

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серии Таймырско-Североземельская и Океанская

Лист U-49–52 – хребет Гаккеля

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2022

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский институт геологии
и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга»
(ФГБУ «ВНИИОкеангеология»)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серии Таймырско-Североземельская и Океанская

Лист U-49–52 – хребет Гаккеля

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2022

УДК 55(268)(084.3)
ББК 26
А86

Авторы

*Д. Е. Артемьева, В. А. Виноградов, Е. А. Гусев, А. Г. Зинченко,
Е. А. Зыков, О. И. Супруненко, А. А. Черных, В. А. Савин,
М. А. Суслова, Е. С. Миролюбова, Н. В. Шустова*

Научные редакторы

д-р геол.-минерал. наук *А. Е. Рыбалко*,
канд. геол.-минерал. наук *А. И. Трухалев*

Рецензент

канд. геол.-минерал. наук *П. В. Рекант*

Артемьева Д. Е., Виноградов В. А., Гусев Е. А и др.
А86 Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серии Таймырско-Североземельская и Океанская. Лист U-49–52 – хребет Гаккеля. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВНИИОкеангеология». – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 97 с. + 8 вкл. – ISBN 978-5-00193-368-7 (объясн. зап.). – ISBN 978-5-00193-369-4.

На основе новых геолого-геофизических, а также опубликованных геологических, батиметрических, сейсмических и сейсмоакустических данных и комплексной интерпретации всех геофизических данных обобщены и проанализированы материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, литологии современных донных осадков, истории геологического развития, перспективам нефтегазоносности района котловин Амундсена и Нансена и хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане.

Геологическая карта издается впервые и отражает современный уровень изученности региона. В комплект входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов. Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России.

Табл. 6, ил. 32, список лит. 151 назв.

Список комплекта карт: геологическая карта доплиоценовых образований, карта плиоцен-четвертичных образований, литологическая карта поверхности дна акватории.

УДК 55(268)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 28 декабря 2021 г.

ISBN 978-5-00193-368-7 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-369-4

© Роснедра, 2022
© ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2021
© Коллектив авторов, 2021
© Издательство ВСЕГЕИ, 2022

ВВЕДЕНИЕ

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Лист U-49–52 располагается в пределах Таймырско-Североземельской и Океанской серий листов. Площадь листа ограничена меридианами 108° и 132° в. д. и параллелями 80° и 84° с. ш. Район работ полностью располагается в пределах глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана (СЛЮ) с глубинами моря от 1700 до 5200 м.

Ограниченная рамками листа часть Северного Ледовитого океана относится к его Евразийскому бассейну (рис. 1). Здесь он представлен небольшим фрагментом Евразийской континентальной окраины и обширными глубоководного океанского дна*. Континентальная окраина на рассматриваемой площади включает в себя небольшой отрезок Карско-Лаптевоморского континентального склона и более существенные площади континентального подножия (подъема – в терминологии Конвенции и НТР) [50]. В южной части подножие разделено долиной Садко на два не смыкающихся в рамках листа участка. Глубоководное дно представлено юго-восточными частями абиссальных равнин Нансена и Амундсена, а также юго-восточным прилаптевоморским окончанием срединно-океанического хр. Гаккеля, который разграничивает эти равнины. Помимо названных крупных форм, собственные наименования имеет и ряд более мелких объектов (гор и холмов), входящих в состав хр. Гаккеля. Они названы в честь отечественных гидрографов [71; 149]. У самого окончания хребта имеется крупная глубокая депрессия овальной формы, не имеющая официального названия. В данной работе она впервые названа впадиной Киселева в память сотрудника НИИГА–ВНИИОкеангеология геофизика Ю. Г. Киселева (1926–2000), отдавшего много лет изучению Северного Ледовитого океана [39]. К югу от впадины Киселева хребет резко заканчивается, теряя свою выраженность в рельефе. Рифтовую долину в южном направлении продолжает долина Садко, по бокам которой развиты пологие валлообразные возвышенности. Этот комплекс форм не только гораздо слабее выражен, но и существенно уже, чем расположенный севернее хребет.

Вследствие труднодоступности район недостаточно изучен в гидрографическом отношении [3; 130]. В котловине Амундсена и прилегающей к ней краевой части хребта в последние годы по редкой сети профилей проведен

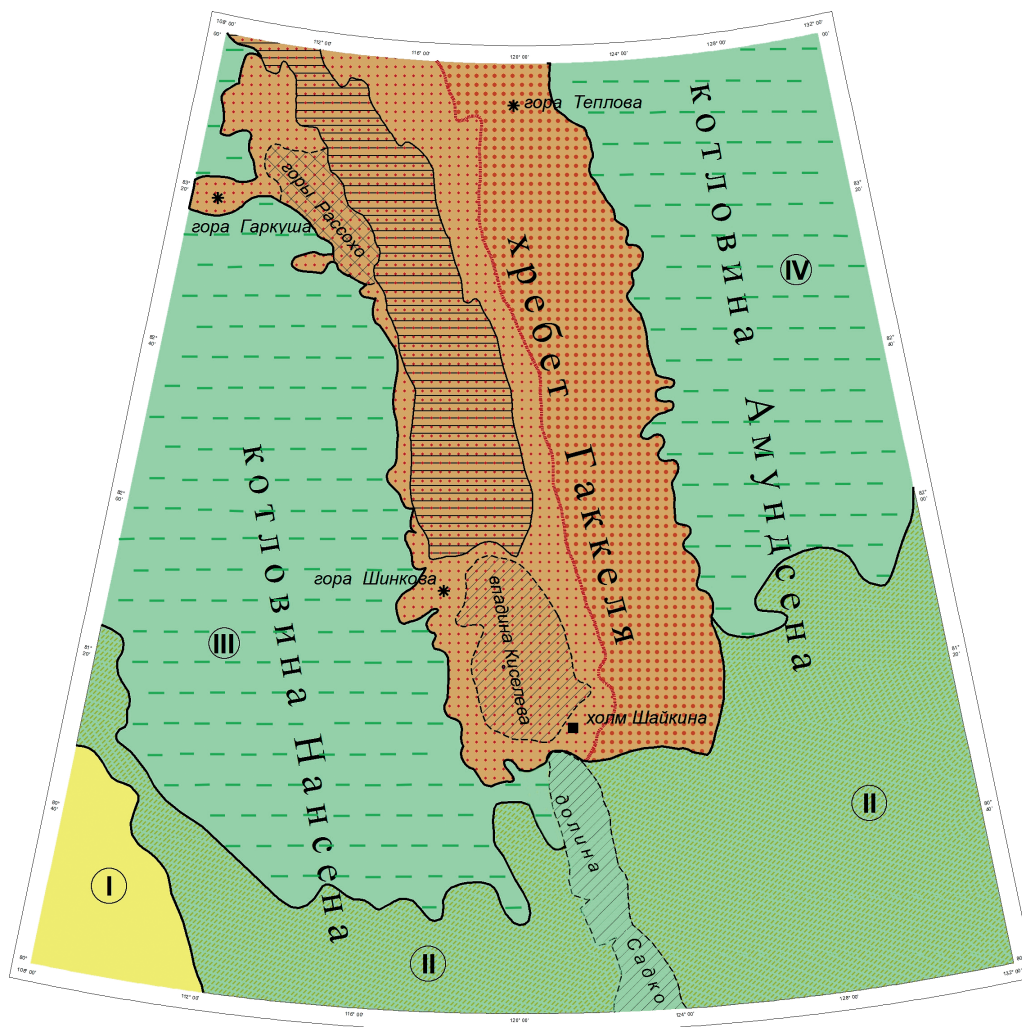
* Категории дна океана рассматриваются согласно ст. 76 Конвенции ООН по морскому праву (1982) (далее – Конвенция) и Научно-техническому руководству Комиссии по границам континентального шельфа (далее – НТР) [147].

гидрографический промер с применением многолучевого эхолота. Дополнительная характеристика рельефа получена в результате сейсмопрофилирования. Дно котловины Нансена изучено значительно хуже, оно преимущественно охарактеризовано старыми данными. Неравномерно исследован и рельеф хр. Гаккеля.

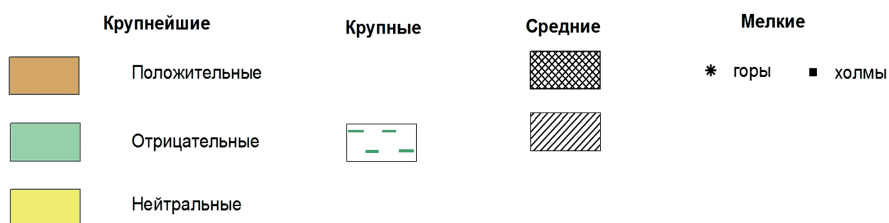
Отметки глубин на площади листа лежат в диапазоне от 2200 до 5400 м. На континентальном склоне они составляют 2200–3400 м, на континентальном подножии в котловине Нансена – 3300–3400 м и 3300–4000 м – в котловине Амундсена. Абиссальная равнина в первой из этих котловин характеризуется отметками 3400–3600 м, в то время как во второй они превышают 4000 м, достигая 4200 м и более в отдельных понижениях. Уклон в пределах абиссальных равнин не превышает $0,1^\circ$, на подножии он медленно возрастает в направлении континентального склона до $0,3\text{--}0,5^\circ$, на континентальном склоне составляет первые градусы.

Хребет Гаккеля в границах листа имеет отчетливо асимметричное строение, его гребневая зона с рифтовой долиной сопровождается фланговой зоной только с востока. Фланг представлен протяженным плато с отметками 3400–3900 м. На хр. Гаккеля наименьшие и наибольшие глубины сосредоточены в гребневой зоне, где рельеф сильно дифференцирован. Эта зона включает рифтовую долину и примыкающие к ней рифтовые горы или гряды. На контакте с абиссальной равниной Нансена основание западного склона хребта лежит на отметках 3400–3600 м, а восточная граница хребта проходит на глубинах от 4000–4200 м. Над вершинами отдельных гор гребневой зоны глубины составляют 2200–2500 м. При этом над горами Рассохо они уменьшаются до 1422 м. В переуглублениях дна рифтовой долины отметки достигают 4400 м и несколько более. На этом фоне резко выделяется осложняющая хребет впадина Киселева, в днище которой глубины составляют 5000–5200 м, а в осложняющих его небольших впадинах превышают 5400 м. Долина Садко с глубинами 3600–3800 м имеет облик рифтовой, ее протяженность в границах листа около 130 км. Склоны ее невысоки (200–400 м), а корытообразное дно широкое (10–15 км) и плоское. Рифтовая долина Садко прерывается изометричным вулканогенным поднятием дна, которое возвышается над континентальным подножием на 300 м, а над днищем рифтовой долины на 600 м. Поднятие несколько смещено на запад относительно оси рифтовой зоны.

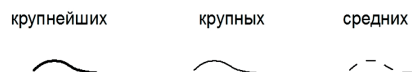
Ориентировка и особенности строения хребта меняются по простиранию. При этом не наблюдается крупных смещений отдельных сегментов хребта и рифтовой долины относительно друг друга [27; 49]. Отсутствуют и другие характерные признаки трансформных разломов в виде узких поперечных желобов, гряд, хребтов и пр. Наблюдаются лишь отдельные признаки локальных поперечных нарушений. Южнее гор Рассохо протягивается поперечная зона, которая в западной части представлена тектоногенным ущельем. В рифтовой долине к ней приурочены мелкие вулканы; на восточном склоне долины наблюдается локальное изменение его простирания, а еще восточнее, уже в пределах флангового плато рассматриваемая зона продолжается неглубоким долинообразным понижением. На большем своем протяжении рифтовая долина смещена влево относительно оси хребта. Она отчетливо выражена, имеет уплощенное днище, осложненное локальными крутосклонными



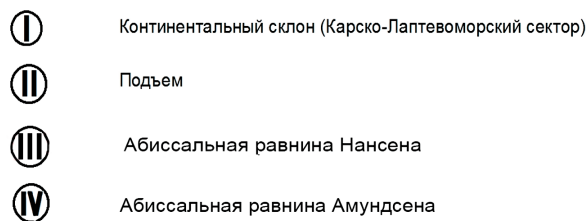
ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМЫ



ГРАНИЦЫ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ФОРМ



ЦИФРАМИ ОБОЗНАЧЕНЫ



ЗОНЫ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

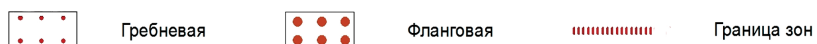


Рис. 1. Орографическая схема площади листа.

переуглублениями с отметками, превышающими 4400 м. Склоны долины на всем протяжении крутые или очень крутые, иногда осложненные террасами. Хребет неоднороден как в продольном, так и в поперечном направлении. Плато на восточном фланге в той или иной степени осложнено горами или горными грядами, а также мелкими возвышенностями*. Особенно они характерны для самого северного сегмента хребта. Реже на поверхности плато встречаются локальные понижения. С востока плато ограничено ясно выраженным склоном высотой 100–400 м. Западный фланг у хребта отсутствует. Здесь зачастую узкие рифтовые гряды или рифтовые горы непосредственно сопрягаются с абиссальной равниной.

Различия в простирации хребта, его ширине, особенностях поперечного профиля и другие детали строения позволяют выделить в границах листа три сегмента хребта со своими специфическими характеристиками.

1. Самый северный сегмент прослеживается от верхней рамки листа до упоминавшейся выше поперечной зоны, которая протягивается на восток от южного окончания гор Рассохо. Протяженность данного сегмента только в границах листа составляет около 130 км. Глубина рифтовой долины, в основном, около 4200 м, но в локальных переуглублениях превышает 4400 м. Ширина днища долины порядка 185 км. Данный сегмент отличается наличием крупных и высоких изометричных вулканических гор, а также протяженных горных гряд, которые с изменением простирации хребта и рифтовой долины здесь несколько отклоняются к западу. Но при этом в восточной части хребта присутствуют меридионально ориентированные линейные горные гряды. Ширина зоны рифтовых гор как к западу, так и к востоку от долины здесь существенно превышает наблюдаемую в более южных сегментах.

2. Второй сегмент расположен непосредственно к югу от первого и отличается сравнительно простым строением. Если северным его ограничением служит поперечная зона нарушений, то южной границей является поперечная перемычка в рифтовой долине, образованная узким, осложненным мелкими горами поднятием и террасой, расположенной батиметрически ниже него. Протяженность сегмента составляет около 100 км. Ширина рифтовой долины между бровками ее склонов составляет 40–60 км, а ширина днища 17–22 км. Здесь отсутствуют изометричные крупные горы, а на плечах рифтовой долины расположены узкие гряды, образованные приподнятыми вверх («задранными») породами верхнего сейсмокомплекса.

3. Особенностью третьего сегмента хребта является наличие глубокой крутосклонной впадины Киселева. Она представляет собой аномальное образование в пределах хр. Гаккеля, отличаясь как повышенной глубиной (5000–5300 м), так и очертаниями, близкими к овальным. Если восточный склон впадины кое-где все-таки сохраняет прямолинейность, то западный склон ее почти утратил. Он изогнут в плане и нарушен ущельями. Ширина впадины примерно 50 км в самой широкой части. Протяженность впадины превышает 90 км. На основании пока немногочисленных геолого-геофизических данных и анализа рельефа дна В. А. Виноградовым сделан вывод о вулcano-тектонической природе впадины Киселева. При этом наиболее выраженные вулканические горы

* Г. Д. Нарышкин считает его рифтовым [49].

сосредоточены на северной и южной границах впадины, представленных поперечными перемычками, прерывающими рифтовую долину. К бровкам впадины с запада и востока примыкают линейные рифтовые гряды. Причем восточная является прямым продолжением той, которая расположена в более северном сегменте хребта. Сегментация в восточном фланговом плато почти не проявляется. Оно здесь местами имеет ступенчатое строение. Ширина плато составляет 40–60 км.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

Геологическая изученность

Геологические исследования глубоководных районов Евразийского суббассейна СЛО проводились российскими и зарубежными учеными с дрейфующих полярных станций и научно-исследовательских судов (НИС). В качестве инструмента отбора проб использовалась грунтовая трубка, которая поднимала преимущественно рыхлый песчано-глинистый материал.

В 1995 г. на гребневой части хр. Ломоносова между 81° и 82° с. ш. было проведено донное опробование с борта немецкого НИС Polarstern (16 станций). Донные отложения здесь в подавляющем большинстве представлены алевропелитами с редкими маломощными прослоями песка [3].

По результатам опробования с ледокола Polarstern в 2001 г. в ходе экспедиции AMORE-2001 установлено, что хр. Гаккеля имеет зональное строение [107]. Судя по составу драгированных со дна хребта образцов, на западном фланге хребта встречаются преимущественно перидотиты, пироксениты и габброиды, т. е. глубинные мантийные породы. Тогда как на восточном фланге (прилаптевоморском) доминируют базальты (рис. 2).

Важнейшим достижением при изучении геологического строения как Евразийского, так и Амеразийского суббассейнов является глубоководное бурение на хр. Ломоносова. Здесь в рамках проекта IODP–ACEX в 2004 г. было пробурено четыре скважины в трех местах. Станции бурения располагались по профилю MOB AWI-31090, который был получен в ходе экспедиции в 1991 г. на НИС Polarstern [96]. Объединение скважин позволило составить комбинированный разрез осадков длиной 428 м [58]. Был получен бесценный материал, который позволил изучить вещественный состав и условия формирования кайнозойского осадочного чехла в этом регионе. Бурение подтвердило гипотезы о континентальном происхождении хр. Ломоносова.

В 2018 г. в ходе работ в юго-восточной части бассейна Амундсена немецкими исследователями были отобраны образцы консолидированных косослоистых песчано-алевролитов [138] (рис. 3). Литологический состав и облик драгированных пород позволяют даже при отсутствии изотопных или палеонтологических исследований сделать предварительные выводы о том, что отобранные здесь песчаники и алевролиты имеют мезозойский возраст и относятся к плитному чехлу. В свою очередь, присутствие в районе линейных магнитных аномалий – ЛМА 18–20 слоистых кварцевых алевролитов континентального облика позволяет уверенно относить эту часть котловины Амундсена к области развития континентальной коры, а также ставит под сомнение существующую магнитостратиграфическую модель формирования Евразийского бассейна СЛО.

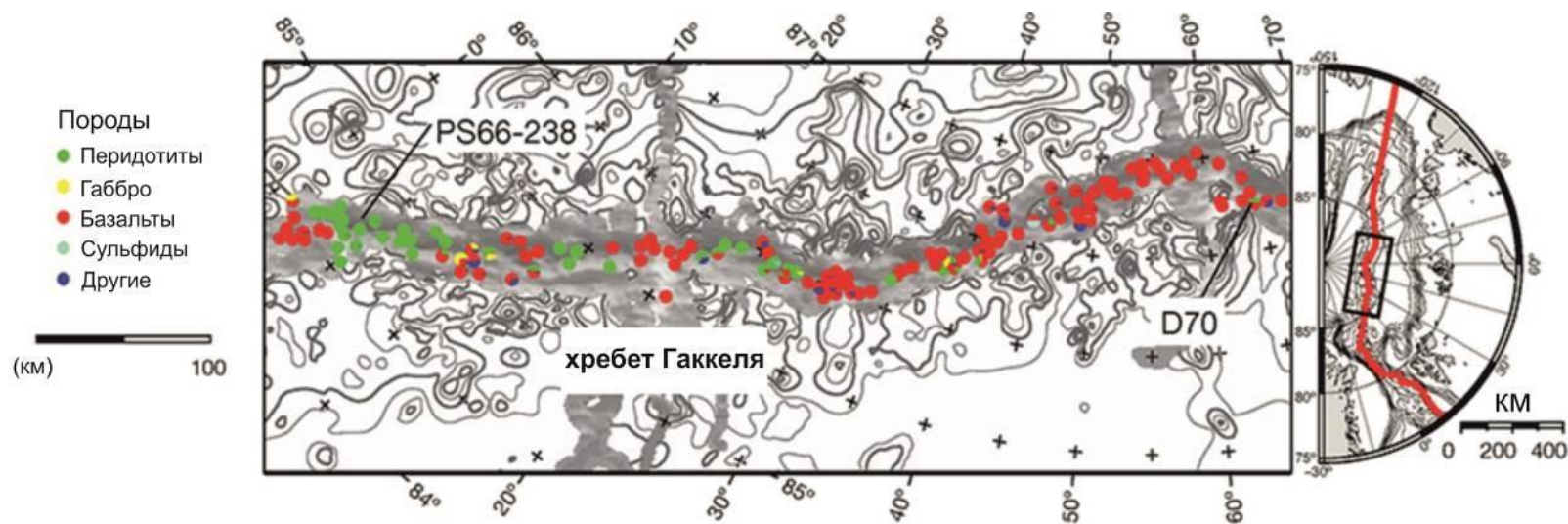


Рис. 2. Результаты драгирования осевой зоны хр. Гаккеля [107].

Изученность сейсмическими методами

Схема сейсмической изученности листа U-49–52 представлена на рис. 4, а краткая характеристика проведенных работ – в табл. 1. Следует отметить, что сейсмическими работами данный район исследован крайне слабо.

Планомерное изучение рельефа дна Арктического бассейна началось с 1960-х гг. Для определения глубин специалистами Гидрографической службы ВМФ и Министерства геологии СССР по программе высокоширотных воздушных экспедиций (ВВЭ) «Север» проводились сейсмические исследования с дрейфующих льдов, направленные на изучение рельефа дна, геоморфологии, геоакустики и глубинного строения дна океана.

Первые сейсмические работы в районе исследований были проведены с дрейфующих станций «Северный Полюс-21» (СП-21) и «Северный Полюс-24» (СП-24). Очень незначительные участки дрейфа этих станций попадают в северо-восточный угол листов; несколько больше точек зондирования расположены за пределами листа U-49–52 (рис. 4, съемки № 1 и № 2) [62; 134; 135].

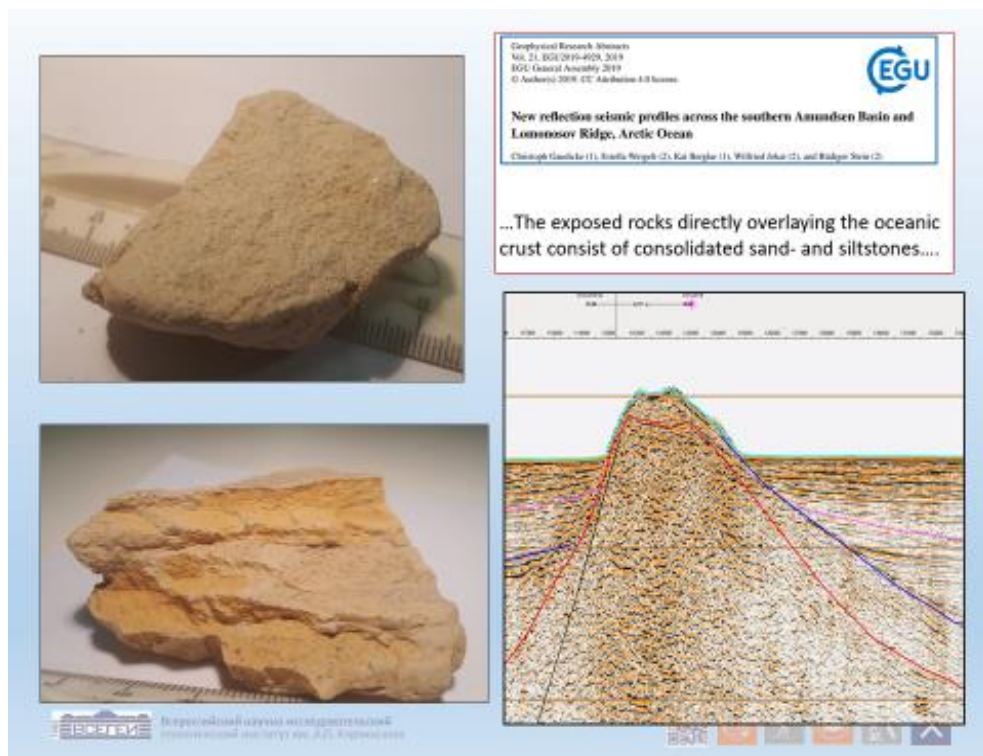


Рис. 3. Фрагменты консолидированных косослоистых песчано-алевролитов, драгированных в котловине Амундсена в точке AWI-2018, и сейсмического профиля, иллюстрирующего участок, где производилось драгирование [138].

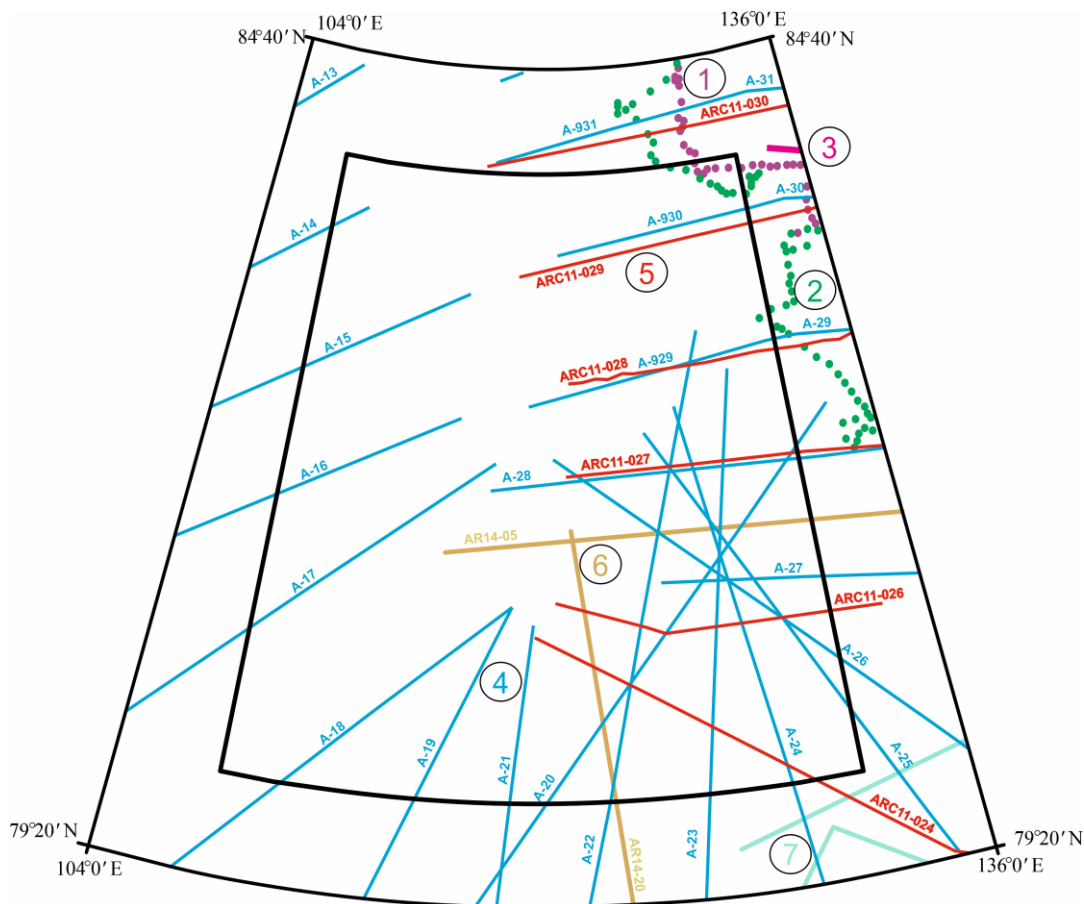


Рис. 4. Схема сейсмической изученности листа U-49-52 с обрамлением
(номера профилей, их групп и краткая характеристика работ приведены в табл. 1).

Сейсмозондирования МОВ на СП выполнялись отрядом геофизиков «Севморгео» в составе экспедиции ААНИИ (Госкомгидромет) при содействии ВВЭ «Север». СП-21 функционировала с 1.06.1972 по 12.05.1974 г., СП-24 – с ноября 1979 по ноябрь 1980 г.

Система наблюдения на ледовых станциях представляла собой расстановку из двух сейсмокос, расположенных крестообразно 1150×1150 м. Шаг между пунктами приема – 50 м. Пункт взрыва (ПВ) располагался в центре, источником колебаний служили три детонатора на глубине 7,5 м. Запись отраженных волн производилась сейсмостанциями СМП-24 на СП-21 и СМОВ-0-24 на СП-24. На последней было произведено 204 сейсмозондирования МОВ. Плановая привязка осуществлялась астрономическим методом, ошибка определения координат составляла ± 1000 м.

Таблица 1

Основные характеристики сейсмических съемок

№	Организация, год исследований	Вид исследования, приборы	Сейсмоисточники	Сейсмоприемники, расстановка	Объем работ, км
1	СП-21 1972–1974	Точечные зондирования МОВ вдоль дрейфа с интервалом 0–3 км, СМП-24	Три детонатора, глубина 8 м	Крестовая расстановка 1150 × 1150 м	650
2	СП-24 1979	Точечные зондирования МОВ вдоль дрейфа с интервалом 0–3 км, СМОВ-0-24	Три детонатора, глубина 7,5 м	Крестовая расстановка 1150 × 1150 м	1690
3	ПМГРЭ ТА-92 1992	ГСЗ: три расстановки по профилю, с/с «Тайга-2»	Заряд 100–1200 кг, глубина погружения 100 м, 5–8 ПВ в расстановке через 40–80 км	18 регистр на базе 70–115 км, 6 каналов по 8 с/п «СВ-5» через 50 м	280
		МОВ по профилю ГСЗ: три расстановки по профилю, с/с «Тайга-2»	Заряд 0,2–0,4 кг, глубина погружения 8 м	18 регистр на базе 70–115 км, 3 канала по 8 с/п «СВ-5» через 50 м	275
		МОВ с ледовой базы: точечные и специальные удлиненные зондирования с интервалом 300–700 м, СМОВ-0-24	Заряд 0,2–0,4 кг, глубина погружения 8 м	Крестовая расстановка 550 × 550 м, через 50 м, 12 каналов	65
4	ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2001	Компилятивные сейсмические профили, созданные на основе точечных зондирований МОВ			
5	Арктика-2011	МОВ ОГТ с/с DigiSTREAMER	Пневмопушки Bolt APG	Сейсмокоса 600 м и 4600 м	6334
6	Арктика-2014	МОВ ОГТ с/с Sercel SEAL408XL	Пневмопушки Bolt APG 8500, объем 1300 дюйм ³	Сейсмокоса 48 каналов 600 м, 8 гидрофонов МР-24L3	3373
7	ОАО «МАГЭ» 2014–2015	МОВ ОГТ с/с Sercel SEAL	30 пневмоисточников Bolt Gun	Сейсмокоса 648 каналов 8100 м и 480 каналов 6000 м	1180
		МОВ МПВ плавающая с/с СПС-2		Мини-коса 600 м, гидрофон ПДС-7	

Положения пунктов зондирований представляли собой систему наблюдений в виде кусочно-непрерывного профилирования, которая увязывалась в генерализованный опорный сейсмический профиль с применением принципа позиционной корреляции отраженных волн от опорного горизонта, каким является океаническое дно. В генеральном направлении дрейфа СП-24 отработано 700 пог. км сейсмозондирований, на петлях и поворотах – 500 пог. км. В результате по трассе дрейфа получен непрерывный опорный профиль МОВ длиной 1690 пог. км. Изучены рельеф дна, строение осадочной толщи и поведение поверхности фундамента западного склона хр. Ломоносова, центральных частей котловины Амундсена и хр. Гаккеля.

В результате вышеупомянутых сейсмозондирований МОВ, выполнявшихся в период с 1963 по 1992 гг. глубоководная часть СЛО оказалась практически полностью покрыта площадной гидрографической сейсмической съемкой в масштабе, близком к 1 : 1 500 000 [142]. Однако все эти материалы представляли собой аналоговые записи на бумажных либо магнитных носителях. Они были оцифрованы во ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ. Общее число оцифрованных сейсмозондирований МОВ составило около 41 000. На основе этих сейсмозондирований, которые ортогонально сносились в полосу 25 миль на осевой профиль с учетом данных батиметрии, были созданы компилятивные сейсмотиметрические профили. Часть из них попадает в рамки рассматриваемого листа (рис. 4, съемка № 4).

Дальнейшие сейсмические работы методами МОВ и ГСЗ проводились в рамках межведомственной программы комплексных геофизических работ «Трансарктика». Они осуществлялись в 1989–1992 гг. ГП «ПМГРЭ» по единой методике вдоль геотрансекта, состоящего из четырех взаимоувязанных профилей общей протяженностью 1800 км. Один из этих профилей «Трансарктика-92» (ТА-92) выполнен в 1992 г. (рис. 4, съемка № 3) [131].

Глубинные сейсмические зондирования проводились в авиадесантном варианте по методике дифференцированных точечных зондирований. Были получены системы встречных и нагоняющих годографов для основных сейсмических границ раздела в земной коре. В качестве производственного транспорта использовались три вертолета МИ-8 и самолет АН-2. Координаты пунктов и длина баз сейсмических наблюдений определялись с помощью навигационной спутниковой системы «Навстар». Измерения выполнялись с помощью телеметрического сейсмического комплекса «Тайга-2». На профиле ТА-92 длиной около 280 км, пересекающем хр. Ломоносова вкрест его простираения с выходом в прилегающие части котловин Амундсена на западе и Подводников на востоке, было отработано три расстановки. Расстановка I охватила сводовую часть хребта, расстановки II и III – его западный и восточный склоны соответственно. Авиадесантные работы МОВ проводились по методике одиночных точечных зондирований вдоль профиля ГСЗ. Наблюдения МОВ осуществлялись с помощью аппаратурных и транспортных средств, занятых в работах ГСЗ. Регистрация отраженных волн велась в точках стояния регистраторов «Тайга-2» на три канала сейсмокосы с помощью взрыва на глубине 8 м в водной толще 3–10 детонаторов после завершения исследований ГСЗ непосредственно перед ликвидацией пунктов наблюдений. Сейсмические работы МОВ проводились по линии дрейфа ледовой базы на двух сейсмических станциях – центральной

(ЦБ) и удлиненной (ЦБУ). Они осуществлялись путем дискретных зондирований и специальных (удлиненных) зондирований МОВ. В результате был сформирован сейсмический профиль и определены скоростные параметры осадочной толщи. Использовались сейсмостанции с аналоговой магнитной записью типа СМОВ-0-24. Прием и регистрация сейсмических волн осуществлялись центральной станцией на симметричной крестовой расстановке 550×550 м (12×12 каналов) с расстояниями между приемниками 50 м, ориентированной в северо-восточном направлении. Основной ПВ находился в центре крестовой расстановки. Шаг сейсмозондирований изменялся в зависимости от скорости дрейфа и при частоте наблюдений 1,5–4 ч составлял 300–700 м. Возбуждение сейсмических волн осуществлялось подрывами пяти детонаторов, погруженных в водную толщу на глубину 8 м. Специальные зондирования МОВ проводились путем отстрела удлиненных расстановок из трех ПВ, включая фланговый ПВ на пикете +1675 м и выносной ПВ на пикете 3110 м.

В 2011 г. в рамках экспедиции «Шельф-2011» получены новые гидрографические и геофизические данные по определению и обоснованию внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в СЛО, часть которых попадает в границы листа U-49–52 (рис. 4, съемка № 5) [127]. Работы выполнены ОАО «Севернефтегаз» в соответствии с договором подряда с ОАО «ГНИНГИ» на научно-экспедиционном судне (НЭС) «Академик Федоров» с проводкой его атомным ледоколом «Россия». Общий объем наблюдений составил 6334 пог. км профилей МОВ ОГТ и 94 широкоугольных зондирования МОВ-МПВ с использованием буйковых станций. На судне «Академик Федоров» были установлены две независимые системы GPS: Seapath-330 фирмы Kongsberg и C-Nav производства C&C Technologies, Inc. Возможность использования спутников ГЛОНАСС в дополнение к спутникам GPS значительно повышает доступность спутников, обеспечивает надежный контроль достоверности данных и позволяет получить намного более точные значения, особенно в условиях среды с большим количеством препятствий. Система Seapath-330 обеспечивает среднеквадратическую погрешность определения положения не более 0,5 м. При использовании сигналов поправок службы C-Nav система обеспечивает погрешность определения положения не более 0,1 м. В ходе полевых работ использовалось две конфигурации оборудования: одна линия источников и сейсмическая коса длиной 600 м; две линии источников и сейсмическая коса длиной 4600 м. Регистрацию сигнала осуществляла система DigiSTREAMER компании ION. Применялись пневмоисточники типа Bolt APG, восемь штук в линии. Взрывной интервал составлял 50 м, длина записи – 15 с, интервал дискретизации – 2 мс. По итогам экспедиции «Арктика-2011» выполнены комплексные геофизические работы МОВ ОГТ, проведен анализ полученных геофизических исследований с оценкой качества и надежности отраженного сигнала от акустического фундамента, построены геолого-геофизические разрезы и карта морского дна и отражающего горизонта (ОГ), соответствующего акустическому фундаменту, карта мощности осадочного чехла, сейсмогеологическая модель и сейсмические характеристики (мощность осадков, скорость) осадочного чехла и поверхности акустического фундамента СЛО. Были получены результаты построения по каждому профилю точек с однопроцентной мощностью осадков от ПКС, построена внешняя граница

континентального шельфа на основании конвенционного принципа однопроцентной мощности осадков.

В 2014 г. экспедицией «Арктика-2014» в районе Северного полюса проведены комплексные геофизические исследования с целью создания геолого-геофизической основы для оценки перспектив нефтегазоносности континентального шельфа за пределами 200-мильной зоны СЛО [145]. Съемку выполняли сотрудники ОАО «МАГЭ» при методическом и технологическом сопровождении сейсморазведочных работ сотрудниками ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга». На акватории листов U-49–52 расположены два профиля данной съемки – AR1405 и AR1420 (рис. 4, съемка № 6). В результате работ НЭС «Академик Федоров» в СЛО было получено 1 013 605 км гидрографо-геофизических данных. В процессе проведения работ МОВ ОГТ использовались буксируемые за судном сейсмические косы компании Sercel длиной 600 м (твердотельная) и 4500 м (жидкостная) и комплект пневмоисточников Bolt APG 8500 общим объемом 1300 дюйм³. Работы с 600-метровой косой выполнены в количестве 3373,200 км, работы с косой 4500 м выполнены в объеме 5596,950 км. Глубина буксировки косы для большей части профилей составляла 15 м, глубина буксировки пневмоисточников – 12–18 м. Интервал между пикетами на большей части профилей составил 50 м, длина записи – 12 с. На рассматриваемых профилях использовалась 48-канальная сейсмокоса типа Sercel SEAL 408XL длиной 600 м. Расстояние между центрами групп сейсмоприемников составляло 12,5 м, в каждой группе по восемь гидрофонов. На НЭС «Академик Федоров» было установлено многофункциональное навигационное устройство Seapath-330 с двумя GPS/GLONASS антеннами L1/L2 производства Kongsberg Maritime AS (Норвегия). Все навигационно-гидрографическое обеспечение осуществлялось и управлялось посредством навигационно-гидрографической системы сбора и регистрации данных QINSy 8.1. Все собранные навигационные данные хорошего качества. Полученные временные разрезы освещают строение осадочного чехла и фундамента южной части хр. Гаккеля и котловину Амундсена, а также области их сочленения как между собой, так и с шельфовыми структурами Сибирской платформы.

В 2014–2015 гг. полевая геофизическая партия ОАО «МАГЭ» на НИС «Николай Трубятчинский» провела морские полевые исследования комплексом методов, включающим сейсморазведочные работы МОВ ОГТ 2D, надводные гравиметрические измерения, сейсмические зондирования методом отраженных и преломленных волн (МОВ-МПВ) и морские геодезические работы [133]. За два полевых сезона было отработано шесть проектных профилей (1400 пог. км) и семь дополнительных (780 пог. км). Работы были выполнены с целью создания геолого-геофизической основы для оценки перспектив нефтегазоносности периокеанических прогибов Евразийского бассейна СЛО (южной части котловины Амундсена и западного фланга хр. Ломоносова). В пределы листа U-49–52 данная съемка не попадает, в рамочном обрамлении находятся отрезки профилей LAT 1403, LAT 1404 и LAT 1501 (рис. 4, съемка № 7). Сейсмические работы проводились с использованием следующего оборудования: сейсмостанция Seal, цифровая твердотельная сейсмическая коса Sercel Seal Sentinel Solid, 30 пневмоисточников Bolt Gun, распределенных по четырем линиям; взрывной интервал был

равен 37,5 м. Сейсмокоса буксировалась на глубине 9 м и содержала 648 каналов при длине 8100 м и 480 каналов при длине 6000 м, расстояние между центрами каналов 12,5 м. Длина записи составляла 13 с, дискретность – 2 мс. При проведении морских сейсморазведочных зондирований МОВ-МПВ была реализована обращенная фланговая система наблюдений. Регистрация сейсмических колебаний обеспечивалась одиночными полевыми модулями с подключенной мини-косой (600 м), установленными в расчетных точках профилей. Плановая привязка точек геофизических исследований осуществлялась по спутниковой навигационной системе GPS в системе координат WGS-84. Во время работ позиционирование судна обеспечивалось с помощью спутниковых приемников C-Nav 3050. Погрешность плановой привязки не превышает ± 5 м. Среднеквадратичная погрешность (СКП) измерения глубин после ввода всех поправок не превышает 1 % от измеренной глубины.

Магнитометрическая изученность

Схема магнитометрической изученности листа U-49–52 представлена на рис. 5, а краткие характеристики съемок приведены в табл. 2.

Анализ приводимой схемы показывает, что площадь листа, в целом, крайне слабо обеспечена материалами, необходимыми для создания сводной цифровой модели аномального магнитного поля (ЦМ АМП) (и соответствующей ей карты) и кондиционными с позиций Требований [66].

Систематическое изучение глубоководной части СЛО методами магнитометрии началось в 1961 г. и на первом этапе (до 1975 г.) выполнялось Научно-исследовательским институтом геологии Арктики – НИИГА (ныне – ФГБУ «ВНИИОкеангеология») совместно с Северной гидрографической экспедицией (СГЭ) ВМФ в ВВЭ «Север».

Вся площадь исследуемого района покрыта отдельными разнонаправленными профилями аэромагнитной съемки (АМС), выполненной в 1961 г. под руководством А. М. Карасика на значительной части СЛО (рис. 5, съемка № 1) [128]. Работы выполнялись на самолете ЛИ-2 магнитометрами АЭМ-49 и АММ-13. Высота полета в ходе съемки менялась от 350 до 800 м. Для определения местоположения самолета использовалась радионавигационная система (РНС) «РЫМ», которая обеспечивала погрешность привязки в пределах от ± 1 до ± 10 км. Согласно отчету СКП съемки составила ± 31 нТл. Результирующие карты построены в масштабе 1 : 5 000 000.

В 1966 г. была выполнена АМС в юго-восточной части хр. Гаккеля, котловинах Нансена и Амундсена [140]. В пределы листов попадает южная часть съемки, закрывающая 86 000 км² (рис. 5, съемка № 2). Главным аэрогеофизиком от НИИГА был назначен А. М. Карасик, командиром партии от СГЭ КСФ – Н. Г. Ягодницын. Работы проводились на самолете ЛИ-2 на высоте 600 м. Маршруты располагались вкрест простиранья хр. Гаккеля, их длина в среднем составляла 220 и 180 км, всего залетано 40663,4 пог. км. Для привязки к местности использовались РНС «РЫМ-Б» и «РЫМ-С», для контроля видимых ориентиров – аэрофотоаппарат «АФА-37». Минимальная погрешность привязки составила $\pm 8,4$ км, вдали от берега погрешность превысила ± 30 км. АМС выполнена феррозондовым магнитометром АММ-13 и протонным магнитометром

«Кайма». СКП графиков после увязки (по пересечению рядовых и секущих профилей) равна ± 27 нТл. Вариации магнитного поля регистрировались пятью магнитовариационными станциями (МВС): двумя на дрейфующем льду и тремя на о. Средний.

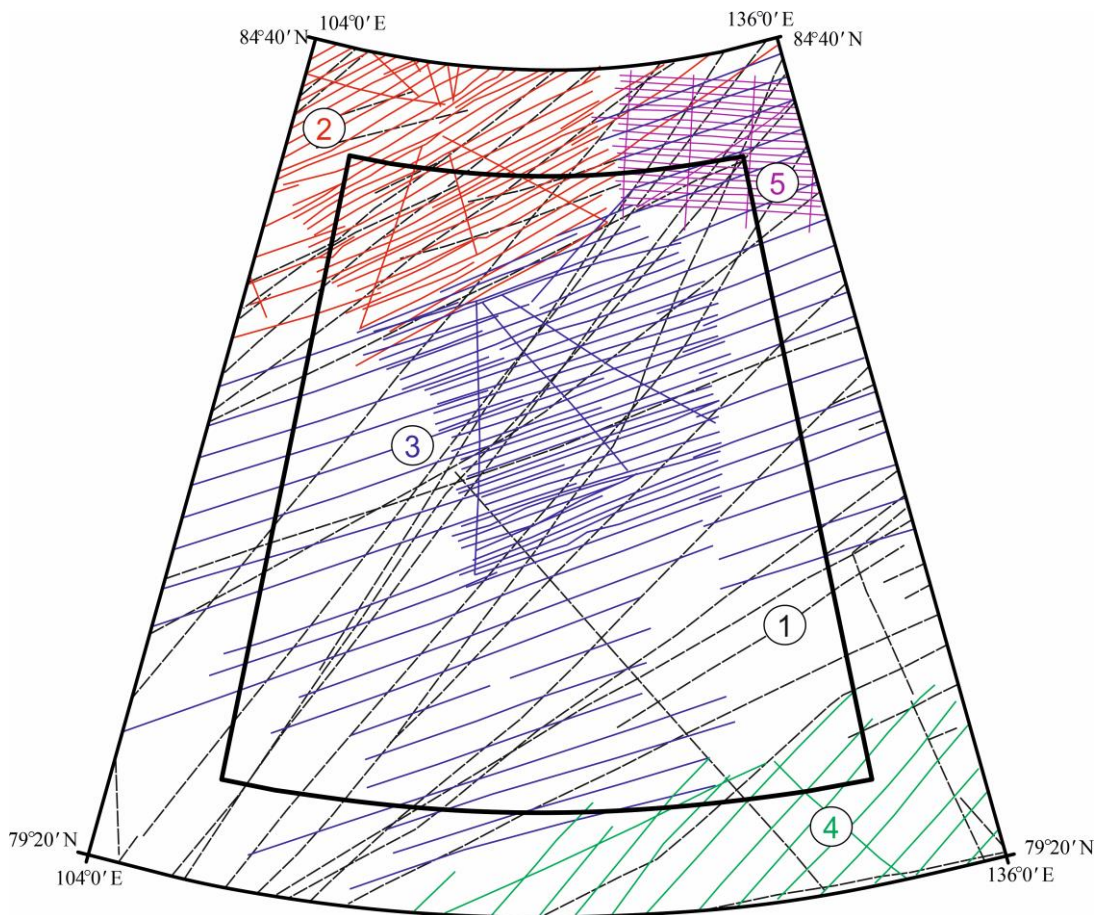


Рис. 5. Схема магнитометрической изученности листа U-49-52
(номера съемок и их краткая характеристика приведены в табл. 2).

В 1968 г. аэромагнитные исследования были продолжены в юго-восточной части хр. Гаккеля [141]. Профили данной съемки закрывают почти всю акваторию листа, сгущаясь к северу и центру (рис. 5, съемка № 3). Работы выполнялись с помощью феррозондового и протонно-прецессионного магнитометров (АММ-13 и ППМ соответственно). Методика работ осталась прежней: измерения проводились на самолете ЛИ-2 на высоте 600 м, всего залетано 24 000 пог. км. Использование РНС «РЫМ» обеспечило погрешность привязки от 1800 до 3500 м. СКП съемки оценивается по секущим маршрутам

в ± 10 нТл. Отчетные карты графиков $(\Delta T)_a$ составлены в масштабе 1:2 000 000 для всей площади и в масштабе 1:500 000 для центрального участка.

В 1973 г. Полярной геофизической экспедицией (ПГЭ) была выполнена площадная аэромагнитная съемка масштаба 1:2 000 000 на акватории моря Лаптевых со сгущением до масштаба 1:1 000 000 в южной части акватории. В районе Новосибирских островов и прилегающей части шельфа масштаб съемки составил 1:200 000 [139]. Общая протяженность маршрутов – 52 000 пог. км. В юго-восточный угол листа попадают окончания нескольких профилей этой съемки (рис. 5, съемка № 4). Вся съемка была увязана с Всесоюзной опорной аэромагнитной сетью. Работа была выполнена на самолете ИЛ-14 с использованием феррозондового (АММ-13) и протонно-прецессионного (ППМ) магнитометров на высоте 300 м. Привязка маршрутов обеспечивалась системой «Поиск» в модификации «Звезда». Погрешность привязки составила $\pm 200 \div 1000$ м. Вариации геомагнитного поля регистрировались двумя МВС типа АНИИ-56 и СМВ-2 на мысе Святой Нос и о. Котельный. Дополнительно были использованы магнитограммы двух обсерваторий – Тикси и Челюскин.

Фактическая точность съемки определялась по пересечениям рядовых и диагональных маршрутов и составила ± 9 нТл в спокойном поле (по 161 пересечению) и ± 32 нТл в сильноамплитудном поле (18 пересечений), средняя СКП равна $\pm 14,6$ нТл. По результатам работ составлены карты модуля полного вектора магнитного поля T в изолиниях масштаба 1:1 000 000 и аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ в виде графиков и изолиний масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. Карта модуля T явилась основой для составления карты нормального поля T_n на 1973 г.

В 1992 г. геофизические исследования СЛО были продолжены на широтном геотраверсе «Трансарктика-92» с дрейфующей ледовой базы [131]. На акваторию листа с северо-востока попадает южное окончание геотраверса (рис. 5, съемка № 5). Аэромагнитная съемка проводилась в полосе 100×500 км вдоль осевой линии геотраверса с целью исследования пространственно-вертикального распределения магнитоактивных тел в структуре земной коры. Было совершено 20 рядовых, 10 опорных и два диагональных маршрута – всего 12 093 пог. км.

Съемка выполнялась высокоточным протонным аэромагнитометром ММС-214 на самолете АН-2 в лыжном варианте, который базировался на ледовом аэродроме базы «Север-Трансарктика-92». Съёмочные маршруты выполнялись на высоте 100 м в субширотном направлении при средней протяженности 100 км и межмаршрутном расстоянии 5 км. Движение самолета по профилю было обеспечено плановой привязкой с использованием GPS Navstar (ПИ МХ-4400). Погрешность привязки наблюдений составила ± 35 м. Наблюдения за вариациями геомагнитного поля обеспечивал квантовый наземный магнитометр ММП-203, установленный на дрейфующей ледовой базе «Север-92». Осуществлен ввод поправок за вариации геомагнитного поля, за нормальное поле по модели MAGSAT-2 ЛО ИЗМИРАН на апрель 1992 г. Среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 11 нТл. Карта изолиний АМП послужила основой для построения карты полного вектора магнитного поля в масштабе 1:1 000 000.

Таблица 2

Основные характеристики магнитометрических съемок

№ съемки	Название организации, проводившей съемку, автор и год отчета	Марка прибора, год съемки	Масштаб отчетных карт, высота съемки, м	Сведения о топографической привязке		СКП съемки, нТл	Нормальное поле, модель
				вид привязки, тип прибора	ошибка плановой привязки, м		
1	НИИГА, ГУНиО Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик 1964	АЭМ-49 АММ-13 1961	1 : 5 000 000 350–800	РНС «РЫМ»	± 1000– 10 000	± 31	–
2	НИИГА, ГУНиО А. М. Карасик, Н. Г. Ягодницын 1966	«Кайма» АММ-13 1966	1 : 5 000 000 1 : 2 000 000 600	РНС «РЫМ-Б», РНС «РЫМ-С», АФА-37	± 8400– 30 500	± 27	Авторская
3	НИИГА, ГУНиО А. М. Карасик, Ю. А. Курочкин 1968	АММ-13 ППМ 1968	1 : 2 000 000 1 : 500 000 600	РНС «РЫМ»	± 1800– 3500	± 10	Авторская
4	ПГО «Севморгео» А. М. Малявкин 1973	АММ-13 ППМ 1973	1 : 1 000 000 1 : 2 000 000 300	РГС «Поиск»	± 200– 1000	± 14,6	Авторская
5	ФГУНПП «ПМГРЭ» Ю. Я. Заманский 1993	ММС-214 1992	1 : 1 000 000 1 : 500 000 100	GPS Navstar	± 35	± 11	MAGSAT-2 ЛО ИЗМИРАН

Гравиметрическая изученность

Рассматриваемый лист крайне плохо изучен в гравиметрическом отношении.

Все результаты отечественных гравиметрических наблюдений до 2014 г. в пределах рассматриваемого листа основаны на результатах налёдных наблюдений, выполнявшихся в 1960–1970-х гг. в рамках ВВЭ «Север», организованных совместно с ВМФ. На площадь листа U-49–52 попадают данные съёмок высокоширотных экспедиций «Север-66» и «Север-68» и в зарамочном обрамлении находятся несколько точек, полученных экспедицией «Север-76» (рис. 6).

Краткая характеристика этих работ приведена в табл. 3.

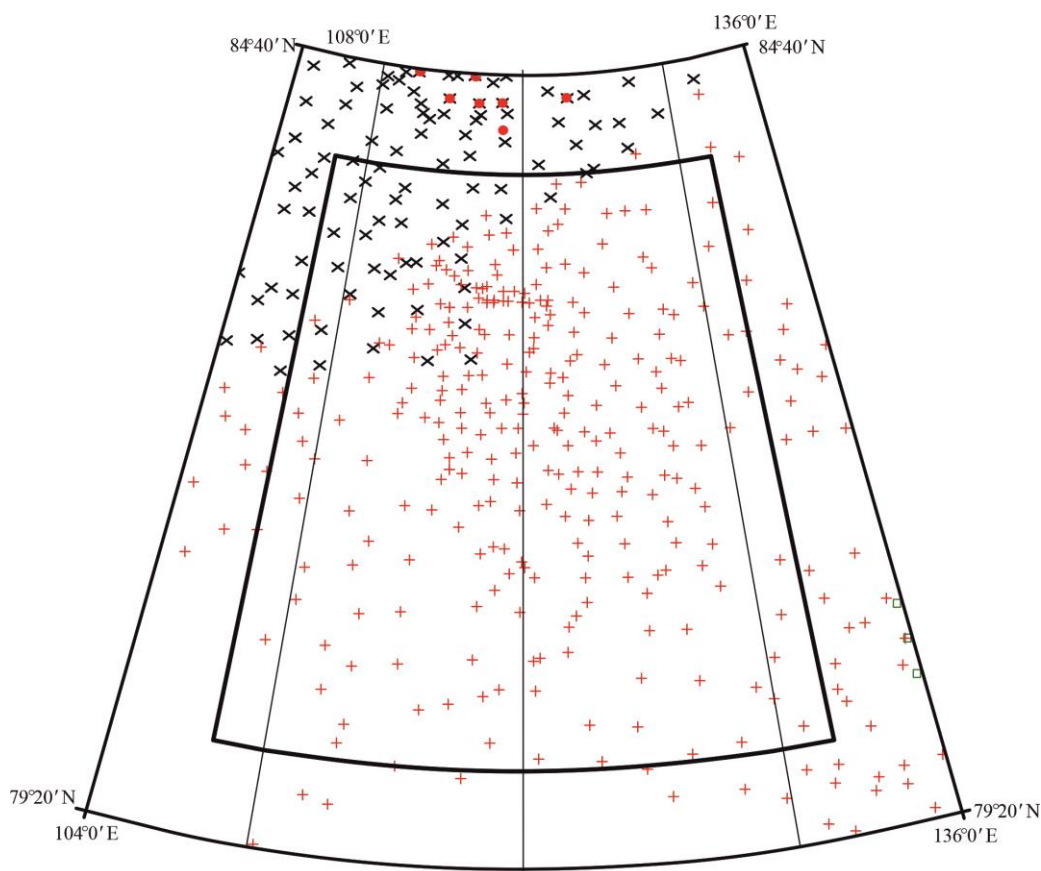


Рис. 6. Схема гравиметрических наблюдений, полученных в рамках ВВЭ «Север».
Красные крестики – «Север-68», черные крестики – «Север-66»,
красные точки – «Север-76» [120].

Таблица 3

Основные характеристики гравиметрических съемок, полученных в экспедициях «Север»

№ съемки	Название экспедиции	Организация проведения работ	Способ координирования	Тип приборов	Погрешности измерений					Формула нормального поля
					координат, м	глубин, м	опорных пунктов, мГал	наблюдаемых значений, мГал	аномалий, мГал	
1	Север-66	Северная гидрографическая экспедиция СФ	Астрономический	ММП-11 ГАЗ-4М ГАЗ-7Ш ГАЗ-3М СН-3	± 400–1000	30–35	± 1	± 1,2	± 2–3	1*
2	Север-68	Северная гидрографическая экспедиция СФ	Астрономический РНС «РЫМ»	ММП-11 ГАЗ-4М ГАЗ-7Ш	± 500–800	20–50	± 0,5	± 1,7	± 2,8	1
3	Север-76	30-я гидрографическая экспедиция флота	Астрономический	АМП-1 ГАЗ-ПТМ ГАЗ-7Ш ГК/К2	± 500–800	20–50	± 0,5	± 0,6	± 3,0	2**

Примечание: *1 = 978032,4 (1 + 0,0053024 – 0,00000585); ** 2 = 978030,0 (1 + 0,005302 – 0,000007) – 14 мГал.

Наблюдения в рамках ВВЭ «Север» осуществлялись авиадесантным способом. Использовались самолеты АН-2 или вертолеты МИ-4. Масштаб наблюдений был 1 : 2 000 000 и мельче. Измерения осуществлялись с помощью гравиметров ГАК различных модификаций. Погрешность измерений составила $\pm 1 \div 2$ мГал. Одновременно сейсмическим методом отраженных волн или эхолотом определялись глубины дна океана со средней ошибкой ± 30 м. Пункты наблюдений привязывались астрономическим способом с погрешностью, не превышающей ± 1000 м. Полученные материалы хранятся в УНиО (фонды ЦКП ВМФ, в/ч 63988) [131].

Единственные набортные гравиметрические данные были получены в 2014 г. в ходе комплексных геофизических исследований экспедиции «Арктика-2014», проведенной ОАО «МАГЭ» (рис. 7, табл. 4). Гравиметрические наблюдения выполнялись на проектных профилях сейсмической съемки, а также на всех дополнительных профилях и переходах между профилями. В результате работ НЭС «Академик Федоров» было получено в общей сложности 1165,9 пог. км гравиметрической съемки в комплексе с гидрографическими работами.

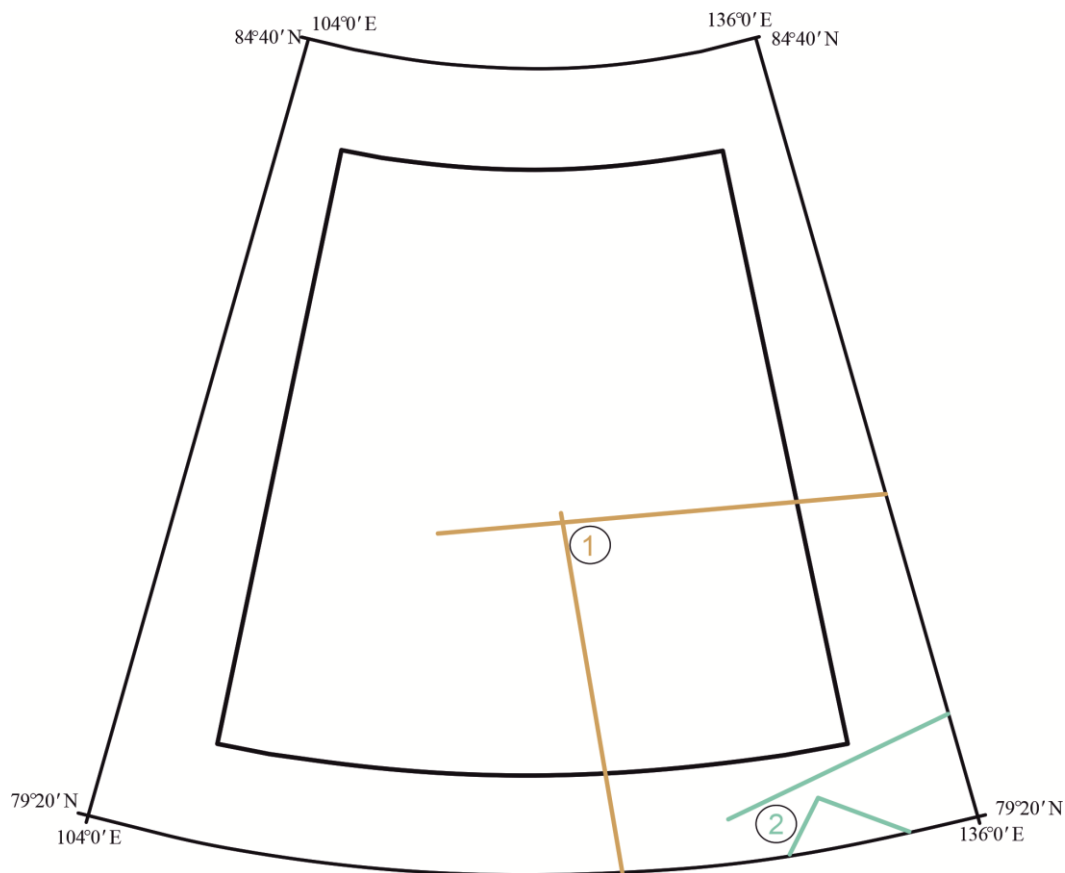


Рис. 7. Схема гравиметрической изученности набортными съемками.

Основные характеристики набортных гравиметрических съемок

№ съемки	Название организации, проводившей съемку, автор и год отчета	Вид исследований	Год съемки, марка прибора	Масштаб и объем съемки, пог. км	Сведения о топографической привязке		СКП съемки, $\pm$ мГал
					вид привязки, тип прибора	ошибка плановой привязки, $\pm$ м	
1	ОАО МАГЭ «Арктика-2014»	Надводные	2014 СНЕКАН-АМ Шельф-Э	Региональные профили 1165,9	GPS	—	—
2	ОАО МАГЭ Т. А. Кириллова 2016	Надводные	2014–2015 СНЕКАН-АМ	Региональные профили 1370	GPS C-Nav	5	0,54–0,62

Первичные гравиметрические данные записывались с шагом по времени 1 с одновременно двумя гравиметрами: гравиметром мобильным СНЕКАН-АМ и мобильным гравиметрическим комплексом «Шельф-Э». Перед началом рейса и по его окончании были выполнены опорные гравиметрические наблюдения. В дальнейшем полученные значения аномальной силы тяжести на всех профилях были сглажены и проинтерполированы с шагом 50 м.

В 2014–2015 гг. полевая геофизическая партия ОАО «МАГЭ» на НИС «Николай Трубятчинский» провела морские полевые исследования комплексом методов, включающим сейморазведочные работы МОВ ОГТ 2D, надводные гравиметрические измерения, сейсмические зондирования МОВ-МПВ и морские геодезические работы [133]. За два полевых сезона было отработано шесть проектных профилей (1400 пог. км) и семь дополнительных (780 пог. км). Работы были выполнены с целью создания геолого-геофизической основы для оценки перспектив нефтегазоносности периокеанических прогибов Евразийского бассейна СЛО (южной части котловины Амундсена и западного фланга хр. Ломоносова). В пределы листа U-49–52 данная съемка не попадает, в зарамочном обрамлении находятся отрезки профилей LAT 1403, LAT 1404 и LAT 1501. Гравиметрические наблюдения выполнены гравиметрами СНЕКАН-АМ, изготовленным ЦНИИ «Электроприбор» (г. Санкт-Петербург). В качестве исходных опорных гравиметрических пунктов (ОГП) использовались вспомогательные ОГП на причалах в порту Киркенес (Норвегия). Для измерения глубин применялся эхолот EA600 компании Kongsberg. Гравиметрические материалы, полученные в результате измерений гравиметрами СНЕКАН-АМ, обрабатывались программным комплексом СНЕКАН_PP, созданным в ЦНИИ «Электроприбор» (г. Санкт-Петербург). Данные исследования имеют небольшое количество точек пересечений профилей, не позволяющее уверенно оценить погрешность наблюдений по внутренней сходимости.

СКП, вычисленная по пяти точкам пересечений, составила $\pm 0,54$ мГал, что можно считать лишь оценочной величиной. Профиль DL 1224p1006 пройден по координатам профиля DL 1224-29, который был выполнен в 2012 г. на НИС «Геолог Дмитрий Наливкин», что позволяет считать эти два профиля повторными. Расчет по 8465 повторным точкам дает величину СКП по внешней схожимости $\pm 0,62$ мГал.

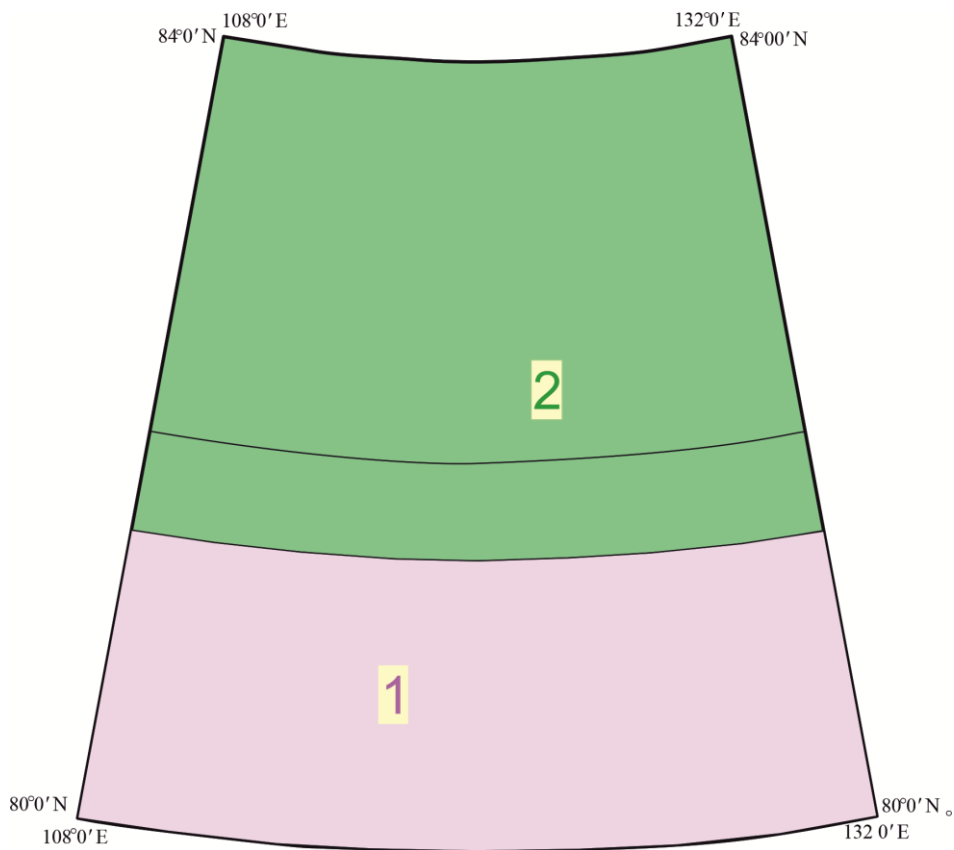


Рис. 8. Схема изученности ЦМ ArcGP.

1 – область, где для расчета аномалий $\Delta g_{\text{св.в.}}$ использованы данные спутника ERS-1; 2 – то же, но данные спутника ICESat.

Лучшим на сегодняшний день пространственным разрешением на площади рассматриваемого листа обладает сводная цифровая модель (ЦМ) гравитационного поля северного полушария (к северу от 64° с. ш.), созданная в рамках международного Арктического гравиметрического проекта (Arctic Gravity Project – ArcGP) (рис. 8). Основной целью этого проекта являлось создание наиболее точных глобальных ЦМ поля силы тяжести Земли и геоида для северного полушария с использованием всех доступных международных гравиметрических данных. ЦМ гравитационного поля, созданная в рамках ArcGP, базируется на результатах наземных и налёдных съемок, аэросъемок,

наблюдений с подводных лодок и результатах расчета гравитационных аномалий по спутниковым альтиметрическим данным на акватории. Она опубликована [89; 90; 118] и свободно распространяется через Интернет [149; 150]. Следует отметить, что более поздняя из опубликованных ЦМ аномалий гравитационного поля (АГП), созданная уже в рамках международного Циркумарктического картографического проекта (CAMP-GM) и сопровождаемая картой гравитационных аномалий (аномалии в свободном воздухе на суше и аномалии в редукции Буге на суше, $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) масштаба 1 : 5 000 000 [91], на акватории основана на ЦМ АГП ArcGP. Однако в связи с выбранным масштабом картографирования она генерализована и по пространственному разрешению уступает исходной ЦМ АГП ArcGP.

Т а б л и ц а 5

Краткая характеристика гравиметрической изученности по данным Арктического гравиметрического проекта (ЦМ ArcGP)

№ п/п	Название организации	Название спутника	Год работы спутника, прибор, высота орбиты, м	Масштаб, соответствующий разрешению цифровых моделей	Сведения о топографической привязке		СКП наборов данных, мГал
					вид привязки	ошибка плановой привязки, м	
1	Европейское космическое агенство (European Space Agency)	ERS-1	1991–2000 радарный альтиметр, 800 000	1 : 1 000 000	GPS	± 3	± 6,0
2	Американское Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства (National Aeronautics and Space Administration)	ICESat	2003–2008 радарный альтиметр, 600 000	1 : 500 000	GPS	± 3	± 3,8

Первая версия ЦМ ArcGP по глубоководной части СЛО (2002 г.) частично базировалась на российских данных, представленных ЦМ АГП ФГБУ «ВНИИОкеангеология» [12]. В последней, уточненной версии (2008 г.), российские данные по глубоководной части акватории (в том числе и на площади листа U-49–52) были актуализированы результатами расчетов гравитационных аномалий, выполненными на основе спутниковых альтиметрических наблюдений, а именно:

а) данными, полученными с геодезического спутника ERS-1 (European Remote-Sensing Satellite) [102] с СКП определения $\Delta g_{\text{св.в.}}$, оцениваемой авторами в пределах $\pm 5 \div 8$ мГал и с пространственным разрешением 5' по широте и по долготе;

б) данными со спутника ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite), оборудованного высокоточным лазерным альтиметром GLAS и предназначенного для изучения толщины льда, уровня Мирового океана, облачности и рельефа земной поверхности. Новые спутниковые альтиметрические данные и, соответственно, рассчитанная на их основе цифровая модель аномалии $\Delta g_{\text{св.в.}}$, охватили Арктическую акваторию в полосе от $81,5^\circ$ до 86° с. ш. [90]. Пространственное разрешение цифровой модели составляет 3' по широте и 20' по долготе. Точность определения значений $\Delta g_{\text{св.в.}}$, вычисленных по результатам альтиметрических измерений со спутника ICESat была оценена равной ± 6 мГал [90].

Однако результаты сравнения этого набора данных с данными отечественных налёдных наблюдений вдоль линии геотраверса «Арктика-2007», выполненного на соседнем листе ГГК U-53–56, дали оценку СКП расчета $\Delta g_{\text{св.в.}}$ на основе альтиметрических данных равную $\pm 3,8$ мГал.

Краткая характеристика гравиметрической изученности по данным Арктического гравиметрического проекта (ЦМ ArcGP) представлена в табл. 5.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах листа U-49–52 на основании изучения сейсмических данных установлены породы фундамента океанической и субокеанической коры, а также отложения осадочного чехла, возраст которых предполагается от мела до голоцена. Все комплексы осадочного чехла в пределах котловины Амундсена и хр. Гаккеля выделены на основе сейсмических данных. Что касается глубоководной котловины Нансена, то в условиях отсутствия кондиционных сейсмических данных в этом районе расчленение осадочного чехла проводилось на основе сейсмических профилей, полученных северо-западнее и юго-западнее изучаемого района в экспедициях «Шельф-2011» и «Арктика-2014». Непосредственно на площади листа были изучены колонки донного пробобора, которые вскрывают разрез отложений плиоцен-четвертичного возраста. Кроме того, в 2018 г. в ходе работ в юго-восточной части бассейна Амундсена немецкими исследователями были отобраны образцы консолидированных консолидированных песчано-алевролитов [138].

СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПО РАЙОНУ РАБОТ

Первые шаги в разделении осадочного чехла Евразийского суббассейна на комплексы были предприняты Ю. Г. Киселевым [39] еще в середине 1980-х гг. Им было выделено три комплекса пород, принадлежащих трем структурным этажам. Первые два представляют собой платформенные осадочные отложения, распространенные практически на всей площади Евразийского бассейна за исключением осевой части хр. Гаккеля; третий является, по мнению автора, геосинклинально-складчатым образованием. В середине 1990-х гг. по результатам сейсмических исследований МОВ с дрейфующей станции «Северный полюс-28» впервые выполнено расчленение осадочного чехла на структурно-седиментационные петрографические комплексы [40]. Коллективом авторов установлены три основных ОГ: D_1 – подошва неоген-четвертичных образований, A – граница между циклической последовательностью акустически прозрачным и слоистым комплексами, A_f – поверхность кристаллического фундамента. На основе сейсמודинамического анализа установлена гетерогенность фундамента: вблизи склона хр. Ломоносова, где он представлен метаморфическими образованиями, далее по мере приближения к хр. Гаккеля появляется комплекс, сопоставимый со вторым океаническим слоем Атлантики, а ниже

него залегает комплекс, по скоростям схожий с третьим габброидным слоем океанической коры.

Качественно новый этап в изучении осадочного чехла СЛО начался с 2004 г., когда были пробурены четыре скважины на расстоянии 20 км на хр. Ломоносова в ходе экспедиции АСЕХ-302 [76]. Станции бурения запланированы по профилю МОВ ОГТ АW1-91090, полученному в 1991 г. НИС Polarstern. Непосредственная близость северного сегмента регионального профиля А7 к скважине АСЕХ-302 позволила провести литолого-стратиграфическую корреляцию на хр. Ломоносова до его южного сочленения с шельфом Восточно-Сибирского моря. Однако наличие вдоль западного склона хр. Ломоносова высокоамплитудных сбросовых нарушений и обнажение фундамента затрудняет провести корреляцию основных сейсмических ОГ в котловину Амундсена.

Новые сейсмические материалы, полученные в ходе экспедиции на НИС «Николай Трубятчинский» 2014–2015 г. [133], к сожалению, не позволили проследить ОГ, выделенные в котловине Амундсена и Нансена, на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 9).

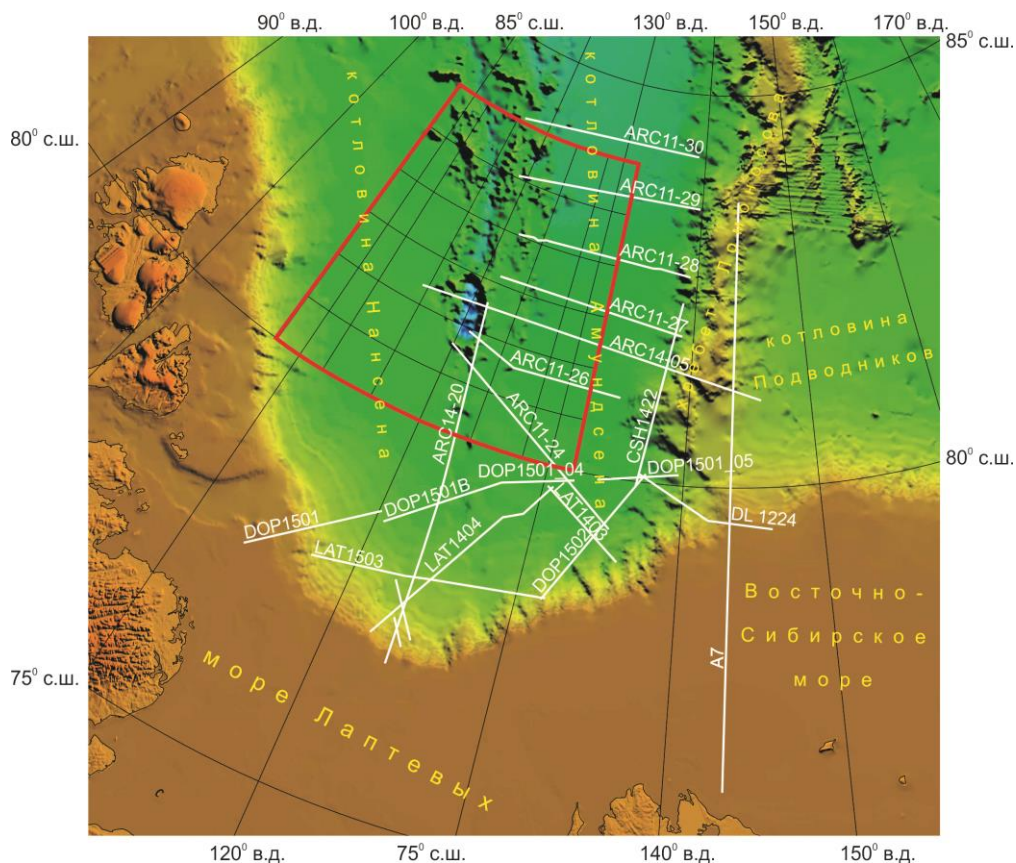


Рис. 9. Схема сейсмической изученности прилаптевоморской части Евразийского бассейна по результатам экспедиций «Шельф-2011», «Арктика-2014» и НИС «Николай Трубятчинский» 2014–2015 гг.

Наличие зон потери корреляций приводит разных исследователей к различным представлениям о возрасте осадочного чехла данного региона (рис. 10), причем расхождения очень существенные.

Сейсмическая модель А. И. Трухалева [68] базируется на концепции расширяющейся Земли. Пытаясь найти объективные критерии для возрастной привязки сейсмокомплексов осадочного чехла, анализируя существующие схемы стратиграфии, авторы пришли к заключению, что при современном уровне изученности СЛО объективно возраст сейсмокомплексов можно определить, если выделить на сейсмических разрезах поверхности палеопенеппеленов и сопоставить их с таковыми, установленными на островных поднятиях и континентальном обрамлении Восточно-Арктического шельфа. По мнению авторов, в Евразийском бассейне с хр. Ломоносова прослеживаются предпалеогеновое и нижнемеловое несогласия [151], а с Притаймырского шельфа – юрское несогласие. Это позволило выделить в осадочном чехле Евразийского бассейна кайнозойские, меловые, пермо-триасовые и верхнепалеозойские отложения.

Сейсмическая модель осадочного чехла в котловинах Евразийского бассейна [3] опирается на корреляцию мест выклинивания основных осадочных комплексов у поверхности акустического фундамента с положением линейных магнитных аномалий (ЛМА), на базе которых определялся возраст фундамента. В соответствии с таким подходом возраст выделяемых комплексов осадочного чехла над магнитной аномалией не должен превышать возраст этой аномалии. Так же для сейсмостратиграфического анализа авторы учитывали положение основных несогласий на сейсмических разрезах в кайнозойской части, установленных по данным бурения скв. IODP-302 ACEX на хр. Ломоносова. В котловине Амундсена авторы выделяют три главных несогласия.

Верхнее несогласие упирается в акустический фундамент в районе ЛМА 13 (33 млн лет, олигоцен) и интерпретируется как региональное предмиоценовое несогласие (RU). По сравнению с хр. Ломоносова в котловине Амундсена оно динамически менее выразительно, что объясняется несколько другим режимом осадконакопления. В пределах хребта несогласие RU представляет собой эрозионную поверхность, соответствующую главному перерыву в осадконакоплении по данным бурения ACEX 14–44 млн лет, а в котловине Амундсена в это время непрерывно продолжается процесс седиментации. За счет сноса терригенных осадков с хр. Ломоносова в котловине Амундсена изменился лишь характер осадконакопления.

Нижнее несогласие упирается в акустический фундамент в районе ЛМА 24 (53 млн лет, верхний палеоцен) и интерпретируется как посткампанское (pCU). Оно формировалось как поверхность осадконакопления во время сноса терригенных осадков с хр. Ломоносова в течение второго значительного перерыва на хребте 56–80 млн лет по данным бурения ACEX [75]. Формирование посткампанского несогласия предшествовало образованию океана в Евразийском бассейне. Поэтому несогласие является кровлей верхнемелового синрифтового комплекса, образовавшегося на континентальной коре в зоне рифтогенеза, который предшествовал расколу континента и образованию океанической коры. Все осадочные комплексы, залегающие поверх него, рассматриваются как пострифтовые осадки.

Между RU и pCU прослеживается еще одно яркое несогласие, которое выклинивается между ЛМА 24 (53 млн лет, верхний палеоцен) и ЛМА 20 (44 млн лет, средний эоцен). Это несогласие определяется как раннеэоценовое (ЕоU). Это несогласие отличается достаточно высокими амплитудными характеристиками рефлектора и отчетливо наклонным положением по отношению к сравнительно горизонтальному залеганию вышележащего несогласия RU и поверхности дна с падением в сторону хр. Гаккеля от хр. Ломоносова. По данным бурения АСЕХ на границе нижнего и среднего эоцена (49 млн лет) обнаружена экстремальная концентрация остатков пресноводного папоротника *Azolla*. Данное событие трактуется как эпизод континентальных условий осадконакопления на хр. Ломоносова. Авторы предполагают связь между формированием ЕоU в котловине Амундсена и эпизодом континентальной обстановки на хр. Ломоносова [59].

Согласно стратиграфической модели осадочного чехла Евразийского бассейна А. М. Никишина [109], выделено четыре основных сейсмических границы с приметными возрастами: 20, 34, 45 и 56 млн лет. По версии этой модели Евразийский бассейн начал свое формирование с эоцена, когда начался ультрамедленный спрединг океанической коры со скоростью раздвижения 1,5–1 см/год.

В 2019 г. АО «Севморнефтегеофизика» были проведены полевые сейсморазведочные работы по изучению геологического строения осадочного чехла в зоне сочленения Таймыро-Североземельской складчатой системы с Лаптевской окраинно-материковой плитой и прилегающего континентального склона СЛО [143]. Авторы отмечают наилучшее совпадение и волновой картины, и стратификации для отражающего горизонта II, который сопоставляется с подошвой осадочного чехла – «акустического фундамента» палеозойско-мезозойского возраста. Стратиграфическая привязка данного горизонта производилась к обнажениям на п-ове Таймыр и на о. Большевик арх. Северная Земля по профилям ОАО «МАГЭ». По мере погружения в котловину Нансена в основании осадочного чехла появляются кайнозойские отложения. Определение их возрастной привязки производилось путем составления композитного временного профиля, который протягивался до скв. IODP-302 ACEX, пробуренной на хр. Ломоносова в 2004 г.

Основной подход к сеймостратиграфическому расчленению осадочного чехла в модели Л. А. Дараган-Сушовой [24] базируется на характеристике волновых полей (динамических и кинематических), прослеживании опорных ОГ, которые связаны с колебаниями уровня моря и со сменой обстановок осадконакопления. Дополнительной информацией являлись результаты глубоководного бурения в приполюсной части хр. Ломоносова (скв. ACEX-302). Возрастная привязка ОГ в зоне сочленения хр. Ломоносова с глубоководной впадиной Амундсена осуществлялась по косвенным признакам, поскольку здесь нет ни одной скважины. В осадочном чехле выделены сейсмокомплексы и ОГ, из которых наиболее яркими являются три сейсмических горизонта: акустический фундамент и два региональных несогласия pCU и RU. Авторы предполагают, что возраст регионального несогласия RU – поздний эоцен – ранний миоцен. В пользу миоценового возраста несогласия свидетельствует соответствие палеоструктурного плана миоценовых и плиоцен-четвертичных толщ

Эрагема	Система	Отделы и подотделы	А. И. Трухалев, 2018	Арктический бассейн, 2017	О. П. Дундо, 2020	П. В. Рекант, 2020	СМНГ, 2020	Л. А. Дараган- Суцова, 2017	А. М. Никишин, 2017			
Кайнозойская KZ	Неогеновая N	Плиоцен N ₂	KZ	N ₁ -Q	N ₂ -Q		L ₈	RU	20 MA			
		Миоцен N ₁			N ₁ ³		L ₇					
					N ₁ ¹⁻²		L ₅					
	Палеогеновая P	Олигоцен P ₃		RU	P ₂₋₃	D ₁	L ₄	BU	34 MA			
		Эоцен P ₂		E ₂₋₃		A	L ₃	EoU	45 MA			
		Палеоцен P ₁		mBU	E ₁	P ₁₋₂	mBU	L ₂	pCU	56 MA		
Мезозойская MZ	Меловая K	Верхний K ₂	K ₁₋₂	K ₂	K ₂	UNT	LCU	IIa	K ₂			
		Нижний K ₁	LCU									
	Юрская J	Верхний J ₃	J-K _w	P ₂ -T						LCU	II ₁	
		Средний J ₂	JU									
		Нижний J ₁										
	Триасовая T	Верхний T ₃	P ₂ -T	LCU								II ₁
		Средний T ₂										
		Нижний T ₁										
	Палеозойская PZ	Пермская P	Верхний P ₃									
Средний P ₂												
Нижний P ₁												
Каменноугольная C		Верхний C ₃	MU		PZ ₃	LCU	II ₁					
		Средний C ₂										
		Нижний C ₁										
Девонская D		Верхний D ₃	MU	PZ ₃				LCU	II ₁			
		Средний D ₂										
		Нижний D ₁										

Рис. 10. Схема корреляции сейсмических моделей по региону.

Лаптевоморской континентальной окраины ее современному структурному плану [22]. Уже к концу миоцена активизация движений закончилась. Лаптевоморский бассейн испытал поднятие и размыв, сменившийся к началу плиоцена опусканием [23]. Таким образом, лишь в миоцене (особенно с плиоцена) появляются явный шельф, континентальный склон и, собственно, глубоководная впадина Евразийского бассейна СЛО. Отражающий горизонт UB сопоставляется с подошвой олигоцена. По динамическим и кинематическим характеристикам сейсмокомплекс между ОГ UB-RU наиболее выдержан в обеих котловинах и менее затронут при формировании хр. Гаккеля. Отражающий горизонт EoU определяется подошвой эоцена. Подошва эоцена в современном структурном плане значительно погружена в Евразийском бассейне, в котловинах Амундсена и Нансена до 5,0–5,8 км. Восточно-Лаптевское поднятие сокращается в размерах. Уменьшение глубин залегания горизонта на большей части Лаптевоморского шельфа при их значительном увеличении в Евразийском бассейне свидетельствует об интенсивном размыве шельфа и перемещении материала в Евразийский бассейн. Отражающий горизонт рCU определяется как подошва кайнозоя и является реперным горизонтом. Площадь распространения ОГ рCU расширяется, преимущественно за счет появления мощных позднемеловых толщ на западе Лаптевского шельфа и практически повсеместного появления верхнего мела на современном поднятии Менделеева и хр. Ломоносова. Последние к началу кайнозоя не были столь контрастными структурами, хотя разделяющие их крупные осадочные бассейны Амундсена, Подводников и Макарова уже существовали [24].

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Основой для построения сейсмической модели региона послужила схема расчленения осадочного разреза, положенная в основу Океанской серийной легенды [56] с использованием новых сейсмических данных, полученных в экспедиции «Арктика-2014» и НИС «Николай Трубятчинский» 2014–2015 г.

Сейсмостратиграфический комплекс ССК-I залегает в самой верхней части осадочного разреза и ограничен в кровле поверхностью морского дна, а в подошве ОГ – D₁. В большей части площади ССК-I согласно залегает на поверхности ССК-II. Однако в пределах западного крыла котловины Амундсена фиксируется несогласный тип залегания с подстилающим комплексом ССК-II в виде облекания с увеличением мощности в депоцентрах и уменьшением – над выступами акустического фундамента.

ССК-I развит повсеместно на площади листа в виде параллельнослоистой толщи. Пластовые скорости для данного комплекса отложений в пределах 1,9–2,2 км/с [137] свидетельствуют скорее всего о рыхлом, слабо литифицированном составе осадков. На большей части картируемой области мощность осадков стабильна и не превышает 600 м. Подобная выдержанность также говорит о наличии в составе этого ССК нелитифицированных пелагических или «синокеанических» отложений.

Мощность отложений ССК-I закономерно уменьшается от 600 м близ континентального склона до первых десятков метров и даже полного отсутствия

(в районах выхода на поверхность более молодых магматических комплексов) на хр. Гаккеля.

Волновая картина ССК-I представлена высокочастотными плоскопараллельными отражениями, облекающими и нивелирующими неровности подстилающего рельефа в пределах котловин Амундсена и Нансена. Толща в целом характеризуется отличной коррелируемостью и прослеживается на всей площади листа и далеко за ее пределами. Характер ее волновой картины, а также динамические и скоростные характеристики постоянны и слабо варьируют на обширных площадях котловины Амундсена.

Такие характеристики изменения мощности, волновой картины и пластовых скоростей позволяют предположить формирование толщи ССК-I в условиях морского бассейна при поступлении терригенного материала с южного и восточного направления.

На хр. Гаккеля комплекс нарушен разломами и внедрением более молодых интрузивных и эффузивных пород (рис. 11). Наблюдается незначительное усиление амплитуды внутренних рефлекторов ССК-I в районе подводных гор на хр. Гаккеля. Предположительно это связано с эффузивной деятельностью и влиянием покровов базальтов.

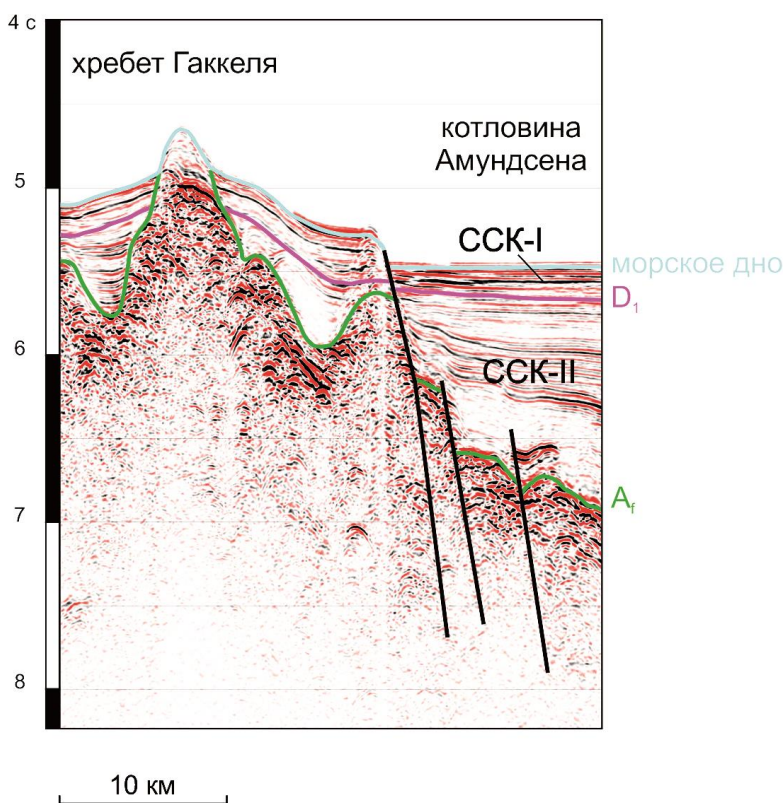


Рис. 11. Фрагмент временного сейсмического профиля А14-05 на границе хр. Гаккеля и котловины Амундсена, иллюстрирующий наличие молодых разрывных нарушений, деформирующих ССК-I.

Сейсмостратиграфический нерасчлененный комплекс ССК-I₁ выделен между ОГ Морское дно и А_г в пределах рифтовой долины хр. Гаккеля, которую они заполняют. Сбросовый тип нарушений и деформации слоистой толщи говорит о более позднем заложении грабеноподобной структуры относительно времени накопления осадков ССК-I₁.

ССК-I₁ выделен на двух сейсмических профилях ARC14-20 (в пределах рифтовой зоны хр. Гаккеля) и ARC14-05 (во впадине Киселева). На сейсмическом профиле ARC14-20 комплекс представлен в виде слоистой высокочастотной толщи, мощность которой изменяется вдоль по разрезу от 2 км до полного выклинивания вблизи подводных гор. На сейсмическом профиле ARC14-05 комплекс представлен в виде хаотичных и слабовыраженных внутренних рефлекторов.

Сейсмостратиграфический комплекс ССК-II. Породы этого комплекса, для которых характерны пластовые скорости 1,9–3,9 км/с [137], выделены между ОГ D₁ и А. В пределах изучаемого района комплекс выделен повсеместно за исключением рифтовой зоны хр. Гаккеля.

В подошве ССК-II ограничен региональным горизонтом А, имеющим важное сейсмостратиграфическое значение. Характерной его особенностью является резкая смена картины волновой записи от практически акустически прозрачной над ним до высокоамплитудной слоистой под ним (ССК-III).

Волновая картина ССК-II сходна с волновой картиной ССК-I, за исключением большей прозрачности. Вниз по разрезу амплитуда внутренних рефлекторов значительно снижается, и залегают акустические полупрозрачные отложения. Зачастую в пределах комплекса появляются высокоамплитудные отражения, которые затухают вдоль линии профиля. Такие «яркие пятна» тяготеют к линиям разломов и внедрением более молодых магматических тел, которые деформируют волновую картину осадочного чехла, задирая рефлекторы вверх (рис. 12).

Мощность ССК-II в рамках изучаемого района меняется от 1,5 км в пределах глубоководной котловины Амундсена до полного отсутствия на хр. Гаккеля. Максимальные значения, которые достигают 2 км, зафиксированы на сейсмических профилях А11-28, А11-29 и А11-30, где отложения залегают на подстилающем ССК-III в локальных депоцентрах между выступами акустического фундамента (см. рис. 9). Зафиксирована тенденция погружения кровли ССК-III и увеличение мощности ССК-II в северном направлении. Скорее всего формирование этого ССК в районе картирования происходило за счет сноса осадков с прилегающего шельфа моря Лаптевых, а также за счет размыва субстрата хр. Ломоносова.

Сейсмостратиграфический комплекс ССК-III в кровле ограничен ОГ А и в подошве ОГ mBU. Волновая картина представлена средне- и высокоамплитудными параллельными рефлекторами. Практически повсеместно в кровле данного комплекса фиксируется полоса высокоамплитудных рефлекторов, что позволяет уверенно диагностировать этот ССК в разрезе. Кроме того, наблюдается заметное усиление амплитуд внутренних рефлекторов вблизи от разрывных нарушений и выступов акустического фундамента. Интенсивность внутренних рефлекторов снижается вниз по разрезу, где картина записи становится практически акустически прозрачной. По данным МОВ ОГТ, для толщи комплекса ССК-III характерны пластовые скорости от 2,3 до 3,6 км/с [137].

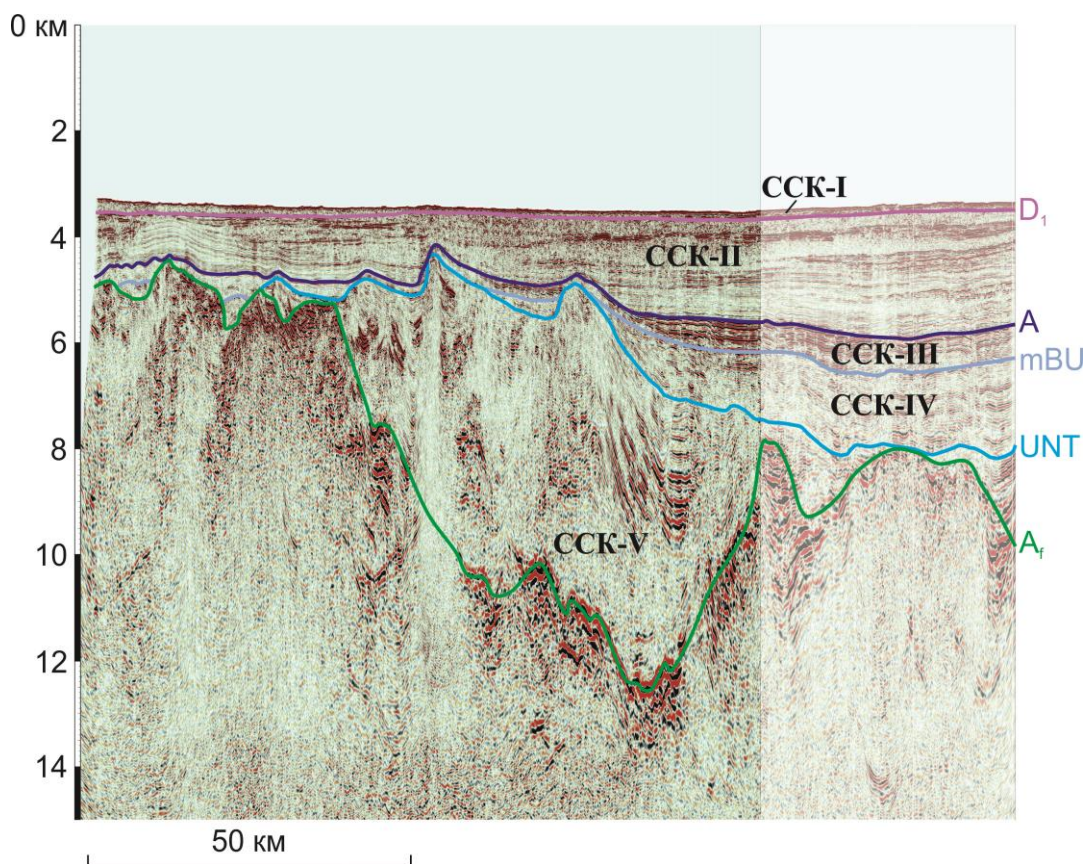


Рис. 12. Фрагмент сейсмического профиля LAT1501_04 [68], демонстрирующий мощный деформированный осадочный комплекс CCK-V.

Мощность CCK-III увеличивается в западном направлении от хр. Гаккеля до 132° в. д., а затем начинает сокращаться до полного выклинивания. Максимальные значения мощности достигают 900 м.

Сейсмостратиграфический комплекс CCK-IV в кровле ограничен ОГ mBU и в подошве ОГ UNT. Волновая картина представлена низко- и высокоамплитудными параллельными рефлекторами. Интенсивность внутренних рефлекторов снижается вниз по разрезу, где картина записи становится практически акустически прозрачной.

Нижний контакт с подстилающим комплексом CCK-V – несогласный тип прилегания. Взаимоотношение с перекрывающим комплексом – согласное, на отдельных участках с элементами эрозионного среза. Комплекс нарушен рядом разрывных нарушений. Следует отметить вблизи разломов наличие высокоамплитудных рефлекторов, интенсивность которых падает вдоль по разрезу. По данным МОВ ОГТ, для толщи комплекса CCK-IV характерны пластовые скорости от 3,6 до 4,2 км/с [137].

Максимальные значения мощности достигают значений в 2 км, прослеживаются в виде узкой полосы шириной до 50 км вдоль хр. Ломоносова между 132–133° в. д., при этом не сокращаясь по мере удаления от шельфа моря Лаптевых. Такой характер распределения мощности ССК-IV говорит о существовании скорее всего основного источника сноса осадочного материала в районе современного хр. Ломоносова.

Сейсмостратиграфический комплекс ССК-V в кровле ограничен ОГ UNT и является самым нижним уверенно картируемым комплексом в осадочном чехле. В подошве он ограничен ОГ A_f (акустический фундамент), ниже которого отсутствуют какие-либо достоверные рефлекторы. По данным МОВ ОГТ, для толщи комплекса ССК-V характерны пластовые скорости от 5,2 до 6,2 км/с [137].

ССК-V выделен на сейсмических профилях экспедиций «Арктика-2014» и на НИС «Николай Трубятчинский» 2014–2015 г. [133] и не виден на сейсмических материалах «Шельф-2011». Это связано с использованием в первом случае длинных сейсмических кос, которые позволяют увеличить глубину сейсмического разреза, а во втором случае – коротких.

Сейсмическая картина записи ССК-V представлена в виде ярко выраженных внутренних рефлекторов, деформированных в виде синклинальных и антиклинальных складок (см. рис. 12). В областях антиклинальных складок фиксируются аномально яркие сейсмические отражения, которые скорее всего связаны с внедрением магматических тел в виде силлов. Максимальная мощность сейсмического комплекса зафиксирована на профиле LAT1501_04 и достигает значений до 6 км, уменьшаясь в северном направлении до полного выклинивания.

Базальтовые комплексы. Наличие базальтовых комплексов определяется по аномально ярким пятнам в волновой картине сейсмической записи как в слоистой осадочной толще, так и на ОГ A_f .

Обработка всего массива сейсмических данных в пределах изучаемой площади показал слабую (а порой полное отсутствие) коррелируемость большинства аномалий волнового поля с положительными аномалиями магнитного поля (рис. 13). Более подробно базальтовые комплексы описаны в гл. «Магматизм».

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Нерасчлененные мезозойские (?) образования (MZ?) в пределах изучаемой площади распространены в пределах осевых зон впадин Амундсена и Нансена в качестве консолидированного основания осадочного чехла. Выходы их на поверхность предполагаются за пределами площади листа на наиболее крутых уступах морского дна на западном склоне хр. Ломоносова.

Комплект отложений, предположительно, представлен хлорит-биотитовыми и кварц-биотитовыми сланцами, кварцевыми песчаниками и алевропелитами, доломитами, известняками [58].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные нижнемеловые (?) отложения ($^8K_1?$) предполагаются в нижней части осадочного чехла по новым сейсмическим данным [133], полученным в ходе экспедиции на НИС «Николай Трубытчинский» в виде складчатого комплекса ССК-V (0).

В составе комплекса предполагаются образования, сходные с отложениями на о. Большевик [20] и на севере Таймыра в районе мыса Челюскин [21], где закартированы породы валанжина и апт-альбского возраста, которые представлены глинами, алевролитами, алевропелитами, песками и песчаниками с линзами конгломератов. Мощность комплекта – до 500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные верхнемеловые образования (8K_2) в пределах изучаемой площади объединены в ССК-IV, который в пределах осевой зоны впадины Амундсена составляет нижнюю часть осадочного чехла.

В составе комплекса предполагаются аргиллитоподобные глины, алевропелиты с прослоями песков и галечников. Мощность комплекса – до 3000 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Отложения палеоцена (8P_1) в пределах картируемой площади входят в состав ССК-III, который ограничен в подошве ОГ mBU, а в кровле – А. Мощность комплекса достигает значений 800 м. По данным глубоководного бурения, на хр. Ломоносова [99–101] отложения палеоцена представлены терригенными разностями. Поскольку уровень морского дна в котловинах был значительно выше, в пределах котловин Амундсена и Нансена предполагается следующий состав осадков: морские и прибрежно-морские плотные глинистые отложения серого, темно-серого цвета.

Отложения эоцена (8P_2) в пределах картируемой площади входят в состав ССК-II, который ограничен в подошве ОГ А, а в кровле – D₁. Мощность комплекса достигает значений 2000 м. Увеличение мощности эоценовых отложений скорее всего связано с активизацией погружения глубоководных котловин. По данным глубоководного бурения, на хр. Ломоносова [99–101] отложения верхнего эоцена представлены алевропелитами с небольшими песчаными линзами, вниз по разрезу идет переслаивания черных и серых слоев. В нижней части верхнеэоценовые осадки представлены терригенным материалом с опалом-А и небольшим количеством кремнистых организмов. Нижне- и среднеэоценовые отложения состоят, главным образом, из кремнистых организмов, вниз по разрезу наблюдается трансформация опала-А в опал-С/Т.

Для глубоководных котловин предполагается следующий состав осадков: морские и прибрежно-морские плотные глинистые отложения серого, темно-серого цвета.

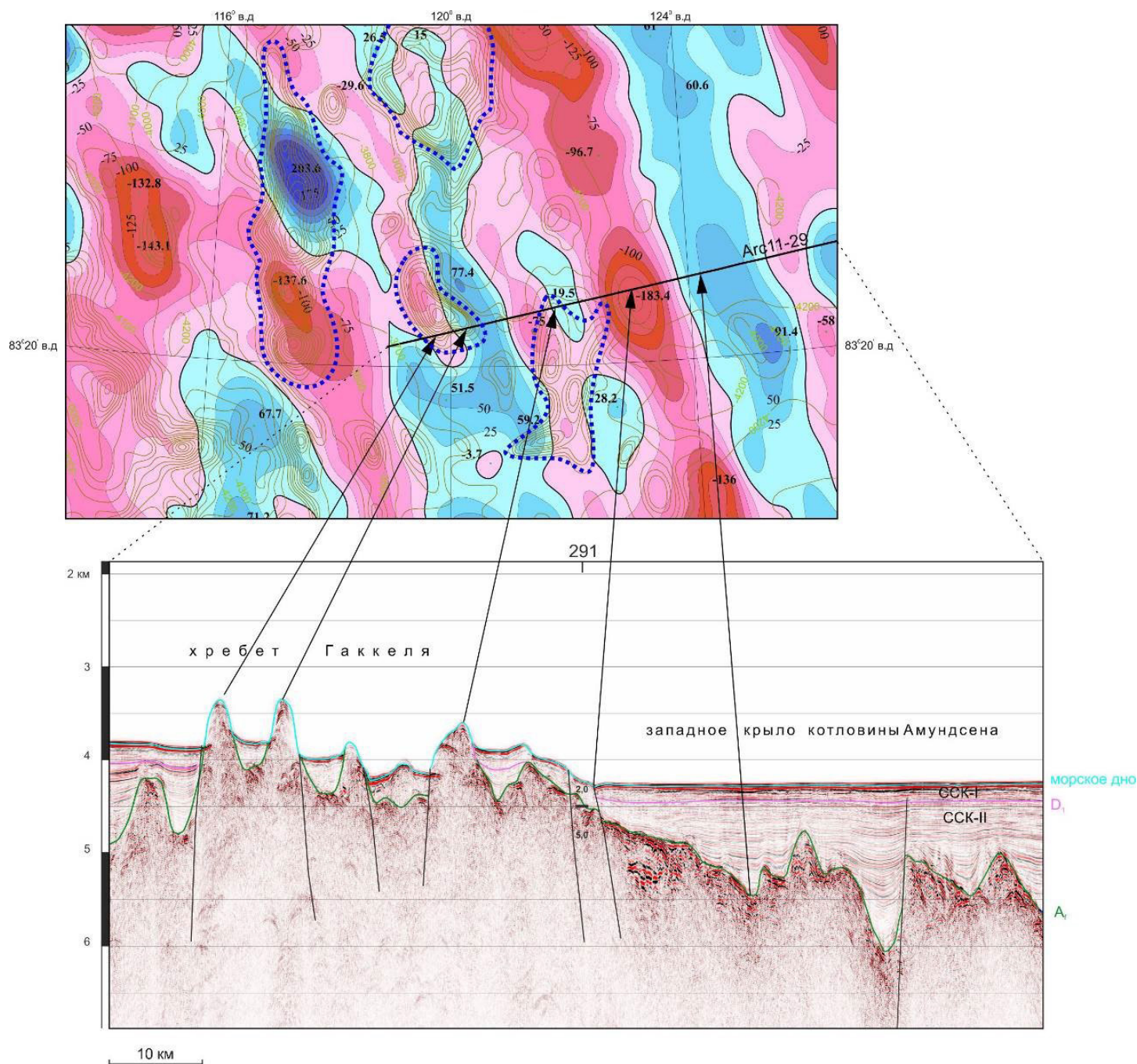


Рис. 13. Фрагмент сейсмического профиля ARC11-29 и карты аномального магнитного поля, иллюстрирующие отсутствия корреляции между яркими аномалиями и выступами акустического фундамента на сейсмической записи с положительными и отрицательными аномалиями магнитного поля.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения олигоцен-миоцена ($^5P_3-N_1$) в пределах картируемой площади входит в состав ССК-I, который ограничен в подошве ОГ D₁, а в кровле – морским дном. Средняя мощность осадков этого комплекса – 600 м. Учитывая данные глубоководного бурения, на хр. Ломоносова [99–101] предполагается следующий состав отложений: миоценовые алевропелиты оливкового, оливково-коричневого, оливково-серого и темно-серого цветов, олигоценовые алевропелиты с линзами песка различного оттенка коричневого цвета, илистые глины темно-коричневого цвета.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Четвертичная система рассматривается с пониженной границей до 2,58 млн лет (см. «Постановления МСК», вып. 41, 2012). Четвертичные образования в интервале 2,6–0,7 млн лет на площади достоверно не установлены, но их наличие предполагается по комплексу геолого-геофизических данных и датированным колонкам с соседних листов.

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Отложения плиоцен-четвертичного возраста развиты повсеместно на исследованной территории и представлены сложными рядами морских генетических фаций различных возрастных подразделений, залегающих в пределах континентального склона с размывом на эродированной поверхности пород миоцена, реже палеогена и мезозоя. Размыв, фиксируемый в основании плиоцен-четвертичного чехла, произошел в ходе глубокой регрессии в раннем миоцене.

Из-за отсутствия на площади сейсмоакустического профилирования и малого количества станций донного пробоотбора в этом районе, за основу расчленения плиоцен-четвертичных отложений приняты геоморфологические особенности рельефа дна. Поэтому картируются не сейсмокомплексы, а подразделения общей шкалы различных генетических типов.

В основании разреза залегают отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена декливиальные (mdN_2-l) и нефелоидные (mnN_2-l), синхронно с образованием которых начинается значительная перестройка осадконакопления на Арктическом шельфе и в глубоководной части СЛО. В области континентального склона на крутых участках наклонных поверхностей, в каньонах и в конусах выноса у подножия континентального склона накапливаются толщи осадков, содержащие псефитовую фракцию. Происходит резкое похолодание и возникает покров морских льдов. Первые появления арктических и аркто-бореальных сообществ флоры и фауны фиксируются на рубеже миоцена и плиоцена многими исследователями.

Выше по разрезу выделяются:

– нерасчлененные морские турбидитные и нефелоидные отложения пелагической фации плиоцен – голоцена (mt, mn_pN_2-H);

- морские декливиальные (mdll-H) и нефелоидные (mnll-H) осадки среднего неоплейстоцена–голоцена;
- морские декливиальные, вулканогенно-осадочные (md,vllll-H) и нефелоидные, вулканогенно-осадочные (mn,vllll-H) верхнего звена неоплейстоцена–голоцена;
- морские турбидитные и нефелоидные (mt,mnlll-H) верхнего звена неоплейстоцена–голоцена;
- морские декливиальные отложения обвальнo-осыпной сейсмогенной фации (md_{os}lll-H) верхнего звена неоплейстоцена–голоцена;
- морские турбидитные отложения потоковой (mt_plll₄-H) и дельтовой (mt_dlll₄-H) фации (мутьевые потоки и их конусы выноса) четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена–голоцена.

ПЛИОЦЕН–ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные морские турбидитные и нефелоидные плиоцен-четвертичные отложения пелагической фации (mt,mn_pN₂-H) показаны на геологической карте доплиоценовых образований только в пределах глубоководных котловин Нансена и Амундсена, где их мощность составляет 120–130 м.

Отложения представлены фациально невыдержанными по площади алевропелитами и пелитами. У подножия континентального склона в осадках комплекса изредка отмечаются включения растительных остатков, стяжения сидерита, лимонита, пирита.

ПЛИОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Отложения этого возрастного интервала предполагаются в составе разреза позднелайнозойского чехла и повсеместно перекрывают доплиоценовые образования. Осадки не выходят на поверхность дна (показаны только на схеме соотношения) и не были изучены какими-либо геологическими или геофизическими методами.

Морские декливиальные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена (mdN₂-l) предположительно выделены на склоновых участках рифтовой долины и фланговых зонах хр. Гаккеля. Предположительно слагают толщу около 150 м, содержащую разнообразные литологические разности осадков, предположительно миктиты алевропелито-песчанистого состава.

Морские нефелоидные отложения плиоцена–нижнего неоплейстоцена (mnN₂-l) выделяются также в рифтовой долине и фланговых зонах хр. Гаккеля, но только на равнинных участках. Предположительно они слагают толщу мощностью около 100 м, содержащую разнообразные литологические разности осадков (предполагается алевропелит, пелит) и образованную в ходе длительного трансгрессивно-регрессивного периода плиоцена–раннего неоплейстоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Морские декливиальные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена (mdll-H) образуют поля выходов на поверхность дна на всем протяжении хр. Гаккеля как в его рифтовой долине, так и во флангах, начиная с глубин 3200 м. Выходы отложений этого генетического типа на поверхность дна предполагаются на основании результатов комплексных исследований (донный пробоотбор, сейсмоакустическое профилирование в гребневой зоне хребта за рамками листа, батиметрические и геоморфологические данные) (рис. 14). Отложения морского декливиа, видимо, мощностью от первых метров на склонных участках рельефа, к которым они приурочены, до десятков метров в понижениях рельефа под склонами (до 50 м). Залегают они на осадках плиоцен–нижнеплейстоценового возраста.

Верхняя часть этой толщи опробована методами донного пробоотбора с борта немецкого ледокола Polarstern. Литологический состав отложений довольно пестрый. В основном это алевроитовые пелиты, местами отмечаются участки переслаивания песков, алевроитов и пелитов.

Морские нефелоидные отложения среднего неоплейстоцена–голоцена (mnll-H). Области распространения нефелоидных осадков выделены условно в наиболее пологой части океанического дна, во фланговой зоне хр. Гаккеля, на террасах, платообразных вершинах и понижениях. Ее выделение обусловлено отсутствием крутых уклонов дна, следовательно, и гравитационного агента транспортировки, а также значительным удалением от континентального склона. Для этих районов характерен полярный пелагический седиментогенез и типичные для него алевроитовые пелиты мощностью до 30 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Морские декливиальные, вулканогенно-осадочные отложения верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (md,vlll-H) в рамках листов выделяются по сейсмическим и геоморфологическим данным. Четвертичные вулканогенные постройки закартированы почти во всех частях рифтовой долины хр. Гаккеля и частично в его фланговых зонах (северо-западный район картируемой площади), где они прорывают осадочный плейстоцен-голоценовый чехол и образуют изометричные в плане возвышенности на поверхности океанского дна. Размеры вулканогенных построек составляют 50 м в высоту и около 500 м в основании. Декливиальные вулканогенные осадки часто окружают выходы на поверхность доплиоценовых образований, в частности на крупных горах и крутых склонах в приразломных зонах. Предположительно осадки представлены микритами алевропелито-песчанистого состава мощностью до 15 м.

Морские нефелоидные, вулканогенно-осадочные отложения верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (mn,vlll-H) предполагаются в депрессиях приуроченных исключительно к рифтовой долине хр. Гаккеля, на всем его простирании. Мощность осадков составляет первые 10 м, состав преимущественно алевропелитовый, с включениями вулканокластического материала песчаной и гравийной размерности.

Морские турбидитные и нефелоидные отложения верхнего звена неоплейстоцена–голоцена ($mt, mn_{III}-H$) слагают обширную всхолмленную наклонную равнину подножия континентального склона, обращенную к котловинам и хр. Гаккеля, являющуюся областью аккумуляции материала, переносимого мутьевыми потоками, и представляющую собой слившимися друг с другом конусами выноса этих потоков. Отложения потоков турбидитов и нефелоидные осадки, видимо, слагают стратиграфически непрерывную толщу мощностью от первых метров на самом склоне до десятка метров в понижениях рельефа (до 20 м). Предполагается алевропелитовый состав.

Морские декливиальные отложения обвальнo-осыпной сейсмогенной фации верхнего звена неоплейстоцена–голоцена ($md_{os,III}-H$) выделены в основном в рифтовой долине хр. Гаккеля и в его фланговых зонах. Сейсмогенные обвальнo-осыпные декливиальные отложения слагают крутые склоны рифтовой долины и отдельных гор и возвышенностей, окружая выходы на поверхность доплиоценовых образований. Предполагается преимущественно полимиктиты алевропелитового, гравийно-песчанистого состава. Полная мощность их составляет до 20 м.

ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ ВЕРХНЕГО ЗВЕНА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Отложения подводных каньонов и их конусов выноса ранних и поздних генераций закартированы на континентальном склоне и у его подножия, где они залегают в каньонах – подводных продолжениях шельфовых палеодолин сартанского возраста, а также частично на подножии континентального склона, фланговых частях хр. Гаккеля и впадине Киселева.

Морские турбидитные отложения потоковой фации четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (mt_p, III_4-H), заполняющие каньоны, слагают собой акустически прозрачную толщу осадков мощностью до 10 м. Отсутствие внутренних отражений позволяет предполагать достаточно однородный состав осадков и нарушенное залегание. Осадки врезаны в разновозрастные образования (среднего–верхнего неоплейстоцена). Представлены миктитамы с примесью гравийно-песчанистого материала. Всего в пределах континентального склона закартировано два подводных каньона, заполненных отложениями, еще несколько мелких каньонов выделено на флангах хр. Гаккеля и впадины Киселева. Длина каньонов достигает 100 км при ширине в первые километры.

Морские турбидитные отложения дельтовой фации четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (mt_d, III_4-H) располагаются на окончаниях подводных каньонов или окружают их в местах выполаживания континентального склона на глубинах более 2000 м. Они представляют собой отложения конусов выноса турбидитных потоков. Представлены миктитамы алевропелито-песчанистого состава мощностью до 30 м.

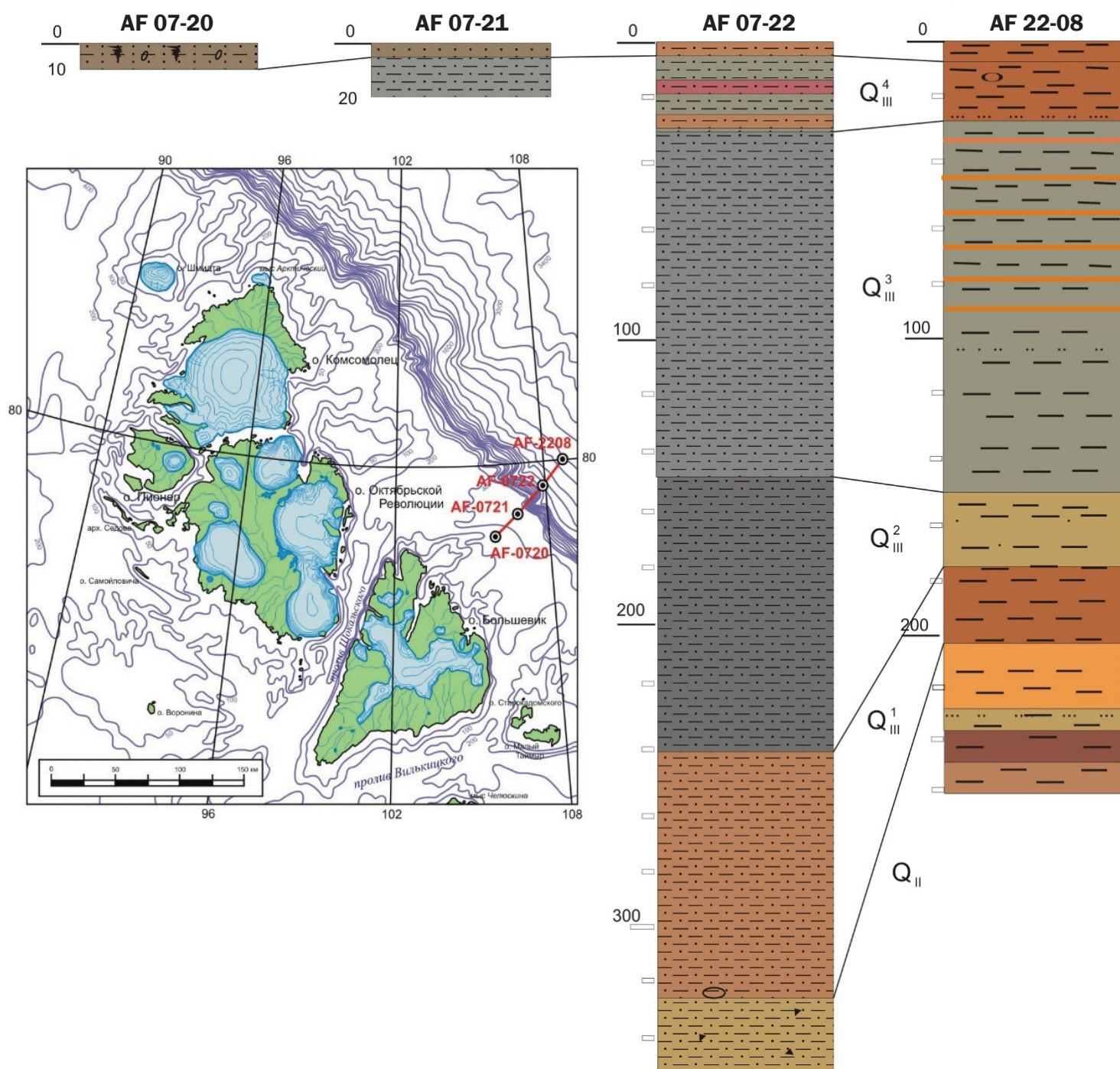


Рис. 14. Схема корреляции колонок рыхлых осадков верхней части осадочного чехла.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При подготовке листа U-49–52 полевые геологосъемочные работы не были предусмотрены, поэтому выводы о гранулометрическом и вещественном составе современных осадков в пределах рассматриваемой акватории являются предположительными. Они основаны на детальном анализе рельефа дна, данных по направлению течений, а также общих представлениях о закономерностях седиментогенеза в пределах континентального склона, срединно-океанических хребтов и глубоководных котловин океана. Имеющийся в наличии фактический материал представлен единичными станциями грунтового опробования, полученными в экспедициях на дрейфующих станциях СП, и на судах «Академик Федоров» («Арктика-2008») и Polarstern (36-й рейс) [115; 144].

Осадки в пределах листа формируются за счет поступления терригенного материала из различных источников: речной сток, абразия берегов, ледовый разнос, аэрозоли, коренные породы рифтовой долины хр. Гаккеля, продукты вулканических извержений. При этом особую роль играет море Лаптевых, через широкий шельф которого транзитом проходит основная масса осадочного материала в направлении картируемой площади. Значительное количество осадков, сносимых в акваторию в пределах листа U-49–52, подтверждается сейсмическими данными, согласно которым даже в рифтовой долине накоплены отложения мощностью более 1 км [57]. Это является отличительной чертой СЛО от других океанов, в глубоководных частях которых, как правило, наблюдается дефицит терригенных осадков.

Речной сток является одним из главных поставщиков терригенного материала. В море Лаптевых впадают такие крупные реки как Хатанга, Анабар, Оленёк, Лена, Яна. Они переносят значительное количество вещества в виде взвесей (всего $28,6 \times 10^6$ т/г [15]) и в растворенном состоянии (истинные и коллоидные растворы). Более 90 % влекомого реками материала оседает в дельтах – маргинальных фильтрах. Оставшееся вещество аккумулируется, главным образом, на шельфе, и лишь незначительная его часть проникает дальше в океан. Как правило, это тонкие частицы пелитовой размерности, которые переносятся поверхностными течениями, о чем свидетельствует постоянно фиксируемый максимум взвеси в приповерхностном слое водной толщи. Повышенные содержания взвеси фиксируются и в придонном нефелоидном слое. Очевидно, что континентальный склон моря Лаптевых является областью функционирования гравитационных потоков, что подтверждается присутствием турбидитов в отложениях глубоководных впадин Евразийского бассейна [123]. Следует отметить

определенную роль в транспортировке и перераспределении осадков, так называемого, явления каскадинга, когда при похолодании и массовом льдообразовании остаточные более соленые и плотные воды стекают по дну континентального склона [45].

Другим источником осадочного материала, часть которого поступает в глубоководную часть СЛО, являются процессы разрушения берегов. Последнее в море Лаптевых довольно сильно изрезаны и образуют разной формы и величины заливы, губы, бухты, полуострова и мысы. Скорости отступления абразионных берегов могут достигать значительных величин (до 7 м/год при термоабразии), продуцируя большое количество поступающих в акваторию наносов [18]. Это вещество перераспределяется на шельфе посредством течений, причем определенная доля частиц пелитовой размерности выносится в океан.

Течения, транспортирующие тонкую взвесь в Евразийском бассейне СЛО, имеют довольно сложную структуру. Основное поверхностное течение – трансарктическое – следует по направлению к прол. Фрама, причем его ветви зарождаются в шельфовых морях Евразийской окраины: от Карского до Чукотского. В противоположном направлении на промежуточных глубинах следуют более теплые и соленые атлантические воды. Под ними располагаются холодные и еще более соленые придонные воды. Скорости поверхностных и промежуточных атлантических вод в Евразийском бассейне в целом варьируют от 0,5 до 10 см/с, редко превышая приведенные значения, причем отмечается тенденция к понижению скоростей с глубиной [82]. Эти скорости, согласно известной диаграмме Хьюльстрема, являются достаточными для транспортировки во взвеси частиц пелитовой и тонкоалевритовой размерности; для их устойчивого осаждения скорости течений должны упасть ниже 0,1 см/с [108]. Однако крупный алеврит и песок могут осаждаться при более высоких скоростях. Таким образом, взвешенное вещество из Сибирских источников, прежде чем попасть на дно в пределах картируемой площади, совершает довольно сложный путь, следуя особенностям разнонаправленного движения стратифицированной водной толщи. Одним из ведущих механизмов при этом является так называемый пеллетный транспорт [45].

С учетом того, что основная масса терригенного материала, поставляемого с суши в виде взвесей и растворов, осаждается в пределах шельфов, для глубоководной акватории СЛО увеличивается значение криозолей – материала, переносимого морскими льдами и айсбергами [45]. Евразийский бассейн находится под влиянием трансполярной системы ледового дрейфа, структура которой в целом очень похожа на систему поверхностных течений. При этом море Лаптевых является своеобразной кузницей льдов, питающих трансполярную систему. Существует два основных механизма захвата льдами осадочного материала. Во-первых, в период льдообразования на мелководных шельфах Восточной Арктики, терригенная взвесь часто становится центром кристаллизации нового льда. Образующиеся при этом пресные кристаллики всплывают на поверхность и формируют шугу, которая впоследствии трансформируется в молодой лед. Во-вторых, припай часто вмораживает в себя прибрежные донные осадки, которые могут иметь самый разный размер – от пелитового до гравийно-валунного; аналогичным образом происходит захват материала

при прибрежном торошении. Материал псефитовой размерности, кроме того, может попадать на поверхность припайных льдов с относительно крутых склонов на суше. Тем не менее, было установлено, что льдами и айсбергами переносится преимущественно тонкий алевропелитовый материал [37; 45; 47]. Это свидетельствует в пользу преобладания механизма образования криозолей из взвеси.

Роль ледовой седиментации в пределах листа U-49–52 увеличивается в относительно теплые периоды времени, когда льды активно тают в центральной части СЛО. При похолодании климата и преобладании паковых льдов основная разгрузка криозолей происходит в районе прол. Фрама, где льды трансполярного дрейфа встречаются с теплыми атлантическими водами. По результатам петрографических исследований грубого песка и мелкого гравия был сделан вывод об общем соответствии современной и древней (МИС 1–6) циркуляции трансполярного дрейфа [110; 113; 116; 117; 122]. Исследования минерального состава тяжелой фракции осадков скважины АСЕХ дают основания предположить, что данная система, возможно, впервые заработала еще 13 млн лет назад [101].

С криозолями тесно связан эоловый материал. Лед – это идеальный «планшет» для накопления аэрозолей. Помимо непосредственного выпадения эоловых частиц на поверхность сформированных льдов они могут захватываться образующимися внутриводными льдами из взвеси, если аэрозоли попали в речные и прибрежные воды [115]. Исследования потоков аэрозолей показали, что наряду с терригенным тонким веществом важное значение имеет биогенная составляющая (до 50 %), а также загрязнения. Дальний перенос на тысячи километров осадочного вещества и загрязнений прослежен из Европы в Западную Арктику, а из Японии и США – в Восточную. Эоловый материал составляет 10–15 % от осадочного материала льдов [11]. Судьба аэрозолей, захваченных льдами, идентична судьбе криозолей.

Интенсивность накопления криозолей напрямую связана с климатом. Установлено, что в настоящее время материал ледового разноса не является доминирующим в Центральной Арктике. Криозоли, безусловно, участвуют в современном осадконакоплении в рассматриваемой области, но основная их часть законсервирована во льдах и проходит центральную часть СЛО транзитом. Крупные криодепоцентры в настоящее время расположены в прол. Фрама – в месте встречи потока льда с теплым Северо-Атлантическим течением. Роль криозолей в пределах листа U-49–52 увеличивалась при потеплении климата, приводящем к преобладанию сезонных льдов. Наблюдаемое в последние годы сокращение паковых льдов приводит к повышению интенсивности накопления материала ледового разноса. В периоды похолодания, например, в МИС 2, центральная часть СЛО блокировалась многолетними льдами, циркуляция которых была минимальна или отсутствовала полностью, что приводило к практически полному прекращению ледовой седиментации.

Определенную роль в осадконакоплении близ хр. Гаккеля могло играть эндогенное вещество зоны спрединга. В пределах листа не было экспедиций, проводивших прямое изучение вещественного состава отложений хр. Гаккеля, поэтому выделять зоны полимиктитов с включением вулканогенного материала пришлось по аналогии, используя данные исследований в более северных районах хребта.

В 2001, 2007 и 2016 гг. были проведены рейсы в рамках проектов AMORE (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition), AGAVE (Arctic Gakkel Vents Expedition) и KARASIK, соответственно, в которых хр. Гаккеля был детально исследован на протяжении от 7° з. д. до 85° в. д. В результате были обнаружены гидротермальные проявления [87], неконсолидированные фрагментированные пирокластические вулканические отложения, покрывающие осевую долину хребта, образцы свежего вулканического стекла и пепла [121], метановые плюмы [118]. Однако сибирский сегмент хр. Гаккеля, находящийся в пределах листа U-49–52, существенно отличается от изученного в указанных экспедициях атлантического сегмента наличием мощной толщи осадочного выполнения до 2,7 км в прилаптевоморской части [57]. Эти осадки, интенсивно поступающие как со стороны моря Лаптевых, так и через окраинные желоба Карского моря (Святой Анны, Воронина), «запечатывают» коренные породы хребта. Таким образом, сложно ожидать заметное количество обломков базальтов и пирокластического материала в современных осадках, выстилающих рифтовую долину. С другой стороны, мощности отложений существенно сокращаются в пределах крутых бортов рифтовой долины, поэтому с учетом высокой сейсмической активности можно предположить наличие здесь локальных коренных (скальных) выходов и, как следствие, присутствие вулканогенно-осадочного материала различной крупности. Кроме того, в этом районе должны быть активны оползневые процессы. Безусловно, без проведения целенаправленных исследований, включающих донный пробоотбор, характер распределения вулканогенно-осадочного материала можно определить лишь в самом первом приближении по результатам детального геоморфологического анализа.

Донные отложения в пределах листа достаточно однообразны и содержат преимущественно тонкие гранулометрические фракции. При этом наибольшая изменчивость отмечается в пределах хр. Гаккеля, что связано с контрастностью рельефа и сейсмичностью, провоцирующей оползневые процессы. Присутствие наиболее грубозернистых разностей (полимиктитов), включающих примерно равные количества пелитовой, алевроитовой, песчаной и псефитовой фракций, можно ожидать на очень крутых склонах рифтовой долины и вулканических гор, а также на склонах четко фиксируемой в рельефе вулканотектонической впадины [63; 64]. В этих морфоструктурах предполагается наличие локальных коренных выходов и, как следствие, примесь псефитового материала в осадках. На менее крутых склонах указанных морфоструктур вероятно уменьшение доли грубых фракций, поэтому можно прогнозировать присутствие полей миктитов.

Днище рифтовой долины, а также поверхности пологих валообразных пририфтовых возвышенностей, созданных комплексом тектоно-магматических процессов, предположительно покрыты песчанистыми алевроитовыми пелитами, возможно, с незначительной примесью псефитового материала – как местного, так и привнесенного льдами. Присутствие грубозернистых фракций здесь предопределяется высокой сейсмической активностью, приводящей к перераспределению материала.

На субгоризонтальных и пологонаклонных участках котловин Нансена и Амундсена, а также в пределах террас в рифтовой зоне, созданных погружениями блоков акустического фундамента, вероятно присутствие алевроитовых

пелитов с рассеянным материалом ледового разноса псаммитово-псефитовой размерности. Здесь преобладает пелагическое осадконакопление, периодически нарушаемое гравитационными потоками.

Пологонаклонные равнины континентального подножия скорее всего сложены алевролитистыми пелитами. Пелагическая седиментация осложнена инъекциями турбидитов. Наиболее тонкие – пелитовые отложения – предположительно накапливаются в пределах субгоризонтальных абиссальных равнин котловин Амундсена и Нансена.

Вещественно-генетические типы распределены следующим образом. Вулканогенно-осадочные отложения накапливаются в районах развития вулканических построек. Остальная площадь листа занята, преимущественно, терригенными осадками, за исключением отдельных фрагментов очень крутых бортов рифтовой долины, где возможно присутствие эдафогенных образований. Резкое преобладание терригенных разностей отложений в пределах хр. Гаккеля, доставленных со стороны Сибирских источников сноса, подтверждается результатами исследования химического состава верхнеплейстоцен-голоценовых осадков [57].

Исходя из преимущественно тонкозернистого состава осадков, а также согласно данным по их мощностям на имеющихся сейсмических разрезах, можно с большой долей уверенности предположить преобладание процессов устойчивой аккумуляции в пределах листов U-49–52. Процессы эрозии могут наблюдаться на отдельных участках крутых склонов в бортах рифтовой долины. Однако на сейсмических профилях видно, что даже там, как правило, коренные породы покрыты тонким плащом осадков [57]. В перераспределении поступившего осадочного материала определенную роль играют придонные течения, скорость которых вряд ли велика, а также склоновые процессы, главным образом, вызванные землетрясениями и вулканической активностью. Не исключено проявление эффекта сейсмогенного «стекания» водонасыщенных тонких осадков со склонов.

Преобладание тонких частиц предопределяет их подвижность, значительную площадь поверхности, сорбционные и другие свойства, а в значительной мере также вещественный состав и дальность распространения. Тонкозернистость частиц определяет также и время их нахождения в среде перед отложением в форме донных осадков, т. е. для океана – время опускания на дно, время реакции частица–вода, нахождения в динамическом поле океана, воздействия организмов и др.

В заключении стоит обратить особое внимание на необходимость проведения пробоотбора в пределах листа U-49–52 с целью уточнения структурно-вещественного состава донных осадков. При этом особый интерес имеет распределение отложений в пределах хр. Гаккеля.

МАГМАТИЗМ

По результатам аэромагнитометрических наблюдений на всей площади листа прослеживаются знакопеременные линейные магнитные аномалии. Этот факт свидетельствует об океаническом происхождении земной коры в Евразийском суббассейне, в том числе и в глубоководных котловинах Амундсена и Нансена. Таким образом, в строении океанической коры можно предполагать развитие базальтов MORB-типа, габбро и перидотитов. На площади листа U-49–52 состав магматических образований не был изучен из-за самой тяжелой ледовой обстановки в Арктическом бассейне и, соответственно, сложности драгирования склонов подводных гор в этом районе. В какой-то мере о породах срединно-океанического хр. Гаккеля можно судить по результатам драгирования на так называемом амагматичном пригренландском отрезке хребта. Склоны и днище рифтовой долины на этом отрезке сложены преимущественно перидотитами, а также габбро и диабазами при резко подчиненном количестве базальтов [110].

Вблизи южного замыкания хр. Гаккеля некоторыми исследователями [112] предполагается существование в недавнем прошлом супервулкана, следом существования которого является выраженная в рельефе дна океана гигантская вулcano-тектоническая впадина (см. гл. «Тектоника»). Эпизод со взрывом, активной вулканической деятельностью, приведшими к образованию кальдеры, может быть связан с тем, что в восточной части Евразийского суббассейна рифтовая долина хр. Гаккеля располагается на юго-восточном фланге хребта [79]. По данным А. Л. Пискарева, смещение рифтовой долины от центральной линии хр. Гаккеля к его юго-западному флангу может свидетельствовать о недавнем перескоке оси спрединга.

Подводные вулканы в гребневой зоне хр. Гаккеля сгруппированы в удаленных друг от друга магматических центрах, что в целом характерно для прилаптевской части хребта [83]. Эти подводные горы, как правило, расположены на краю рифтовой долины или на стенах долины, а не на ее дне. В этой части хребта, по мнению многих исследователей [106], режим аккреции земной коры характеризуется чрезвычайной фокусировкой расплавов на удаленные друг от друга магматические центры. Магмы, зафиксированные между магматическими центрами, похоже, поднялись вдоль разломов. Это очень отличается от того, что наблюдается в других срединно-океанических хребтах.

За пределами листа U-49–52 для 14 образцов перидотита, драгированных со склонов рифтовой долины хр. Гаккеля, были определены концентрации основных и микроэлементов в пироксеновых и оливиновых минералах [107]. Наблюдаются большие вариации состава перидотитов из образцов одной и той же драги. Моделирование составов микроэлементов лерцолита указывает на различные степени немодальной фракционной мантийной плавки, в то время как большинство образцов гарцбургита требуют плавления в открытой системе, включающего взаимодействие с перколирующим расплавом. Вся химия перидотитов предполагает значительное плавление, в результате которого образуется довольно мощная кора, что не согласуется с геофизическими наблюдениями и моделированием по хр. Гаккеля, которое свидетельствует о тонкой океанической коре [125]. Датирование перидотитов (Re-Os методом) свидетельствует об их древнем возрасте (около 2,2 млрд лет [84; 103]). Тугоплавкие гарцбургиты и тонкая вышележащая океаническая кора лучше всего объясняются низким современным плавлением ранее расплавленной гетерогенной мантии [84]. Наблюдаемые изменения состава перидотитов показывают, что компоненты фертильной мантии сосуществуют с компонентами неплодородной мантии. Миграция и излияния расплавов могут в значительной степени контролироваться мощностью литосферы и чрезвычайно медленными скоростями разрастания коры [84]. Предполагается также, что гетерогенная мантия, которая существует под хр. Гаккеля, является следствием двух эпизодов магматической активности.

Анализ сейсмической записи осадочного чехла в пределах листа U-49–52 позволил выявить аномальные черты строения хр. Гаккеля и котловины Амундсена, противоречащие спрединговой модели образования этих структур. В пределах рифтовой зоны хр. Гаккеля и в глубоководных впадинах базальтовые постройки формируют сильно изрезанный рельеф океанического фундамента и выражены на сейсмических разрезах как зоны хаотической записи, контрастирующие со слоистой толщей вышележащих осадков. При анализе всех сейсмических профилей установлено, что отражающие горизонты осадочного чехла и поверхность дна повторяют форму выступов акустического фундамента в пределах западного крыла впадины Амундсена и хр. Гаккеля, при этом толщина ОГ при облекании выступов сохраняется (см. Тектоническую схему, рис. 15). Это может свидетельствовать о постседиментационном образовании выступов акустического фундамента. Причем на хр. Гаккеля они сформировались в относительно недавнее время, поскольку обнажены на поверхности дна и не захоронены более молодыми осадками. В пределах же западного крыла впадины Амундсена выступы акустического фундамента перекрыты ненарушенным плащом осадков, что дает право предположить о более древнем их возрасте образования. Все выше сказанное приводит к выводу о магматической природе формирования выступов акустического фундамента.

В работе В. А. Панаева и С. Н. Митулова [52] рассмотрены четыре основных типа влияния магматизма на характер волновой записи отражающих горизонтов:

– акустическое осветление записи вплоть до полного исчезновения осей синфазности вокруг магматических построек;

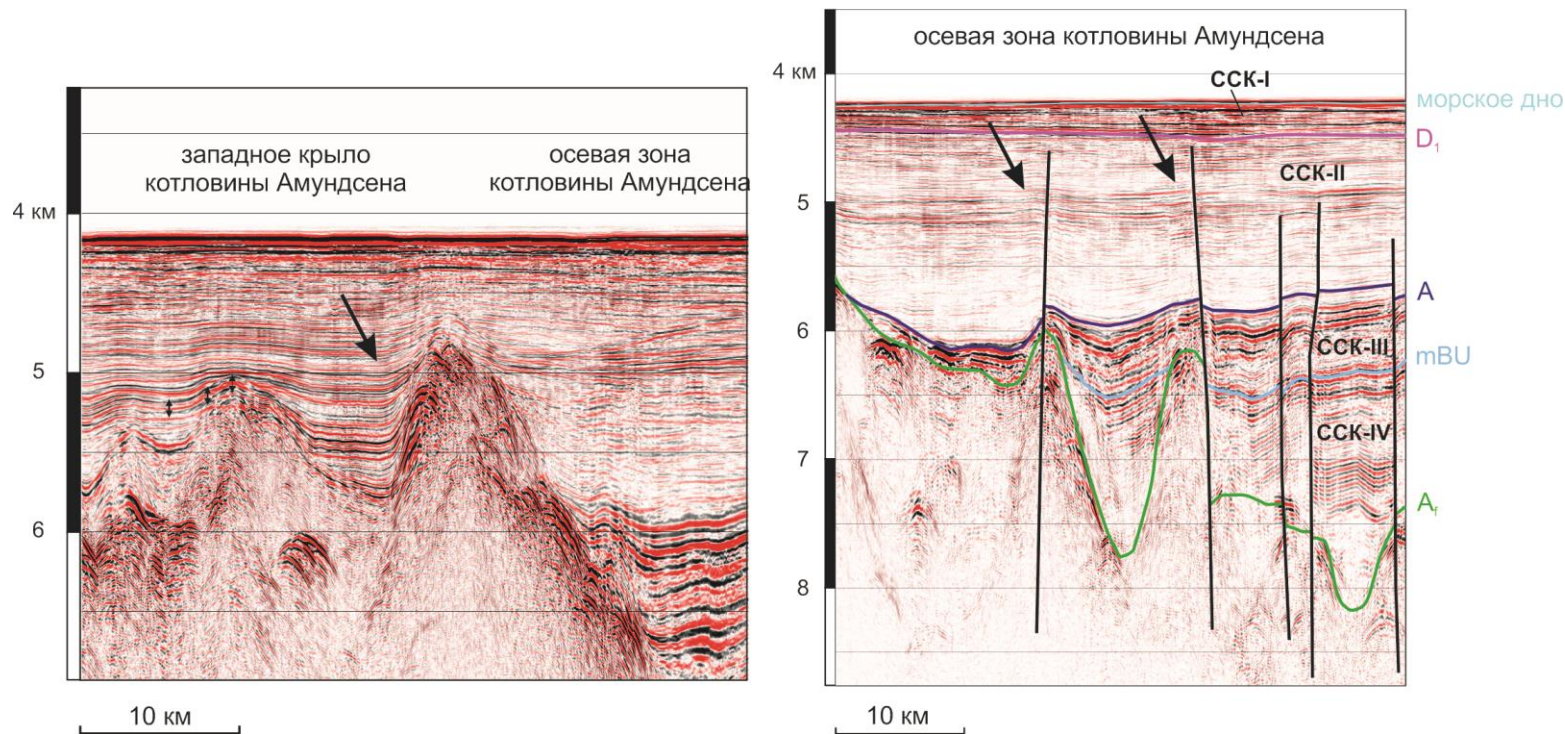


Рис. 15. Фрагменты сейсмических профилей A11-28 (слева) и A11-29 (справа).

На профиле A11-28 стрелками показан характер облекания отражающими горизонтами выступов акустического фундамента с сохранением мощности. На профиле A11-29 стрелками указаны разрывные деформации в аналогичной осадочной толще.

– деформированность ОГ на участках с интенсивным проявлением магматизма, которая выражается в параллельном изгибе слоев над выступами акустического фундамента с сохранением их мощности;

– проявление узких зон осветления с прерыванием осей синфазности над магматическими постройками;

– выделение на относительно монотонной сейсмической записи резко выраженных высокоамплитудных отражений, связанных с согласными интрузивными телами, которые внедрились в осадочную толщу.

Рассмотрим каждый из вышеописанных типов отдельно на сейсмических профилях в пределах района изучения.

В пределах западного крыла впадины Амундсена вулканические поднятия распространены относительно равномерно и не выходят на поверхность дна. Вокруг них в виде сплошной зоны мощностью 100–200 м происходит осветление сейсмической записи: сильнее – над выступами и слабее – по бокам (рис. 16). Степень осветления в основном зависит от размера вулканического объекта и мощности вышележающей осадочной толщи.

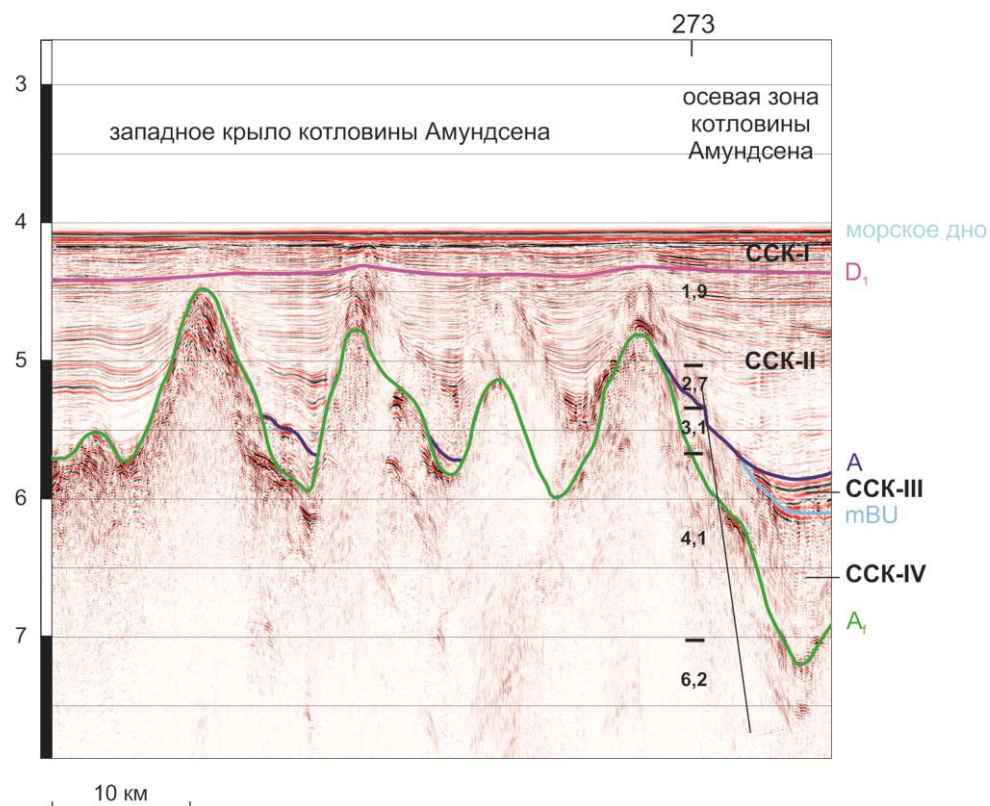


Рис. 16. Фрагмент сейсмического профиля ARC11-27 с частичным осветлением слоистой толщи вокруг выступов акустического фундамента в пределах западного крыла впадины Амундсена.

Над крупными поднятиями при небольшой мощности осадочного покрова освещается вся слоистая толща. При значительной же мощности толщи освещение замечено только на 200 м вокруг вулканического поднятия, и оно ослабевает вверх по разрезу. Однако довольно часто установлены случаи выборочного освещения: когда над вулканическими поднятиями светлеют только слои между отражающими горизонтами; когда при общем освещении осадочной толщи и исчезновении ОГ наблюдается усиление того или иного горизонта. На хр. Гаккеля в сторону его осевой зоны от западного крыла впадины Амундсена увеличиваются размеры вулканических поднятий и насыщенность ими маломощного осадочного чехла, что приводит к повсеместному с разной степенью освещению слоистой толщи. Осадки представлены в виде монотонно освещенного комплекса, который заполняет депрессии между вулканическими поднятиями (рис. 17). Но при этом также обнаруживаются депрессии с четко стратифицированными (слоистыми) осадками, в которых освещение проявлено так же, как и на западном крыле впадины Амундсена. При анализе сейсмических профилей создается впечатление, что магматические тела в виде поднятий как бы поглощают часть осадочного чехла, деформируя его горизонтальное залегание, и при этом воздействуют на оставшуюся его часть, вероятно, гидротермальными процессами, что приводит к освещению сейсмической записи [46].

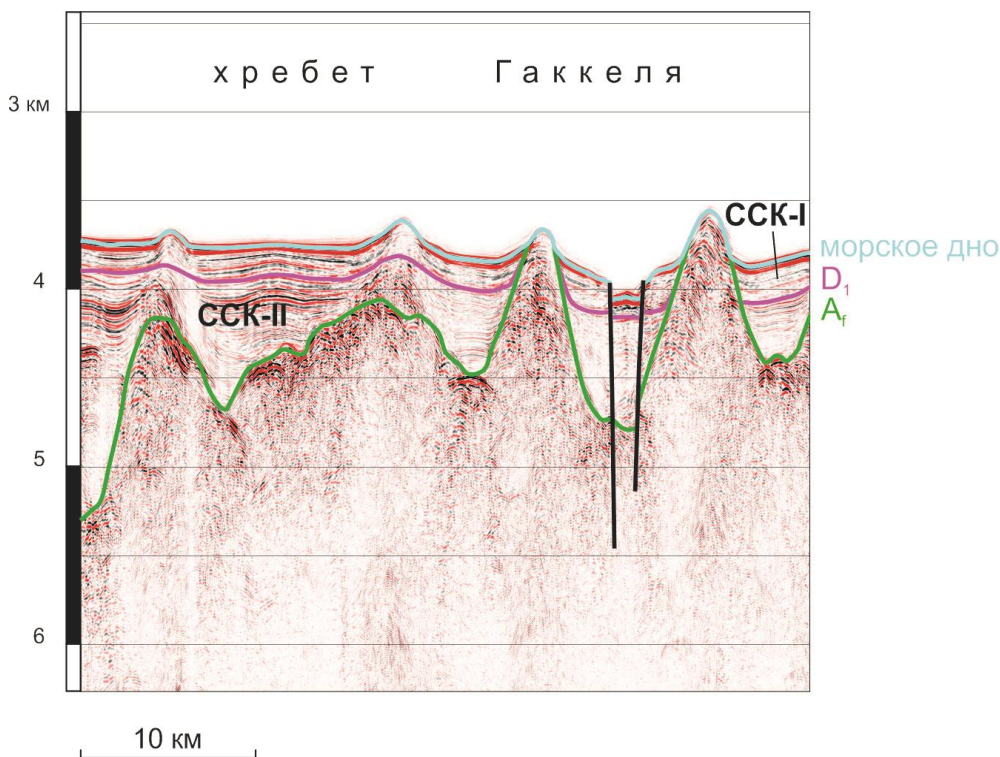


Рис. 17. Фрагмент сейсмического профиля ARC11-27 с частичным освещением слоистой толщи вокруг выступов акустического фундамента на хр. Гаккеля.

Перейдем к деформированности ОГ на участках с интенсивным проявлением магматизма, которая выражается в параллельном изгибе слоев над выступами акустического фундамента. На всех сейсмических профилях отлично видно, как отражающие горизонты, не до конца освещенные, изгибаются над выступами акустического фундамента. Важно так же отметить, что такими же деформациями затронута поверхность дна на участках, где интрузивные тела не прорывают весь осадочный чехол (см. рис. 17). Также следует отметить тот факт, что отражающие горизонты, деформированные близь выступов акустического фундамента, в депоцентрах между этими поднятиями залегают горизонтально.

Все вышесказанное подтверждает следующее:

1) деформации осадочной толщи и поверхности дна генетически связаны с образованием выступов акустического фундамента в виде магматических внедрений;

2) формирование интрузивных тел на большей части изучаемого района было постседиментационным;

3) описанные деформации происходили в относительно недавнее время, поскольку они выражены в рельефе дна и не успели захорониться более молодыми осадками.

Третьим типом влияния магматической деятельности на характер сейсмической записи является проявление узких зон освещения с прерыванием осей синфазности над выступами акустического фундамента (рис. 18). Такой вид записи может возникать при локальном понижении скоростей продольных волн, которое может иметь разную природу. Однако с учетом аномального освещения сейсмической записи вокруг магматических внедрений, можно сделать вывод о гидротермальном воздействии через потоки флюидов на осадочную толщу [52].

На редких сейсмоакустических профилях, полученных в 1995 г. с ледокола Polarstern [113] в зоне рифта видны выраженные в рельефе дна магматические постройки, пронизывающие осадочный чехол. Постройки хорошо выражены в рельефе и идентифицируются на сейсмоакустических профилях (рис. 19) на бортах и в днище рифтовой зоны хр. Гаккеля. Превышения возвышенностей над окружающей поверхностью океанского дна колеблется от 50 до 200 м. Состав этих вулканических построек практически не изучен. Можно предположить, что к одной из них относится образец пористого порфирированного клинопироксен-оливинового базальта, драгированного с юго-восточной оконечности хр. Гаккеля [10]. Базальт имеет атакситовую текстуру. По суммарной петрохимической характеристике анализированный образец относится к щелочно-известковому высокоглиноземистому типу (табл. 6).

Таким образом, при более детальном рассмотрении сейсмических профилей с выделением вышеописанных трех типов волновой картины, создается впечатление, что горный рельеф хр. Гаккеля сформирован благодаря молодому магматизму, который оставил выразительные следы в осадочном чехле. По данным зондирования МОВ-МПВ [137], ниже ОГ A_f (акустический фундамент) на хр. Гаккеля и в пределах западного крыла впадины Амундсена значения пластовых скоростей изменяются от 3,1 до 5,2 км/с при мощности до 2,5 км. По справочным источникам средние значения скорости распространения

упругих волн в базальтах в среднем составляют 5,0–7,0 км/с [70]. С увеличением же раздробленности, трещиноватости, пористости (при заполнении пор воздухом или газом) скорость уменьшается. Однако распространение столь пористых или трещиноватых базальтовых покровов при мощности до 2,5 км на столь обширной площади кажется мало вероятным. В то же время в осевой зоне впадины Амундсена на такой же глубине залегания выделен слоистый комплекс отложений, предположительно мелового возраста, с пластовыми скоростями 2,4–3,8 км/с. Учитывая вышесказанное, по нашему мнению, в пределах хр. Гаккеля и западного крыла впадины Амундсена ниже ОГ A_f необходимо выделять комплекс переслаивания вулканогенно-осадочных и осадочных пород с внедрением силлов и даек базальтов.

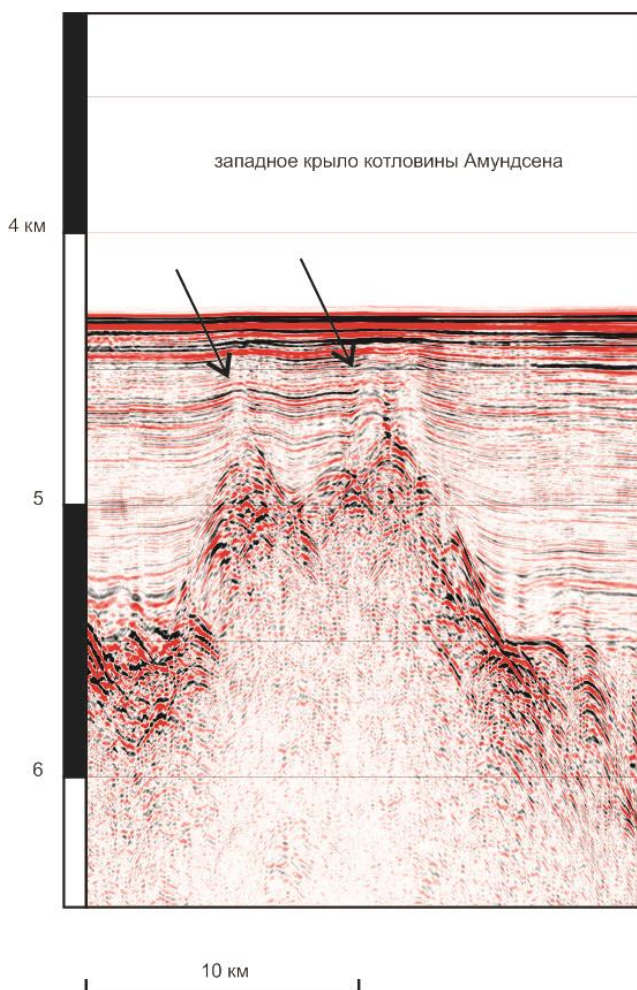


Рис. 18. Фрагмент сейсмического профиля ARC11-30, иллюстрирующий появление узких зон осветления над вулканическими внедрениями

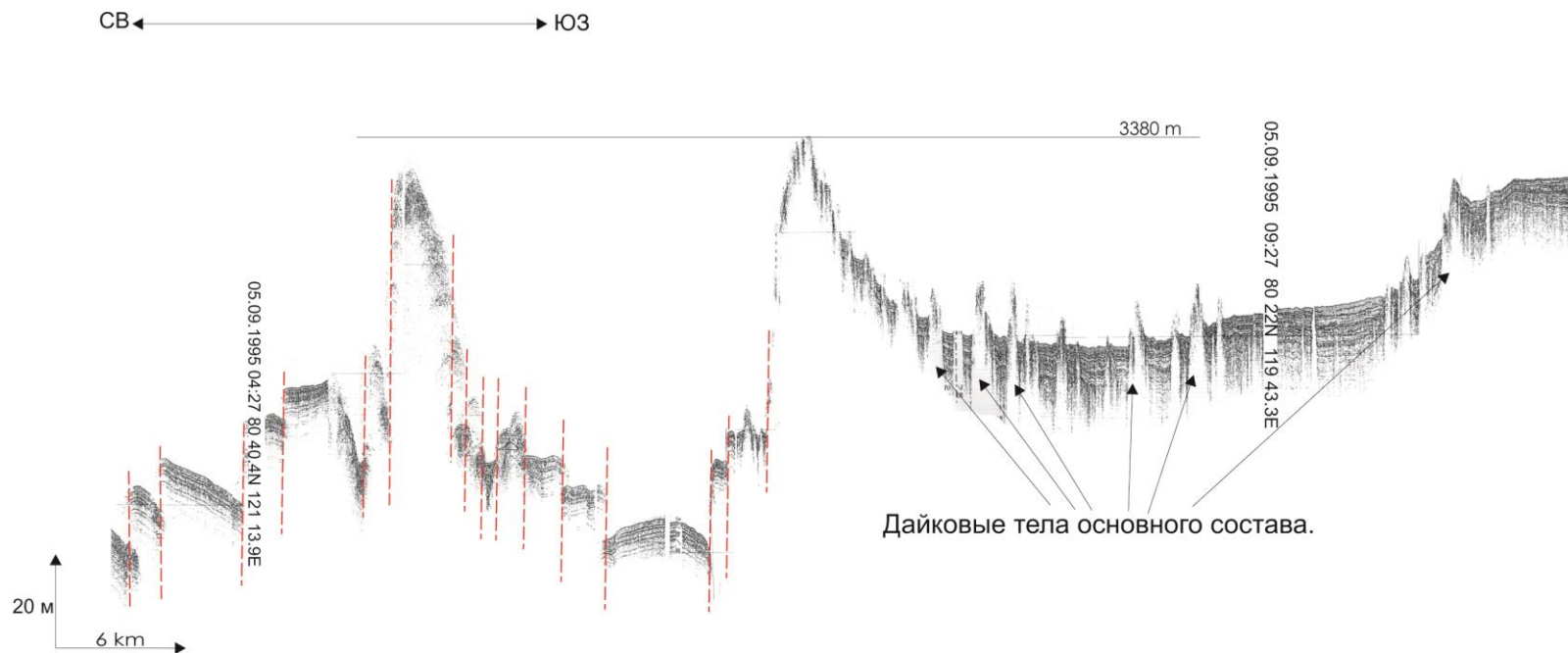


Рис. 19. Фрагмент сейсмоакустического профиля в рифтовой зоне хр. Гаккеля в районе $80^{\circ} 40'$ с. ш., на котором фиксируются разрывные нарушения и дайки базальтов.

Химический состав базальта, драгированного в пределах рифтовой зоны хр. Гаккеля

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Mg	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
5588	48,06	1,30	7,40	3,53	5,52	0,07	9,26	0,13	0,40	3,06	0,20	0,95	100,48
5589	47,32	0,87	8,09	2,96	6,17	0,01	9,22	0,13	0,36	3,19	0,24	1,06	100,22

Четвертым типом сейсмической картины записи вулканической деятельности является появление резко выраженных и высокоамплитудных отражений, которые фиксируются вблизи от разрывных нарушений и магматических внедрений. Они достаточно широко развиты в пределах всего района изучения и, предположительно, могут быть представлены базальтовыми покровами (рис. 20, *а*), силлами (рис. 20, *б*, *в*), экструзивными телами неправильной формы и слоями вулканокластических отложений. В Атлантическом океане в Бразильской котловине на сейсмических профилях В. А. Панаев и С. Н. Митулов [52] выделяют аналогичные высокоамплитудные отражения, которые они связывают с диабазовыми силлами. Это предположение подтверждено на участке скв. 23, где на глубине 185 м вскрыто 2 м сильно измененного базальта среди нижнемиоценовых илов [52]. На основе малой мощности слоя и его относительно грубозернистого строения (отсутствие стекла), а также наличия под ним осадков авторы приходят к выводу о том, что эти базальты являются скорее частью силла, чем покрова, и тем более не базальтами океанического фундамента.

В. А. Панаев и С. Н. Митулов описывают много случаев обнаружения скважинами различных вулканических проявлений в Атлантическом океане при отсутствии или низком качестве записи сейсмических профилей, поэтому остается неясным характер их сейсмической выраженности. Однако вмещающие отложения в скважинах имеют горячий контакт с базальтами (зона закали) с проявлением интенсивного ожелезнения [52]. Многими авторами в период 1970–1990-х гг. были опубликованы материалы описания скважин бурения в Атлантическом океане, где, по их мнению, были вскрыты не базальты океанического фундамента, а диабазовые силлы и базальтовые пласты более молодого возраста, чем это следовало ожидать по шкале магнитных аномалий. Было подсчитано [52], что из 80-ти скважин, вскрывших фундамент, 55 из них были остановлены не в базальтах океанического фундамента, а в интрузивных телах с горячим контактом с вмещающими породами.

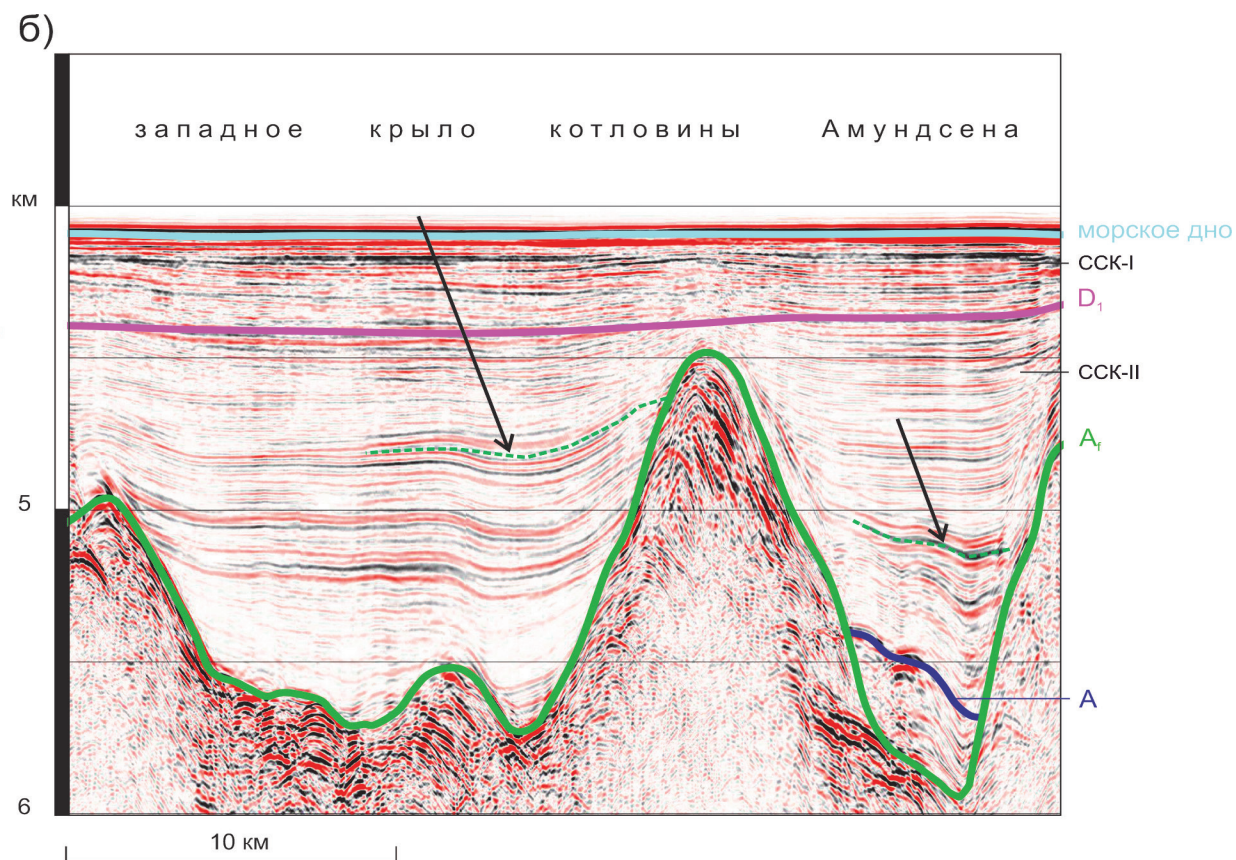
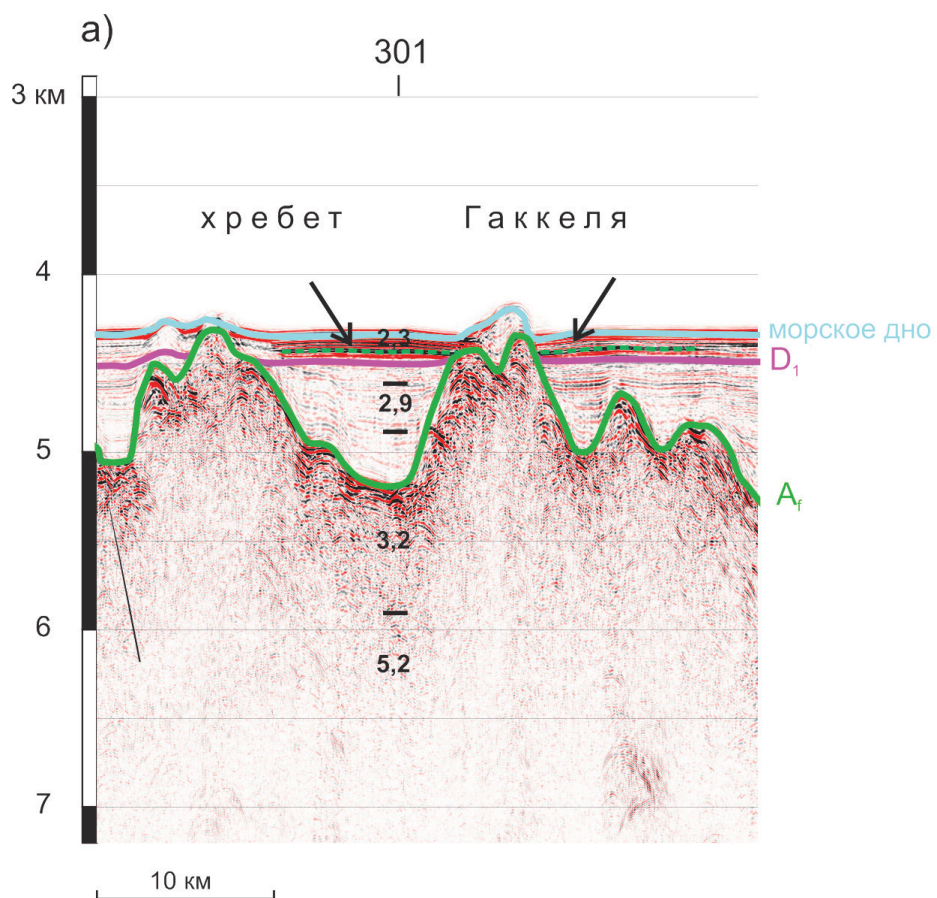
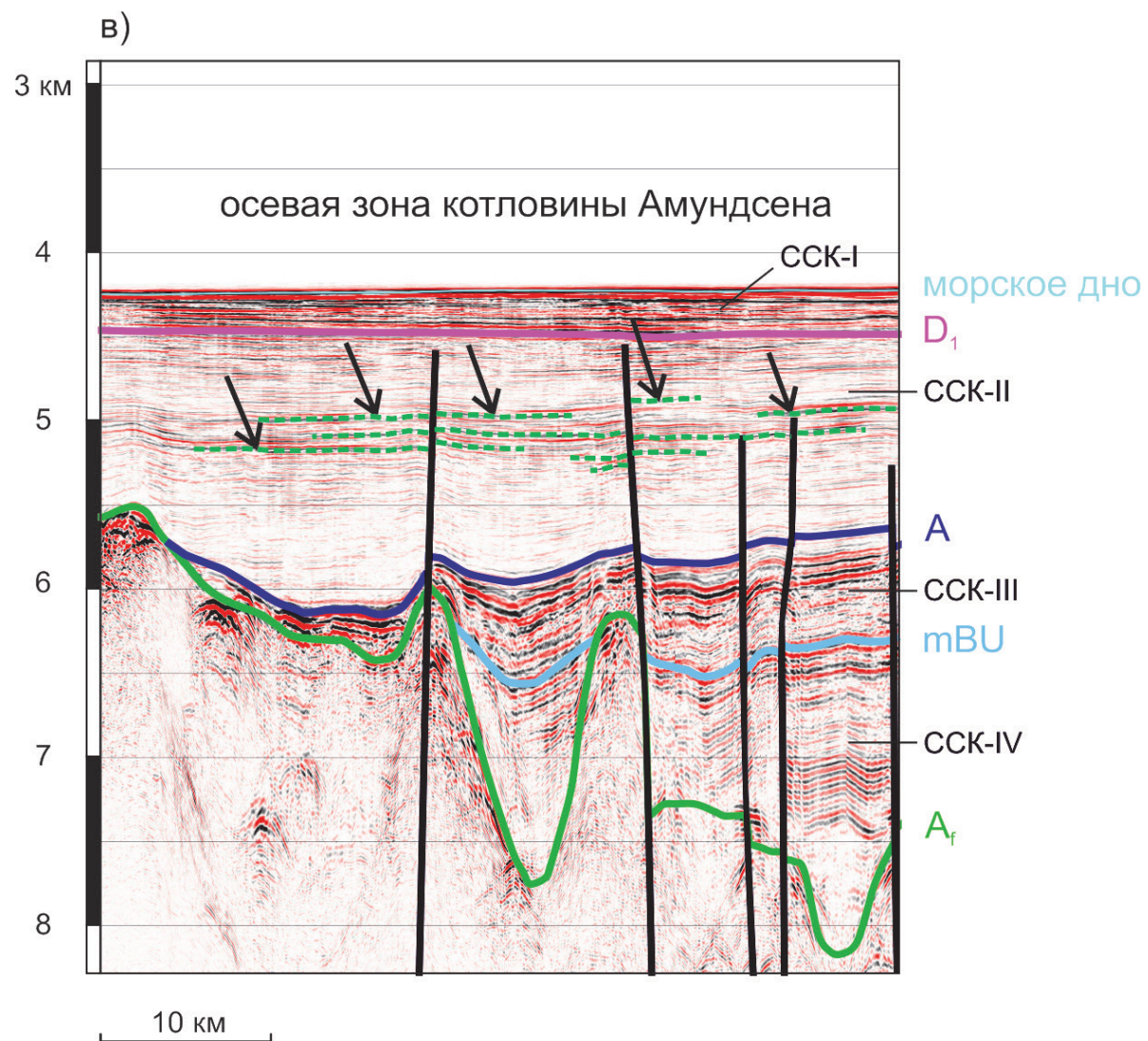


Рис. 20. Фрагменты сейсмических профилей А11-30 (а), А11-27 (б) и А11-29 (в) с высокоамплитудными отражениями, которые фиксируются вблизи от разрывных нарушений и интрузивных тел.



ТЕКТОНИКА

Площадь листа U-49–52 охватывает центральную часть Евразийского суббассейна и незначительный участок подножия континентального склона в юго-западном углу планшета. Центральное место в пределах листа занимает хр. Гаккеля, разделяющий котловины Нансена с запада и Амундсена с востока.

В настоящее время сформировались две диаметрально противоположные точки зрения на строение и историю развития Евразийского суббассейна. Первое и широко распространенное представление основывается на плитотектонической модели развития суббассейна, возникшего в начале кайнозоя в результате спрединга земной коры.

Вторая точка зрения, основанная почти исключительно на углубленном анализе сейсмических материалов, особенно МОВ ОГТ за последние 5–6 лет, указывает на докайнозойскую историю возникновения Евразийского суббассейна.

В связи с этим в настоящей главе излагаются оба представления на структуру и историю формирования Евразийского суббассейна.

Модель докайнозойского строения Евразийского суббассейна

Некоторые черты геологического строения Евразийского суббассейна совершенно не укладываются в плитотектоническую модель с кайнозойским возрастом раскрытия. Выводы об ограниченном влиянии механизма спрединга на формирование Евразийского суббассейна получены по геотрансекту в процессе дрейфа станции «Северный полюс-24» [55], по сейсмическим данным МОВ ОГТ, полученным МАГЭ в 1990 г. [19; 120], а также в 2009–2016 гг. [38].

Главным несоответствием плитотектонической модели развития новым сейсмическим данным является уверенное прослеживание докайнозойских комплексов с шельфа моря Лаптевых в глубоководную область, где развита кайнозойская океаническая кора [53; 54; 119]. В пределах океанической впадины не наблюдается последовательного выклинивания более древних комплексов осадков в сторону рифтовой зоны хр. Гаккеля. Кроме того, вблизи современной оси раскрытия, а часто и непосредственно в пределах рифтовой долины наблюдаются повышенные мощности осадков (до нескольких километров) [4; 5; 57], что

не находит объяснения с плитотектонических позиций, по которым в современной оси раскрытия должны быть только современные осадки незначительной мощности. Аномальное магнитное поле прилаптевоморской части Евразийского суббассейна также характеризуется нехарактерными для спрединговых бассейнов чертами. Так, при приближении к континентальной окраине происходит понижение интенсивности поля, линейные аномалии прослеживаются неуверенно или вовсе не прослеживаются [7; 8; 29].

Зона сейсмоактивности не всегда приурочена к рифтовой зоне хр. Гаккеля и его рифтовой долине, смещаясь иногда на значительное расстояние на фланги хребта. Новые реконструкции кинематики, динамики и времени проявления тектонических движений в регионе существенно усложняют простую модель спрединга в Евразийском суббассейне. Сейсмические данные, полученные в котловине Нансена, поставили под сомнение ориентировку направления спрединга на начальном этапе образования Евразийского суббассейна [77].

Характер дизъюнктивной тектоники вблизи границы шельфа на севере Баренцева моря свидетельствует о начальном развитии сдвиговой, а не сбросовой границы между континентом и вновь образованным океаном.

Неоднозначность интерпретации имеющихся данных вынуждает представить модель тектонического строения и геологического развития картируемой площади в авторском прочтении, альтернативном к спрединговой модели. Альтернативное (наиболее распространенное) мнение наших соавторов, создавших опережающую геофизическую основу листа U-49–52 представлено в гл. «История геологического развития».

С авторской позиции на площади листа U-49–52 выделяются два типа земной коры: молодая океаническая и более древняя переходная.

Структуры на океанической коре

Эти структуры выделены нами только в пределах хр. Гаккеля и представлены вулкано-тектоническим поднятием Гаккеля, рифтовой долиной в осевой зоне поднятия и вулкано-тектонической депрессией Киселева вблизи южного окончания поднятия.

Вулкано-тектоническое поднятие Гаккеля выражено в рельефе дна вулканическими постройками (подводными горами). Оно протягивается в юго-юго-восточном направлении на 380 км, сужаясь с севера на юг от 140 км до 125 км. Южный фланг поднятия затухает в 100 км от южной границы листа.

Поднятие представляет собой молодую блоковую структуру, формирование которой продолжается и в настоящее время. Мощность осадочного чехла, преимущественно кайнозойского, меняется на поднятии с севера на юг. В северной части, в области так называемых рифтовых гор (рис. 21), чехол отсутствует или составляет первые сотни метров. Эти горы сложены современными вулканическими конусами, прорывающими весь осадочный чехол и возвышающимися над поверхностью дна. В южной части поднятия Гаккеля мощность осадочного чехла возрастает до 1 км, а в отдельных грабенах достигает 2 км и чуть более.

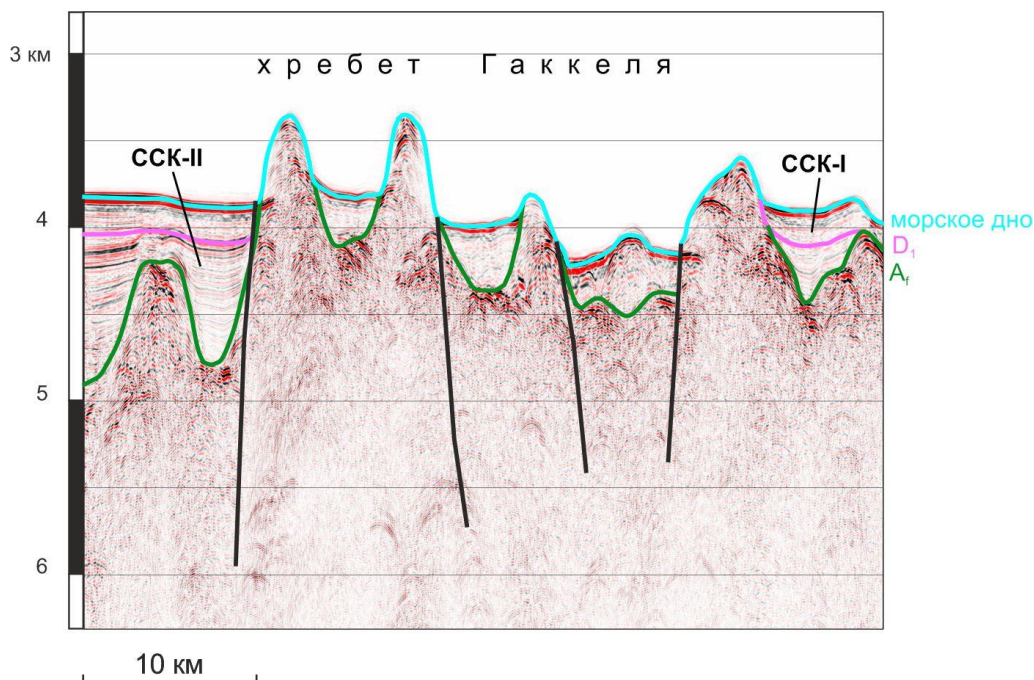


Рис. 21. Фрагмент сейсмического профиля А11-29.

В поперечном сечении поднятие Гаккеля асимметрично: его западное крыло уже восточного в 1,5–2 раза. Осовая зона поднятия на всем протяжении рассечена рифтовой долиной шириной 15–30 км. Ее внутреннее строение отражено на сейсмическом профиле А11-24 в виде нескольких ступенчатых грабенов, выполненных осадочной толщей мощностью до 3300 м в наиболее глубоко просевшем осевом грабене (см. рис. 18). Строение осадочной призмы в рифтовой зоне получено в результате сейсмозондирований МПВ с использованием донных сейсмостанций. Скоростная характеристика разреза [137] определяется наличием четырех преломляющих границ (V_r) сверху вниз: 1,9 км/с на глубине 0,2 км от поверхности дна; 2,3 км/с – 0,85 км; 3,6 км/с – 1,65 км и 7 км/с – 3,3 км. По мнению авторов, эти скоростные границы делят осадочный чехол на три разновозрастные толщи сверху вниз: олигоцен–миоцен, палеоцен–эоцен и верхний мел. Основание разреза с $V_r = 7,0$ км/с представляет нижняя кристаллическая кора.

Анализ сейсмических материалов по профилям МОВ ОГТ однозначно указывает на интрузивный тип базитового магматизма как на поднятии Гаккеля, так и в обрамляющих его впадинах. Строго говоря, базальтами являются упоминавшиеся выше вулканические постройки в районе рифтовых гор, прорывающие весь осадочный чехол. К ним же можно отнести вулканические образования, зафиксированные на профилях ARC14-05, ARC11-26, ARC14-20 и ARC11-24 в обрамлении вулкано-тектонической депрессии Киселева, характеристика которой приводится ниже. На всей же остальной площади базитовые образования интрузивного характера представлены, скорее всего,

полнокристаллическими долеритами и, возможно, габбродолеритами. Их внедрение в осадочный чехол сопровождалось деформированием последнего (см. рис. 19). В этой ситуации вполне логично ожидать внедрение в осадочную толщу силлов и даек долеритов, которые предполагаются на некоторых сейсмических профилях (рис. 22).

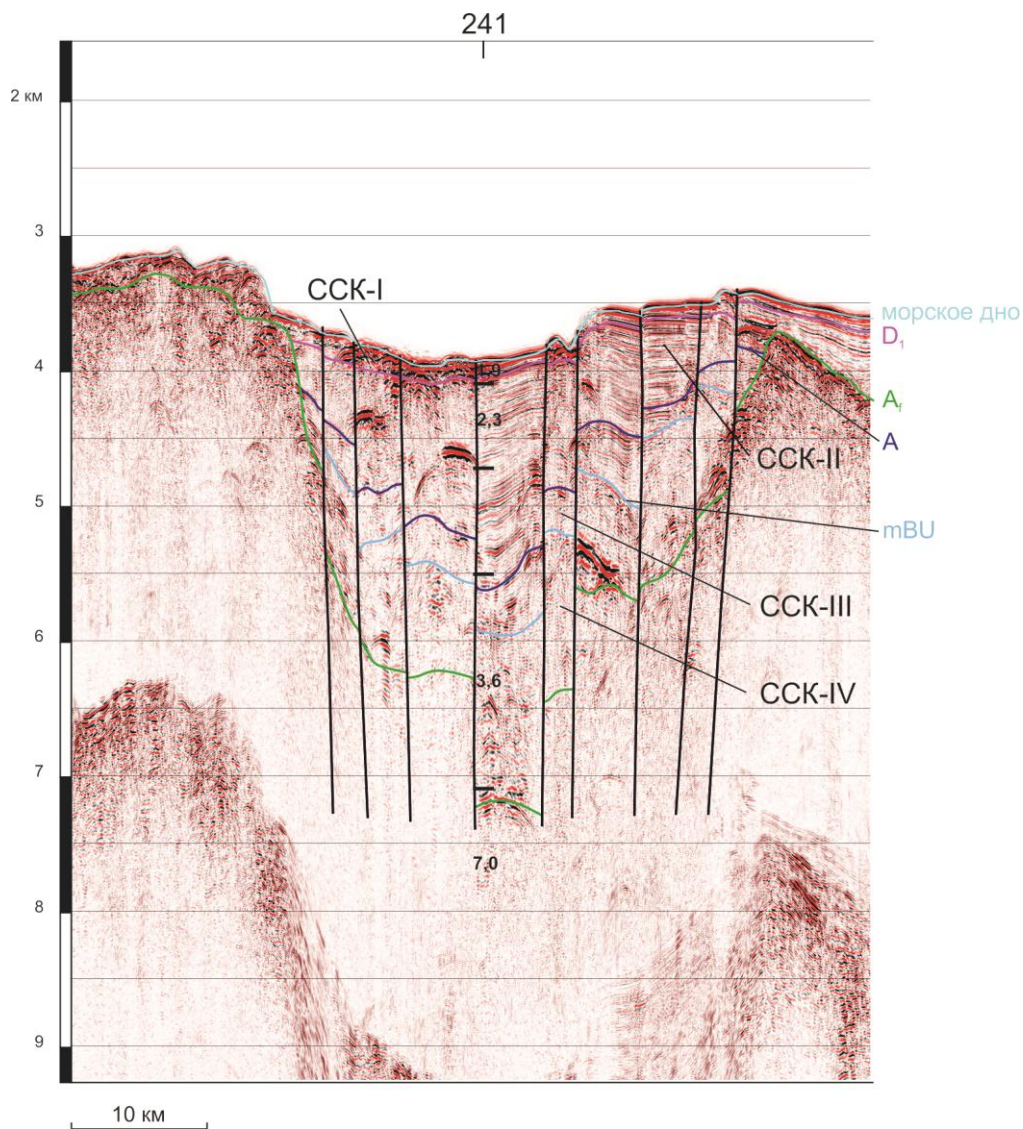


Рис. 22. Фрагмент сейсмического профиля А11-24.

Вулкано-тектоническая впадина Киселева названа нами в честь Ю. Г. Киселева – первого исследователя глубоководной части СЛЮ методом авиадесантных сейсмозондирований МОВ. По результатам этих работ в 1986 г.

Ю. Г. Киселевым опубликована монография «Глубинная геология Арктического бассейна». В ней он впервые излагает концепцию о формировании структуры поднятия Гаккеля в результате подъема кровли второго океанического слоя, сложенного базитами. Фронт базитов «...сечет первичный слоистый чехол осадочных образований и образует так называемый акустический фундамент, резко несогласный со всей первичной слоистостью разреза» [39]. Все данные по сейсмическим профилям МОВ ОГТ на рассматриваемом листе полностью подтверждают точку зрения Ю. Г. Киселева.

Вулкано-тектоническая впадина Киселева очерчивается в рельефе дна как впадина овальной формы размером до 95 км по длинной субмеридиональной оси и 40–45 км по короткой субширотной (рис. 23).

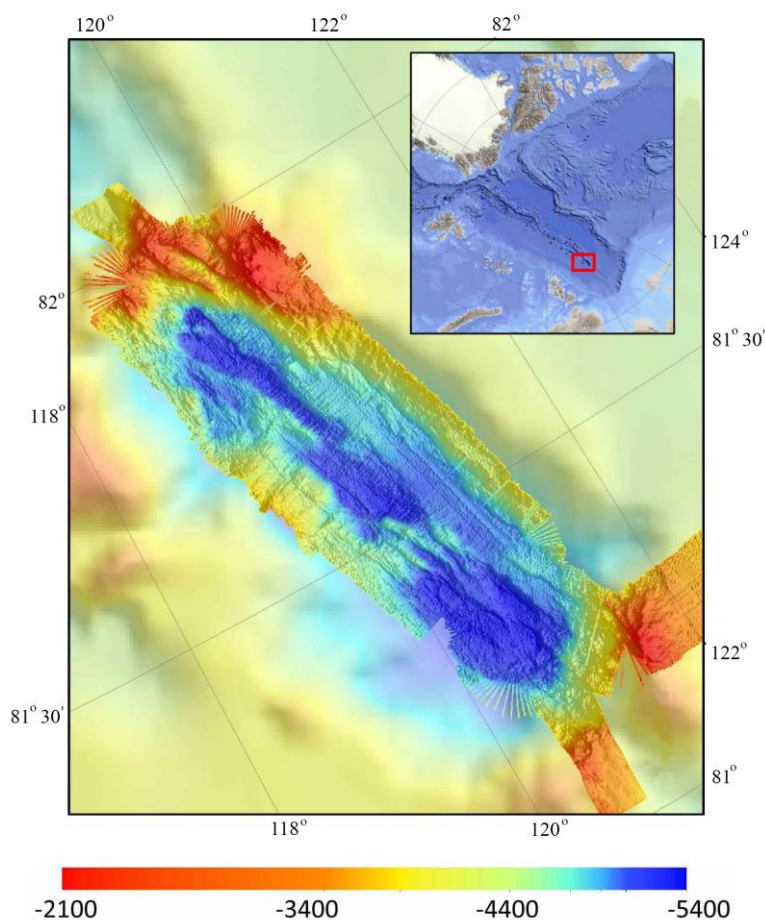


Рис. 23. Батиметрия вулкано-тектонической впадины Киселева [99].

Перепад глубин океана между дном депрессии и возвышенностями ее обрамления достигает 2150 м, судя по сейсмическим профилям ARC11-026 и ARC14-05 (рис. 24). На этих же профилях видно ступенчатое проседание

поверхности базальтов от обрамляющих возвышенностей внутрь депрессии по крутопадающим сбросам. На ступенчатость проседания указывает характер поверхности дна в вершинной части и склоне депрессии. По рисунку рельефа окружающих депрессию возвышенностей, а также малой мощности осадков в ее днище напрашивается вывод о ее более молодом возрасте по отношению к осевой рифтовой зоне. Наряду с кольцевыми сбросами проседания на склонах депрессии по рельефу дна намечаются осложняющие ее небольшие радиальные сбросы. Они фиксируются крутыми распадками, расположенными ортогонально по отношению к общему склону депрессии. Днище впадины Киселева представлено малой мощностью осадков, тогда как в долине Садко в 20 км южнее общая мощность осадочного чехла составляет 3300 м (см. рис. 22). Такой контраст объясняется, возможно, значительным панцирем базальтовых покровов в днище депрессии, экранирующих сейсмический сигнал.

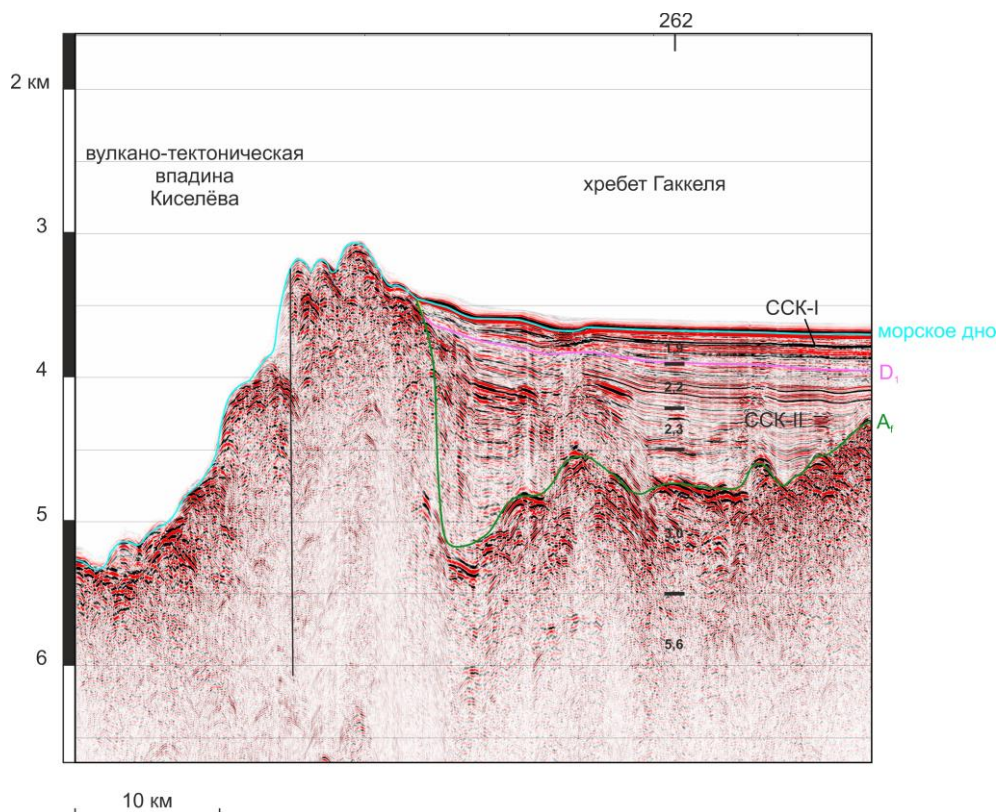


Рис. 24. Фрагмент сейсмического профиля A14-05.

По поводу происхождения этой структуры есть различные мнения, в частности, упомянутая в гл. «Магматизм» точка зрения А. Л. Пискарева [112] о том, что впадина является гигантской кальдерой супервулкана. Более детальное рассмотрение рельефа впадины (см. рис. 23) приводит к выводу о чисто

тектоническом облике склонов и днища впадины. Учитывая в целом известный для хр. Гаккеля дефицит выплавления магм [95; 97] и свидетельства об эксгумации мантии в пределах хребта [102; 104], можно говорить скорее о рифтогенной природе впадины. В качестве ближайшего аналога вулканотектонической впадины Киселева можно указать впадину Моллой [124] с максимальной глубиной 5607 м, склоны которой сложены в основном перидотитами.

Структуры на переходной коре

Для переходной коры принципиальное значение имеет возраст ее консолидированного основания, напрямую определяющий возрастной объем осадочного чехла. В самом Евразийском суббассейне решить данную задачу невозможно. Для этого необходимо привлечь материалы по обрамлению суббассейна, а именно по южному побережью моря Лаптевых и Новосибирским островам.

Наиболее надежным является южный берег моря Лаптевых. Здесь очень давно закартирована Лено-Анабарская зона позднемезозойской складчатости. Она протягивается от головной части дельты Лены до Анабарского и Хатангского заливов, восточного берега о. Большой Бегичев и мыса Цветкова на восточном берегу п-ова Таймыр. На всех этих участках установлено затухание позднемезозойских складчатых структур, переход слагающих их юрских и нижнемеловых отложений в чехольное залегание. Протяженность Лено-Анабарской складчатой зоны составляет 530 км.

В северо-восточной части моря Лаптевых поздние мезозоицы установлены на всех островах Анжу (от Бельковского до Котельного), где они выступают на поверхности, до п-ова Фаддеевский и о. Новая Сибирь, где они заверены картировочным бурением. На всех островах поздние мезозоицы обнаруживают устойчивое северо-западное простирание. Их присутствие в основании осадочного чехла установлено в южной части котловины Амундсена на сейсмическом профиле МАГЭ LAT1403 [3]. В северо-западном конце профиля, расположенном в северо-восточном углу листа Т-49–52 на расстоянии 440 км от о. Котельный выделены J_3 – K_1 отложения складчатого основания (поздние мезозоицы). Перекрывающий их осадочный чехол начинается с K_2 . Мы предполагаем, что поздние мезозоицы продолжаются на 600 км от о. Котельный и далее по условной границе сменяются каледонидами. Каледониды являются западным продолжением каледонид с изданного листа U-57–60 [60], на котором они занимают $\frac{3}{4}$ его площади. На листах U-53–56 (хр. Ломоносова, изд. 2011 г.) консолидированное основание вообще не выделялось. Но на батиметрической карте хр. Ломоносова отчетливо проступают довольно контрастные уступы рельефа северо-западного простирания. С нашей точки зрения, эти уступы являются выражением генерального простирания консолидированного каледонского основания.

В пределах листа U-49–52 область переходной коры характеризуется двухъярусным строением осадочного чехла. Это отчетливо выражено на сейсмических профилях МОВ ОГТ через южную часть Евразийского суббассейна от

DOP1501 на западе до DOP1501_05 на востоке. Нижний структурный ярус включает сейсмокомплексы ССК-IV и ССК-III, а верхний ССК-II и ССК-I.

На юго-восточном борту Евразийского суббассейна за пределами площади листа U-49–52 на сейсмическом профиле DL1224 видно несогласное залегание верхнего структурного яруса на нижнем. В строении верхнего структурного яруса четко проявлена проградационная слоистость, отсутствующая в нижнем структурном ярусе. В целом верхний структурный ярус представляет собой хорошо выраженную слабо структурированную толщу относительно сейсмически прозрачную, мощностью до 3,0–3,5 км. Его можно назвать бассейновым комплексом кайнозойского возраста. Нижний структурный ярус отличается контрастными рефлекторами и структурой. В грабенах отложения нижнего яруса, нередко с проявлениями значительных деформаций достигают мощности 6 км. В горстах нижний ярус насыщен интрузивными базитами или сочетанием базитов и сильно деформированных осадочных образований. По своей природе нижний ярус является типично синрифтовым.

В нижнем структурном ярусе выделено семь структур с запада на восток. Достоверность их неоднозначна. В котловине Амундсена и южной площади листа U-49–52 они подтверждаются сейсмическими данными, а в северной части котловины Нансена предполагаются на основании экстраполяции с более удаленных площадей Евразийского суббассейна.

Крайнее западное положение на листе U-49–52 занимает Нижнесклоновый прогиб с мощностью меловых, а возможно и юрских, отложений до 6 км. Он хорошо выражен на сейсмическом профиле DOP1501. Ширина его в пределах листа составляет около 60 км.

Восточнее намечается Южно-Нансеновская структурная терраса шириной около 160 км. На сейсмических профилях DOP1501 и DOP1501B она характеризуется высоким положением докайнозойского основания, в котором просматриваются фрагменты узких грабенов, выполненных сильно деформированными меловыми отложениями, насыщенными базитами.

Севернее этих структур предполагается область каледонской консолидации акустического фундамента. В ее пределах нами намечены Центрально-Нансеновский прогиб и Восточно-Нансеновская моноклираль. Прямые данные на листе U-49–52 для выделения этих структур отсутствуют. Но на сейсмическом профиле MOB ОГТ 1407 в 250 км севернее данного листа в котловине Нансена суммарная мощность осадочного чехла составляет 4500 м, и в его составе выделяются не только мезозойские, но и верхнепалеозойские отложения [68; 136]. В Центрально-Нансеновском прогибе подошва осадочного чехла предполагается на глубине 7 км, на профиле 1407 она находится на глубине 7,5 км. В Восточно-Нансеновской моноклинали подошва чехла предполагается на глубине 5 км, что также сопоставимо с данными профиля 1407.

На южном окончании поднятия Гаккеля нами выделена Южно-Гаккелевская периклираль на позднемезозойском складчатом основании. Она рассечена продольными и поперечными сбросами на отдельные блоки, в которых фрагментарно просматриваются докайнозойские (верхнемеловые?) отложения мощностью не более первых сотен метров (профиль MOB ОГТ 1420).

Строение нижнего структурного яруса во впадине Амундсена хорошо иллюстрируется на сейсмическом профиле MOB ОГТ AR1405. На нем ясно

проступают две структурные зоны: Амундсеновский прогиб и Западно-Амундсеновская структурная ступень.

В Амундсеновском прогибе общая мощность осадочного чехла составляет 3800 м, из них 2400 м приходятся на докайнозойские отложения. Характерно то, что в сейсмической записи на профиле AR1405 достаточно отчетливо выделяются три сейсмокомплекса: верхний сейсмически прозрачный (KZ) в нашей интерпретации, средний с контрастными рефлекторами и нижний – средний по контрастности рефлекторов. В интерпретации Е. А. Фоминой (МАГЭ) подошва среднего комплекса является поверхностью посткампанского несогласия. Следовательно, средний контрастный комплекс представляет собой нижнюю часть кайнозоя. С такой интерпретацией мы категорически не согласны. Общеизвестно, что кайнозойский разрез в этом регионе сложен в целом тонкозернистыми отложениями (глинами, илами и алевроитами) и считается сейсмически прозрачным. Тогда как подстилающие меловые отложения более грубозернистые, характеризуются в сейсмической записи контрастными рефлекторами. Из этого следует вывод, что средний комплекс в Амундсеновском прогибе не посткампанский, а докампанский, т. е. верхнемеловой или меловой в целом. Лежащий под ним нижний комплекс, вероятно, более древний, домеловой.

Мощность осадочного чехла в Амундсеновском прогибе резко увеличивается в южном направлении до 7 км. Это подтверждается данными профиля MOB OGT LAT1403. В его северо-западном окончании в 30 км от юго-восточного угла листа U-49–52 мощность меловых отложений составляет 7 км.

Западно-Амундсеновская структурная ступень отделяет Амундсеновский прогиб от поднятия Гаккеля. Мощность докайнозойских отложений в ее пределах не превышает 800 м. Она насыщена нескрытыми внедрениями базитов, прорывающими не только меловые, но и кайнозойские отложения на половину их мощности.

Строение верхнего (кайнозойского) структурного яруса в полной мере отражено на тектонической схеме. Здесь необходимо дополнить характеристику строения рифтовой зоны за пределами листа U-49–52. Это имеет принципиальное значение для понимания последовательности формирования как поднятия Гаккеля, так и осложняющей его рифтовой зоны. На сейсмическом профиле DOP1501B (рис. 25) рифтовая зона представлена в виде грабена, заполненного достаточно мощным осадочным чехлом, включающим бассейновый кайнозойский комплекс мощностью 1,2 км и подстилающий его синрифтовый комплекс предположительно верхнеюрского–мелового возраста мощностью не менее 2,8 км. Ниже в сейсмической записи проявлены яркие хаотические отражения, которые вызваны, скорее всего, наличием базитов. Рифтовая зона имеет ступенчато-блоковое строение, при этом в некоторых блоках наблюдается сочетание осадочных толщ с силами базитов, разделенных сбросами (см. рис. 24). В целом, наблюдаемое строение рифтовой зоны на профиле DOP1501 однотипно рифтовой зоне на сеймопрофиле ARC11-24 (см. рис. 22). Принципиальное отличие этих двух участков рифтовой зоны состоит в том, что в первом случае срединно-океаническое поднятие (Гаккеля) в рельефе дна практически отсутствует или только зарождается, а во втором – оно проявлено в достаточно полной мере. Из этой сравнительной характеристики напрашивается

вывод о более раннем возникновении рифтовой зоны и уже последующем формировании вулcano-тектонического поднятия Гаккеля.

Важную роль в структуре района занимает разломная тектоника. Все ее многообразие на рассматриваемой площади листа сводится к выделению следующих групп разломов:

- 1) главные сбросы на границе структурных зон;
- 2) сбросы, ограничивающие осевую рифтовую зону поднятия Гаккеля;
- 3) сбросы, ограничивающие вулcano-тектоническую впадину в осевой зоне поднятия Гаккеля;
- 4) субширотные сбросы и сбросо-сдвиги;
- 5) прочие сбросы внутри структурных зон.

Главные сбросы на границах структурных зон. Эта группа сбросов охватывает всю площадь листа от восточной его части до юго-западной. Достоверность их выделения меняется с востока на запад от более обоснованной, заверенной сейсмическими данными, на востоке, до предполагаемой – на юго-западе. В связи с этим обстоятельством, характеристика сбросов рассматриваемой группы дается последовательно с востока на запад.

Крайнее восточное положение занимает субмеридиональная линия сброса между 128 и 132° меридианами в. д. Она хорошо выражена на всех сейсмических профилях от ARC11-29 на севере до ARC11-24 на юге в виде уступа границы раздела базальтового субстрата и подошвы осадочного чехла (рис. 26). Амплитуда проседания по этому субстрату восточного блока относительно западного варьирует от 500–600 м до 1000–1200 м.

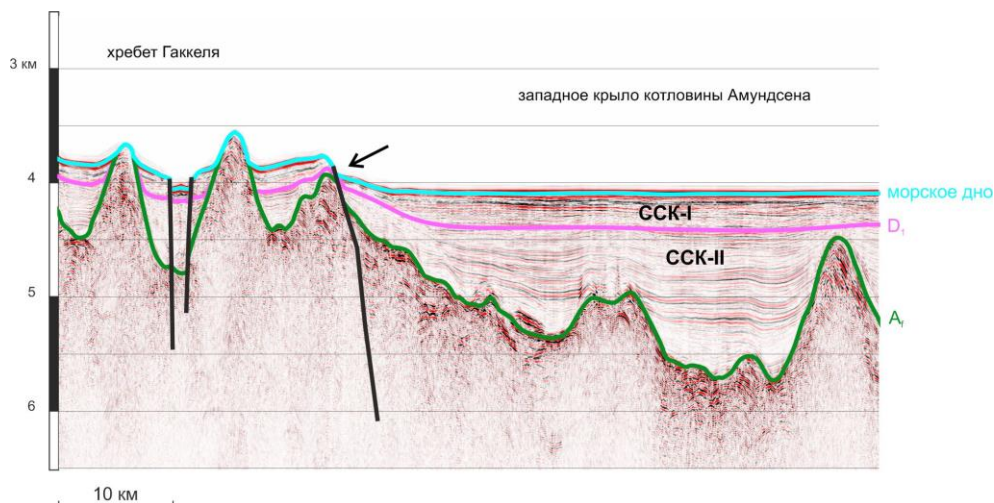


Рис. 26. Фрагмент сейсмического профиля A11-27. Субмеридиональный сброс на границе между поднятием Гаккеля и западным крылом впадины Амундсена.

Следующий сброс из этой группы к западу от вышеописанного намечается вдоль 124° меридиана в. д. по сейсмическим, батиметрическим и магнитометрическим данным. В сейсмической записи он отчетливо выражен на профиле ARC11-26 в виде крутопадающего на восток сместителя, по которому

восточный блок опущен относительно западного на первые сотни метров. На остальных сейсмических профилях линия этого сброса проявлена в рельефе дна как точка перегиба наклонной на восток поверхности дна, переходящей восточнее в субгоризонтальную.

На карте аномального магнитного поля линия сброса совпадает с самой яркой положительной аномалией на отрезке от северной границы листа до параллели $81^{\circ} 30'$. В целом, этот второй сброс описываемой группы предполагается по батиметрии как восточная граница поднятия Гаккеля. Следующим к западу является предполагаемый сброс вдоль подножия западного крыла поднятия Гаккеля исключительно по аналогии с вышеописанным.

Сбросы ограничения осевой рифтовой зоны поднятия Гаккеля намечаются по гравиметрическим, батиметрическим, магнитометрическим и частично сейсмологическим данным. На гравиметрической карте эти сбросы интерпретируются по границам ярко выраженной линейной отрицательной аномалии. Она прослеживается на всей площади листа в северо-северо-западном направлении от 124° меридиана на юге до 112° меридиана на севере. На батиметрической карте рассматриваемые разломы увязываются с бортами рифтовой долины хр. Гаккеля. При этом наблюдается совпадение трассируемых разломов при сопоставлении гравиметрических и батиметрических данных.

На карте аномального магнитного поля разломы ограничения рифтовой зоны выражены не так однозначно, как на вышерассмотренных картах. Наиболее отчетливо они проявлены на отрезке рифтовой зоны между параллелями $81^{\circ} 20'$ и $83^{\circ} 20'$ с. ш. Здесь они интерпретируются как граница отрицательной магнитной аномалии в осевой рифтовой зоне с положительными линейными аномалиями в ее бортах. Севернее рассматриваемого отрезка рифтовой зоны линейные положительные магнитные аномалии сливаются в одну, при этом в самой рифтовой зоне наблюдается наиболее интенсивная положительная аномалия. Она сменяется у северной границы площади листа внутри рифтовой зоны достаточно контрастной отрицательной магнитной аномалией. Данная отрицательная аномалия обрамляется положительными магнитными аномалиями в бортах рифтовой зоны. При этом наиболее интенсивная аномалия в юго-западном борту представляется как продолжение на северо-запад единой слившейся полосы магнитных аномалий обрамления рифтовой зоны. Юго-юго-восточный отрезок рифтовой зоны южнее $81^{\circ} 40'$ с. ш. в магнитном поле почти не читается, следовательно, и разломы ее ограничения. Лишь на параллели $80^{\circ} 40'$ с. ш. на протяжении 25 км рифтовая зона проявлена в виде линейной отрицательной аномалии. Амплитуда сбросов ограничения рифтовой зоны оценивается по батиметрическим данным в интервале 500–1000 м.

Сбросы ограничения вулканотектонической впадины Киселева в осевой зоне поднятия Гаккеля охарактеризованы выше по сейсмическим и батиметрическим показателям. Когда выделение сбросов основано на данных батиметрии, тогда они показаны пунктирными линиями. В случаях подтверждения данных разломов сейсмическими, гравиметрическими, а иногда и магнитометрическими материалами они показаны сплошными линиями. Амплитуды смещения по этим разломам меняются от сотен метров до первых километров.

Прочие сбросы внутри структурных зон выделены в подавляющей части по сейсмическим материалам и в меньшей степени предполагаются по характеру

рельефа дна. В соответствии с сейсмической изученностью сбросы по сейсмическим данным показаны в пределах впадины Амундсена и восточного края поднятия Гаккеля. В плане они тяготеют к линиям главных сбросов, определяющих границы структурных зон. На одних сейсмических профилях плоскости сместителя сбросов оказываются вертикальными (ARC11-026) или очень крутопадающими в ту или другую стороны (ARC11-029). Тогда как на других (ARC11-027 и ARC11-028) подавляющая часть сбросов имеет западные падения сместителя. Особенно ярко это выражено на профиле ARC11-029. Если сопоставить положение этого профиля на карте с ориентировкой простирания поднятия Гаккеля, то напрашивается следующий вывод. Линия профиля приходится на участок изгиба поднятия Гаккеля, в пределах которого меридиональное простирание к югу от профиля сменяется северо-северо-западным к северу от него отклонением $10\text{--}12^\circ$. Возможно, здесь проявлена структурная связь между ориентировками структуры поднятия и падением сместителей сбросов. Амплитуды смещений по сбросам колеблются в достаточно широких пределах от первых сотен метров до 1000 м на профиле ARC11-029 (см. рис. 21).

Предполагаемые сбросы по батиметрии показаны по линиям перегибов рельефа, одни из которых очень контрастны (северная часть площади листа в $5\text{--}10$ км восточнее 116° с. ш.), а другие едва проявлены (в $15\text{--}20$ км западнее Западной границы поднятия Гаккеля). Амплитуда смещений по этим сбросам оценить невозможно, но, вероятно, она не менее сотен метров.

Глубинное строение Евразийского суббассейна с позиции плитотектонической модели

Исходные модели для комплексной интерпретации вдоль выбранных линий А1–А2–А3, Б1–Б2–Б3 и В1–В2–В3 в рамках листа U-49–52 построены вдоль сейсмических профилей (2011_26, 2011_28, 2011_31–2011_35; 2014_07, 2014_05, 2014_20), отработанных ОАО «МАГЭ» в 2011 и 2014 гг. Все перечисленные разрезы привлекались для площадной корреляции и прослеживания вышеуказанных горизонтов и поверхности фундамента. Кроме того, анализировалась ранее построенная цифровая модель поверхности фундамента [28].

Ниже акустического фундамента в моделях выделен слой консолидированной коры. Эмпирическая информация о глубинном положении раздела Моховичича (Мохо) для Евразийского бассейна имеется только на небольшом участке котловины Амундсена вблизи западного склона хр. Ломоносова по профилю ГСЗ «Трансарктика-92» [54], за пределами изучаемого листа. В связи с этим в качестве дополнительной информации о глубине залегания этого раздела привлекалась соответствующая региональная цифровая модель (рис. 27), созданная для глубоководной части СЛО по результатам трехмерного сейсмоплотностного моделирования [14].

При расчете глубинных моделей была учтена плотностная неоднородность верхней мантии под хр. Гаккеля, обусловленная спрединговой природой Евразийского суббассейна. Эта неоднородность связана с различной степенью прогрева пород верхней мантии по латерали на разном удалении от срединно-океанического хребта, где происходит формирование океанической коры

и температура мантии максимальна. Для учета вышеозначенного эффекта вдоль профилей А1–А3, Б1–Б3 и В1–В3 было выполнено геотермическое моделирование с использованием модели остывающего полупространства по методике, описанной в работах [72; 78]. Необходимая для расчетов информация о возрасте океанической коры в Евразийском бассейне на разном удалении от оси раскрытия хр. Гаккеля была получена по результатам идентификации осей линейных магнитных аномалий [13; 94]. В результате расчетов были получены оценки температур в литосфере на разных глубинах, под участками океанического фундамента разного возраста.

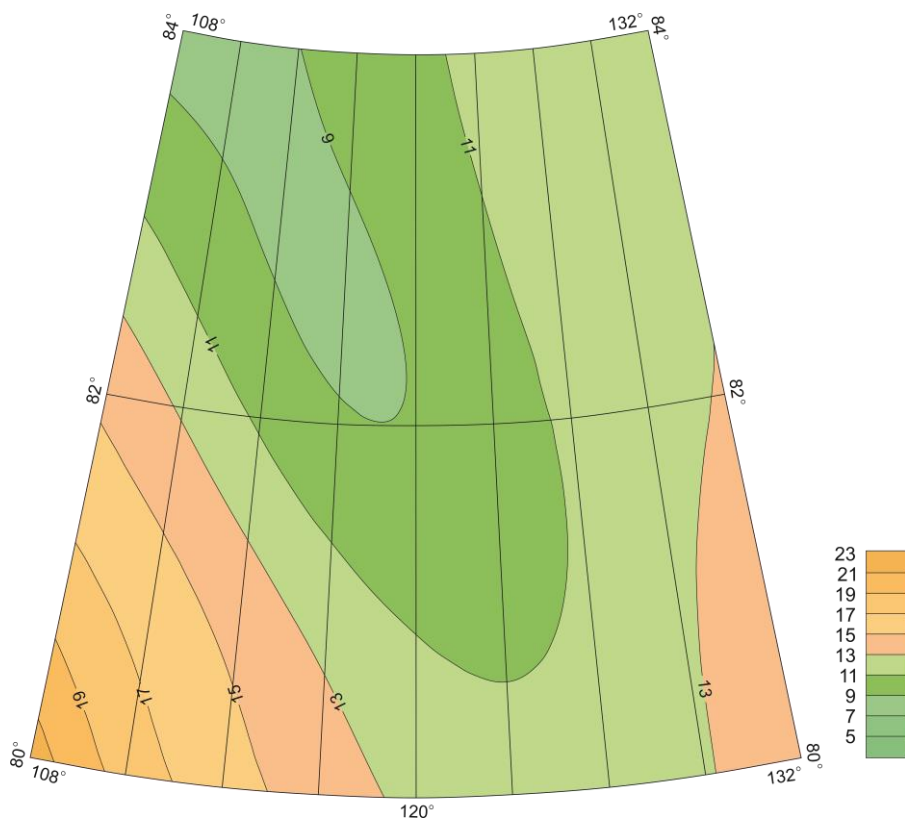


Рис. 27. Схема глубин поверхности раздела Мохоровичича, созданная по результатам трехмерного сейсмоплотностного моделирования [14].

На основе информации по всем вышеперечисленным разделам земной коры в программе GM-SYS (Gravity/Magnetic Modeling Software, версия 4.7) были созданы три исходные модели. Границами блоков моделей послужили указанные разделы. Каждому блоку было присвоено два параметра; плотность σ и эффективная намагниченность $J_{\text{эф}}$.

Кристаллическая кора в моделях представлена базальтовым слоем (второй слой океанической коры) и слоем габбро (третий слой), со средней плотностью 2700 и 2950 кг/м³ соответственно.

Литосферная мантия была разбита на области, ограниченные изотермами с шагом $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ – в диапазоне от 400 до $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом в каждой из областей величина плотности предполагалась постоянной и меняющейся в пределах $3265\text{--}3161\text{ кг/м}^3$, определяемых средней температурой и коэффициентом объемного расширения мантии [72; 78].

Средние плотности блоков осадочного чехла моделей рассчитывались по скоростным характеристикам сейсмокомплексов в соответствии с эмпирической зависимостью скорость $\rightarrow$ плотность. При подборе исходной плотности пород осадочного чехла использовались зависимости Г. Гарднера и Т. Брочера [80; 92]. Плотности пород осадочного чехла варьируют в интервале от $1800\text{--}2000\text{ кг/м}^3$ (скорости V_p $1,7\div 1,9\text{ км/с}$) у поверхности дна до $2400\text{--}2500\text{ кг/м}^3$ ($3,5\div 4,2\text{ км/с}$). Так как мощность самого молодого осадочного комплекса по сейсмическим данным очень мала (она составляет $100\text{--}200\text{ м}$), при моделировании были объединены верхнеэоцен-четвертичный и верхнеолигоцен-миоценовый осадочные комплексы в один со средней плотностью 2100 кг/м^3 . Эффективная намагниченность осадков принята равной нулю.

Значения Δg и $(\Delta T)_a$ вдоль линии разрезов (моделей) были извлечены с шагом 1 км из полученных в ходе настоящей работы соответствующих сводных цифровых моделей. Гравитационное моделирование выполнялось по аномалиям в свободном воздухе.

Глубинный геофизический разрез вдоль линии А1–А2–А3. Линия разреза (рис. 28) начинается в котловине Нансена, пересекает хр. Гаккеля и заканчивается в котловине Амундсена. Линия разреза начинается в районе ЛМА 15-17 в котловине Нансена и заканчивается вблизи ЛМА 23 в котловине Амундсена [13; 73].

В пределах котловины Нансена мощность коры оценивается равной $7\text{--}8\text{ км}$. Осадочная толща мощностью $2\text{--}3,5\text{ км}$ представлена тремя комплексами с плотностью $2100\text{--}2400\text{ кг/м}^3$. Мощность верхней части океанической консолидированной коры (базальтового слоя) составляет около 2 км , нижней части коры – $2,5\text{ км}$. Базальтовый слой разделен на блоки, различающиеся в основном по значениям эффективной намагниченности, оцененной по результатам магнитного моделирования. В котловине Нансена значения, с учетом обратной и прямой намагниченности пород, изменяются от $-0,65$ до $1,45\text{ А/м}$. Все границы слоев и блоков земной коры, показанные в модели в пределах котловины Нансена, выделены исключительно по результатам гравимагнитного моделирования.

При переходе к области хр. Гаккеля мощность земной коры сокращается от 6 до $3,5\text{ км}$. Толщина осадочной толщи в рифтовой долине и во впадинах рифтовых гор составляет $1,5\text{ км}$. Плотность осадков – 2100 кг/м^3 . Мощность базальтового слоя по результатам моделирования изменяется от $\sim 1\text{ км}$ в рифтовой долине до $3,5\text{ км}$ под прилегающими рифтовыми горами. В базальтовом слое выделены блоки с различными плотностными и магнитными свойствами. Плотность базальтов изменяется от 2650 до 2750 кг/м^3 , эффективная намагниченность варьирует от $-0,75$ до $1,1\text{ А/м}$. Мощность третьего слоя океанической коры (габбро и серпентиниты) варьирует от 1 до 3 км . В пределах хр. Гаккеля его плотность меняется от 2800 до 2950 кг/м^3 .

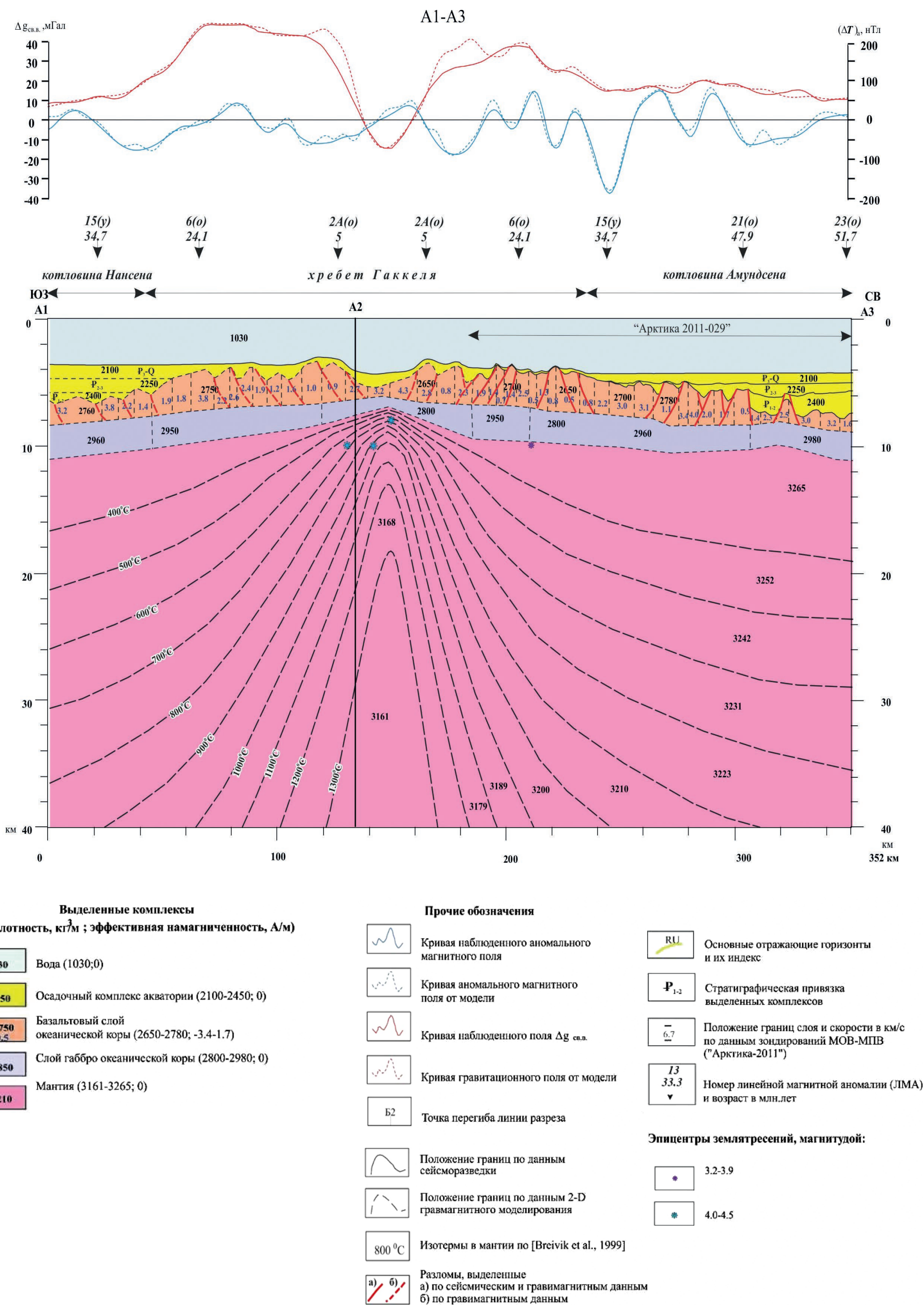
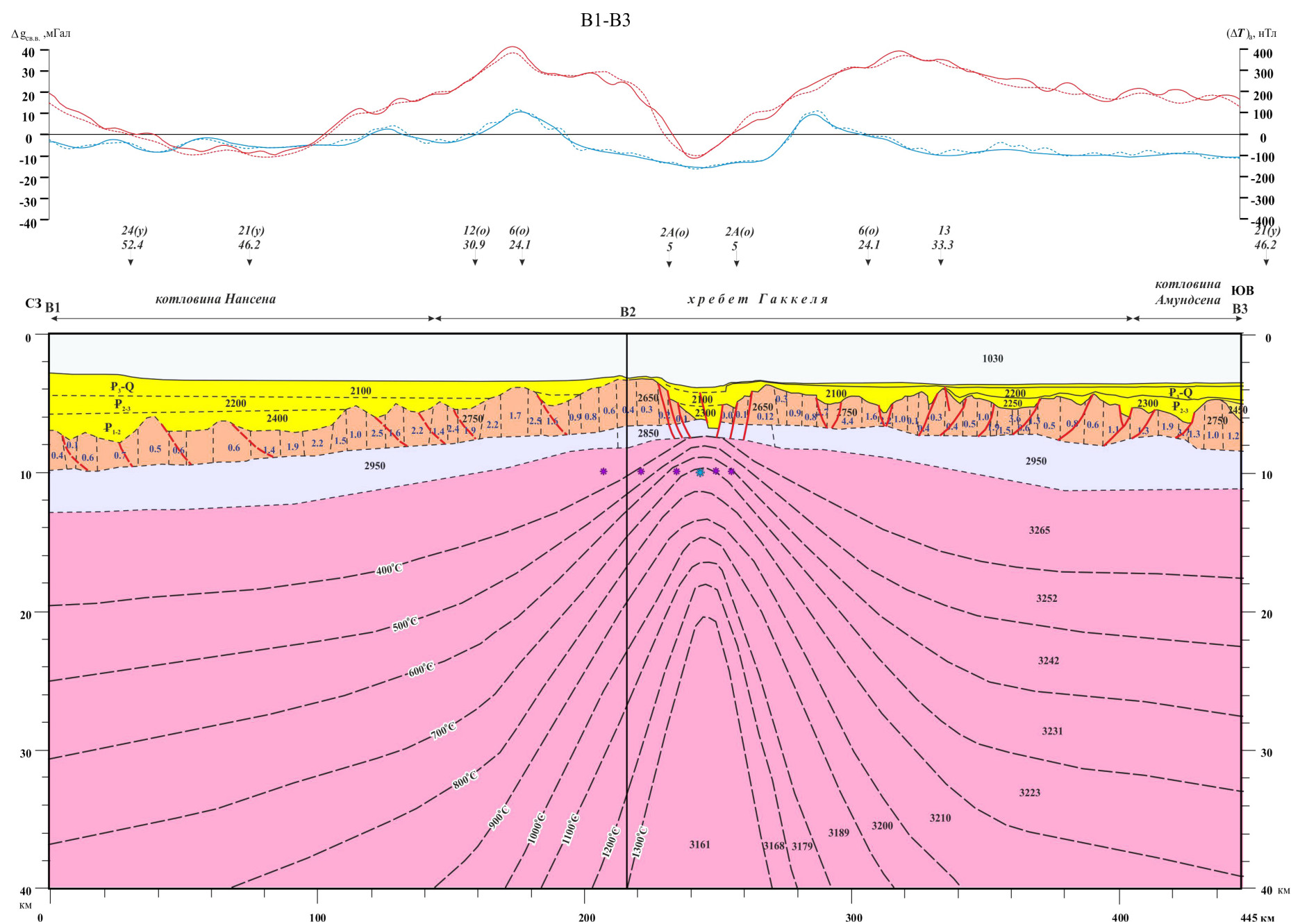
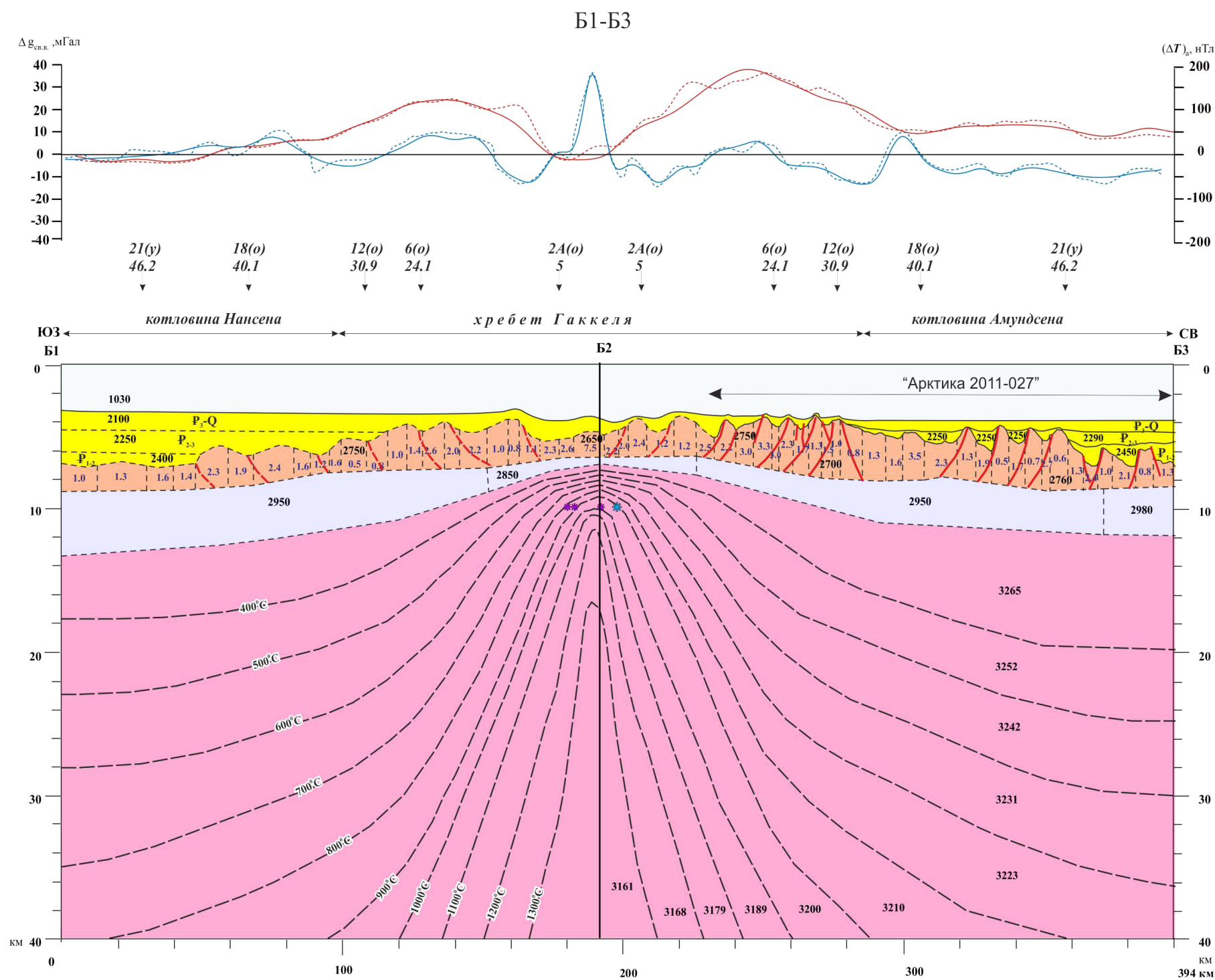


Рис. 28. Геолого-геофизический разрез по линии А1–А2–А3 (точка изгиба линии разреза отмечена вертикальной линией).



В котловине Амундсена мощность осадочного чехла, представленного тремя комплексами с плотностью от 2100 до 2400 кг/м³, вновь увеличивается, достигая 4 км. Мощность кристаллической коры котловины в модели оценивается равной 3÷6 км. Плотность ее слоев увеличивается до значений 2780÷2800 кг/м³ (в базальтовом слое) и 2960÷2980 кг/м³ (в слое габбро). Значения эффективной намагниченности в выделенных блоках базальтового слоя варьирует от –2,4 до 1,25 А/м.

Срединно-океанический хр. Гаккеля, являющийся центром формирования океанической коры Евразийского бассейна, характеризуется интенсивной отрицательной гравитационной аномалией ~60 мГал. Эта аномалия связана с плотностной неоднородностью верхней мантии, которая обусловлена различной степенью прогрева ее пород по латерали на разном удалении от срединно-океанического хребта [72; 78]. Поэтому в представленной модели под самим хребтом и под прилегающими котловинами введены блоки с плотностью 3161–3265 кг/м³.

Глубинный геофизический разрез вдоль линии Б1–Б2–Б3. Линия разреза (рис. 29) начинается в котловине Нансена, пересекает хр. Гаккеля и заканчивается в котловине Амундсена. Линия разреза начинается вблизи ЛМА 21 в котловине Нансена и заканчивается также вблизи ЛМА 21 в котловине Амундсена [13; 73].

В пределах котловины Нансена мощность коры оценивается равной 8,5–10 км. Осадочная толща мощностью 2,5–4 км представлена тремя комплексами с плотностью 2100–2400 кг/м³. Мощность верхней части океанической консолидированной коры (базальтового слоя) составляет 2–3 км, нижней части коры – 4 км. Базальтовый слой разделен на блоки, различающиеся в основном по значениям эффективной намагниченности, оцененной по результатам магнитного моделирования. В котловине Нансена значения изменяются от –0,85 до 0,35 А/м. Все границы слоев и блоков земной коры, показанные в модели в пределах котловины Нансена, выделены по результатам гравимагнитного моделирования.

При переходе к области хр. Гаккеля мощность земной коры сокращается от 6,5 до 3,5 км. Толщина осадочной толщи в рифтовой долине и во впадинах рифтовых гор не превышает 1,5 км. Плотность молодых кайнозойских осадков составляет 2100 кг/м³. Мощность базальтового слоя по результатам моделирования изменяется от 1,5 км в рифтовой долине до 4 км под прилегающими рифтовыми горами. Плотность базальтов изменяется от 2650 до 2750 кг/м³, эффективная остаточная намагниченность варьирует от –3,5 до 1,7 А/м. Мощность нижней части коры варьирует от 0,5 до 4 км. В пределах хр. Гаккеля плотность океанического слоя изменяется от 2850 до 2950 кг/м³.

В котловине Амундсена мощность осадочного чехла, представленная тремя комплексами с плотностью 2100–2450 кг/м³, увеличивается до 3 км. Мощность кристаллической коры котловины в модели составляет 5÷7 км. Плотность ее слоев увеличивается до значений 2760 кг/м³ (в базальтовом слое) и 2980 кг/м³ (в слое габбро). Значения эффективной остаточной намагниченности в выделенных блоках базальтового слоя варьирует от –3,4 до 0 А/м.

Глубинный геофизический разрез вдоль линии В1–В2–В3. Линия разреза (рис. 30) начинается в котловине Нансена, пересекает хр. Гаккеля и

заканчивается в котловине Амундсена. Линия разреза начинается вблизи ЛМА 24 в котловине Нансена и заканчивается вблизи ЛМА 21 в котловине Амундсена [13; 73].

В пределах котловины Нансена мощность коры оценивается равной $8 \div 10$ км. Осадочная толща мощностью $2 \div 5$ км представлена тремя комплексами с плотностью $2100\text{--}2400 \text{ кг/м}^3$. Мощность верхней части океанической консолидированной коры (базальтового слоя) составляет $2 \div 3$ км, нижней части коры – около 3 км. Базальтовый слой разделен на блоки, различающиеся в основном по значениям эффективной намагниченности, оцененной по результатам магнитного моделирования. В котловине Нансена значения изменяются от $-0,95$ до $1,6$ А/м. Все границы слоев и блоков земной коры, показанные в модели в пределах котловины Нансена, выделены по результатам гравимагнитного моделирования.

При переходе к области хр. Гаккеля мощность земной коры сокращается от $6,5$ до 4 км. Толщина осадочной толщи в рифтовой долине, по данным МОВ ОГТ, составляет 4 км, во впадинах рифтовых гор не превышает 2 км. Плотность осадков, представленных двумя комплексами, варьирует в диапазоне $2100\text{--}2300 \text{ кг/м}^3$. Мощность базальтового слоя по результатам моделирования изменяется от нуля в рифтовой долине до $3,5$ км под окружающими ее рифтовыми горами. Отсутствие базальтового слоя в рифтовой долине, полученное по результатам гравитационного моделирования, соответствует и магнитометрическим данным, характеризующим этот участок разреза широким устойчивым минимумом АМП. Факт отсутствия современной магнитной аномалии может указывать на незначительную аккрецию океанической коры или даже ее отсутствие в течение последнего миллиона лет. Под рифтовыми горами хр. Гаккеля плотность базальтов изменяется от 2650 до 2750 кг/м^3 , эффективная намагниченность варьирует от $-0,95$ до $2,1$ А/м. Мощность нижней части коры варьирует в пределах $1 \div 3$ км. В пределах срединно-океанического хребта плотность нижнего океанического слоя изменяется от 2850 до 2950 кг/м^3 .

В котловине Амундсена мощность осадочного чехла, представленного тремя комплексами с плотностью $2100\text{--}2400 \text{ кг/м}^3$, увеличивается до 3 км. Мощность кристаллической коры котловины в модели оценивается равной 6 км. Плотность ее слоев увеличивается до значений 2780 кг/м^3 (в базальтовом слое) и 2950 кг/м^3 (в слое габбро). Значения эффективной остаточной намагниченности в выделенных блоках базальтового слоя варьирует от $-1,95$ до $1,7$ А/м.

Над срединно-океаническим хр. Гаккеля наблюдается интенсивная отрицательная гравитационная аномалия амплитудой до -50 мГал . Ее происхождение объяснено выше.

Хребет Гаккеля со времени его открытия и первого описания [67] относили к системе срединно-океанических хребтов [30; 31; 34; 35]. В магнитном поле Евразийского суббассейна идентифицированы полосовые аномалии от 24 , и начало спрединга относится к позднему палеоцену. При приближении к лаптевоморской континентальной окраине приурочены зоны спокойного поля. Сделанные по магнитометрическим материалам выводы о спрединговом характере Евразийского суббассейна коррелируются с сейсмологическими данными. Пояс землетрясений, тяготеющий к рифтовой зоне хребта, обычно

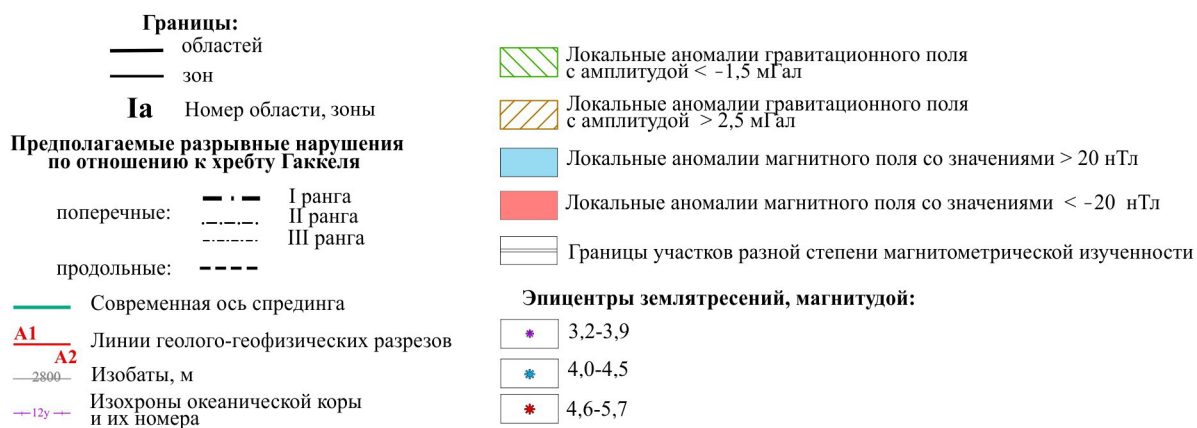
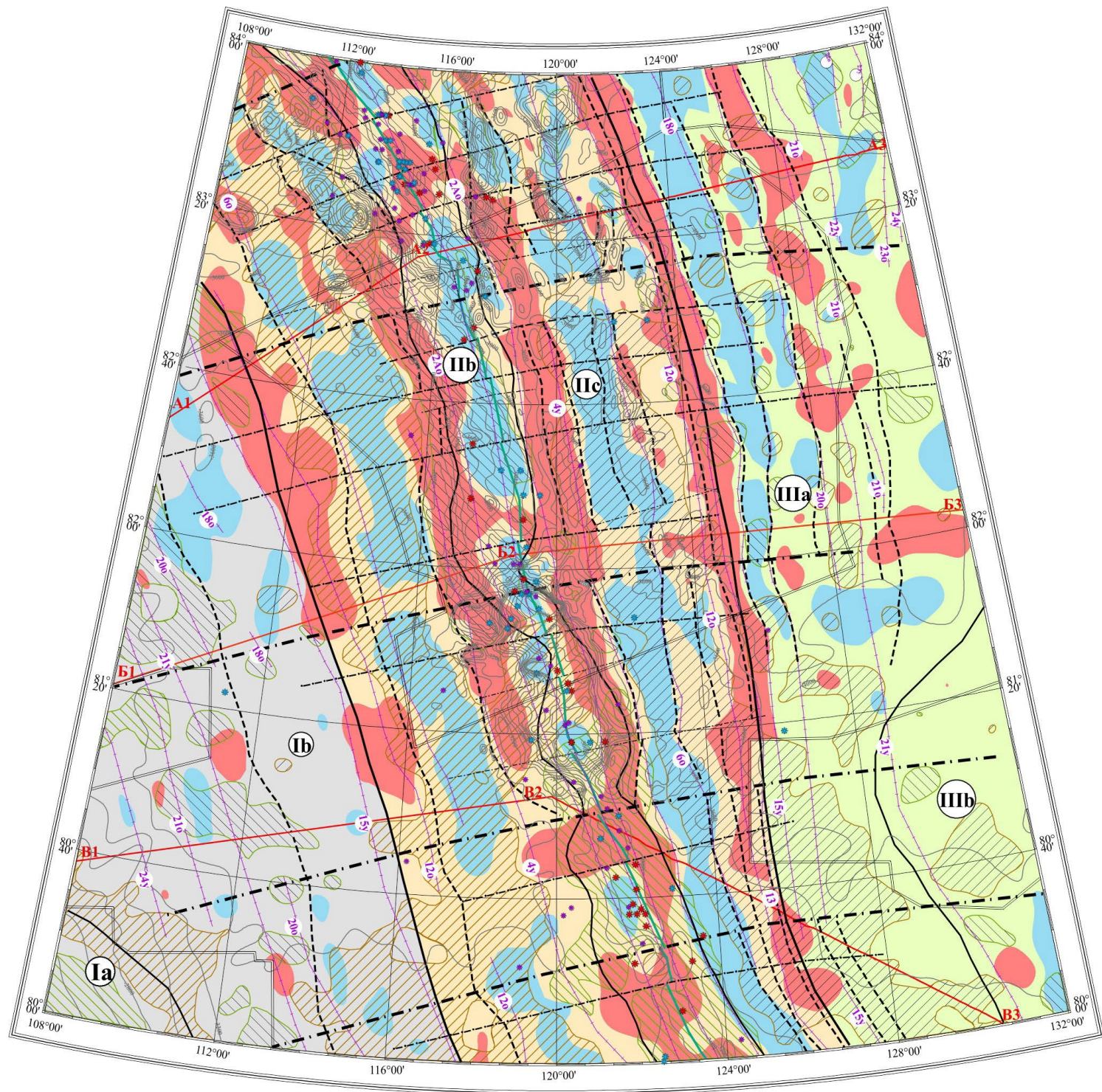
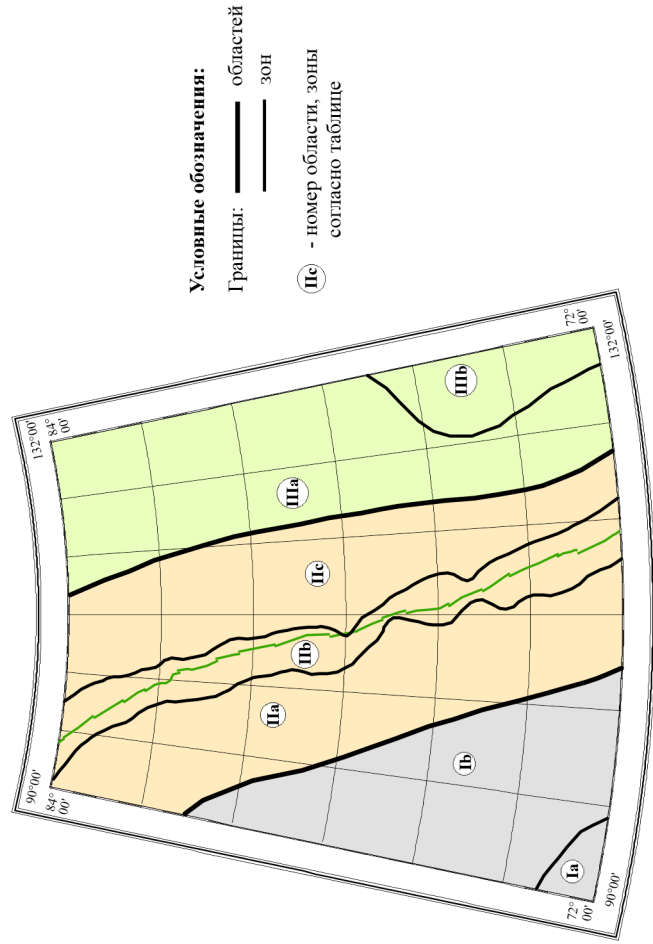


Рис. 31. Схема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных
 (из комплекта ГФО-1000, авторы: А. А. Черных, Н. М. Иванова).



Области	I Котловина Нансена		II Хребет Гаккеля			III Котловина Амурдсена	
	Ia Юго-Западная	Ib Восточная	IIa Западная	IIb Центральная с рифтовой долиной	IIc Восточная	IIIa Западная	IIIb Юго-Восточная
Зоны	АМП фактически не изучено; отрицательная локальная АПП в центре зоны с амплитудой до -9 мГал	Знакопеременное низкоамплитудное (локальные аномалии ±60 нГл) АМП, полосовая структура СЗ простирания проявлена слабо; преимущественно отрицательное низкоамплитудное АПП (амплитуда локальных аномалий около ±5 мГал)	Знакопеременное АМП с локальными аномалиями амплитудой до ±100 нГл, полосовая структура ССЗ простирания четко выражена; положительное АПП (св. возд.) с поясом локальных аномалий ССЗ простирания по центру (амплитудой до +23 мГал)	Знакопеременное АМП средней интенсивности, с вытянутыми в СЗ направлениями преимущественно положительными локальными аномалиями в центре зоны с амплитудами от -150 до 270 нГл; преимущественно отрицательное АПП (св. возд.) с амплитудами локальных аномалий до -15 мГал	Знакопеременное АМП с локальными аномалиями средней интенсивности (с -130 до 190 нГл), полосовая структура ССЗ простирания четко выражена; положительное АПП (св. возд.) с поясом локальных аномалий ССЗ простирания по центру (амплитуда до +14 мГал)	Знакопеременное низкоамплитудное (локальные аномалии ±120 нГл) АМП, полосовая структура СЗ простирания хорошо проявлена, за исключением южной части зоны; преимущественно положительное низкоамплитудное АПП, с локальными аномалиями амплитудой около ±5 мГал	АМП зоны фактически не изучено, присутствуют слабоинтенсивные аномалии разного знака; преимущественно положительное гравитационное поле (св. возд.), фон которого уменьшается в восточном направлении, локальные аномалии с амплитудой ±2 мГал

Рис. 32. Схема районирования по геофизическим данным.

соотносят с границей Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [1], которую прослеживают на шельфе моря Лаптевых и далее к Момскому рифту в северной Якутии [16; 17].

По мнению большинства геологов и геофизиков, Евразийский суббассейн возник в результате разрастания океанического дна, за счет прироста океанической коры в осевой зоне хр. Гаккеля. При этом хр. Ломоносова, будучи ранее присоединенным к Евразийской плите, постепенно отодвигался к востоку, пока не занял свое современное положение. Хребет Гаккеля, трассирующий осевую зону бассейна, является самой медленной частью глобальной системы срединно-океанических хребтов и поэтому имеет отличительные черты, характерные для ультрамедленного раскрытия [28; 86].

Итоговая схема глубинного строения площади листа U-49–52 с позиции плитотектонической концепции представлена на рис. 31.

Она выполнена с использованием ГИС-технологий (ГИС Arc Map 10.2) в ходе обобщения результатов районирования аномальных магнитного и гравитационного полей. Использовались также все промежуточные интерпретационные результаты: карты исходных и трансформант потенциальных полей, результаты гравитационного моделирования, схема глубин поверхности раздела Мохоровичича (см. рис. 27), а также карта рельефа дна Северного Ледовитого океана [95]. Это позволило на основе выявленных линеаментов и районирования потенциальных полей установить границы основных геоблоков и выявить предполагаемые разрывные нарушения земной коры.

На схеме выделены три аномальные области в рамках единого региона – Евразийского суббассейна. Они соответствуют следующим геоструктурам, с запада на восток: котловине Нансена, хр. Гаккеля, котловине Амундсена (рис. 31, 32). Границы этих геоструктур выделены преимущественно по данным аномального гравитационного поля и батиметрии.

В ходе интерпретации потенциальных полей и их трансформант выделены поперечные нарушения, сегментирующие хр. Гаккеля, произведено их ранжирование (по трем категориям) по степени их выраженности и протяженности на площади исследований (см. рис. 31). В отдельных случаях по характеру полей в районе рифтовой долины предполагается небольшая сдвиговая компонента. К поперечным разломам 1-го ранга в районе рифтовой долины приурочены поднятия и седловины в рельефе поверхности дна. Они ограничивают, в частности, с севера и юга сегмент рифтовой долины хребта, называемый впадиной Киселева (расположен между линиями Б1–Б3 и В1–В3) (см. рис. 31). В ней наблюдаются максимальные глубины Евразийского бассейна – свыше 5000 м.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая схема для целей Госгеолкарты в масштабе 1 : 2 500 000 составлена на данную площадь впервые (см. Геоморфологическую схему). Схема составлена по аналитическому принципу [48] в его современной системно-морфологической модификации [42; 46; 47]. Предшествующие геоморфологические построения представлены картами более мелких масштабов [6; 11; 43; 44; 49; 51; 58; 129], каждая из которых отражала определенный этап изучения рельефа Северного Ледовитого океана. Первую орографическую схему всего СЛО в 1980-х гг. составили А. Н. Ласточкин и Г. Д. Нарышкин [43; 44]. Она стала основой для многих дальнейших исследований. В конце XX – начале XXI в. важнейшую роль сыграли последующие работы Г. Д. Нарышкина. Первые из них касались хр. Гаккеля [49], а дальнейшие, основанные на всех имевшихся к тому времени гидрографических данных, охватили уже все дно в пределах Евразийского и Амеразийского бассейнов и охарактеризовали рельеф на принципиально новом уровне [51; 61]. Эти работы легли в основу первого Представления Российской Федерации, сделанного для Комиссии ООН по морскому праву в 2001 г. [9].

В настоящей работе главным источником данных для построения геоморфологической схемы масштаба 1 : 2 500 000 стала батиметрическая основа масштаба 1 : 1 000 000 с сечением изобат 100 м. Кроме того, использованы данные гидрографического промера [130] и сведения, полученные с сейсмических профилей, а также литературные источники. Геологический материал крайне немногочислен, поэтому основную роль при генетической интерпретации рельефа играл морфологический анализ в комплексе с результатами сейсмопрофилирования. Морфологический каркас рельефа образован преимущественно линиями выпуклого и вогнутого перегиба [42; 46–48]. В пределах хребта, наряду с ними, существенная роль принадлежит гребневым линиям и характерным точкам вершин. Долинообразные формы оконтурены с помощью морфоизограф.

Площадь листа целиком принадлежит Евразийскому бассейну (в других классификациях – суббассейну) СЛО и располагается в его юго-восточной прилаптевоморской части. В границы листа частями входят такие крупнейшие орографические формы Евразийского бассейна, как котловины Нансена и Амундсена, а также разделяющий хр. Гаккеля (см. рис. 1). Юго-западный угол площади захватывает небольшую часть континентального склона. В южных частях обеих котловин развиты пологонаклонные равнины

подъема*, которые постепенно выполаживаясь к северу, смыкаются с абиссальными равнинами. В пределах подъема выделяется долина Садко, лежащая на продолжении рифтовой долины хр. Гаккеля. В границах хребта различаются гребневая и фланговая зоны. Характерно, что фланговая зона имеется только с восточной стороны. В рифтовой зоне выделяются рифтовая долина и лежащая на ее южной продолжении впадина Киселева. Что касается положительных форм, то только некоторые из них получили собственные названия в честь отечественных гидрографов. К таким формам относится горный массив – горы Рассохо (наивысшая точка –1422 м), а также мелкие формы: горы Гаркуша (–2235 м), Шинкова (–2246 м), Теплова (–2559 м) и холм Шайкина (–2600 м).

Глубины дна в разных частях листа существенно отличаются. На континентальном склоне они составляют 2200–3400 м, в котловине Нансена – 3300–3600 м, в котловине Амундсена – 3400–4200 м. У внешних границ хр. Гаккеля максимальные глубины достигают различных значений со стороны котловин Нансена и Амундсена (3600 м и 4100 м соответственно). В рифтовой долине они составляют 4200–4400 м, во впадине Киселева превышают 5000 м.

Историко-генетическая интерпретация рельефа в условиях крайне ограниченного количества неравномерно распределенных геолого-геофизических данных выполнена с большой долей условности и преимущественно базируется на анализе морфологии рельефа. Основным фактором его формирования на рассматриваемой площади явились тектонические движения. На континентальной окраине они обусловили характер экзогенных агентов рельефообразования. На континентальном склоне это сложный комплекс денудационно-аккумулятивных процессов, в границах подножия и абиссальных равнин – аккумуляция, характер которой определялся источником поступления осадков и их объемом. Что же касается хр. Гаккеля, то в его формировании основное значение имели тектоногенез и вулканизм.

Тектоногенная группа представлена восемью генетическими категориями. Роль экзогенных процессов в их формировании была незначительной и не изменила первичный облик поверхностей.

Склоны рифтовой долины обусловлены преимущественно сбросами. Склоны очень крутые (а), реже крутые (б), в основном, прямолинейные в плане. Они ограничивают рифтовую долину с обеих сторон, четко выражены на всем протяжении, за исключением северного сегмента хребта, где в области изменения ориентировки хребта восточный склон теряет свою выразительность. Местами склоны рифтовой долины нарушены поперечными тектоническими долинами и ущельями, изредка осложнены террасами. Характерно, что несмотря на различия в строении рифтовой долины в разных сегментах хребта, бровки ее склонов располагаются примерно на одной глубине – 3200–3500 м. Основания склонов приурочены к линиям вогнутого перегиба и опираются на днище рифтовой долины на различных глубинах. В связи с этим высота склонов меняется от 200–300 м на юге до 900–1200 м в двух северных сегментах хребта. Средние

* Под подъемом здесь понимается континентальное подножие. Термин «подъем» принят в основополагающих документах Комиссии ООН по морскому праву [147; 148] и в контексте проблемы ВГКШ является предпочтительным.

уклоны очень крутых склонов составляют 5–10°, крутых – менее 5°. Отдельные участки могут иметь значительно большие уклоны. Приуроченность склонов данной категории к сбросам, а чаще к сериям сбросов, подтверждается сейсмическими профилями. Плиоцен-четвертичный возраст, определен на основе деформаций слоев верхнего сейсмокомплекса.

Днище рифтовой долины обусловлено глубоким погружением блоков акустического фундамента в условиях растяжения. Поверхность дна здесь представляет собой ступенчатую равнину, осложненную локальными крутосклонными переуглублениями. Как уже было показано выше при рассмотрении сегментации хребта, глубины днища в различных сегментах существенно разнятся, колеблясь от 3600 до 4400 м. Ширина днища также неодинакова. Наиболее узким (до 3–6 км) оно является в сегменте, расположенном к северу от впадины Киселева, в то время как в самом северном и самом южном сегментах имеет ширину 9–10 км. В северном сегменте помимо переуглублений, характерных для днища рифтовой долины на всем ее протяжении, оно осложняется еще и небольшими поднятиями дна, по-видимому, соответствующими вулканам. Возраст поверхностей днища плиоцен-четвертичный.

Террасы и седловины в гребневой зоне хребта в основном имеют место как на склонах рифтовой долины, но встречаются и за ее пределами. Они обусловлены неравномерными подвижками отдельных блоков рифтовой зоны хребта. Обычно террасы узкие, с небольшим наклоном в сторону бровки. Имеют ограниченное распространение. Образовались одновременно с бортами и дном рифтовой долины в плиоцене–квартере.

Плато в гребневой зоне хребта имеют небольшие размеры. Представлены двумя локальными вершинными поверхностями в западной части рифтовой зоны. Они возникли при относительном поднятии боков в плиоцене–квартере.

Плато фланговой зоны созданы относительным подъемом крупных блоков акустического фундамента в восточной части хребта. В виде полосы шириной 40–60 км они протягиваются вдоль рифтовых гряд и гор почти на всем протяжении хребта. Со стороны гребневой зоны рассматриваемые плато ограничены, как правило, линией вогнутого перегиба, а со стороны абиссальных равнин и подножия – склоном высотой 100–300 м, редко более. Поверхность плато незначительно осложнена, обычно за счет небольших гряд и возвышенностей. Местами отдельные участки плато приподняты над основным его пространством на 100–200 м. По мере приближения к северному сегменту осложняющие его поднятия становятся все выше и приобретают все большие размеры. Среди них встречаются как изолированные изометричные горы, так и образуемые ими гряды и цепи. Относительная высота их колеблется от 60–800 м до 1000–1300 м. Судя по батиметрической карте, плато постепенно сходит на нет южнее широты 80° 40'. На сейсмическом профиле A11-24 еще можно видеть пологий склон, ограничивающий плато с востока. Севернее этого профиля граница плато выражена более контрастно в виде склона высотой 100–300 м. Плиоцен-четвертичный возраст плато определен на основе деформаций слоев верхнего сейсмокомплекса. Преимущественно поверхность плато субгоризонтальна и только в редких случаях приобретает пологий наклон.

Склоны плато фланговой зоны преимущественно обусловлены сбросами, развитыми вдоль восточного края приподнятого блока акустического

фундамента, которому в рельефе соответствует фланговое плато. Это подтверждается сейсмическими профилями А11-27,28,29 и А14-05. Только в самой южной части плато, судя по сейсмическому профилю А11-24, склон плато определяется наклоном слоев верхнего сейсмокомплекса. Высота склонов составляет 100–300 м, изредка достигая 400 м. Их прямолинейность в плане позволяет с большой степенью уверенности интерполировать и экстраполировать выводы о приуроченности их к протяженному разлому, полученные при интерпретации отдельных пересекающих его сейсмических профилей. Плиоцен-четвертичный возраст данной поверхности соответствует времени формирования плато.

Склоны рифтовых гряд, сопровождающих рифтовую долину и впадину Киселева, имеют высоту до 500 м и средние уклоны. Исключением является крутой западный склон гряды у впадины Киселева. Наибольшей протяженности достигают с восточной стороны во втором сегменте хребта. Гряды узкие, прямолинейные, по длине соответствуют отрезкам рифтовой долины, которые они сопровождают. В единичных случаях осложнены крупными вулканическими постройками. Плиоцен-четвертичный возраст соответствует времени формирования рифтовой долины.

Поверхности пологих валообразных пририфтовых возвышенностей, протягиваются вдоль рифтовой долины Садко. Предположительно они созданы комплексом тектоно-магматических процессов, имевших место на плечах рифтовой долины, и представляют собой своеобразный аналог рифтовых гряд, развитых севернее. В совокупности с долиной Садко они свидетельствуют о продолжении структуры хребта в направлении лаптевоморского шельфа. Возраст этих образований аналогично другим поверхностям хребта – плиоцен–квартер.

Вулканогенная группа объединяет пять категорий поверхностей. Ввиду недостатка данных их интерпретация осуществляется в значительной степени предположительно на основе геофизических материалов и морфологического анализа рельефа, с существенной долей экстраполяции выводов, полученных по отдельным сейсмопрофилям. Время формирования поверхностей данной группы определяется по деформациям слоев верхнего сейсмокомплекса как плиоцен–квартер.

Вулканические горы – преимущественно изометричные или близкие к ним по очертаниям, чаще островершинные с относительной высотой от 300 до 1300 м и более, – четко обособлены от окружающего пространства. В ряде случаев эти горы объединяются в группы или даже гряды и цепи. В наибольшей степени они свойственны северному сегменту хребта. Это горы Рассохо с минимальными отметками глубин 1422 м, гора Теплова (2559 м) и гора Гаркуша (2235 м). Последняя несколько удалена от хребта и располагается в пределах абиссальной равнины Нансена. Характерны поднятия вулканической природы и для окрестностей впадины Киселева, где две из них получили собственные наименования. Это гора Шинкова с отметками глубин на вершине 2246 м и холм Шайкина. По своей крутизне склоны вулканических гор подразделяются на очень крутые (средний наклон свыше 10°) и крутые ($5\text{--}10^\circ$). Террасы на склонах вулканических гор в принятом масштабе картографирования зафиксированы в единичных случаях. Подножия склонов вулканических гор

зафиксированы в единственном месте – по восточному краю протяженной субмеридиональной вулканической гряды в северном сегменте хребта. Предположительно связаны с пологой деформацией верхней части осадочного чехла во время роста вулканической гряды.

В пределах хр. Гаккеля зафиксированы две впадины предположительно вулкано-тектонической природы. Это большая впадина Киселева у южного окончания хр. Гаккеля, общая характеристика которой была дана выше, и локальная впадина на фланговом плато вблизи северной рамки листа на меридиане 120° (южнее горы Теплова). Склоны вулкано-тектонических впадин имеют значительные уклоны, во впадине Киселева достигающие 25° , а на отдельных участках и превышающие их. По всему периметру впадины Киселева ее склоны, особенно западный, рассечены тектоногенными ущельями. Бровки ее склонов расположены на глубинах 3300–3500 м, а основания – около 5000 м. На сейсмическом профиле А14-20, проходящем вдоль бровки ее восточного склона, отчетливо видно мелкоблоковое строение, обусловленное многочисленными сбросами. Днище вулкано-тектонической впадины Киселева плоское, ячеистое, осложнено рядом переуглублений, отметки в которых превышают 5300 м. Впадина пересечена в широтном направлении единственным сейсмическим профилем А14-05, который позволяет увидеть, что склоны впадины развиты на выходах акустического фундамента. Восточная гряда обусловлена подъемом слоев верхнего сейсмокомплекса. Аналогичное образование на западном склоне отстоит от бровки, в районе которой имеется несколько мелких гряд на выходах акустического фундамента. В корытообразном днище впадины имеют место мелкие вулканические конусы. В локальной вулкано-тектонической впадине все элементы значительно уступают по масштабу параметрам впадины Киселева. Склоны высотой в несколько сотен метров менее круты. Предположительно локальная впадина представляет собой кальдеру угловатой, но, тем не менее, почти изометричной формы. Размер ее в поперечнике – около 15 км, относительная глубина порядка 600 м, отметки в днище – свыше 4400 м.

Денудационно-аккумулятивная группа в границах листа содержит всего лишь одну категорию поверхностей, а именно наклонные расчлененные равнины континентального склона, созданные комплексом гравитационных денудационно-аккумулятивных процессов. Формирование их началось со времени заложения континентального склона в олигоцене и продолжается до настоящего времени. Наклон поверхности, измеряемый даже долями градуса, создает условия для оползней и сплывов. Свою роль также внесли эрозионные и гравитационные процессы, связанные с подводными каньонами. Данных для уверенного выделения подводных каньонов недостаточно, они протрассированы по «заливам» изобат.

Аккумулятивная группа представлена рельефом двух генетических категорий: пологонаклонными равнинами континентального подножия и субгоризонтальными абиссальными равнинами. Первые созданы аккумуляцией осадков, поступающих с вышележащих частей континентальной окраины, синхронно по времени с формированием континентального склона в олигоцен–квартере. Нормальное отложение осадков здесь нарушается суспензионными потоками. Поверхности местами осложнены подводными ложбинами, лежащими на

продолжении подводных каньонов. Наличие ложбин обеспечивают поверхности слабую волнистость. Являясь трассами транзита вод и осадков, маргинальные каналы обеспечивают перенос вещества в котловины. Субгоризонтальные равнины дна абиссальных котловин созданы нормальной устойчивой аккумуляцией тонкодисперсных осадков, выпадающих из взвесей, в целом, в спокойных гидродинамических условиях океанских котловин в течение олигоцена–неоплейстоцена [10]. Однако это не исключает активности придонных вод на каких-то этапах развития.

История развития рельефа включает формирование единой впадины Евразийского бассейна предположительно в олигоцене и последующее ее разделение на две котловины (Амундсена и Нансена) в ходе роста линейного поднятия хр. Гаккеля, которое началось в плиоцене и продолжилось в неоплейстоцене. Этот процесс сопровождался вулканической деятельностью, приведшей к формированию отдельных гор и горных гряд. Тектоно-магматические процессы, подъем блоков фундамента вызвали деформацию осадочного чехла, включая самые верхние его горизонты, что привело к образованию рифтовых гряд и плато. В рифтовой долине формировались обусловленные разломами склоны. Одновременно с ростом хребта возникло плато в его восточной фланговой зоне, обособленное структурными уступами от днища котловины Амундсена. Вулкано-тектоническая депрессия Киселева в южной части хребта продолжает на юг его рифтовую зону и лежит на ее оси. Однако округлые очертания депрессии, аномальные глубины ее днища говорят о том, что здесь имел место и наложенный процесс погружения. Южнее окончания хребта явления, вызвавшие его рост, затухают, что проявляется в отсутствии гор и гряд. На продолжении рифтовой долины лежит относительно узкая долина Садко, сопровождаемая по бокам очень пологими слабо выраженными валообразными поднятиями дна.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Евразийского суббассейна по общепринятой плейт-тектонической концепции привязана к возрасту линейных магнитных аномалий и исчисляется с раннего кайнозоя (примерно 56 млн лет). Именно к этому возрастному интервалу относится возникновение срединно-океанического хр. Гаккеля и начало спрединга с образованием молодой океанической коры и формированием на ней Евразийского океанического суббассейна. Осадочный комплекс, выстилающий этот бассейн, по определению не может быть древнее кайнозоя. У авторов данной работы сформировалась иная точка зрения. Поэтому история геологического развития излагается с авторской и альтернативной точек зрения.

Авторская геотектоническая модель

Полученные материалы позволяют с определенной долей уверенности отнести начало формирования Евразийского суббассейна к раннему мелу. По крайней мере, именно с этого времени, как нам представляется, началось заложение Евразийского седиментационного бассейна. История более ранних этапов геологического развития на месте Евразийского суббассейна остается загадочной.

Основополагающее значение для понимания структуры и истории геологического развития Евразийского суббассейна имеет сводный сейсмический профиль МОВ ОГТ, состоящий из четырех отрезков DOP1501, DOP1501B, DOP1501_04 и DOP1501_05 [133] (см. рис. 9). Он начинается на шельфе в 100 км от северо-восточного побережья Таймыра и пересекает Евразийский суббассейн в северо-восточном, а далее в восток-северо-восточном направлении до континентального склона на участке сочленения с хр. Ломоносова. На всем протяжении профиля четко выделяются два сейсмокомплекса. Верхний хорошо коррелируется предположительно с аналогичным комплексом на хр. Ломоносова, где он привязан к данным бурения и всеми однозначно интерпретируется как кайнозойский с пластовыми скоростями 2,0–2,2 км/с. Этот относительно сейсмически-прозрачный комплекс трактуется как бассейновый. Мощность бассейнового сейсмокомплекса в наиболее погруженной зоне Евразийского суббассейна не превышает 3000 м.

Нижележащий сейсмокомплекс резко отличается от бассейнового по нескольким параметрам. Во-первых, по характеру сейсмозаписи его разрез сложен

контрастными отложениями с ярко выраженными рефлекторами. Во-вторых, его максимальная мощность в отдельных структурных зонах в несколько раз превышает мощность бассейнового сейсмокомплекса, достигая 8000 м. И в-третьих, что самое главное, он резко отличается контрастной структурой. Она представляет сочетание глубоких рифтогенных прогибов с мощным осадочным выполнением и горстовых поднятий почти лишенных осадков. Иначе говоря, это типичный синрифтовый докайнозойский комплекс.

Возникает вопрос о возрасте синрифтового комплекса. Ответ на него кроется в шельфовой притаймырской части сейсмического профиля. На ней мы видим под бассейновым комплексом в интервале сейсмической записи 1–2 с пакет контрастных отражений, разбитых размывами на отдельные блоки. Если обратиться к материалам листа Т-45–48 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 [36], то там можно найти ответ на поставленный вопрос.

На северо-восточном Таймыре и южном побережье о. Большевик установлены в чехольном залегании отложения всех отделов юрской системы [2] и нижнего мела. Они расчленены на серию местных свит от континентального генезиса в нижней и частично средней юре до прибрежно-морского и морского во второй половине средней юры [3], в верхней юре и валанжинском ярусе нижнего мела. В апт–альбе выделены континентальные угленосные отложения. В основании нижней юры установлена кора выветривания каолинового типа. Все последующие свиты залегают со стратиграфическим несогласием на нижележащих отложениях либо непосредственно на складчатом основании архейского, ниже-протерозойского и рифейского комплексов. Состав отложений меняется от слабо сортированных конгломератов, гравилитов и песчаников в нижних свитах до более мелкозернистых песчаников, песков и алевроитов в верхних. Морские отложения насыщены разной фауной, в восточном направлении в них появляются пласты известняков и песчаников с карбонатным цементом. Суммарная мощность юрско-мелового разреза составляет чуть более 300 м. Приведенный разрез юрско-меловых отложений является периферийной частью области осадконакопления, расположенной северо-восточнее, т. е. на месте современного Евразийского суббассейна. Юрские толщи могут и выклиниваться в стороны депоцентральной части древнего бассейна, во всяком случае, никаких подтверждений наличия юрских осадков в Евразийском бассейне нет. Поэтому мы рассматриваем возраст основания осадочного выполнения Евразийского бассейна как меловое [114]. В раннем мелу это был преимущественно морской внутриматериковый бассейн, в котором накапливались терригенные отложения песчано-глинистого состава, включающие отдельные пласты и пачки известняков и известковистых песчаников.

Указанный выше сейсмический профиль МОВ ОГТ 2015 г. несет в себе еще одну очень важную геологическую информацию. На нем отчетливо проступает осевая рифтовая зона Евразийского суббассейна, заполненная осадочной толщей, но полностью лишенная обрамляющих поднятий, как севернее в зоне хр. Гаккеля. Из этого следует вполне определенный вывод о последовательности геологических событий при формировании срединно-океанического хр. Гаккеля. В начале в осадочном бассейне зарождается рифтовая зона, а затем возникают обрамляющие ее тектоно-магматические поднятия и окончательно оформляется срединно-океанический хребет. И тогда вполне логично

ожидать в рифтовой зоне фрагмент осадочного чехла бассейна, в котором она возникла.

В рассматриваемом районе мы имеем дело с начальной стадией зарождения и эволюции срединно-океанического хребта. В более зрелые фазы его эволюции осадочные образования рифтовой зоны исчезают под влиянием активно продолжающейся магматической деятельности.

Синрифтовая стадия развития Евразийского суббассейна в меловом периоде сменилась в кайнозое бассейновой стадией, в начале которой в достаточно спокойной обстановке в морском мелководном бассейне стал накапливаться осадочный комплекс алевроито-глинистых отложений с редкими пачками тонкозернистых псаммитов. По периферии бассейна морские отложения сменялись прибрежно-морскими и континентальными (пресноводными). Подтверждением этому служат находки пресноводного папоротника *Azolla* в скважине АСЕХ-302 на хр. Ломоносова [79].

С олигоцена началось углубление Евразийского суббассейна, что привело в конечном виде к возникновению Северного Ледовитого океана.

Магматическая деятельность в Евразийском суббассейне охватывает неоген-четвертичный временной интервал, накладываясь на структуру осадочного комплекса. Магматические образования проявились в большем объеме в жильной интрузивной фации в виде силлов и даек долеритов. В самом хр. Гаккеля они представлены и в эффузивной фации, прорывают весь осадочный чехол, слагают вулканические постройки, возвышающиеся на поверхности дна. Концепция линейных магнитных аномалий, по которым датируется возраст Евразийского суббассейна, не согласуется с сейсмическими данными и нами не принимается.

Альтернативная модель

При подготовке геофизической основы (ГФО) к рассматриваемому листу ГК-1000/3 U-49–52 в ходе интерпретации геофизических данных, специалистами-геофизиками использовалась геодинамическая модель Евразийского бассейна, основанная на теории тектоники литосферных плит. Будучи широко распространенной в научном мире, эта модель требует своего представления и в рамках настоящей работы.

Генеральные черты строения и эволюции Евразийского бассейна стали широко известны по результатам анализа аномального магнитного поля, проведенного А. М. Карасиком [31–33]. В дальнейшем, после создания сводных карт магнитных аномалий с использованием компьютерных технологий, а также их совместного анализа с другими геофизическими и батиметрическими данными эти сведения были уточнены [13; 73; 81; 88; 98; 126 и др.].

По мнению абсолютного большинства геологов и геофизиков, придерживающихся плейт-тектонической истории формирования Евразийского бассейна, этот бассейн возник в кайнозойское время в результате разрастания океанического дна, за счет прироста океанической коры в осевой зоне хр. Гаккеля. При этом хр. Ломоносова, будучи ранее частью Евразийской плиты, был отколот от нее и постепенно дрейфовал к востоку, пока не занял свое современное положение. Формирование океанического фундамента Евразийского бассейна

происходило в несколько стадий на фоне инверсий геомагнитного поля, начиная с позднего палеоцена (около 56–55 млн л. н.), вплоть до настоящего времени. Наиболее древняя, уверенно идентифицированная положительная линейная магнитная аномалия в бассейне – А24 (магнитохрон С24п), с возрастом ~53 млн л. н., сопряженная с парной широкой отрицательной аномалией (магнитохрон С24п, с возрастом ~56–54 млн л. н.). Дискуссионным является вопрос о существовании аномалии А25 (магнитохрон С25п) в самых краевых частях пригренландского сегмента Евразийского бассейна, с возрастом ~57 млн л. н. Важно отметить, что данные оценки времени начала спрединга в бассейне косвенно подтвердили результаты выполненного в рамках экспедиции АСЕХ-302 глубокого бурения в приполюсной части хр. Ломоносова [74; 76; 77]. Так, начало седиментогенеза в спокойных тектонических условиях на хребте установлено с 56,2 млн л. н., что маркирует возраст верхней границы так называемого «брейк-ап» несогласия (break-up unconformity). Данный факт свидетельствует о том, что к этому времени активные тектонические процессы сместились с расходящихся континентальных окраин в рифтовую зону между ними, где начался процесс спрединга морского дна.

Действительно, в рамках рассматриваемого листа, за пределами центральной части Евразийского бассейна, по мере удаления от хр. Гаккеля линейные (полосовые) магнитные аномалии прослеживаются плохо, что было отмечено геологами. Однако данный факт объясняется, в первую очередь, существенно худшей, а верней неудовлетворительной, степенью изученности аномального магнитного поля, что отражено на соответствующих схемах в составе ГФО. Периферийные части Евразийского бассейна в российском секторе СЛО изучены лишь малочисленными отдельными рекогносцировочными маршрутами в 1960–1970-х гг. при колоссальных ошибках позиционирования положения самолета. В таких условиях прослеживание аномалий от маршрута к маршруту просто невозможно. Дополнительным фактором, ухудшающим прослеживаемость линейных аномалий, является существенное увеличение мощности перекрывающих океанический фундамент осадков, приводящее к уменьшению амплитуды аномалий. В периферийных частях бассейна мощность осадков достигает 7–8 км и более в локальных впадинах.

Несмотря на сложности в выделении и идентификации линейных магнитных аномалий, основываясь на результатах комплексной интерпретации потенциальных полей и данных сейсморазведки, на площади листа U-49–52 удалось наметить продолжение всех аномалий – от А24 до А0, по крайней мере, до широты 80° 40'. Южнее, возможно, часть наиболее древних аномалий отсутствует и диапазон возрастов океанического фундамента становится несколько уже. В настоящее время, магнитометрические данные, которые могли бы решить эту неопределенность, – отсутствуют.

Важно отметить, что продолжительность и кинематические характеристики основных этапов взаимного перемещения Евразийской и Северо-Американской плит, установленные по результатам идентификации знакопеременных линейных магнитных аномалий в Северной Атлантике и Евразийском бассейне оказываются согласованными и синхронными [85]. Это свидетельствует о том, что хр. Гаккеля относится к самому северному фрагменту Атлантической системы мировых срединно-океанических хребтов.

Несомненно, Евразийский бассейн, будучи спрединговым по происхождению, характеризуется набором специфических черт геологического строения, которые в настоящее время до конца не изучены, прежде всего, благодаря ограниченности фактических данных [26].

Во-первых, хр. Гаккеля, трассирующий осевую зону бассейна, является самой медленной и хуже всего изученной частью глобальной системы срединно-океанических хребтов. В рассматриваемом районе разрастание океанического дна происходит с ультрамедленной скоростью (первые мм/год), процесс нестационарен и носит пульсационный характер.

Во-вторых, с прилегающей евразийской континентальной окраины в Евразийский бассейн осуществляется снос огромного объема терригенного материала, в результате чего мощные толщи отложений накоплены не только на флангах хр. Гаккеля (котловины Нансена и Амундсена), но и рифтовая долина хребта по мере приближения к морю Лаптевых оказывается полностью заполнена осадками. Таким образом, в самом южном сегменте ультрамедленный спрединг продолжается под мощной (до 7–8 км) толщей накопившихся осадков (!) Наличие столь мощного осадочного чехла, несомненно, влияет на процесс формирования океанической коры, усложняет стратификацию самого чехла и датирование отражающих горизонтов. В частности, существенно разным объемом осадков в котловинах Нансена и Амундсена объясняется разный средний гипсометрический уровень одновозрастных участков океанического фундамента в этих котловинах – благодаря дополнительной нагрузке на относительно тонкую (по оценкам 3–4 км мощности) кору.

Спрединговая история формирования Евразийского бассейна подтверждается также созданными ранее многочисленными, но принципиально – идентичными палеореконструкциями положения Евразийской, Северо-Американской и Гренландской плит [13; 88; 126 и др.]. Также эта модель нашла подтверждение и по результатам 2D сейсмогравитационного моделирования, проведенного в ходе формирования ГФО к листу U-49–52. Учет термического разуплотнения мантии, выполненный с использованием классической модели остывающего полупространства [65; 72; 85; 111], позволил объяснить региональную составляющую аномалий поля силы тяжести, не прибегая ни к каким дополнительным ухищрениям в процессе моделирования.

В свете представленных аргументов, приведенная выше точка зрения авторов геологического комплекта карт на историю геологического развития Евразийского бассейна и рассматриваемой площади листа, в частности, основанная преимущественно на результатах сеймостратиграфической интерпретации разрезов МОВ ОГТ 2D, выполненной в отсутствии данных глубоких скважин, представляется малоубедительной.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Прогноз нефтегазоносности слабо изученных территорий и акваторий, к которым со всей очевидностью относится площадь листа U-49–52, несет в себе большой элемент неопределенности. Действительно, к основным критериям нефтегазоносности крупных регионов обычно относятся:

1. Большой объем слабодислоцированных пород.
2. Присутствие в составе осадочных пород толщ, обогащенных органическим углеродом, которые способны обеспечить регион достаточным количеством углеводородов (УВ).
3. Глубина погружения осадочно-породных бассейнов, достаточная для того, чтобы нефтепроизводящие толщи оказались в температурных условиях главной зоны нефтеобразования.
4. Присутствие в осадочной толще природных резервуаров, состоящих из пород-коллекторов и перекрывающих их флюидоупоров.
5. Ловушки УВ, в которых возможно формирование залежей нефти и газа [41].

Геолого-геофизические данные, имеющиеся непосредственно по листу U-49–52, подобно смежному с востока листу U-53–56 [58], позволяют для оценки перспективности на нефть и газ использовать, по существу, единственный объективный критерий – общую мощность осадочного чехла. С его помощью, как и на смежном с востока листе U-53–56, можно разделить изучаемую площадь листа на земли следующих категорий: 1) бесперспективные с мощностью осадочного чехла до 1–2 км; 2) малоперспективные с осадочным чехлом 2–3 км мощностью и окруженные бесперспективными землями; 3) перспективные с осадочным чехлом до 4–5 км и более.*

Для суждений о составе осадочного чехла региона могут быть использованы всего два источника: 1) результаты глубоководного бурения в 2004 г. на хр. Ломоносова по проекту АСЕХ-302; 2) сведения об осадочном чехле Новосибирских островов.

* Отдельно следует заметить, что поскольку эти построения полностью базируются на карте мощности осадочного чехла, они должны меняться в соответствии с изменениями последней, вызванными повышением уровня геолого-геофизической изученности акватории. Это, в свою очередь, может приводить к тому, что карты соседних листов масштаба 1 : 1 000 000 и более мелкие схемы, построенные с большим временным перерывом, могут сбиваться не вполне удовлетворительно и даже не сбиваться вообще.

На хр. Ломоносова в составе 400-метровой толщи осадочных образований в гребневой части скважина вскрыла девять осадочных комплексов возрастом от кампана до голоцена.

Плейстоцен-миоценовый интервал разреза, соответствующий литологическим комплексам 1/1–1/4 (Unit 1/1–1/4), характеризуется, по мнению Я. Бэкмана и соавторов, условиями осадконакопления, сходными с современными, при низкой продуктивности поверхностных вод, что могло быть вызвано плотным ледовым покровом океана. В разрезе преобладают алевропелиты и пелиты.

Олигоцен-раннемиоценовый комплекс (Unit 1/5) свидетельствует о прибрежно-морских, солоновато-водных (эстуариевых) условиях осадконакопления в этом интервале.

Значительное количество морских и/или пресноводных водорослей в биокремнистых отложениях раннего–среднего эоцена (Unit 1/6 и Unit 2) указывает на высокопродуктивные неритовые условия в середине этого интервала и умеренно-продуктивные неритовые условия в его начале и конце. Кайнозойская часть разреза сложена преимущественно глинистыми разностями пород.

Позднемеловой интервал разреза скважины охарактеризован опесчаненным литологическим комплексом 4 (Unit 4) на забое скважины в интервале 420–428 м. Малый выход керна в этом интервале объясняется наличием в разрезе прослоев несцементированного рыхлого песка. Кроме того, в разрезе встречен обломок песчаника. Комплекс аглютинированных фораминифер с преобладанием одной разновидности *Trochamminoides*, известной из кампанского комплекса Smoking Hills в бассейне Бофорта–Маккензи, характерен для данного литологического интервала. Желтовато-коричневый цвет фораминифер может свидетельствовать о высокой степени термального созревания вмещающих осадков.

Условия осадконакопления в приполюсной части хр. Ломоносова в конце позднего мела–кайнозое менялись от продельтовых и прибрежных в начале этого возрастного интервала (Unit 4), к внешним неритовым в эоцене (Unit 3 и 2) с кратковременным эпизодом субконтинентальной обстановки (широкое распространение водоросли *Azolla*) (Unit 3). Этап пелагического осадконакопления в регионе с преобладанием в разрезе пелитов, по данным глубоководного бурения, начался не ранее конца нижнего миоцена (Unit 1/5) [75].

Выполненные группой норвежских и немецких специалистов оценка и моделирование нефтематеринских свойств вскрытого скважиной разреза позволили прийти к выводу, что в ранне-среднеэоценовом интервале разреза присутствует примерно 100-метровый горизонт материнских пород с «хорошими и очень хорошими» качественными характеристиками. Однако генерирование ими УВ на хр. Ломоносова представляется маловероятным, так как эти породы обладают недостаточной термальной зрелостью вследствие небольшой (около 200–250 м) мощностью перекрывающих их осадочных отложений. «Анализ истории захоронения и термальное моделирование дают основание утверждать, что для запуска процесса генерирования УВ требуется увеличение мощности осадочного покрова по меньшей мере на 1000 м. В то же время, результаты моделирования указывают на возможность хорошего генерирующего потенциала в одновозрастных горизонтах бассейна Амундсена...» [105].

С учетом близости хр. Гаккеля с его повышенным тепловым потоком можно предположить существование в бассейне Амундсена продуктивной нефтегазовой системы. Общий вывод цитируемых исследователей: результаты работы поддерживают гипотезу о формировании нефтегазоматеринских пород с потенциально хорошими качественными характеристиками в течение раннего кайнозоя в пределах всего Арктического бассейна и на сопредельных континентальных окраинах [105].

В разрезе достаточно далеких от площади листа U-49–52 Новосибирских островов выделяются снизу вверх следующие формации: позднемеловая–палеоценовая континентальная, палеоцен–миоценовая полигенная, плиоцен–раннеплейстоценовая полигенная, средне–позднеплейстоценовая континентальная. Для нас интерес представляют две нижние формации.

В составе позднемеловой–палеоценовой континентальной формации выделяются два комплекса. Первый – кора химического выветривания, развитая почти повсеместно и представленная элювиальным щебнисто–дресвяно–глинистым материалом. Распространены как площадные, так и линейные коры выветривания, развитые на всех типах коренных пород, в том числе и на гранитоидах. Мощность кор выветривания в обнажениях достигает 25–30 м.

Второй комплекс представлен, в основном, переслаиванием аргиллитоподобных глин, алевролитов, мелко–среднезернистых песков с прослоями (до 6,7 м) бурых углей.

Палеоцен–эоценовый этап развития охарактеризован пролювиально–элювиальными и лагунно–дельтовыми галечно–песчано–алевритово–глинистыми отложениями, сформировавшимися в обстановке преобладания умеренных тектонических движений в периферийных частях Котельническо–Ляховского поднятия. Фациальный и литологический состав пород изменчив. С увеличением мористости отложений увеличивается их глинистость, и уже в лагунных фациях (южная часть Земли Бунге и восточная часть о. Новая Сибирь), представленных пачками переслаивающихся углистых глин, алевролитов и тонкозернистых песков, преобладает глинистая составляющая [25].

На границе эоцена и олигоцена большая часть архипелага была областью поднятия, но уже к концу олигоцена восходящие движения сменились нисходящими, и стала медленно развиваться трансгрессия, имевшая пульсационный характер. Накопившиеся олигоцен–миоценовые отложения характеризуются сложным строением и пестротой фациального состава. На севере о. Большой Ляховский и в прол. Этерикан они сложены переслаивающимися прибрежно–морскими (лагунно–дельтовыми) и континентальными (пролювиальными, аллювиальными, озерно–болотными) образованиями. Сходные отложения установлены в прол. Дмитрия Лаптева и на о–вах Анжу. Характерно присутствие по всему разрезу растительных остатков, пластов бурых углей, торфа [25].

Исходя из приведенного описания, можно полагать, что в позднемеловом–кайнозойском осадочном чехле, по крайней мере, в интересующей нас глубоководной зоне СЛО развиты достаточно надежно изолированные резервуары с удовлетворительными емкостно–фильтрационными свойствами. По этим же данным можно рассчитывать на наличие в разрезе достаточно мощных материнских толщ с рассеянным органическим веществом (РОВ) смешанного типа, но часто, по-видимому, с существенной долей гумусовой органики.

Среди возможных коллекторов отдельного внимания заслуживает верхнемеловая кора выветривания, особенно на участках развития гранитоидов. Именно с гранитоидами и корами их выветривания связана в мире основная часть (до $\frac{3}{4}$) доказанных запасов УВ в фундаменте и максимальные дебиты скважин. Очевидный интерес представляют данные о продуктивности фундамента эпимезозойских плит, прежде всего так называемой плиты Сунда или Зондской, включающей шельф Вьетнама с высокодебитными месторождениями нефти. Породы фундамента характеризуются здесь трещинно-каверновым, трещинно-каверново-поровым типом пустотности. Пустоты могут образовывать сообщающуюся систему, что создает возможность аккумуляции УВ.

К сожалению, чрезвычайно низкий уровень геолого-геофизической изученности площади листа U-49–52 не позволяет достоверно оценить предполагаемое распространение изверженных пород в разрезе осадочного чехла и их влияние на процессы нефтегазообразования и формирования коллекторов.

Имеющиеся данные по нефтегазоносным бассейнам шельфовых областей Северной Америки позволяют предполагать на изучаемой акватории широкий спектр неантиклинальных и комбинированных ловушек нефти и газа с преобладанием литологического, стратиграфического или тектонического экранирования или одновременным проявлением перечисленных факторов. Нормальные антиклинальные структуры, не исключено, могут иметь подчиненное распространение [93].

В соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования площади листов океанической серии, акватория листа U-49–52 полностью находится в пределах Северо-Лаптевской перспективной области (ПНГО), которая является элементом перспективной нефтегазоносной провинции (ПНГП) Арктического глубоководного бассейна.

Однако за последние годы геолого-геофизическая изученность Северного Ледовитого океана, в том числе его глубоководных областей, заметно возросла, и коллективом специалистов ВНИИОкеангеология была подготовлена карта мощностей осадочного чехла всего океана [3], что позволило еще в процессе подготовки этой карты уточнить нефтегазогеологическое районирование восточно-арктического шельфа Российской Федерации и сопредельных глубоководных областей СЛО [146]. Согласно карте нефтегазогеологического районирования масштаба 1 : 5 000 000, площадь листа U-49–52 находится в границах Евразийской ПНГП, в составе которой выделены три области: перспективные газонасные (ПГО) Нансена и Приломоносовская (соответственно к западу и востоку от бесперспективной площади хр. Гаккеля) и ПНГО Прилаптевская, расположенная южнее хр. Гаккеля. Прилаптевская ПНГО попадает в пределы листа U-49–52 крайне ограниченными участками в юго-западном и юго-восточном углах его площади. При этом предположения о преобладании газа в углеводородных ресурсах ПГО Нансена и Приломоносовской было основано на том, что в районах мощного мезозойско-кайнозойского осадконакопления вследствие растянутости процесса преобразования РОВ кровля главной зоны нефтеобразования («нефтяное окно») смещается на глубины 3–4 км и более, а в составе РОВ значительна доля гумусовой органики.

Сегодня с учетом работы U. Mann et al. [105], предполагающий возможную нефтепродуктивность эоценового комплекса при мощности перекрытия

≥ 1000 м и, особенно, с учетом «согревающего» влияния хр. Гаккеля, предполагавшийся нами вывод о преобладающей газоносности перспективных областей Нансена и Приломоновской должен считаться преждевременным, и обе области должны рассматриваться как перспективные нефтегазоносные.

Учитывая изложенное, можно заключить, что для создания надежной схемы нефтегазогеологического районирования необходимы дополнительные исследования. В то же время, в любом случае перспективную область Приломоновская к востоку от хр. Гаккеля правильнее впредь именовать ПНГО Амундсена.

Низкий уровень геолого-геофизической изученности позволяет выполнить лишь самую предварительную количественную оценку нефтегазовых ресурсов листа U-49–52. Для этих целей можно использовать подход, предложенный американским исследователем Л. Уиксом. Для перспективных земель в пределах континентального подножия и ложа мирового океана плотность извлекаемых ресурсов УВ, по Л. Уиксу составляет 6 тыс. т/км² [69]. Для перспективной площади листа в 24,169 тыс. км² извлекаемые ресурсы нефти и газа составят при этом подходе 145 млн т нефтяного эквивалента.

Для более обоснованной оценки углеводородного потенциала Северного Ледовитого океана необходимы дополнительные исследования пород, слагающих осадочный чехол глубоководья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое строение площади листа U-49–52 впервые отражено в рамках составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 в соответствии с Океанской и Таймырско-Североземельской серийными легендами. Согласно проведенному тектоническому районированию, рассматриваемый район располагается в пределах тектоно-магматического поднятия Гаккеля, впадин Амундсена и Нансена.

На основании анализа всех геологических и геофизических данных (в основном это сейсмические профили МОВ ОГТ) установлено строение и мощность осадочного чехла. На хр. Гаккеля чехол маломощный, не превышает значений первых километров, не древнее кайнозоя. В пределах развития рифтовых гор осадочный чехол вовсе отсутствует. В пределах котловин Амундсена и Нансена мощность осадочного чехла возрастает до 9 км как за счет возрастания мощности кайнозойских отложений, так и за счет появления в разрезе более древних меловых пород. В результате комплексного анализа сейсмических и магнитометрических данных впервые для площади листа U-49–52 установлено присутствие в разрезе гипобисальных (лакколлит, силл) интрузий основного состава.

Анализ сейсмического материала показал, что хр. Гаккеля заканчивается на сочленении впадины Киселева с долиной Садко. Южнее – осевая рифтовая зона Евразийского суббассейна, заполненная осадочной толщей, но полностью лишенная обрамляющих поднятий, как севернее в зоне хр. Гаккеля. Из этого следует вполне определенный вывод о последовательности геологических событий при формировании срединно-океанического хр. Гаккеля. В начале в осадочном бассейне зарождается рифтовая зона в виде грабена, а затем возникают обрамляющие ее тектоно-магматические поднятия и окончательно оформляется срединно-океанический хребет.

Геоморфологическая схема построена по аналитическому принципу и отражает структурно-морфологический каркас рельефа глубоководной области СЛО. Построенная схема является по сути геоморфологической основой листов, структурные линии которой напрямую использованы при построении карт плиоцен-четвертичных образований и литологической поверхности дна акватории.

Закартированные комплексы плиоцен-четвертичного возраста отвечают различным фациям современного океанского осадконакопления и процессов массопереноса. Оконтурены области отсутствия плиоцен-четвертичного чехла

на крутых тектонических склонах рифтовой зоны хр. Гаккеля. Составлены необходимые схемы корреляции картируемых подразделений и схема соотношения выделенных комплексов плиоцен-четвертичных осадков. Данная карта отличается высокой степенью готовности.

Геолого-геофизические данные, имеющиеся непосредственно по листу U-49–52, позволили для оценки перспективности на нефть и газ использовать, по существу единственный объективный критерий, – общую мощность осадочного чехла. С его помощью в пределах изучаемой площади листа земли были разделены на следующие категории: 1) бесперспективные с мощностью осадочного чехла до 1–2 км; 2) малоперспективные с осадочным чехлом мощностью 2–3 км и окруженные бесперспективными землями; 3) перспективные с осадочным чехлом до 4–5 км и более.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аветисов Г. П.* О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // Докл. РАН. – 2002. – Т. 385, № 6. – С. 793–796.
2. *Алексеев М. А., Шнейдер Г. В.* Юрские фораминиферы из разрезов скважин залива Терезы Клавенес (Восточный Таймыр) // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 83. – С. 5–13.
3. Арктический бассейн (геология и морфология) / ред. В. Д. Каминский. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2017. – 291 с.
4. *Артемьева Д. Е., Гусев Е. А.* Новые данные о строении Сибирской части Евразийского бассейна (котловина Нансена, хребет Гаккеля, котловина Амундсена) // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (28 февраля – 3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Электронный ресурс] / Минприроды России, Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – С. 10–13.
5. *Артемьева Д. Е., Гусев Е. А., Виноградов В. А.* Новые данные о строении рифтовой долины и рифтовых гор прилаптевоморской части хребта Гаккеля // X рабочее совещание Russian Ridge'2017: Сб. тезисов. 1–2 июня 2017 г. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2017. – С. 16.
6. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – М. : МинОбороны СССР, 1980. – С. 18–153.
7. *Блюман Б. А.* Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. – 400 с.
8. *Верба В. В., Ким Б. И., Волк В. Э.* Строение земной коры Арктического региона по геофизическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 1998. – Вып. 2. – С. 12–28.
9. Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. / под ред. И. С. Грамберга, А. А. Комарицына. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2000. – 117 с.
10. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. В 10 т. Т. 9. Моря Советской Арктики / под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. – Л. : Недра, 1984. – 280 с.
11. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана и его побережий. Масштаб 1 : 5 000 000 / гл. ред В. Д. Дибнер. – Л. : НИИГА, 1966.
12. *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.
13. *Глебовский В. Ю., Каминский В. Д., Минаков А. Н.* и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геостратиграфического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. – 2006. – № 4. – С. 21–42.

14. Глебовский В. Ю., Астафурова Е. Г., Черных А. А. и др. Мощность земной коры в глубоководном Арктическом бассейне – результаты 3D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. – 2013. – № 3. – С. 327–344.
15. Гордеев В. В. Геохимия системы река–море. – М., 2012. – 452 с.
16. Грамберг И. С., Деменицкая Р. М., Сретов С. Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского рифта // ДАН СССР. – 1990. – Т. 311, № 3. – С. 689–694.
17. Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. – 1970. – № 1. – С. 42–45.
18. Григорьев М. Н., Разумов С. О., Куницкий В. В. и др. Динамика берегов восточных Арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. – 2006. – № 4. – С. 74–94.
19. Гусев Е. А., Зайончек А. В., Мэннис М. В. и др. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб. : ВНИИОкеангеология, 2002. – Вып. 4. – С. 40–54.
20. Дибнер В. Д., Агеев К. С. Мезозойские отложения островов Северной Земли // Информационный бюллетень НИИГА. – 1989. – Вып. 14. – С. 10.
21. Дибнер В. Д., Мирошников Л. Д. Меловые отложения горного Таймыра // Геология и геофизика. – 1964. – № 2. – С. 15.
22. Дараган-Суцов Ю. И., Дараган-Суцова 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. – Вып. 4. – С. 103–113.
23. Дараган-Суцова Л. А., Поселов В. А., Дараган-Суцов Ю. И. Сейсмогеологический анализ моделей развития Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2004. – Вып. 5. – С. 111–124.
24. Дараган-Суцова Л. А., Петров О. В., Дараган-Суцов Ю. И. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 25–44.
25. Дорофеев В. К., Благовещенский М. Г., Смирнов А. Н. и др. Новосибирские острова. Геологическое строение и минералогия. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 1999. – 130 с.
26. Дундо О. П. Геология и тектоника Арктики в свете новой тектонической концепции // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. Т. 1. – М. : GEOS, 2020. – С. 213–217.
27. Зарайская Ю. А. Особенности сегментации и сейсмичности ультрамедленных срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля // Геотектоника. – 2017. – № 2. – С. 67–80.
28. Каминский В. Д., Супруненко О. И., Лазуркин Д. В. и др. Проблемы изучения глубоководных нефтеперспективных осадочных бассейнов Евразийской континентальной окраины и ложа Северного Ледовитого океана // Горный журнал. – 2012. – № 3. – С. 66–71.
29. Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна // Геотектоника. – 1971. – № 2. – С. 3–18.
30. Карасик А. М. Аномальное магнитное поле Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // ДАН СССР. – 1973. – Т. 211, № 1. – С. 86–89.
31. Карасик А. М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. – Л., 1974. – С. 23–31.
32. Карасик А. М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. – Л. : Недра, 1980. – С. 178–193.
33. Карасик А. М. Некоторые особенности геоисторического анализа аномального магнитного поля в условиях медленного разрастания океанического дна (на примере Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана) // Магнитные аномалии океанов и глобальная тектоника. – М. : Наука, 1981. – С. 162–174.

34. Карасик А. М., Позднякова Р. А. О зависимости глубины фундамента от его возраста в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // ДАН СССР. – 1979. – Т. 248, № 1. – С. 169–174.
35. Карасик А. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // ДАН СССР. – 1983. – Т. 273, № 5. – С. 1191–1196.
36. Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 568 с.
37. Кащенко В. Ю., Новигатский А. Н., Поняев М. С. Распределение и состав осадочного вещества в снежно-ледовом покрове в околополюсном районе Арктики в апреле 2008 г. // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 16–20 ноября 2009 г. – Т. I. – М. : ГЕОС, 2009. – С. 58–63. – ISBN 978-5-89118-479-4.
38. Кириллова-Покровская Т. А. Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточненной оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 10. – С. 30–38.
39. Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна. – М. : Недра, 1986. – 224 с.
40. Коган А. Л., Коц В. Г., Гусева Ю. Б. и др. Трансарктический сейсмопрофиль по линии дрейфа станции «Северный полюс-28» // Советская геология. – 1994. – № 2. – С. 45–50.
41. Конторович А. Э., Конторович А. А., Топешко В. А. и др. Критерии прогноза нефтегазоносности верхнего протерозоя и раннего кембрия Сибирской платформы // Малоизученные нефтегазоносные регионы и комплексы России (прогноз нефтегазоносности и перспектив освоения): Тезисы докладов научно-практической конференции. 27–29 ноября 2001 г. – М. : ВНИГНИ, 2001.
42. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб. : НИИХ СПбГУ, 2002. – 762 с.
43. Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Д. Орографическая схема Северного Ледовитого океана // Вестник ЛГУ. Сер. 7. – 1989. – Вып. 2. – С. 45–54.
44. Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Д. Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология. – 1989. – Т. XXIX. Вып. 6. – С. 968–973.
45. Лисицын А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 1. – С. 18–60.
46. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации применительно к задачам Госгеолкарты-1000. – М. : ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – 38 с.
47. Методическое пособие по аналитическому геоморфологическому картографированию дна акваторий (морского и океанического дна) применительно к задачам Госгеолкарты-1000/3. – СПб. : ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2011.
48. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – М. – СПб., 2007.
49. Нарышкин Г. Д. Срединный хребет Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. – М. : Наука, 1987. – 72 с.
50. Объяснительная записка к картам Арктического бассейна: Орографическая карта Арктического бассейна. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 1999. – 38 с.
51. Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1 : 5 000 000 / отв. ред. И. С. Грамберг, гл. ред. Г. Д. Нарышкин. – Хельсинки: Карттакесус, 1995.
52. Панаев В. А., Митулов С. Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла атлантического океана. – М. : Недра, 1993.
53. Пискарев А. Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 49–66.

54. Пискарев А. Л., Аветисов Г. П., Киреев А. А. и др. Строение зоны перехода шельфа моря Лаптевых – Евразийский бассейн (Северный Ледовитый океан) // Геотектоника. – 2018. – № 6. – С. 3–24.
55. Поселов В. А., Буценко В. В., Павленкин А. Д. Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля – хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 1998. – С. 177–183.
56. Рекант П. В., Виноградов В. А., Гусев Е. А. и др. Актуализированная Океанская серийная легенда / Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000. – СПб., 2017. – 87 с.
57. Рекант П. В., Гусев Е. А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый Океан) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 9. – С. 1634–1640.
58. Рекант П. В., Гусев Е. А., Черных А. А. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Океанская. Лист U-53,54,55,56 – хр. Ломоносова. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.
59. Рекант П. В., Петров О. В., Каиубин 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.
60. Рекант П. В., Гусев Е. А., Черных А. А. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Океанская. Лист U-57,58, 59,60 – поднятие Менделеева. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 100 с. + 8 вкл.
61. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Масштаб 1 : 5 000 000. Проекция стереографическая. – СПб. : ГУНиО МО, ВНИИОкеангеология, РАН, 1998.
62. Российские арктические геотраверсы / под редакцией В. А. Поселова, Г. П. Аветисова. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2011. – 172 с.
63. Русаков В. Ю., Левитан М. А., Рощина И. А. и др. Химический состав глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геохимия. – 2010. – № 10. – С. 1062–1078.
64. Русаков В. Ю., Кузьмина Т. Г., Рощина И. А. Использование статистических методов для изучения химического состава океанических осадков (на примере глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля). Часть II // Геохимия. – 2012. – № 9. – С. 848–859.
65. Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // ДАН СССР. – 1973. – Т. 208, № 6. – С. 1161–1165.
66. Требования к опережающей геофизической основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения (вторая редакция). – М.–СПб. : Роснедра, 2012. – 16 с.
67. Трешников А. Ф., Балакишин Л. Л., Белов Н. А. и др. Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1967. – Вып. 27. – С. 5–15.
68. Трухалев А. И., Шулятин О. Г. Геология Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана – свидетельство в пользу концепции расширяющейся Земли // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сб. науч. тр. / под ред. В. Д. Каминского, Г. П. Аветисова, В. Л. Иванова. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2018. – С. 56–73.
69. Уикс Л. Нефтяной потенциал континентальных окраин // Геология континентальных окраин. Том 3. – М. : МИР, 1979. – С. 313–327.
70. Хмелевской В. К., Костицын В. И. Основы геофизических методов. – Пермь: Перм. ун-т, 2010.
71. Центрально-Арктический бассейн. Масштаб 1 : 2 500 000, по параллели 75°. Проекция стереографическая. – СПб. : ГУНиО МО РФ, 2013. – № 9111.
72. Черных А. А., Гольмшток А. Я. Гравитермическая модель прилаптевоморского замыкания Евразийского бассейна // Вопросы геофизики. Вып. 41. – СПб. : Изд-во СПбГУ, 2009. – С. 62–79.

73. Черных А. А., Крылов А. А. Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302) // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440, № 4. – С. 516–520.

74. Черных А. А., Крылов А. А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. – 2017. – Т. 57, № 5. – С. 745–756.

75. Backman J., Moran K., McInroy D. et al. Sites M0001-M0004 // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program / Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. – College Station TX, USA, 2006. – Vol. 302. – 169 p.

76. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleceanography. – 2008. – Vol. 23, no. 1. – PA1S03.

77. Berglar K., Franke D., Lutz R. et al. Initial Opening of the Eurasian Basin, Arctic Ocean // Frontiers in Earth Science. – 2016. – Vol. 4, no. 91. – Pp. 1–14. doi 10.3389/feart.2016.00091

78. Breivik A. J., Verhoef J., Faleide J. I. Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: results from the western Barents Sea // Journal of Geophysical Research. – 1999. – Vol. 104, no. B7. – Pp. 15293–15311.

79. Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M. E. et al. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. – 2006. – Vol. 441, no. 7093. – Pp. 606–609. doi:10.1038/nature04692.

80. Brocher T. M. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2005. – Vol. 95, no. 6. – Pp. 2081–2092.

81. Brozena J. M., Childers V. A., Lawver L. A. et al. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. – 2003. – Vol. 31, no. 9. – Pp. 825–828.

82. Chen C., Gao G., Zhang Y. et al. Circulation in the Arctic Ocean: results from a high-resolution coupled ice-sea nested Global-FVCOM and Arctic-FVCOM system // Progress in Oceanography. – 2016. – Vol. 141. – Pp. 60–80.

83. Cochran J. R. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. – 2008. – Vol. 174, is. 3. – Pp. 1153–1173. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03860.x>

84. D'Errico M. E., Warren J. M., Godard M. Evidence for chemically heterogeneous Arctic mantle beneath the Gakkel Ridge // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2016. – Vol. 174. – Pp. 291–312.

85. Davis E. E., Lister C. R. B. Fundamentals of ridge crest topography // Earth and Planetary Science Letters. – 1974. – Vol. 21. – Pp. 405–413.

86. Dick H. J., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. – 2003. – Vol. 426. – Pp. 405–412.

87. Edmonds H. N., Michael P. J., Baker E. T. et al. Discovery of abundant hydrothermal venting on the ultraslow-spreading Gakkel ridge in the Arctic Ocean // Nature. – 2003. – Vol. 421, no. 6920. – Pp. 252–256.

88. Engen Ø., Gjengedal J. A., Faleide J. I. et al. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. – 2009. – Vol. 176. – Pp. 805–821.

89. Forsberg R., Kenyon S. Gravity and geoid in the Arctic region – the northern polar gap now filled // 2004, Proc. Second International GOCE User Workshop «GOCE, The Geoid and Oceanography», ESA-ESRIN, Frascati, Italy, 8–10 March 2004 (ESA SP-569, June 2004).

90. Forsberg R., Skourup H. Arctic Ocean gravity, geoid and sea-ice freeboard heights from ICESat and GRACE // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32. – Pp. 4. doi:10.1029/2005GL023711

91. Gaina C., Werner S. C., Saltus R. et al. Circum-Arctic mapping project: New magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic / In: A. M. Spencer, D. Gautier, A. Stoupakova, A. Embry, K.

Sørensen (eds). Arctic Petroleum Geology. – Geol. Soc., London, Memoirs. – 2011. – Vol. 35. – Pp. 39–48. doi: 10.1144 / M35.3

92. Gardner G. H. F., Gardner L. W., Gregory A. R. Formation velocity and density – the diagenostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. – 1974. – Vol. 39. – P. 770–780.

93. Geologic report for the Chukchi Sea planning area, Alaska. Outer Continental Shelf Report 87-0046/ D. K. Thurston, L. A. Theiss. – U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Alaska OCS Region, 1987. – 193 p.

94. Glebovsky V., Kaminsky V., Minakov A. et al. Cenozoic Evolution of the Eurasia Basin Based from Analysis of Potential Field and Bathymetry Data. Abstracts, Article #90096, AAPG 3P Arctic Conference and Exhibition «The Polar Petroleum Potential», Russian Geological Society (RosGeo), 2009, September 30 – October 2, All-Russian Exhibition Center (VVC), Moscow, Russia (<http://www.searchanddiscovery.net/abstracts/html/2009/arctic/abstracts/glebovsky.htm>)

95. Jakobsson M., Mayer L. A., Coakley B. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO). Version 3.0 // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. – L12609. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052219>

96. Jokat W., Kristoffersen Y., Rasmussen T. M. et al. ARCTIC 91: Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin // Geology. – 1992. – Vol. 20. – Pp. 887–890.

97. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C. et al. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. – 2003. – Vol. 423, no. 6943. – Pp. 962–965.

98. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. – 2004. – Vol. 31. – L02603.

99. Jokat W., O'Connor J., Hauff F. et al. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2020. <https://doi.org/10.1029/2019GC008297>

100. Kassens H., Thiede J. Climatological significance of Arctic sea ice at present and in the past // Reports on Polar Research. Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas. – 1994. – No. 144.

101. Krylov A. A., Andreeva I. A., Vogt C. et al. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // Paleooceanography. – 2008. – Vol. 23, PA1S06. – Pp. 1–10.

102. Laxon S., McAdoo D. Satellites provide new insight into polar geophysics // EOS. Trans. AGU. – 1998. – Vol. 79. – Pp. 69–73.

103. Liu C. Zh., Snow J. E., Hellebrand E. et al. Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. – 2008. – Vol. 452, no. 7185. – Pp. 311–316.

104. Lutz R., Franke D., Berglar K. et al. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Journal of Geodynamics. – 2018. – Vol. 118. – Pp. 154–165.

105. Mann U., Knoies J., Chand Sh. et al. Evaluation and Modelling of Tertiary source rocks in the central Arctic Ocean // Marine and Petroleum geology. – 2009. – Vol. 26. – Pp. 1624–1639.

106. McAdoo D. C., Farrell S. L., Laxon S. W. Arctic Ocean gravity field derived from ICE-Sat and ERS-2 altimetry: Tectonic implications // Journal of Geophysical Research. – 2008. – Vol. 113. – B05408. doi:10.1029/2007JB005217

107. Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. – 2003. – Vol. 423, no. 6943. – Pp. 956–961. <https://doi.org/10.1038/nature01704>

108. Nichols G. Sedimentology and stratigraphy. – Wiley-Blackwell, 2009. – 432 p.

109. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I. et al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 746. – Pp. 64–82.

110. Norgaard-Pedersen N., Spielhagen R. F., Thiede J. et al. Central Arctic surface ocean environments during the last 80,000 years // Paleooceanography. – 1998. – Vol. 13. – Pp. 193–204.

111. Parker R. L., Oldenburg D. W. Thermal model of Ocean Ridges // Nature Physical Science. – 1973. – Vol. 242. – P. 137–139.

112. Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Scientific Reports. – 2017. – Vol. 7, no. 46248. – Pp. 1–8. <https://doi.org/10.1038/srep46248>
113. Phillips R. L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // Marine Geology. – 2001. – Vol. 172. – Pp. 91–115.
114. Piskarev A. L., Kireev A. A., Poselov V. A. et al. Areas of pre-cenozoic basement in the Eurasian Basin (Arctic Ocean) // 79th EAGE Conference and Exhibition 2017. doi: 10.3997/2214-4609.201701311
115. Reports on Polar Research. East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediment flux // D. Dethleff, D. Nurnberg, E. Reimnitz, M. Saarloos and Y. P. Savchenko. – 1993. – No. 120. – P. 11.
116. Reports on Polar Research. Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV Polarstern in 1995 / ed. by E. Rachev. – 1997. – No. 226. – 330 p.
117. Reports on Polar Research. Laptev Sea System: Expeditions in 1995 / ed. by H. Kassen. – 1997. – No. 248. – 210 p.
118. Reports on Polar and Marine Research. The Expedition PS101 of the Research Vessel POLARSTERN to the Arctic Ocean in 2016. No. 706, 2017. – 230 p. doi.org/10.2312/BzPM_0706_2017
119. Savin V. A., Avetisov G. P., Artem'eva D. E. et al. Eurasian Basin // Geologic Structures of the Arctic Basin / ed. A. Piskarev, V. Poselov, V. Kaminsky. – Springer, 2019. – Pp. 105–155. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77742-9_3
120. Sekretov S. Eurasian Basin – Laptev Sea Geodynamic System: Tectonic and Structural Evolution // Polarforschung. – 1999. – No. 69. – Pp. 51–54.
121. Sohn R. A., Willis C., Humphris S. et al. Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. – 2008. – Vol. 453, no. 7199. – Pp. 1236–1238.
122. Spielhagen R. F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23. – Pp. 1455–1483.
123. Svindland K. T., Vorren T. O. Late Cenozoic sedimentary environment in the Amundsen Basin, Arctic Ocean // Marine Geology. – 2002. – Vol. 186. – Pp. 541–555.
124. Thiede J., Pfirman S., Schenke H.-W. et al. Bathymetry of Molloy Deep: Fram Strait between Svalbard and Greenland // Marine Geophysical Researches. – 1990. – Vol. 12, is. 3. – Pp. 197–214. <https://doi.org/10.1007/BF02266713>
125. Urlaub M., Schmidt-Aursch M. C., Jokat W. et al. Gravity crustal models and heat flow measurements for the Eurasia Basin, Arctic Ocean // Marine Geophysical Research. – 2009. – Vol. 30. – Pp. 277–292. doi: 10.1007/s11001-010-9093-x
126. Vogt P. R., Taylor P. T., Kovacs L. C. et al. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // Journal of Geophysical Research. – 1979. – Vol. 84, is. B3. – Pp. 1071–1089.

Фондовая

127. Глумов И. Ф. Научно-техническое сопровождение выполнения комплексных геофизических работ методом МОВ ОГТ на НЭС «Академик Федоров» с оценкой качества полевых материалов на соответствие требованиям НТР Комиссии ООН, обработкой и интерпретацией данных для определения внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) в СЛО по однопроцентному критерию мощности осадков. Отчет по договору подряда № 2011/01-СНГ. – М., 2011.
128. Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Геофизические данные о геологическом строении советского сектора Арктического бассейна. – Л., 1964 г. Фонды ВНИИОкеангеология.
129. Дундо О. П., Верба В. В. Атлас геолого-геофизических карт Арктического глубоководного бассейна и обрамления. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 1996.
130. Жолондз С. М., Поселов В. А., Буценко В. В. Подготовка для предоставления в МИД России проекта пересмотренного представления на установление в соответствии со статьей 76 Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. Внешней границы

континентального шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане (СЛО) за пределами 200 морских миль от исходных линий, от которых отмеряется ширина территориального моря (Государственный контракт от 28 июня 2012 г. №33/07/20-10). – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2014.

131. *Заманский Ю. Я., Голубков В. С., Кудрявцев Г. А.* и др. Региональные комплексные геофизические работы по изучению геологической природы земной коры Центрального Арктического бассейна (обоснование ВГКШ России в СЛО) в 1992 г. – СПб., 1993. Фонды ВНИИОкеангеология.

132. *Заманский Ю. Я.* и др. Составление пакета геолого-геофизических материалов с объяснительной запиской по проблеме ВГКШ в СЛО. – Ломоносов: ПМГРЭ, 1995. Фонды ВНИИОкеангеология.

133. *Кириллова Т. А.* Отчет по объекту № 35/03/81–77 от 22.09.2014 г. «Региональные сейсмические исследования МОВ ОГТ с целью оценки перспектив нефтегазоносности периконических прогибов Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана». – 2016.

134. *Киселев Ю. Г., Дик Г. Г.* Отчет о выполнении опорных непрерывных наблюдений МОВ по трассе дрейфа научной станции «Северный полюс-21» в центральной части Арктического бассейна в 1975 г. – Л., 1975. Фонды ВНИИОкеангеология.

135. *Киселев Ю. Г., Свиноаренко Г. А., Дик Г. Г.* Отчет о выполнении опорных непрерывных наблюдений МОВ по трассе дрейфа научной станции «Северный полюс-24» в центральной части Арктического бассейна в 1980 г. – Л., 1980. Фонды ВНИИОкеангеология.

136. *Крылов А. А., Гусев Е. А., Зинченко А. Г.* и др. Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листов U-49,50,51,52 (хр. Гаккеля) и листов U-45,46,47,48 (о. Комсомолец). Отчет по Государственному заданию № 049-00013-17-01 на 2017 год от 22.03.2017 г. Книга 1 – 292 стр. СПб. : ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2019.

137. *Курсин С. Б.* Проведение комплексных геофизических работ методом отраженных волн (МОВ ОГТ) на исследовательском судне с проводкой атомным ледоколом для определения мощности осадков, сейсмогеологического разреза осадочного комплекса и проведения внешней границы континентального шельфа Российской Федерации (ВГКШ) по критерию однопроцентной мощности в Арктике / С. Б. Курсин, К. Г. Ставров, В. Е. Сувернев и др. // Отчет ОАО «ГНИНГИ» по объекту Гос. контракта № 02/13/20-2. – СПб., 2012.

138. *Кутырева М. Э.* Проведение в 2018–2020 годах работ по сводному и обзорному картографированию территории Российской Федерации. Отчет по Государственному заданию Федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04 от 26.12.2019 г. (в редакции № 049-00017-20-05 от 30.04.2020 г.). Книга 1. – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020.

139. *Малышкин А. М., Ржевский Н. Н., Гапоненко Г. И.* Аэромагнитная съемка моря Лаптевых и Новосибирских островов. – Ломоносов: НПО «Севморгео» ПГЭ, 1973. Фонды ВНИИОкеангеология.

140. Научно-технический отчет об аэромагнитной съемке, выполненной в юго-восточной части хребта Гаккеля, котловинах Нансена и Амундсена СЛО в 1966 г. Том 8 / А. М. Карасик, Н. Г. Ягодницын. – Л., 1966. Фонды ВНИИОкеангеология.

141. Научно-технический отчет об аэромагнитной съемке, выполненной в районе Чукотского купола Северного Ледовитого океана в 1967 г. / М. И. Криштапович, А. М. Карасик. – Л., 1968. Фонды ВНИИОкеангеология.

142. *Поселов В. А.* и др. Подготовка пакетов научно-технических материалов, включая доисследования структуры литосферы поднятий Альфа–Менделеева, к заявке по обоснованию ВГКШ России в Северном Ледовитом и Тихом океанах для представления в Комиссию ООН по границам континентального шельфа. – СПб., 2001. Фонды ВНИИОкеангеология.

143. *Савишкина М. А., Петровская Н. А., Грецакая Е. В.* и др. Отчет о результатах работ по объекту «Изучение геологического строения зоны сочленения окраинно-шельфовых структур Восточно-Арктических морей в области перехода к Арктическому бассейну российского сектора Северного Ледовитого океана». Государственный контракт от декабря 2020 г. Дополнительное соглашение № 1 от 12.2020 г., 1 книга, 161 л.

144. *Семенов Ю. П., Белов Н. А., Таманова С. В.* и др. Условия формирования современных отложений Арктического бассейна и накопления в них органического вещества. – Л. : НИИГА, 1971.

145. Смирнов О. Е. Сопровождение геофизических работ, выполненных в период с 10 июля по 12 октября 2014 года на НЭС «Академик Федоров» ОАО «МАГЭ». Информационный отчет. – НЭС «Академик Федоров», 2014.

146. Супруненко О. И. (отв. исп.) Отчет о результатах работ по объекту «Создать современную геолого-геофизическую основу прогнозирования углеводородного потенциала и планирования ГРП для восточного сектора арктического шельфа и сопредельных глубоководных зон СЛО на основе результатов ГРП 2004–2012 гг. (гос. контракт от 04.04.12 № 29/07/70-107)». – РФФ, фонды ВНИИОкеангеология, 2014.

Интернет-ресурсы

147. Конвенция Организации Объединенных Наций по морскому праву [Электронный ресурс] URL: http://www.un.org/depts/los/convention_agreements/texts/unclos/unclos_r.pdf (дата обращения: 8.11.2017)

148. Научно-техническое руководство Комиссии по границам континентального шельфа [Электронный ресурс] URL: <https://documents-dds-ny.un.org/doc/UNDOC/GEN/N99/171/10/IMG/N9917110.pdf?OpenElement> (дата обращения: 8.11.2017)

149. General Bathymetric Chart of the Ocean (GEBCO). Undersea Feature Names [Электронный ресурс] URL: https://www.gebco.net/data_and_products/undersea_feature_names/ (дата обращения: 6.11.2017)

150. <http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/agp/index.html>

151. Gaedicke C., Weigelt E., Berglar K. et al. New reflection seismic profiles across the southern Amundsen Basin and Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geophysical Research Abstracts. – 2019. – Vol. 21, EGU2019–4929.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>А. Г. Зинченко, Д. Е. Артемьева, А. А. Черных</i>	3
Физико-географическая характеристика района	3
Геолого-геофизическая изученность района	6
Стратиграфия. <i>Д. Е. Артемьева, В. А. Виноградов, Е. А. Гусев, Е. А. Зыков</i>	25
Сопоставление сейсмических моделей по району работ	25
Сейсмостратиграфическая основа расчленения осадочного чехла	29
Стратиграфическая характеристика разреза	33
Мезозойская эратема	33
Меловая система	34
Палеогеновая система	34
Палеогеновая и неогеновая системы	35
Неогеновая и четвертичная системы	35
Литология современных донных отложений. <i>Е. С. Миролюбова, А. А. Крылов</i>	39
Магматизм. <i>Д. Е. Артемьева, Е. А. Гусев</i>	44
Тектоника. <i>В. А. Виноградов, Д. Е. Артемьева, Е. А. Гусев, В. А. Савин</i>	53
Геоморфология. <i>А. Г. Зинченко</i>	70
История геологического развития. <i>В. А. Виноградов, Д. Е. Артемьева, А. А. Черных</i>	76
Оценка перспектив нефтегазоносности. <i>О. И. Супруненко</i>	81
Заключение. <i>Д. Е. Артемьева</i>	86
Список литературы	88

Научное издание

**Артемьева Дарья Евгеньевна,
Виноградов Владислав Александрович,
Гусев Евгений Анатольевич
и др.**

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
масштаба 1 : 1 000 000**

Третье поколение

Серии Таймырско-Североземельская и Океанская

Лист U-49–52 – хребет Гаккеля

Объяснительная записка

Редактор, корректор *О. Н. Алексеева*
Технический редактор *А. С. Смирнова*
Компьютерная верстка *А. С. Смирнова, А. А. Миндрик*

Подписано в печать 15.03.2023. Формат 70 × 100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 10,9.
Тираж 100 экз. Заказ 42014100

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

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
Средний пр., 72, Санкт-Петербург, 199178
Тел. 328-91-90, факс 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-368-7



ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
