

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И
МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА ИМ. И.С.ГРАМБЕРГА»
(ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ»)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серии Лаптево-Сибироморская, Океанская

Лист Т-57-60 – остров Генриетты

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК: 528.94.065: 55 (084.3M1000) (571.568-17)

Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., и др. Геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Лаптево-Сибироморская, Океанская. Лист Т-57-60 – остров Генриетты. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015, 84 с.

В объяснительной записке на основе новых батиметрических, сейсмических и геологических данных и результатов комплексной переинтерпретации гравиметрической и магнитометрической информации проанализированы и обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, литологии современных донных осадков, истории геологического развития, перспективам нефтегазоносности северной части шельфа Восточно-Сибирского моря, примыкающего континентального склона, южной части впадины Подводников и сопряженного с ней асейсмичного хребта Менделеева Северного Ледовитого океана.

Геологическая карта издается впервые и отражает современный уровень изученности региона.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 4, ил. 14, список лит. 72 назв.

А в т о р ы

*Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Зинченко А.Г., Зыков Е.А.,
Медведева М.А., Погребницкий Ю.Е., Пяткова М.Н., Супруненко О.И., Трухалев А.И.,
Черных А.А., Шустова Н.В.*

Главный научный редактор *О.И. Супруненко*

Ответственный редактор *М.Н. Пяткова*

Рекомендована к печати НРС Роснедра
25 сентября 2014 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2015
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология»), 2015
- © Коллектив авторов и редакторов, 2015
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>В.А. Виноградов, Ю.Е. Погребницкий</i>	4
Стратиграфия	9
Архей – нижний протерозой. <i>В.А. Виноградов</i>	9
Верхний протерозой – ордовикская система, верхний отдел. <i>В.А. Виноградов, А. И. Трухалев</i>	11
Каменноугольная система, средний отдел – триасовая система. <i>В.А. Виноградов</i>	21
Каменноугольная система, средний отдел – меловая система, нижний отдел. <i>В. А. Виноградов</i>	21
Меловая система. <i>В.А. Виноградов, М.Н. Пяткова</i>	22
Палеогеновая система. <i>В.А. Виноградов, М.Н. Пяткова</i>	25
Палеогеновая система, верхний отдел – неогеновая система, нижний отдел. <i>В.А. Виноградов</i>	26
Неогеновая система, нижний отдел (миоцен). <i>В.А. Виноградов</i>	27
Неогеновая система, верхний отдел – четвертичная система. <i>Е.А. Гусев, Е.А. Зыков</i>	28
Литология современных донных отложений. <i>С.А. Бондаренко</i>	37
Магматизм. <i>А. И. Трухалев</i>	44
Тектоника. <i>В.А. Виноградов, Ю.Е. Погребницкий, А.А. Черных</i>	46
Геоморфология. <i>А.Г. Зинченко</i>	55
История геологического развития. <i>В.А. Виноградов</i>	68
Оценка перспектив нефтегазоносности. <i>О.И. Супруненко</i>	74
Заключение. <i>В.А. Виноградов</i>	77
Список литературы.....	79

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа Т–57,58,59,60 ограничена координатами 76°-80°с.ш. и 156°-180°в.д. и составляет около 245100 км² морской акватории покрытой дрейфующими льдами. В географическом отношении она располагается на переходе от мелководного Восточно-Сибирского моря к глубоководному Амеразийскому суббассейну Северного Ледовитого океана. На всем этом пространстве имеются лишь два выхода на поверхность горных пород – это острова Генриетты (13 км²) и Жаннетты (4 км²), расположенные в юго-западном углу планшета. Описываемая акватория является одним из самых труднодоступных районов российской Арктики. От южной рамки листа до побережья насчитывается 560-660 км; до ближайших населенных пунктов и аэропортов: Тикси – 975 км, Певека – 720 км, полярной станции о. Котельный – 500 км.

Климат района морской, арктический, с суровой и малоснежной зимой, которая длится более 9 месяцев. Средняя температура в декабре-марте составляет 30-35° ниже нуля. Лето короткое (июль-август), прохладное с туманами и морозящими дождями при средней температуре +3°. В течение года преобладают ветра восточных и северных направлений, достигающие 40 м/с. Акватория покрыта дрейфующими льдами. Большие разводья, позволяющие вести сейсмические исследования с кораблей, возникают в летние месяцы спорадически и тяготеют к западной половине листа.

Началом исследований региона следует считать открытие островов Генриетты и Жаннетты в 1881 г. американской экспедицией Джорджа Вашингтона Де-Лонга (1844-1881). Целью этой экспедиции, проводившейся на яхте «Жаннетта» в 1879-1881 гг, было достижение Северного Полюса со стороны Берингова пролива. Северо-восточнее острова Геральд «Жаннетта» была зажата льдами (1879 г) и была вынуждена дрейфовать вместе с ними. Во время этого дрейфа и были открыты острова Генриетты и Жаннетты. Остров Генриетты был посещен участником экспедиции Дж. Мелвиллом; его имя носит один из мысов на восточном побережье острова.

Судьба экспедиции Де-Лонга была, как известно, трагична. В июне 1881 г. яхта «Жаннетта» была раздавлена льдами (77°15'с.ш., 154°59'в.д.), и участники экспедиции дрейфовали на льдинах (при этом был открыт о.Беннетта), а затем, освободившись от льда, добирались до материка на трех шлюпках. Шлюпка Де-Лонга достигла дельты Лены, где весь её экипаж погиб от голода. Остатки лагеря Де-Лонга и его дневники были обнаружены командиром второй шлюпки, спасенной якутами, Дж.Мелвиллом в 1882 г.

Первые геологические исследования рассматриваемых островов были проведены участником Третьей высокоширотной экспедиции М.М. Ермолаевым в 1937 г. По его данным на о. Генриетты обнажается немая толща граувакковых, туфогенных, реже

кварцевых песчаников мощностью 1000-1400 м, включающая пластовые тела диабазовых порфиристов. Эти породы слагают северо-восточное крыло синклинали СЗ-простираения; углы падения пород варьируют от 10-15° до 65° [10].

О. Жаннетты, по М.М. Ермолаеву, сложен песчаниками, сходными с туфогенными песчаниками о. Генриетты, и несогласно перекрывающими их валунными конгломератами. Валуны в них размером 0,2-0,7 м сложены метаморфическими породами, гранитами и метавулканитами основного состава. Породы падают на ВСВ под углом 50°.

Возраст пород островов Генриетты и Жаннетты условно определялся М.М. Ермолаевым как раннеюрский: он сопоставлял их с нижнеюрскими породами Алазейского плато [8].

В XXVI томе геологии СССР (Острова Советской Арктики, 1970 г. [10] вулканогенно-терригенные образования островов Генриетты и Жаннетты были условно отнесены Д.С. Сороковым и Д.А. Вольновым (исходя из данных М.М. Ермолаева) к нерасчлененным меловым отложениям на основании их сходства с нижнемеловыми отложениями материковых районов.

В 1974 г. при проведении комплексных геолого-геофизических исследований Новосибирских островов и прилегающей части шельфа Восточно-Сибирского моря Полярной геофизической экспедицией объединения «Севморгео» В.А. Виноградовым выполнены специализированные геологические исследования на о. Генриетты [7, 65]. Во время этих работ получены наиболее полные данные по геологии этого острова (составлена геологическая карта масштаба 1:25 000, произведено описание разрезов вулканогенно-осадочных отложений и дана схема их стратиграфии, охарактеризованы магматические образования и тектонические структуры). Возраст пород острова Генриетты был условно определен как каменноугольный на основании определений плохо сохранившихся остатков фораминифер, сделанных М.Ф. Соловьевой и Г.П. Сосипатровой [7, 65].

После В.А. Виноградова о. Генриетты никем не посещался до 2011 г., и укоренилось представление о каменноугольном или, более широко, – позднепалеозойском возрасте пород рассматриваемых островов. Так, в IX томе монографии «Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики» (1984 г.) геологические образования восточной части поднятия Де-Лонга отнесены М.К. Косьюк к структурам Генриеттской внегеосинклинальной складчатой системы палеозойского возраста [62]. В монографии В.К. Дорофеева с соавторами (1999 г.), освещающей геологическое строение и минерагению Новосибирских островов, геологические

образования о. Генриетты отнесены к каменноугольной вулканогенно-терригенной и верхнепалеозойской (?) габбро-диабазовой (интрузивные породы) формациям [18].

В 2011 г. в рамках программы ВГКШ РФ была проведена экспедиция «Арктика-2011». В тяжелых ледовых условиях при проводке атомного ледокола с борта НИС «Академик Федоров» было получено 6 000 п. км сейсмических наблюдений МОВ ОГТ. Длина сейсмокося при работах во впадине Подводников составила 600 м. Попутно проводилась запись данных с одноразовых сейсмобуев, запускаемых для изучения скоростных характеристик разреза.

В 2012 году силами ОАО «Севморгео» были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования с целью обоснования природы Центрально-арктических поднятий, примыкающих к ним впадин и определения положения ВГКШ РФ в СЛО. В работах экспедиции «Арктика-2012» были задействованы дизель-электрические ледоколы «Капитан Драницын» и «Диксон», а также научно-исследовательские атомные подводные лодки ВМФ. Сейсмические работы по методике МОВ-ОГТ 2D выполнены на 9-ти прямолинейных профилях общей протяженностью 5 315 пог. км. Из этого объема 1942 пог. км сейсмических работ выполнены с длинной косой (4500 м) и 3373 пог. км - с короткой косой (600 м) - в зависимости от ледовой обстановки.

В середине 90-х годов прошлого века были получены результаты радиологических определений возраста 3 образцов диоритовых порфиритов из коллекции В.А. Виноградова в лабораториях университетов городов Хьюстон и Канзас (США), свидетельствующих о средне-верхнеордовикском возрасте этих пород (440-450 млн.лет). Определения возраста осуществлялись двумя методами: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm-Nd. Осадочно-вулканогенные и интрузивные образования о. Генриетты (и по аналогии – о. Жаннетты) стали рассматриваться как нижне-среднепалеозойские. Эти определения были сделаны в 1996 г., первая их публикация появилась в 2001 г [23]. В легенде к Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты РФ м-ба 1:1 000 000 породы о. Генриетты отнесены к нерасчлененным нижне-среднепалеозойским вулканогенно-терригенным (с подразделением их на ряд толщ) и интрузивным образованиям. В 2011 г. о. Генриетты был посещен в течении нескольких часов участниками экспедиции международного проекта Circum-Arctic Structural Events. Ими собраны образцы пород, слагающих остров, и к настоящему времени получено около десятка определений возраста цирконов из магматических и терригенных осадочных пород. Верхний возрастной рубеж цирконов составляет 625-650 млн. лет. На основании этих датировок высказывается мнение о байкальском возрасте складчатого комплекса о. Генриетты (устное сообщение Е.А. Кораго).

Опорными материалами для составления геологической карты и разрезов к ней явились результаты:

- сейсмического профилирования МОВ ОГТ, выполненного Мурманской морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) в 1990-1991 г.г. по профилям 90800 и 90801 [69] и ОАО «Севморгео» в 2012 г по программе «Арктика 2012» [53];

- сейсмических исследований ГСЗ МПВ и сейсмозондирований МОВ, выполненных Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ) по профилю «Трансарктика 89-91» в 1989-1991 г.г. [58, 63, 68].

Для определений мощности осадочного чехла привлечены также в комплексе с материалами гравимагнитных съемок м-ба 1:2 000 000 (полученных Полярной геофизической экспедицией НИИГА в 1965 г. на весь регион) результаты сейсмических наблюдений авиадесантной съемки на шельфе Восточно-Сибирского моря 1966 г. [67], а также на трассах дрейфа научных станций «Северный Полюс – 22» в 1979-1982 г.г. [61] и «Северный Полюс – 26» в 1982-1984 г.г. [51].

Отсутствие в пределах региона сейсмоакустических исследований не позволило расчленить плиоцен-четвертичные отложения. Общий характер распространения верхних сейсмокомплексов под плиоцен-четвертичными отложениями скорректирован с результатами геоморфологического дешифрирования рельефа морского дна, представленного на специально выпущенной для данного листа географической основе, составленной Центральным картографическим предприятием Главного управления навигации и океанографии Минобороны РФ. В целом, современную геолого-геофизическую изученность описываемого листа (см. карту) следует признать весьма слабой, не более чем рекогносцировочной. Поэтому все показанные элементы геологического строения акватории листа Т-57, 58, 59, 60 представлены в упрощенной сглаженной форме.

Вместе с тем, имеющиеся профили МОВ ОГТ в комплексе с потенциальными полями и другими сейсмическими материалами позволяют выявить основные черты геологического строения на площади листа Т-57, 58, 59, 60 и увязать его со смежными листами с юга, запада и севера. Таким образом, удалось получить, как нам представляется, целостную картину геологического строения и перспектив нефтегазоносности в одном из самых труднодоступных регионов арктической континентальной окраины России.

Наряду с производственными работами рассматриваемый район многократно включался в сферу разноплановых научных исследований. Проблемы тектоники освещались в работах И.П. Атласова [47], Я.И. Полькина [44], В.А. Литинского [34], В.А. Виноградова и И.М. Русакова [8], Д.А. Вольнова [54], М.К. Косько [27, 28],

Ю.Е. Погребницкого [66], Д.В. Лазуркина [64], С.С. Драчева [19] и др. Оценка перспектив нефтегазоносности излагается в работах Д.А. Вольнова, И.С. Грамберга, Э.Н. Преображенской [54], И.С. Грамберга, В.Л. Иванова и Э.Н. Преображенской [15], О.И. Супруненко и Д.В. Лазуркина [46].

Разработка цифровых моделей всех прилагаемых карт и схем в ГИС-технологии была выполнена в отделе геологического картирования ВНИИОкеангеология под руководством Е.А. Гусева.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах площади рассматриваемого листа геологические образования, доступные непосредственному наблюдению, обнажаются только на островах Генриетты и Жанетты. Вся остальная стратификация толщ горных пород основывается на сейсмических данных, прежде всего, профилей МОВ ОГТ. Лист Т-57, 58, 59, 60 занимает промежуточное положение между двумя серийными легендами. Его крайняя западная часть, а именно Т-57, находится в площади действия Лаптево-Сибироморской серийной легенды листов Госгеолкарты РФ м-ба 1:1 000 000 [52]. Эти листы, строго говоря, не относятся к Госгеолкарте Российской Федерации, поскольку их площадь частично выходит за пределы юрисдикции России. В такой ситуации при стратификации картографируемых подразделений использовались обе серийные легенды. Для юго-западной части листа Т-57, 58, 59, 60 (сводовая часть поднятия Де-Лонга) стратификация картографируемых подразделений выполнена в соответствии с Лаптево-Сибироморской серийной легендой, а на всей остальной площади использованы сейсмостратиграфические подразделения Океанской серийной легенды [57]. Все это отражено на схеме корреляции картографируемых подразделений с указанием индексов отражающих горизонтов и заключенных между ними сейсмостратиграфических комплексов, подкомплексов и толщ (рис. 1).

АРХЕЙ – НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (AR – PR₁ ?)

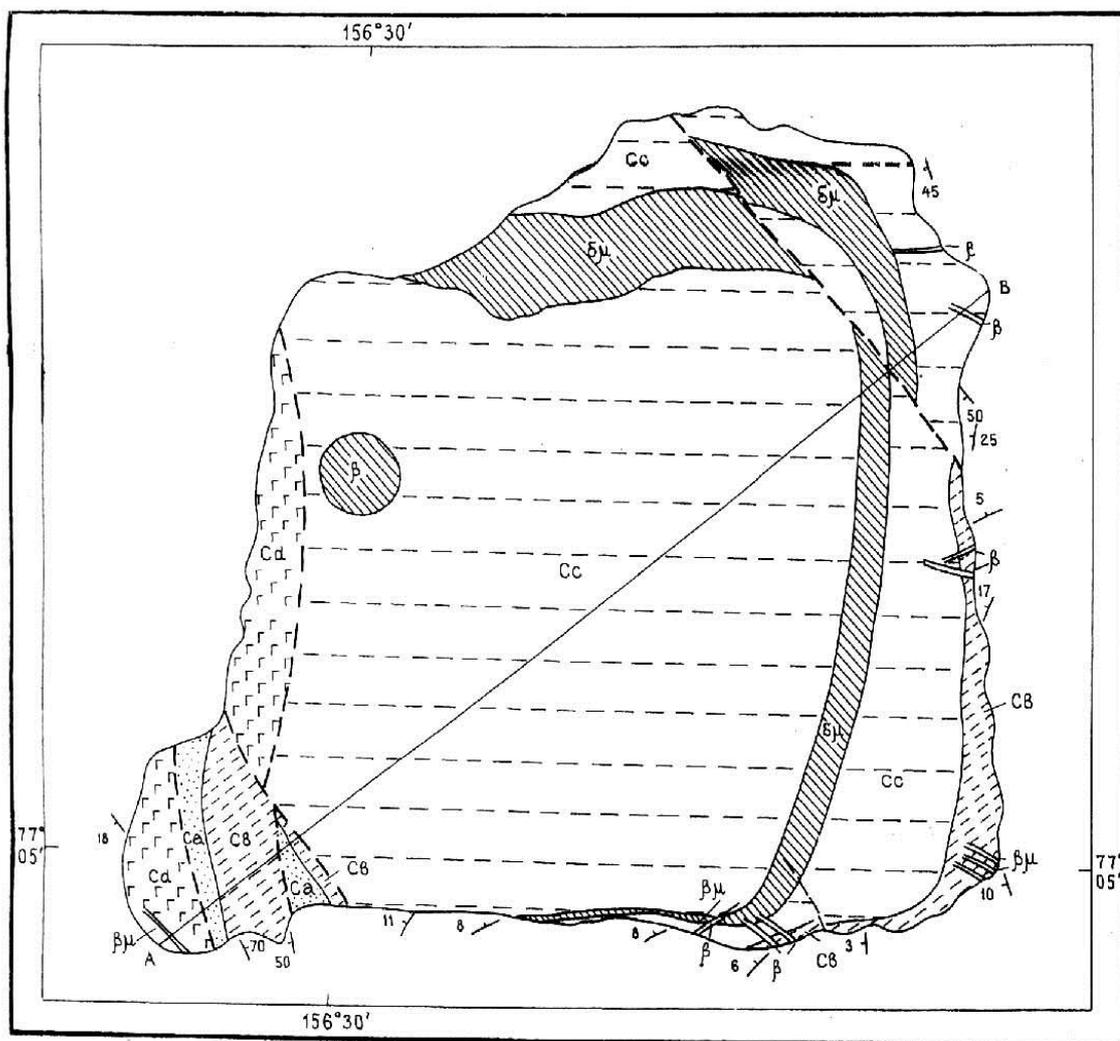
Данный комплекс показан только на разрезах в качестве кристаллического фундамента со скоростями V_p – $6,0 \times 10^3$ м/с и более км/с. Наиболее близко эти породы подходят к поверхности на поднятиях Де-Лонга и Менделеева. Предполагается, что блоки или тектонические клинья этих пород выступали на поверхность в позднем протерозое – ордовике в сводовой части поднятия Де-Лонга, в частности в районе о-вов Генриетты и Жаннетты. Разрыв кристаллических пород создал верхнюю валунно-конгломератовую толщу, перекрывающую вулканогенно-осадочные породы о-вов Генриетты и Жаннетты. Судя по составу валунов и гальки, а также обломочной части в песчаниках и гравелитах о. Генриетты фундамент в этом районе сложен кварц-мусковитовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-актинолитовыми сланцами, а также кварцитами, гнейсами, гранитами и метавулканитами основного и среднего состава. Мощность образований кристаллического фундамента не установлена.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Эти отложения на сейсмических профилях МОВ ОГТ залегают ниже поверхности акустического фундамента. По данным ГСЗ (профиль Трансарктика-89-91) они выделяются как складчатый фундамент с $V_r 5,5 \times 10^3$ м/с, представляющий, по мнению авторов отчета [63], дислоцированный чехол древней Гиперборейской платформы. На островах Генриетты и Жаннетты данные отложения выступают на поверхность. Обнажающаяся на о. Генриетты часть разреза представлена вулканогенно-терригенными породами общей мощностью более 850 м. Они подразделены В.А.Виноградовым на 4 толщи (снизу – вверх): кварцито-песчаниковую, туфо-аргиллитовую, туфогенную гравелито-песчаниковую и вулканогенную базальтовую [7, 65].

Кварцито-песчаниковая толща сложена светло-серыми и коричневато-серыми средне- и крупнозернистыми косослоистыми кварцитами и кварцито-песчаниками, с пластами (0,1-0,5 м) гравелитов, алевролитов и алевро-аргиллитов. Кластическая часть пород имеет существенно кварцевый состав и характеризуется хорошей окатанностью и сортировкой зерен. Цемент кварцевый регенерационный, в алевроаргиллитах – глинисто-серицитовый. Мощность толщи – не менее 170 м.

Туфо-аргиллитовая толща, согласно перекрывающая кварцито-песчаниковую, сложена ритмично чередующимися через 5-20 см слоями зеленовато- и буровато-серых туфогенных алевроаргиллитов, алевролитов, алевро-песчаников, псаммитовых и псефито-псаммитовых туфов. Обломочная часть терригенных пород состоит в основном из полуокатанных зерен кварца и плагиоклаза. Первичный глинистый и глинисто-известковый цемент в них перекристаллизован в слюдисто-хлоритовый и карбонатно-кристаллический.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-В

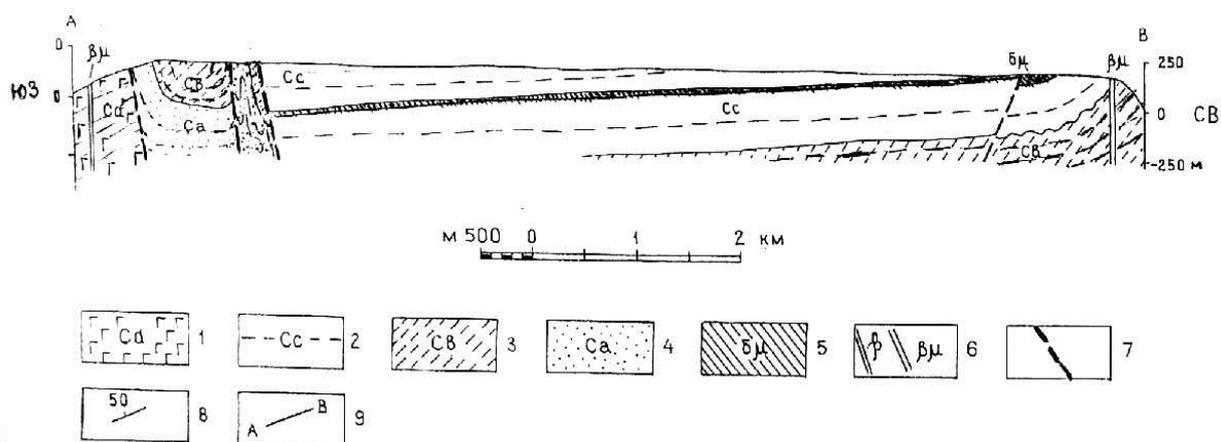


Рис. 2. Геологическая карта и разрез о. Генриетты по В.А.Виноградову, 1974 г., [65].
 1-4 – каменноугольные отложения: 1 – базальтовая толща, 2 – туфогенная, гравелито-песчаниковая толща, 3 – туфо-аргиллитовая толща, 4 – кварцито-песчаниковая толща, 5 – силлы метадiorитов, 6 – дайки метадiorитов (βμ) и метадолеритов (β), 7 – разрывные нарушения, 8 – элементы залегания пород, 9 – линия разреза.

Физические свойства пород о. Генриетты [64]

Породы	Количество образцов	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁶ СГСМ
1	2	3	4
Метадиориты	10	<u>2,67-2,83</u>	<u>340-3600</u>
Метаандезибазальты		2,77	2470
Метадолериты		<u>2,71-2,85</u>	<u>2400-5600</u>
Метабазальты		2,77	3800
Метабазальты	13	<u>2,76-2,92</u>	<u>450-4500</u>
Метабазальты		2,86	2340
Метабазальты	10	<u>2,70-2,90</u>	<u>20-1200</u>
Метабазальты		2,85	230
Туф	1	2,89	450
Туфоалевролиты	12	<u>2,67-2,86</u>	<u>13-900</u>
Туфоалевролиты		2,75	170
Туфоаргиллиты	12	<u>2,70-2,77</u>	<u>16-160</u>
Туфоаргиллиты		2,73	50
Метаандезибазальты	4	<u>2,74-2,79</u>	<u>1800-3500</u>
Метаандезибазальты		2,77	2400
Туфоалевролиты	9	<u>2,73-2,78</u>	<u>60-600</u>
Туфоалевролиты		2,75	360
Туфогравелиты	4	<u>2,70-2,75</u>	<u>15-60</u>
Туфогравелиты		2,73	30
Песчаники	28	2,73±0,04	<u>16-900</u>
Песчаники			290
Туфы	6	<u>2,74-2,79</u>	<u>120-780</u>
Туфы		2,77	480
Туфопесчаники	6	<u>2,71-2,78</u>	<u>250-740</u>
Туфопесчаники		2,75	540
Туффиты	2	2,73; 2,86	22; 55
Туфоалевролиты	2	2,74; 2,76	50; 360
Туфоалевро-аргиллиты			
Туфоалевро-аргиллиты	5	<u>2,74-2,77</u>	<u>10-400</u>
Туфоалевро-аргиллиты		2,75	190
Туфоаргиллиты	10	<u>2,73-2,78</u>	<u>35-600</u>
Туфоаргиллиты		2,76	280
Туфопесчаники	6	<u>2,72-2,82</u>	<u>120-700</u>
Туфопесчаники		2,76	390
Туфы	2	2,73; 2,74	550; 1000

1	2	3	4
Кварцитопесчаники	7	$\frac{2,58-2,74}{2,63}$	$\frac{6-20}{10}$
Вулканогенная толща в целом	24	$2,74 \pm 0,05$	$\frac{13-900}{125}$
Гравелито-песчаниковая толща	59	$2,74 \pm 0,04$	330 ± 240
Туфо-аргиллитовая толща	25	$2,76 \pm 0,03$	$\frac{10-1000}{320}$

По обломочной части пород и по цементу нередко развивается эпидот. Обломочная часть туфов сложена в основном базальтами, реже андезитами и андези-базальтами, а также дацито-андезитами и риолито-дацитами. Мощность толщи – более 150 м.

Туфогенная гравелито-песчаниковая толща с размывом залегает на туфо-аргиллитовой. В основании толщи на северо-востоке острова выделяется пачка (5 м) крупнозернистых косослоистых песчаников, перекрываемая базальтовыми кластолавами (7 м) и 2-х метровым покровом андезибазальтов. Сама же толща сложена серыми и зеленовато-серыми туфогенными песчаниками с пластами (0,2-0,3 м) гравелитов и коричневых алевро-аргиллитов (0,3-0,5 до 11 м).

Обломочная часть песчаников и гравелитов состоит из основных эффузивов, кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. В верхней половине разреза толщи в составе обломков в большом количестве появляются метаморфические породы – кварц-актинолитовые, кварц-мусковитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, микроклиновые граниты, гнейсы, микропегматиты и кварциты. Характерной особенностью гравелитов являются многочисленные угловатые обломки кристаллов розового микроклина размером до 5-7 мм. Первичный пеплово-глинистый цемент пород замещен хлоритом и эпидотом. Мощность толщи более 370 м.

Вулканогенная базальтовая толща (около 160 м) сложена покровами базальтов и андези-базальтов мощностью 6-8 м с линзовидными прослоями туфов. В верхней части толщи в базальтах присутствует 18 м – пачка коричневых туфогенных алевро-аргиллитов.

Покровы базальтов и андезибазальтов в гравелито-песчаниковой и вулканогенной толщах о. Генриетты сложены пироксен-плагиофировыми породами с интерсертальной, микродолеритовой, андезитовой, реже гиалиновой структурами основной массы. Вкрапленники в них (10-15, редко до 30-40% объема породы) представлены призматическими кристаллами плагиоклаза, обычно альбитизированного или

замещенного хлоритом, соссюритом и карбонатом, и таблитчатыми кристаллами клинопироксена, по которым развивается хлорит и рудный минерал. Основная масса состоит из лейст и микролитов хлоритизированного и альбитизированного плагиоклаза (65-70%), клинопироксена (10-15%), рудного минерала (7-10%) и хлоритизированного, частично замещенного эпидот-цоизитом и ожелезненного стекла (~10%). Верхняя часть покровов (0,6-0,8 м) обычно сложена миндалекаменными разностями. Миндалины в них размером 1-1,5 мм выполнены хлоритом, альбитом, иногда эпидотом и кальцитом, количество их достигает 30-40% объема породы.

Как следует из вышеприведенного описания, эти породы претерпели метаморфические преобразования на уровне зеленосланцевой фации. Поэтому, в соответствии с современной петрографической номенклатурой [43] их следует именовать metabasalts, metaandesites и т.п., несмотря на сохранность (или, в наиболее измененных породах, узнаваемость) в них первично магматических структур. Необходимо отметить, что вмещающие эти породы терригенные образования также несут следы зеленокаменных изменений (метасоматических преобразований эпидот-хлорит-альбитовой фации по В.А. Виноградову, [65]). Этим, очевидно, объясняется высокая плотность всех пород о. Генриетты (таблица 1) и высокие скорости сейсмических волн.

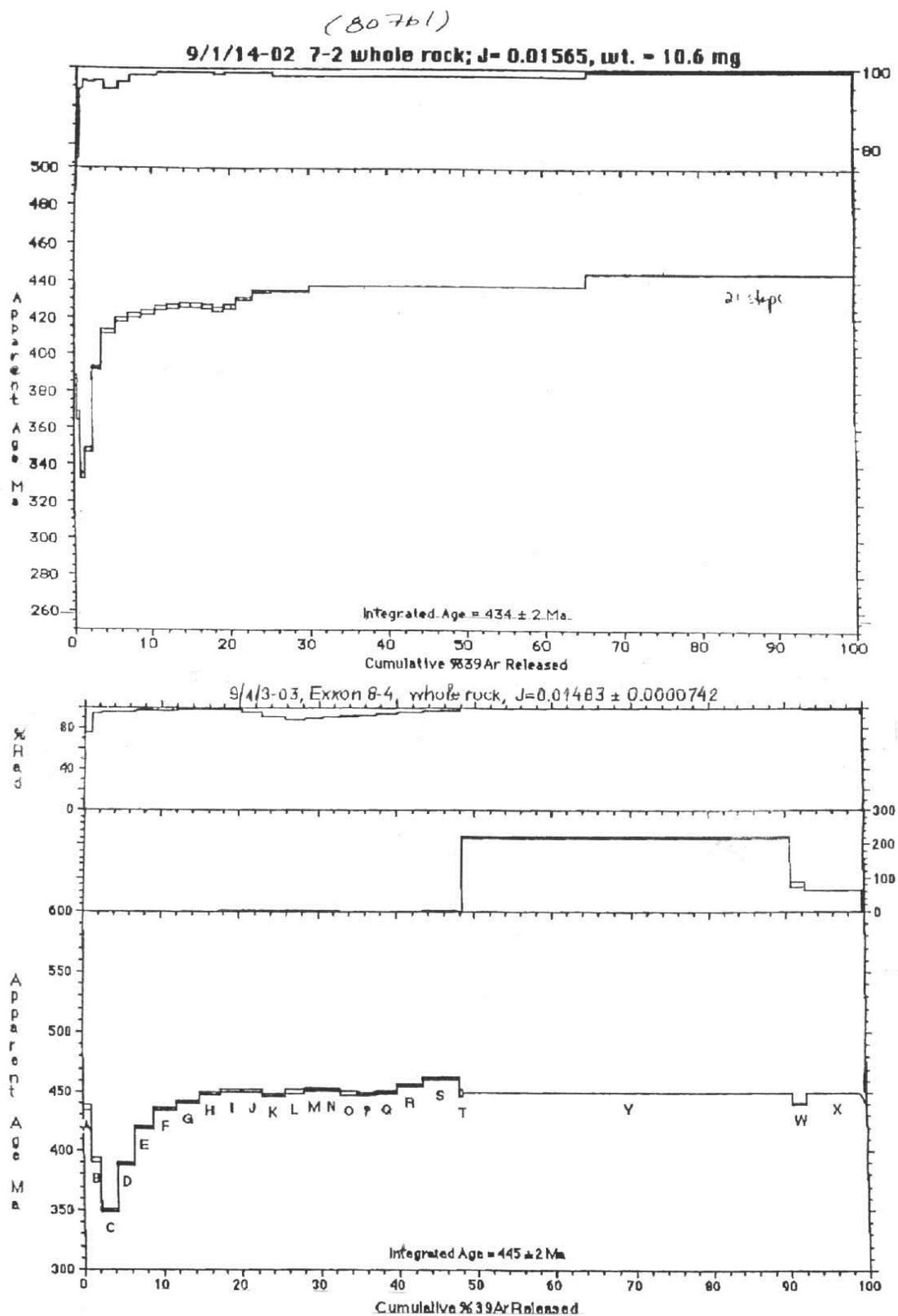


Рис. 3. Возрастные спектры образцов 7-2 и 8-4 по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопного анализа. Возраст образца 7-2 – 434 ± 2 млн.лет, образца 8-4 – 445 ± 2 млн.лет.

Химические составы магматических пород о.Генриетты
(масс. %%, по В.А.Виноградову, [65])

Оксиды	№№ образцов									
	2-34	2-1	13-3	13-9	7-1	5-5	8-2	9-2	9-3	13-4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	57,76	53,33	48,95	48,95	53,34	49,99	61,60	50,54	49,19	63,67
TiO ₂	0,95	0,80	0,88	0,88	0,83	1,00	0,60	0,69	0,78	0,53
Al ₂ O ₃	15,78	12,72	12,52	12,52	15,77	16,31	16,73	12,80	14,55	14,74
Fe ₂ O ₃	5,20	10,80	6,51	6,51	3,60	5,23	2,14	4,15	4,13	3,15
FeO	3,69	6,97	4,45	4,45	3,95	5,35	3,14	6,22	6,94	2,63
MnO	0,18	0,25	0,26	0,26	0,17	0,21	0,08	0,22	0,25	0,12
NgO	2,78	3,06	9,26	9,26	4,94	5,51	3,05	8,33	7,39	2,41
CaO	3,01	3,57	8,11	8,11	5,97	7,02	2,10	9,02	7,72	2,85
Na ₂ O	6,72	5,57	3,75	3,75	3,57	4,78	7,24	3,27	3,29	5,91
K ₂ O	1,24	0,64	1,18	1,18	3,69	1,16	1,04	1,54	1,92	1,39
P ₂ O ₅	0,53	0,65	0,31	0,31	0,59	0,29	0,36	0,32	0,23	0,22
ППП	1,68	2,26	3,73	3,73	3,52	3,67	1,56	2,85	3,50	2,59
Σ	99,52	100,0	99,91	99,91	99,94	100,52	99,64	99,95	99,89	100,21
H ₂ O при 105-110°C	0,46	0,62	0,72	0,72	1,01	0,76	0,71	0,67	0,63	0,67

Примечание: Колонки 1-4 – покровы метаандезибазальтов (1-2) и метабазальтов (3-4); колонка 5 – метадиорит (силл); колонки 6-10 – дайки метадолеритов (колонки 6, 8, 9) и метадиоритов (колонки 7, 10).

Химические анализы эффузивных пород (таблица 2) подтверждают высокую степень их метаморфических преобразований (величины ППП составляют 1,68-3,73%) и указывают на присутствие среди них базальтов, андези-базальтов и андезитов (соответственно колонки 3-4, 2 и 1). По содержаниям петрогенных элементов они относятся к группе основных и средних вулканических пород субщелочного ряда калиево-натриевой серии. На типизационной диаграмме Л.С. Бородина (рис. 3) составы рассматриваемых пород располагаются в пределах полей субщелочной или даже умеренно-щелочной (щелочно-базальтовой) магматических серий. Что касается отнесения некоторыми исследователями магматических пород о. Генриетты к островодужным образованиям [62], то, на наш взгляд, по имеющимся данным, корректно сделать это вряд ли возможно.

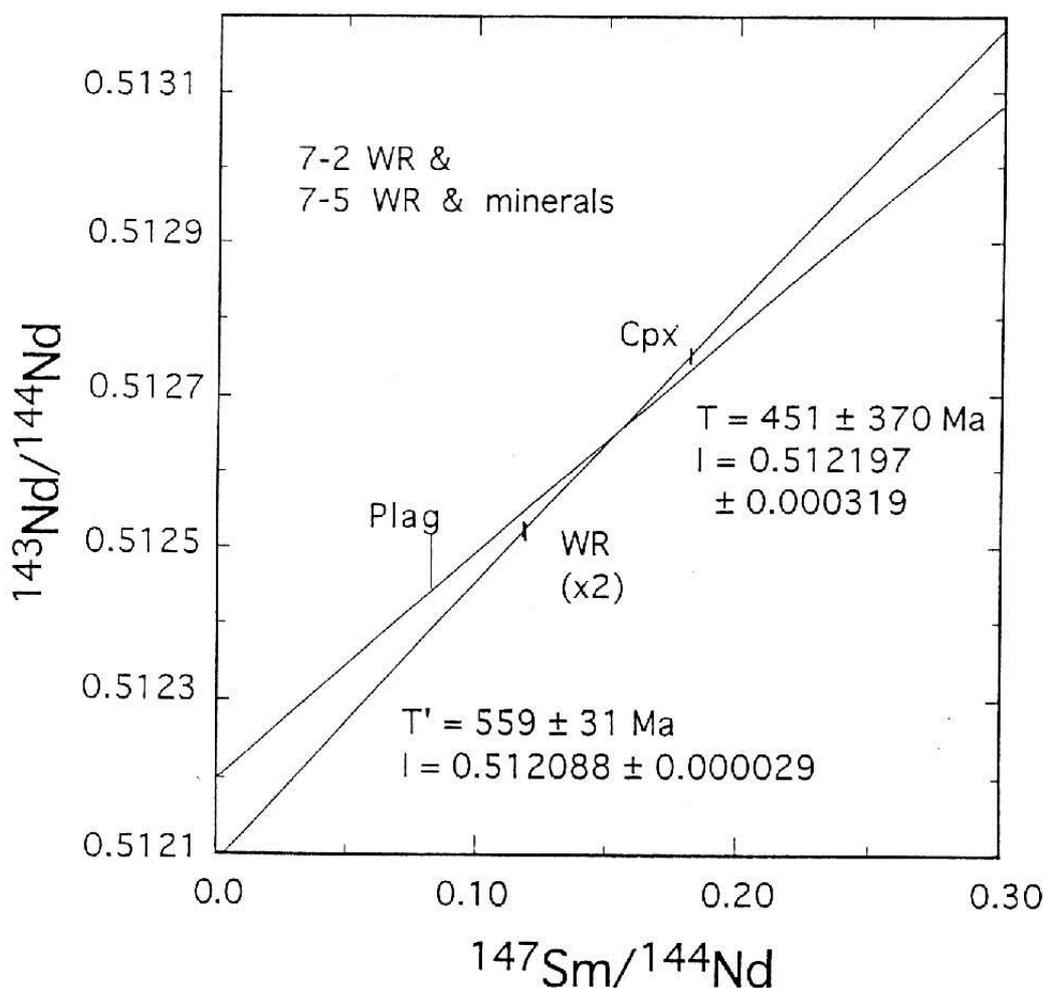


Рис. 4. Sm-Nd-изотопная диаграмма для валовых проб (WR), плагиоклаза (Plag) и клинопироксена (Cpx) образцов 7-2 и 7-5.

Для построения первой изохроны (Т) использованы все данные; для второй изохроны (Т') использованы только анализы валовых проб и клинопироксена. Изохронные возрасты должны рассматриваться как предварительные, учитывая значительные изменения исследованных образцов.

Таблица 3

Результаты радиологических определений возраста интрузивных образований о.Генриетты

№№ образцов, порода, характер залегания	Возраст, млн.лет			Примечание
	К-Ar-метод	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-метод	Sm-Nd-метод	
Обр.5-2, метадолерит, дайка	450			Изохронный возраст по
Обр.7-3, метадиорит, силл	430			
Обр.7-2, метадиорит, силл		434±2	451±370	
Обр.7-5, метадиорит, силл			559±31	

Обр.8-4, метадиорит, дайка		445±2		породе в целом и минералам образцов 7-2 и 7-5 Изохронный возраст по валовой пробе и клинопироксену образца 7-5
----------------------------	--	-------	--	---

Анализы образцов из коллекции В.А.Виноградова выполнены: К-Аг-определения – А.Я.Крыловым, Радиевый институт, г.Ленинград [62]; Ar-Ar-определения – Р.Ван.Шмусем, университет г.Хьюстон, США; Sm-Nd-определения – П.Коуплендом, университет г.Канзас, США [23].

Таблица 4

Результаты Sm-Nd-изотопного анализа метадиоритов о.Генриетты

№№ образцов, анализируемый материал	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}	T_{DM} , млрд.лет
7-2 WR	35,09	6,86	0,11835	0,512524±10	-2,23	0,84
7-5 WR Срх Plag	33,35	6,57	0,11911	0,512520±11	-2,31	0,85
	26,74	8,03	0,18145	0,512752±9	2,22	
	3,56	0,49	0,08284	0,512481±34	-3,07	

Изохронный возраст:

$$t = 451 \pm 370 \text{ млн.лет, начальное отношение } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,6512197 \pm 0,000319,$$

$$\epsilon_{\text{Nd}} = +2,8 \pm 6,2 \text{ (все данные по образцу 7-5);}$$

$$t' = 559 \pm 31 \text{ млн.лет, начальное отношение } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512088 \pm 0,000029,$$

$$\epsilon_{\text{Nd}} = +3,4 \pm 0,6 \text{ (данные по 7-2 WR, 7-5 WR и 7-5 Срх).}$$

WR – валовая проба; Срх – клинопироксен; Plag – плагиоклаз.

Примечание: Анализы образцов из коллекции В.А.Виноградова сделаны в университете г.Канзас Р.Ван Шмусем [23]. Модельные возрасты (T_{DM}) рассчитаны, исходя из модели изотопной эволюции деплетированной мантии (ДМ) DePaolo (1981).

Радиологические определения возраста горных пород о. Генриетты неоднозначны. До недавнего времени, как следует из изложенного материала, датировки магматических пород в большей части соответствуют позднему ордовику (см. раздел «Магматизм»). Однако, последние данные по возрасту цирконов (см. «Введение») из магматических и терригенных пород о. Генриетты указывает на верхний возрастной рубеж этих образований в 625-650 млн. лет. При этом остается открытым вопрос о происхождении цирконов в горных породах о. Генриетты.

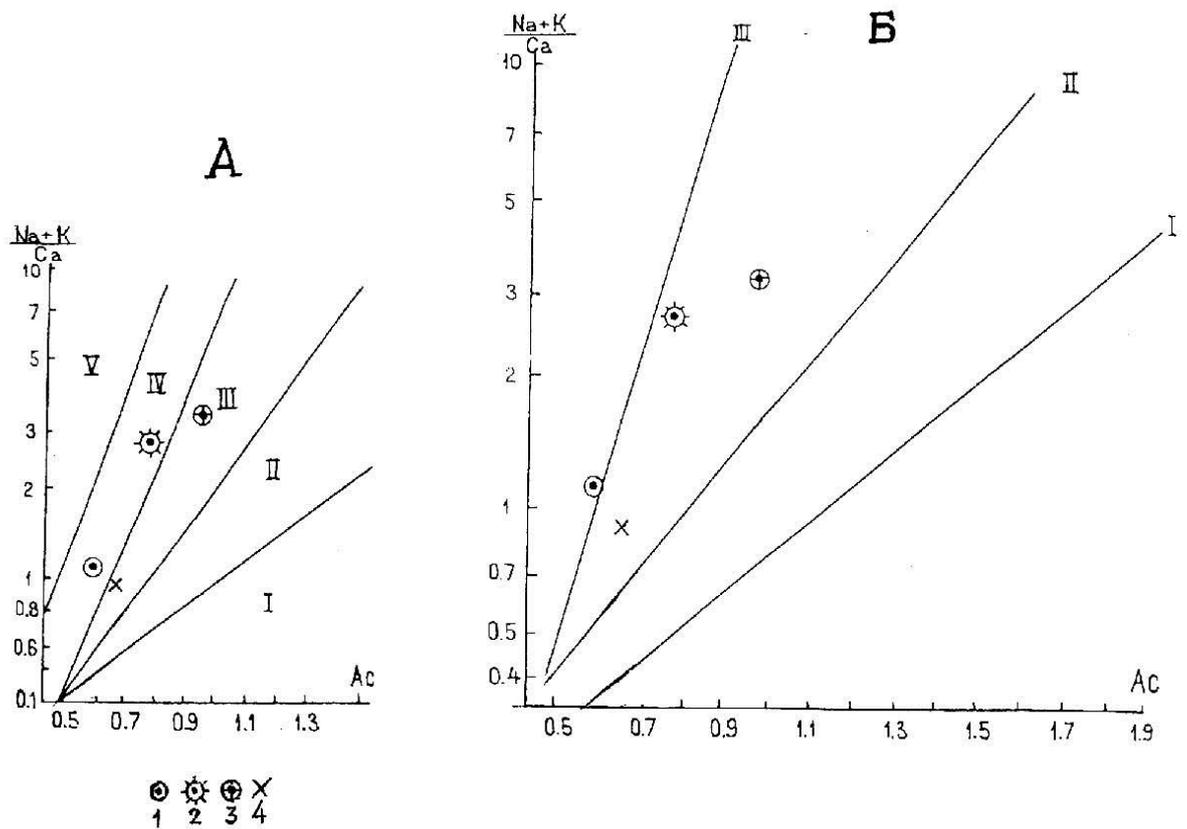


Рис. 5. Положение составов магматических пород о. Генриетты на типизационных петрохимических диаграммах Л.С.Бородина. [6]

А – диаграмма для типизации базальтовых серий поля: I – низкощелочное, толеитовое; II – известково-щелочное; III – субщелочное; IV – щелочно-базальтовое; V – щелочное (нефелинит-фонолитовое).

Б – главные петрохимические тренды базальтоидных серий: I – толеитовый океанический; II – известково-щелочной орогенный; III – щелочно-базальтовый.

1 – метаандезиобазальты; 2 – метабазальты; 3 – метадолериты; 4 – метадиориты (по М.К.Коско, Е.А.Кораго, В.В.Верба и др., 1993 г. [62]).

О. Жаннетты, по данным М.М. Ермолаева [10], сложен мелкозернистыми граувакковыми песчаниками, сходными с туфогенными песчаниками о. Генриетты, и несогласно перекрывающими их валунными конгломератами. Последние состоят из хорошо окатанных валунов размером 0,2-0,7 м метаморфических пород, гранитов и основных эффузивов. Количество цемента незначительно; он представлен обломками тех же пород и продуктами их разрушения.

Очевидно, что на островах Генриетты и Жаннетты обнажается часть разреза вулканогенно-терригенного комплекса, принципиально отличного от карбонатно-терригенного нижнего палеозоя о. Беннетта. Этот генриеттский комплекс нами датируется в диапазоне верхнего протерозоя – верхнего ордовика. Складчатый генриеттский комплекс коррелируется с франклинским складчатым комплексом севера Аляски, относящимся к поздним каледонидам (элсмиридам). Судя по радиологическим

определениям, во франклинском комплексе присутствуют породы широкого возрастного диапазона – от позднего протерозоя до среднего девона. Валунные конгломераты на о. Жаннетты представляют, вероятно, орогенную формацию аляскинских поздних каледонид в зоне их продольного вырождения. Общая мощность генриеттского комплекса меняется от 1200 м в своде поднятия Де-Лонга, до 400 м в Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоне по данным профиля ГСЗ «Трансарктика 89-91».

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

К этому подразделению относится сейсмокомплекс $^S C_2$ -Т между сейсмогоризонтами Б и (В-І), выделенный на площади соседнего с юга листа S-57, 58 [13]. На листе Т-57, 58, 59, 60 он развит в двух небольших грабенах в юго-западном его углу. Комплекс сложен аргиллитами, алевролитами, песчаниками и известняками мощностью 1200 м. Косвенным подтверждением отложений этого возраста, и в какой-то степени состава, является находка обломков кремневого известняка с фауной среднего карбона в вулканитах о. Жохова в 85 км западнее данного листа. На сейсмических профилях ЛАРГЕ он подстилает апт-альбский сейсмокомплекс, датировка которого подтверждена геологическими данными на поднятии Де-Лонга (о. Беннетта) [11].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К данному подразделению относится сейсмокомплекс $^S C_2$ -К₁, распространенный во всех структурных зонах за исключением поднятия Де-Лонга и Предменделеевской структурной ступени. Во впадине Подводников за нижнюю границу комплекса принимается преломляющий горизонт ПГ-І, а верхняя граница является отражающим горизонтом (О-І). В сейсмической записи внутренняя структура сейсмокомплекса выражена фрагментами слабо наклонных отражающих площадок [69]. В Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоне данный сейсмокомплекс оказывается заключенным между поверхностью акустического фундамента (отражающий горизонт Б) и отражающим горизонтом (В-І). Разрез сеймостратиграфического комплекса представлен известняками, доломитизированными известняками, доломитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, исходя из результатов драгирования на поднятии Менделеева. Его возрастная датировка принята по материалам американских исследователей на Чукотском шельфе США [14, 50]. Там нижние толщи осадочного чехла составляют элсмирский сейсмокомплекс, подразделяемый на две части: нижнюю (группа Эндикот D₃-C₁) и верхнюю (группа Лисберн C₂-К₁). С этой последней мы и коррелируем

выделяемый сейсмокомплекс. Его мощность во впадине Подводников достигает 2000 м. В Ломоносово-Менделеевской зоне он полностью выклинивается на границе с поднятием Де-Лонга.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Аптский-альбский ярусы. Отложения аптского-альбского ярусов ($^S K_{1a-al}$) выделяются в качестве чехольного сейсмокомплекса, ограниченного поверхностями несогласий, соответствующих отражающим горизонтам (В-I)-В-II и (О-I)-(ОII). В пределах поднятия Де-Лонга эти отложения представляют обширное поле осадочно-вулканогенных образований, которое простирается от о. Беннетта [55] на всю западную половину листа, где с несогласием перекрывает генриеттский комплекс O_3-D_2 . В сейсмической записи поле вулканитов выделяется характерной шероховатой поверхностью отражения (рис. 6, 7), что в сочетании с положительными магнитными аномалиями позволяет его оконтурить достаточно уверенно. Согласно данным по о. Беннетта этот сейсмокомплекс представлен базальтами, их туфами, аргиллитами и песчаниками; в составе отложений встречаются пласты каменного угля [11, 55]. Общая мощность отложений аптского-альбского ярусов в сводовой части поднятия Де-Лонга составляет 300 м. Из-за высоких сейсмических скоростей (~4,5 км/с), при поверхностном залегании эффузивов, апт-альбские отложения часто оказываются в волновом поле в составе акустического фундамента. В зоне периклинали поднятия Де-Лонга мощность сейсмокомплекса достигает 700-2000 м, а во впадине Подводников возрастает до 2300-2400 м.

Аналогичные отложения апт-альба на основании сейсмических данных дрейфа «СП-26», профиля МОВ ОГТ и характерного магнитного поля предполагаются также в области Предменделеевской структурной ступени.

В целом предполагаемые апт-альбские вулканиты Предменделеевской структурной ступени не имеют сплошного развития, а картируются в виде автономных щитовых вулканических образований, нарушенных дизъюнктивными и эрозионными процессами до их перекрытия верхне-меловыми и кайнозойскими отложениями.

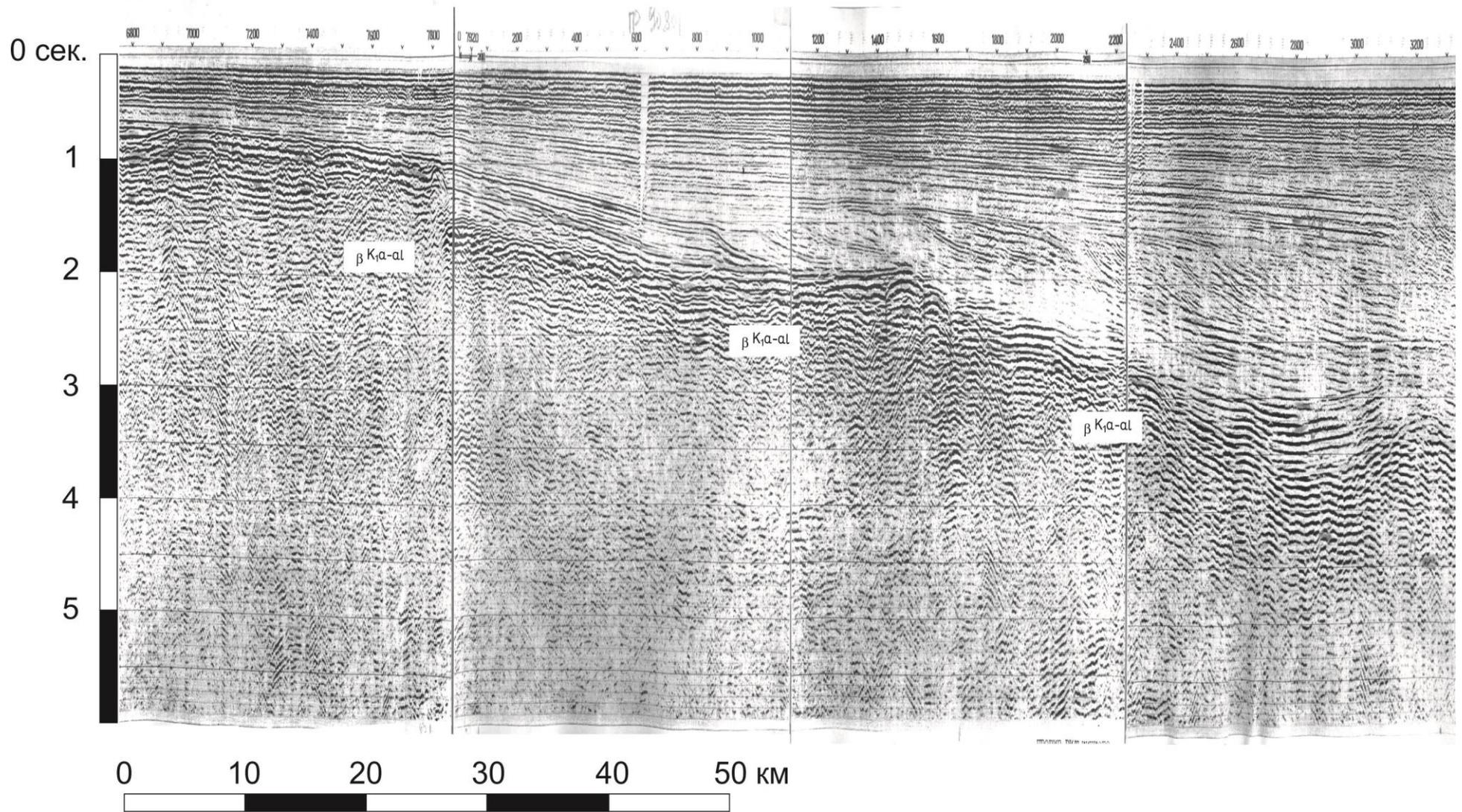


Рис. 6. «Шероховатая» поверхность базальтов (βK_{1a-al}) на сейсмическом профиле 90801 МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в 1990 г [70]. Фрагмент профиля иллюстрирует отрезок геологического разреза A_1-A_2 в интервале 228-336 км от A_1 .

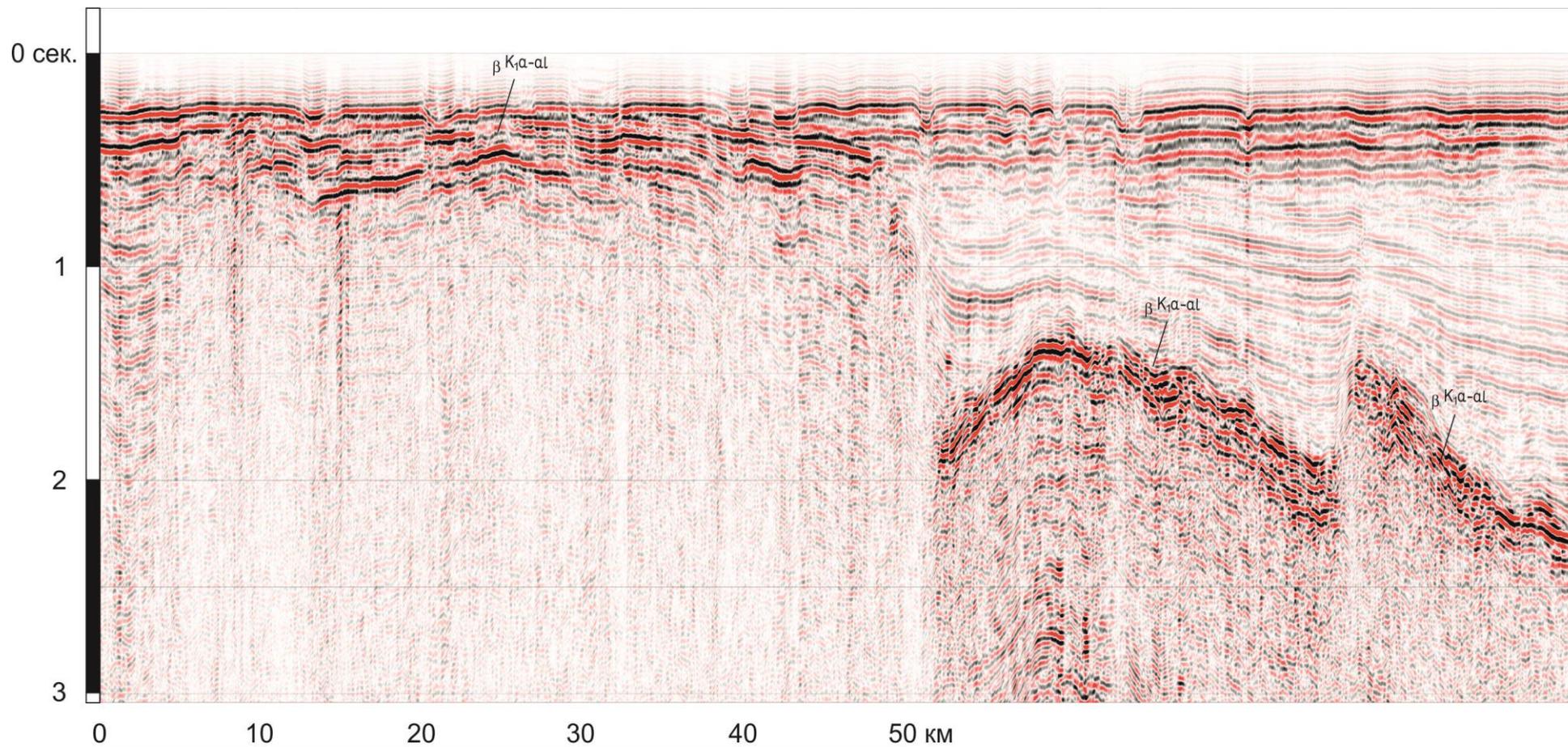


Рис. 7. Характерная «шероховатая» поверхность базальтов (βK_{1a-al}) на сейсмическом профиле 1216 МОВ ОГТ, выполненном ОАО «Севморгео» в 21012 г [53]. Фрагмент профиля иллюстрирует отрезок геологического разреза Б₁-Б₂ в интервале 81-172 км от Б₁.

Верхний отдел

Нерасчлененные отложения верхнего мела выделены в виде сейсмокомплекса (В-II)-(В-IV) на поднятии Де-Лонга и сейсмокомплекса (О-II)-(О-III) во всех других структурных зонах. В центре свода поднятия Де-Лонга они отсутствуют, но уже у границы с периклиналью появляется верхнемеловой сейсмокомплекс с $V_{пл} = 2,6-2,9 \times 10^3$ м/с. В северном и восточном направлениях при сильном возрастании мощности верхнемеловых отложений и погружении их до глубин 4-6 км увеличивается и значение $V_{пл}$ до $3,6-3,8 \times 10^3$ м/с. Эти отложения выделяются только на разрезах, всюду перекрываясь кайнозойскими образованиями.

Их вещественный состав, по крайней мере для поднятия Де-Лонга, устанавливается по аналогии с верхнемеловыми бунговской и деревянногорской свитами, выделяемыми на островах Земля Бунге, Фаддеевский и Новая Сибирь в архипелаге Новосибирских островов [11]. Это угленосные отложения с корой выветривания в основании, состоящие из чередующихся пачек глин, часто аргиллитоподобных, алевролитов, песков, редко алевролитов и песчаников, иногда с линзами галечников, и пластов бурых углей. Мощность пачек составляет обычно первые метры, реже 10-15 м, мощность пластов углей колеблется от первых дециметров до 9 м. Суммарная мощность верхнемеловых отложений на островах около 300 м. Возраст свит устанавливается по остаткам растений и спорово-пыльцевым комплексам в пределах сеноманского-туронского ярусов, а самые верхние слои верхней деревянногорской свиты относятся к поздне-туронскому подъярису – коньякскому ярису.

Мощность верхнего мела на поднятии Де-Лонга сильно варьирует от 200-300 м, в отдельных горстах до 2000 м в грабенах, а во впадине Подводников составляет 1700-1800 м. Здесь происходит уплотнение и литификация отложений с превращением в аргиллиты, алевролиты и песчаники.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения этого возраста на площади представлены двумя сеймоподкомплексами. Нижний из них в сводовой части поднятия Де-Лонга, согласно Лаптево-Сибироморской серийной легенде, заключен между отражающими горизонтами (В-IV) и (В-V). Во всех остальных структурных зонах этот же сеймоподкомплекс выделяется между горизонтами (О-III)-(О-IV) в соответствии с Океанской серийной легендой. В этих же зонах присутствует верхний сеймоподкомплекс между отражающими горизонтами (О-IV)-(О-V).

Палеоцен-эоцен ($^{\delta}P_{1-2}$) является нижним сейсμοподкомплексом палеогена. Он представляет собой сейсмостратиграфический эквивалент палеоценовых и эоценовых отложений Новосибирских островов и подобно последним сложен алевритами и глинами с редкими пластами мелкозернистых песков и пластами бурых углей мощностью несколько метров. В основании палеоцена на Новосибирских островах повсеместно развита мощная кора выветривания каолинит-гидрослюдистого профиля по данным рентгено-структурного и термического анализов [11]. Такой разрез палеоцен-эоцена ожидается в сводовой части поднятия Де-Лонга, где его мощность составляет не более 200 м.

В остальных структурных зонах, где эти отложения погружены на глубину 2-4 км они, вероятно, представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Ожидается и фациальная изменчивость отложений от континентальных в сводовой части поднятия Де-Лонга до прибрежно-морских и морских в остальных структурных зонах. Такое предположение основывается на данных Новосибирских островов, где с запада на восток континентальные фации палеоцен-эоцена сменяются прибрежно-морскими. Мощность палеоцен-эоценовых отложений в Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоне достигает 800-1200 м, но вместе с тем перед сводовой частью поднятия Де-Лонга они полностью выклиниваются в результате преолигоценного размыва.

Олигоцен ($^{\delta}P_3$) представляет собой верхний сейсμοподкомплекс палеогена, выделяемый во всех структурах кроме сводовой части поднятия Де-Лонга. По аналогии с Новосибирскими островами отложения олигоцена состоят из уплотненных алевритов, глин, песков, а в наиболее погруженных участках возможны их литифицированные разновидности. Мощность олигоцена составляет 300-1000 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Верхний олигоцен – средний миоцен. Нерпичинская сейсмотолща ($^{\delta}P_3^2-N_1^2$) выступает на доплиоценовую поверхность только в сводовой части поднятия Де-Лонга. Она является сейсмостратиграфическим аналогом нерпичинской свиты Новосибирских островов и подобно последней залегает со стратиграфическим несогласием на подстилающих образованиях. Вещественный состав сейсмотолщи, вероятно, близок к составу нерпичинской свиты, сложенной разнозернистыми песками в основании с пластами и линзами валунно-галечного материала, алевритами и глинами, заключающими линзовидные пласты лигнитов и бурых углей (до 1-6 м). В отложениях свиты на Новосибирских островах установлена фациальная зональность от более грубозернистых

континентальных угленосных образований на западе до более тонкозернистых прибрежно-морских и морских осадков на крайнем восточном о. Новая Сибирь, хотя и здесь в разрезе присутствуют отдельные пласты и пачки разномзернистых песков с рассеянной галькой и гравием. Мощность нерпичинской сейсмотолщи составляет 150-200 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ (МИОЦЕН)

В прелах рассматриваемого листа выделены нерасчлененные отложения среднего – верхнего миоцена.

Средне-верхнемиоценовые отложения ($S_{N_1}^{2-3}$) представлены сейсмотолщей, залегающей стратиграфически несогласно на нерпичинской сейсмотолще. Вещественный состав средне-верхнемиоценовой сейсмотолщи может быть экстраполирован в какой-то мере от разрезов одновозрастных отложений Новосибирских островов. Это терригенные отложения, обнаруживающие фациальную зональность от континентальных относительно грубозернистых осадков в западной и юго-западной частях архипелага до дельтовых и прибрежно-морских более тонкозернистых на востоке и северо-востоке. Продолжая эту тенденцию на площади рассматриваемого листа, можно ожидать здесь преобладание в разрезе средне-верхнемиоценовой сейсмотолщи алевритов и тонкозернистых песков прибрежно-морского генезиса. Мощность средне-верхнемиоценовой сейсмотолщи, судя по Новосибирским островам, на поднятиях не превышает первых десятков метров, а в наиболее прогнутых участках увеличивается до 100 м.

Нерасчлененные отложения

К нерасчлененным отложениям миоцена относится сеймоподкомплекс S_{N_1} заключенный между отражающими горизонтами (O-V)-(O-VI). Он выделен во всех структурных зонах за исключением сводовой части поднятия Де-Лонга. Отложения представлены алевритами, глинами, песками и редкими покровами базальтов в Ломоносово-Менделеевской разломно-флексурной зоне. Базальты выделены по характерной сейсмической записи в виде шероховатой поверхности рефлятора кровли базальтового покрова. Мощность отложений миоцена меняется от первых сотен метров до 2000 м в надразломном прогибе вдоль границы периклинали поднятия Де-Лонга и Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоны.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Данное подразделение выделяется только на разрезах на карте доплиоценовых образований и представлено сеймоподкомплексом $^S N_2-Q$, ограниченным снизу сейсмогоризонтом (O-VI) и поверхностью дна сверху. Мощность этого сеймостратиграфического подкомплекса не превышает 600 м. Судя по сейсмограммам, плиоцен-четвертичные отложения повсеместно представлены тонким переслаиванием алевроитов, глин и песков. Как показано на смежном к западу листе, плиоцен-четвертичные отложения характеризуются многообразием прибрежно-морских и озерно-аллювиальных фаций, дополненных вулканогенными комплексами.

Четвертичные отложения рассматриваются нами в объеме, утвержденном МСК в 2011 г. на уровне 2,588 млн. лет. В качестве основы для расчленения и картирования четвертичных отложений использовалась легенда Океанской серии листов Геологической карты масштаба 1:1 000 000.

Отложения плиоцен-четвертичного возраста предполагаются по геоморфологическим данным на всей площади листа Т-57-60.

Из-за отсутствия сейсмоакустического профилирования и редкого пробоотбора в этом районе, расчленение плиоцен-четвертичного разреза производилось на основании экстраполяции данных с соседних листов, обеспеченных незначительными объемами сейсмоакустических данных. Поэтому картируются не сеймокомплексы, а предполагаемые подразделения, по примеру выделяемых и картируемых на суше.

Таким образом, в составе плиоцен-четвертичного разреза предполагаются следующие подразделения:

1. плиоцен-нижнеоплейстоценовая толща, морских (?) отложений, слагающая основание разреза и его основной объем (m N_2-I)
2. среднеоплейстоценовая толща, преимущественно морских отложений (m II)
3. толща морских нефелоидных (mн II-Н) и толща морских декливиальных отложений (md II-Н) среднего звена неоплейстоцена – голоцена
4. толща морских отложений среднего звена - первой ступени верхнего звена неоплейстоцена (m II-III₁) (казанцевское время)
5. толща аллювиальных отложений второй ступени верхнего звена неоплейстоцена (a III₂) (зырянское время)
6. толща морских отложений третьей ступени верхнего звена неоплейстоцена (m III₃) (каргинское время)

7. толщина аллювиальных отложений четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена (а III₄) (сарганское время)
8. толщина морских турбидитных отложений потоковой фации (mt_p III₄-Н) и толщина морских турбидитных отложений дельтовой фации (mt_d III₄-Н) четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена – голоцена
9. толщина морских нефелоидных отложений пелагической фации (mnp N₂-Н) плиоцен-голоцена нерасчлененные
10. морские голоценовые (m Н) отложения
11. толщина элювиальных и делювиальных (e,d) образований.

Толщи аллювиальных (aIII₂, aIII₄) и морских (mN₂-I, mII-III₁) отложений показаны только на схеме соотношения, так как они перекрываются более молодыми осадками. К четвертичным образованиям относятся также глетчеры островов Жаннетта и Генриетты.

Плиоцен – нижнее звено

Морские (?) отложения (m N₂-I) этого возрастного интервала предполагаются в составе разреза позднекайнозойского чехла и повсеместно перекрывают доплиоценовые образования. Осадки не выходят на поверхность дна и не были изучены какими-либо геологическими или геофизическими методами. Предположительно они слагают достаточно мощную (около 100 м) толщу, содержащую разнообразные литологические различия осадков от гравия до пелита и образованную в ходе длительного трансгрессивно-регрессивного периода плиоцена – раннего неоплейстоцена. Возможно, в разрезе осадочного чехла районов современного глубоководья и континентального склона присутствуют глубоководные фации осадков, сходные с современными, но для их выделения в отдельную толщу недостаточно данных.

Среднее звено

Морские отложения (m II) среднего звена предполагаются в составе разреза шельфовой части района, где залегают на плиоцен-раннечетвертичных осадках. Широкое распространение средне-поздненеоплейстоценовых осадков на востоке Лаптевского шельфа, позволяет предположить наличие коррелятивной толщи и в разрезе исследуемого района. Толща коррелируется с средне – и поздненеоплейстоценовым этапом развития региона. В диапазоне глубин 100-200 м осадки выходят на поверхность дна. Рельеф дна, судя по эхограмме, в районе выходов на поверхность морского дна средне-поздненеоплейстоценовых осадков характеризуется пилообразным профилем (рис. 8 Б). На геологической станции AF-0729 (76°36'13,8" с.ш., 161°42'4,3" в.д., глубина моря - 192

м) с помощью гидростатической трубки была получена колонка керна длиной 1,91 м (рис. 8 В).

Верхние 47 см керна (комплекс 1) представляют собой пелит желтовато-коричневого цвета, мягкопластичной консистенции. Осадок хорошо сортирован, с преобладанием пелитовых крупнозернистой и мелкозернистой фракций. Интервал 47-191 см (комплекс 2) представлен тугопластичным до твердого (с трудом режется ножом), полусухим серым пелитом с редким гравием. Осадок хорошо сортирован, с преобладанием пелитовых крупнозернистой и мелкозернистой фракций. В нижней части керна имеет слабый запах сероводорода. По всему интервалу - мелкие пятна и гнезда органического вещества. На глубине 130 см встречена раковина двустворки *Portlandia arctica* (Gray) (рис. 8 Ж). Комплекс расчленяется на два подкомплекса - верхний 47-67 см (Па) и нижний 67-191 см (Пб). Граница между подкомплексами основывается на появлении прослоев серо-зеленого цвета и резком уменьшении содержаний аутигенных минералов (в первую очередь, гидроокислов железа) в верхнем подкомплексе.

В гранулометрическом составе всех опробованных интервалов пелиты формируют осадок на 80-81%, лишь в подкомплексе Па их содержание подходит к границе чистых пелитов (84,2%) [36]. При более подробном рассмотрении, коричневые пелиты верхнего комплекса отличаются незначительно увеличенным содержанием крупноалевритовой и песчаных фракций (разница с нижележащими осадками, однако, составляет не более 2%).

Однородный механический состав с преобладанием пелитов коррелируется с распределением по разрезу минералогических характеристик. Тяжелая фракция обоих комплексов характеризуется мезомиктовыми ассоциациями. Состав ее не отличается большим разнообразием: в пробах из нижнего комплекса насчитывается от 18 до 21 минералов, из верхнего – Пб. Отчетливо преобладающими являются четыре группы: пироксенов, амфиболов, эпидота-цоизита и черных рудных, в сумме дающих 55-69% терригенной составляющей тяжелой фракции. Остальные минералы имеют резко подчиненное значение и встречаются, как правило, в количествах, не превышающих 10, а чаще 5%. На фоне качественного и количественного однообразия, обращает на себя внимание некоторое увеличение содержания черных рудных в верхнем комплексе.

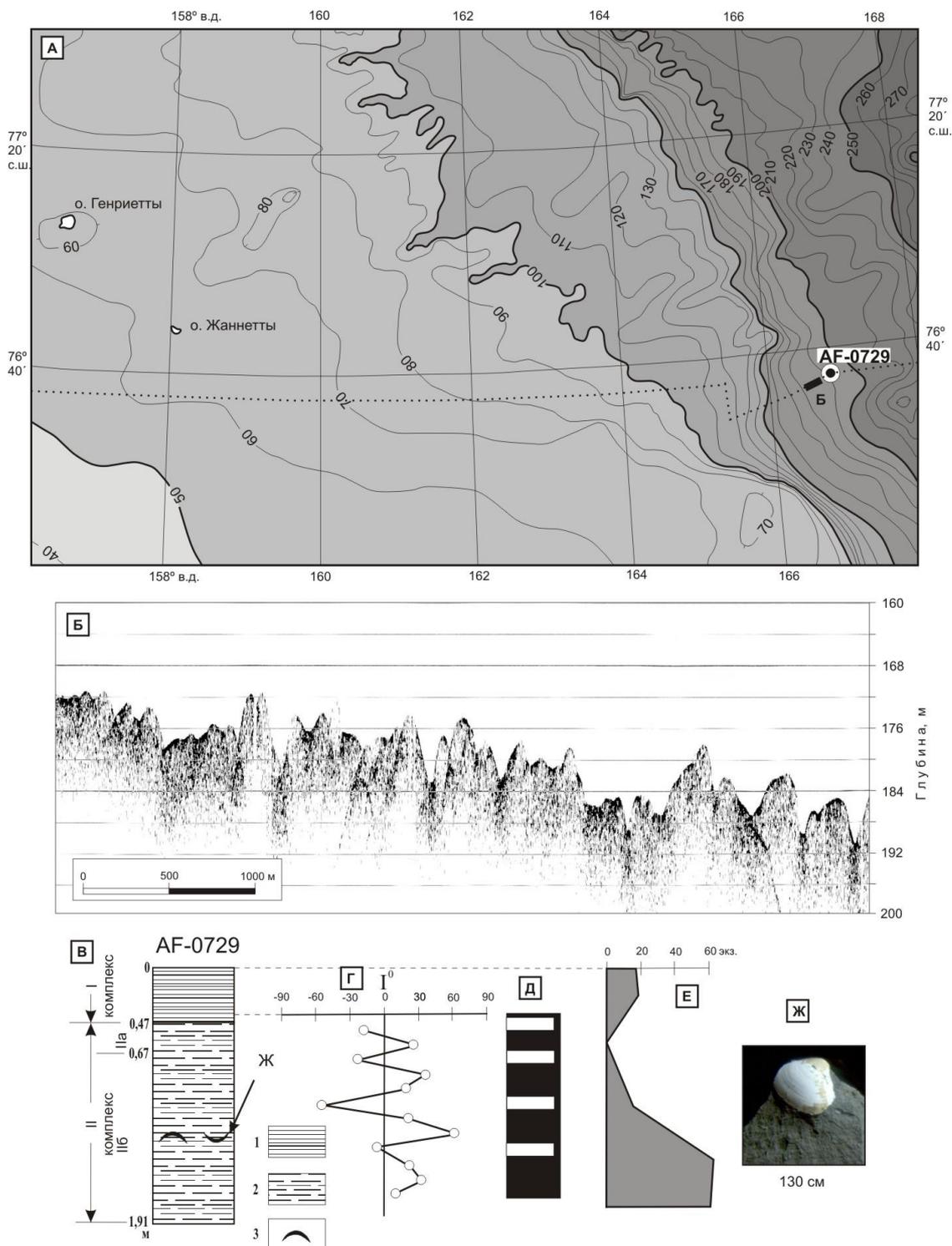


Рис. 8. А - фрагмент батиметрической карты листа Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 Т-57-60. Сечение рельефа - 10 м. Вокруг островов изобаты не проведены из-за отсутствия кондиционных данных. Пунктирной линией показан путь движения НЭС «Академик Федоров». Б - фрагмент эхолотного профиля длиной около 4 км. В - литологическая колонка станции AF-0729: 1 - коричневый пелит, 2 - серый уплотненный пелит, 3 - раковины моллюсков. Г - наклонение вектора намагниченности осадков I^0 . Д - полярность намагниченности осадков. Е - Содержание бентосных фораминифер (экз./50 гр). Ж - фото моллюска с глуб. 1,3 м.

Аутигенные минералы представлены, в основном, гидроокислами железа. Железо поступало с материка в растворенном виде и, вероятно, выпадало из раствора в зоне

проникавших более теплых либо атлантических, либо берингоморских вод. При смене окислительного сингенеза восстановительным диагенезом, происходившей по мере исчезновения свободного кислорода, появлении углекислого газа и даже - в нижней части колонки - сероводорода, в осадке появлялись аутигенные закисные соединения железа в виде пелитоморфных Fe-карбонатных агрегатов. То, что этот процесс все еще далек от завершения, косвенно подтверждает относительную молодость отложений.

Палеомагнитная характеристика. Верхний интервал мягкопластичных осадков (до глубины 47 см) не опробовался. В образцах из интервала плотных пелитов (47-191 см) выделяется компонента преимущественно прямой полярности, при этом наблюдается частая смена полярности по разрезу (рис. 8 Г, Д). В комплексе с другими данными, весь разрез соответствует ортозоне Брюнес.

Для датирования отложений колонки AF-0729 был применен метод избыточного ^{230}Th , относящийся к одному из наиболее распространенных методов неравновесной радиоизотопной геохронологии океанических донных осадков. Оценен возраст осадков из интервала 47-52 см, составивший 181 тыс. лет назад [36].

Бентосные фораминиферы. Проба из приповерхностного интервала 22-32 см содержит большое количество песчаных, очень хрупких, агглютинированных раковинок фораминифер, которые существуют сейчас в глубоководных холодноводных морских бассейнах. Вероятнее всего, этот комплекс является современным. Образец, отобранный из верхней части уплотненных пелитов (57-65 см) не содержал остатков фораминифер. Образцы из интервала 110-190 см имеют сходные комплексы, в которых выделены от 7 до 12 видов и от 13 до 59 экземпляров фораминифер (рис. 8 Е), в основном арктического и аркто-бореального типа. Сохранность материала от средней до плохой. В этих образцах определены небольшое количество *Retroelphidium atlanticum*, *Melonis zaandamae*, *Haynesina orbicularis*, количественно больше *Cassidulina subacuta*, присутствуют *Globigerina bulloides* и др. Раковинки в основном мелкие, не достигающие размеров взрослых особей, что может свидетельствовать о неблагоприятных условиях существования микрофауны.

Предположительная мощность средне-позднеплейстоценовой толщи составляет 50-70 м.

Среднее звено – голоцен

Морские декливиальные отложения (md II-H) среднего звена – голоцена повсеместно распространены на подножье континентального склона. Выходы этой толщи на поверхность дна предполагаются по геоморфологическим данным и в северо-

восточной части листа. В верхней части подножия континентального склона они перекрыты турбидитными осадками четвертой ступени – современного звена (m_T , III₄-H), в районе террасы Кучерова и северо-восточной части листа фациально замещаются нефелоидными осадками среднего – современного звеньев. Мощность толщи 20-50 м, возможно, она может достигать сотни метров на локальных погруженных участках дна. Литологический состав толщи, предположительно, весьма разнообразен: от пелитов до алевроитов и песков.

Морские нефелоидные отложения (тип II-H) предполагаются в северо-западной и восточной частях листа, где они фациально замещают декливиальные осадки аналогичного возрастного диапазона. Площадь их распространения ограничена участками дна поднятия Менделеева и континентального склона. Толща сложена пелитами и алевроитистыми пелитами. Мощность толщи по отдельным сейсмоакустическим профилям составляет в глубоководной части от 5 до 10 м. Характер взаимоотношений с подстилающими образованиями не установлен.

Среднее звено - верхнее звено, первая ступень

Морские отложения (тип II-III₁) среднего звена неоплейстоцена – верхнего звена первой ступени казацевского века развиты в шельфовой части листа, где они экстраполируются со смежного листа Т-53-56 о. Жохова. В пределах северо-западной части шельфа Восточно-Сибирского моря среднеплейстоцен-казанцевские отложения слагают структурно-эрозионный останец, но, как и в остальных частях шельфа, они перекрыты более молодыми осадками и не выходят на поверхность в пределах картируемого листа. Осадки с размывом (по интерполяции палеоврезов в основании толщи) залегают на породах среднего неоплейстоцена и представляют собой сложно построенную толщу, являющуюся продуктом единого, преимущественного трансгрессивного цикла казанцевского времени. В литологическом отношении, толща сложена алевропелитами и песками с пластами алевроитов и глин мощностью до 20 м.

Верхнее звено, вторая ступень

Аллювиальные отложения (тип III₂) второй ступени верхнего звена неоплейстоцена в пределах шельфовой зоны устанавливаются методом экстраполяции данных с листа Т-53-56 о. Жохова. Выходы на поверхность дна достоверно не установлены и донным пробоотбором данные осадки не вскрыты. Однако отложения этого возраста идентифицируются в шельфовой части по сейсмоакустическим разрезам смежного листа, и они играют важную роль маркера в расчленении четвертичных осадков.

Аллювиальные отложения зырянского возраста залегают на шельфе в пределах палеодолин, врезанных в осадки средненеоплейстоцен-позднеплейстоценового возраста, и заполняют термокарстовые озерные котловины, а также термоэрозионные впадины, образованные в результате вытаявания клиньев полигонально-жильных льдов. Предполагаются фрагменты долинной сети, выделяемой на западе в пределах листа Т-53-56, которые соответствуют эрозионной поверхности зырянского возраста на большей части шельфа. Литологический состав, скорее всего, аналогичен составу осадков сартанского возраста. Толща состоит из полимиктитов песчаного, алевроитового состава с пелитовым заполнителем, мощностью до 35 м.

Верхнее звено, третья ступень

Морские отложения (т III₃) каргинского века выделены в пределах листов условно на основании экстраполированных данных. По аналогии с соседними листами предполагается сплошное их распространение на всей остальной шельфовой части листов и выходы на поверхность дна у бровки шельфа. Предполагается обширное поле выхода отложений каргинского века в диапазоне глубин 100-200 м. Мощность толщи, скорее всего, составляет до 20 м. По аналогии с восточной частью моря Лаптевых, осадки представлены однородными алевропелитами и пелитами.

Верхнее звено, четвертая ступень

Аллювиальные отложения (а III₄) четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена залегают на Лаптево-Сибироморском шельфе в палеодолинах, врезанных в основном в каргинские отложения, также заполняют эрозионные врезы. Сартанские отложения в пределах картируемого листа также экстраполированы с листа Т-53-56 о. Жохова, который примыкает с запада. Литологически осадки представлены плотными отложениями, полимиктитами песчаного, алевроитового состава с пелитовым заполнителем, мощностью до 30 м. Закартированная погребенная долинная сеть прослеживается на листе в пределах 100-150 м, до современной бровки шельфа. До этих же глубин, по батиметрическим данным, прослеживаются термоэрозионные озерные впадины и, видимо, на этом уровне во время сартанской регрессии находилась береговая линия.

Четвертая ступень – голоцен

Морские турбидитные отложения потоковой фации (mt_p III₄-H) четвертой ступени – современного звена предполагаются по геоморфологическим данным на континентальном склоне в виде маломощного (мощность около 5 м) комплекса.

Отложения коррелируются с концом сартанской регрессии и начальной фазой фландрской трансгрессии и, скорее всего, были образованы турбидитами различной плотности. Литологический состав, вероятнее всего, достаточно разнородный. Отложения могут быть представлены переслаиванием алевритов, пелитов и песков с некоторым содержанием гравийно-галечного материала. Нижний контакт с подстилающими отложениями, видимо, носит динамический характер.

Четвертая ступень – голоцен

Морские турбидитные отложения дельтовой фации (mt_d III₄-H) четвертой ступени – современного звена предполагаются по геоморфологическим данным на континентальном склоне и районе впадины Подводников в виде маломощного (мощность около 5 м) конуса выноса, а также частично на континентальном склоне. Отложения образованы турбидитами различной плотности. Литологический состав достаточно разнородный. Отложения могут быть представлены переслаиванием алевритов, пелитов и песков с некоторым содержанием гравийно-галечного материала. Нижний контакт с подстилающими отложениями носит динамический характер (частичное размывание подстилающих отложений, переотложение). Выделение морских турбидитных отложений дельтовой фации у устьев некоторых подводных каньонов, не производилось ввиду отсутствия выраженности конусов в современной рельефе.

Плиоцен – голоцен нерасчлененные

Морские нефеловидные отложения пелагической фации (mp_p N₂-H) выделены на основании геоморфологических и экстраполированных данных со смежных листов в виде нерасчлененной толщи. Выходы на поверхность дна предполагаются в пределах впадины Подводников в северной части картируемого листа. Литологически представлены алевропелитами, пелитами, мощность до 100 м.

Голоцен

Морские отложения (mH) современного звена залегают в шельфовой части района, на глубинах 35-100 м. Отложения вскрыты грунтовыми колонками и представлены алевропелитами и пелитами. Полная мощность комплекса нигде не установлена. Современные голоценовые отложения имеют нижний контакт с сартанскими континентальными отложениями, заполняющие эрозионные врезы, и каргинскими отложениями в основании толщи, залегая на них. По геоморфологическим данным установлены фрагменты погребенной речной палеосети, выраженные в современном рельефе.

Нерасчлененные образования

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) нерасчлененные развиты на островах Генриетты и Жаннетты на платообразных вершинах, не занятых оледенением. Представлены они развалами глыб, щебнем и дресвой. Мощность образований незначительна - до 3 м.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные донные отложения акватории листа Т-57-60 изучены грунтовым опробованием в очень малой степени и крайне неравномерно. Объем как аналитических данных, так и описаний грунтов с морских карт невелик. Поэтому о гранулометрическом составе осадков большей части рассматриваемой акватории можно делать лишь предположительные выводы, основываясь на общих закономерностях седиментогенеза в области арктических морей.

В основу литологической карты положены материалы по 68 грунтовым станциям с количественными гранулометрическими анализами, лишь 17 из которых обеспечены и минералогическими анализами [51, 71, 72]. Для южной части листа были использованы данные "Атласа донных осадков" [59]. Также были приняты во внимание картографические обобщения [4, 29, 45, 48].

Основные факторы седиментогенеза

Источниками поступления терригенного материала для акватории листа должны быть названы в первую очередь речной сток и размыв донных отложений течениями. Эоловый снос не играет особой роли в поставке осадочного материала по причине наличия почти круглогодичного ледового покрова, создающего своеобразную "крышу". Даже в период наименьшего распространения льдов, свободная от них площадь составляет не более 15-18% всей площади листа. Волновая абразия дна может иметь некоторое значение лишь для небольшого участка на юго-западе с глубинами до 50 м. Волновая и термоабразия берегов (о-вов Генриетты и Жаннетты) сказывается в незначительной мере и только на осадках юго-западного района (не далее 164° с.ш.).

Дополнительным источником осадочного материала для рассматриваемой акватории является гидродинамический размыв дна. Следовательно, распределение осадков по площади зависит, главным образом, от глубин моря, развития придонных течений и рельефа дна.

Гидродинамика бассейна

Суммарное направление движения вод на акватории листа Т-57-60 предопределяется взаимодействием постоянных и дрейфовых течений, создающих достаточно сложную схему их движения. Приливо-отливные течения в данном регионе проявляются слабо [39].

В юго-западной части существенную роль играют поверхностные течения, поступающие из моря Лаптевых, с общим направлением на северо-запад,

преимущественно гаснущие в пределах изобат 150-200 м. В юго-восточной части преимущественное значение имеют течения, приносящие в Восточно-Сибирское море и в глубоководный бассейн чукотоморские (тихоокеанские) воды. В Восточно-Сибирском море, встречаясь с потоком распресненных вод Индигирки и, частично, Колымы, они создают общее выносное движение к северу, неся массу взвешенного вещества. В Арктическом бассейне развитие макротечения ограничено материковым склоном, прижимаясь к которому, оно и увлекает воды (а с ними и льды) на север и северо-запад - в сторону Гренландского моря, становясь элементом системы трансарктических течений.

Скорости поверхностных течений преимущественно до 10 см/с.

Течения на глубине 100 м не сильно отклоняются от описанной схемы. Только в южной части впадины Подводников они образуют круговое движение вод, вероятно, с застойной зоной в центре.

При составлении карты течений использовались литературные данные [4, 39, 59].

Гранулометрический состав и вещественно-генетические типы

На площади листа Т-57-60 современные осадки развиты повсеместно. Выделяются следующие группы осадков: моногранулярные, переходные и смешанные [36].

Моногранулярные осадки, сложенные на 75% и более доминирующей фракцией, представлены только пелитами (Пл и Пл^ч).

Пелиты чистые (Пл^ч) отмечаются небольшими пятнами и в южной части листа, но преимущественно распространены в глубоководной области, где они картируются с достаточной долей уверенности двумя отдельными контурами на западе и на востоке, что, однако, не исключает вероятности их присутствия и в промежуточной зоне, пока не обеспеченной фактическим материалом грунтовых станций.

Пелиты (Пл) занимают примерно 60-65% площади листа. Небольшие южные контуры, переходящие со смежного листа, маркируют, вероятно, ток речных вод с осадочным материалом преимущественно пелитовой размерности. Пелиты в северной и восточной части очевидным образом развиваются на значительном удалении от берегов, на больших глубинах и при спокойной гидродинамике. Содержание мелкозернистой фракции в этих областях очень высокое - от 73 до 84%, так что разграничение чисто пелитовых и пелитовых осадков зачастую условно.

Осадки переходного типа, сложенные 50-75% одной фракции и 10-25% второй, занимают южную и юго-западную части площади листа. Они представлены осадками с различным соотношением пелитовой и алевритовой размерности, с преобладанием, главным образом, пелитовой.

Алевритовые пелиты (АПл) развиты на глубинах до 300, редко 400 м. Это области устойчивой аккумуляции и относительно спокойной гидродинамики. Наблюдающееся некоторое укрупнение размерности обусловлено влиянием речного стока, движением придонных водных масс и разносом материала, формирующегося при абразии островов, лежащих к юго-западу. Два небольших контура алевритовых пелитов за пределами основной области их распространения являются результатом локальных вариаций.

Пелитовые алевриты (ПлА) картируются в юго-западной части, где сильно действие течений, несущих как лаптевоморский взвешенный материал, так и продукты абразионного воздействия (волнового и термического) на островную сушу.

К осадкам смешанного типа относятся миктиты, с содержанием трех фракций от 10 до 50%. Они обнаружены всего на нескольких станциях в юго-западной части листа. На двух станциях в состав миктитов в разных соотношениях входят (преобладая в сумме) пелит и алеврит, сопутствуемые песком (13,3 и 25,6%). На третьей преобладает пелит, сопутствуемый песком и алевритом. Объяснение появления такого типа осадка - то же самое, что и для пелитовых алевритов, плюс, возможно, локальные особенности рельефа, гидродинамики и/или характера подстилающих и размываемых отложений.

Вышесказанное, разумеется, не означает абсолютного отсутствия в осадке песчаной составляющей на территориях, занимаемых моногранулярными и переходными осадками. Содержание песчаной фракции меняется в довольно широких пределах: от 0,1 до 9,9%. При этом повышенные значения отмечаются в двух различных зонах. Первая - юго-западная, вообще показывающая высокие значения средневзвешенного диаметра. Вторая же - северо-восточная, весьма удаленная от берега, с глубинами до 2600 м. Объяснение появления здесь заметного количества песчаной фракции в осадке (в частности, на станциях во впадине Подводников - до 8,3%) заключается в своеобразии рельефа. Учитывая данные станций СП-15 и СП-26, можно предположить, что снос крупнозернистых частиц идет с южной части поднятия Менделеева

Донный каменный материал представлен очень незначительным количеством гравия и гальки в юго-западной (0,2-1,0%) и в северо-восточной (0,1-2,0%) частях, повторяя характер распределения повышенных содержаний песчаной фракции. Как в той, так в другой области, ДКМ вряд ли ледового происхождения.

Области полярного седиментогенеза в целом свойственно превалирование хорошо сортированных осадков, относительно невысокие скорости осадконакопления и замедленность химических и биологических процессов. В областях питания преобладают процессы физического выветривания. Все это приводит к тому, что современные донные осадки всех арктических морей носят терригенный характер, сохраняющийся как на

шельфе, так и в глубоководной котловине Ледовитого океана. Акватория листа Т-57-60 не является исключением.

Ни ракуша, ни железомарганцевые конкреции или корки, ни участки дна с осадком, содержащим повышенные содержания минералов не обнаружены. Единственная станция с содержанием черных рудных минералов 23,5% (СП-13, станция 9 [72]) вынесена на карту.

Необходимо оговорить еще один момент. Шельф, склон и котловина представляют собой весьма сложную систему, в которой идет не только транспортировка материала, поступающего с материковым стоком и распределение его по различным зонам, но происходит еще и перераспределение уже находящегося в бассейне материала за счет подводного размыва. Так что, разумеется, в реальности на площади листа существуют не большие поля осадков определенного гранулометрического состава, а сумма замкнутых контуров (что особенно справедливо для южной–юго-западной части). На карте отражены основные тенденции распределения изменений зернистости осадка.

К оценке геоэкологической ситуации на площади листа Т-57-60

Данные по литологии и геохимии донных осадков, а также по состоянию биотических сообществ шельфа, необходимые для оценки геоэкологической ситуации на рассматриваемой площади, практически отсутствуют. По имеющимся материалам, могут быть оценены лишь геоморфологические и отчасти гидрологические условия поступления, транзита и накопления загрязняющих веществ, переносимых с водами и осадками. Однако, как показал опыт геоэкологических исследований арктического шельфа России [1, 42] эти данные являются базовыми при оценке естественных и антропогенных потоков вещества. При этом рельеф дна рассматривается как важнейший фактор организации придонного пространства [31, 40]. Таким образом, имеются основания для предварительных выводов о характере нисходящего и циркуляционного литодинамических потоков на рассматриваемой площади. Их алгебраическая сумма в конечном итоге и определяет динамику осадочного вещества.

Большая часть района практически круглогодично находится под покровом морских льдов, вследствие чего главным фактором переноса осадочного вещества здесь являются льды и медленные подледные течения [3, 41]. Эпизодически в отдельные наиболее благоприятные годы на короткое время полярного лета освобождается ото льда лишь крайняя западная часть площади. В это время здесь не исключается поступление осадков и загрязняющих веществ с воздушными потоками. На остальной площади их поступление возможно, главным образом, со льдами и водами. Среди последних

главенствуют тихоокеанские, поступающие с юго-востока со стороны Берингова пролива, и лишь на крайнем юго-западе в границы листа проникают воды со стороны Новосибирских островов. В качестве местных источников сноса и поступления химических веществ могут рассматриваться области денудации: острова Жаннетты и Генриетты, а также горы и возвышенности поднятия Менделеева. Однако данные о возможной геоэкологической роли этих объектов отсутствуют.

Очень слабый наклон дна на большей части шельфа Восточно-Сибирского моря является причиной того, что нисходящий литодинамический нефелоидный поток, направленный в сторону глубоководного бассейна, имеет здесь низкую энергию. Она несколько возрастает только в окраинно-шельфовой области, где увеличивается наклон дна. Наибольшей энергии нисходящий литодинамический поток достигает на континентальном склоне и склоне поднятия Менделеева, где имеют место активные гравитационные процессы. На дне котловины Подводников нисходящий поток практически прекращает свое движение. А поскольку котловина является почти замкнутой, то она может играть роль седиментационной ловушки (конечного депоцентра).

Многочисленные подводные долины и каньоны являются естественными трассами переноса вещества в сторону глубоководного бассейна. Субгоризонтальные поверхности, встречающиеся на пути движения материала от возвышенных областей к погруженным, могут служить промежуточными депоцентрами. Наиболее значительным из них, по-видимому, является неглубокая вытянутая вдоль континентального склона впадина на сочленении с юго-западным флангом поднятия Менделеева. Локальными депоцентрами могут служить переуглубления подводных долин. Скорее всего, они также являются промежуточными, поскольку поступление следующих порций материала может нарушить в них равновесие поверхностного слоя осадков и вызвать его дальнейшее движение вниз по склону.

Течения на большей части исследуемой площади во всех горизонтах водной толщи направлены, главным образом, поперек предполагаемого движения нисходящего литодинамического потока (рис. 9). Поэтому на шельфе они превалируют над пассивными гравитационными потоками и препятствуют поступлению материала в глубоководный бассейн. И только на крайнем юго-западе два потока совпадают по направлению, что способствует выносу материала на наклонную окраинно-шельфовую равнину. На континентальном склоне превалирует гравитационное смещение масс. Предположительно на всей площади развиты тонкие разности терригенных осадков, в целом отличающиеся высокими сорбционными свойствами. Тихоокеанские воды, вероятно, обогащены аморфным кремнеземом, что повышает их сорбирующие свойства [29].

На основании проведенного анализа геоморфологических и гидрологических данных, сравнительно мелководная юго-западная часть шельфа отнесена к области крайне замедленного транзита осадков и загрязняющих веществ в сторону глубоководного бассейна. В окраинно-шельфовой области результирующий вектор переноса материала, по-видимому, ориентирован в направлении близком к северному. Ускоряясь на наклонных поверхностях и замедляясь (или временно задерживаясь) на субгоризонтальных, нефелоидный поток пересекает эту область и попадает на континентальный склон. Здесь оползневые смещения и суспензионные потоки переносят осадки во впадину Подводников, которая выступает в качестве конечного депоцентра (ловушки) осадков и загрязняющих веществ. Поднятие Менделеева играет роль барьера, отделяющего указанный депоцентр от аналогичного, существующего в Чукотской впадине. Исходя из этих данных, можно рекомендовать отбор проб на наличие загрязнений: 1) во впадине Подводников, 2) у юго-западного фланга поднятия Менделеева и 3) в наиболее значительных переуглублениях подводных долин. Для выяснения источников загрязнений потребуется сравнение результатов с данными по району Новосибирских островов, районам внутреннего шельфа Восточно-Сибирского моря и внешнему шельфу Чукотского моря.

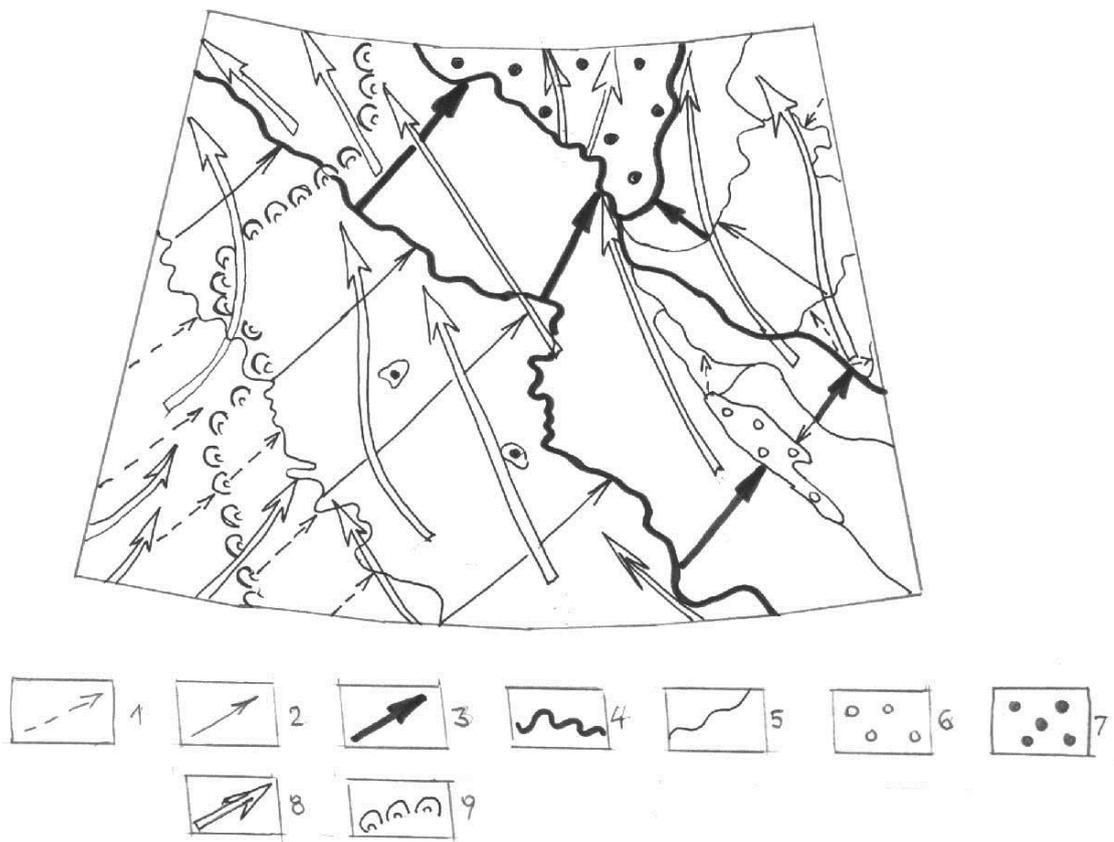


Рис. 9. Схема геоморфологических и гидрологических условий транзита и накопления загрязняющих веществ на площади листа Т-57-60.

1-3 Основные морфолитодинамические области (стрелками показаны основные направления движения нисходящего литодинамического потока): 1 - крайне замедленного транзита, 2 - замедленного транзита, 3 - ускоренного транзита; 4 – границы главных орографических элементов, 5 – прочие геоморфологические границы, 6-7 основные депоцентры: 6- промежуточные, 7 - конечные; 8 - направления основных течений [4], 9 - граница наибольшего распространения плавучего льда в период его минимального развития (сентябрь) [4]

МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования в регионе закартированы лишь на о. Генриетты. Они представлены силлами и дайками метадолеритов (βO_3) и метадиоритов ($\mu\beta\text{O}_3$), залегающими преимущественно в туфо-аргиллитовой и туфогенной гравелито-песчаниковой, а также в базальтовой толщах (рис. 2). Вопрос о возрасте этих отложений рассмотрен во Введении. В окончательном варианте возраст генриеттского комплекса принят в объеме верхний протерозой – верхний ордовик. Дайки крутопадающие (углы падения $70-80^\circ$), северо-западного и, реже, восток–северо-восточного простирания; мощность их – от 1 до 6 м. Мощность силлов колеблется от 5-6 до 20 м. Наиболее крупный силл и часть даек показаны на представляемой геологической карте.

Метадиориты – порфиридные лейкократовые породы с призматически зернистой и участками офитовой структуры. Вкрапленники в них (до 10-15% объема породы) представлены альбитизированным и серицитизированным плагиоклазом и клинопироксеном, замещенным обычно хлоритом и эпидотом. Основная масса сложена альбитизированным плагиоклазом, хлоритизированным и эпидотизированным клинопироксеном, рудным минералом и кварцем (до 7%).

Метадолериты – афировые, реже порфиридные породы с офитовой пойкилоофитовой и долеритовой структурами основной массы. Порфиридные выделения (не более 10-15% породы) представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, хлорита, эпидот-цоизита и лейкоксенизированного титано-магнетита. Плагиоклаз обычно полностью сосюритизирован и альбитизирован и, кроме того, нередко замещен цеолитами и карбонатом.

По химическому составу (см. таблицу 2, колонки 5-10) описываемые породы очень близки к вулканическим породам о. Генриетты (представляя, очевидно, гипабиссальную фацию единой вулканоплутонической формации) и относятся к группе средних (диоритов и кварцевых диоритов) и основных плутонических пород субщелочного ряда калиево-натриевой серии.

Петрографические исследования свидетельствуют о том, что рассматриваемые образования (также как и вмещающие их вулканогенно-терригенные отложения) претерпели зеленокаменные изменения (метаморфизм зеленосланцевой фации). Такое заключение подтверждается также высокими значениями величин потери при прокаливании, присущими всем проанализированным образцам этих пород. Соответственно они должны именоваться метадиоритами и метадолеритами.

Возраст этих пород пока может быть определен как верхнеордовикский. Большинство имеющихся радиологических определений (K-Ar, Ar-Ar, Sm-Nd) дают верхнеордовикские цифры их возраста (около 430-450 млн.лет, таблица 3, рис. 2). Близкие значения определений, полученные по различным изотопным системам, позволяют говорить о достоверности полученных датировок, отражении ими реальных геологических процессов (в данном случае – эпохи ранне-среднепалеозойской тектоно-магматической активизации).

В то же время результаты Sm-Nd-изотопных исследований не исключают и более древнего – неопротерозойского возраста интрузивных пород о. Генриетты (таблица 4). Если при построении изохроны исключить данные по изотопному составу плагиоклаза образца 7-5, резко отклоняющиеся от линии регрессии (что может быть связано с сильными вторичными изменениями этого минерала), то наклон полученной при этом изохроны будет соответствовать возрасту 559 ± 31 млн.лет (см.рис. 3). В этом случае результаты K-Ar и Ar-Ar-определений нужно интерпретировать как свидетельство проявления интенсивной верхнеордовикской активизации, при которой были полностью преобразованы K-Ar-изотопные системы всех минералов проанализированных пород. Однако такая интерпретация, основывающаяся на ограниченных изотопных данных представляется нам маловероятной. Поэтому на геологической карте интрузивные образования о. Генриетты показаны как позднеордовикские в соответствии с легендой Лаптево-Сибироморской серии листов Геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000.

Результаты Sm-Nd-изотопных исследований позволяют также говорить (с известной долей вероятности) о происхождении средних магматических пород о.Генриетты в результате контаминации мантийными базальтовыми расплавами материала сиалической континентальной коры. На это указывают, в частности, пониженные значения ϵ_{Nd} этих пород ($-2,23 \div -2,31$), существенно отличающиеся от таковых в деплетированной мантии – главном источнике мантийных расплавов. Древние значения модельного Sm-Nd-возраста проанализированных пород (0,84-0,85 млрд.лет) также, вероятно, обусловлены контаминацией палеозойских мантийных выплавов древним коровым материалом.

ТЕКТОНИКА

На площади листа располагаются структуры Восточно-Сибирского шельфа, такие как поднятие Де-Лонга, структуры Амеразийского суббасейна в виде впадины Подводников и Предменделеевской структурной ступени и разделяющие их пограничные структуры в пределах континентального склона: Ломоносово-Менделеевская флексурно-разломная зона, прогиб Вилькицкого и поднятие Кучерова между впадиной Подводников и прогибом Вилькицкого.

Поднятие Де-Лонга занимает около 40% площади листа в его юго-западной части. Оно подразделяется на сводовую или внутреннюю часть и переκлираль или внешнюю часть. Мощность осадочного чехла в сводовой части не превышает 1-2 км и только в грабенах на юго-востоке увеличивается до 4-5 км. В районе островов Генриетты и Жаннетты из под чехла выступает позднекаледонское (элсмирское) складчатое основание, сложенное генриеттским комплексом верхнего ордовика – среднего девона. Строение этого комплекса достаточно полно изложено в главе «стратиграфия». Его тектоническая природа трактуется неоднозначно. Существуют две крайние точки зрения: от деформированного чехла древней Гиперборейской платформы [58] до полноценного комплекса каледонид [9]. Нам кажется, что в наибольшей степени согласуется с фактическим материалом представление об этом комплексе как о рифтогенном в зоне продольного вырождения аляскинских поздних каледонид [7]. В области современного поднятия Де-Лонга в раннем ордовике – среднем девоне рифтогенные зоны (авлакогены) сочетались с поднятиями – горстами. В последних на поверхность был выведен древний кристаллический фундамент ($V_{\Gamma}=6,0-6,3 \times 10^3$ м/с), продукты размыва которого установлены в составе генриеттского складчатого комплекса северо-западного простирания. Это же простирание отражено и в структурах чехла. Материалы ГСЗ также указывают на положение генриеттского комплекса как складчатого фундамента с $V_{\Gamma}=5,5 \times 10^3$ м/с.

Сводовая часть поднятия Де-Лонга осложнена грабенами и горстами северо-западного и субмеридионального простирания. Остановимся только на северо-западных структурах, поскольку субмеридиональные структуры выделены в самостоятельную зону сквозных структур дробления и будут рассмотрены ниже. В юго-западном углу листа установлены два грабена, амплитуда проседания которых достигает 1,0-1,5 км. Их ширина составляет 25-30 км. Наиболее крупный из них назван Ю.Е. Погребицким Центральнo-Делонгским прогибом (желобом рифтогенного типа), выполненным апт-четвертичными отложениями мощностью около 3 км [56]. Соглашаясь с определением тектонической

природы этой структуры и подобной ей в 25 км восточнее, нельзя признать их заполнение отложениями не древнее апт-альба. На сейсмических профилях ЛАРГЕ под вулканогенно-осадочным апт-альбским комплексом выделяются более древние образования осадочного чехла, составляющие среднекаменноугольно-триасовый сейсмокомплекс мощностью до 1200 м. Это достаточно подробно рассмотрено в объяснительной записке изданного листа Госгеолкарты-1000 S-57, 58 [13].

По северной периферии сводовой части поднятия Де-Лонга на сейсмических профилях выделяется обширный горст, назовем его Северо-Жаннеттским (рис. 10). Он прослеживается в северо-западном направлении на 215 км при ширине от 40 км до 65 км на крайнем северо-западе. Амплитуда смещения по сбросам, его ограничивающим, меняется от 400 м на юго-западе до 750 м на северо-востоке.

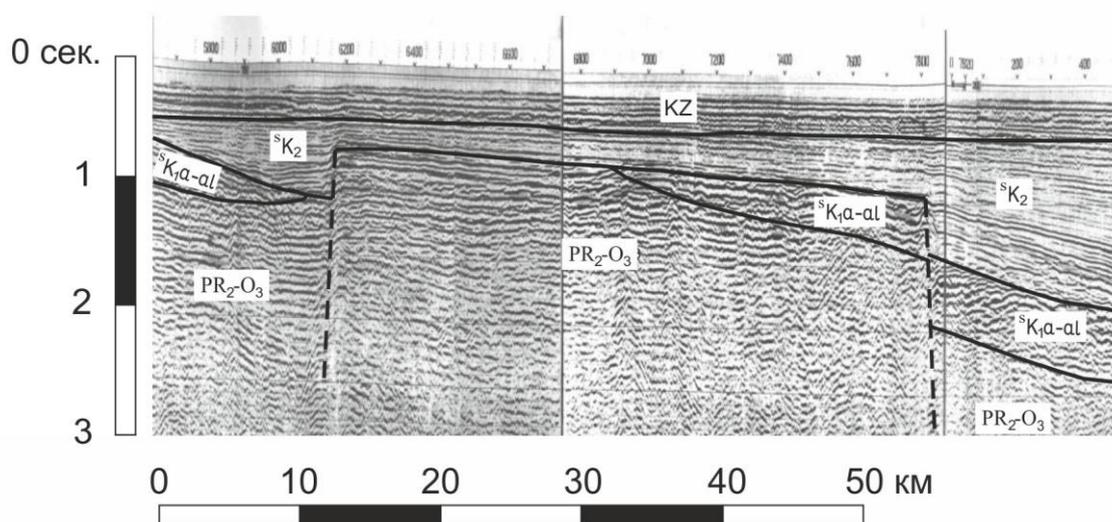


Рис. 10. Северо-Жаннеттский горст на сейсмическом профиле 90801 МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в 1990 г. [70]. Фрагмент профиля иллюстрирует отрезок геологического разреза А₁-А₂ в интервале 203-275 км от А₁.

Периклиналильная или внешняя часть поднятия Де-Лонга шириной от 25-50 км в западной части до 75-150 км в восточной характеризуется мощностью осадочного чехла 2-3 км у границы со сводовой частью и до 6-7 км на внешнем крае. В западной части периклинали четко проступает ступенчатый характер погружения основания осадочного чехла. От северной границы Северо-Жаннеттского горста на протяжении 25 км в северном направлении подошва осадочного чехла погружается на 1000-1200 м, что в пересчете на угол наклона составляет около 2°30'. Далее на север до границы с Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоной в полосе шириной 25 км происходит резкое выполаживание наклона подошвы чехла до горизонтального состояния. Тем самым намечается отчетливо выраженная ступень.

В сейсмической записи на профиле МАГЭ 90801 западная часть периклинали характеризуется еще рядом особенностей строения осадочного чехла. В верхнемеловых отложениях на отрезке пологого залегания отложений чехла наблюдается проградационная слоистость, сопровождаемая фрагментами поверхности размыва в основании клиноформ. То же самое устанавливается в вышележащих отложениях палеоцена-эоцена со смещением на север в зону резкого наклона на север осадочных комплексов. На участке перехода от пологого погружения к более крутому палеоцен-эоценовый комплекс выклинивается за 35 км до Северо-Жаннеттского горста.

Ломоносово-Менделеевская флексурно-разломная зона протягивается от северо-западного угла площади листа на юго-восток до поднятия Кучерова. Её ширина на северо-западе составляет 75-90 км, в центральной части 120 км, а на востоке 25-30 км до полного выклинивания. Внутреннее строение зоны в какой-то степени может быть охарактеризовано по сейсмическому профилю МАГЭ 90801, а также по профилю ГСЗ «Трансарктика-91» выполненному ПМГРЭ. На профиле «Трансарктика-91» в северо-западном углу площади листа просматриваются две структуры по подошве осадочного чехла [58]. Северо-восточная из них представляет поднятие фундамента, очерченное изогипсой подошвы чехла 10 км. Амплитуда поднятия составляет 1,5 км, ширина до 12 км, протяженность около 30 км. Оно продолжается, по видимому, на северо-запад за северную границу листа.

Вторая структура представляет собой грабен, расположенный непосредственно к юго-западу от поднятия и параллельный последнему. Амплитуда проседания грабена по подошве чехла около 1 км, ширина его 15-20 км. Суммарная мощность нижних сейсмокомплексов $S_{C_2-K_1}$ и $S_{K_{1a-al}}$ с пластовыми скоростями $4,2-4,6 \times 10^3$ м/с меняется от 2,5 км на поднятии до 5 км в грабене. В вышележащих комплексах эти структуры не выражены.

Наиболее яркое проявление структурной характеристики рассматриваемой зоны безусловно представляет собой надразломный прогиб в кайнозойских отложениях вдоль её южной границы. Ширина его составляет около 35 км, предполагаемая протяженность 230 км. С западной стороны он ограничен половиной расстояния между профилем МОВ ОГТ 90801 и профилем ГСЗ «Трансарктика-91». На последнем из них он отсутствует. Восточное продолжение прогиба увязывается с наиболее крутой частью континентального склона, полагая, что морфоструктура склона и структура осадочного чехла взаимосвязаны между собой. Суммарная мощность палеоцен-миоценовых отложений в прогибе достигает 4200 м, из них 1800 м приходится на миоцен. Необходимо отметить олигоценый размыв верхнемеловых отложений в 40 км к югу от прогиба и

выпадение из разреза на этом участке палеоцен-эоцена. При появлении в разрезе отложений палеоцен-эоцена к северу от участка размыва в них обнаруживается проградационная слоистость.

Впадина Подводников занимает центральное место в северной части площади листа. К сожалению отсутствует сейсмический материал, на основании которого можно было бы осветить внутреннее строение впадины. На северном окончании профиля МОВ ОГТ 90801 перед границей впадины Подводников наблюдается резкое выполаживание подошвы осадочного чехла. Из этого сделан вывод о широком плоском днище впадины, очень полого погружающемся в северном направлении. Впадина заполнена осадочным чехлом общей мощностью около 8 км. Нижнюю часть его составляет среднекаменноугольно-нижнемеловой (исключая апт-альб) сейсмокомплекс (2000 м), среднюю – меловые комплексы, начиная с апт-альба (4000 м) и верхнюю – кайнозойские (2000 м).

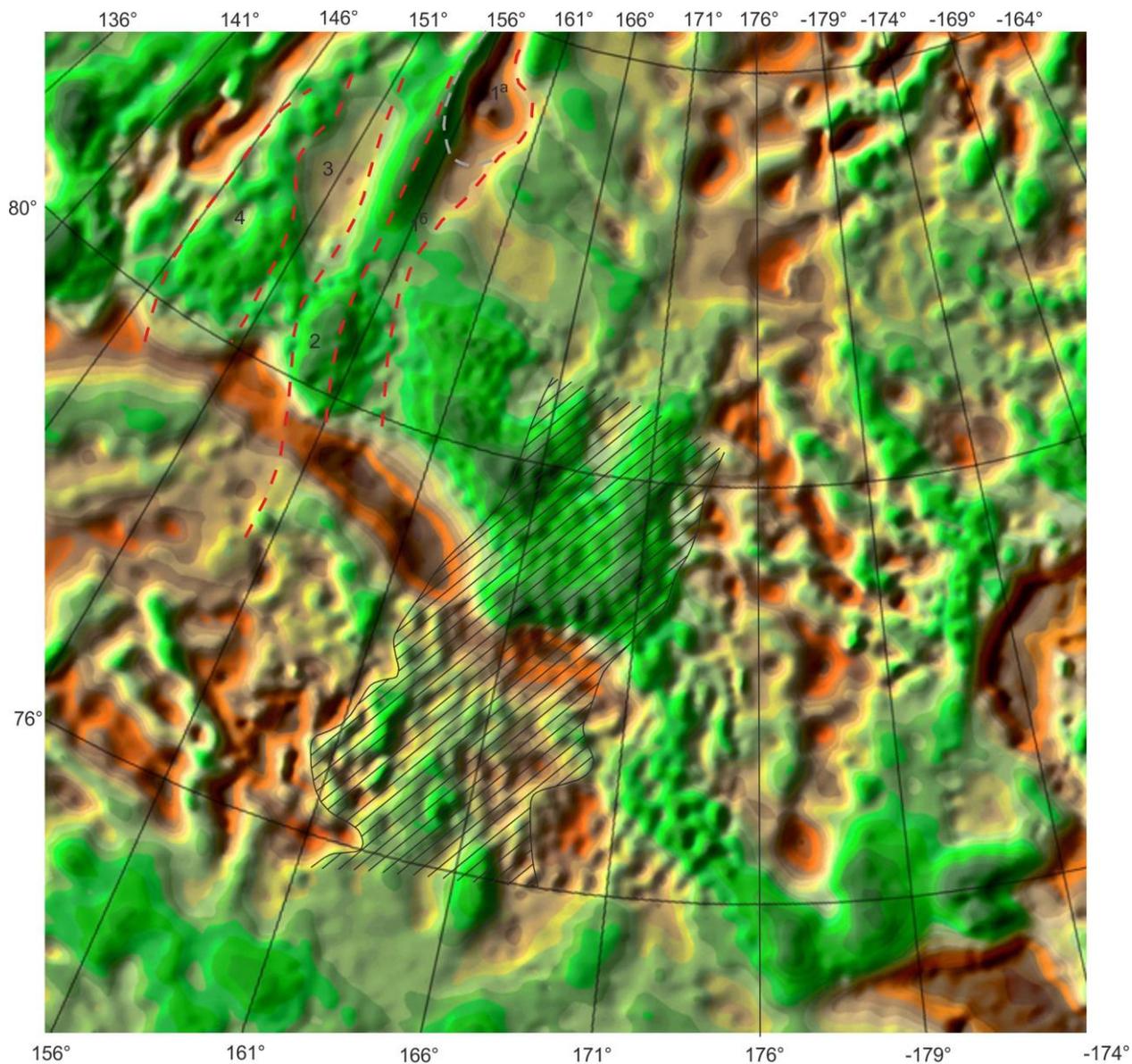
Предменделеевская структурная ступень занимает восточную часть площади листа в виде меридиональной полосы шириной 80-85 км. В целом это горсто-блоковая структура морфологически выраженная в рельефе дна океана. На севере превышение осевой зоны над впадиной Подводников достигает 1000 м. Блоковый характер внутренней структуры Предменделеевской ступени подчеркивается целым рядом более мелких горстов и грабенов преимущественно субмеридионального и северо-западного простирания. Амплитуда смещений отдельных блоков по ограничивающим их сбросам достигает 1000-1400 метров. Все сбросы формировались в докайнозойский этап и не затрагивают отложения кайнозоя. Время активной жизни разломов приходится на меловой период. Движение блоков носило конседиментационный характер, что подтверждается изменением мощности апт-альбского комплекса до 900-1400 м на границах грабенов и горстов. Суммарная мощность осадочного чехла в Предменделеевской структурной ступени не превышает 6 км. Мощность кайнозойской части чехла составляет 1100-1600 м.

Поднятие Кучерова разделяет впадину Подводников и прогиб Вилькицкого. Площадь этой структуры составляет около 10000 кв. км. Её восточное крыло частично пересечено сейсмическим профилем «Севморгео» в 2012 г. Восточная и западная границы поднятия ограничены сбросами по глубоким (докайнозойским) комплексам осадочного чехла. Достоверность их различна. Восточный сброс на границе с горстом Предменделеевской структурной ступени просматривается в сейсмической записи вполне определенно. Западный же сброс на границе поднятия Де-Лонга предполагается как региональный разлом на границе шельфа и континентального склона. В северо-западной

части листа он находит подтверждение в сейсмической записи, что отражено на геологическом разрезе А-А' карты доплиоцен-четвертичных образований. Мощность осадочного чехла на поднятии Кучерова не превышает 7 км, из которых около 6 км составляют отложения мела и кайнозоя и не более 1 км сейсмокомплекс $^sC_2-K_1$.

Прогиб Вилькицкого занимает юго-восточный угол площади листа. Он намечается как отрицательная структура разделяющая поднятие Де-Лонга и Предменделеевскую структурную ступень. На северо-западе прогиб ограничен поднятием Кучерова. Его выделение на площади листа согласуется с гравиметрическими материалами, по расчетам которых мощность осадочного чехла в прогибе достигает 13 км. Прямые данные о внутренней структуре прогиба отсутствуют.

Последним из структурных образований на площади листа является выделенная нами впервые *зона сквозных структур дробления*, предположительно рифтогенеза. Основанием для ее выделения послужили гравиметрические данные как на площади



 - зона сквозных структур дробления, предположительно рифтогенеза

1 - горст Геофизиков (1^а - северная часть горста, выраженная в рельефе дна, 1^б - южная часть горста, не выраженная в рельефе дна)

2 - грабен к западу от горста

3 - горст, не выраженный в рельефе дна

4 - грабен на границе с восточным склоном хребта Ломоносова

 - границы структур

 - граница северной и южной частей горста геофизиков

Рис. 11. Фрагмент карты поля силы тяжести в свободном воздухе (теневой псевдорельеф)

данного листа, так и соседнего с севера (рис. 11). В поле силы тяжести намечаются субмеридиональные зоны повышенного и пониженного значений поля, которые прослеживаются как в океане, так и на шельфе. Даже в краевых аномалиях континентального склона, представляющих эффект Гельмерта, просматривается влияние этих сквозных зон. Они проинтерпретированы нами как грабены и горсты рифтогенной природы. Их горсто-грабеновая природа находит подтверждение в структурах восточного склона хребта Ломоносова. Так отрог Геофизиков, представляющий собой горст, что подтверждено сейсмопрофилированием, выражен в поле силы тяжести отчетливой положительной аномалией. Она продолжается значительно южнее батиметрического выражения отрога Геофизиков, то есть южная часть горста погребена под осадочным чехлом. Западнее отрога Геофизиков наблюдается параллельная ему отрицательная аномалия (грабен). Этот грабен сменяется еще западнее положительной аномалией, не выраженной в рельефе дна океана. Она может быть проинтерпретирована как горст, погребенный под осадочным чехлом. Но его южное продолжение отчетливо выражено в конфигурации аномальной зоны континентального склона. Более того, уже на шельфе в пределах поднятия Де-Лонга выделяется меридиональная зона положительных значений поля силы тяжести. Сходная картина в поле силы тяжести наблюдается во впадине Подводников и поднятии Де-Лонга, что и послужило основанием выделения зоны сквозных структур дробления. В южной части она оказалась заверенной сейсмическими данными. На сейсмическом профиле МОВ ОГТ «Севморгео», выполненном в 2012 г, эта зона предстала как ряд односторонних грабенов и горстов с амплитудами смещения по сбросам до 1-2 км (отрезок геологического разреза Б₁-Б₂).

Широкое проявление блоковой тектоники как в зоне сквозных структур, так и вне её, вызванное глубокими расколами земной коры, сопровождалось излияниями базальтов на больших площадях. На тектонической схеме показаны границы этих площадей. Среди них резко преобладают базальты апт-альбского возраста, обнажающиеся на о. Беннетта в 125 км западнее данного листа. Они обнаруживаются во всех структурных зонах, но наибольшее их количество приходится на поднятие Де-Лонга. Помимо апт-альбских установлены и миоценовые базальты, образующие два небольших покрова в северо-западной части Ломоносово-Менделеевской зоны. Базальты миоцена слагают о. Жохова, расположенный в нескольких десятках километров от юго-западного угла площади листа Т-57, 58, 59, 60. В базальтах о. Жохова обнаружены обломки известняков с фауной среднего карбона и многочисленные нодулы шпинелевых перидотитов [7, 35]. Это указывает с одной стороны на состав и возраст нижних горизонтов осадочного чехла поднятия Де-Лонга, а с другой - на глубину разломов, проникающих в мантию.

Блоковое строение земной коры на площади рассматриваемого листа хорошо иллюстрируется на сейсмическом профиле МОВ ОГТ 1203, выполненном ОАО «Севморгео» в 2012 г [53] (рис. 12). На нем отчетливо выражен ступенчатый характер поверхности акустического фундамента при пересечении впадины Подводников, впервые выделяемой нами Предменделеевской структурной ступени и поднятия Менделеева. Все эти структурные зоны, как и отдельные структуры внутри зон, ограничены крутопадающими сбросами. Амплитуда смещения (проседания) по сбросам достигает 2 км. Анализируя характер структурных взаимоотношений по данному профилю напрашиваются два основных вывода. Первый из них состоит в том, что ведущим процессом формирования структур был процесс рифтогенеза. Время наибольшей активности этого процесса относится к раннемеловой эпохе и прежде всего к апт-альбу. Начальная стадия рифтогенеза проявилась в наиболее глубоко погруженных структурах (впадина Подводников), постепенно разрастаясь и вовлекая в проседание зоны обрамления (Предменделеевская структурная ступень). В кайнозой происходит резкое ослабление рифтогенного процесса.

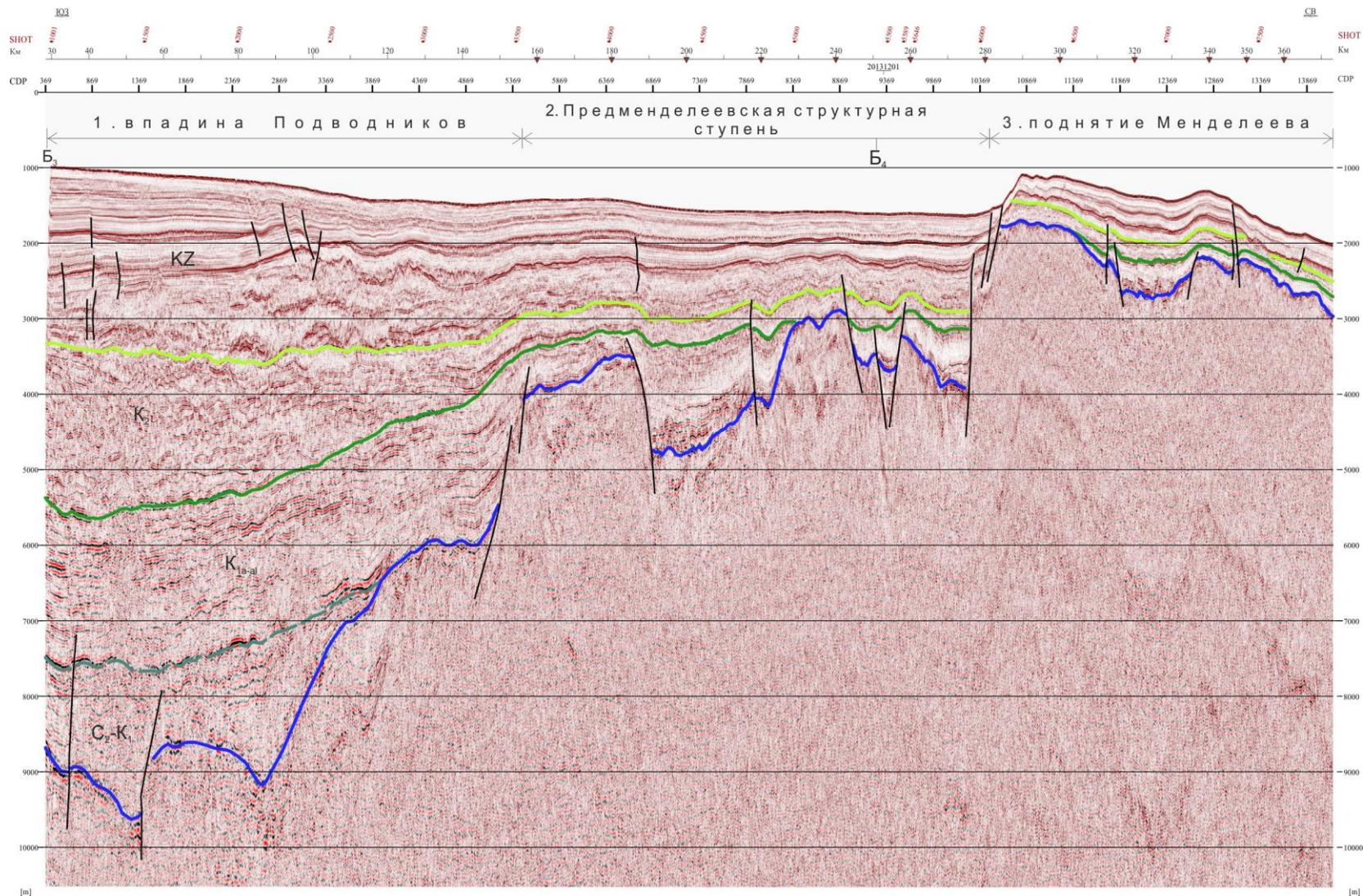


Рис. 12. Ступенчатое строение поверхности акустического фундамента (подошва осадочного чехла) на отрезке геологического разреза Б₃-Б₄, построенного по сейсмическому профилю МОВ ОГТ 1203 «Севморгео» [53].

Принятая авторами листа геологическая интерпретация расчленения осадочного чехла: KZ (P₁₋₂, P₃, N₁, N_{2-Q}); K₂; K_{1a-al}; C₂-K₁; отражающие горизонты: — акустический фундамент; — кровля C₂-K₁; — кровля K_{1a-al}; — кровля K₂; — сбросы.

Глубина залегания поверхности акустического фундамента: 1. впадина Подводников: 6000-9600 м (средняя 7800 м), 2. Предменделеевская структурная ступень: 3000-4800 м (средняя 3900 м), 3. поднятие Менделеева: 1700-3000 м (средняя 2350 м).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исходным материалом для составления геоморфологической карты масштаба 1:1 000 000 послужила батиметрическая основа листа масштаба 1: 1 000 000, специально подготовленная ГУНиО МО в 2000 году на основе сравнительно небольшого массива данных. Выбор масштаба геоморфологической карты продиктован тем, что в условиях крайне низкой геолого-геофизической изученности района морфология рельефа дна становится ведущей по информативности характеристик. [21, 32, 33]. Геоморфологическая карта масштаба 1:1 000 000 на этот район составляется впервые, поскольку ввиду его труднодоступности не имелось необходимых батиметрических данных. Что касается генетической и возрастной трактовки граней рельефа (элементарных поверхностей), выявленных по морфологическим показателям, то они в значительной мере условны и носят предварительный характер, поскольку для обоснованных выводов имеющихся геолого-геофизических данных явно недостаточно. При этом аккумулятивные поверхности выделены с большей степенью уверенности, нежели денудационные или денудационно-аккумулятивные.

В границы листа входит часть внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря с островами Жаннетты и Генриетты, а также фрагмент Арктического глубоководного бассейна. Этот фрагмент включает часть континентального склона (верхний уступ) иначе называемый также внутренним склоном), юго-восточную часть впадины (котловины) Подводников и прилегающий к ней фрагмент поднятия Менделеева. В данной работе принята концепция, согласно которой континентальный склон в зоне сопряжения поднятий Американо-Сибирского бассейна с Восточно-Сибирским шельфом относится к сложному типу. Склон такого типа в общем случае представлен целым набором элементов, обязательными из которых являются верхний уступ (внутренний склон) и нижний уступ (внешний склон). Что же касается промежуточных между ними элементов, то они представлены серией ступеней, к которым относятся днища впадин, различные террасы и поднятия дна бассейна, в свою очередь, разделяемые промежуточными склонами. Нижний же уступ (внешний склон) и, соответственно, подножие континентального склона лежат на границе с абиссальной котловиной. В нашем случае это котловина Макарова, находящаяся далеко за северной рамкой листа. Соответственно, в пределах листа ниже бровки шельфа наблюдается лишь фрагмент сложного континентального склона, состоящий из верхнего уступа (внутреннего склона), террасы Кучерова, котловины Подводников и поднятия Менделеева, которое сопрягается с континентальным склоном через седловину. Располагаются эти объекты не глубже

батиального уровня глубин. При этом котловина Подводников имеет ступенчатое строение и состоит из двух частей. В рамку листа входит лишь верхняя из них, которую нередко называют котловиной Подводников –I.

Глубины дна в пределах шельфа медленно увеличиваются от 40м (на юго-западе листа) до 200-300м и даже 500м (у бровки). Бровка шельфа ясно выражена и хорошо выявляется на поперечных к ней батиметрических профилях по началу отчетливого свала глубин в сторону глубоководного бассейна. По простиранию глубина бровки возрастает в юго-восточном направлении от 150м до 300м, и даже 400м на выступе Де-Лонга и почти 500м в пределах Северо-Западной депрессии. Восточно-Сибирско-Чукотский внешний шельф представлен субгоризонтальной и сменяющей ее в направлении бровки шельфа наклонной равнинами. Первая подразделяется на Новосибирскую и Индигиро-Колымскую отмели. Новосибирская отмель осложнена островными поднятиями Жаннетты и Генриетты. Это возвышенные участки суши, увенчанные ледниковыми куполами. По всему периметру острова ограничены крутыми склонами, уступами и обрывами. Впервые наклонная равнина внешнего шельфа была выделена на Восточно-Арктическом шельфе СССР А.Н.Ласточкиным [30]. В границах листа она располагается на глубинах свыше 80-100м, отличается нарастанием уклонов до 0,0015-0,002, в то время как на субгоризонтальных равнинах уклоны составляют 0,0003-0,0004. Однообразие наклонной равнины нарушается несколькими террасовидными поверхностями, а также выступом Де-Лонга¹ и примыкающими к нему с севера и юга двумя окраинно-шельфовыми депрессиями: Северо-Западной² и Юго-Восточной². Шельф избородчен сетью безымянных подводных долин (ложбин), преимущественно параллельных между собой. Они редки и плохо выражены на субгоризонтальной равнине, зато в пределах наклонной их количество и врез заметно возрастают [17].

В глубоководном бассейне отметки глубин превышают 2700м (в котловине Подводников). Верхний уступ (внутренний склон) континентального склона имеет на рассматриваемой площади высоту 2100-2400м. Он протягивается через всю площадь листа с северо-запада на юго-восток. Непосредственно ниже бровки шельфа он имеет сравнительно небольшой уклон 0,005-0,01. Начиная с глубин около 300м, уклоны возрастают. Максимальные уклоны начинаются примерно с отметок 500-700м, достигая значений 0,05-0,07 и более, то есть 3-4^{о2}. В нижней части уступа, примерно с глубин 2000м, его поперечный профиль приобретает отчетливо вогнутый характер, и далее с

¹ Топоним не является общеупотребительным, используется впервые

² Эти значения невелики для поверхностей суши, но весьма существенны для подводного рельефа и, в частности, отвечают средним уклонам континентального склона на земном шаре.

глубиной постепенно выполаживается. Уступ прорезан многочисленными каньонами. Неравномерная гидрографическая изученность не позволяет уверенно трассировать их на всем протяжении как вдоль, так и поперек континентального склона. В районе поднятия Менделеева верхний уступ континентального склона осложнен крупной террасой Кучерова и состоит, таким образом, из двух уступов высотой 900 и 600 м. Разделяющая их площадка указанной террасы характеризуется отметками глубин 1000-1200м и имеет отчетливый наклон в сторону шельфа (то есть имеет обратный уклон). При существующем объеме геологических данных не удастся уверенно выявить соотношение денудационных и аккумулятивных составляющих гравитационных процессов на континентальном склоне. В ходе его развития это соотношение менялось в зависимости от положения береговой линии. В регрессивные этапы, когда она располагалась ближе к бровке шельфа, возрастал объем осадочного материала, вовлеченного в мутьевые потоки, увеличивалась и их эродирующая способность. Склоновые процессы разной интенсивности продолжают на континентальном склоне до настоящего времени. Их интенсивность зависит от уклона дна и количества осадков, а также наличия тектонически ослабленных зон, которые в первую очередь осваиваются взвесенесущими потоками.

Основание верхнего уступа в котловине Подводников располагается на глубинах около 2600м. Поднятие Менделеева входит в границы листа лишь небольшой юго-западной частью. Оно не обособлено от континентального склона, а примыкает к нему. Границей при этом служит линия вогнутого перегиба (тыловой шов). Вершинная поверхность поднятия в зоне сочленения представляет собой седловину. Ее плоская субгоризонтальная поверхность располагается на глубинах 1600-1900м. Она осложнена редкими низкими холмами и грядами. Северная граница седловины представляет собой цепочку возвышенностей высотой до 700м, редко более. Западный склон поднятия Менделеева в границах листа имеет высоту 500-600м и сравнительно небольшой уклон 0,008. Склоны поднятия и осложняющих его возвышенностей изобилуют террасами и подводными каньонами.

В пределах исследуемой площади морфологический каркас рельефа морского дна, образован всеми видами структурных линий [21, 33] , в том числе, и на шельфе. Обычно для шельфов это не характерно, на них вследствие абразионно-аккумулятивного выравнивания превалируют линии выпуклого и вогнутого перегиба. Однако в случае наклонной равнины внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря мы имеем дело с аномальным эрозионным расчленением. Гребневые линии локализуются: а) в пределах наклонной равнины внешнего шельфа, где отвечают водоразделам подводной долинной сети, б) на континентальном склоне, где связаны с межканьонными гребнями и грядами;

в) на поднятии Менделеева, где фиксируют гребни гор и возвышенностей. Не все гребневые и, в особенности, килевые линии отражены на карте, поскольку не могут быть проведены внутри узких контуров. В таких случаях они входят в состав соответствующих положительных или отрицательных форм рельефа, разделение которых на составляющие их элементарные поверхности в данном масштабе затруднительно. Преимущественным развитием на рассматриваемой площади пользуются поверхности склонового ряда: уступы, подножья, площадки, и в отдельных случаях, фасы (в терминах системно-морфологического направления геоморфологии [33]). Морфоизографы использованы, в основном, при оконтуривании эрозионных форм.

РЕЛЬЕФ ОСТРОВНОЙ СУШИ

Рельеф современной островной суши вне ледниковых куполов платообразный выработанный процессами комплексной денудации в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах генриеттского комплекса верхнего протерозоя-нижнего палеозоя. Завершающая фаза выравнивания связывается с неогеном-неоплейстоценом. В настоящее время существенную роль играют морозно-нивальные процессы. Максимальные высоты над уровнем моря отмечены на ледниковых куполах и составляют 312м на острове Генриетты и 299м на острове Жаннетты. Аккумулятивный рельеф на островах представлен поверхностями голоценовых ледниковых куполов. Толщина льда в ледниках неизвестна [3]. Берега островов преимущественно абразионно-гравитационные, обрывистые.

РЕЛЬЕФ ШЕЛЬФА

На шельфе развит денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф.

Денудационная группа

Денудационная группа включает рельеф, обусловленный действовавшими в прошлом или продолжающими свое действие ныне эрозионными факторами и связанными с ними гравитационными процессами. С первыми связан комплекс подводных долин. Часть из них представляет собой реликтовые образования, сформированные в субэральных условиях, когда в результате сартанской регрессии шельф на большей своей части был осушен. Однако поверхности и формы эрозионного происхождения встречаются и на глубинах заведомо превышающих уровень сартанской регрессии. Этот факт в сочетании немногочисленными геологическими данными [17] заставил нас предположить, что придонные потоки, обусловленные наклоном равнины

внешнего шельфа, стекая с шельфа в глубоководный бассейн, производили эрозию и в субаквальных условиях. По-видимому, этот процесс продолжается и ныне.

Эрозионный рельеф

Значительная часть поверхности внешнего шельфа затронута эрозионными процессами, в связи с чем она приобрела волнистый облик. Между подводными долинами поперек наклонной равнины вытянуты валообразные пологие повышения дна. Их склоны представляют собой эрозионные поверхности. Начало их формирования связывается со временем сартанской регрессии. По-видимому, в дальнейшем они продолжали испытывать размыв и в субаквальных условиях вплоть до настоящего времени, поэтому длительность их формирования охватывает поздний неоплейстоцен (сартан)-голоцен.

Пологие склоны, не связанные с валообразными повышениями дна, сопровождают подводные долины в южной части листа, длительность их формирования также поздний неоплейстоцен (сартан) – голоцен

Эрозионно-гравитационный рельеф

Склоны окраинно-шельфовых депрессий, созданные субаквальной эрозией и комплексом субаквальных гравитационных процессов, формировались на протяжении позднего неоплейстоцена (сартана) — голоцена. При этом не исключено, что заложение депрессий по краю шельфа началось и ранее, но приближение береговой линии в сартане и связанные с этим изменения гидро- и литодинамики должны были существенным образом отразиться на облике склонов депрессии. Выработаны они, скорее всего в отложениях среднего неоплейстоцена. Уклоны сравнительно невелики, однако превышают уклоны соседних участков шельфа. Выделены склоны этой категории по резкому согласованному изгибу изобат в направлении поперечном к бровке шельфа. Предположительно заложение депрессий контролируются разрывными нарушениями. Специфика гидродинамического и литодинамического режима в районе бровки шельфа такова, что склоны данной категории, продолжают свое развитие и ныне.

Прочие генетические категории денудационной группы

К этим образованиям отнесены предположительно абразионные террасовидные площадки, а также склоны позднеоплейстоценового возраста, развитые на внешнем шельфе глубже области вероятного развития сартанской регрессии. Площадки распространены на глубинах: а) 190-200м и б) более 200м, а именно, в диапазоне 220-280м. Склоны высотой до 50м, средней крутизны. Выработаны обе категории поверхностей в отложениях среднего неоплейстоцена.

Денудационно-аккумулятивная группа

К данной группе отнесены поверхности, в формировании которых на основе имеющихся данных трудно выявить примат денудации или аккумуляции.

Абразионно-аккумулятивные склоны островных поднятий, голоценового возраста (Q_H) развиты по периферии островов. Об их строении практически ничего не известно. По сравнению с окружающими пространствами шельфа, они относительно крутые (0,006-0,03) и, по-видимому, обусловлены выходами на дне коренных пород, слагающих острова. Сформированы абразией, сочетавшейся с аккумуляцией, получившими развитие, когда фландрская трансгрессия достигла островов. Верхняя часть этих склонов продолжает свое развитие и при существующем уровне моря. Однако из-за ледового режима сезон активного развития береговых процессов непродолжителен.

Субгоризонтальные плоские абразионно-аккумулятивные равнины на глубинах менее 50м, голоценового возраста (Q_H) представлены небольшим по площади фрагментом в юго-западном углу листа. Выработаны они в отложениях позднего неоплейстоцена в ходе фландрской трансгрессии и моделированы голоценовыми осадками.

Пологонаклонные плоские абразионно-аккумулятивные террасовидные равнины и площадки на глубинах 100-120м позднеплейстоценового (сартанского) возраста имеют ограниченное распространение в юго-восточной части листа. Абразионно-аккумулятивные склоны, связанные с максимальным уровнем сартанской регрессии относительно крутые (0,001-0,007). Высота их составляет 30-70м.

Денудационно-аккумулятивные склоны внешнего шельфа с крутыми или средними уклонами, созданные комплексом субаквальных гравитационных процессов, обусловлены наклоном этой части шельфа. Он вызван тем, что внешний шельф втянут в процесс погружения сопредельной котловины Подводников. Наклон определяет развитие гравитационных процессов. Однако в развитие поверхности, по-видимому, вносят вклад и наносы, поступающие с плоскими и канализованными потоками из расположенной выше зоны шельфа. Длительность формирования может охватывать значительный период, начиная со среднего неоплейстоцена- до голоцена включительно.

Аккумулятивная группа

Данная группа включает поверхности, развитые как на субгоризонтальной равнине, так и на наклонной равнине внешнего шельфа.

Субгоризонтальные морские аккумулятивные равнины на глубинах 50-100м широко развиты в юго-западной части листа. Они осложнены редкими, слабо различимыми, сглаженными за счет абразионно-аккумулятивных процессов реликтовыми

подводными долинами, что обусловило едва заметную волнистость поверхности рассматриваемых равнин. Окончательно их облик сложился в ходе фландрской трансгрессии. Длительность формирования поздний неоплейстоцен (сартан) – голоцен.

Днища окраинно-шельфовых депрессий, субгоризонтальные, или слабонаклонные, выполняют роль промежуточных геоморфологических ловушек, улавливающих осадки, поступающие с окружающих склонов. Длительность формирования днищ депрессий поздний неоплейстоцен (сартан) – голоцен, когда происходили наиболее активные эрозионные процессы. Однако, не исключается, что формирование депрессий началось и несколько ранее. Тот факт, что депрессии являются незамкнутыми, а также своеобразие процессов в этой зоне шельфа, обеспечивают возможность дальнейшего перемещения наносов из окраинно-шельфовых депрессий на континентальный склон.

Субгоризонтальные террасовидные равнины внешнего шельфа, созданные аккумуляцией турбидитов и осадков, переносимых плоскими потоками, имеют длительность формирования средний неоплейстоцен-голоцен. Обширная поверхность, отнесенная к данной категории, примыкает с юга к выступу Де-Лонга. Она располагается на глубинах 220-250м и служит приемником осадков, которые поступают сюда с вышерасположенных участков шельфа как канализованными, так и плоскими придонными взвесенесущими потоками. С северо-запада и юго-востока поверхность подрезается склонами окраинно-шельфовых депрессий.

РЕЛЬЕФ ДНА ГЛУБОКОВОДНОГО БАССЕЙНА

Генетические категории рельефа глубоководного бассейна ввиду недостатка геолого-геофизических данных выделены с существенной долей условности. В совокупности соответствующие им поверхности образуют сложно построенный континентальный склон, включающий здесь его верхний (или внутренний) уступ, крупную впадину, террасу и поднятие. Важное место в рельефе дна глубоководного бассейна занимают формы рельефа, обусловленными эрозионными процессами. В их числе отрицательные: подводные ложбины, подводные каньоны, переуглубления, а также положительные: межканьонные гребни и межканьонные гряды. Если ложбины представлены пологими понижениями дна с неясно выраженными и потому зачастую предположительно трассируемыми границами, то каньоны по согласованным изгибам изобат выделяются более уверенно. В этих случаях они имеют ширину в несколько километров и врез обычно не превышающий 100м. На относительно крутых участках континентального склона каньоны выражены лучше. На выположенных или на слабо изученных участках каньоны трассируются предположительно. Каньоны развиты не

только на континентальном склоне, но и на поднятии Менделеева, где они осложняют не только склоны самого поднятия, но и склоны отдельных гор. Межканьонные гребни отличаются от гряд большей крутизной склонов (до 0,85) и их высотой (500-1000м). И гряды, и гребни выделяются в рельефе по согласованным выпуклым изгибам изобат.

Генетические однородные поверхности глубоководного бассейна рассматриваются в составе денудационной, денудационно-аккумулятивной и аккумулятивной групп.

Денудационная группа

Гравитационный рельеф

Крутые уступы, созданные комплексом высокоэнергетичных субаквальных гравитационных процессов, развиты севернее выступа Де-Лонга, где образуют участок плавного сопряжения поднятия Менделеева с континентальным склоном. Склоны рассматриваемой категории характеризуются аномально большими для данной площади уклонами (0,05-0,07). Возможно, уступы предопределены геологической структурой. Недостаточная изученность не позволяет трассировать в их пределах подводные каньоны, которые здесь, несомненно, имеют развитие. Длительность формирования олигоцен-голоцен соответствует времени формирования континентального склона.

Склоны подводных гор и возвышенностей: а) крутые, б) со средними уклонами, выделены на поднятии Менделеева. Начало их формирования связывается с олигоценом, когда началось расчленение первично выровненной поверхности, сформировавшейся на рассматриваемой территории в палеоцене. Склоны осложнены подводными каньонами и продолжают свое развитие вплоть до настоящего времени. Соответственно, длительность их формирования олигоцен-голоцен.

Эрозионно-гравитационный рельеф

Крутые и средней крутизны склоны, выработанные комплексом эрозионных и гравитационных процессов, отличаются уклонами около 0,007. Выделены в верхней, относительно пологой части континентального склона, где берет свое начало большинство подводных каньонов. Время их формирования соотносится со временем формирования континентального склона, длительность формирования олигоцен-голоцен.

Прочие генетические категории денудационной группы

Рельеф, созданный процессами комплексной денудации

Субгоризонтальные, преимущественно плоские поверхности плато (а) и структурных террас (б) поднятия Менделеева, выработанные на этапе выравнивания,

впоследствии моделированные субаквальной аккумуляцией. Образуют основные крупные поверхности вершинной части поднятия. Представляют собой фрагменты единой поверхности, которая и определяет облик дна на этих участках. Она была выработана в палеоцее и впоследствии разделена блоковыми движениями, при этом имели место погружения неодинаковой амплитуды, вследствие чего в настоящее время соответствующие поверхности дна занимают разное батиметрическое положение. Перекрыты плато и структурные террасы покровом горизонтально залегающих осадков, в ряде случаев, значительной мощности.

Структурные террасы, осложняющие склоны гор, моделированные аккумуляцией гравитационных и нефелоидных осадков - субгоризонтальные или пологонаклонные. Выделены на склонах гор и возвышенностей на поднятии Менделеева. Как и вышеописанные поверхности, представляют собой фрагменты палеоценовой поверхности, но значительно меньше по размерам и представляют собой элементы более мелкого порядка.

Денудационно-конструктурный рельеф

Крутые уступы и склоны, приуроченные к разрывным дислокациям, моделированные гравитационными процессами. Выделены на поднятии Менделеева по морфологическим особенностям: прямолинейности, крутизне и в ряде случаев – коленообразным изгибам и торцовым сочленениям элементов, а также по приуроченности их или аналогичных поверхностей к выявленным по геофизическим данным, нарушениям. По-видимому имеют более широкое развитие, но не везде выявлены ввиду низкой изученности. Длительность формирования этих уступов и склонов - олигоцен-голоцен - определяется так же, как и для других склоновых поверхностей на поднятии Менделеева.

Наклонная поверхность структурной террасы (с обратным наклоном), олигоценного возраста выделена на террасе Кучерова, представляющей собой один из погруженных блоков континентальной окраины. Время формирования поверхности соотносится с этапом общего выравнивания территории в палеоцене, предшествовавшего разделению ее на отдельные блоки. Имеет вогнутый поперечный профиль, более крутой сверху и полгий внизу, высота превышает 200м, осложнена подводными каньонами.

Денудационно– аккумулятивная группа

Склоны со средними и малыми уклонами, созданные комплексом субаквальных склоновых процессов и аккумуляцией гравитационных масс, широко развиты в пределах верхнего уступа континентального склона, где имеют несколько большие уклоны, чем на террасе Кучерова, где их уклоны характеризуются меньшими значениями. Повсеместно

осложнены подводными каньонами. Чаще более крутые в верхней части, плавно выполаживаются книзу, приобретая в целом слабовогнутый поперечный профиль. К этой же категории по уклонам отнесен и небольшой фрагмент западного склона поднятия Менделеева у северной рамки листа. Длительность формирования рассматриваемых склонов олигоцен-голоцен.

Пологие склоны воронкообразных форм, сопровождающих вершины подводных каньонов, выработанные комплексом эрозионных и гравитационных процессов, выделены в юго-восточной части листа по морфологическим особенностям верхней части континентального склона, где бровка шельфа у верховьев подводных каньонов заметно отклоняется к юго-западу и в связи с этим приобретает фестончатый характер. Рассматриваемые склоны опираются на бровки подводных каньонов и в своем развитии тесно с ними связаны. Созданы предположительно за счет подрезания каньонами, которое приводило к периодическим смещениям грунта. Имело значение и скопление гравитационных масс и поступление с шельфа значительных объемов осадков. Вероятно, эти поверхности имеют более широкое развитие, что не выявлено из-за недостаточной изученности. Длительность формирования обусловлена наиболее активной и поздней фазой развития подводных каньонов в позднем неоплейстоцене (сартане) – голоцене.

Пологие склоны, созданные низкоэнергетичными гравитационными процессами и аккумуляцией гравитационных масс. Распространены в области сочленения западного склона поднятия Менделеева с верхним уступом континентального склона. Малые уклоны, по-видимому, обусловлены существенными объемами поступающих сюда осадков. Батиметрическая основа позволяет предположить осложнение данного вида склонов только широкими пологими ложбинами. Длительность формирования поверхностей данной категории, как и большинства крупных склонов на рассматриваемой площади, олигоцен-голоцен.

Аккумулятивная группа

Пологонаклонные равнины, созданные плоскими потоками наносов, поступающих из вышележащих зон. Развита непосредственно ниже бровки шельфа и ниже бровки седловины в зоне сочленения поднятия Менделеева с континентальным склоном. В первом случае обусловлены проградацией шельфа. Во втором – формируются за счет осадков, поступающих с террасы Кучерова и вышеназванной седловины. Здесь осложнены широкими пологими ложбинами. Формирование этих поверхностей происходит с момента заложения континентального склона в олигоцене и до настоящего времени.

Террасы, созданные аккумуляцией турбидитов: а) субгоризонтальные, б) наклонные. Первая категория представлена поверхностью, развитой в тыловой части структурно обусловленной террасы Кучерова, где вследствие обратного наклона площадки образовалась геоморфологическая ловушка осадков. По-видимому, основная часть осадков поступила сюда с турбидитами, получившими максимальное развитие в сартане и несколько меньшее – в голоцене. К этой же категории отнесены значительно уступающие по площади наклонные террасы (б), расположенные на континентальном склоне к западу от террасы Кучерова, а также выявленные по морфологии рельефа на западном склоне поднятия Менделеева. В этих случаях структурный контроль, вероятно, отсутствует или определен мелкими блоками.

Пологонаклонные батальные равнины, созданные аккумуляцией турбидитов, выявлены вдоль южной периферии котловины Подводников. Образованы слиянием дистальных частей конусов выноса многочисленных подводных каньонов. Длительность формирования, главным образом, охватывает поздний неоплейстоцен (сартан) – голоцен.

Субгоризонтальные батальные равнины, созданные преимущественно глубоководной нефелоидной седиментацией, занимают основную часть днища котловины Подводников. Длительность их формирования, предположительно, плиоцен- голоцен.

К категории рельефа невыясненного генезиса отнесены возвышенности в восточной части террасы Кучерова и на седловине поднятия Менделеева, а также небольшая пологая возвышенность на шельфе на глубинах немногим более 70м. Первые, возможно, обусловлены малоамплитудными относительными поднятиями мелких блоков фундамента.

История развития рельефа на основании небольшого набора геологических и геофизических данных может быть реконструирована лишь в самом общем виде. Отдельные элементы морфоструктурного каркаса рассматриваемой площади определились в позднем мелу, когда началось обособление шельфа. Но собственно глубоководный бассейн стал активно оформляться только в олигоцене (или даже миоцене). С этого времени развивается континентальный склон, который становится областью активных гравитационных процессов. Происходит формирование подводных каньонов, причем в первую очередь эрозией осваиваются тектонически ослабленные зоны. Наибольшую эродирующую способность имеют потоки, максимально обогащенные осадочным материалом. Он поставляется к бровке склона по рекам и продолжающим их на шельфе подводным долинам. Число последних возрастает в поперечных к шельфу окраинных депрессиях, которые, по-видимому, имеют эрозионное происхождение. Но четкость их границ и торцовые сочленения структурных линий рельефа позволяют предполагать, что

эти склоны (как и подрезающие их долины) предопределены разломами, поперечными континентальному склону. То есть, возможно, они являются своеобразными структурно-эрозионными аналогами структурных окраинно-шельфовых желобов Западно-Арктического шельфа. Врезание подводных каньонов сопровождается обрушением их склонов с формированием межканьонных гребней и гряд. Эродирующая способность мутьевых потоков возрастает в периоды регрессий, когда приближаются источники сноса, и объем поступающих с шельфа осадков увеличивается.

И поднятие Менделеева, и терраса Кучерова, и котловина Подводников являются блоками оседания, погружавшимися с разной амплитудой. Поднятие Менделеева само является областью сноса. Его склоны развиваются подобно континентальному склону, но эрозионные процессы здесь слабее ввиду меньших уклонов и меньших объемов гравитационных масс. Осадочный материал, приносимый в область поднятия Менделеева гравитационными потоками с шельфа, в значительной степени оседает на террасе Кучерова. Время формирования ее неизвестно ввиду отсутствия данных о возрасте и мощностях покрывающих ее осадков, но условия для ее образования возникли одновременно с развитием континентального склона. Ступени поднятия Менделеева, горы и возвышенности на них являются отражением блоковых подвижек, происходящих вплоть до настоящего времени. Экзогенные процессы играют второстепенную моделирующую роль.

Современный облик рельефа шельфа сформировался в позднем неоплейстоцене под влиянием сменявших друг друга процессов субаэрального расчленения при регрессиях и субаквального выравнивания при трансгрессиях. Общим фоном для их развития стало тектоническое погружение шельфа, особенно заметное в его окраинной части. Последней регрессией, при которой береговая линия отступила далеко на север, стала сартанская. В это время шельф представлял собой арктическую пустыню, прорезаемую реками, которые большую часть года были скованы льдом [2]. Масштабы регрессии оцениваются по-разному [24]. Судя по развитию сети реликтовых субаэральных долин, снижение уровня моря достигало 100-120м. В это время на шельфе, ставшем арктической пустыней, получили широкое развитие процессы криогенеза. Под наиболее крупными долинами, которые тяготели к зонам разломов, вероятно, сохранялись талики. Их наличием, а также деградацией мерзлоты по берегам ингрессирующего по речным долинам моря можно объяснить относительно хорошую сохранность субаэрального эрозионного рельефа и значительную ширину долинообразных форм. Фландрская трансгрессия, сменившая сартанскую регрессию, судя по всему, развивалась достаточно быстро. Но при этом наступление моря в восточной Арктике все же запаздывало, по сравнению с Западно-

Арктическим шельфом. Современной береговой линии море достигло около 3 тыс.л.н., после чего имело место и кратковременное превышение современного уровня [17].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития рассматриваемого района выделяется три крупных этапа, в течение которых сформировались структурно-вещественные комплексы, характеризующие его геологическое строение: позднепротерозойский-раннепалеозойский, позднепалеозойский-раннемеловой (неокомский) и раннемеловой (апт-альбский) – кайнозойский.

О допозднепротерозойской истории геологического развития можно судить только на основании состава обломочного материала в отложениях генриеттского комплекса островов Генриетты и Жаннетты. Обломки гранитов, гранито-гнейсов, различных кристаллических сланцев и метавулканитов до валунной (0,2-0,7 м) размерности указывают на формирование допозднепротерозойского складчатого комплекса и континентальной коры в пределах поднятия Де-Лонга. Этот комплекс возник вероятно на месте древних бассейнов, в которых накапливались вулканогенно-терригенные отложения. Для других структурных зон допозднепротерозойская история остается неясной.

История геологического развития позднепротерозойского-раннепалеозойского этапа становится значительно яснее. В западной части поднятия Де-Лонга, как показывают разрезы кембрия и ордовика, на о. Беннетта, в раннем палеозое существовал открытый морской бассейн с глубинами, соответствующими «...современному удаленному шельфу или верхней батии» [11]. В нем накапливались преимущественно тонкозернистые терригенные осадки с примесью карбонатного материала. Осадконакопление происходило в достаточно динамичной обстановке, зафиксированной текстурами кривой слоистости и подводных оползней. В центральной и, вероятно, восточной частях поднятия Де-Лонга в позднем протерозое – раннем палеозое формировались вулканогенно-терригенные образования в условиях высокой тектоно-магматической активности и достаточно контрастного рельефа. Данные по островам Генриетты и Жаннетты [7, 65] указывают на сочетание здесь морских прогибов и сопряженных с ними поднятий, простирающихся в северо-западном или субмеридиональном направлении. В течение этапа происходила смена осадконакопления от тонкозернистых турбидитов до грубообломочных конгломератов. Процесс осадконакопления сопровождался проявлениями щелочно-базальтового магматизма преимущественно в эффузивной, но также и в интрузивной фациях. Тектоническая активность выразилась в форме крупных оползней и угловых несогласий в бортах

прогибов, сопровождавшихся выклиниванием отдельных пачек, а в конечном итоге в формировании складчатой структуры в конце этапа.

В итоге центральная и восточная части поднятия Де-Лонга предстали в виде блоков допозднепротерозойской консолидации, разделенных зонами позднекаледонской складчатости. Каледонская складчатая система установлена у северного побережья Аляски, где слагающие ее вулканогенно-терригенные отложения от верхнего протерозоя до среднего девона выделяются под названием франклинского комплекса.

Позднепалеозойский – раннемеловой (неокомский) этап резко отличается от предыдущего по нескольким параметрам и прежде всего по структурному плану, тектоническому режиму, осадконакоплению и климатическим условиям. С наступлением этого этапа возникает поднятие Де-Лонга как таковое. Его сводовая часть становится областью преобладающего размыва. Но на склонах поднятия и окружающих структурах происходит накопление карбонатно-терригенных осадков. Начало этапа сопровождалось и климатическими изменениями. Аридный климат раннего – среднего палеозоя достаточно быстро сменяется гумидным климатом в позднем палеозое-мезозое [37].

Раннемеловой (апт-альбский) – кайнозойский этап отвечает кардинальной перестройке структурного плана района, выразившейся в заложении и развитии крупных седиментационных шельфовых бассейнов с мощным осадочным чехлом, накопление которого продолжается и в настоящее время. В нем можно выделить три подэтапа: апт-альбский, позднемеловой и кайнозойский.

В апт-альбе в континентальных (в своде поднятия Де-Лонга) и паралических или морских условиях шло накопление терригенных и вулканогенных образований. В своде поднятия Де-Лонга их мощность измеряется первыми сотнями метров. Но на его склонах, во впадине Подводников и прогибе Вилькицкого мощность отложений апт-альба возрастает до 2300-2400 м. В апт-альбе происходили излияния щелочных базальтов, которые проявились во всех структурных зонах, но наиболее широко на поднятии Де-Лонга. Щелочно-базальтовый вулканизм в апт-альбе, указывающий на условия растяжения земной коры, отражает, вероятно, одну из подготовительных стадий заложения глубоководных впадин Северного Ледовитого океана.

В позднемеловом подэтапе продолжилось формирование структурного плана района, возникшего в апт-альбе. В течение подэтапа активно развивались крупные расколы земной коры, заложенные еще в апт-альбе.

В центре свода поднятия Де-Лонга верхнемеловые отложения отсутствуют и здесь, вероятно, находилась область размыва. Они появляются по периферии сводовой части и широко представлены в периклинали поднятия и окружающих его структурах. По

обрамлению области размыва существовали вероятно озерно-аллювиальные равнины, на которых в условиях теплого и влажного климата накапливались глины, алевроиты, пески, линзы галечников и торфяники, преобразованные затем в пласты бурых углей. Далее к северу и востоку существовал, скорее всего, морской бассейн. Основанием к такому выводу служит появление проградационной слоистости в верхнемеловых отложениях северной части периклинали, проявленной на профиле МОВ ОГТ 90801 (рис. 13). Этот факт фиксирует начало погружения будущего Американо-Азиатского суббассейна и формирования континентального склона.

Начало кайнозойского подэтапа на шельфе протекало в условиях тектонического покоя, когда на пенеупленизированной поверхности в условиях теплого и влажного климата накапливались глины, алевроиты и пласты торфяников. Минеральный состав осадков, характер окатанности зерен и степень их сортировки однозначно указывают на условия глубокого химического выветривания, неоднократные перемены и отсутствие расчлененного рельефа в районе. Такие условия существовали в течение палеоцена – эоцена.

Иное геологическое развитие происходило на краю шельфа. Здесь в палеоцен – эоценовых отложениях наблюдается проградационная слоистость, указывающая на общую проградацию континентального склона (рис. 13). Происходит ступенчатое опускание подошвы осадочного чехла, возникновение сброса в его основании и нижних комплексах чехла и заложение надразломного кайнозойского прогиба во фронтальной части проградируемого шельфа (рис. 14).

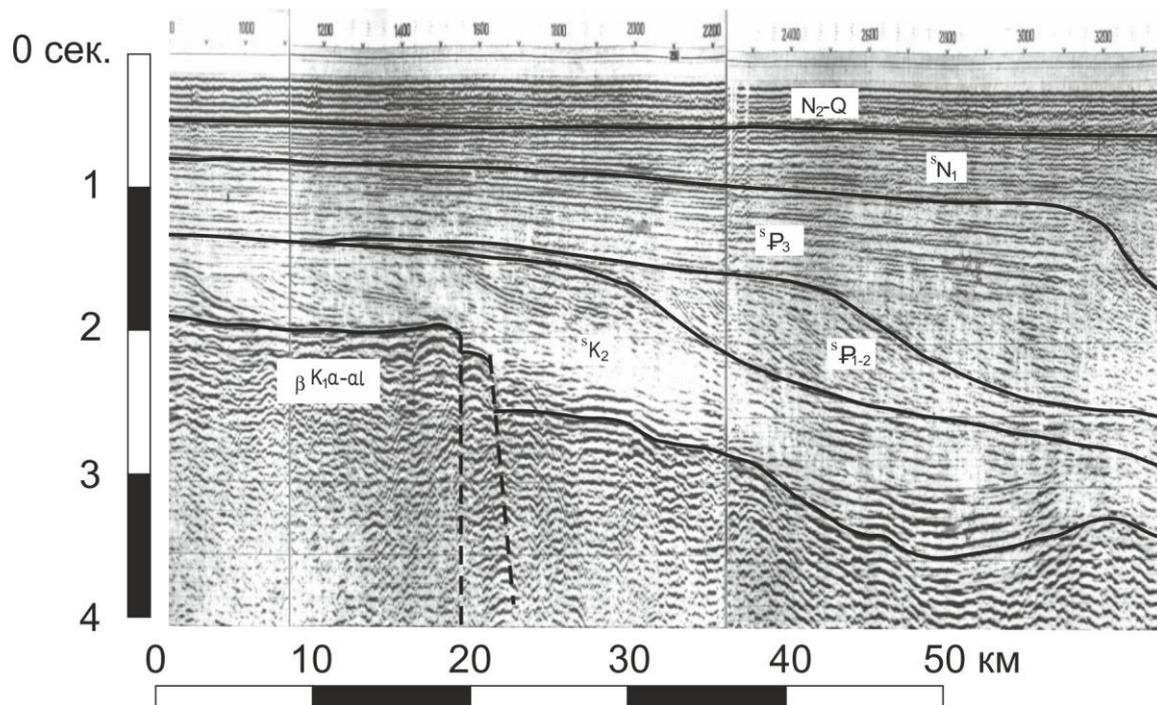


Рис. 13. Проградационная слоистость в верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложениях внешней части шельфа Восточно-Сибирского моря на сейсмическом профиле 90801 МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в 1990 г. [70]. Фрагмент профиля иллюстрирует отрезок геологического разреза А₁-А₂ в интервале 277-340 от А₁.

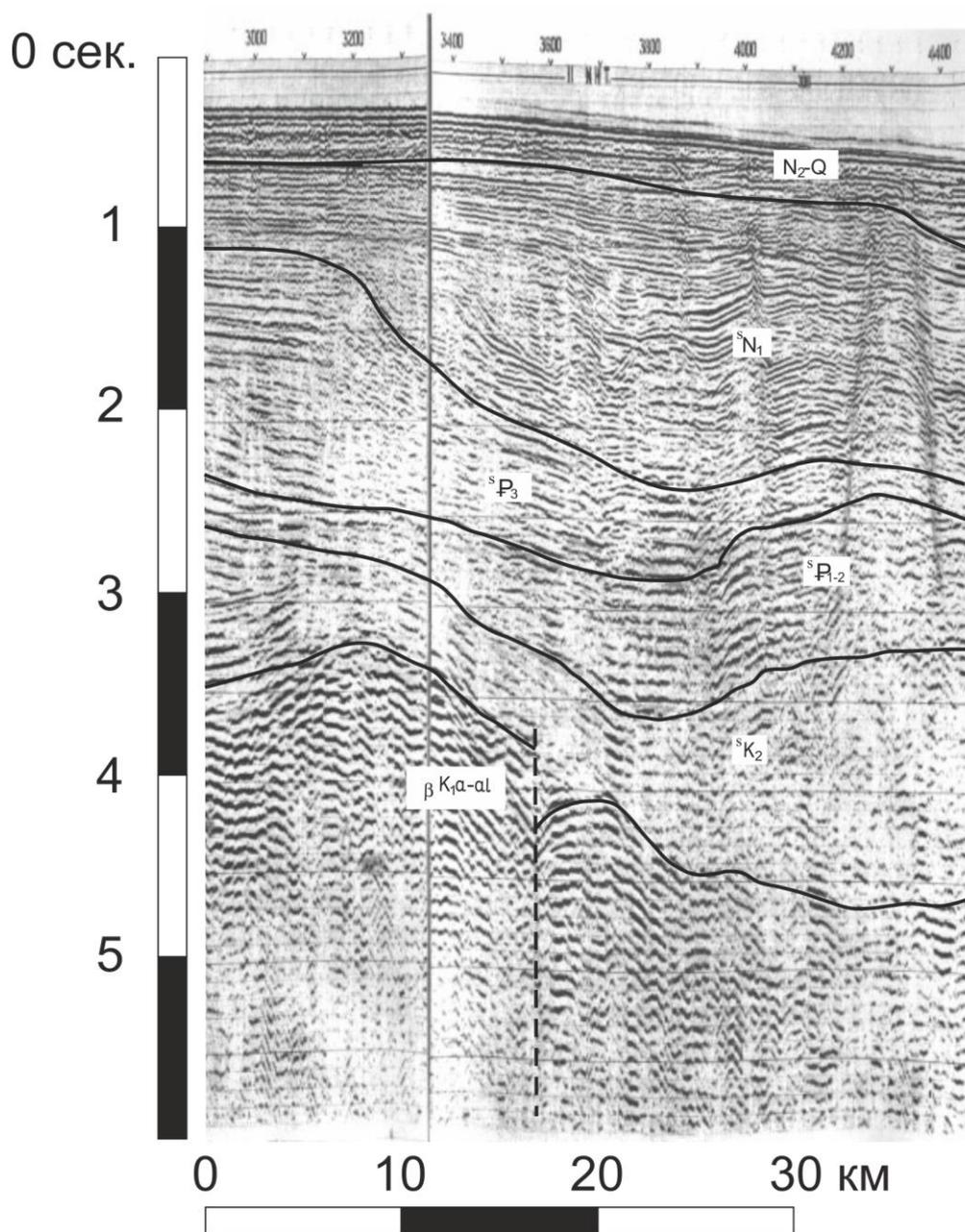


Рис. 14. Надразломный кайнозойский прогиб во фронтальной части проградированного шельфа на сейсмическом профиле 90801 МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в 1990 г. [70]. Фрагмент профиля иллюстрирует отрезок геологического разреза А₁-А₂ в интервале 333-368 км от А₁.

С олигоцена наступила следующая стадия истории геологического развития, которая выразилась усилением тектонической активности, появлением в отложениях песков, в том числе грубозернистых и плохо сортированных, линз и пластов галечников с валунами. Активизация тектонических движений блокового типа привела к появлению местных поднятий, их размыву и поступлению в зоны аккумуляции обломочного материала. Об этом свидетельствуют шлиховые ореолы касситерита на островах Новая Сибирь и Фаддеевский, пространственно приуроченные к выходам отложений нерпичинской свиты олигоцен-среднемиоценового возраста. В позднем миоцене на

поднятия Де-Лонга в субэральных условиях начались излияния субщелочных и щелочных базальтоидов, продолжавшиеся до раннего эоплейстоцена. На о. Жохова, сложенном базальтами, отдельные конусообразные горные вершины являются, вероятно, реликтами вулканических построек центрального типа. Расколы земной коры, по которым поступали базальтовые расплавы, уходили своими корнями в мантию, на что указывает присутствие в базальтах многочисленных нодулей шпинелевых перидотитов размером до 10 см.

Небольшие покровы базальтов установлены в сейсмической записи в миоценовых отложениях Ломоносово-Менделевской структурной зоны.

Последняя стадия кайнозойского подэтапа началась с позднеплиоценовой морской трансгрессии и продолжается до настоящего времени. В течение её окончательно оформились основные черты рельефа шельфа. Вблизи поднятия Де-Лонга в позднем эоплейстоцене – среднем неоплейстоцене существовали отдельные очаги щелочно-базальтового вулканизма, примером чему является вулкан о. Вилькицкого. В течение кайнозойского подэтапа шло активное формирование континентального склона и комплекса декливиальных отложений, включая современные осадки.

В течение кайнозойского подэтапа произошли основные климатические изменения от теплого и влажного климата в палеоцене – эоцене к умеренному в олигоцене – миоцене и суровому арктическому в четвертичном периоде [37].

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Оценка перспектив нефтегазоносности акваторий, изученных столь слабо, как площадь листа Т-57-60, представляет собой задачу, с одной стороны, достаточно сложную, неизбежно сохраняющую в своем решении высокий элемент неопределенности, с другой стороны, и к сожалению – задачу, обычную в последние 10-15 лет, когда по инициативе Федерального агентства по недропользованию была начата планомерная подготовка листов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 новых поколений для малоизученных акваторий восточно-арктических морей Российской Федерации [12, 13].

В разработке теоретических основ оценки перспектив нефтегазоносности малоизученных областей основная заслуга принадлежит специалистам ВНИГРИ, которым еще в 60^е - 70^е годы прошлого столетия пришлось решать проблему качественной и количественной оценок перспектив нефтегазоносности обширных территорий Западной и Восточной Сибири с низким уровнем геолого-геофизической изученности. Для выработки критериев оценки им пришлось опираться на результаты сравнительной характеристики промышленно нефтегазоносных бассейнов мира различных тектонотипов и, естественно, с различной историей геологического развития. В итоге В.Д.Козырев [25] предложил следующий качественный критерий: «Чем более молодое энергичное прогибание испытали впадины без значительного подъема после замыкания, тем, как правило, большей плотностью запасов нефти и газа они характеризуются, независимо от того, к каким по возрасту литолого-стратиграфическим комплексам приурочены основные продуктивные горизонты».

В.Д.Наливкин и др. [38], изучив более 50 промышленно-нефтегазоносных бассейнов мира, пришли к выводу о том, что для количественной оценки слабоизученных крупных регионов (региональный уровень прогнозирования) с теоретико-методических позиций применимы лишь тектонические критерии, а именно: тектонотип осадочного бассейна, его размеры, максимальная мощность осадочного выполнения, масштаб мезозойско-кайнозойского прогибания; объем отложений, погруженных глубже 2 км; доля карбонатов (%) в общем объеме осадочного чехла; возраст продуктивного мегакомплекса; объем морских осадков («мористость», в %) в общем объеме осадочного выполнения; число мегакомплексов. С помощью вышеупомянутой выборки из 50 нефтегазоносных бассейнов мира, где на графиках была оценена зависимость удельных плотностей запасов УВ от каждого из перечисленных критериев, следует выбрать наименьшую плотность (принцип «наислабейшего звена») для суммарной оценки нефтегазовых ресурсов

изучаемого бассейна, определив соотношение нефть: газ как среднеарифметическое величин, полученных для каждого критерия.

Применительно к акватории листа Т-57-60 возможно определить лишь меньшую часть предложенных В.Д.Наливкиным и др. количественных критериев, да и то с недостаточной надежностью и без уверенности в том, что в их число вошло «наислабейшее звено». А отсюда, на наш взгляд, следует, что эти немногочисленные критерии лучше использовать лишь для качественного прогноза нефтегазоносности.

А.Э.Конторович и др. [26] предложили краткий, но вызывающий вопросы перечень основных критериев нефтегазоносности крупных регионов:

1. Большой объем слабодислоцированных осадочных пород.
2. Присутствие в составе осадочных пород толщ, обогащенных органическим углеродом, которые способны обеспечить регион достаточным количеством углеводородов.
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 углеводородов, в которых возможно формирование залежей нефти и газа.

Представляется, что, в отличие от перечня тектонических критериев, предложенных для оценки малоизученных регионов В.Д.Наливкиным с соавторами [38], А.Э.Конторович и др. [26] предлагают критерии, которые можно использовать на более поздних стадиях изучения осадочного бассейна, по крайней мере, после выполнения параметрического бурения, позволяющего определить вещественный состав осадочного выполнения бассейна (полноценное завершение регионального этапа ГРП) и после достаточно массового выявления локальных объектов, позволяющего определить наиболее перспективные из них (поисково-оценочный этап).

В итоге, для дифференцированной качественной оценки перспектив нефтегазоносности площади листа Т-57-60 в качестве главного объективного критерия оказывается возможным использовать мощность осадочного чехла. Исходя из нее, к бесперспективным в отношении нефтегазоносности отнесены участки выхода на поверхность дна консолидированного основания и участки его неглубокого (до 2^x км) залегания в сводовой части поднятия Де-Лонга и в крайнем северо-восточном углу листа на сочленении Предменделеевской структурной ступени с расположенными за границей листа поднятием Менделеева. Малоперспективные земли предполагаются в небольших

прогибах в пределах сводовой части поднятия Де-Лонга в юго-западной части листа. Остальная часть площади листа Т-57-60 отнесена нами к землям перспективным без разделения по степени перспективности на схеме перспектив нефтегазоносности с учетом уровня изученности листа.

Вместе с тем, среди перспективных земель большей перспективностью, по-видимому, обладают периферийные площади с сокращенной мощностью осадочного чехла, где вероятно распространение ловушек литологического, стратиграфического и комбинированного типов. Кроме того, к участкам с повышенной перспективностью следует отнести поднятие Кучерова, расположенное между прогибом Вилькицкого и впадиной Подводников – обширными областями нефтегазообразования – и могущее рассматриваться как структура, хотя бы частично аккумулирующая углеводороды, сформировавшиеся в этих бассейнах.

Некоторые дополнительные суждения о перспективах нефтегазоносности могут быть высказаны на основе предполагаемых возраста и вещественного состава подразделений осадочного чехла. Как возможные преимущественно нефтегазоматеринские толщи могут рассматриваться нерасчлененные отложения верхнего мела (сейсмокомплекс (О-II) – (О-III)), «состоящие из чередующихся пачек глин, часто аргиллитоподобных, алевроитов, песков, редко алевролитов и пластов бурых углей» (раздел «Стратиграфия») и палеоцен-эоценовые отложения ($^S P_{1-2}$), сложенные на Новосибирских островах алевроитами и глинами с редкими пластами мелкозернистых песков и пластами бурых углей. При этом присутствие в островных разрезах этих толщ пластов бурых углей, свидетельствующее в пользу их преимущественно газового потенциала, скорее всего, характерно лишь для островных поднятий, а на большей части акватории отложения более мористы и могут генерировать, наряду с газом, и нефть. Как потенциальные коллекторы могут рассматриваться коры выветривания в основании верхнемеловой и палеогеновой толщ, а также пласты песчаников как в их составе, так и, по-видимому, более многочисленные в верхнеолигоценовых–среднемиоценовых отложениях ($^S P_3^2-N_1^2$).

С точки зрения нефтегазогеологического районирования юго-западная часть площади листа, включающая сводовую часть поднятия Де-Донга и прилегающую к ней с востока акваторию, относится к Восточно-Арктической нефтегазоносной провинции (НГП), а остальная большая часть листа – к перспективной НГП Арктического глубоководного бассейна (перспективная нефтегазоносная область впадины Подводников).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое строение площади листов Т-57,58,59,60 впервые отражено в соответствии с разработанными во ВНИИОкеангеология серийными легендами: Океанской и Лаптево-Сибироморской для листов Геологической карты и Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000. Согласно приведенному в Океанской легенде тектоническому районированию рассматриваемый район располагается в пределах поднятия Де-Лонга, Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоны, впадины Подводников, прогиба Вилькицкого и западного крыла поднятия Менделеева (Предменделеевской структурной ступени).

На основании анализа всех геологических и геофизических, включая единичные сейсмические профили, материалов выявлено строение осадочного чехла и его мощность. В своде поднятия Де-Лонга чехол прерывистый и маломощный не древнее апт-альба. На склонах поднятия и ограничивающих его структурах мощность осадочного чехла достигает 8 км, как за счет возрастания мощности меловых и кайнозойских отложений, так и появления под ними более древних, начиная с верхнего палеозоя. В результате комплексного анализа сейсмических и магнитометрических данных впервые доказано проявление на обширной площади листа базальтового вулканизма в апт-альбе, а также в неогене, но последний установлен только на двух локальных участках.

Анализ сейсмического материала показал, что периокеанический прогиб Вилькицкого заканчивается на сочленении поднятия Де-Лонга с поднятием Менделеева. Далее на северо-запад он сменяется Ломоносово-Менделеевской флексурно-разломной зоной, разделяющей поднятие Де-Лонга и впадину Подводников. На склоне или периклинали поднятия Де-Лонга установлено ступенчатое погружение подошвы осадочного чехла и нарастание его мощности от 2-3 км до 8 км. В строении осадочного чехла, начиная с верхнемеловых отложений, отчетливо проявлена проградационная слоистость. Она отражает общую проградацию континентального склона в позднем мелу и кайнозое на 75-80 км. В палеоцен-эоцене во фронте проградирующего континентального склона, очерченного крупным сбросом в фундаменте и нижних комплексах осадочного чехла, закладывается надразломный прогиб. Мощность кайнозойских отложений в этом прогибе достигает 4 км.

Таким образом, намечается вполне определенная стадийность возникновения и дальнейшей эволюции глубоководных впадин Американо-Сибирского суббассейна. Подготовительная стадия в апт-альбе с массовыми излияниями базальтов сменяется в позднем мелу стадией погружения будущей впадины Подводников и впервые возникшим

континентальным склоном. В кайнозой процесс погружения резко усиливается, сопровождаясь дальнейшей проградацией континентального склона на 75-80 км.

В результате выполненного исследования впервые на площади листа выделена зона сквозных структур дробления земной коры, предположительно рифтогенеза. Она выражена в Американо-Азиатской суббассейне севернее площади листа, и продолжается на юг, пересекая континентальный склон и прилегающий шельф. С нашей точки зрения зона сквозных структур является следствием единого тектонического процесса, а именно рифтогенеза. Выявленные основные черты строения осадочного чехла, а именно, его мощность, зона выклинивания отдельных комплексов и наоборот их нарастание в пределах проградируемого шельфа, все это дает основание для положительной оценки перспектив нефтегазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Андреева И.А., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Кийко О.А., Петрова В.И.* Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга. – в кн.: Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа, СПб, ВНИИОкеангеология, 2000, с.17-32.
2. *Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития.* (авт.:Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л.). М., ГЕОС, 1998, 187 с.
3. *Атлас Арктики*, М, ГУГК, 1985.
4. *Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. МО СССР*, 1980.
5. *Богдановский О.Г., Силантьев С.А., Карпенко С.Ф., Минеев С.Д., Савостин Л.А.* Древние мантийные ксенолиты в молодых эффузивах о. Жохова (архипелаг Де-Лонга). Доклады РАН. 1993. Т. 330. № 6. С. 750-753.
6. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1987, 257 с.
7. *Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П.* О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты. – в сб.: Тектоника Арктики, вып. 1, Л. НИИГА, 1975, с. 21-25.
8. *Виноградов В.А., Русаков И.М.* К вопросу о структуре складчатого фундамента и осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа СССР // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. – Л.: НИИГА, 1974.
9. *Геология и полезные ископаемые России.* Т. 5, кн. 1. Арктические моря. – СПб.:ВСЕГЕИ, 2004.
10. *Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание.* М. Недра, 1970, 548 с.
11. *Государственная геологическая карта РФ.* Масштаб 1:1000 000. Лист S-53-55 (Новосибирские острова). Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
12. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1000000. Лист S-59,60 (Восточно-Сибирское море). Объяснительная записка. / Авт.: Виноградов В.А., Зайончек А.В., Рекант П.В., Ромащенко О.Г., Супруненко О.И., Яковлева Т.В. Ред. Виноградов В.А. – СПб.; Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2006, 47 с.
13. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1000000. Лист S-57,58 (Восточно-Сибирское море). Объяснительная записка. – СПб.; Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2006а, 51 с.
14. *Государственная геологическая карта РФ* масштаба 1:1000 000. Лист S-1,2 – Чукотское море. Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2005. 60 с. (авторы В.А. Виноградов, С.А. Бондаренко, Ю.В. Горячев и др.).
15. *Грамберг И.С., Иванов В.Л., Преображенская Э.Н.* Потенциальные возможности нефтегазообразования в осадочных толщах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Геология шельфа Восточносибирских морей. – Л., 1976, с. 65-77.
16. *Грамберг И.С., Супруненко О.И., Шипелькевич Ю.В.* Штокмановско-Лунинская мегаседловина – высокоперспективный тип структур Баренцево-Карской плиты. – в кн.: Геология нефти и газа, 2001, № 1, с.10-16.
17. *Гусев Е.А., Зинченко А.Г., Бондаренко С.А., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Левченко С.Б., Жеребцов И.Е., Попов В.В.* Новые данные о рельефе и четвертичных отложениях внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 58-68.

18. Дорوفеев В.К., Благоещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Полезные ископаемые и минерагения. СПб, ВНИИОкеангеология, 1999, 130 с.
19. Драчев С.С. Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) Автореферат. – М., 2000. 40 с.
20. Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля «Индибирский залив - остров Жаннетты» // ДАН, 2001, том 377, № 4, с. 521-525.
21. Зинченко А.Г., Ласточкин А.Н. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000). М., ЗАО «Геоинформмарк», 2001, 38с.
22. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н. Грубообломочный материал донных отложений района поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) и его роль в определении геотектонической природы структуры // Геология морей и океанов. Тезисы докл. XVI Международной школы морской геологии. Т.2. – М., 2001, с. 32-33.
23. Каплан А.А., Коупленд П., Бро Э.Г., Кораго Е.А., Виноградов В.А. Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики. Тезисы устных докладов ВНИГРИ/AARG Региональной Международной конференции «Поиски и добыча нефти в трудных условиях». СПб, ВНИГРИ, 2001 г., IV с. 2.
24. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М., «Научный Мир», 1998, 368с.
25. Козырев В.Д. Основные геотектонические признаки нефтегазоносности малоизученных территорий. – Л., Недра, 1977, 132 л.
26. Конторович А.Э., Конторович А.А., Топешко В.А., Хоменко А.В., Леонтович В.Б., Моисеев С.А. Фрадкин Г.С., Шемин Г.Г. Критерии прогноза нефтегазоносности верхнего протерозоя и раннего кембрия Сибирской платформы. – в кн.: Малоизученные нефтегазоносные регионы и комплексы России (прогноз нефтегазоносности и перспективы освоения). Тезисы докладов научно-практ. конференции 27-29 ноября 2001 г., Москва, ВНИГНИ. М., ВНИГНИ, 2001, с.15-17.
27. Косько М.К. Восточно-Сибирское море // Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. Моря Советской Арктики. – Л.: Недра, 1984, с. 60-66.
28. Косько М.К. Седиментационные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Геология морей и океанов. Докл. сов. геол. На 28-1 сессии МГК. – Л.:ПГО «Севморгеология», 1988, с. 188-195.
29. Кошелева В.А., Яшин Д.А. Донные осадки арктических морей России. СПб, ВНИИОкеангеология, 1999, с.286.
30. Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картографирования Л., Недра, 1982, 272с.
31. Ласточкин А.Н. Геоэкология ландшафта. СПб, Изд-во СПбГУ, 1995, 280с.
32. Ласточкин А.Н. Морфодинамическое направление в настоящем и будущем науки о рельефе. – в кн.: Геоморфология в России: научные школы. Материалы Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 2001. с.10-13.
33. Ласточкин А.Н. Общая теория геосистем. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета. 2011. 980 с.
34. Литинский В.А., Раевский С.С. Структура фундамента Приморской низменности и прилегающих территорий и акваторий по геофизическим данным // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. – Л.: НИИГА, 1977, с. 98-121.

35. *Макеев В.М., Давыдов В.И., Устрицкий В.И.* Находка среднекаменноугольных отложений с тропической фауной на островах Де-Лонга // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Арктики. – Л., 1991, с. 167-170.
36. *Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков.* Л., Изд-во ПГО “Севморгеология”, 1986. 18 с.
37. *Моря Советской Арктики.* Т. 9. – Л., Недра 1984, с.280.
38. *Наливкин В.Д., Белонин М.Д., Лазарев В.С. и др.* Критерии и методы количественной оценки нефтегазоносности слабоизученных крупных территорий. Советская геология, 1976, № 1, с.28-39.
39. *Океанографическая энциклопедия.* Л., Гидрометеиздат, 1974. 631 с.
40. *Основы геоэкологии.* СПб, Изд-во СПбГУ, 1994, 352 с.
41. *Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А.* Фации шельфа. М., ИОАН,1995, 151с.
42. *Петрова В.И., Зинченко А.Г., Куршева А.В., Наркевский Е.В.* Распределение органического и карбонатного углерода в донных осадках Восточно-Сибирского моря – роль литологических, гидрологических и геоморфологических параметров. - Геология морей океанов. Тезисы докладов XIV Международной школы по морской геологии. П. М., ГЕОС. 2001. С.208-209.
43. *Петрографический кодекс.* Магматические и метаморфические породы. СПб, ВСЕГЕИ, 1995, 128 с.
44. *Полькин Я.И.* Зоны затухания геосинклинальных систем мезозойской арктического шельфа Восточной Сибири // Мезозойский тектоногенез. Тезисы докл. VII сессии. Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. – Магадан, 1969, с. 21-23.
45. *Сакс В.Н.* Условия образования донных осадков в Арктических морях СССР. Тр. НИИГА, т. XXXV. Изд-во Главсевморпути, Л.-М., 1952. 138 с.
46. *Супруненко О.И., Лазуркин Д.В.* Нефтегазоносные и перспективные осадочные бассейны Северного Ледовитого океана. – в кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 1996, с.198-204.
47. *Тектоническая карта Арктики и Субарктики* масштаба 1:5 000 000 / Гл. ред. И.П. Атласов. – Л.: ВАГТ, 1969.
48. *Яшин Д.С.* - В сб.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, 2000
49. *Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic Continental Margin of Alaska // The Arctic Ocean Region. The Geology of North America, 1990, vol. L, p. 257-288.
50. *Thurston D.K., Theiss L.A.* Geologic report for the Chukchi Sea Planning Area, Alaska. United States Department of the Interior Minerals Management Service. – Anchorage, Alaska, 1987.

Фондовая

51. *Ашихмина Е.А., Дик Г.Г., Касабов Р.В.* Комплексные геолого-геофизические исследования на трассе дрейфа научной станции "Северный полюс-26" в 1982-84 гг., Фонды ВНИИОкеангеология, 1984.
52. *Виноградов В.А., Мусатов Е.Е., Горячев Ю.В.* Легенда Лаптево-Сибироморской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000 000. 2000.
53. *Винокуров И.Ю., Сакулина Т.С. и др.* Проведение дополнительных комплексных геолого-геофизических исследований в центральной части Арктического бассейна с целью обоснования природы Центрально-Арктических поднятий, примыкающих к ним впадин и определения положения внешней границы континентального шельфа Российской Федерации. Отчет по государственному контракту №

- 15/08/20-14 в 4-х книгах. Фонды ОАО «Севморгео». 2013. I - 300 с., II – 252 с., III – 260 с., IV – 235 с.
54. *Вольнов Д.А., Грамберг И.С., Преображенская Э.Н.* Условия формирования, структура и перспективы нефтегазоносности осадочных толщ морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. 1975.
 55. *Гусев Е.А.* «Государственная геологическая карта Российской Федерации». Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-53, 54, 55, 56. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, ВНИИОкеангеология, 2001.
 56. *Гусев Е.А. (отв. исп.)* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист Т-57, 58, 59, 60. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. ВНИИОкеангеология, 2002.
 57. *Гусев Е.А., Виноградов В.А., Лопатин Б.Г. и др.* Отчет по объекту №14-11: «Методическое обеспечение и сопровождение региональных геолого-геофизических и геологосъемочных работ на шельфе Российской Федерации, в Черном, Азовском, Каспийском морях и в Антарктике».
 58. *Заманский Ю.В.* Комплексные геолого-геофизические исследования в высокоширотной части Арктики на НЭС «Академик Федоров» с целью получения материалов для обоснования проекта внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) в Северном Ледовитом океане (СЛО). Фонды ПМГРЭ, Ломоносов, 2001.
 59. *Иванова А.М. (отв. исп.)*. Атлас донных осадков Мирового океана. Т. II. Окраинные и внутренние моря. СПб, 1992.
 60. *Ким Б.И., Рейнин И.В.* Структурная геоморфология и новейшая тектоника западной части шельфа Восточно-сибирского моря. 1978.
 61. *Киселев Ю.Г. и др.* Отчет о выполнении опорных непрерывных наблюдений МОВ на трассе дрейфа научной станции «Северный полюс - 22» в центральной части Арктического бассейнов в 1981-82 гг. Фонды ВНИИОкеангеология, 1982 г.
 62. *Косько М.К. (отв. исп.)*. Изучить геологическое строение, историю развития и оценить минерагенический потенциал геодинамического полигона Новосибирских островов. СПб, фонды ВНИИОкеангеология, 1993.
 63. *Кудрявцев Г.А., Голубков В.С., Коновалов В.В. и др.* Региональные комплексные геофизические работы в глубоководной части Северного Ледовитого океана по определению внешней границы континентального шельфа в 1991 г. Фонды ВНИИОкеангеология, 1992 г.
 64. *Лазуркин Д.В. и др.* Прогнозная оценка ресурсов нефти и газа Арктического шельфа СССР на основе тектонического и нефтегеологического районирования по новым геолого-геофизическим данным. 1989.
 65. *Малявкин А.М., Ласточкин В.М., Аветисов Г.П., Виноградов В.А.* Аэромагнитная съемка восточной части Новосибирских островов и прилегающей акватории Восточно-Сибирского моря, сейсмогеологические работы на острове Бол. Ляховский, специализированные работы на острове Генриетты (отчет о работах Полярной экспедиции в 1974 г.). Л., фонды НИИГА, 1974 г.
 66. *Погребицкий Ю.Е.* Тектоническая карта арктических глубоководных впадин и шельфа Северного Ледовитого океана масштаба 1: 2 500 000. 1979.
 67. *Полькин Я.И. и др.* Геолого-тектоническое строение дна восточной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей по геофизическим данным. Отчет полярной геофизической экспедиции. Л., НИИГА, 1967 г.
 68. *Поселов В.А. (отв. исп.)*. Создать модели геологического строения земной коры Центральной зоны Северного Ледовитого океана с целью геологического обоснования внешней границы континентального шельфа России. СПб. Фонды ВНИИОкеангеология, 1999 г.
 69. *Рекант П.В. (отв. исп.)* Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1:1000000 листов U-57,58,59,60 (поднятие Менделеева, Северный

- Ледовитый океан). 2012. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВНИИОкеангеология», ФГУП «ВСЕГЕИ»).
70. *Секретов С.Б.* (отв. исп.). Региональные сейсмические работы на шельфе восточного сектора Арктики в 1990 – 1991 гг. Отчет ГП МАГЭ. Фонды ВНИИОкеангеология, 1992 г.
71. *Семенов Ю.П.* (отв. исп.). Донные отложения Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Л., НИИГА, 1961
72. *Семенов Ю.П.* (отв. исп.). Условия формирования современных отложений Арктического бассейна и накопление в них органического вещества. Л., НИИГА, 1971.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серии Лаптево-Сибироморская, Океанская

Лист Т-57-60 – остров Генриетты

Объяснительная записка

Подписано в печать 20.03.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 5,125. Уч.-изд. л. 5,7.
Тираж 150 экз. Заказ 81114011

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153