряду с первично-осадочными породами в их составе присутствуют кислые и средние вулканиты. В ордовикско-нижнекаменноугольных отложениях выделяется несколько типов ассоциаций горных пород: биогермные карбонаты рифогенно-карбонатной платформы, красноцветные сульфатонесные доломиты и мергели лагун и отмелей, флишевые турбидитовые толщи. Позднепалеозойские отложения представлены преимущественно глубоководными образованиями, а отложения триаса, нижней и низов средней юры – преимущественно тонкообломочными породами [Тектоника..., 2001].

Нагонджинский турбидитовый террейн протягивается на 450 км узкой полосой к северу и западу от Омулевского террейна. Он сложен неоднократно деформированными позднепалеозойскими и раннемезозойскими образованиями. Наиболее древние каменноугольно-пермские отложения представлены гемипелагическими вулканогенно-терригенно-кремнистыми и карбонатно-терригенными отложениями. Среднетриасовые и нижние горизонты верхнетриасовых отложений являются дистальными турбидитами. Вышележащий верхнетриасовый – нижнеюрский комплекс сложен ритмичным переслаиванием алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. Венчается разрез бат-келловейскими терригенными отложениями с олистостромами. Березовский турбидитовый террейн сложен вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями позднего девона – триаса. Олойский островодужный террейн, примыкающий с севера к Березовскому террейну, представлен метаморфизованными средне-верхнедевонскими риолитами, туфами, алевролитами, известняками и песчаниками, а также каменноугольными терригенными толщами. Они с размывом перекрываются пермскими вулканогенно-

осадочными породами. Хетачанский островодужный террейн образован складчатыми осадочно-вулканогенными толщами верхнего триаса и нижней юры, которые несогласно перекрыты пологозалегающими вулканитами кимеридж-волжского возраста Святоносско-Олойской магматической дуги [Тектоника..., 2001].

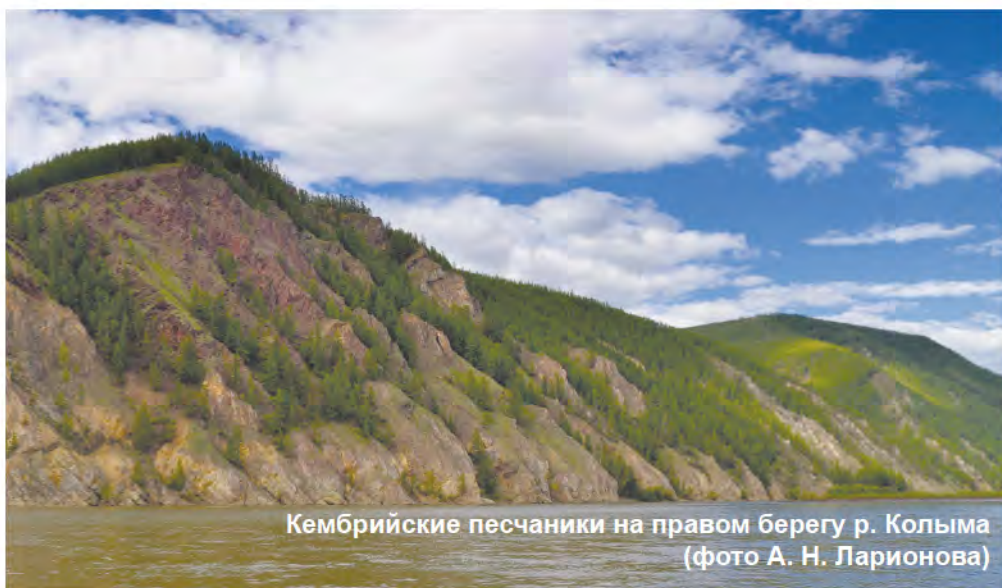
Алазейский террейн протягивается к юго-западу от Хетачанского и сложен деформированными каменноугольно-раннеюрскими преимущественно вулканогенно-обломочными породами. Кенкельдинский террейн примыкает с северо-запада к Алазейскому террейну. В его составе присутствуют породы неизвестного возраста: метабазалты (океанические толеиты и оливинные базальты), с которыми ассоциируются кварциты, амфибол-слюдисто-кварцевые, актинолит-эпидот-хлоритовые, хлоритовые и глаукофановые сланцы; граувакки, туфы, прослойки и линзы маломощных гравелитов, силицитов, яшм, пелитоморфных известняков и редкие пласты базальтов. Интрузивные образования террейна представлены тоналитами, плагиогранитами и габбродиоритами. Кенкельдинский и Алазейский террейны несогласно с конгломератами в основании перекрываются слабо деформированными мелководными морскими отложениями средней и верхней юры [Тектоника..., 2001].

На западе Колымо-Омолонского супертеррейна присутствуют офиолиты, слагающие тектонические пластины, и обдурцованные в позднемезозойское время и ассоциирующие с ними метаморфические породы [Oxman et al., 1995; Oxman, 2003; Тектоника..., 2001].

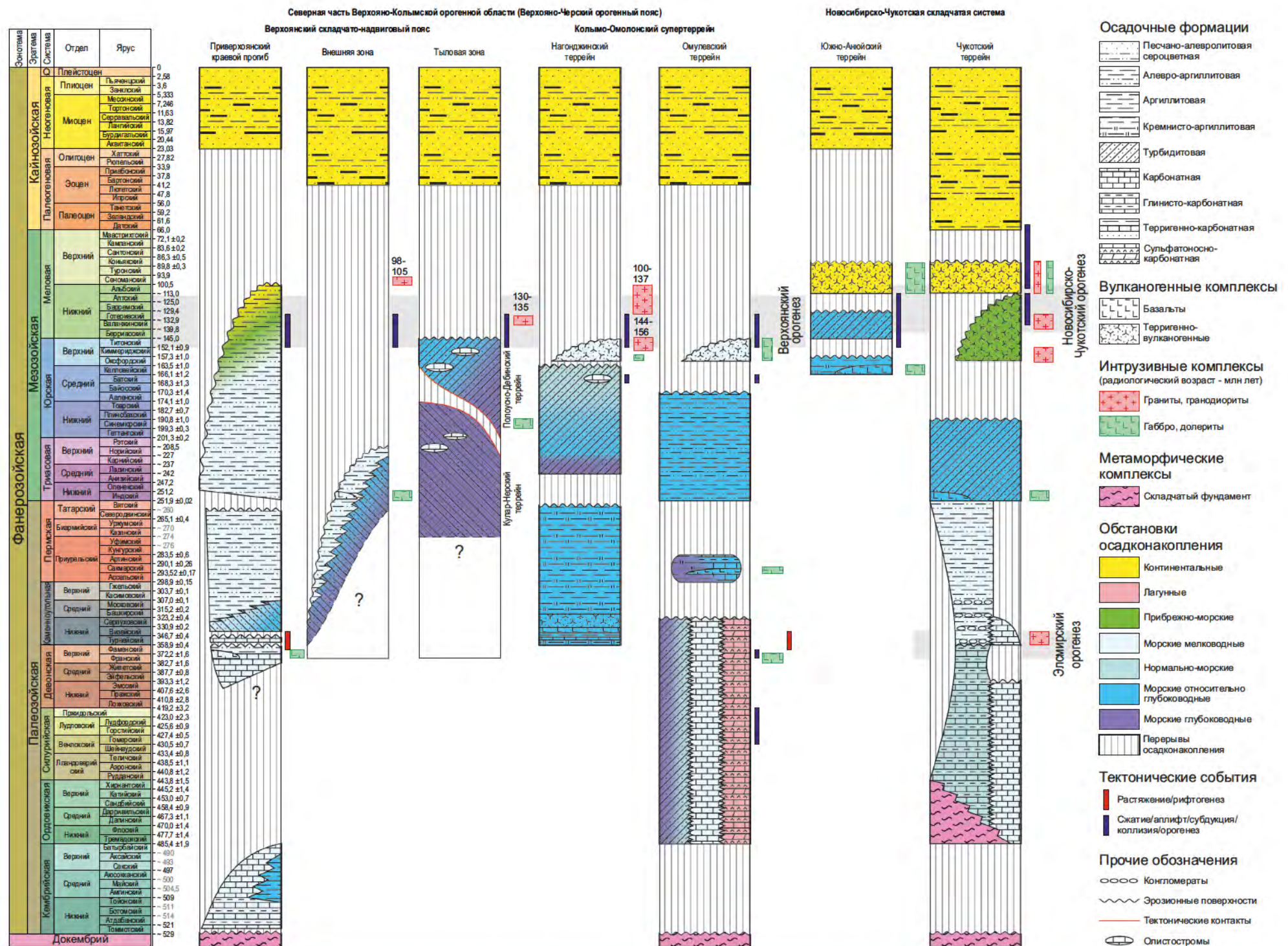
Осевая часть Верхояно-Черского орогенного пояса прорвана plutонами гранитоидов позднеюрско-раннемелового (156–144 млн лет [Акинин и др., 2009]) Главного (Колымского) и раннемелового (137–100 млн лет [Layer et al., 2001]) Северного батолитовых поясов. Вдоль Омулевского террейна и смежных районов Полоусно-Дебинского террейна протягивается Уяндино-Ясачненская магматическая дуга, представленная оксфорд-волжскими вулканогенно-осадочными породами.

Южно-Аньюский террейн аккреционного клина (сутура) протягивается вдоль границы Верхояно-Колымской складчатой области и Новосибирско-Чукотской складчатой системы. Он прослеживается в северо-западном направлении на 400 км под чехлом кайнозойских отложений от нижнего течения р. Колыма до побережья Восточно-Сибирского моря по линейным магнитным и гравитационным аномалиям. Террейн образован подушечными базальтами, граувакками, сланцами и реже кремнями келловей-оксфордского возраста, а также нижнемеловыми турбидитами. Присутствуют глаукофановые сланцы и фрагменты офиолитов. Все образования террейна исключительно сложно и неоднократно деформированы. Террейн перекрыт полого залегающими альб-позднемеловыми континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса [Катков, Миллер, Торо, 2010; Sokolov et al., 2014; Sokolov, Tuchkova, 2015; Ганелин, 2015; Соколов и др., 2015].

Расположенный северо-восточнее Чукотский террейн (фрагмент позднепалеозойской-раннемезозойской пассивной окраины) характеризуется присутствием в нижней части разреза интенсивно деформированных и метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях пород докембрия, терригенно-карбонатным составом палеозойских отложений и широким распространением



Кембрийские песчаники на правом берегу р. Колыма  
(фото А. Н. Ларионова)



мощных терригенных флишеидных толщ триаса [Тучкова и др., 2011; Tushkova et al., 2014]. О времени проявления более ранних фанерозойских тектонических событий на Чукотке, связанных с элсмирской орогенцией, свидетельствуют раннекаменноугольные гранитоиды [Луцицкая и др., 2015]. На востоке террейна известны пермо-триасовые базальты и силлы долеритов [Ledneva, Pease, Sokolov, 2011]. В отдельных впадинах распространены вулканогенно-терригенные отложения верхней юры – нижнего мела. Породы террейна сложно и неоднократно деформированы и на востоке террейна прорваны позднеюрскими гранитными плутонами. Присутствуют гранитно-

метаморфические купола позднемезозойского возраста. На юго-западе террейна складчатые отложения триаса несогласно перекрыты мелководными морскими осадочными и вулканогенными верхнеюрскими образованиями и прорваны позднемезозойскими гранитами [Катков, Миллер, Торо, 2010]. Выше с разрывом залегают готеривбарремские отложения [Sokolov et al., 2014; Ганелин, 2015]. Северная часть террейна скрыта в акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей, на юго-западе он граничит с Южно-Ануйским террейном, а на юге и юго-востоке перекрыт меловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

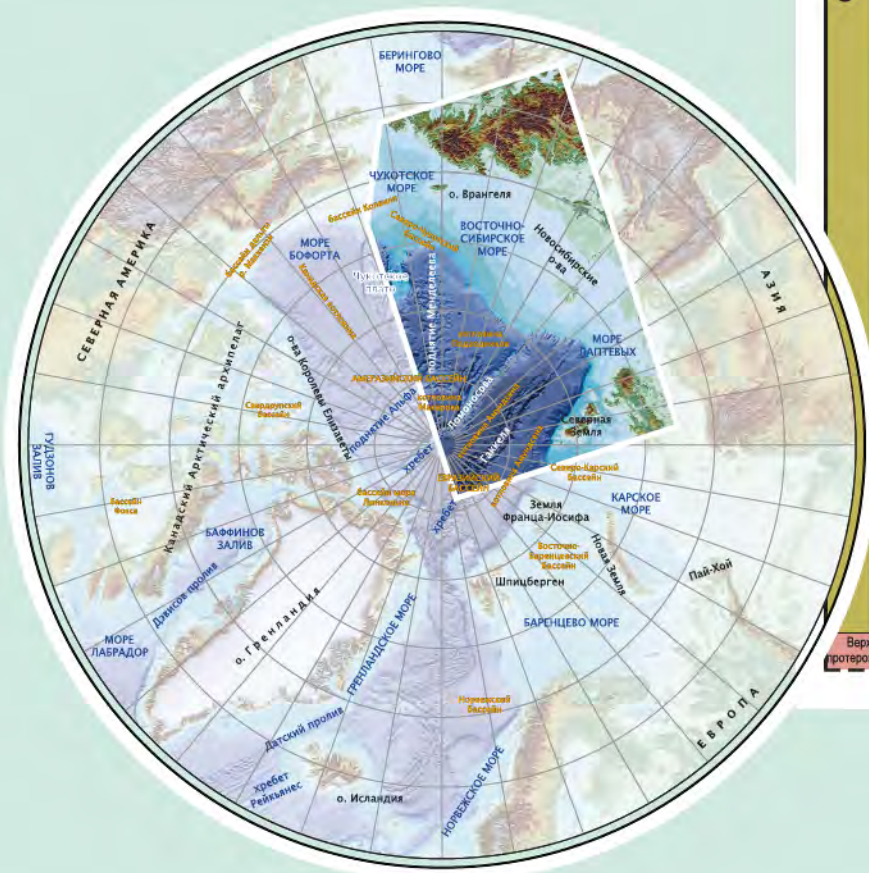


Меандрирующая река в тундре Центрального Таймыра (фото А. Н. Ларионова)

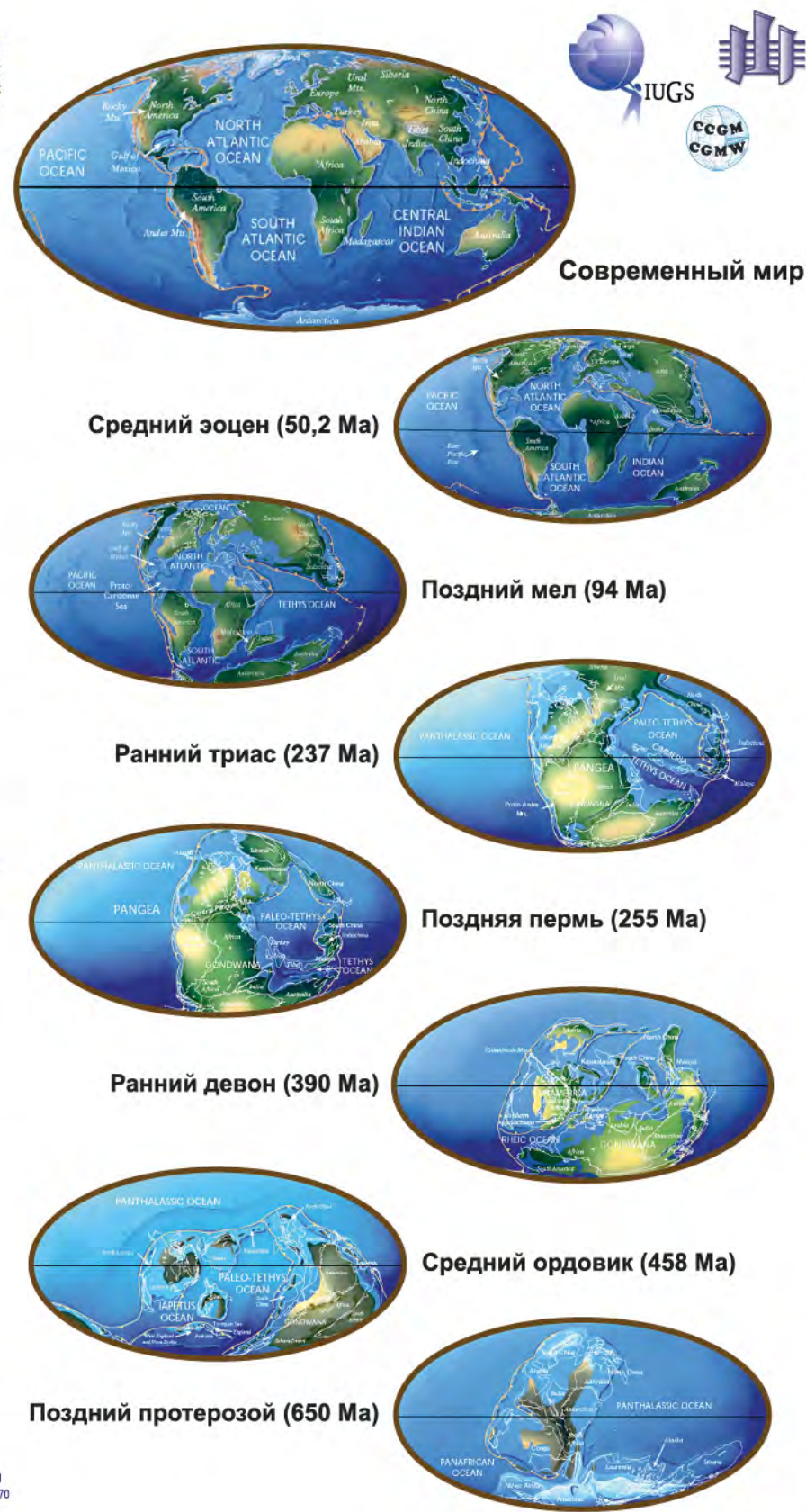


Палеогеографические реконструкции были выполнены для преокеанического и океанического этапов эволюции Российской части Восточной Арктики и прилегающих территорий. В основу представленных в атласе палеогеографических карт легли следующие геолого-геофизических материалы:

- результаты анализа региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ;
  - структурные карты по основным отражающим горизонтам и карты мощностей отдельных сейсмокомплексов мезозоя и кайнозоя;
  - литолого-фациальные исследования, проведенные на арх. Новосибирские острова и о. Врангеля;
  - исследования донно-каменного материала, поднятого со дна Северного Ледовитого океана;
  - изотопно-геохронологические исследования образцов осадочных и магматических пород, отобранных на арктических островах и поднятых со дна морей;
- Реконструкции выполнены на основные временные интервалы, отвечающие крупным тектоническим перестройкам в регионе.

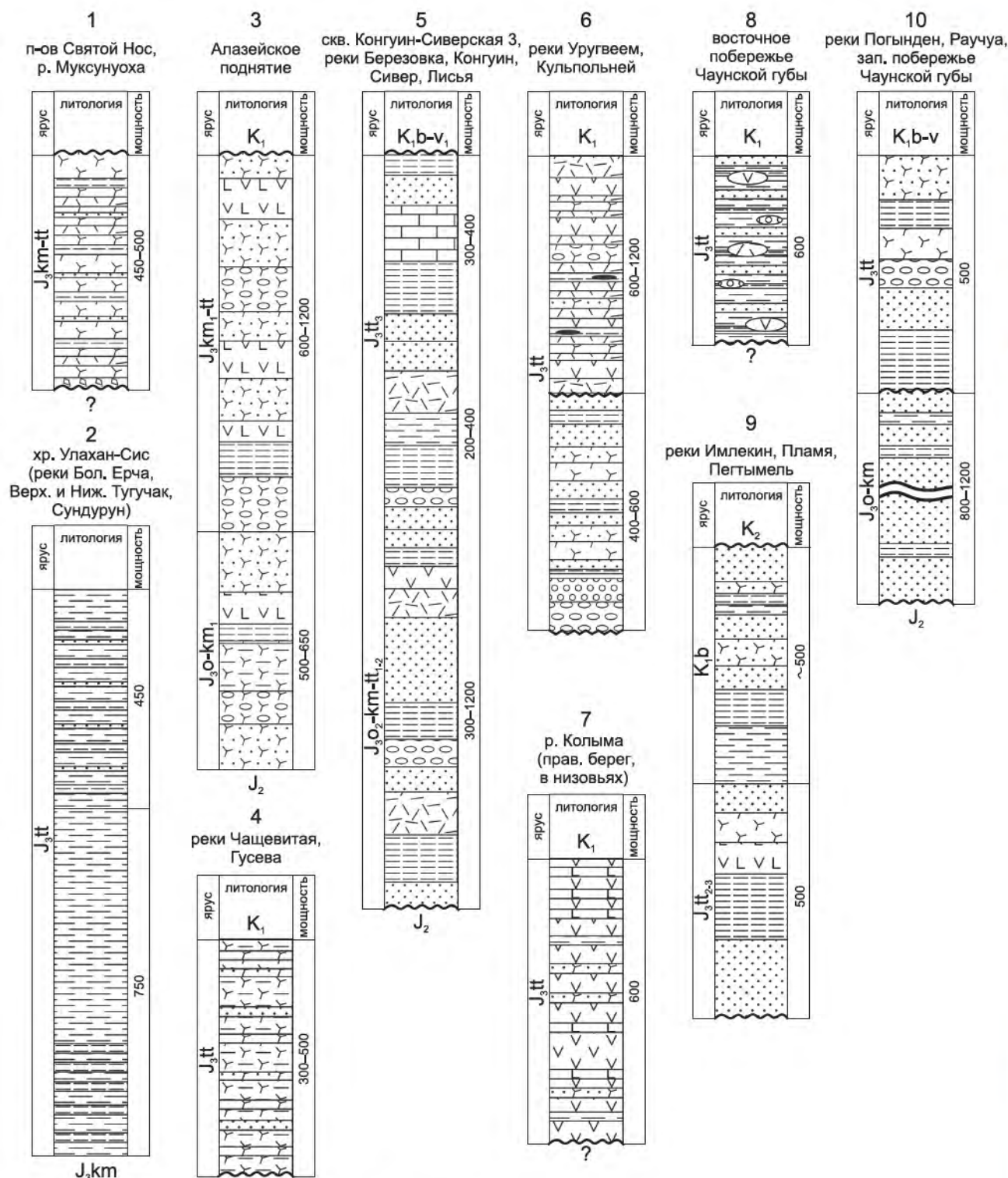


Общая стратиграфическая шкала (Стратиграфический кодекс, 2006; Решения..., 2012, 2013, 2016)				Геохронологическая шкала (Cohen et al., 2013; updated)	Стратиграфический кодекс, 2006	
Зонотема	Эра	Система	Отдел			
Кайнозойская	Четвертичная	Плейстоцен	Голоцен	0,0117		
			Плиоцен	2,58		
		Неогеновая	Миоцен	5,333		
			Олигоцен	23,03		
	Палеогеновая	Эоцен	Хаттский	27,82		
			Привобонский	33,9		
		Палеоцен	Бартонский	37,8		
			Лютетский	41,2		
	Мезозойская	Меловая	Верхний	Маастрихтский	72,1 ± 0,2	
				Каппелский	83,6 ± 0,2	
				Сантонский	86,3 ± 0,5	
				Коньякский	89,8 ± 0,3	
				Туронский	93,9	
				Сенонский	100,5	
		Юрская	Верхний	Альби	113,0	
				Барремский	125,0	
				Готтардский	129,4	
				Валанжинский	132,9	
Берриаский				139,8		
Титонский				145,0		
Триасовая		Верхний	Киммериджийский	152,1 ± 0,9		
			Оксфордский	157,3 ± 1,0		
Пермская	Верхний	Келловейский	165,1 ± 1,2			
		Батский	168,3 ± 1,3			
		Байосский	170,3 ± 1,4			
		Апелеский	174,1 ± 1,0			
		Товарский	182,7 ± 0,7			
		Плинобавский	190,8 ± 1,0			
		Синемурский	199,3 ± 0,3			
		Геттангий	201,3 ± 0,2			
		Ретский	208,5			
		Норийский	227			
Палеозойская	Верхний	Каринский	237			
		Ладинский	242			
		Анжлийский	247,2			
		Опелеский	251,2			
		Ильдский	251,9 ± 0,02			
		Витосий	260			
		Татарский	265,1 ± 0,4			
		Северодвинский	270			
		Уржумский	274			
		Казанский	276			
Палеозойская	Средний	Уфимский	283,5 ± 0,6			
		Кунгурский	290,1 ± 0,26			
		Ассельский	293,52 ± 0,17			
		Гжельский	298,9 ± 0,15			
		Касимовский	303,7 ± 0,1			
		Московский	307,0 ± 0,1			
		Башкирский	315,2 ± 0,2			
		Серпуховский	323,2 ± 0,4			
		Визейский	330,9 ± 0,2			
		Турнейский	346,7 ± 0,4			
Палеозойская	Средний	Фаменский	358,9 ± 0,4			
		Франский	372,2 ± 1,6			
		Живетский	382,7 ± 1,6			
		Живетский	387,7 ± 0,8			
		Эйфельский	393,3 ± 1,2			
		Эмский	407,6 ± 2,6			
		Тражский	410,8 ± 2,8			
		Лоховский	419,2 ± 3,2			
		Придольский	423,0 ± 2,3			
		Лудловский	425,6 ± 0,9			
Палеозойская	Верхний	Лудфордский	427,4 ± 0,5			
		Горстийский	430,5 ± 0,7			
		Томарский	433,4 ± 0,8			
		Шаллендский	438,5 ± 1,1			
		Теллусский	440,8 ± 1,2			
		Азронский	443,8 ± 1,5			
		Руддандский	445,2 ± 1,4			
		Хирнантский	453,0 ± 0,7			
		Катийский	458,4 ± 0,9			
		Сангийский	467,3 ± 1,1			
Палеозойская	Средний	Дарривилльский	470,0 ± 1,4			
		Далинский	477,7 ± 1,4			
		Флоский	485,4 ± 1,9			
		Трематодский	490			
		Батырайский	493			
		Верхний	Аксайский	497		
		Савский	500			
		Алосканский	504,5			
		Средний	Майский	509		
		Амгинский	511			
Палеозойская	Верхний	Тонянский	514			
		Ботомский	521			
		Атдабанский	529			
		Томмотский	535 ± 1			
		Верхне-протерозойская	Верхний	555-570	500	
		Вендская	Нижний	555-570	500	
				600	600	

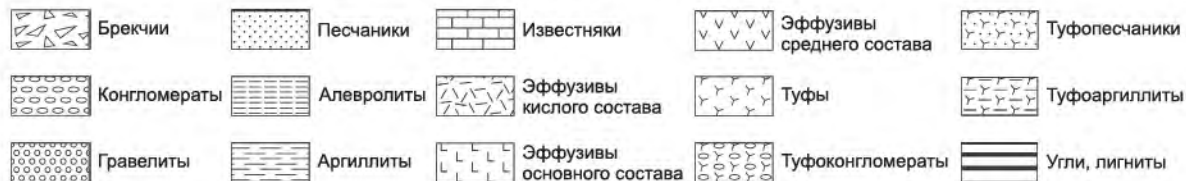


Общая стратиграфическая шкала России и плейт-тектоническая эволюция океанов и континентов (проект PALEOMAP; <http://www.scotese.com/earth.htm>)

## Литологические колонки



## Условные обозначения к литологическим колонкам



Нижнемеловая флора, Деревянные горы, о. Новая Сибирь (фото Т. Ю. Толмачевой)

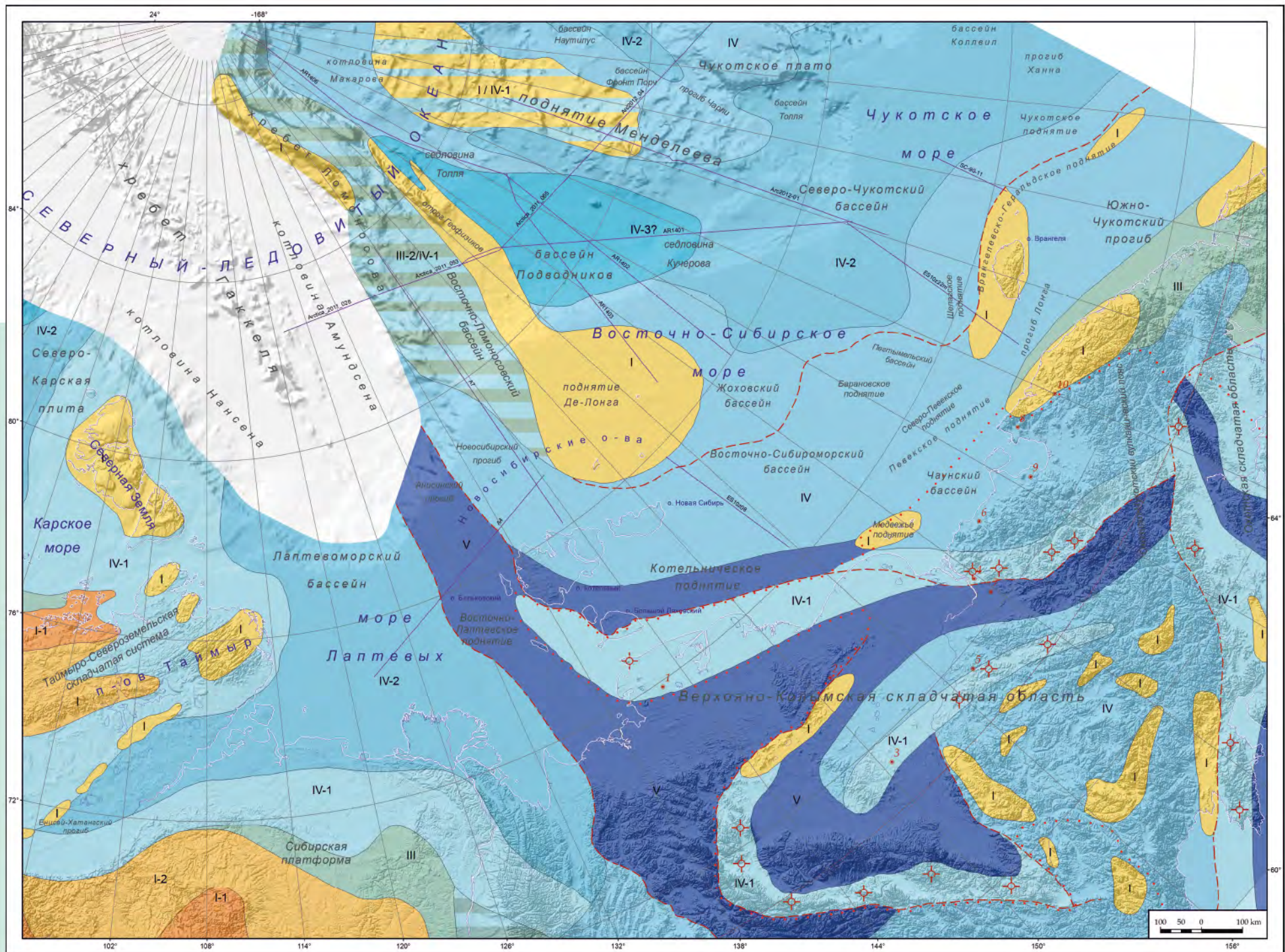
## Условные обозначения к палеогеографической карте

## Обстановки осадконакопления

- I** Денудационный рельеф
- I-1** Расчлененный рельеф (горные массивы, кряжи, горные гряды и т. п.)
- I-2** Слаборасчлененный рельеф (возвышенности, увалы и т. п.)
- III** Прибрежные равнины и крайнее морское мелководье
- III-2** Контактная область суша/море, лагуны, приливно-отливные равнины, прибрежное мелководье
- III-3** Себхи, лагуны с повышенной соленостью
- IV** Шельф
- IV-1** Верхняя сублитораль (мелкое море, до 80–100 м)
- IV-2** Нижняя сублитораль (внешний шельф, от 80–100 до 200 м)
- IV-3** Погруженный (глубокий) шельф (более 200 м, до 500–700 м)
- V** Обстановки открытого глубокого моря

## Прочие обозначения

- Тектонические швы и сутуры
- Границы фациальных зон
- Границы вулканических областей
- Сейсмические профили
- Выходы островодужных комплексов на дневную поверхность
- Местоположение разрезов и их номера

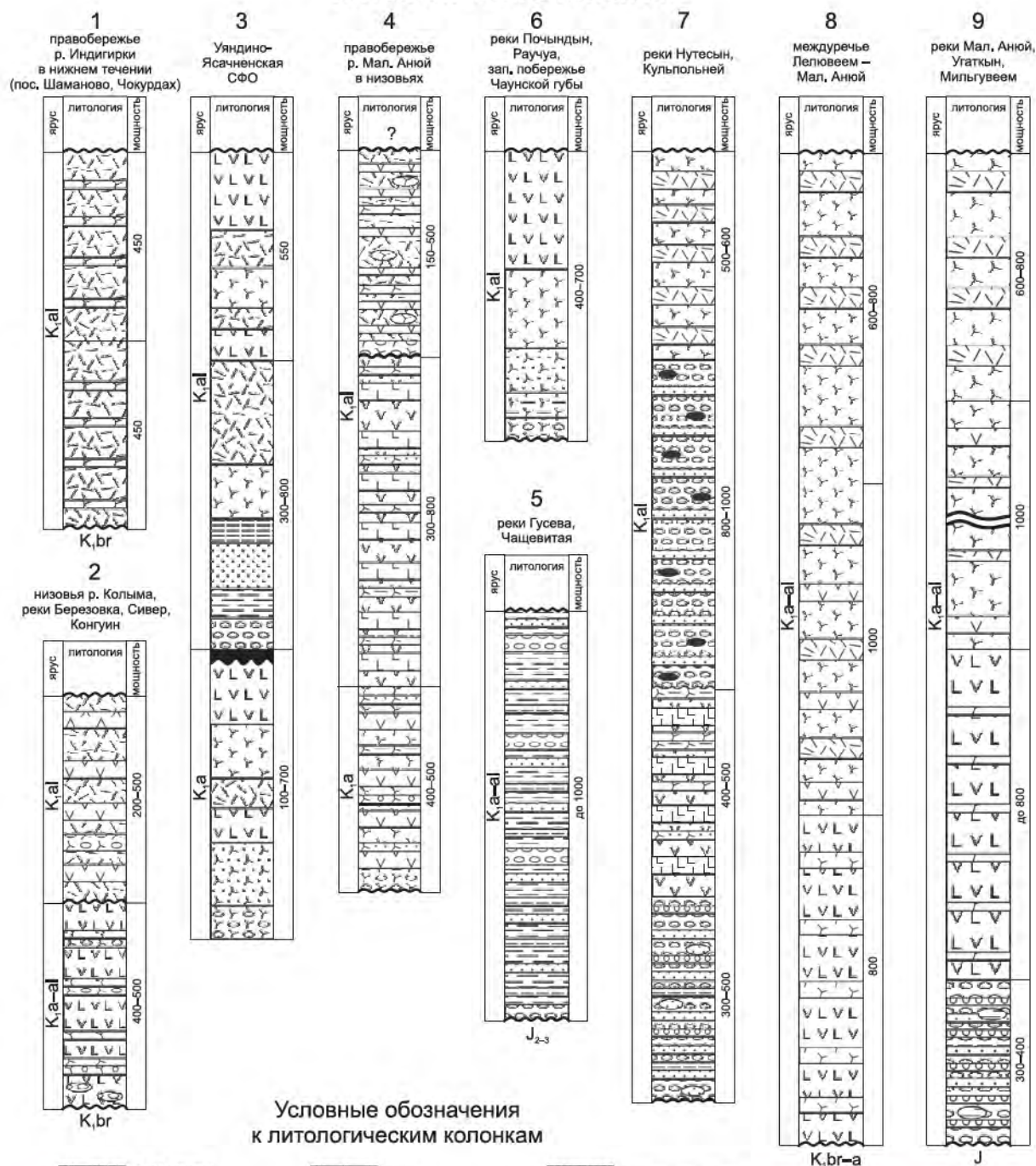


**В** Амеразийском секторе Северного Ледовитого океана верхнеюрско-нижнемеловые отложения в нескладчатых бассейнах выделяются между отражающими горизонтами JU и BU. Здесь они, вероятно, представлены глинистыми и песчано-глинистыми толщами, местами, возможно, с примесью пирокластике и отдельными ее маломощными горизонтами. Комплекс этих пород широко развит в Северо-Чукотском бассейне, где его мощность в восточной части, по геофизическим данным, превышает 4,5 км (профили SC-90-11, SC-90-21M и др.). Отложения формируются в прогибе типа передового: в сторону складчатой области (Врангелевско-Геральдское поднятие) она быстро уменьшается до 1 км и менее; к северу,

в направлении более жестких структур Чукотского плато, она уменьшается более плавно, составляя на концах профилей 1,5–2 км. В западной части Северо-Чукотского бассейна (профиль ES10z23m) структуры передового прогиба выражены неотчетливо. В Южно-Чукотском бассейне отложения  $J_3$ – $K_1$  входят в состав акустического (складчатого) фундамента.

По геофизическим данным, присутствие рассматриваемых отложений возможно в глубоких грабенах поднятий Менделеева и Чукотского (профили Arg-01 – южнее пикета 24 000; Arg-03 – пикеты 27 000–28 000 и др.) и в бассейне Подводников (профили 053-14, 065-14), где их мощность составляет первые сотни метров.

## Литологические колонки



## Условные обозначения к палеогеографической карте

## Обстановки осадконакопления

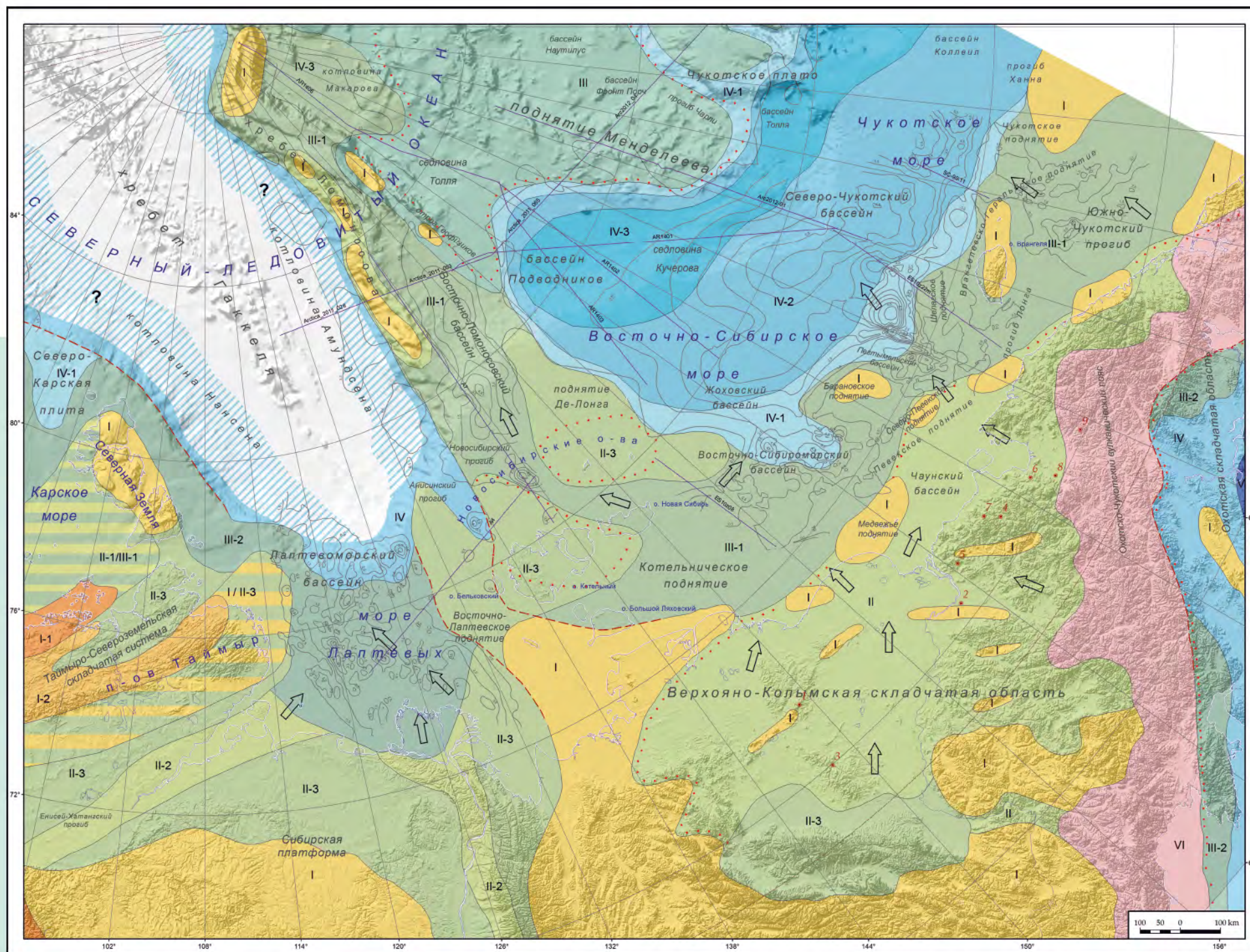
- |              |  |
|--------------|--|
| <b>I</b>     | Денудационный рельеф   |
| <b>I-1</b>   | Расчлененный рельеф (горные массивы, горные гряды и т. п.)                             |
| <b>I-2</b>   | Слаборасчлененный рельеф (возвышенности, увалы и т. п.)                                |
| <b>II</b>    | Континентальные аккумулятивные равнины   |
| <b>II-1</b>  | Межгорные равнины  |
| <b>II-2</b>  | Аллювиальные равнины   |
| <b>II-3</b>  | Озерно-аллювиальные равнины  |
| <b>III</b>   | Прибрежные равнины и крайнее морское мелководье  |
| <b>III-2</b> | Контактная область суша/море, лагуны, приливно-отливные равнины, прибрежное мелководье |
| <b>III-3</b> | Сабхи, лагуны с повышенной соленостью  |
| <b>IV</b>    | Шельф  |
| <b>IV-1</b>  | Верхняя сублитораль (мелкое море, до 80–100 м)   |
| <b>IV-2</b>  | Нижняя сублитораль (внешний шельф, от 80–100, до 200 м)                                |
| <b>IV-3</b>  | Погруженный (глубокий) шельф (более 200 м, до 500–700 м)                               |
| <b>V</b>     | Обстановки открытого глубокого моря  |
| <b>VI</b>    | Окраинно-континентальные вулканические пояса   |

## Прочие обозначения

- |  |                                  |  |  |
|--|----------------------------------|--|--|
|  | Тектонические швы и сuture       |  | Изопахиты                                |
|  | Границы фациальных зон           |  | Направления сноса терригенного материала |
|  | Границы вулканических комплексов |  | Выходы островодужных комплексов          |
|  | Сейсмические профили             |  | Местоположение разрезов и их номера      |

В конце раннемеловой эпохи (аптский и альбский века) де-струкция тыловой северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса привела к появлению глубоководных впадин на месте ранее существовавших морей и участков суши, к которым принадлежит Северо-Чукотский прогиб. Намечается деление рассматриваемого прогиба на две части. В апте в южной половине прогиба преобладали шельфовые обстановки терригенного осадконакопления, в северной располагался относительно глубоководный

бассейн. Компенсация этого бассейна осадками происходила путем их быстрой проградации с юга на север. Проградационные клинья (клиноформный комплекс) отчетливо выражены на профиле ES10z23m. Приблизительные расчеты показывают, что перемещение бровка шельфа происходило со средней скоростью 7,0–7,5 м за тысячу лет. По нашим представлениям, к концу апта глубоководная часть Северо-Чукотского прогиба была в основном компенсирована осадками и в альбе почти на всей его территории преобладали шельфовые обстановки. На начальных этапах формирования клиноформного комплекса бровка аптского палеошельфа отстояла от современной более чем на 100 км к северу. Глубины бассейна можно



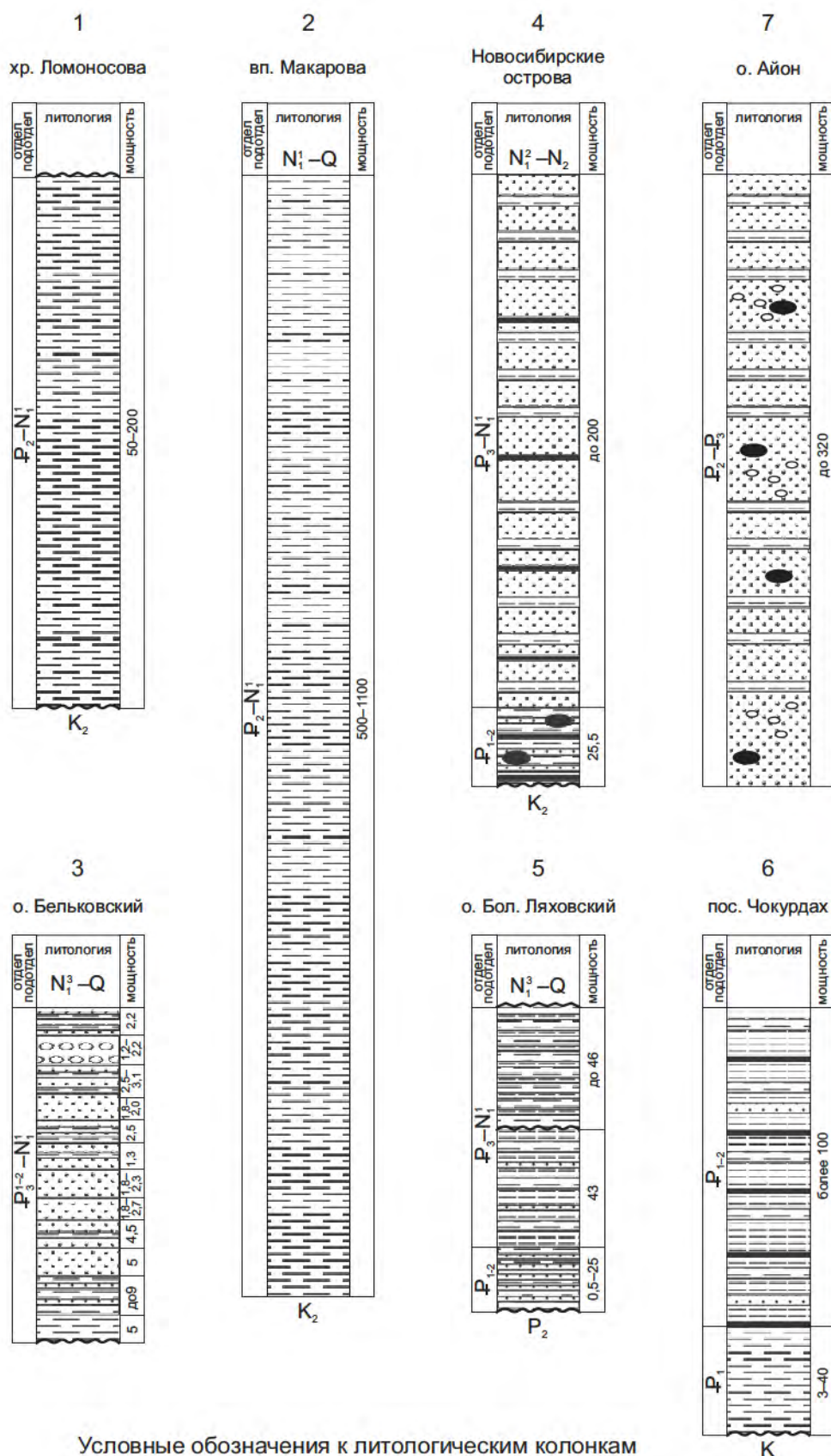
оценить по разнице высот ундаформы и фондоформы клиноформ: они составляли порядка 1000 м. Общая мощность апт-альбских отложений в Северо-Чукотском прогибе достигает 3000 м.

На хр. Ломоносова возможно присутствие прерывистого чехла маломощных отложений альбского возраста (сейсмокомплекс LR1 – LR2 [Ким, Глезер, 2007]); аптский осадочный комплекс скорее всего не накапливался. На значительной части поднятия Менделеева и смежном Чукотском поднятии вещественные комплексы K<sub>1</sub>a-а1 сохранились в узких грабено- или рифтоподобных структурах. В апте преобладало, по-видимому, гемипелагическое осадконакопление: в основном терригенные илы различной крупности, а также

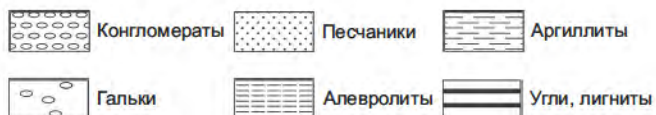
кремнисто-терригенные и биогенные илы. Близ континентального склона возможны песчаные и алевритовые «языки». В альбе здесь на всей территории осадконакопление происходило в сублиторальных и умеренно глубоководных обстановках. Мощность отложений – первые сотни метров.

Более полные разрезы, судя по предварительной геофизической увязке профилей, характерны для бассейна Подводников, где мощность рассматриваемого СВК может превышать 1 км (западное окончание профиля Arg-03; часть профиля 053\_14 между пикетами 20 000 и 40 000). Предполагаются шельфовые и умеренно глубоководные обстановки осадконакопления.

## Литологические колонки



## Условные обозначения к литологическим колонкам



## Условные обозначения к палеогеографической карте

## Обстановки осадконакопления

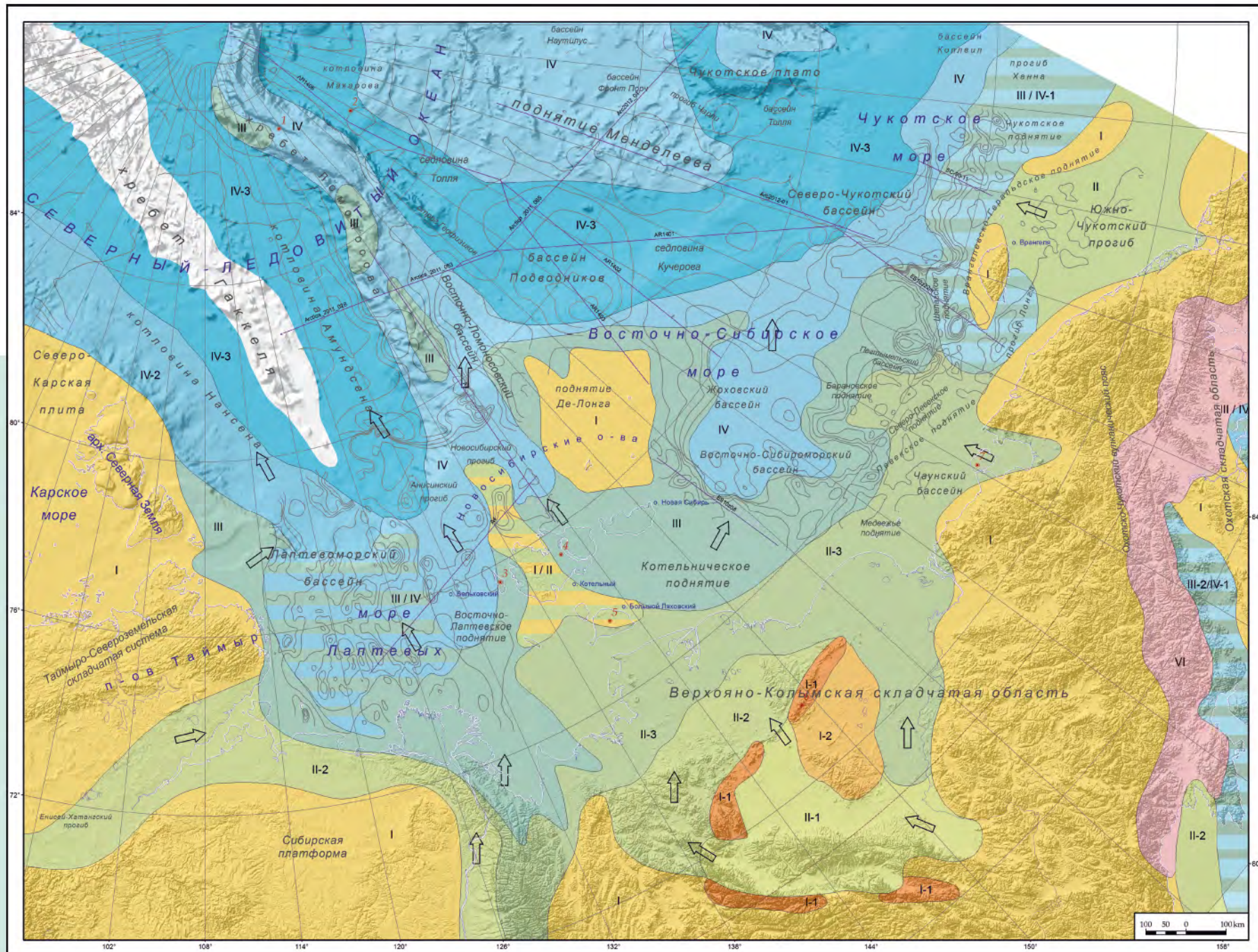
- |   |   |
|---|---|
| <b>I</b> Денудационный рельеф   | <b>III</b> Прибрежные равнины и крайнее морское мелководье  |
| <b>I-1</b> Расчлененный рельеф (горные массивы, горные гряды и т. п.) | <b>III-2</b> Контактная область суша/море, лагуны, приливно-отливные равнины, прибрежное мелководье |
| <b>I-2</b> Слаборасчлененный рельеф (возвышенности, увалы и т. п.)    | <b>IV</b> Шельф   |
| <b>II</b> Континентальные аккумулятивные равнины                      | <b>IV-1</b> Верхняя сублитораль (мелкое море, до 80-100 м)  |
| <b>II-1</b> Межгорные равнины   | <b>IV-2</b> Нижняя сублитораль (внешний шельф, от 80-100, до 200 м)                                 |
| <b>II-2</b> Аллювиальные равнины                                      | <b>IV-3</b> Погруженный (глубокий) шельф (более 200 м, до 500-700 м)                                |
| <b>II-3</b> Озерно-аллювиальные равнины                               | <b>VI</b> Окраинно-континентальные вулканические пояса  |

## Прочие обозначения

- |                        |  |                                     |
|------------------------|--|-------------------------------------|
| Границы фациальных зон | Изопахиты                                | Местоположение разрезов и их номера |
| Сейсмические профили   | Направления сноса терригенного материала |                                     |



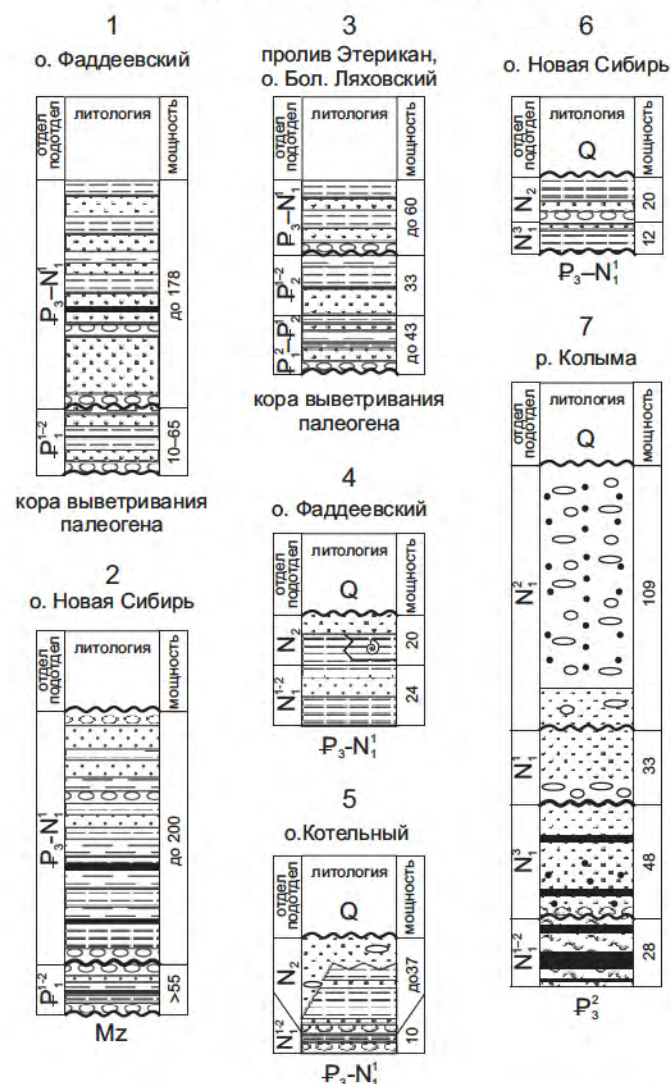
Бивни мамонта, о. Новая Сибирь, арх. Новосибирские острова (фото С. В. Юдина)



В позднем эоцене появились первые отчетливые признаки наличия глубоководного бассейна на территории внешельфовой части Северного Ледовитого океана. Здесь преобладал нефелоидный способ накопления осадков, а вблизи континентального склона, вероятно, с участием гравитационных потоков терригенного материала разной плотности. Осадки отличаются тонкозернистостью, характерной даже для приподнятых участков региона (хр. Ломоносова), о чем свидетельствуют данные бурения. В зоне перехода шельф → склон → континентальное подножие на профилях ОГТ фиксируется массовое развитие толщ клиноформного строения, указывающих на резкий перепад глубин морского бассейна. Судя по высоте клиноформ, этот перепад глубин можно оценить в пределах 1500–1700 м, на отдельных участках – до 2000 м.

На некоторых геофизических профилях хорошо идентифицируются признаки кратковременного, но очень амплитудного предпозднемиоценового падения уровня моря и столь же стремительного его подъема (профиль ES10z23m между пикетом 11 896 и северным окончанием профиля; в интервале времен приблизительно от 1,25 до 2,25 с). Это событие отражается как в большинстве разрезов современной суши в виде перерыва разной временной амплитуды, так и на поднятиях Американо-Сибирского бассейна [Bruvoll et al., 2010; Рекант и др., 2015]. Геофизические данные свидетельствуют о том, что море тогда не только покинуло палеошельф, но и опускалось ниже его бровки. В этом случае в осадочных линзах LST (тракта низкого стояния уровня моря) могут в массовом количестве появляться пласты песков.

## Литологические колонки



## Условные обозначения к литологическим колонкам



В пределах суши миоценовые отложения наиболее полно представлены на прибрежных равнинах междуречья Яна – Колыма.

В Омолойской впадине нижний миоцен представляют континентальные косослоистые пески, глины и глинистые алевриты с пластами лигнитов. На остальной территории резко преобладают песчаные и песчано-галечные флювиальные отложения, нередко косослоистые с обломками древесины; в виде прослоев встречаются алевриты и глины.

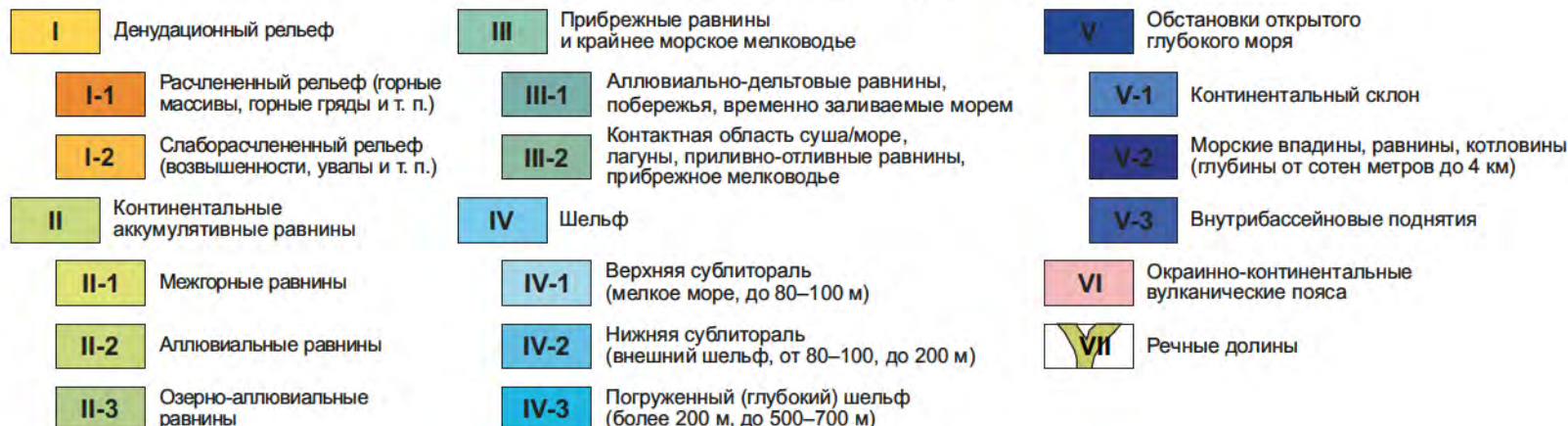
К востоку от дельты р. Яна и до низовий р. Колыма миоценовые отложения залегают в виде почти непрерывного плаща мощностью от 10 до 60 м, отсутствуя на отдельных участках этой территории (Кондаковское плоскогорье). Они представлены континентальной полигенетической толщей песков разной зернистости и галечников с редкими прослоями и маломощными пачками алевритов, глин, торфа или лигнитов. В наиболее северных разрезах (мыс Святой Нос, Ванькина губа) появляются слои с морскими диатомовыми водорослями. Толща миоцена в целом отличается изменчивостью соотношения разных типов терригенных пород по латерали. Почти на весь средний миоцен приходится перерыв в осадконакоплении.

В низовьях р. Колыма неогеновые отложения согласно или с небольшим размывом залегают на палеогеновых. Нижний-средний миоцен представлен алевритами, глинами, песками и содержит пласты и пропластки бурых углей. Для ландшафтов этого времени здесь характерны заболоченные равнины (с крупными озерами), покрытые широколиственными лесами, которые к северу и северо-западу переходили в прибрежную равнину, временами заливаемую морем. Верхний миоцен с глубоким размывом залегают на подстилающих отложениях, отличаясь от них и более грубым составом. Ландшафты – озерно-аллювиальная равнина с хвойно-лиственными лесами и примесью широколиственных пород (климатический пессимум).

Во впадинах побережья Чукотского моря миоценовые отложения с перерывом или размывом ложатся на палеогеновые толщи или

## Условные обозначения к палеогеографической карте

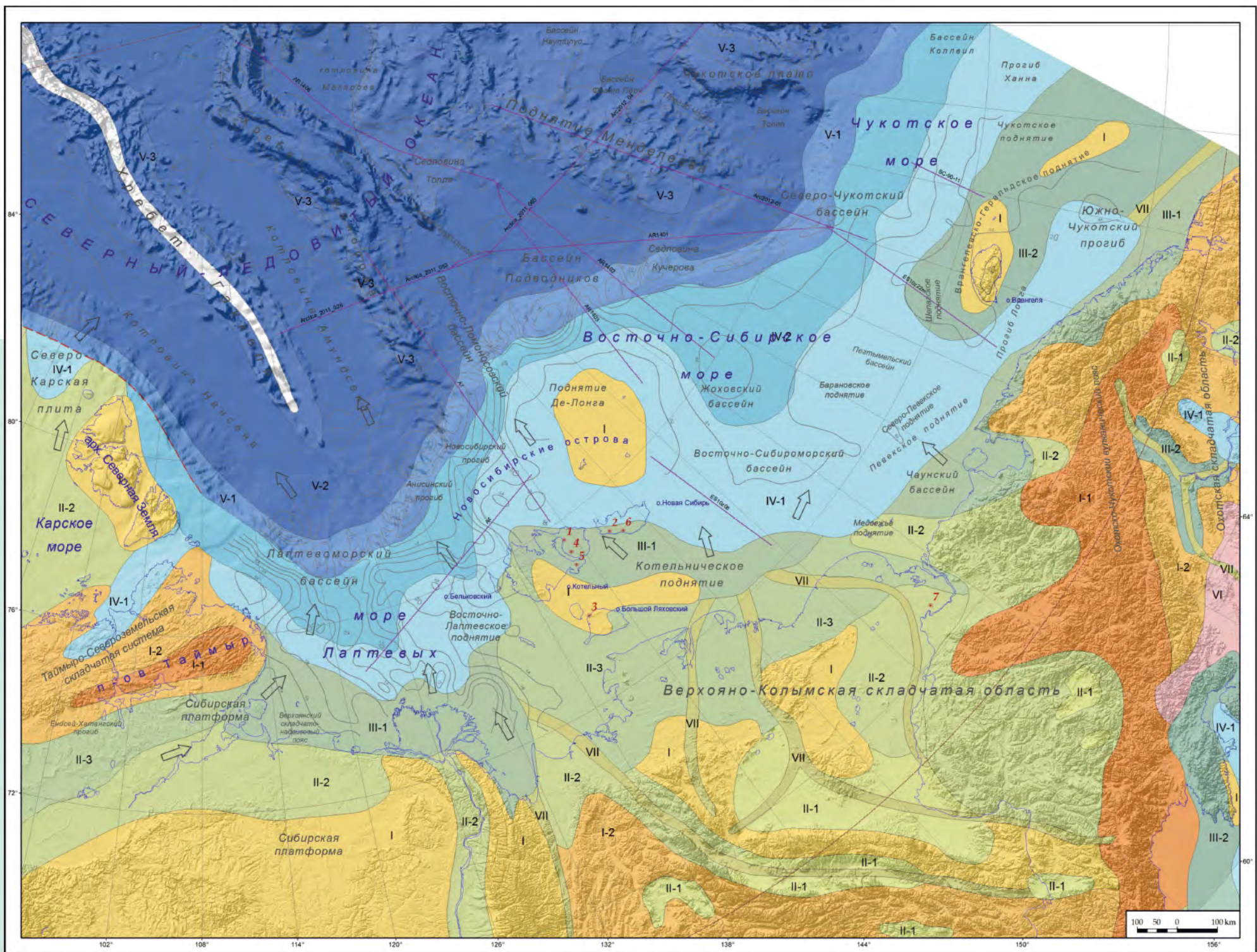
## Обстановки осадконакопления



## Прочие обозначения







породы складчатого фундамента. Они представлены преимущественно континентальными терригенными осадками мощностью от 20 до 210 м: алевритами, глинами, лигнитами, песками болотно-озерных равнин и лагун. В Чаунском прогибе и Валькарайской впадине миоценовые отложения включают горизонты с морской фауной. Судя по литологическому составу отложений и палиноспектрам, прибрежные равнины Чукотки были ограничены с юга поднятиями со средне- и низкогорным рельефом.

На Новосибирских островах и прилегающих участках шельфа миоценовые отложения представлены континентальными и прибрежно-

морскими, заливно-лагунными и дельтовыми образованиями. Аллювиальные фации образованы косослоистыми песками, алевритами и глинами, озерные – тонко переслаивающимися сероцветными песчанистыми глинами и алевритами с послойными скоплениями растительного детрита. Прибрежно-морские отложения – серые и зеленовато-серые песчанистые глины и глинистые алевриты с прослоями илистых песков. Из органических остатков в них встречаются диатомеи, обломки раковин морских моллюсков, растительный детрит. Мощность отложений до 100 м. Вероятно, такие же отложения будут характеризовать Новосибирско-Врангелевский палеошельф.



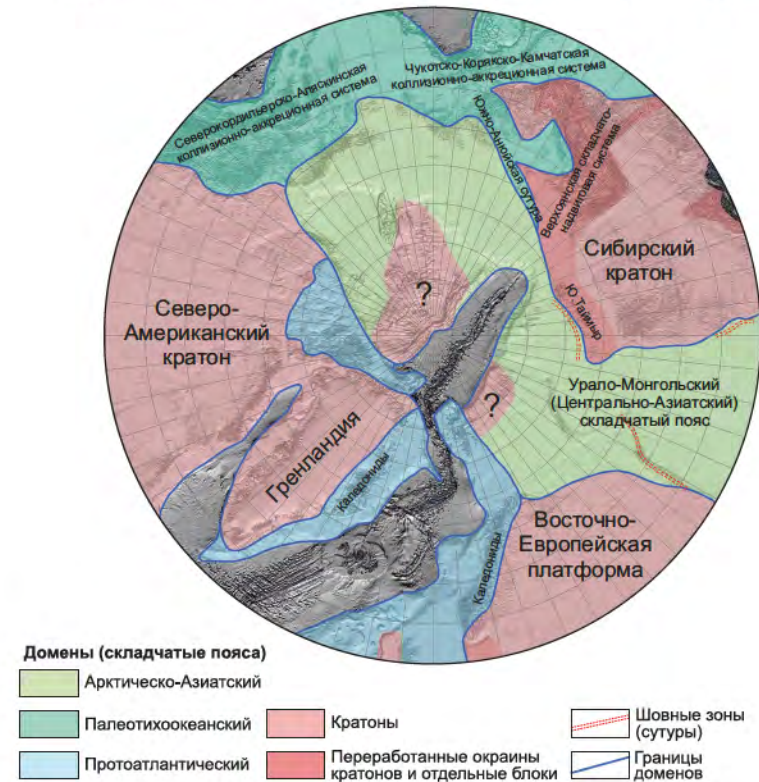
Палеозойские аргиллиты, перекрытые с угловым несогласием нижнемеловыми покровами базальтов, о. Беннетта, арх. Новосибирские острова (фото М. К. Косько)

**Т**ектоническое районирование Арктики показывает отчетливую связь между геологическими структурами, типами коры и возрастом консолидированного фундамента. В тектонической эволюции Арктики выделяются несколько главных этапов складчатости: байкальская, или тиманская (поздний венд – ранний кембрий); элсмирская (поздний девон – ранний карбон); чукотская, или брукская (конец раннего мела), и зурекская (средний эоцен). Каждая эпоха сопровождалась закрытием палеоокеанических бассейнов и завершалась формированием складчатых поясов.

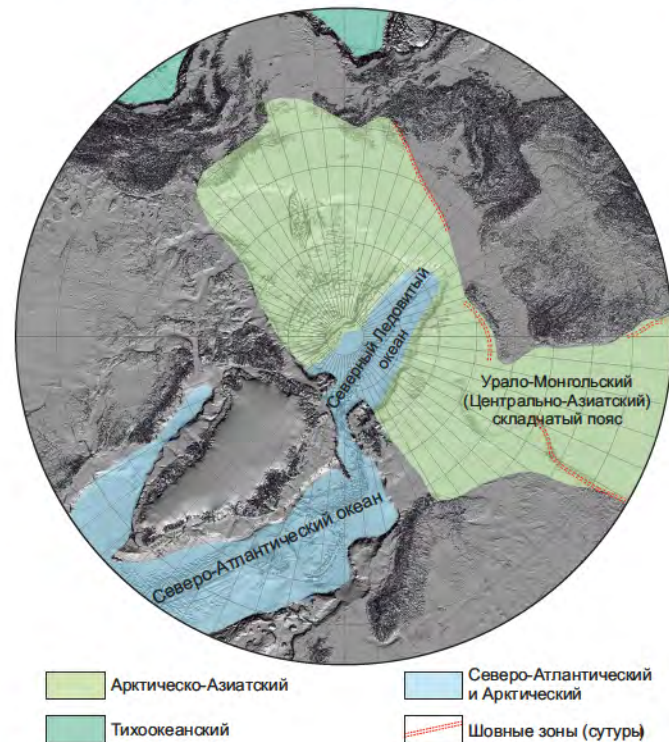
Развитие литосферных структур Восточной Арктики прошло под влиянием трех океанов (Палео-Азиатского, Атлантического, Тихого) и тесно связано с их тектонической историей, которая четко проявляется в палеотектонических реконструкциях.

Палео-Азиатский океан был связан с Тихим через Полярный Урал и Таймыр. После закрытия этого палеоокеана в конце палеозоя и формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса расположение зарождающихся континентальных и океанических структур предопределило дальнейшую тектоническую историю Восточной Арктики в мезозое.

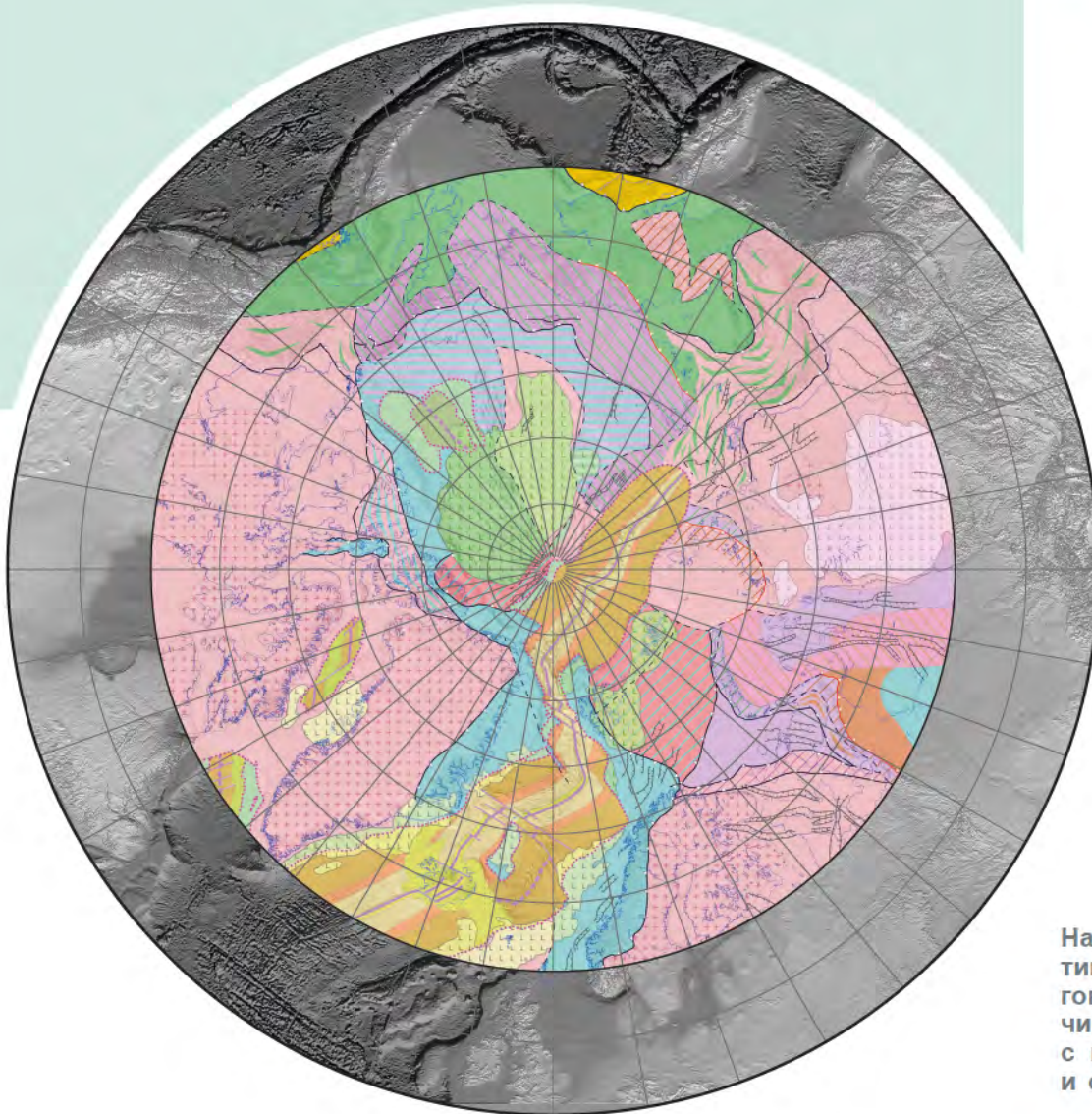
Карта тектонических доменов Циркумполярной Арктики

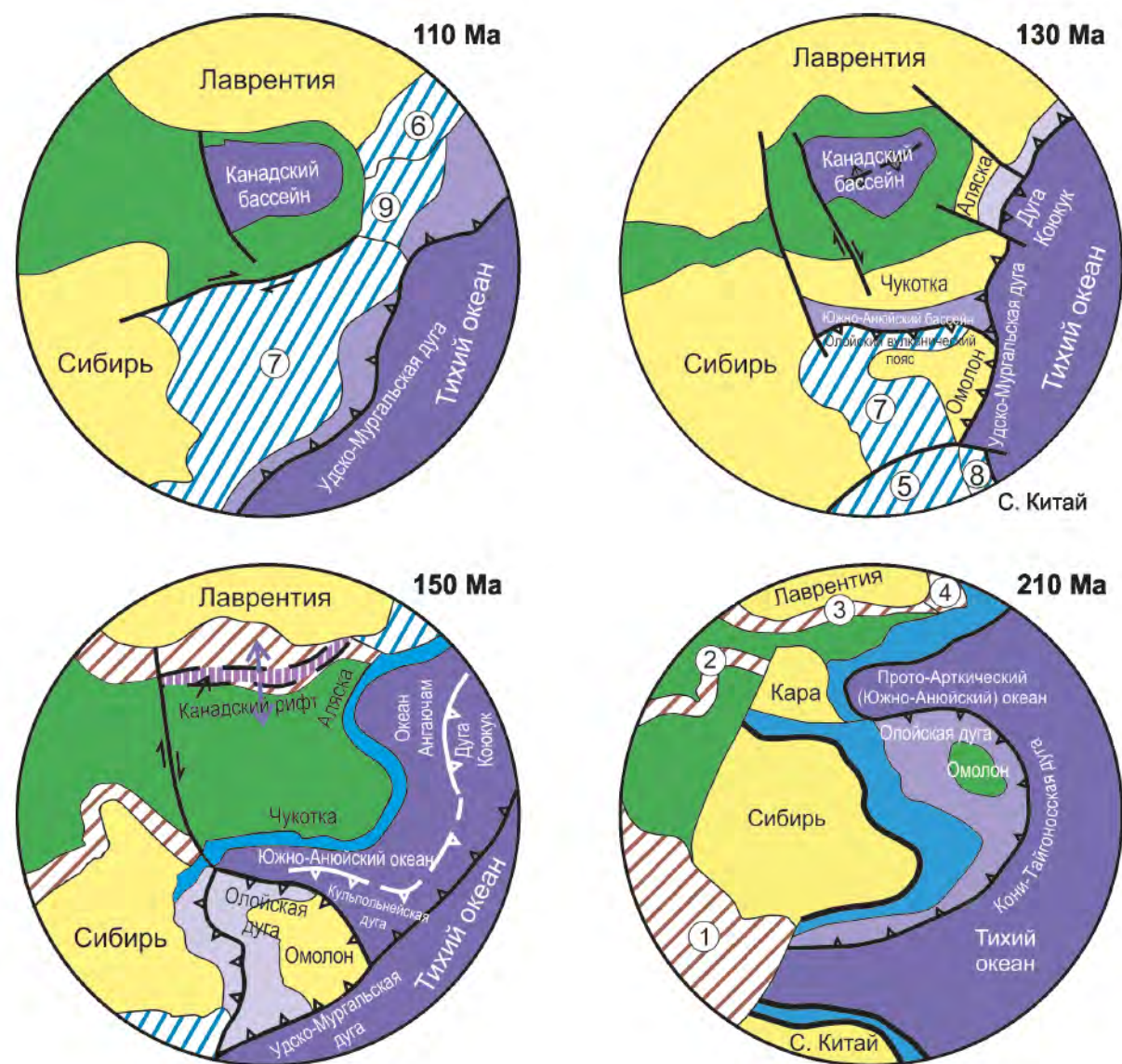


Карта взаимоотношений современных океанов и складчатых поясов Арктики













На картах показаны взаимоотношения между доменами с различными типами тектонической эволюции: Индо-Атлантического типа со спредингово-коллизийными процессами (Скандинавские каледониды, Аппалачи, Восточная Гренландия и др.) и Тихоокеанского аккреционного типа – с многочисленными древними и современными островными дугами и окраинными морями (весь Арктическо-Азиатский домен и Тихоокеанский домен Российского Северо-Востока и Дальнего Востока)





## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

 Океанические бассейны	 Переходная зона континент – океан (островные дуги и задуговые бассейны)	 Кратоны и континенты
 Пассивные окраины	 Эпиконтинентальные морские бассейны	 Рифтовые зоны
 Палеозойские складчатые пояса	 Зоны субдукции (белым цветом показаны внутрокеанические зоны)	
 Мезозойские складчатые пояса	 Зоны спрединга	

Палеозойские складчатые пояса: 1 – Палео-Азиатский; 2 – Уральский; 3 – Элсмирский; 4 – Кордильерский

Мезозойские складчатые пояса: 5 – Монголо-Охотский; 6 – Кордильерский; 7 – Верхояно-Колымский; 8 – Сихотэ-Алинский; 9 – Аляскинский.

Составил С. Д. Соколов с использованием материалов [Лаверов и др., 2013]

Схемы тектонической эволюции Арктики в мезозое

Сохранившаяся тихоокеанская ветвь Палео-Азиатского океана (Прото-Арктический океан) соседствовала с Тихим океаном, влияние которого ярко проявлено в геодинамических условиях активной окраины с образованием островных дуг и задуговых бассейнов.

В то же время в тектонической эволюции Арктики процессы растяжения, типичные для Атлантики, привели к формированию пассивных окраин. Для Восточной Арктики влияние Атлантического океана наибольшее значение приобретает в кайнозое, когда формируется Евразийский океанический бассейн.

Таким образом, структуры Восточной Арктики, сформированные под воздействием и наложением различных геодинамических режимов (пассивной Атлантической и активной Тихоокеанской окраин, закрытия Палео-Азиатского океана), предопределили мезозойскую историю этого региона и пространственное расположение континентальных и океанических областей.

Формирование основных типов тектонических арктических структур, такими, как мы их наблюдаем сегодня, началось с раннего мезозоя.

К раннему мезозою (210 млн лет назад) уже был закрыт Уральский палеоокеан, а на его месте – соединении Евроамерики с Сибирью – сохранился океанический бассейн (Прото-Арктический океан) в виде крупного залива Пацифики [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Lawver, Grantz, Gahagan, 2002; Sokolov et al., 2014; Sokolov, Tuchkova, 2015]. Прото-Арктический океан объединял океанические бассейны Южно-Аньюйский и Ангаючам.

Северная американская континентальная окраина была пассивной. Триасовые отложения, для которых характерны турбидиты, накапливались на шельфе, континентальном склоне и подножье [Тучкова, 2011]. Состав песчаников [Tuchkova et al., 2014] указывает на континентальный источник сноса, которым в разных реконструкциях могла быть Гиперборейская платформа [Шатский, 1935], Арктида [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990] или Крокерленд [Embry, 1993].

В конце перми и начале триаса на севере Сибирского континента широко проявился внутриплитный трапповый вулканизм. В это же время пассивная арктическая окраина Чукотки подверглась деструкции [Tectonics..., 1980; Ledneva, Pease, Sokolov, 2011]. Для пермско-нижнетриасовых отложений Чукотки характерны многочисленные силлы и гипабиссальные тела диабазов, габбро и долеритов. Локально встречаются туфы и базальты, имеющие геохимическое сходство с траппами Сибирской платформы [Ledneva, Pease, Sokolov, 2011; Ledneva et al., 2014]. Процессы растяжения и деструкции континентальной коры были связаны с плюмовой тектоникой и распадом Пангеи [Sokolov et al., 2014].

Южная сибирская окраина Южно-Аньюйского океанического бассейна была активной. Вдоль конвергентной границы располагались Алазейско-Олойские островодужные террейны [Sokolov et al., 2014; Ганелин, 2015]; на границе с Пацификой – Кони-Тайгоноская (Кони-Мургальская [Парфенов и др., 1993]) островная дуга [Соколов, 1992; Соколов, Тучкова, 2015]. В тылу конвергентной границы существовала система краевых морей и островных дуг с Омолонским и Охотским микроконтинентами.

В триасовых отложениях пассивной окраины Сибири отмечается смена мелководных шельфовых фаций более глубоководными континентального склона и подножья в восточном направлении [Парфенов и др., 1993]. По своим литологическим особенностям они существенно отличаются от триасовых отложений Чукотки и накапливались на разных континентальных окраинах [Tuchkova et al., 2014].

На рубеже средней и поздней юры и в поздней юре (163–145 млн лет) произошли существенные перестройки в континентальных и океанических структурах. Между Сибирью и Тихим океаном существовали две зоны конвергенции. На северо-западе Пацифики вдоль новой конвергентной границы образовалась Удско-Мургальская островодужная система, под которую субдуцировала океаническая литосфера Тихого океана. В Верхоянье вблизи Сибирского континента возникла Уяндина-Ясачненская островная дуга [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990]. Субдукция вызвала перемещение и аккрецию террейнов Колымской петли и последующую коллизию Колымо-Омолонского супертеррейна [Парфенов и др., 1993].

В оксфорд-киммеридже (163–152 Ma) спрединг в Прото-Арктическом (Южно-Аньюйском) океане сопровождался внутриокеанической субдукцией в Кульполнейской островной дуге [Соколов и др., 2015]. С волжского времени начинается новый этап в тектонической эволюции океана. Он стал закрываться и превратился в синколлизийный Южно-Аньюйский бассейн, заполнявшийся терригенными осадками. В это же время произошла перестройка конвергентной границы с Сибирью и на амальгамированных террейнах Колымской петли образовался Олойский вулканический пояс. Субдукция вызвала сокращение турбидитового океанического бассейна. После аккреции Кульпольнейской дуги начала субдуцироваться континентальная литосфера Чукотского микроконтинента, завершившаяся его коллизией с активной окраиной Сибири.



Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)

На Аляске океаническая кора бассейна Ангаючам поглощалась в зоне субдукции островной дуги Коюкук [Moore et al., 1994; Plafker & Berg, 1994; Nokleberg et al., 2000]. Время существования дуги охватывает интервал 160–120 млн лет.

Поглощение океанической литосферы в южном направлении в зонах субдукции островных дуг Кульполней, Коюкук и Олойского вулканического пояса вызвало растяжение, раскол и отрыв микроплиты Чукотка-Аляска от континентальной окраины Арктической Канады. Рифтогенез начался в ранней юре и завершился образованием океанической коры Канадского бассейна [Embry, 1993; Grantz et al., 1990, 2011]. Согласно [Shephard et al., 2003; Grantz et al., 2011b], рифтогенез продолжался в интервале 195–142 млн лет, а спрединг – 142–126 (или 120) млн лет.

Следует отметить синхронность в готерив-барреме процессов сокращения и закрытия океана и спрединга в Канадской котловине. С завершением коллизии и формированием Южно-Аньюйской сутуры на Чукотке и сутуры Кобук на Аляске прекратился спрединг в Канадском бассейне.

Южно-Аньюйская сутура сформирована в начале апта. Возраст постколлизионных гранитов 117–108 млн лет [Катков, Миллер, Торо, 2010]. В результате коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири была сформирована арктическая окраина Евразии в Восточной Арктике. Крупный континентальный блок, включающий Чукотку, шельф с островами и структуры Центрально-Арктических поднятий (Менделеева, Чукотское плато), причленился и вошел в состав Азиатского континента [Sokolov et al., 2014; Sokolov, Tuchkova, 2015].

Позднее, в апт-альбе, в условиях растяжения образовались Айнакургенская, Нутесынская и другие орогенные впадины, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями, и произошел рост

гранитно-метаморфических куполов [Bering..., 1997; Лучицкая и др., 2010]. Этот этап развития в Арктике характеризуется интенсивным внутриплитным вулканизмом (HALIP) и континентальным рифтогенезом. В рассматриваемом регионе начинается формирование Южно-Чукотского прогиба [Вержбицкий и др., 2013; Miller, Verzhbitsky, 2009] и синрифтовых комплексов котловины Подводников и Чукотского плато [Арктический..., 2017]. Начиная с апт-альба в Восточной Арктике завершилось формирование мезозойских складчатых поясов. Положение и соотношение континентов в пространстве приобрело современные очертания. На тихоокеанской окраине Евразии возник Охотско-Чукотский вулканический пояс (поздний альб – ранний кампан). С этого времени в Восточной Арктике преобладал геодинамический режим регионального растяжения и термального погружения. Выделяются несколько этапов рифтогенеза, связанных с формированием Северного Ледовитого океана [Drachev, 2011; Grantz et al., 2011b; Арктический..., 2017].

В самом конце мела – начале палеогена возникло формирование Евразийского океанического бассейна. В результате хр. Ломоносова стал удаляться от Баренцево-Карской континентальной окраины. Первый этап рифтогенеза охватывает интервал поздний мел – ранний эоцен (80–55 млн лет), второй этап – конец среднего миоцена – поздний миоцен [Franke et al., 2001; Drachev, 2011]. В Канадской котловине в позднем мелу накапливался осадочный чехол большой мощности [Mosher et al., 2012].

На сейсмических профилях через евразийскую окраину Восточной Арктики отчетливо видны структуры растяжения в виде разновозрастных грабенов и полуграбенов [Jokat, 2003; Арктический..., 2017]. Выделяются субмеридиональные структуры, продолжающиеся с суши на шельф и в глубоководную часть [Виноградов и др., 2016]. В сейсмических разрезах выделяются нижнемеловое, брукское,



Восточный Таймыр (фото А. Н. Ларионова)



Высадка на вертолете участников экспедиции на о. Бельковский, арх. Новосибирские острова (фото С. В. Юдина)

посткампанское, предмиоценовое и мессинское несогласия. Растяжение континентальной коры периодически сопровождалось вулканической деятельностью. Вулканыты, драгированные и пробуренные в поднятии Альфа-Менделеева, соответствуют континентальным базальтам [Mukasa et al., 2009; Морозов и др., 2013]. В котловине Подводников выделяются раннемеловой синрифтовый комплекс, одновозрастный первой стадии вулканизма HALIP (130–110 млн лет), и позднемеловой, ассоциирующий с последней стадией HALIP (90–80 млн лет). Наряду с общим режимом растяжения на континентальных окраинах Арктической Канады и Аляски происходило формирование складчато-надвиговых структур. На Северной Аляске в результате средне-позднемеловых и раннекайнозойских деформаций южный фланг Колвиллского бассейна причленился к складчатому поясу Брукса [Moore, 2002]. Треки апатитов определяют время деформаций 60, 45 и 23 млн лет [O'Sullivan, Murphy, Blythe, 1997].

Коллизия Гренландии и Элсмирских островов в палеоцене и эоцене (Эврекская деформация) продуцировала накопление обломочных отложений в Свердрупском бассейне и формирование складчато-надвиговых структур в восточной части бассейна [Harrison, Mayr, 1999; Von Gosen & Piepjohn, 2003].

При разработке тектонических моделей необходимо объяснить, почему раскрытие Евразийского бассейна в кайнозое сопровождалось растяжением в Восточной Арктике. Попытки объяснить подобный геодинамический режим компенсацией в зоне субдукции [Зоненшайн и др., 1990; Scotese et al., 2011] оказались несостоятельными после выяснения состава и возраста вулканических хр. Альфа и поднятия Менделеева.

Анализ геолого-геофизической информации, в том числе данных сейсмической томографии для Северной Пацифики и Арктики, позволил предложить новую геодинамическую модель, разработанную сотрудниками Российской академии наук [Лобковский, 2011; Лобковский и др., 2011; Лаверов и др., 2013].

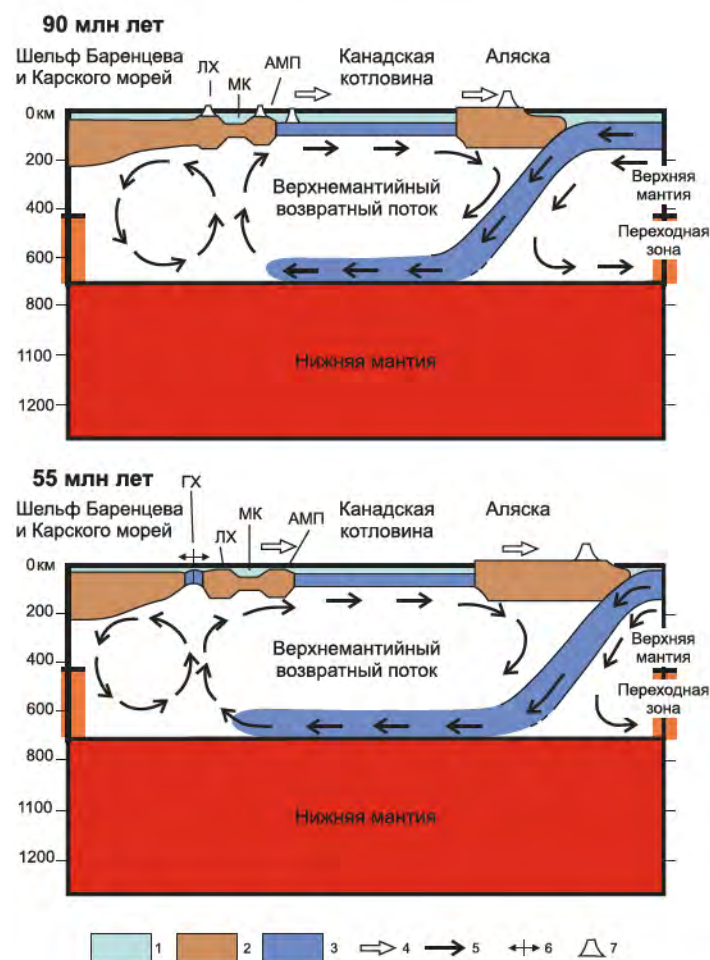
Данные сейсмической томографии для Северо-Восточной Азии и северо-западной части Тихого океана свидетельствуют о том, что погружающееся в зону субдукции холодное вещество, достигая переходной зоны между верхней и нижней мантиями, меняет направление своего движения и далее переходит в протяженный горизонтальный слой холодного мантийного вещества, который распространяется на расстояния в первые тысячи километров под Евразийский континент [Жао и др., 2010]. При этом возникает возвратный восходящий верхнемантийный поток, который создает эффект волочения литосферы Арктики в сторону Тихого океана и обеспечивает региональное субширотное растяжение, начавшееся в апт-альбе [Лобковский, 2011; Лобковский и др., 2011; Лаверов и др., 2013]. В результате происходит отрыв от Баренцево-Карской окраины блоков в виде поднятий Альфа и Менделеева. Отрыв и последующее отодвигание поднятий Альфа и Менделеева сопровождалось рифтогенным расширением бассейнов Макарова и Подводников и происходили в интервале времени от 110 до 60 млн лет.

Позднее, в кайнозое, начинается раскрытие Евразийского бассейна с образованием системы субмеридиональных грабенов и горстов.



Геодинамическая модель Южно-Арктической сутуры

1) Северная (Северо-Американская) окраина Прото-Арктического океана являлась пассивной, а южная (Сибирская) – активной. На юге имелось две зоны субдукции – Олойский вулканический пояс вдоль Алазейско-Олойской конвергентной окраины и Кульпольнейская энсиматическая дуга. Чукотский микроконтинент представлял собой перемещенный блок Северо-Американского континента. 2) Во время коллизии пассивная окраина Чукотского микроконтинента была субдуцирована под активную окраину Северо-Азиатского континента. 3) В результате коллизии большой континентальный блок (Чукотский микроконтинент, включающий Чукотский полуостров, Чукотское плато, поднятие Менделеева, бассейн Подводников) был причленен к Сибири и стал частью Евразии



Модель верхнемантийной ячейки под континентом, вызванной процессом субдукции Тихоокеанской литосферы, для Арктического региона [Лаверов и др., 2013]

1 – вода; 2 – континентальная литосфера; 3 – океаническая литосфера; 4 – вектор движения континентального блока в сторону Тихоокеанской зоны субдукции, связанного с конвекционной ячейкой верхней мантии; 5 – направления потоков верхней мантии и переходной зоны; 6 – ось спрединга Евразийского бассейна; 7 – проявления магматизма. Сокращения: АМП – поднятие Альфа-Менделеева, GX – хребет Гаккеля, ЛХ – хребет Ломоносова, МК – котловина Макарова



Дислоцированные отложения ордовика, р. Матусевича, о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля (фото А. М. Никишина)

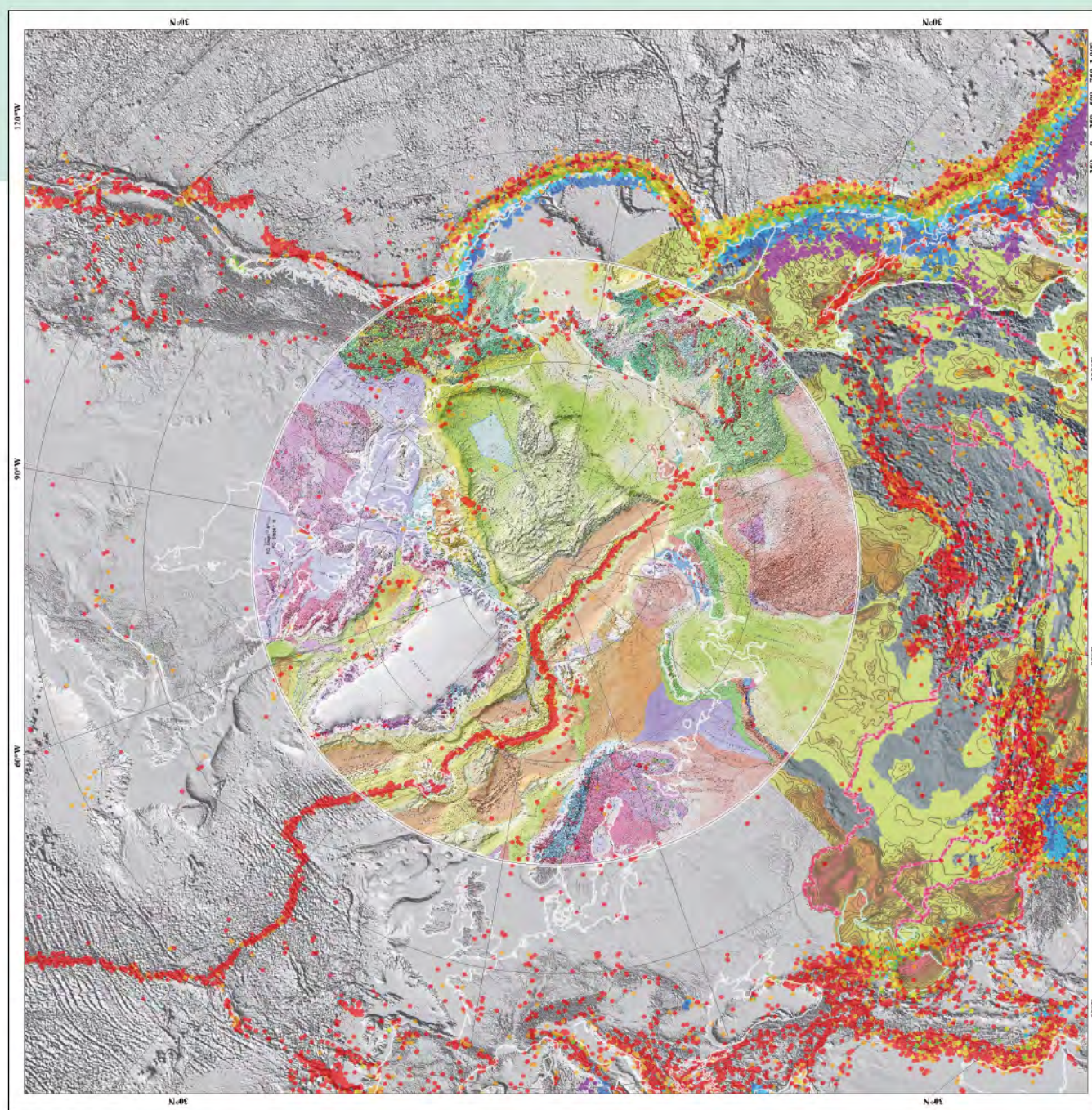


Основным достижением геологических и тектонических исследований в рамках работ по созданию Тектонической карты Арктики (TeMAr) и тектоностратиграфических атласов восточных районов России и север-востока Атлантического региона [Норрег et al., 2014] является *современная плейт-тектоническая модель Арктического региона*.

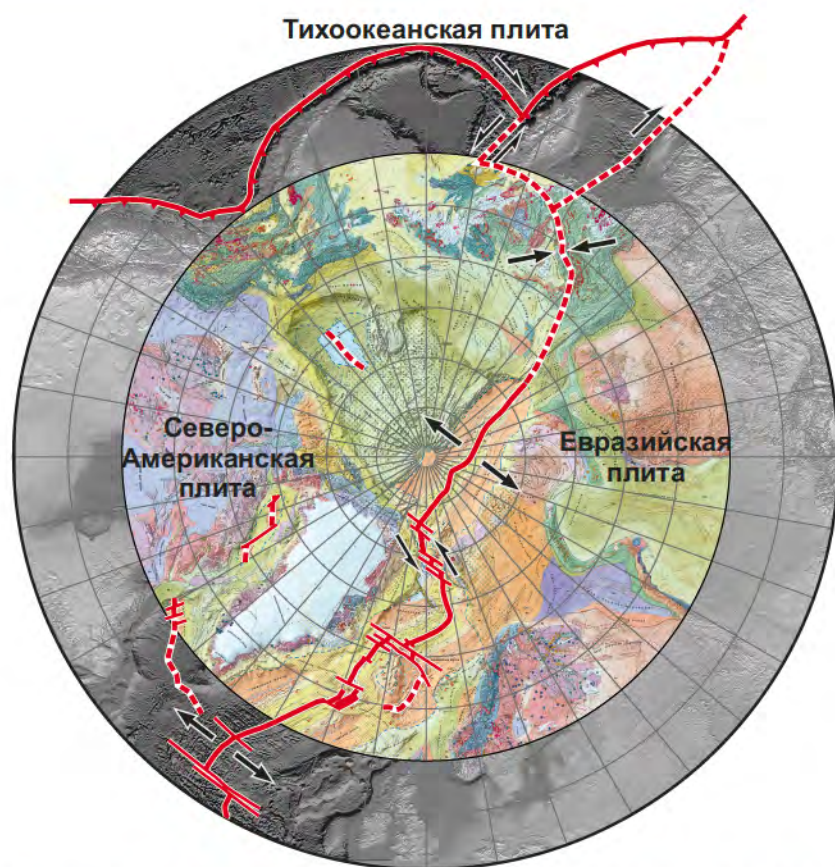
Тектоническая модель Арктического региона основывается на данных по современной сейсмичности, являющейся индикатором всех современных тектонических процессов по границам литосферных плит. Пояса мелкофокусных землетрясений в зоне спрединга Срединно-Атлантического хребта и хр. Гаккеля на границе Северо-Американской и Евразийской литосферных плит образуют узкую

цепочку сейсмической активности, для которой характерно неглубокое залегание очагов землетрясений – не более 45 км. Широкая полоса широкофокусных землетрясений очерчивает границы Тихоокеанской океанической литосферной плиты. Здесь находятся самые глубокие очаги землетрясений, до 300 км и глубже. На континентальном шельфе моря Лаптевых и суше Северной Евразии граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит почти не выражена; здесь отмечается рассеянная мелкофокусная сейсмическая активность, имеющая площадное распределение эпицентров ([www.iris.edu](http://www.iris.edu)).

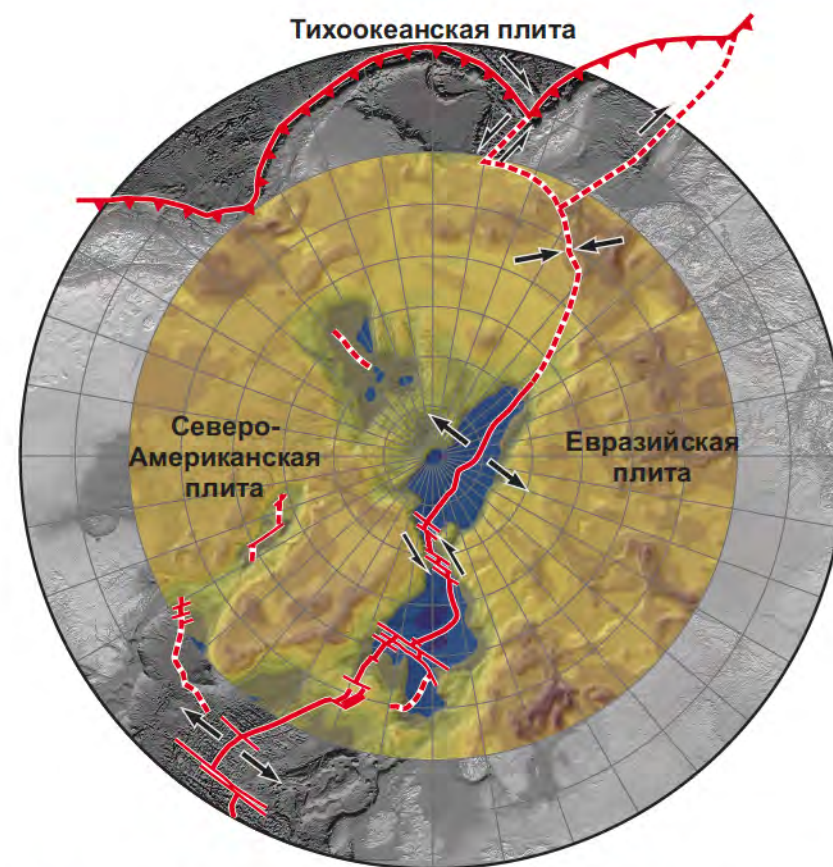
Согласно современной плейт-тектонической модели, современное тектоническое строение Арктики определяется взаимодействием



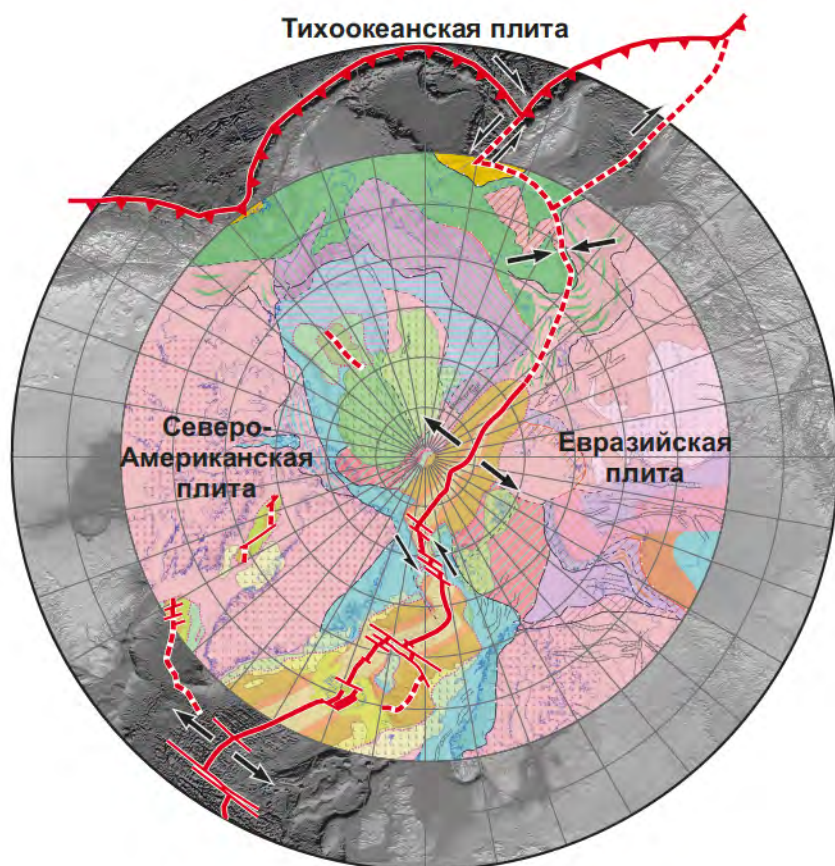
Тектоническая карта Арктики, совмещенная с картой рельефа и схемой современной сейсмичности



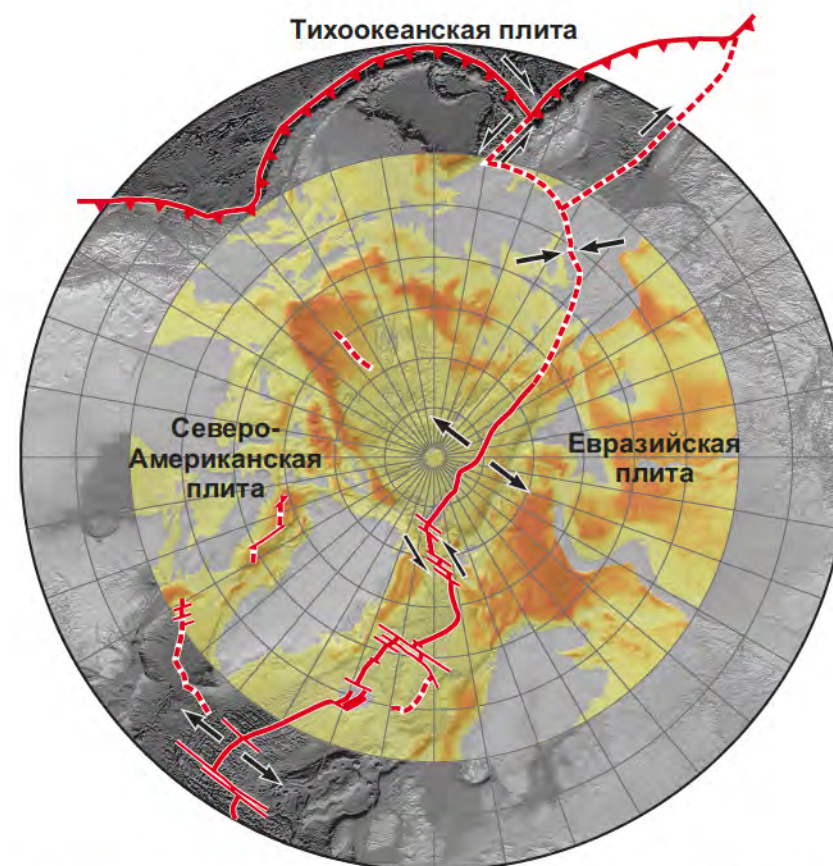
Тектоническая карта Арктики, совмещенная с картой рельефа, показывающая положение границ литосферных плит: двух континентальных (Северо-Американской и Евразийской) и одной океанической (Тихоокеанской)



Карта мощности земной коры, демонстрирующая, что земная кора в котловинах Макарова, Подводников и Канадской имеет строение, характерное для глубоких осадочных бассейнов, таких как в Южно-Баренцевской или Прикаспийской впадинах



Тектоническое районирование Арктики с границами литосферных плит



Карта мощности осадочного чехла Циркумполярной Арктики

трех литосферных плит: двух континентальных: Северо-Американской и Евразийской и Тихоокеанской океанической.

Тихоокеанская океаническая плита, погружаясь с разной скоростью под Северо-Американскую и Евразийскую, во многом определяет кинематику и возраст границ литосферных плит. Об этом свидетельствует разный характер субдукционных зон на восточном и западном побережьях Тихоокеанской плиты.

На западном побережье наблюдается взаимодействие Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит с образованием активных островных дуг и окраинных бассейнов. Для восточной окраины Тихого океана характерны субдукционные процессы Андийского типа с пологим погружением океанической плиты и формированием береговых хребтов. Возраст пограничных окраин Тихоокеанской океанической плиты со стороны Северо-Американской и Евразийской литосферных плит различен, что обусловлено выраженной асимметричностью расположения Тихоокеанского срединно-океанического хребта. С Евразийской плитой граничит древняя юрско-меловая часть Тихоокеанской плиты, а с Северо-Американской – палеоген-неогеновая.

В связи с разными скоростями погружения Тихоокеанской океанической плиты под Северо-Американскую и Евразийскую континентальные плиты положение границы между последними менялось в интервале позднего мезозоя и кайнозоя. В раннемеловое время граница между Северо-Американской и Евразийской плитами проходила по зарождающемуся континентальному рифту в пределах современной Канадской котловины. Эта граница четко разделяет окраинные бассейны Евразийской и Северо-Американской плит. С этим этапом геодинамического развития Арктики связано формирование высокоширотной ранне- и позднемеловой магматической провинции, представленной проявлениями толеитового и щелочного магматизма в районе Свальбарда, на Земле Франца-Иосифа, в Арктической Канаде и на поднятии Альфа-Менделеева.

В раннем палеогене изменение кинематики Северо-Американской и Евразийской плит привело к формированию молодого Арктического океана в пределах хр. Гаккеля, котловин Нансена и Амундсена. Начальная стадия континентального рифтогенеза и образование новой границы Северо-Американской и Евразийской литосферных плит фиксируется проявлениями щелочного магматизма, в том числе на севере Гренландии и Новосибирских островах.

Котловины Нансена и Амундсена подстилаются молодой океанической корой. Тонкая (6–8 км) земная кора в котловине Амундсена имеет двухслойную структуру [Petrov et al., 2016]. Относительно тонкий низкоскоростной слой (предположительно образованный осадочными породами с прослоями базальтов) перекрывает тонкую кристаллическую кору, которая по своим скоростным параметрам соответствует нижней мафической коре. Такая мощность земной коры и ее строение характерны для океанов, так же как и большие глубины моря, которые в котловине Амундсена достигают 4 км.

Современная граница Северо-Американской и Евразийской континентальных плит прослеживается в море Лаптевых по серии рифтовых впадин – Усть-Ленской, Южно-Лаптевокоморской, Омолойской

и другими, заложенными в позднем мелу и палеогене. В континентальной части северо-востока России граница литосферных плит проходит по Момской рифтогенной зоне, которая представляет собой серию линейно вытянутых в северо-западном направлении неотектонических палеоген-неогеновых впадин с проявлениями кайнозойского щелочно-габброидного магматизма.

На *краевой части Евразийской плиты* в пределах Баренцево-Карской пассивной окраины земная кора мощностью 35–40 км имеет трехслойное строение [Petrov et al., 2016; Сакулина и др., 2015, Сакулина и др. 2016; Roslov et al., 2009; Sakoulina et al., 2000]. Мощный осадочный чехол подстилается кристаллической и представленной верхней низкоскоростной и, по-видимому, в основном кислой корой и нижней более высокоскоростной и, возможно, более мафической корой. Такая мощность и строение характерны для земной коры мелководных окраинных континентальных морей.

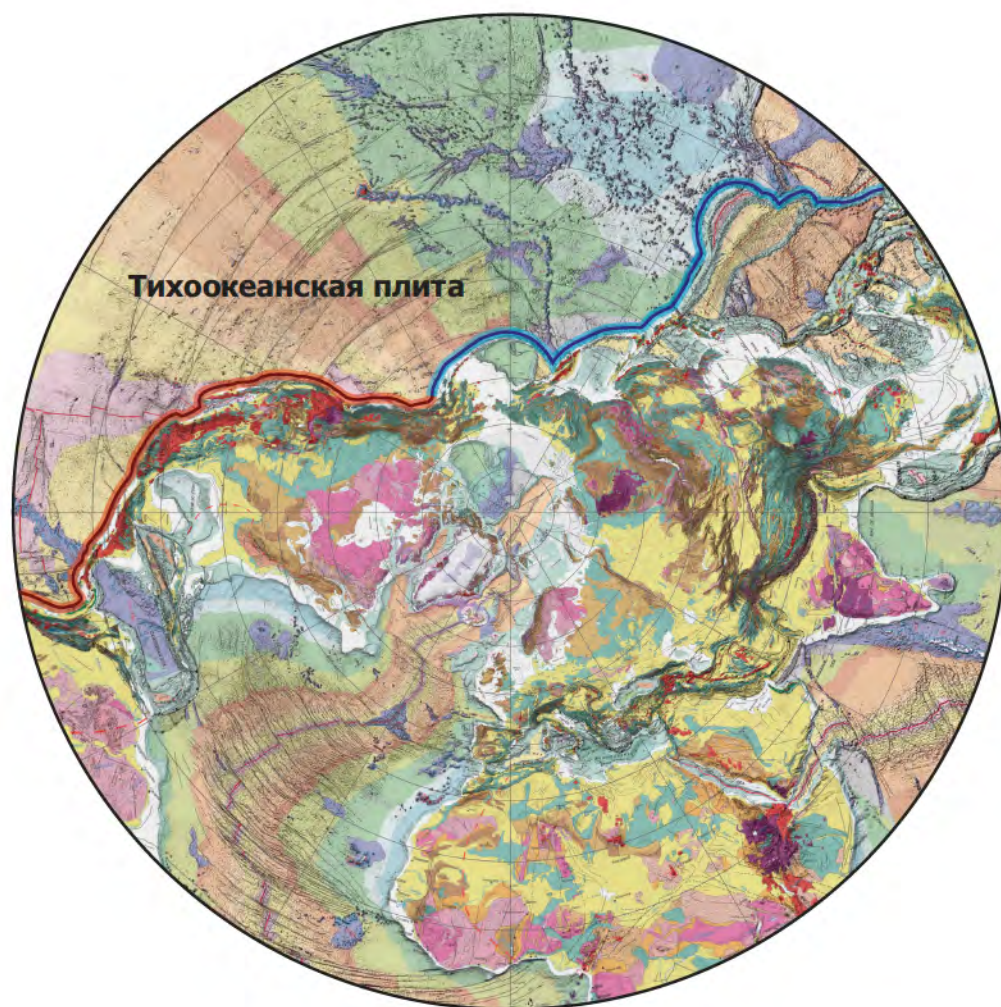
В *пределах краевой части Северо-Американской плиты* расположен Американо-евразийский бассейн, включающий область Центрально-Арктических поднятий. Бассейн подстилается корой континентального типа и осложнен глубоководными рифтогенными котловинами Подводников и Макарова.

Земная кора поднятий Альфа и Менделеева в последние годы изучалась с помощью российских и канадских профилей глубинного сейсмического зондирования [Petrov et al., 2016; Поселов и др., 2011; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Funck et al., 2011; Кашубин и др., 2016; Kashubin et al., 2018]. Было установлено, что земная кора поднятий Альфа и Менделеева аналогична земной коре хр. Ломоносова, но имеет большую мощность (32–34 км по сравнению с 17–19 км на хр. Ломоносова) из-за увеличенной мощности нижней коры. Это, по всей вероятности, связано с магматическим андерплейтингом, что в свою очередь привело к внутриплитному базитовому вулканизму и образованию HALIP в этой части Арктики.

Земная кора на хр. Ломоносова была изучена как в центральной части Северного Ледовитого океана, так и в районах его примыкания к Гренландии и Восточной Сибири. Российские и датско-канадские исследования показали наличие промежуточного (метаосадочного) комплекса и двухслойную структуру кристаллической коры под осадочным чехлом [Поселов и др., 2011; Jackson & Dahl-Jensen, 2010]. Общая мощность земной коры на хр. Ломоносова составляет 17–19 км. В настоящее время континентальная природа хр. Ломоносова признана большинством исследователей Арктики [Jokat, 2005; Mooney, 2007].

Земная кора котловины Подводников обладает меньшей мощностью по сравнению с корой окружающих ее поднятий и достигает 14–27 км. Однако ее кристаллическая часть также имеет двухслойное строение. Наиболее вероятным объяснением является рифтовая природа осадочного бассейна котловины, который образовался в результате растяжения континентальной коры с последующим ее погружением на глубины до 3,5–4 км [Petrov et al., 2016; Кашубин и др., 2013; Lebedeva-Ivanova et al., 2011].

Таким образом, было установлено, что Амеразийский бассейн подстилается в основном континентальной корой, в разной степени



Геологическая карта Северного полушария, составленная Комиссией по Геологической карте мира (CGMW) с зонами субдукции Тихоокеанской плиты, погружающейся под Североамериканскую (красная линия) и Евразийскую (синяя линия) плиты

уточенной и переработанной меловым трапповым базальтовым магматизмом, и характеризуется мозаичным магнитным полем. Реликт океанической коры мелового возраста в Американо-Сибирском бассейне предполагается лишь на ограниченной площади в центральной части Канадской котловины (по скоростям преломленных волн) и, возможно, в котловине Макарова – по данным канадских и американских исследователей (Miller et al., 2017).

Полученные результаты отражены на карте мощности земной коры Циркумполярной Арктики (см. раздел 1), которая включает данные сейсмического профилирования и интерполяции, построенной по корреляционной зависимости между глубиной границы Мохо, топографией и гравитационными аномалиями. Выделенные на карте области континентальной коры, редуцированной континентальной коры и океанической коры находят отражение на картах магнитного и гравитационного полей и хорошо согласуются со всеми современными данными, полученными при изучении арктических островов и проведении геологического отбора проб морского дна Арктики.

Анализ мощности земной коры котловин Подводников, Макарова, а также Канадской котловины позволил показать, что эти структуры имеют строение, типичное для внутриконтинентальных глубоководных осадочных бассейнов, таких как Южно-Баренцевоморская или Прикаспийская впадины. На карте мощности осадочного чехла отражено, что в пределах котловин Подводников, Макарова и Канадской котловины осадочный чехол достигает мощности более 6–12 км, как и в Южно-Баренцевоморской и Прикаспийской впадинах, что не является характерным для океанов.

Геологическое опробование подводных эскарпов, проведенное российскими и международными экспедициями в Арктике в период с 2000 по 2016 г., позволило установить, что консолидированный осадочный чехол зоны Центрально-Арктических поднятий сложен терригенно-карбонатными образованиями, имеющими возраст от верхнего венда до перми и формировавшимися в эпиконтинентальных, преимущественно мелководных обстановках. Он перекрывается относительно слаболитифицированными преимущественно терригенными отложениями мезозойско-кайнозойского возраста. Все магматические интрузивные и эффузивные образования представлены платформенной трапповой формацией.

Анализ сейсмических профилей МОВ ОГТ, которые пересекают все важнейшие тектонические структуры акваториальной части восточных районов Российской Арктики, показал *тесные геологические связи глубоководных поднятий Центральной Арктики со структурами прилегающих мелководных шельфов*. Представленные в атласе композитные профили пересекают все важнейшие тектонические структуры восточных районов Российской Арктики.

Композитный сейсмический профиль Es10z22m – AR1401 (протяженностью 1527 км) пересекает шельф Восточно-Сибирского моря и котловину Подводников. Этот профиль иллюстрирует непрерывное прослеживание сейсмических комплексов с шельфа в глубоководную часть Северного Ледовитого океана. Минимальное количество осадков (0–3,0 км) фиксируется на юго-востоке по профилю ES10z22m до пикета 180 км. В районе этого пикета наблюдается серьезное нарушение сейсмической записи. Фундамент в южном блоке на небольших глубинах разбит на блоки; он не имеет постоянного отражающего горизонта, а скорости в нем относительно низкие (от 4,1 до 4,5 км/с). Все эти особенности характерны для молодого киммерийского фундамента. К северу от пикета 180 км отмечается резкое увеличение количества сейсмических комплексов (до 5) и возрастает мощность отложений (до 19 км). Та же структура записи прослеживается далее на север в глубоководную часть Северного Ледовитого океана в котловину Подводников по профилю AR1401 до пикета 700 км.

Сейсмические профили AR1402 и AR1406 были получены ОАО «МАГЭ» в 2014 г. в результате сейсмических работ на научно-экспедиционном судне «Академик Федоров». Композитный профиль, начинаясь на севере Восточно-Сибирского моря (AR1402), пересекает поднятие Де-Лонга, бассейн Подводников, седловину Толля (AR1406), бассейн котловины Макарова и хр. Ломоносова. Разрез по профилю AR1402 – AR1406, так же, как и упомянутый выше профиль

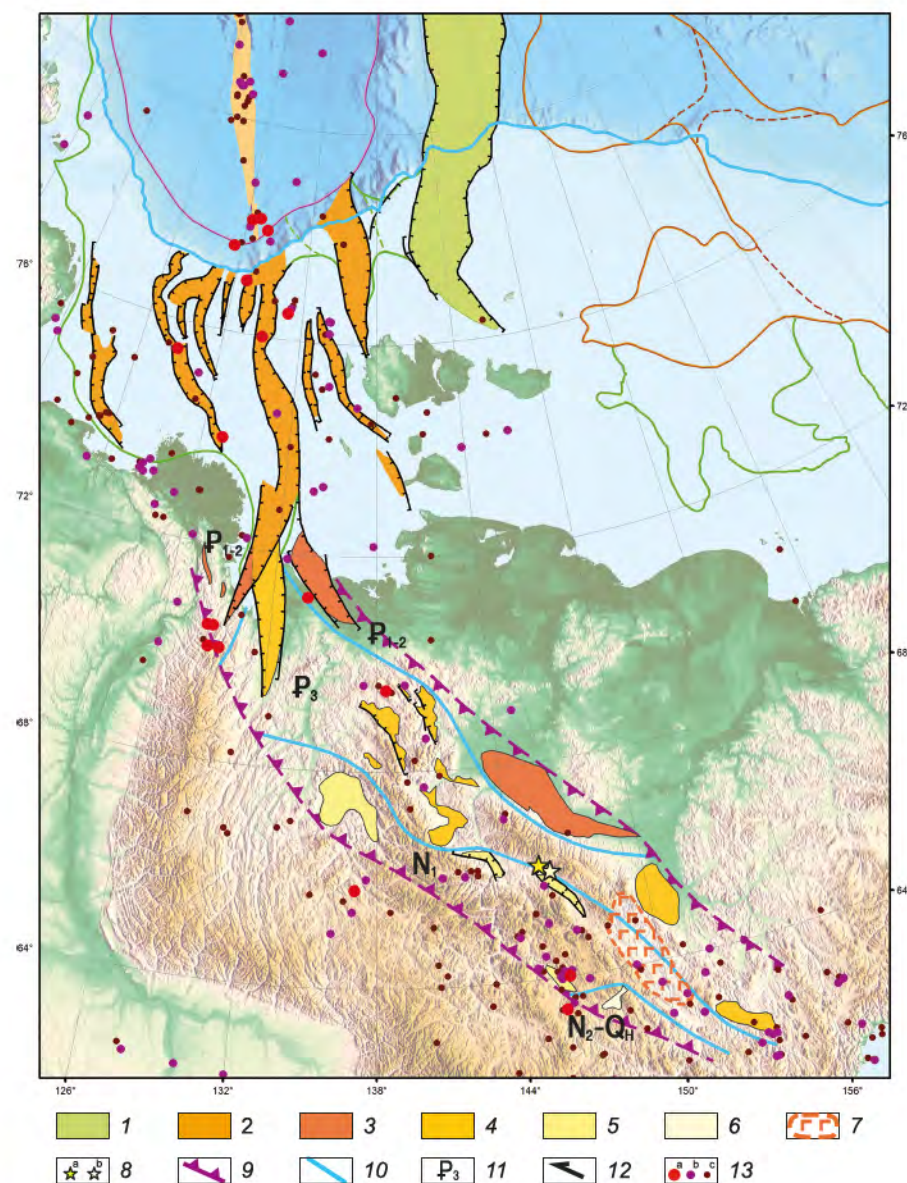
ES10z22m – AR 1401, дает представление о структуре и характеристиках осадочного чехла при переходе от шельфа Восточно-Сибирского моря к глубоководной части Северного Ледовитого океана. Стратиграфический объем докайнозойской части претерпевает значительные изменения: самые большие мощности наблюдаются в пределах бассейнов – Жоховского и Подводников (до 7–8 км). Самый древний комплекс, сложенный карбон-среднепермскими осадками, заключен между фундаментом и горизонтом PU, который картируется только в пределах пикетов 700–725 км, на севере Восточно-Сибирского моря.

Согласно плейт-тектонической модели, область Центрально-Арктических поднятий является окраинной частью Северо-Американской континентальной плиты и все современные тектонические процессы в ее пределах относятся к внутриплитным. В настоящее время можно уверенно утверждать, что осложненный мезо-кайнозойскими структурами неопротерозойский (эпигренвильский) кратон занимает всю полярную область, включая острова, шельфы и Центрально-Арктические поднятия Американо-Азиатского бассейна. Эта плейт-тектоническая модель подтверждает предположения академиков Н.С. Шатского, Ю.М. Пуцаровского, В.Е. Хаина, советских и российских ученых Л.П. Зоненшайна, Л.М. Натапова и других, которые еще в середине прошлого столетия выделили здесь платформу Гиперборея, известную в более поздней литературе как Арктида.

Таким образом, современная плейт-тектоническая модель Арктики основана на совокупности надежных геологических данных по этой территории, полученных за последние 15 лет в результате геолого-геофизических работ геологическими службами, национальными академиями наук и университетами России, США, Канады, Норвегии, Дании, Германии, Франции. Исследования были поддержаны Комиссией ЮНЕСКО по Геологической карте мира (CGMW), Международным союзом геологических наук (IUGS), Международной комиссией по стратиграфии (ICS), а также национальными программами по научному обоснованию расширения континентального шельфа (ECS).

Это в первую очередь данные по современной сейсмичности, которые за последние годы накоплены в Глобальной базе данных по сейсмической активности (Global Seismographic Network – www.iris.edu). Это данные по потенциальным полям, которые легли в основу карт магнитного и гравитационного полей, вошедших в комплект дополнительных карт к Тектонической карте Арктики. Это более 300 сейсмических профилей ГСЗ общей протяженностью свыше 140 000 км, полученных в ходе геофизических национальных и международных исследований континентальных шельфов и глубоководных акваторий Северо-Американской и Евразийской литосферных плит.

Полученные геолого-геофизические материалы нашли отражение в картах мощности земной коры и осадочного чехла. Это результаты комплексного изучения донно-каменного материала и материалов глубоководного бурения с хр. Ломоносова, поднятий Альфа и Менделеева, Чукотского плато (экспедиции «Арктика-2004, -2005, -2012»,



#### Лаптевоморский бассейн и Момская система рифтов

1–6 – возраст заложения впадин: 1 – верхний мел, 2 – палеоген, 3 – палеоцен – эоцен, 4 – олигоцен, 5 – миоцен, 6 – плиоцен – зоплейстоцен; 7 – ареал развития раннезоценового натрового щелочно-габброидного магматизма; 8 – кайнозойские вулканы: *a* – миоценового возраста (вулк. Ураса-Хая), *b* – неоплейстоценового возраста (вулк. Балаган-Тас); 9 – границы Момской рифтовой системы; 10 – границы зон по времени заложения рифтогенных впадин; 11 – возрастные индексы зон; 12 – общее направление сдвиговых движений; 13 – эпицентры землетрясений (*a* – 5,7–8,5; *b* – 4,4–5,6; *c* – 3,0–4,3 балла)

«Polarstern-2006», «Heally-2002» и др.), а также новые данные по геологическому строению, изотопной геохронологии и геохимии осадочных толщ арктических островов и континентальной суши.

Все геологические и геофизические данные, собранные международным сообществом за последние годы, позволили осуществить настоящий информационный прорыв в наших знаниях о глубинном строении Арктического бассейна и явились надежной основой для создания современной плейт-тектонической модели Арктики.

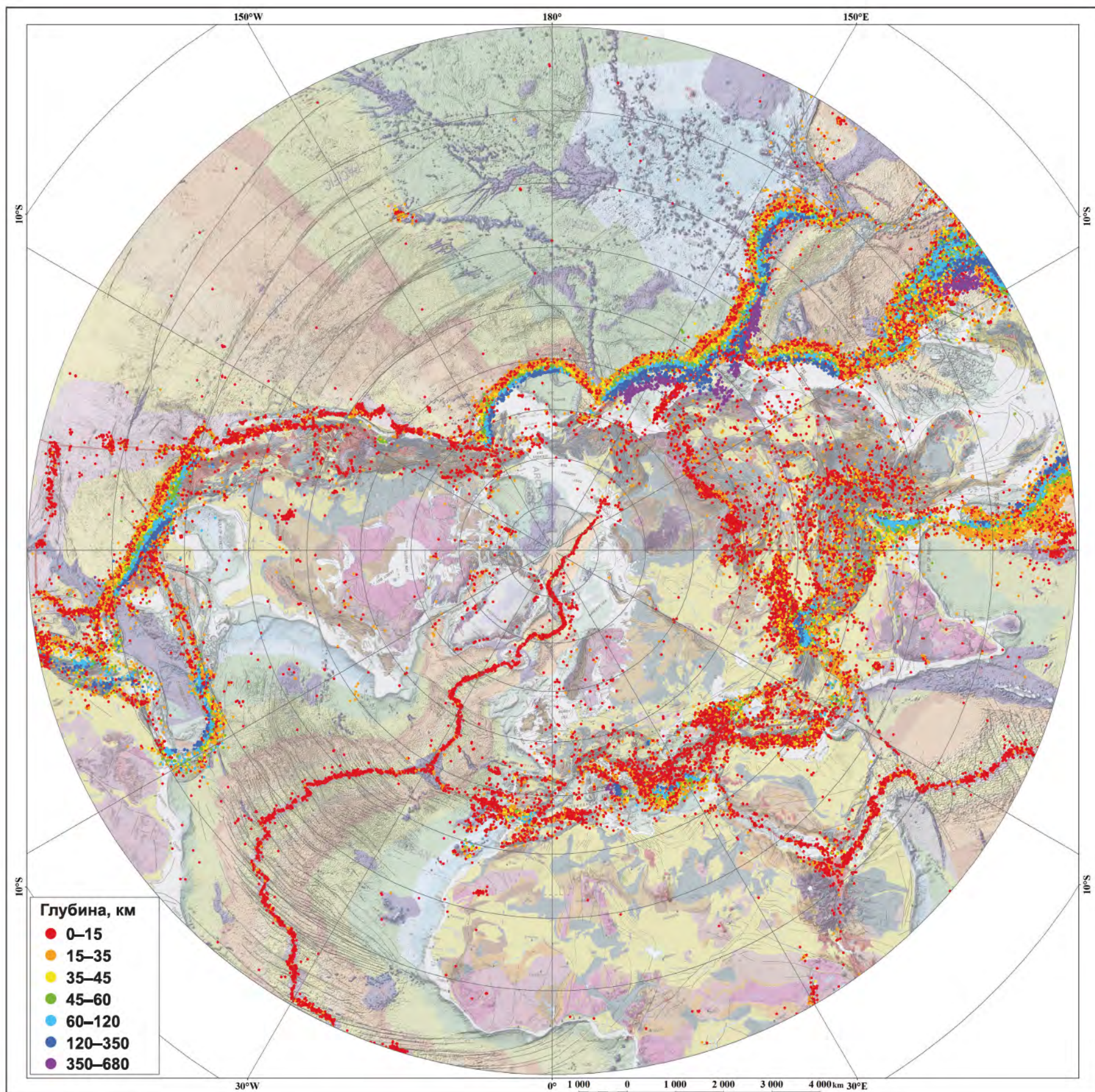
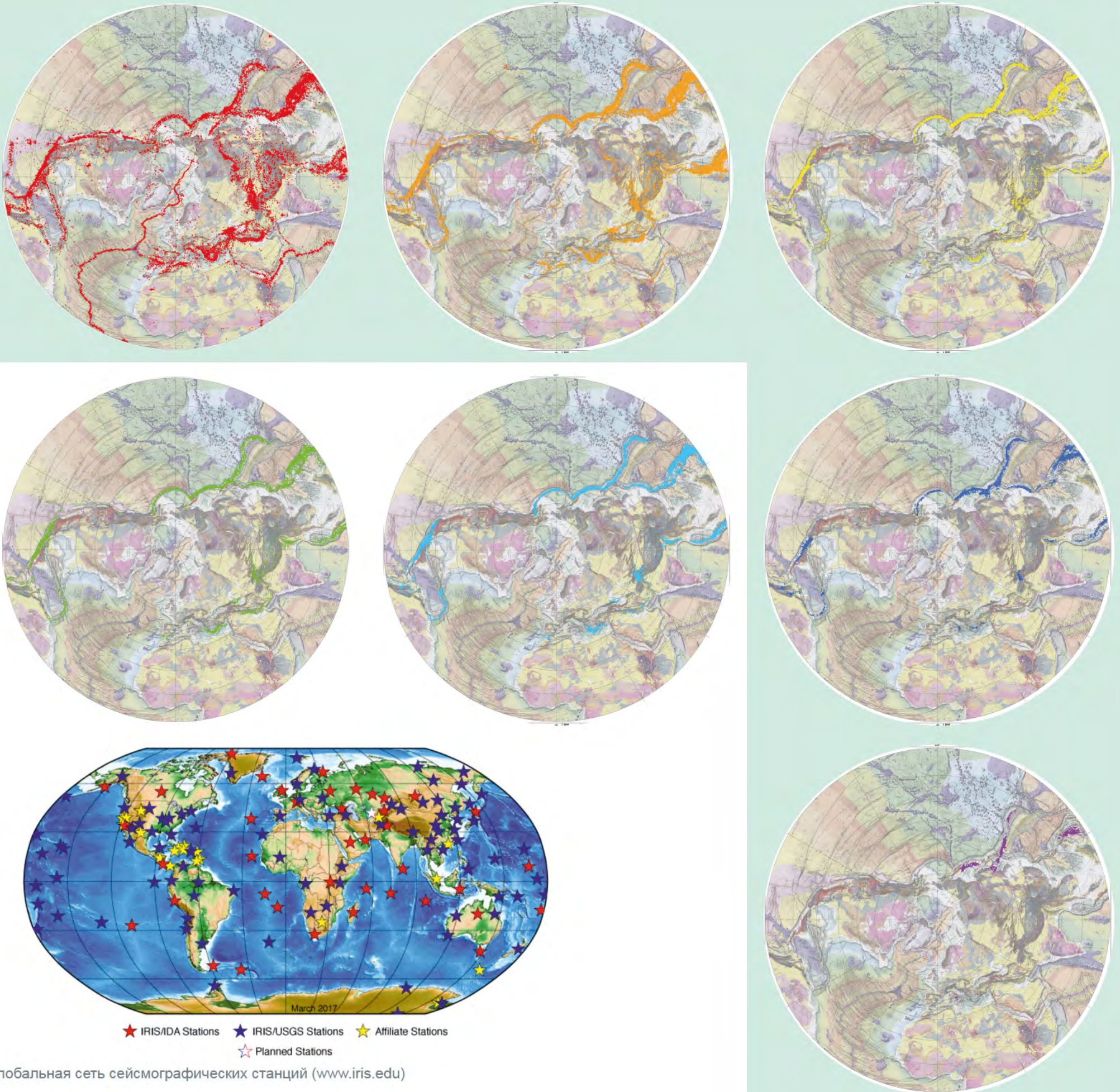


Схема современной сейсмичности Северного полушария  
(данные Global Seismographic Network, [www.iris.edu](http://www.iris.edu))



## ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

## Ответственные редакторы



О. В. Петров



М. Смелрор

## Редколлегия



Е. А. Киселев



А. Ф. Морозов



Ю. В. Казмин



В. Д. Каминский



М. А. Федонкин

Российские и международные геолого-геофизические исследования в Арктическом регионе осуществлялись в рамках работ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) по геологическому картографированию континентального шельфа Российской Федерации и прилегающих глубоководных акваторией и национальных программ по научному обоснованию расширения континентального шельфа (ECS).

Большой вклад в изучение Арктики внес международный проект «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики», который был реализован специалистами геологических служб, национальных академий наук и университетов Норвегии, Канады, России, США, Дании, Швеции, Германии и Франции при поддержке Комиссии по геологической карте мира при ЮНЕСКО (CGMW).

При создании Тектоностратиграфического Атласа Восточной Арктики авторы использовали материалы Тектонической карты Арктики

(TeMar), опубликованной в 2019 г. в Париже Комиссией по Геологической карте мира (CGMW) и выражают искреннюю признательность рабочей группе (TeMar): М. Пубелье (CNRS), Р. Эрнсту (Карлтонский университет), А. Гранцу, Т. Муру (USGS), А. Солли (NGU), Я. Фалейде (Университет Осло), М. Стивенсу (SGU), П. Гварньери (GEUS), Б. Крамеру, К. Пипджону (BGR), Л. Лабруссу (Университет Сорбонны), К. Харрисону, М. Сент-Онжу, Д. Паулу, С. Телла (GSC), Г. Е. Грикурову, В. А. Поселову (ВНИИОкеангеология), В. А. Верниковскому (ИНГГ СО РАН), В. Н. Пучкову (ИГ УНЦ РАН), М. Л. Верба (Севморгео), Н. А. Малышеву (Роснефть), С. С. Драчеву (ExxonMobil).

Мы с благодарностью отмечаем активное участие зарубежных геологов в исследовании арктических регионов России и поддержку Геологической службы Норвегии.





Н. Н. Соболев



С. Н. Кашубин



Л. А. Дараган-Сущева



С. П. Шокальский



Д. И. Леонтьев



Е. О. Петров



А. А. Кирсанов



В. А. Поселов



С. Д. Соколов



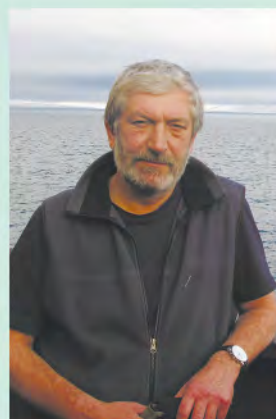
Т. Ю. Толмачева



А. В. Прокопьев



С. Г. Сколотнев



В. Ф. Проскурнин



С. А. Сергеев



- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // Докл. РАН. – 2009. – Т. 426, № 2. – С. 216–221.
- Арктический бассейн (геология и морфология) / гл. редактор: чл.-кор. РАН В.Д. Каминский. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. – 291 с.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 3–14.
- Блюман Б.А. Земная кора океанов: по материалам Международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 343 с.
- Вакар В.А., Воронов П.С., Егизаров Б.Х. Таймырско-Североземельская складчатая область // Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – С. 88–94.
- Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И., Бяков А.Ф. и др. Генезис и возраст хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова (Амеразийский бассейн) // Океанология. – 2013. – Т. 53, № 1. – С. 98–108.
- Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. – 2015. – №3. – С. 3–35.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. – 203 с.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю. и др. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // Докл. РАН. – 2013. – Т. 451, № 4. – С. 423–429.
- Виноградов В.А., Гусев Е.А., Рекант П.В. и др. Особенности формирования осадочного чехла Таймырско-Аляскинской области Арктики (с позиции структурных связей в системе шельф – океан) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2016. – Т. 11, № 1. – URL: [http://www.ngtp.ru/rub/4/10\\_2016.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/10_2016.pdf).
- Вольнов Д.А., Сороков Д.С. Геологическое строение острова Беннетта // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Арктики (НИИГА). Т. 123. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – Т. 123, Вып. 16. – 112 с.
- Воронин А.Ю. Районирование территорий на основе искусственного интеллекта и распознавания образов в задачах природопользования: Автореф. дисс. доктора техн. наук. – М.: ВНИИгеосистем, 2007. – 44 с.
- Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки). – М.: ГИН РАН, 2015. – 31 с.
- Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С. Верхнепалеозойские отложения острова Врангеля. – Л.: ВСЕГЕИ, 1989. – 87 с.
- Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д. и др. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 134–141.
- Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 17–35.
- Данукалова М.К. Геологическая история территории островов Беннетта и Котельный в раннем палеозое: Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. – М.: ГИН РАН, 2016. – 179 с.
- Дараган-Суццов Ю.И., Дараган-Суццова Л.А., Поселов В.А. К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – № 4. – С. 103–113.
- Дараган-Суццова Л.А., Копылова А.В. Эмпирические зависимости пластовых скоростей от глубины погружения пластов по данным скважинных исследований и морской сейсморазведки // Геофизические методы изучения шельфа и континентального склона. – Л., 1990. – С. 28–31.
- Дараган-Суццова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суццов Ю.И. и др. Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых // Региональная геология и металлогения, 2010. – № 41. – С. 5–16.
- Дараган-Суццова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суццов Ю.И. и др. Особенности геологического строения моря Лаптевых // Труды 9 Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009), Санкт-Петербург, 15–18 сент., 2009. Т. 2. – СПб.: Химиздат, 2009. – С. 321–327.
- Дараган-Суццова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н. и др. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника. – 2015. – № 6. – С. 3–20.
- Дараган-Суццова Л.А., Соболев Н.Н., Петров Е.О. и др. К обоснованию стратиграфической привязки опорных сейсмических горизонтов на Восточно-Арктическом шельфе и в области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2014. – № 58. – С. 5–21.
- Дараган-Суццова Л.А., Читайло Д.М., Зимовский А.В. Скоростной анализ осадочных бассейнов Северного Ледовитого Океана // Региональная геология и металлогения. – СПб., 2017. – № 71. – С. 67–74.
- Деменецкая Р.М. Кора и мантия Земли. – М.: Недра, 1967. – 280 с.
- Егизаров Б.Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля // Труды НИИГА. Т. 94. – Л.: Госгеолтехиздат, 1959. – 138 с.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. – 2010. Т. 51, № 9. – С. 1188–1204.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Т. 2. – 334 с.
- Исакова Т.Н., Сколотнев С.Г., Коссовая О.Л. Палеозойские фораминиферы поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан, Восточная Арктика) // Планетарные системы верхнего палеозоя: биостратиграфия, геохронология и углеводородные ресурсы: сб. тез. Междунар. стратигр. конф. Головкинского-2017 и Четвертой Всерос. конф. «Верхний палеозой России» (Казань, 19–23 сент. 2017). – Казань, 2017. – С. 80–81.
- Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Л. и др. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 33–48.
- Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Лопатин Б.Г. и др. Геология Амеразийского суббассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. – Т. 223, № 8. – С. 30–40.
- Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П. и др. К проблеме стратификации позднедокембрийских раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. – 169 с.
- Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Д. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника, 2010. – № 5. – С. 61–80.
- Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В. и др. Типы земной коры в Циркумполярной Арктике // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С. 5–20.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Артемьева И.М. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 65. – С. 16–36.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А. и др. Карта мощности земной коры в Циркумполярной Арктике // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 46. – С. 5–13.
- Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 4. – С. 63–83.
- Косыгин Ю.А. Основы тектонического районирования // Принципы тектонического районирования. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. – С. 6–24.
- Косыко М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. – 138 с.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Докл. РАН. – 2008. – Т. 423, № 6. – С. 774–779.

Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. и др. Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2013. – Т. 21. – С. 91–116.

Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е. Синколлизонные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 48–68.

Кунин Н.Я., Гончарова Н.В., Семенова Г.И. и др. Карта рельефа поверхности мантии Евразии. – М.: ИФЗ АН СССР, Мингео РСФСР, 1987.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 3–35.

Лазаренко Н.П. Корреляция кембрийских отложений архипелага Северная Земля с отложениями кембрия смежных территорий // Геология архипелага Северная Земля. – Л.: Севморгеология, 1982. – С. 169–176.

Лобковский Л.И., Кононов М.В., Вержбицкий В.Е. и др. Геодинамическая модель эволюции арктического региона в позднем мезозое – кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика. – 2011. – № 1. – С. 104–115.

Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит: обобщение классической концепции // Геология морей и океанов. – М.: 2011. – Т. 5. – С. 24–25.

Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е. и др. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. – 2010. – № 9. – С. 946–972.

Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б. и др. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре Арктического региона России // Геотектоника. – 2015. – № 4. – С. 3–29.

Макарьев А.А., Лазаренко Н.П., Рогозов Ю.Г. Новые данные о кембрийских отложениях архипелага Северная Земля // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. – Л.: НИИГА, 1981. – С. 97–109.

Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М. и др. Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна // Докл. РАН. – 2012. – Т. 445, № 1. – С. 50–54.

Марковский В.А., Макарьев А.А. Ордовикские отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. – Л.: Севморгео, 1982а. – С. 22–39.

Марковский В.А., Смирнова М.А. Силурийские отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. – Л.: Севморгео, 1982б. – С. 39–60.

Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля. – Новосибирск, 1999. – 174 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю. и др. Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Ануйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера. – 2014. – № 3. – С. 11–31.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 53. – С. 34–56.

Нарышкин Г.Д. Срединный хребет Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. – М.: Наука, 1987. – 72 с.

Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения / В.К. Дорофеев, М.Г. Благовещенский, А.Н. Смирнов и др. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 130 с.

Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1:5 000 000 / гл. ред. Г.Д. Нарышкин. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. – 1993. – № 1. – С. 68–78.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С. 7–42.

Петров О.В., Дараган-Суцова Л.А., Соболев Н.Н. и др. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника. – 2015. – № 6. – С. 3–19.

Петровская Н.А., Савишкина М.А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2014. – Т. 9, № 3. – С. 1–26.

Петровская Н.А., Тришкина С.В., Савишкина М.А. Основные черты геологического строения российского сектора Чукотского моря // Геология нефти и газа. – 2008. – № 6. – С. 20–28.

Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. – 2018. Т. 59, № 10. – С. 1542–1563.

Поселов В.А., Аветисов Г.П., Каминский В.Д. Российские арктические геотраверсы. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. – 172 с.

Поселов В.А., Жолондз С.М., Трухалев А.И. Карта мощностей осадочного чехла Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. – № 223 (8). – С. 8–14.

Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. – 1976. – № 12. – С. 3–22.

Проскурнин В.Ф., Верещагин М.Ф. Новый тип базитового магматизма северного обрамления Сибирской платформы (позднерифейский комплекс щелочных габборидов Таймыра) // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. Тезисы докладов Всесоюзного совещания 18–20 октября 1989. – Якутск, 1989. – С. 75–76.

Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. и др. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. – 2014. Т. 55, № 1. – С. 18–36.

Проскурнин В.Ф., Листков А.Г., Гавриш А.В. и др. Металлогенический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции // Недра Таймыра: сб. науч. статей. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – № 5. – С. 10–42.

Проскурнин В.Ф. Новая вулканогенно-плутоническая ассоциация Северной Земли и особенности ее металлоносности // Недра Таймыра: сб. науч. статей. – Норильск, 1995. – № 1. – С. 93–100.

Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Соболев Н.Н. и др. Первые данные о проявлении олигоцен-раннемиоценового внутриплитного магматизма на о. Бельковский (Новосибирские острова) // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 52. – С. 49–58.

Равич М.Г. Докембрий Таймыра / Под ред. акад. Д.С. Коржинского и чл. кор. Акад. наук СССР С.В. Обручева. – Л.; М.: Водотрансиздат, 1954. – 312 с.

Рекант П.В., Петров О.В., Кашубин С.Н. и др. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 11–27.

Сакулина Т.С., Верба М.Л., Кашубина Т.В. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 10. – С. 17–23.

Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Петров О.В. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Чукотского прогиба по профилю ГСЗ Dream-line // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 68. – С. 52–65.

Сакулина Т.С., Павленкова Г.А., Кашубин С.Н. Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и геофизика. – 2015. – № 56. – С. 1622–1633.

- Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – 187 с.
- Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. – 2017а. – Т. 476, № 2. – С. 190–196.
- Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Александрова Г.Н. Геологический разрез акустического фундамента юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: XLIX Тектоническое собрание материалов. – М.: ГЕОС, 2017б. – С. 196–200.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. – М.: Наука, 1992 – 182 с.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. Тектоника Южно-Анжуйской суртуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. – 2015. – № 1. – С. 5–30.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В. и др. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. – 2017. – № 1. – С. 3–18.
- Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Андрющенко Ю.Н. и др. Глубинные сейсмические исследования отраженными волнами // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным: сб. науч. тр. / отв. ред. А.С. Сальников. – Новосибирск: Наука, 2007. – С. 22–26.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Российская академия наук. Сибирское отделение; отв. ред.: Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. – М.: Наука/Интерпериодика, 2001. – 570 с.
- Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялбжеский С.Г. и др. Геологическое строение острова Врангеля // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. – М.: Недра, 1970. – 285 с.
- Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О. и др. Постседиментационные преобразования терригенных пород триаса Западной Чукотки как показатель условий складчатости // Геотектоника. – 2011. – № 3. – С. 64–78.
- Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. – 1991. – № 6. – С. 76–93.
- Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // Докл. РАН. – 2005. – Т. 400, № 5. – С. 666–670.
- Хапилин А.Ф. Стратиграфия девонских отложений архипелага Северная Земля: сб. науч. тр. – Л.: Севморгеология, 1982. – С. 103–119.
- Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. 1. Геология – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. – С. 149–168.
- Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Егоркин А.В. Строение раздела Мохо территории России и прилегающих акваторий // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: материалы Междунар. научно-практического семинара. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. – С. 241–244.
- Akinin V.V., Gottlieb E., Miller E. et al. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U-Pb geochronology and O-Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arctos*. 2015. – Vol. 1. – doi:10.1007/s41063-015-0016-6.
- Artemieva I.M., Thybo H., Kennett B. EUNASEIS: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // *Tectonophysics*. – 2013. – Vol. 609. – Pp. 97–153.
- Bamber J.L., Layberry R.L., Gogenini S.P. A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet 1: Measurement, data reduction, and errors // *Journal of Geophysical Research*. – Vol. 106, № D24. – Pp. 33773–33780.
- Bering Strait Geologic Field Party. Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. – 1997. – Vol. 16, № 5. – Pp. 713–729.
- Brozena J.M., Childers V.A., Daniel E.D. et al. New compilation of potential field and bathymetry maps on the basis of joint digital processing of US and RF data sets in the high seas Arctic // *Eos Trans American Geophysical Union*. – Boston, 1999. – Pp. 193.
- Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J. et al. The nature of acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. – 2010. – Vol. 514–517. – Pp. 123–145.
- Damaske D., Oakey G. Volcanogenic sandstones as aeromagnetic markers on Judge Daly promontory and in Robeson Channel // *Polarforschung*. – 2006. – № 74. – Pp. 9–19.
- Daragan-Sushchova L., Grinko L., Petrovskaya N. et al. On the Problem of Stratigraphic Assignment of the Key Seismic Horizons on the East-Arctic Shelf and in the Area of Central Arctic Uplifts // *American Journal of Geosciences*. – 2015. – № 5 (1). – Pp. 1–11. – doi: 10.3844/ajgsp. 2015.1.11.
- Divins D.L. NGDC Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas, 2008. – <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>.
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview / ed. by B.A. Vining, S.C. Pickerin // *Petroleum Geology Conference series*. – 2010. – № 7. – Pp. 591–619.
- Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G. et al. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Arctic // *Tectonophysics*. – 1998. – Vol. 298. – Pp. 357–393.
- Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins / ed. by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova and K. Sørensen // *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs. – Vol. 35. – Pp. 369–394.
- Embry A. Crockerland – the northern source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago / ed. by T. Vorren, E. Bergsager, O. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie and T. Lund // *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication. – 1993. – № 2. – Pp. 205–216.
- Estrada S., Damaske D., Henjes-Kunst F. et al. Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge – evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // *Norwegian Journal of Geology*. – 2016. – № 96. – Pp. 65–95. – <http://dx.doi.org/10.17850/njg96-2-03>.
- Franke D., Hinz K. & Oncken O. The Laptev Sea Rift // *Marine and Petroleum Geology*. – 2001. – № 18. – Pp. 1083–1127.
- Funck T., Jackson H.R., Shimeld J. The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian polar margin: results from a seismic refraction experiment // *Journal of Geophysical Research*. – 2011. – Vol. 116. – B12101. – doi:10.1029/2011JB008411.
- Förste C., Schmidt R., Stubenvoll R. et al. The GeoForschungsZentrum Potsdam / Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale satellite-only and combined gravity field models: EIGEN-GL04S1 and EIGEN-GL04C // *Journal of Geodesy*. – 2008. – Vol. 82 (6). – Pp. 331–346.
- Gaina C. and CAMP-GM group. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. – Norway, Tromsø, ICAM V, 2007.
- Gaina C., Saltus R., Harrison C. et al. Circum-Arctic Mapping Project: New magnetic anomaly map linked to the geology of the Arctic // *Eos Trans. AGU*. – 2008. – № 89 (53). Fall Meet. Suppl., Abstract GP53B-04.
- Gaina C., Werner S.C. and the CAMP-GM Group. Circum-Arctic Mapping Project – Gravity and Magnetic Maps (CAMP-GM). NGU rapport 2009.010. Published: 2010. – [http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009\\_010.pdf](http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_010.pdf).
- Gaina C., Werner S.C., Saltus R., the Camp-GM GROUP. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs. – 2011. – № 35. – Pp. 39–48. – <https://doi.org/10.1144/M35.3>.
- Gautier D.L., Bird K.J., Charpentier R.R. et al. Assessment of undiscovered oil and gas in the Arctic // *Science*. – 2009. – № 324 (5931). – Pp. 1175–1179. – doi:10.1126/science.1169467.
- Gee D.G. October Revolution Island tectonics: Swedearctic expedition 2002 / ed. by S. Rickberg // *Polarforskningssekretariatet Arbok*. – Stockholm, 2002. – Pp. 75–79.

Geissler W.H., Jokat W. A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // *Geophysical Journal International*. – 2004. – № 158. – Pp. 50–66.

Gernigon L., Olesen O., Ebbing J. et al. Geophysical insights and early spreading history in the vicinity of the Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian-Greenland Sea // *Tectonophysics*. – 2008. – № 468. – Pp. 185–205.

Glebovsky V.Yu., Kovacs L.C., Maschenkov S.P. Joint compilation of Russian and US navy aero-magnetic data in the Central Arctic Seas // *Polarforschung*. ICAM III (International Conference on Arctic margins). Celle, Germany, 12–16 October, 1998. Vol. 1. – 2000. – Pp. 35–40.

Grad M., Tiira T. and working group. The Moho depth of the European plate. – 2007. – <http://www.seismo.helsinki.fi/mohomap>, <http://www.igf.fuw.edu.pl/mohomap2007>.

Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L. et al. Sedimentary Cover thickness map – sedimentary Basins in the Arctic // *Polarforschung*. – 1999 (erschienen, 2001). – № 69. – Pp. 243–249.

Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / ed. by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen // *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs. – 2011a. – № 35. – Pp. 771–799.

Grantz A., May S.D., Taylor P.T. et al. Canada basin / ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney // *The Arctic Ocean Region. Geology of North America*. The Geological Society of America, Boulder, 1990. – Vol. 50. – Pp. 379–402.

Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S. et al. Map showing the sedimentary successions of the Arctic Region (58°–64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbons. AAPG GIS-UDRIL Open-File Spatial Library. – 2010. – <http://gisudril.aapg.org/gisdemo/>.

Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S. et al. Sedimentary successions of the Arctic Region (58°–64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbons // *Arctic Petroleum Geology*. – Geological Society, London, Memoirs, 2011b. – Chpt. 2, № 35. – Pp. 17–37. – <http://www.datapages.com/AssociatedWebsites/GISOpenFiles/GrantzArcticMaps.aspx>.

Grikurov G., Petrov O., Shokalsky S. et al. Zircon geochronology of bottom rocks in the central Arctic Ocean: analytical results and some geological implications // *ICAM VI Proceedings*. – 2014. – Pp. 211–232.

Harrison J.C., Mayr U. Correlation of Cenozoic sequences of the Canadian Arctic region and Greenland: implications for the tectonic history of northern North America // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. – 1999. – № 47. – Pp. 223–254.

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. Geological Map of the Arctic, 1:5 million. Geological Survey of Canada, 2008. 5 sheets. Open File Report, 5816. – <http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/44e20e9d-bd46-5098-9222-4d653382f2c5.html>.

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. New Geological Map of the Arctic // 33rd International Geological Congress. Abstract. – 2008b. – № 1

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. A New Geological Map of the Arctic: Geological Survey of Canada Open File 5816 // AAPG Search and Discovery Article #90171 CSPG/CSEG/CWLS GeoConvention 2009, Calgary, Alberta, Canada, May 4–8, 2009.

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. Geological map of the Arctic. – Ottawa: Geological Survey of Canada, 2011a.

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. The Geological Map of the Arctic (Geological Survey of Canada Map 2159A): A New Circumpolar Bedrock Geology Map and Geodatabase AAPG Search and Discovery Article #90130©2011 3P Arctic, The Polar Petroleum Potential Conference & Exhibition, Halifax, Nova Scotia, Canada, 30 August – 2 September, 2011b. – <https://doi.org/10.4095/287868>.

Hemant K., Thebault E., Mande R.D. et al. Magnetic anomaly map of the world: merging satellite, airborne, marine and ground-based magnetic data sets // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – № 260. – Pp. 56–71.

Hopper J.R., Funck T., Stoker M. et al. Tectonostratigraphic atlas of the North-East Atlantic region. – Copenhagen, Denmark, Geological Survey of Denmark and Greenland. – 2014. – 338 p.

Jackson H.R., Dahl-Jensen T., the LORITA working group. Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere Island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geophysical Journal International*. – 2010. – Vol. 182. – Pp. 11–35.

Jakobsson M., Macnab R., Mayer L. et al. An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35, L07602. – doi:10.1029/2008GL033520.

Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – № 31, L02603. – doi: 10.129/2003GL018352.

Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophysical Journal International*. – 2003. – Vol. 152 (1). – Pp. 185–201. – doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01839.x.

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

Kashubin S.N., Petrov O.V., Androsov E.A. et al. Crustal thickness in the Circum Arctic // *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins, May 2011 (Fairbanks, 2014)*. – 2014. – Pp. 1–17.

Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M. et al. Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012” // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 119. – Pp. 107–122.

Kenyon S., Forsberg R., Coakley B. et al. New gravity field for the Arctic // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 89 (32). – Pp. 289–290.

Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt / ed. by J.W. Sears, T.A. Harms and C.A. Evenchick // *Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems: A volume in honor of Raymond A. Price*. – Geological Society of America Special Paper, 2007. – Vol. 433. – Pp. 391–410.

Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas, Northeastern Russia // *Geological Survey of Canada Bulletin*. – 1993. – Vol. 461. – 101 p.

Kovacs L.C., Glebovsky V.Yu., Maschenkov S.P. New Map and Grid of Compiled Magnetic Anomalies from the Arctic Ocean // *AGU Fall Meeting. Abstracts. USA: S.F.* – 2002. – Vol. 83, № 47. – Pp. F 1330.

Laske G., Masters G. A Global Digital map of Sediment Thickness: EOS // *Transactions American Geophysical Union*. – 1997. – Vol. 78. – 483 p.

Laske G., Masters G., Reif C. CRUST 2.0. A new global crustal model at 2×2 degrees. – 2000. – <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>.

Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on 40Ar/39Ar and trace element geochemistry // *Geology*. – 2001. – Vol. 29 (2). – Pp. 167–170.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf – Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Land Masses*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Papers. – 2002. – № 360. – Pp. 333–358.

Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Sergeev M.B. et al. Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic data (TransArctic 1989–1991) // *Arctic Petroleum Geology*. – 2011. – Pp. 395–411.

Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Yu.Ya., Langnen A.E. et al. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82 °N evidence of continental crust // *Geophysical Journal International*. – 2006. – № 165. – Pp. 527–544.

Ledneva G.V., Bazylev B.A., Layer P.W. et al. Intra-plate gabbroic rocks of Permo-Triassic to Early-Middle Triassic dike-and-sill province of Chukotka (Russia) // *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI / D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey*. – St. Petersburg: VSEGEI, 2014. – Pp. 115–156.

- Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia) / Links to the Siberian LIP // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2011. – № 40. – Pp. 737–745.
- Litvinova T., Glebovsky V. New map and grid of compiled magnetic anomalies from the Arctic Ocean and adjacent continental part of the Russian Federation // *Geophysical Research Abstracts*. – 2008. – Vol. 10.
- Litvinova T., Kashubin S., Petrov O. Zoning of the Circumpolar Region after the potential fields character // *Geophysical Research Abstracts*. – EGU General Assembly, 2012a. – Vol. 14. EGU2012–4436.
- Litvinova T., Petrov O., Kashubin S. et al. Arctic tectonic provinces from gravity and magnetic data // 34th International Geological Congress (abstracts), 5–10 August 2012. – Brisbane, Australia, 2012b. – Pp. 16–19.
- Lorenz H. Geochronology of crustal xenoliths and detrital zircons from the De Long islands // 3P Arctic conference and exhibition. The Polar Petroleum Potential, October 15–18, 2013. – Stavanger, Norway, 2013.
- Maschenkov S.P., Glebovsky V.Yu., Zayonchek A.V. New Digital Compilation of Russian Aeromagnetic and Gravity Data over the North Eurasian Shelf // *Polarforschung*. – 2001. – Vol. 69. – Pp. 35–39.
- Maus S., Luehr H., Martin R. et al. Fifth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite measurements // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2007. – Vol. 8. Q05013. – doi:10.1029/2006GC001521.
- Maus S., Yin F., Luhr H. et al. Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2008. – Vol. 9.
- McNutt M., Caress D.W. Crust and Lithospheric Structure – Hot Spots and Hot-Spot Swells // *Treatise on Geophysics, 2007. Seismology and Structure of the Earth* / ed. by B. Romanowicz & A. Dziewonski. – Elsevier. – 2007. – № 1. – Pp. 445–478.
- Meissner R. The continental crust – a geophysical approach // *International Geophys. Series. Academic Press, INC, Orlando*. – 1986. – Vol. 34. – 426 p.
- Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: Implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov* / ed. by D.B. Stone, K. Fujita, P.W. Layr., E.L. Miller, A.V. Prokopiev, J. Toro. EGU Stephan Mueller Publication Series, 2009. – № 4. – Pp. 223–241.
- Mooney W.D. Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure // *Treatise on Geophysics. Vol. 1: Seismology and Structure of the Earth* / ed. by B. Romanowicz & A. Dziewonski. – Elsevier, 2007 – Pp. 361–417.
- Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J. et al. Geology of northern Alaska / ed. by G. Plafker, H.C. Berg // *The Geology of Alaska. Geology of America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1994*. – № G-1. – Pp. 535–554.
- Moore T.E. et al. Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska // *Tectonic evolution of the Bering Shelf – Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. – Geological Society of America Special Paper, 2002. – Pp. 77–109.
- Mosher D.C., Shimeld J., Hutchinson D. et al. Canada Basin Revealed: Arctic Technology Conference. – 2012. OTC 23797. – 11 p.
- Mueller St. A new model of the continental crust // *Geophysical Monograph: The Earth's Crust*. Washington. DC: American Geophysical Union, 1977. – Vol. 20. – Pp. 289–317.
- Mukasa S., Andronikov A., Mayer L. et al. Geochemistry and geochronology of the first intraplate lavas recovered from the Arctic Ocean // *GSA Annual Meeting (18–21 October 2009)*. Geological Society of America, Portland, Oregon, 2009. – Vol. 138. – P. 11.
- Nokleberg W.J., Scotese C.R., Khanchuk A.I. et al. Dynamic computer model for the Phanerozoic tectonic and metallogenic evolution of the Circum-Pacific // *Geol. Society of America. Abstracts with Programs*. – 2000. – Vol. 32, № 6. – Pp. 59–60.
- Nordahl B., Harrison C.J., Jarna A. et al. Metal and mineral deposits of the Arctic, scale 1:10M. Geological Survey of Norway. – 2016.
- Oakey G., Damaske D. Structural elements of the Kane Basin region of Nares Strait constrained by aeromagnetic data // *Polarforschung*. – 2006. – № 74. – Pp. 51–62.
- Olesen O., Ebbing J., Lundin E. et al. An improved tectonic model for the Eocene opening of the Norwegian-Greenland Sea // *Use of modern magnetic data. Marine and Petroleum Geology*. – 2007. – № 24. – Pp. 53–66.
- Olesen O., Gellein J., Habrekke H. et al. Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas, map scale 1:3M. – Trondheim, Geological Survey of Norway, 1997.
- Oxman V.S. Tectonic evolution of Mesozoic Verkhoyansk – Kolyma belt (NE Asia) // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 365. – Pp. 45–76.
- Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V. et al. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // *Journal of Geology*. – 1995. – Vol. 103 (5). – Pp. 539–556.
- O'Sullivan P.B., Murphy J.M., Blythe A.E. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska crustal transect (TACT) // *Journal of Geophysical Research*. – 1997. – № 102 (B9). – Pp. 20821–20845. – doi:10.1029/96JB03411.
- Pease V.L., Kuzmichev A.V., Danukalova M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // *Journal of the Geological Society*. – 2015. – Vol. 172, Iss. 1. – Pp. 1–4.
- Petrov O.V., Pubellier M. Tectonic Map of the Arctic. – St. Petersburg: Publishing House, 2018. – 60 p.
- Petrov O.V., Smelror M. Uniting the Arctic frontiers – International cooperation on Circum-Arctic geological and geophysical maps // *Polar record*. – 2014. – Pp. 1–6.
- Petrov O., Smelror M., Morozov A. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – Vol. 154. – Pp. 29–71.
- Petrov O.V., Smelror M. Uniting the Arctic frontiers – International cooperation on Circum-Arctic geological and geophysical maps // *Polar Record*. – 2015. – Vol. 51. – № 5. – Pp. 530–535.
- Plafker G. & Berg H.C. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska / ed. by G. Plafker, H.C. Berg // *The Geology of Alaska. Geological Society of America, Boulder, CO, Geology of North America, 1994*. – G-1. – Pp. 989–1021.
- Poselov V.A., Butsenko V.V., Chernykh A.A. et al. The structural integrity of the Lomonosov Ridge with the North American and Siberian continental margins. – St. Petersburg: VSEGEI, 2014. – 332 p.
- Prokopiev A.V. Verkhoyansk-Chersky collisional orogeny // *Geology of Pacific Ocean*. – 2000. – Vol. 15. – Pp. 891–904.
- Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O. et al. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low-temperature thermochronology // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 121. – Pp. 155–184.
- Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. – 2008. – Vol. 36 (9). – Pp. 699–702.
- Rasmussen T.M. Aeromagnetic survey in the central West Greenland: project Aeromag 2001 // *GEUS Bulletin*. – 2002. – Vol. 191. – Pp. 67–72.
- Ritzmann O., Maercklin N., Faleide J.I. et al. A 3D geophysical model of the crust in the Barents sea region: model construction and basement characterization // *28th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies*. – 2006. – Pp. 229–237.
- Roslov Yu.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I. Deep seismic investigations in the Barents and Kara Seas // *Tectonophysics*. – 2009. – Vol. 472. – Pp. 301–308.
- Saltus R.W., Gaina C. Circum-Arctic map compilation in the International Polar Year // *EOS*. – 2007. – Vol. 88, Iss. 21. – 227 p.

Sakoulina T.S., Telegin A.N., Tikhonova I.M. The results of Deep Seismic Investigation on Geotravers in the Barents Sea from Kola peninsula to Franz-Joseph Land // *Tectonophysics*. – 2000. – Vol. 329. – Pp. 319–331.

Scotese C.R. Paleogeographic Reconstructions of the Circum-Arctic Region since the Late Jurassic // *Search and Discovery Article #30193* (2011) Posted September 30, 2011

Shepherd G.M., Pologruto T.A., Svoboda K. Circuit analysis of experience-dependent plasticity in the developing rat barrel cortex. *Neuron*. – 2003. – № 38. – Pp. 277–289.

Sherwood K.W. Structure of Hanna Trough and Facies of Ellesmerian Sequence, U.S. Chukchi Shelf Alaska // *Geological Society of America*. – 2006. – № 38. – Pp. 85–85. – <http://eurekamag.com/research/020/134/020134529>

Skolotnev S.G., Aleksandrova G.N., Isakova T.N. et al. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // *Marine Geology*. – 2019. – Vol. 407. – 148–163.

Smelror M., Petrov O., Larssen G. B. (eds.) Atlas. Geological History of the Barents Sea. Geological Survey of Norway // *Trondheim*. – 2009. – 135 p.

Sokolov S.D., Ledneva G.V., Tuchkova M.I. et al. Chapter 4: Chukchi Arctic continental margins: Tectonic evolution, link to the opening of the Amerasia Basin / ed. by D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston // *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI*. Fairbanks, Alaska, – St. Petersburg: VSEGEI, 2014. – Pp. 97–114.

Sokolov S.D., Tuchkova M.I. Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region // *Special Paper of the Geological Society of America*. – 2015. – № 513. – Pp. 461–481.

Tectonics of the continental margins of the northwestern Pacific Ocean / ed. by A.M. Leytes, V.S. Fedorovsky, C.M. Tilman. – Moscow: Nauka, 1980. – 285 p.

Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K. et al. Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenance / ed. by D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston // *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI*. Fairbanks, Alaska. – St. Petersburg: VSEGEI, 2014. – Pp. 61–96.

Verhoef J., Roest W.R. Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent areas, CD compilation // *Geological Survey*. – Canada, Ottawa, 1996.

Von Gosen W., Piepjohn K. Eureka transpressive deformation in the Wandel Hav Mobile Belt (northeast Greenland) // *Tectonics*. – 2003. – Vol. 22, Iss. 4. – Pp. 13–28. – <https://doi.org/10.1029/2001TC901040>.

#### Фондовая

Литвинова Т.П. и др. Разработать принципы и технологию сводного мелкомасштабного цифрового картографирования геофизических полей и создать актуализированные цифровые картографические модели аномального магнитного и гравитационного полей России масштаба 1 : 2 500 000: Отчет. – ВСЕГЕИ, 2010. – URL: <https://www.rfgf.ru/catalog/docview.php?did=67d4cccb311dbb32fafcc7ba54362673>.

#### Интернет-ресурсы

MapRef.org. – <http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/agp/index.html>.  
Fennoscandian Mineral Deposits. – <https://gtkdata.gtk.fi/fmd>.  
PALEOMAP Project. Christopher R. Scotese. – <http://www.scotese.com/earth.htm>.



## ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Редактор и корректор *Л. В. Набиева*  
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 17.04.20. Формат 70×100/6  
Бумага офсетная. Печ. л. 19,25. Уч.-изд. л. 45,6  
Тираж 70 экз. Заказ 80000604

ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский  
геологический институт им. А. П. Карпинского» (ВСЕГЕИ)  
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74.  
Тел. 328-90-90 (доб. 24-24, 23-23). E-mail: [izdatel@vsegei.ru](mailto:izdatel@vsegei.ru)

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72. Тел. 328-81-53

ISBN 978-5-93761-296-0



9 785937 612960