П. В. РЕКАНТ, О. В. ПЕТРОВ, Д. В. ПРИЩЕПЕНКО (ВСЕГЕИ)

Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов

В южной части Восточно-Сибирского шельфа с помощью компиляции картировочных данных по материковому обрамлению, островам и архипелагам восточного сектора Арктики закартированы шельфовые продолжения складчатых зон Чукотской складчатой области. На основании структурных различий предложено выделить о-в Врангеля и шельф вокруг него в ранг Врангелевско-Геральдской складчатой области. В геологическом разрезе шельфа выделено пять структурных ярусов, разделенных структурными несогласиями — элсмирский, чукотский, бофортский, меловой и кайнозойский. Установлена полистадийная история формирования системы тектонических нарушений. Впервые выделена Пегтымельская субмеридиональная сдвиговая зона, разделяющая структуры Врангелевско-Геральдской и Чукотской складчатых областей. Установленный по сейсмическим данным региональный разлом Биллингса сопоставляется с северной границей распространения раннемеловых гранитоидов Чукотской орогении и располагается на продолжении шовной зоны Кобук (Аляска). В центральной части шельфа выделена система эпиэлсмирских (?) пулл-апарт бассейнов (Дремхедский, Барановский и Денбарский), сформированных в обстановках субмеридиональной транстенсии позднего мела.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, Верхояно-Чукотская орогения, складчато-надвиговые деформации, сдвиговые деформации, сейсмический анализ.

P. V. REKANT, O. V. PETROV, D. V. PRISHCHEPENKO (VSEGEI)

The history of the formation of southern East-Siberian sea shelf thrust-and-fold zone. Results of the comprehensive seismic and geological data interpretation

The tectonic boundaries of the Anuy, Rauchuan, Chaun-Chuckchi and Wrangel folded zones were constrained offshore the Northern Chukotka folded area as a result of the comprehensive analysis of the geological and geophysical data. Five structural levels were revealed in the geological cross-section: Ellesmerian, Chuckotian, Beaufortian, Cretacious, and Cenozoic. The polystage tectonic history of the faults formation was suggested. The Pegtymelskaya sub-meridional shear zone separating the structures of the Wrangel and Chukchi zones was identified for the first time. The Billings regional fault established by seismic data is considered to be the northern distribution boundary of the Early Cretaceous granitoids of the Chukchi Orogeny and is located on the continuation of the Kobuk suture zone (Alaska). In the central part of the shelf, a system of Epielsmere (?) pull-apart pools (Dremhed, Baranovsky, and Denbars) formed in the Late Cretaceous submeridional transtensia is distinguished.

Keywords: East-Siberian Sea, Verkhoyano-Chukotka Orogeny, fold and trust deformation front, strikeslip deformations, seismic analysis.

Для цитирования: Рекант П. В., Петров О. В., Прищепенко Д. В. Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 35–59.

Введение. В тектоническом плане шельф Восточно-Сибирского моря (ВСМ) располагается на стыке нескольких ключевых структурно-формационных зон Восточной Арктики. С юга к шельфу подходят складчато-надвиговые структуры поздних мезозоид Чукотской складчатой области (СО) с доминирующим северо-западным простиранием и широким развитием меловых гранитоидов. С востока в район проникают субширотные структуры Врангелевско-Геральдской дуги, образованные в ходе многостадийного позднемезозойского орогенеза. С севера и северовостока шельф ограничен системой глубоких

эпи-элсмирских прогибов Восточной Арктики – трога Ханны, Северо-Чукотского и связанного с ними через седловину Кучерова прогиба Подводников. На северо-западе район сопрягается с древним блоком поднятия Де-Лонга, чехол которого обнаруживает деформации каледонского, позднекиммерийского и, возможно, тиманского и альпийского тектогенезов. С запада и юго-запада регион исследований ограничивает Южно-Анюйская шовная зона, считающаяся следом закрывшегося протоарктического океана.

Каждая из указанных выше структурно-формационных зон характеризуется собственным

© Рекант П. В., Петров О. В., Прищепенко Д. В., 2020

составом пород, сетью тектонических нарушений, стилем и возрастом деформаций. Взаимоотношение этих деформационных структур может пролить свет на формирование всего сложного ансамбля Восточно-Арктического шельфа.

Шельф в силу своей недоступности для прямого геологического изучения не может быть исследован стандартными структурно-тектоническими методами. Однако интерпретация обширной сети сейсмических данных, опирающаяся на багаж геологических знаний, накопленный при изучении материкового обрамления, помогает восполнить технические ограничения методов сейсмического профилирования и в полной мере использовать их преимущества. Попытке проведения геолого-структурного анализа Восточно-Арктического шельфа на базе сейсмического материала посвящена статья.

Мы полагаем, что на современном уровне познания геологической истории региона пока еще невозможно выработать непротиворечивую тектоническую модель, удовлетворяющую всем фактурным наблюдениям. Поэтому на данном этапе мы ограничиваемся подачей в основном фактурной части данных.

Региональный очерк. Район настоящего исследования – южная часть шельфа ВСМ, ограниченная на севере 75 °с. ш., на западе 150 °в. д., а на востоке о-вом Геральда (рис. 1). Согласно серийной легенде Чукотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 [9], большая часть описываемого региона относится к Чукотской СО, которая в свою очередь является частью Верхояно-Чукотской складчатой системы северо-востока России. В составе Чукотской области выделяется Анюйская, Раучуанская, Чаун-Чукотская и Врангелевская складчатые зоны. Согласно другим представлениям [21], складчато-надвиговые структуры о-ва Врангеля включаются в состав Новосибирско-Врангелевской складчатой системы и отграничиваются от структур Анюйско-Чукотской складчатой системы. Подобные неоднозначности в тектонической принадлежности о-ва Врангеля области могут объясняться изолированностью этого блока и отсутствием прямых структурных наблюдений по границам ее сочленения.

Анюйская зона представляет собой складчатое сооружение песчано-сланцевых пород мезозоя северо-западного простирания, сформированное на допалеозойском основании. Меньшую площадь здесь занимают палеозойские образования. Значительная часть площади сложена меловыми гранитоидами [9]. Раучуанская зона, разделяющая Анюйскую и Чаун-Чукотскую зоны, представлена главным образом позднеюрскими — барремскими морскими терригенными и вулканогенно-терригенными комплексами, наложенными на морские терригенные образования триаса. Чаун-Чукотская зона также формирует линейную область северо-западного простирания преимущественно из морских шельфовых и присклоновых терригенных комплексов триаса, осложненных сетью сдвиговых, взбросо-сдвиговых и взбросонадвиговых зон разрывных нарушений. В отличие от Анюйской и Раучуанской зон, среди триаса Чаун-Чукотской зоны имеются изолированные тектонические блоки, сложенные складчатыми терригенными и карбонатными породами палеозоя. В целом же строение всех трех складчатых зон достаточно близко.

Заметно отличается от вышеописанных зон строение о-ва Врангеля. Так, его разрез начинается врангелевским комплексом, сложенным метаморфизованными вулканогенно-терригенными породами докембрия, и наращивается вверх карбонатно-терригенными породами палеозоя и мезозоя. Для мезозойской части разреза характерно субширотное простирание взбросо-надвиговых и шарьяжных структур, в то время как среднепалеозойские комплексы формировались в обстановках субширотного (аз. 070°-250°) сжатия с образованием субмеридиональных деформационных структур [5]. Таким образом, очевидна дискордантность субширотных структур о-ва Врангеля и северо-западных структур Северной Чукотки.

Компиляция картировочных и структурногеологических данных по смежной суше и островам [5; 8; 9; 27] позволяет ожидать в геологическом разрезе региона пять структурных ярусов, различающихся структурно-формационными характеристиками, особенностями тектонического плана и, кроме того, разделенных между собой поверхностями структурных несогласий.

Первый (элсмирский) структурный ярус представлен отложениями нижнего-среднего палеозоя, деформированными в элсмирскую орогению. Свидетельства существования девонского структурного несогласия закартированы на о-ве Врангеля, где структурными наблюдениями установлена дискордантность структурного плана $S-D_1$ комплекса и перекрывающих его пород [5]. На основании этого авторами было высказаны предположения о наличии структурного несогласия в основании каменноугольных отложений и существовании здесь обстановок позднекаледонского (элсмирского) субширотного сжатия. Как будет показано ниже, именно с этим структурным несогласием, по-нашему мнению, связаны яркие, сильно деформированные отражающие поверхности в складчатом фундаменте. Предполагаемая мощность образований этого структурного яруса достигает 2,0-3,5 км. На северном побережье Чукотки свидетельством каледонской орогении, скорее всего, являются гранитоиды Киберовского массива (439 млн лет) [9].

Второй (чукотский) структурный ярус сложен интенсивно деформированными терригенными породами позднего палеозоя — ранней юры мощностью до 4—8 км. Наибольшим распространением пользуются терригенные отложения триаса и верхней юры — нижнего мела, содержащие силлы, дайки и гипабиссальные интрузии габбро и габбро-диабазов [8]. Для триасового



Рис. 1. Схема положения района исследований (красный прямоугольник). Серые линии – сейсмические профили, использованные в настоящей работе. На врезке – тектоническое районирование региона, согласно Чукотской серийной легенде Буквами обозначены: С – Святоносско-Олойская, А – Анюйская, Р – Раучуанская, Ч – Чаун-Чукотская, В – Врангелевская складчатые зоны, а также Ю – Южно-Анюйская шовная и ЧВ – Чаунская вулканогенная зоны

терригенного комплекса Чукотки характерны сложные складчато-разрывные структуры как южной вергентности, так и наложенные деформации с вергентностью в северных румбах. В обнажениях часто встречаются асимметричные сильно сжатые, вплоть до изоклинальных, складки, размер которых варьирует от первых метров до первых сотен метров. Часто встречаются опрокинутые складки с углами падения от 30°-45° на нормальных крыльях и до 60°-80° на опрокинутых. По осевым плоскостям этих структур часто наблюдаются срывы и надвигание их югозападных крыльев на северо-восточные. Складчатые структуры секутся кварцевыми жилами, смятыми в открытые асимметричные складки, коаксиальные основным. Местами на терригенные породы триаса, смятые в складки южной вергентности, надвинуты складчатые комплексы триаса и юры – мела, испытавшие тектоническую переработку с образованием складок северной и северо-восточной вергентности (рис. 2).

По представлениям Голионко [8], образованию типичных для чукотского структурного яруса северо-вергентных складчато-надвиговых структур предшествовал среднеюрский этап деформаций, который сформировал сложную систему складок южной вергентности. Очевидно, для этого этапа был характерен тектонический транспорт с севера на юг. Позднее в конце неокома на сформированную в триасовых породах складчато-надвиговую структуру были наложены складки и надвиги с вергентностью в северных румбах [27].

Ранний этап Чукотской орогении определяется по началу отложения синорогенных формаций поздней юры — раннего мела [2; 4; 27]. Окончание



Рис. 2. Сжатая опрокинутая складка в триасовых породах в районе мыса Шелагский [8]

фазы сжатия фиксируется по самым молодым отложениям, вовлеченным в деформации. Для Раучуанской впадины они датированы валанжином (~136–132 млн лет), а для Южно-Анюйской сутуры – готеривом [4; 21; 27]. Наиболее древние постскладчатые гранитоиды имеют аптский возраст (~117 млн лет) [10].

Для определения периодов тектонических деформаций о-ва Врангеля используются данные трекового датирования апатита, отражательной способности витринита и цветового индекса конодонтов из пород северного побережья арктической Аляски (Лисберн Хилс). Установлено, что в готериве — апте (132—115 млн лет) горные породы этого региона подверглись быстрому



Рис. 3. Складчато-надвиговые структуры северной вергентности в карбонатно-терригенных отложениях перми о-ва Врангеля [5]. Высота уступа примерно 10 м

погружению и нагреву, обусловленному, очевидно, надвиго- и складкообразованием [29]. Тектонические деформации середины апта (115 млн лет) связываются здесь с воздыманием территории, эксгумацией и размывом горных пород. Последовавшая за этим пенепленизация территории привела к формированию плаща кайнозойских образований с региональным среднебрукским несогласием в подошве [29].

Мезоструктурные наблюдения на о-ве Врангеля показывают, что генеральная субширотная складчато-надвиговая структура острова (рис. 3), осложненная правосторонними сдвигами, скорее всего, была сформирована в конце неокома на завершающей стадии позднемезозойской орогении в результате субмеридионального сжатия с характерным тектоническим транспортом в северных румбах [5; 14; 15].

Третий (бофортский) структурный ярус слагают преимущественно континентальные осадочные и вулканогенно-осадочные породы поздней юры - неокома, выполняющие наложенные постколизионные впадины. Верхняя возрастная граница этого яруса весьма приблизительно может быть определена по перекрывающим породам Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (ОЧВП). Поскольку формирование последнего началось в позднем альбе и продолжалось в позднем мелу [3; 22], то, по нашим представлениям, сопоставление кровли этого структурного яруса с предаптским несогласием вполне логично. Для юрско-неокомских пород характерна мощность до 3-4 км и относительно простые складки с вергентностью преимущественно в северных румбах. Более высокая степень деформаций подстилающих триасовых пород по сравнению с верхнеюрско-меловыми

свидетельствует о наличии структурного несогласия между ними. Это в свою очередь является важным диагностическим признаком для стратиграфического разделения соответствующих им сейсмокомплексов (ССК).

Четвертый (меловой) структурный ярус слагают вулканогенные породы ОЧВП и синхронные им вулканокластиты, образованные в конце апта позднем мелу (мощность 1,0-4,5 км). Северная граница распространения вулканитов ОЧВП не достигает побережья Чукотки, и поэтому на изучаемом шельфе породы этого яруса представлены вулканогенно-осадочными и прибрежными фациями. Позднемеловой этап, сопровождаясь интенсивными деформациями, воздыманием и эрозией, заканчивается пенепленизацией территории с формированием палеоценовых кор выветривания и сопоставляется со среднебрукским несогласием [5; 10; 35]. По мнению Э. Л. Миллера [27], деформации этого этапа были обусловлены региональным восточно-северо-восточным западно-юго-западным растяжением и внедрением гранитоидов апт-альба (117-108 млн лет) [13]. На побережье Чукотки такие напряжения реализовались формированием сбросов субмеридионального простирания, деформирующих складки [8]. Примерно в это же время структуры субмеридиональной северо-северо-западной – юго-юго-восточной транстенсии наблюдаются и на о-ве Врангеля [5]. Здесь зафиксировано наложение мезоструктур сбросовой, сдвиго-сбросовой и раздвиговой кинематики на генеральную складчато-надвиговую структуру острова.

Пятый (кайнозойский) покровный структурный ярус образован недеформированным плащом кайнозойских осадочных отложений мощностью от 100 м до 2,0 км.

Материалы и методы. Важным отличием настоящего исследования от опубликованных в последнее время работ является принципиально более полный массив сейсмических данных, использованных при картировании. По своей сути данная работа представляет собой часть многолетнего сейсмогеологического исследования Восточной Арктики, проводимого автором [7; 18; 19]. Исходный сейсмический массив содержит около 800 сейсмических профилей по всей восточной части Арктического бассейна. Непосредственно в исследовании по данному региону было использовано более 150 профилей, покрывающих Восточно-Сибирский шельф и смежные области СЛО (см. рис. 1). Применение столь обширного массива данных имеет ряд преимуществ. Во-первых, множество профилей дает большое количество точек их взаимной увязки, что помогает избежать корреляционных ошибок. Во-вторых, региональный охват смежных структур позволяет использовать длинные региональные корреляционные ходы, дотягивающиеся до опорных регионов, скважин, структурных реперов, что дает возможность надежно привязать сейсмические границы и комплексы к прямым геологическим данным по материковому обрамлению.

Наше исследование опирается на анализ сейсмических данных, полученных ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) и ОАО «МАГЭ» в конце прошлого и начале этого веков по шельфу ВСМ и Чукотского моря (ЧМ) [12; 16], а также профили ООО «Геология без границ», выполненные в 2013 г. В интерпретации также использованы сейсмические профили BGR (Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Ганновер, Германия), выполненные в регионе в 1993, 1994 и 1997 г. [26]. Профили ОАО «МАГЭ» 2014 и 2016 г. по северной периферии поднятия Де-Лонга были использованы в совокупности с тематическими исследованиями ВСЕГЕИ на островах Де-Лонга [20]. Для увязки сейсмостратиграфии российской и американской частей ЧМ использовалась сеть сейсмических наблюдений USGS [37]. Материалы государственной геологической съемки м-ба 1 : 1 000 000 [9; 15] применялись для верификации построений и датировки основных этапов перестройки региона. Данные геологической съемки Аляски м-ба 1 : 250 000 [31] предоставили материал к пониманию состава мезозойских пород.

Важнейшая часть любого сейсмического исследования — сейсмостратиграфическая модель, положенная в его основу. Без достоверной стратиграфической привязки ССК и/или разделяющих их границ любые полученные выводы о ходе эволюции региона не будут иметь геологической опоры. Поэтому для верификации авторской сейсмической модели по региону нами были использованы несколько реперных районов на материковом обрамлении региона.

Во-первых, данные геологического картирования [9] позволили увязать поверхность акустического фундамента акватории с кровлей

складчатого фундамента северного побережья Чукотки и о-ва Врангеля, а также сопоставить яркий рефлектор внутри толщи складчатого акустического фундамента со структурным несогласием в кровле элсмерид. Во-вторых, разрез Айонской скважины 1 [9] дает возможность определить в сейсмическом разрезе положение подошвы кайнозойских отложений и отражающий горизонт МВU (ОГ-МВU). В-третьих, район устья р. Кукповрук на северном побережье Аляски дал возможность выделить яркий OГ-UNT (upper nanushuk-torok) в кровле формаций нанушукторок и протрассировать его на акваторию ВСМ. В-четвертых, важным структурным репером для корректировки сейсмической модели стала фронтальная часть складчато-надвиговых структур Фронтального Врангелевско-Геральдского надвига (ФВГН). Смена в разрезе синколлизионных комплексов отложений постколлизионными дает основание определить в разрезе положение сейсмических горизонтов UNT и MBU. В-пятых, заверка этих построений также была проведена по наземным (Валакпа, Туналик, Перд, Кургуа, Саус Миде-1, Инигок, Икпупук-1) [23] и шельфовым (Попкорн и Крекерджэк) [35] скважинам. Детали стратиграфической привязки основных сейсмических реперов разреза будут рассмотрены ниже.

При изучении геологической истории сложнопостроенных орогенных областей важную роль приобретает изучение тектонической эволюции региона и связанных с ней этапов тектонических деформаций. Для этого при картировании материкового обрамления прямыми геологическими методами используется методика геолого-структурного анализа [5; 8], опирающаяся на структурные наблюдения. В результате статистической обработки многочисленных замеров макроструктурных элементов производится идентификация структурных парагенезов, последовательности этапов тектонических деформаций и соответствующих им полей тектонических напряжений. На основании этого возникает возможность определить направления тектонического транспорта, взаимного перемещения блоков земной коры и последовательность смены тектонических этапов.

Однако на акваториях, которые являются закрытыми областями, подобная методика не может быть использована, и здесь структурные наблюдения приходится выполнять, используя комплекс геофизических данных. Сейсмические данные при наличии региональной сети наблюдений позволяют непосредственно картировать региональные элементы тектонического каркаса: зоны региональных сдвигов, надвиговые парагенезы, выступы фундамента и присдвиговые прогибы и т. д. С помощью карт трансформантов магнитного и гравитационного полей удается подтвердить или опровергнуть полученные результаты. По сейсмическим данным в структуре осадочного чехла можно проследить все важнейшие этапы структурных перестроек региона. Картирование депоцентров осадконакопления

или областей сноса, поверхностей несогласий или толщ конденсированного разреза, эрозионных врезов или клиноформных комплексов позволяет дешифрировать область тектонических поднятий и опусканий, пути транспорта осадков и многие другие палеогеографические и тектонические параметры, а потенциальные поля — провести районирование блоков земной коры с различными направлениями линеаментов. Кроме того, сейсмические данные предоставляют важную информацию о пликативных и дизъюнктивных деформациях чехла, формировании складчато-надвиговых фронтов и так называемых цветковых структур, являющихся проецированными разрывными структурами чехла при активизации древней разломной сети.

Стратиграфическая привязка сейсмических комплексов позволяет оценить время формирования различных систем тектонических нарушений. Процедура привязки тектонических нарушений к определенному структурному плану предусмотрена в качестве одной из стандартных функций интерпретационного пакета The Kingdom Suite и активно использовалась в настоящей работе. В результате удалось установить различия систем тектонических нарушений по трем структурным планам: элсмирскому, киммерийскому и позднемеловому. Кроме того, нами установлено, что подавляющее большинство тектонических нарушений на шельфах ВСМ и ЧМ затухает в подошве кайнозойской толщи осадков, что в свою очередь свидетельствует о спокойном тектоническом режиме шельфа для всего кайнозоя.

По результатам интерпретации обширного массива сейсмических данных ранее нами построена структурная карта поверхности акустического фундамента всего Восточно-Арктического региона [34]. В настоящей работе для детального описания структуры складчато-надвиговых парагенезов шельфа ВСМ и ЧМ используется часть этой карты, покрывающая данную площадь. Кроме того, в рамках описываемого здесь региона нами составлена карта поверхности кровли элсмирского складчатого основания и карта мощности палеоценовых отложений.

Результаты. Сейсмостратиграфическая модель. Представляет собой логичное развитием модели, использованной нами при составлении листов ГК-1000 Океанской серии [7]. В настоящей работе модель расширена за счет использования морских и наземных сейсмических профилей USGS [37], многочисленных тестовых скважин, пробуренных в 1980–1990-х годах на Северном склоне Аляски и смежной акватории ЧМ, новых канадских [30] и немецких сейсмоданных [26].

Согласно существующим представлениям, в районе Северного склона Аляски выделяются брукский пострифтовый (K_1 –KZ), бофортский синрифтовый (J_3 – K_1) и элсмирский (D_3 –T) комплексы [35]. Слабометаморфизованные породы франклинского комплекса выступают здесь

акустическим фундаментом. Эта же сейсмическая модель — основа для различных межрегиональных сейсмических корреляций [25; 32], с помощью которой построены модели сейсмостратиграфического расчленения разреза, выполненные в ДМНГ [16], и сейсмическая модель Л. А. Дараган-Сущовой [11]. Как указывают в своих статьях эти авторы, при корреляциях ими учитывались данные геологического картирования смежных территорий и региональные схемы стратификации сейсморазрезов. В работе Н. А. Петровской и М. А. Савишкиной [16] перечислен обширный массив геологических данных, согласно которому проводилось стратиграфическое расчленение разреза. Однако ни сами корреляционные ходы, ни методика их корреляции в статье не приводятся. В основе стратиграфической привязки сейсмогоризонтов по модели [11] лежит корреляционный ход от американской скважины Попкорн через профили D84-33 и CS-90-08 в российскую часть ЧМ, а также сопоставление волновой картины вдоль серии региональных сейсмических профилей. Следует сказать, что именно этот корреляционный ход пересекает обширное поднятие в северной части ЧМ, где теряется корреляция большинства мезозойских горизонтов. Прослеживание же сейсмических горизонтов на основании волновой картины. по нашим представлениям, - весьма уязвимая методика, поскольку при региональных корреляциях различия графов обработки сейсмоданных, а также исходных характеристик сейсмической аппаратуры приводят к серьезным изменениям внутренней структуры волнового поля.

Несмотря на схожесть возрастов коррелируемых сейсмогоризонтов и сейсмокомплексов, используемая нами модель местами обладает существенными расхождениями с указанными выше моделями. Наиболее ярко эти различия можно проследить, сопоставив модели по одному профилю через Северо-Чукотский прогиб (рис. 4). На рисунке очевидно, что наша модель предполагает существенно более древний возраст выполнения прогиба, а следовательно, и более низкие скорости осадконакопления чехла.

Кроме того, мы не видим ни сейсмических, ни наземных картировочных данных для выделения в разрезе региона ОГ-ВU (Brookian unconformity), трассируемого в регион по моделям [11; 16] и располагающегося всего двумя ярусами выше, чем ОГ-LCU. Дело в том, что изначально ОГ-ВИ и ОГ-LCU были выделены на Северном склоне Аляски соответственно как кровля и подошва маломощной формации пебл шейл (pebble shale). Причем если большинство исследователей находят основания для сопоставления последнего с региональным предаптским несогласием, то верхний OГ-BU обычно не сопровождается заметным перерывом. Исходя из региональной направленности работы, мы считаем необоснованным давать столь дробную стратификацию разреза по весьма удаленным корреляционным ходам. В нашей модели мы



Рис. 4. Сравнение сейсмостратиграфического расчленения разреза по профилю Es10z23 по: A - [16], B - [11], B - предлагаемая сейсмическая модель. C - врезка с авторской схемой расчленения разреза в областях с позднекиммерийским (слева) и элсмирским (справа) складчатым фундаментами. В первом случае акустический фундамент ОГ- F_a совпадает с ОГ-JU, во втором – с TF

Цифры в скобках означают ориентировочный возраст сейсмических границ. Положение профиля показано на рис. 1

оставили только OГ-LCU как наиболее хорошо выраженный рефлектор.

Для корректировки положения опорных горизонтов в сейсмических разрезах и геологически обоснованного расчленения разреза в нашей сейсмической модели использованы структурные данные по о-ву Врангеля. Как было сказано выше, наблюдения на о-ве Врангеля, Северной Чукотке и Западной Аляске [5; 8; 21; 29] определяют время завершения орогенного этапа чукотской складчатости в весьма узких пределах - самым концом раннего мела. Поэтому во фронтальной части Врангелевско-Геральдской дуги апт-альбские отложения являются синорогенными образованиями и заполняют характерные впадины, а посторогенные верхнемеловые породы нивелируют недокомпенсированную часть прогиба. Кайнозойские же отложения должны формировать верхний – покровный комплекс отложений. В нашей сейсмической модели, а также в модели [11] это условие выполняется, и покровный комплекс начинается с маломощных континентальных отложений палеоцена (рис. 4). В модели [16] палеоцен-эоценовые отложения входят в состав синорогенного комплекса, а покровный комплекс начинается с отложений олигоцена, что противоречит структурным наблюдениям на суше и датировкам, приведенным выше.

Еще более очевидно подобное противоречие сейсмостратиграфических построений прямым геологическим наблюдениям в сейсмической модели А. М. Никишина и соавторов [32], согласно которой палеоцен-эоценовые отложения слагают основную часть осадочного выполнения Северо-Чукотского прогиба и достигают мощности более 6–8 км.

По нашему мнению, представить такие геологические обстановки в палеоцене на фоне хорошо известной пенепленизации всего Восточно-Арктического региона, формировании кор выветривания, весьма затруднительно.

Тщательная стратиграфическая привязка сейсмических комплексов к стратиграфическим и структурным реперам материкового обрамления, выполненная в рамках настоящего исследования, позволила, по-нашему мнению, избежать столь очевидных конфликтов сейсмической модели и геологических данных. Примеры стратиграфического обоснования сейсмических границ будут даны ниже.

Расчленение осадочного чехла. Наиболее яркая сейсмическая граница в разрезе описываемого региона – $O\Gamma$ -(JU) F_a , отделяющая интенсивно деформированные породы акустического фундамента от залегающего на них маломощного стратифицированного мезо-кайнозойского чехла (рис. 5). Экстраполяция структур Чукотской



Рис. 5. Фрагмент субширотного сейсмического профиля Es10z06 (сверху) и его интерпретация (снизу) в южной части BCM, иллюстрирующие структурные стили сейсмокомплексов. Позднеюрско-неокомские и апт-альбские отложения заполняют синорогенные впадины. Кайнозойские отложения формируют недеформированный плащ осадков. В толще складчатого основания определяется региональное структурное несогласие в кровле элсмирского яруса (OГ-TF), а также региональные надвиги северо-восточной вергентности. На этот структурный план наложены позднемеловые правосторонние (?) сдвиги, создающие видимое опускание висячего крыла надвига

Для рис. 5, 6, 12, 14, 16 положение профиля показано на рис. 1, а стратиграфическая привязка и цветовая индикация отражающих горизонтов — на рис. 4

складчатой области на шельф южной части ВСМ позволяет скоррелировать $O\Gamma$ -(JU) F_a с кровлей интенсивно деформированных образований поздних мезозоид северо-востока России и определить нижний возрастной интервал осадочного чехла как верхнеюрский. Таким образом, на большей части описываемой акватории чехол сложен верхнеюрско-четвертичными образованиями. Исключение составляет южная часть эпи-элсмирского Северо-Чукотского прогиба, заходящая на северо-восток описываемой области, где в чехольном состоянии находятся породы среднего и верхнего палеозоя (рис. 4).

Осадочный чехол большей части описываемого региона разделяется региональными

отражающими границами на несколько ССК: бофортский (J_3-K_1n) , апт-альбский, верхнемеловой, палеоценовый и эоцен-четвертичный. Помимо характерной волновой картины, каждый ССК имеет собственный структурный стиль, особенности распространения и геометрии (рис. 5).

Бофортский комплекс (${}^{s}J_{3}-K_{1h}$) ~ 175–130 млн лет. Вулканогенно-осадочные породы бофортского ССК слагают базальные горизонты осадочного чехла. В его кровле определяется яркий отражающий горизонт ОГ-LCU, сопоставляемый с предаптским несогласием. По геологическим данным, на суше эти породы заполняли локальные синорогенные депрессии в кровле сильно деформированных пород триаса – нижней юры



Рис. 6. Фрагмент субширотного сейсмического профиля Es10z30, иллюстрирующий структурные стили сейсмокомплексов чехла и акустического фундамента региона исследований. Поздненеокомские надвиги деформированы наложенной системой позднемеловых правосторонних (?) сдвигов, принадлежащих Пегтымельской сдвиговой зоне. Наложенная система субмеридиональных сдвигов позднего мела вызывает видимое опускание висячего крыла надвига

и, очевидно, накапливались на завершающем этапе позднекиммерийской орогении (рис. 5, 6). В отличие от подстилающих пород складчатого основания, бофортский комплекс деформирован в гораздо меньшей степени. Для него характерны достаточно простые складки с углами крыльев, редко превышающих 10°-20°, что в приложении к сейсмическим данным, с одной стороны, позволяет фиксировать особенности внутренней волновой картины, а с другой, по структурному несогласию отделять этот комплекс от субстрата. Судя по сейсмическим данным, на шельфе отложения бофортского комплекса обладают пятнистым распространением, выклиниваясь на выступах фундамента и аккумулируясь в синорогенных впадинах. Мощность этого ССК наращивается в северном направлении.

Баррем-альбский комплекс (^sK_{lbr-al}) ~ 130– 100 млн лет. Сверху бофортский ССК перекрывается преимущественно континентальными породами апта – альба, формирующими основную мощность осадочного заполнения конседиментационных прогибов на шельфе. Волновая картина комплекса хорошо согласуется с предполагаемым континентальным генезисом слагающих его пород. Для него характерно акустически слоистое волновое поле со средними и короткими отражающими границами.

Кровлей апт-альбского ССК является опорный ОГ-UNT, относимый нами условно к границе нижнего и верхнего мела (~ 100 млн лет). Благодаря своему стратиграфическому положению и структурному стилю, эта сейсмическая граница хорошо прослеживается на всем Восточно-Арктическом шельфе от Северного склона Аляски до Новосибирских островов.

Ключевой район для стратификации ОГ-UNT – залив и устье р. Кукповрук на западном побережье Аляски, между мысом Лисберн и поселком Поинт-Лей (рис. 7). Здесь наземными и морскими исследованиями в разрезе объединенной формации нанушук-торок идентифицируется система бескорневых взбросо-антиклиналей [31], прослеживаемая с суши на шельф. Таким образом, идентификация характерных деформационных структур как наземными геологическими, так и морскими сейсмическими методами дает нам возможность выполнить стратиграфическую привязку сейсмических комплексов, идентифицированных на смежной акватории.

По сейсмическим данным, в шельфовой части залива р. Кукповрук (рис. 7, А) фиксируется серия асимметричных субширотных брахиформных синклиналей и разделяющих их взбросо-антиклиналей северной вергентности. Углы падения южных крыльев достигают 20°-30°, северные крылья существенно круче – до 60°. Высота антиклиналей – 1500 м, а амплитуда вертикальных перемещений по плоскости срыва – до 200-300 м. Поверхности сместителей наклонены на юг и юго-запад под углом до 40°. Интенсивность складкообразования снижается на север, где на расстоянии в 180-200 км антиклинали выполаживаются и перестают фиксироваться. ОГ-UNT определяется здесь в средней части по разрезу ядер синклиналей, в ядрах взбросо-антиклиналей он часто выходит на поверхность морского дна в зону размыва.





По результатам геологической съемки материковой части Западной Аляски [31], к востоку от устья р. Кукповрук и севернее хребта Брукса идентифицируется восточная часть этой же системы взбросо-антиклиналей. Деформационные структуры сохраняют свои характеристики как по простиранию, так и по разрезу. Однако в отличие от шельфовой части, на побережье эти структуры отчетливо выражены в современном рельефе (рис. 7, *Б*, *В*), а слагающие их породы доступны для геологического изучения.

Синклинали формируют кольцевые овоидные возвышенности (Бофорт, Кукповрук, Дедфол и др.), а разделяющие их взброс-антиклинали (Сноубенк, Архимедес, Близзарро, Эпизетка и др.) – узкие понижения между ними. Ядра антиклиналей сложены рыхлыми темно-серыми морскими и прибрежно-морскими аргиллитами и алевролитами формации торок (апт – альб), поэтому они в большей степени подвержены выборочной эрозии. В ядрах смежных синклиналей и на их крыльях обнажаются альбсеноманские прибрежно-морские и континентальные песчаники, кварц-кремнистые конгломераты, алевролиты, углистые сланцы, прослои углей. По геологическим данным, контакт формаций нанушук и торок носит диахронный характер и располагается в диапазоне от альба до сеномана. В геологических разрезах он достаточно условно определяется по слоям компетентных песчаников и конгломератов, формирующих кольцевые гребни в верхах формаций нанушук (рис. 7, В) [29].

Поскольку наземный сводный сейсмопрофиль USGS10-70-04/71-13 пересекает сразу несколько закартированных взбросо-антиклиналей (рис. 7, *Б*; Архимедес, Сноубенк и Эпизетка), нам удалось скоррелировать контакт формаций торок и нанушук с сейсмической границей на профиле. Для целей регионального картирования горизонт ОГ-UNT сопоставляется нами с наиболее прочными компетентными слоями на границе нижнего и верхнего мела (~100 млн лет).

Плотная сеть региональных профилей, использованная в настоящей работе, а также узнаваемый структурный стиль ОГ-UNT позволил нам выполнить несколько региональных корреляционных ходов на запад, вплоть до поднятия Де-Лонга, Северо-Чукотского прогиба и основания поднятия Менделеева. Опорный горизонт был скоррелирован на всех сейсмических профилях. На шельфе ВСМ и ЧМ ОГ-UNT обладает весьма характерным и легко распознаваемым структурным стилем. Он идентифицируется как самый верхний яркий рефлектор, интенсивно разбитый множеством бескорневых разломов, формирующих так называемые цветковые структуры (см. рис. 6).

Кроме собственно кросс-корреляции ОГ-UNT с профиля на профиль, корректность его положения в сейсмическом разрезе контролировалась по структурным признакам (см. также описание выше, рис. 4). В разрезе южной части Северо-Чукотского прогиба по структуре осадочного выполнения прогиба удается распознать смену синорогенных обстановок посторогенными. Время завершения орогенного этапа чукотской складчатости по структурным наблюдениям определяется самым концом раннего мела [8]. Таким образом, следует ожидать, что на фронте позднекиммерийских деформаций синорогенные прогибы должны быть заполнены апт-альбскими и верхнемеловыми отложениями, а ОГ-UNT располагаться в их кровле. Корреляция этого рефлектора в Северо-Чукотском прогибе позволила протрассировать его далее на запад и юг на весь шельф ВСМ.

Верхнемеловой комплекс (~100-65 млн лет). Выше OГ-UNT располагается комплекс верхнемеловых отложений, ограниченный в кровле еще одним региональным горизонтом OГ-MBU, маркирующим подошву кайнозойского разреза. Реперной точкой для определения положения MBU в разрезе чехла BCM является 663-й метр разреза Айонской скважины 1, где, по материалам бурения, располагается подошва кайнозойских пород [9]. Эти данные были экстраполированы на близлежащий сейсмический профиль и затем по сети непрерывных корреляционных ходов - на всю акваторию ВСМ и южную часть ЧМ. Кроме этого, гипсометрическое положение рефлектора MBU в сейсморазрезе было скоррелировано при помощи регионального корреляционного хода от скважин Крекерджэк и Попкорн через Северо-Чукотский прогиб на шельф ВСМ. Этот корреляционный ход был выбран с таким расчетом, чтобы обойти многочисленные зоны потери корреляции в южной части ЧМ и при пересечении Врангелевско-Геральдской дуги. Совместная корреляция ОГ-UNT и ОГ-MBU вдоль линии корреляционного хода позволила значительно уменьшить возможный диапазон ошибок при определении положения сейсмических границ в разрезе.

Состав верхнемелового комплекса пород может быть спрогнозирован, в первую очередь исходя из характеристик синхронных пород на материковом обрамлении, а также из особенностей волновой картины и структуры отложений. По картировочным данным, на Северном склоне Аляски [31] отложения формации нанушук вместе с апт-альбской частью формации торок (см. описание выше) формируют непрерывную регрессивную толщу. Верхнемеловая ее часть представлена прибрежно-морскими и континентальными светло-серыми песчаниками и кварц-кремнистыми конгломератами, переслаивающимися с алевролитами, углистыми сланцами и прослоями углей формации нанушук (альб – сеноман). Исходя из картировочных данных по северному побережью Чукотки [9], в составе комплекса также ожидается присутствие вулканогенно-обломочных пород, парагенетичных вулканитам ОЧВП. Собственно вулканиты ОЧВП, скорее всего, в разрезе не представлены, поскольку поле сплошного распространения последних на суше картируется на удалении более 100 км от современного побережья.

Для верхнемелового ССК характерно обилие малоамплитудных тектонических нарушений бескорневых сбросов и взбросов, формирующих хорошо коррелируемые между профилями так называемые цветковые структуры. Причем наблюдается прямая корреляция зон увеличения мощности этого ССК с зонами развития цветковых структур. В кровле комплекса часто определяется размыв от нескольких десятков до первых сотен метров осадков. Такой сейсмический облик верхнемелового ССК хорошо коррелируется с тектоническими обстановками апт-позднемелового аплифта Северной Аляски, эксгумацией и размывом пород. По данным [29], последовавшая за этим пенепленизация территории привела к формированию плаща кайнозойских образований с региональным среднебрукским несогласием в подошве.

Располагаясь в кровле эродированных и интенсивно деформированных отложений мела на контакте с плащом кайнозойских образований, ОГ-МВU формирует особенный структурный стиль, который легко распознается на всем шельфе ВСМ и ЧМ. Разрез по любому сейсмическому профилю показывает, что подавляющее большинство тектонических нарушений позднего мела не проникает в кайнозойскую часть разреза (рис. 6). Использование этого признака позволило нам уверенно трассировать ОГ-МВU в нескольких сложных местах при неоднозначной корреляции сейсмопрофилей, определяя тем самым подошву кайнозойского плаща.

Кайнозойский плащ осадков (65–0 млн лет). Самым верхним ССК в разрезе чехла ВСМ является плащ кайнозойских отложений, залегающий между поверхностью морского дна и региональным рефлектором MBU. Параллельно-слоистая волновая картина этого ССК, определяемая в сейсмической записи, хорошо согласуется с геологическими данными по суше. Согласно последним, кайнозойские отложения в регионе представлены континентальными и прибрежными фациями (см. рис. 5, 6). Из-за малой мощности отложений более детальное расчленение кайнозойской части разреза ВСМ достаточно проблематично. Однако, экстраполируя сейсмические данные из глубоководной части СЛО на внешний шельф, нам удалось по всей площади района проследить отражающий горизонт ОГ-А, который, согласно [18; 19; 33], коррелируется с кровлей палеоценовых отложений. В волновом поле он представлен хаотической записью, характерной для континентальных образований. Важная особенность комплекса палеоценовых отложений - его малая мощность и отсутствие в регионе заметных депоцентров. Карта мощности палеоценовых отложений, приведенная на рис. 8, демонстрирует слабые вариации мощности палеоцена по площади. Всю восточною часть региона вокруг о-ва Врангеля занимает область минимальных мощностей на пределе вертикального разрешения профилирования МОВ ОГТ ~ 100 м и менее. Мощность чуть более 300 м фиксируется севернее Медвежьих островов, на юговосточной окраине поднятия Де-Лонга (западная часть района), к северо-западу от о-ва Айон и на запад от о-ва Врангеля.

Структурный стиль кайнозойских образований отличается от мезозойской части разреза практически полным отсутствием тектонических нарушений (см. рис. 5). Такая закономерность прослеживается повсеместно на шельфах ВСМ



Рис. 8. Карта мощности палеоценовых отложений южной части ВСМ по сейсмическим данным, км

и ЧМ. Немногочисленные кайнозойские нарушения фиксируются лишь в северо-западной части ВСМ, а также приокеанической Восточно-Арктического шельфа.

Таким образом, многочисленные сейсмические данные по региону свидетельствуют, что к началу палеоцена этап позднемелового воздымания и эрозии в регионе сменился обстановками тектонического покоя и пенепленизации. Это же подтверждают низкие мощности палеоценовых отложений, а также широко распространенные в регионе коры выветривания. Маломощные каолиновые коры выветривания по породам мезозоид встречаются в днищах древних долин Приморской и Чаунской низменностей, отмечаются на о-ве Врангеля и Новосибирских островах [1; 9; 15; 38].

Структура и сейсмическое строение акустического фундамента. Как уже указывалось выше, основным опорным сейсмическим горизонтом на большей части описываемого региона является ОГ-(JU)F_a, отделяющий интенсивно деформированные, акустически прозрачные либо полупрозрачные толщи пород акустического фундамента от залегающего на них маломощного стратифицированного мезо-кайнозойского чехла (см. рис. 5). Трассирование складчатых структур Чукотской СО на шельф южной части ВСМ позволяет уверенно сопоставить ОГ-(JU)F_a с кровлей интенсивно деформированных образований поздних мезозоид северо-востока России. В южной части ВСМ и ЧМ эта граница идентифицируется в виде яркого высокоамплитудного рефлектора на глубинах, лишь локально превышающих один километр. В северной и северо-западной частях ВСМ глубина залегания ОГ-F_а локально увеличивается до 2-3 км, а его интенсивность существенно падает.

Акустически полупрозрачная, бесструктурная волновая картина складчатого основания в совокупности с ярким рефлектором ОГ-(JU)F_a в его кровле свидетельствует о значительной степени деформированности пород. Сейсмическая запись ниже ОГ-(JU)F_а «рассыпается» на короткие, хаотически расположенные, отражающие площадки, протяженные когерентные отражения практически не формируются. Вместо этого в записи фиксируются отдельные секущие рефлекторы, коррелируемые нами с тектоническими границами (см. рис. 5, 6). Всего на сейсмических разрезах нами зафиксированы три основных типа подобных рефлекторов: 1 – субвертикальные, 2 – пологонаклонные и 3 – субгоризонтальные деформированные. В результате анализа регулярной сети сейсмических профилей было установлено, что большая часть таких рефлекторов не является артефактами сейсмической обработки профилей. По нашим данным, они образуют несколько закономерных систем, что позволило подобрать им геологические аналоги. Очевидно, субгоризонтальные деформированные рефлекторы соответствуют наиболее ярким структурным несогласиям в разрезе, а пологонаклонные

и субвертикальные — тектоническим нарушениям с преобладающей надвиговой и сдвиговой кинематикой (см. рис. 5, 6) соответственно. Более детально это будет рассмотрено ниже.

Тектонические нарушения акустического фундамента. Весьма плотная и регулярная сеть сейсмопрофилей в исследуемой области ВСМ дает возможность использовать стандартную для интерпретационного пакета The Kingdom Suite методику корреляции разломов (fault assigning). Большинство пологонаклонных и субвертикальных границ были скоррелированы сразу по нескольким сейсмопрофилям различных направлений (рис. 9), в результате чего надежно закартированы их выходы на поверхность $O\Gamma$ -(JU)F_a, построены поверхности сместителей и рассчитаны их геометрические параметры.

Дискордантность преобладающих нарушений в различных частях исследуемой области хорошо просматривается на схеме локальных аномалий гравитационного поля (рис. 10). Все тектонические нарушения фундамента разделились на три разнонаправленные системы: 1 — пологонаклонные разломы северо-западного простирания, 2 — преимущественно вертикальные разломы субмеридионального простирания и 3 — субширотные наклонные.

Первая, самая распространенная и наиболее заметная на сейсмических разрезах в изучаемой области, представляет собой сеть пологонаклонных нарушений с падением на юго-запад (см. рис. 5). Азимут простирания 300°-320°, углы падения сместителей 20°-25° в кровле складчатого основания и существенно выполаживаются книзу. Сопоставление сейсмических данных с картировочными материалами по северному побережью Чукотки [9] продемонстрировало, что установленные на акватории диагональные разломы – шельфовое продолжение региональных глубинных разломов: Пытлянского, Эльвенейского, Нейтлин-Нагленейского, Куветского, и Кэпервеемского. Первые два из них – границы складчатых зон Чукотской СО [9] (рис. 5 и 11). Северо-восточное ограничение этой системы региональный разлом Биллингса, названный нами по одноименному мысу, который этот разлом пересекает. Дальнейшая трассировка разлома Биллингса вдоль южного побережья ЧМ и далее на восток в залив Коцебу позволяет соединить его с региональной зоной надвигов Кобук. Таким образом, нами закартированы шельфовые продолжения Чаун-Чукотской, Раучуанской и Анюйской складчатых зон.

Определенные нами геометрические параметры разломов этой системы свидетельствуют в пользу их преимущественно надвиговой кинематики, возможно, со сдвиговой компонентой. Такие предположения хорошо согласуются с данными по Северной Чукотке [9], демонстрирующими, что для Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской складчатых зон наиболее выразительными в структурном плане являются структуры сжатия северо-западного простирания,



Рис. 9. Структурная схема поверхности сместителя Фронтального Врангелевско-Геральдского надвига. Цветом показана глубина залегания поверхности в секундах ТWT. Серыми линиями обозначены использованные сейсмические профили



Рис. 10. Карта локальных аномалий гравитационного поля южной части ВСМ, иллюстрирующая дискордантность структур Врангелевско-Геральдской и Чукотской складчатых областей, разделенных наложенной на них Пегтымельской сдвиговой зоной. Региональный разлом Биллингса, показанный красным цветом, является северной границей области гранитизации коры

1 – сбросы; 2 – надвиги; 3 – сдвиги, преимущественно правосторонние; 4 – Фронтальный Врангелевско-Геральдский надвиг; 5 – меловые гранитоиды

реализованные формированием региональной сети надвигов северо-восточной вергентности.

В следующую по распространенности в фундаменте региона систему тектонических нарушений объединены субширотные надвиги северной вергентности (рис. 9–11). Фрагменты северовергентных надвигов уверенно коррелируются по сети сейсмических профилей к западу, северу и востоку от о-ва Врангеля. Кроме того, их субширотное простирание подтверждается соответствующими линеаментами гравитационного поля.

Самая протяженная тектоническая структура этой системы – ФВГН, прослеженный нами по непрерывной сети профилей на расстояние более 850 км от мыса Лисберн на востоке до Дрем-Хедского прогиба на западе. Геометрические характеристики надвига приведены на рис. 9. В общих чертах ФВГН обладает субширотным простиранием, несколько изгибаясь к югу в своей восточной части. В структурном плане он ограничивает с севера Врангелевско-Геральдскую дугу и является фронтальным надвигом поздних мезозоид (рис. 11, 12). На востоке ФВГН срезает складчато-надвиговые структуры хребта Брукса, а на западе сам срезается наложенной на него Пегтымельской сдвиговой зоной. Более детально последняя будет рассмотрена ниже. Фрагменты еще нескольких параллельных надвигов прослеживаются южнее ФВГН и хорошо коррелируются со складчато-надвиговыми парагенезами о-ва Врангеля.

Время заложения двух описанных выше систем региональных надвигов может быть определено по юрско-неокомским отложениям, выполняющим синорогенные впадины в кровле фундамента, а время последней реактивации — по аптальбским отложениям, которые они смещают. Таким образом, по аналогии с наземными картировочными данными обе системы региональных надвигов отнесены к финальным эпизодам Чукотской орогении. Однако следует заметить, что диагональная система надвигов срезает субширотную и, очевидно, является наложенной на нее.

Третью систему тектонических нарушений фундамента образуют субвертикальные разломы, раскрывающиеся вверх по разрезу осадочного чехла так называемыми цветковыми структурами. Как хорошо известно [24; 36], последние являются признаками зоны сдвиговых деформаций фундамента, перекрытого плащом некомпетентных образований чехла (см. рис. 5, 6, 11). Каждая закартированная цветковая структура образована системой маломощных сбросов или взбросов, сходящихся вниз по разрезу примерно у кровли фундамента. Вверх по разрезу цветковые структуры закономерно затухают внутри позднемелового ССК и не проникают в кайнозойские образования. Это дает нам основание определить время формирования всей системы сдвигов концом позднего мела. Такие временные рамки подтверждаются данными по Аляске, где установлен этап

предкайнозойского аплифта и эрозии мезозойских образований [29].

Картирование единичных сбросов или взбросов в региональном масштабе не представляется возможным, однако корреляция цветковых структур между профилями позволяет наметить простирание зоны региональных сдвигов. Наиболее яркие из описанных выше структур укладываются в региональную субмеридиональную зону, ограниченную примерно 168°–174° в. д. и названную нами Пегтымельской сдвиговой зоной (ПСЗ) (рис. 11). Последняя разграничивает диагональную и субширотную системы надвигов.

Судить о направлении сдвиговых деформаций на акватории на основании лишь сейсмических данных достаточно сложно. Последние показывают сосуществование вдоль простирания ПСЗ как позитивных цветковых структур, традиционно относимых к зонам транспресии, так и негативных структур, сопоставляемых с транстенсионными обстановками [24; 36].

К востоку от ПСЗ располагается Южно-Чукотский прогиб, характеризующийся максимальным прогибанием в конце раннего мела и в позднем мелу, то есть его формирование происходило одновременно с образованием субмеридиональных сдвигов (рис. 11, 12). В этом случает существование левосторонних сдвигов для обеспечения растяжения (или транстенсии) в этой зоне выглядит более реалистичным. Однако, судя по нашим данным (рис. 13), структуры элсмирского фундамента были нарушены правосторонними сдвигами (см. ниже). О существовании правосдвиговой компоненты также свидетельствуют структурные данные Б. Г. Голионко по северному побережью Чукотки и В. Е. Вержбицкого по о-ву Врангеля [5; 8]. Закартированный в Анюйской СЗ Тетемвеемский разлом [9] также представляет собой правосторонний сдвиг со значительной амплитудой перемещений. Кроме того, изгиб западной части ФВГН к северу также более логичен при правостороннем сдвиге (рис. 11). Таким образом, по комплексу структурных признаков ПСЗ отнесена нами к структуре с преобладанием правосторонних сдвигов.

Поверхность элсмирид. Исходя из компиляции геологических данных по смежным территориям [9], мы полагаем, что наиболее контрастной сейсмической границей в толще палеозойских пород может служить структурное несогласие на стратиграфическом уровне среднего-позднего девона, маркирующее кровлю первого (элсмирского) структурного яруса (см. рис. 5, 6). С помощью корреляциии ОГ-ТГ (top Franklinian) на большинстве сейсмических профилей южной части ВСМ нами была построена карта поверхности элсмирского структурного яруса (рис. 13). Кровля элсмирид характеризуется собственным структурным планом, отличным от такового у поздних мезозоид. В морфологии этой поверхности отчетливо прослеживаются несколько субширотных поднятий, нарушенных как диагональными, так





Буквами на рисунке обозначены региональные разломы: Б – Биллингса, К – Куветский, П – Пытлянский, НН – Нейтлин-Нагленейский, Э – Эльвенейский, К – Кэпервеемский. ФВГН – Фронтальный Врангелевско-Геральдский надвиг.

I – сбросы; 2 – надвиги, сдвиго-надвиги; 3 – сдвиги; 4 –тела меловых гранитоидов







Рис. 13. Структурная карта поверхности складчатого элсмирского основания (горизонт TF). Цветом показана глубина залегания поверхности в секундах TWT. Мезозойские надвиги северо-западного — юго-восточного простираний наложены на субширотный структурный план элсмирского основания. Реликтовые субширотные поднятия смещены по системе правых сдвигов



Рис. 14. Гранитная интрузия на сейсмическом профиле Es10z11 и в аномалиях магнитного поля (справа на врезке)

и субмеридиональными разломами. Очевидно, что тектонические нарушения как северозападного, так и субмеридионального простираний наложены на сформированную прежде субширотную структуру кровли элсмирид. По характерным смещениям приподнятых блоков элсмирского фундамента мы предполагаем, что наложенные позднее субмеридиональные сдвиги обладают правосдвиговой кинематикой.

Гранитоиды. По данным геологического картирования северного побережья Чукотки, широким распространением обладают несколько типов меловых интрузивов: субвулканические интрузии кислого и среднего составов, малые интрузии и дайки, крупные гранитоидные интрузии [9]. Наиболее крупные интрузивные тела хорошо выражены как в гравитационном, так и магнитом полях. Судя по картировочным данным, гранитные интрузии выражаются характерными минимумами магнитного поля с цепочкой локальных максимумов по периферии. Кроме того, большинство из них полностью или частично совпадают с минимумами локального гравитационного поля.

Используя аналогичные критерии для акватории, а также дополнив их особенностями волновой картины фундамента, нами предполагается 18 гранитных массивов в пределах Анюйской и Чаун-Чукотской СЗ. Размеры предполагаемых интрузивов составляют от первых километров до первых десятков километров в поперечнике (рис. 11). По нашему мнению, гранитоидам в сейсмическом разрезе ВСМ соответствуют выровненные участки кровли складчатого основания с максимальной акустической жесткостью (рис. 14). Часто гранитоиды приурочены к зонам надвигов. Северной границей распространения нижнемеловых гранитоидов является глубинный разлом Биллингса, который при трассировании его на восток смыкается с границей северного распространения меловых гранитоидов, по Э. Л. Миллер [28], и, кроме того, с разломной зоной Кобук в заливе Коцебу.

Обсуждение результатов: районирование складчатого основания и этапы деформаций. Результат структурного анализа сейсмических материалов по изучаемому региону — структурная карта поверхности акустического фундамента, приведенная на рис. 1 [34]. Эта карта отображает разнообразие нескольких дискордантных структурных планов южной части ВСМ. Различия складчатых зон выражаются в разнонаправленности доминирующих структур, истории формирования структурных парагенезов, сейсмическом облике пород фундамента, присутствии в разрезе тел гранитоидов и т. д.

Различия сейсмического облика выделенных структурных зон приведены на рис. 15. Если к западу от разлома Биллингса (рис. 15, *A*, *B*) породы фундамента имеют достаточно выровненную поверхность, нарушенную лишь региональными надвигами, то к северо-востоку (рис. 15, *B*–*Д*)

от него кровля складчатого фундамента существенно более контрастного рельефа с более глубокими наложенными прогибами. Судя по обилию так называемых цветковых структур в чехле, поверхность фундамента интенсивно разбита субмеридиональными сдвигами.

В структурном плане регион исследования разделяется на две части. Южную занимают шельфовые продолжения Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской складчатых зон, а также шельфовые продолжения структур Врангелевско-Геральдской СО. В северной части региона определяется серия узких и достаточно глубоких пулл-апарт бассейнов (см. рис. 11), являющихся южными депоцентрами Северо-Чукотского прогиба.

Фундаментом структур южной части региона служат поздние мезозоиды северо-востока России, осадочный чехол сформирован маломощными верхнеюрскими – кайнозойскими отложениями. Весьма сложное строение этой зоны подчеркивается разнообразностью направлений преобладающих структур. Для нее характерны узкие линейные синорогенные прогибы. Мощность чехла здесь увеличивается до 2–3 км. На востоке к северо-западным структурам Чаун-Чукотской зоны дискордантно примыкают субширотные структуры Врангелевской зоны. На западе Анюйская складчатая зона контактирует с Южно-Анюйской шовной зоной.

Выделенная нами на востоке шельфа ПСЗ разделяет Врангелевскую и Чукотскую СО и, кроме того, срезает складчато-надвиговые парагенезы последних. Для нее характерно обилие так называемых цветковых структур, маркирующих сдвиговые деформаций фундамента (см. рис. 5, 6, 11, 15). Поскольку в сейсмических разрезах многочисленные сосдвиговые сбросы Риделя рассекают всю толщу верхнего мела и затухают точно у его кровли, не проникая в кайнозойскую часть разреза, мы можем достаточно уверенно предположить возраст формирования всей сдвиговой области. Очевидно, субмеридиональные сдвиги ПСЗ фиксируют последний деформационный этап в регионе, связываемый с формированием среднебрукского несогласия в подошве палеоцена. Как известно, финальная стадия вулканической активности в пределах ОЧВП датируется кампанским веком (78–80 млн лет по ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ и U/Pb) [22]. Таким образом, формирование ПСЗ и активизация тектонических движений на шельфе ВСМ и ЧМ происходили одновременно с образованием ОЧВП в самом конце позднего мела. В настоящее время оценить взаимосвязь этих событий достаточно сложно, но весьма логичным кажется предположение об их парагенетичности. В качестве наземного продолжения структур GCP зоны рассматривается Чаунский глубинный разлом [9].

Сейсмические данные демонстрируют, что позднемеловой эпизод сопровождался интенсивным воздыманием и эрозией, отчетливо прослеживаемых в особенностях деформаций Региональная геология и металлогения № 82/2020



Рис. 15. Районирование складчатого фундамента мезозоид Чукотской и Вранегелевско-Геральдской СО. Фрагменты сейсмических разрезов через: А – Южно-Анюйскую (слева) и Анюйскую (справа) зоны; Б – Раучуанскую и Чаун-Чукотскую зоны; В – Пегтымельскую сдвиговую зону; Г – Врангелевско-Геральдскую СО; Д – граница Пегтымельской сдвиговой зоны и эпиэлсмирского Дремхедского прогиба

верхнемелового ОГ-UNT (рис. 15, Д). Завершением последнего этапа деформаций на шельфе ВСМ и ЧМ стал палеоценовый этап тектонического покоя и пенепленизация территории. Об этом свидетельствует широкое развитие в регионе палеоценовых кор выветривания [37], а также распределение мощности палеоценовых отложений (см. рис. 8). Ненарушенный характер ОГ-МВU в пределах обширных акваторий шельфа подтверждает этот вывод.

Закартированный нами структурный план шельфовой части ВСМ (см. рис. 11) показывает, что дискордантность тектонических структур о-ва Врангеля и складчатых зон материковой Чукотки сохраняется и на шельфе. В Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской складчатых зонах преобладают компрессионные структуры северозападного простирания, образованные узкими асимметричными антиклинальными поднятиями, осложненными изоклинальными, часто опрокинутыми складками разных порядков и густой сетью соскладчатых разрывных нарушений. Южно-Анюйская шовная зона, граничащая на западе с Анюйской СЗ, в целом сохраняет северозападное простирание структур, однако главные надвиги региона здесь обладают обратной юговосточной вергентностью. В то же время генеральный структурный план о-ва Врангеля и окружающего шельфа образуют субширотные складчатонадвиговые парагенезы северной вергентности.

Наши структурные наблюдения демонстрируют, что система субширотных (аз. пр. 260– 280) надвигов Врангелевской области является наиболее древним мезозойским парагенезом региона исследований, поскольку они срезаются как субмеридиональными сдвигами ПСЗ, так и диагональными (аз. пр. 300–320) надвигами Чаун-Чукотской складчатой зоны. Подтверждением подобного взаимоотношения служат геологические наблюдения на о-ве Врангеля, где более молодые тектонические нарушения северо-западного простирания наложены на субширотный главный структурный план острова [5]. Зафиксированы обстановки правосторонней



Рис. 16. Внутренняя структура южной части Денбарского прогиба по профилю Es10z07. Его формирование происходило в условиях субмеридиональной правосторонней транстенсии позднего мела

транспрессии, сформированные по завершении главной фазы складчатости.

Характерной особенностью северной части региона является серия узких и достаточно глубоких прогибов, образованных, очевидно, как пулл-апарт бассейны в субмеридиональных зонах транстенсии (рис. 11). В качестве таких бассейнов, по материалам ДМНГ, выделены Дремхедский, Барановский и Денбарский (рис. 16) [16]. Существование предполагавшегося ранее субширотного Благовещенского прогиба не подтверждается.

Время заложения серии пулл-апарт прогибов установить достаточно сложно. С одной стороны, эти прогибы структурно могут быть отнесены к южной периферии Северо-Чукотского прогиба, и следовательно имеют эпи-элсмирский осадочный чехол. Это подтверждают сейсмические разрезы через Дремхедский прогиб (рис. 15, Д), показывающие существование домезозойских отложений мощностью не менее 5-6 км. С другой стороны, разрезы через прогибы, расположенные западнее, свидетельствуют о существенной деформированности доюрских отложений, и следовательно возраст этих прогибов скорее эпикиммерийский. Этот вопрос требует отдельного и достаточно пристального рассмотрения в связи с возможной нефтегазоносностью этих структур.

В северо-западной части шельфа ВСМ складчато-надвиговые структуры мезозоид по сложно построенной зоне транспрессии сочленяются с древним блоком поднятия Де-Лонга. Наземные геологические наблюдения на одноименных островах [6; 20], а также интерпретация сейсмических материалов по смежной области шельфа [17] подтверждают здесь существование блоков докембрийской консолидации, а также следов складчатых деформаций и магматической активности, относимых к каледонскому орогенезу.

Характер сочленения разновозрастных блоков фундамента на восточной периферии поднятия Де-Лонга до конца не ясен. Здесь фиксируются узкие присдвиговые, очевидно, транстенсионные прогибы субмеридионального простирания. Кроме того, обилие так называемых цветковых структур в сейсмической записи по осадочному чехлу свидетельствует об активных постседиментационных горизонтальных перемещениях субстрата.

Сейсмические данные позволяют проследить разлом Биллингса и далее на восток вплоть до сочленения его с шовной зоной Кобук в заливе Коцебу. К северу от границы Биллингса – Коцебу располагаются тектонические блоки, для которых не характерна гранитизация. В то время как южнее в Чукотской складчатой зоне и на п-ове Сьюард меловые гранитные массивы широко распространены.

Выводы. По результатам структурного анализа сейсмических данных закартированы шельфовые продолжения всех складчатых зон, входящих в состав Чукотской СО. Шельфовое продолжение субмеридиональных структур Врангелевской зоны прослеживается как на восток до района мыса Лисберн на Аляске, так и на запад до сочленения с Чаун-Чукотской СЗ примерно на 170° з. д. Структуры Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской зон сохраняют на шельфе преобладающее северо-западное простирание и отчетливо дискордантны структурам Врангелевской зоны. Субмеридиональная ПСЗ служит границей их сочленения.

Закартированные на суше по геофизическим данным Куветский, Пытлянский, Нейтлин-Нагленейский и Эльвенейский глубинные разломы, разделяющие складчатые зоны Чукотской СО, отчетливо прослеживаются в структуре складчатого основания ВСМ в виде региональных надвигов северо-восточной вергентности. Пространственное положение ФВГН в деталях прослежено от северо-западного края Врангелевско-Геральдской дуги, вплоть до мыса Лисберн. Установлено положение глубинного разлома Биллингса, являющегося северным ограничением зоны гранитизации складчатого основания Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Предполагающийся на суше субмеридиональный глубинный Чаунский разлом, очевидно, является фрагментом позднемеловой ПСЗ.

В геологическом разрезе южной части ВСМ выделено пять структурных ярусов: два в составе складчатого фундамента и три в осадочном чехле. Первый — элсмирский складчатый фундамент – представлен ранне- и среднепалеозойскими образованиями мощностью до 8 км. От перекрывающих образований первый структурный ярус отделен резким структурным несогласием, соответствующим стратиграфическому уровню среднего-верхнего девона. Второй структурный ярус (мезозоиды) мощностью до 7,5 км - породами позднего палеозоя - нижней юры, сильно деформированными на этапе Чукотской орогении. Породы смяты в узкие изоклинальные, часто опрокинутые складки, деформированы по системе сдвиго-надвигов северо-западного простирания и северо-восточной вергентности. Для Врангелевско-Геральдской области установлено преимущественно субширотное простирание и северная вергентность структур. Третий структурный ярус занимает промежуточное положение между породами складчатого основания и недеформированного осадочного чехла. Он образован слабодеформированными вулканогенно-осадочными породами верхней юры – неокома, выполняющими синорогенные депрессии. Четвертый ярус слагают пологозалегающие преимущественно континентальные терригенные и вулканогенно-обломочные породы апта – верхнего мела. Породы нарушены многочисленными сдвигами и нормальными сбросами. Пятый - кайнозойский структурный этаж - сформирован ненарушенным плащом мелководных, прибрежно-морских и континентальных терригенных отложений. В базальных горизонтах следует ожидать коры выветривания.

На основании структурно-формационных различий мезозойской части разреза высказывается предположение об исключении о-ва Врангеля и смежного с ним шельфа из состава Чукотской СО и выделения в ранг Врангелевско-Геральдской СО. Для шельфовых структур Чукотской СО характерна высокая гранитизация складчатого фундамента мезозоид и доминирование северо-западного - юго-восточного простираний складчато-надвиговых парагенезов северо-восточной вергентности. Для фундамента Врангелевской области типично отсутствие мелового магматизма и субширотное простирание складчато-надвиговых парагенезов северной вергентности. Деформационные структуры Чукотской СЗ наложены на субширотный структурный план Врангелевско-Геральдской СЗ, что свидетельствует о более древнем возрасте завершающей складчатости в последней. Граница этих складчатых зон в шельфовой области ВСМ проходит по субмеридиональной ПСЗ. Последняя выделена

впервые. Далее на юго-восток границей Чукотской и Врангелевско-Геральдской СЗ является глубинный разлом Биллингса, прослеживаемый на восток вдоль береговой линии ЧМ. Разлом Биллингса совмещается с шовной зоной Кобук в заливе Коцебу.

Прогибы Дремхедский, Барановский и Денбарский — бассейны типа пулл-апарт, сформированные в обстановках субмеридиональной транстенсии. Заложение бассейнов произошло на коллизионной стадии при формировании складчато-надвиговой структуры области, однако основное погружение бассейнов предполагается в интервале от апта до позднего мела. Основную часть осадочного выполнения образуют породы апт-альба, верхнемеловые же породы нивелируют собой впадины. Наиболее яркие депоцентры приурочены к главным субмеридиональным сдвигам.

Сейсмические разрезы складчатого основания и осадочного мезозойского чехла показывают сложную, очевидно, полистадийную систему тектонических нарушений. Исходя из их пространственного характера взаимоотношения, выстраивается следующая последовательность формирования структур региона. Самым древним является субширотный складчато-надвиговый парагенез Врангелевско-Геральдской СО, сформированный в условиях субмеридионального сжатия и тектонического транспорта в северных румбах. Ориентировочное время его формирования – ранний неоком. В конце неокома на сформированный структурный план была наложена система надвигов северо-западного юго-восточного простираний и северо-восточной вергентности. Возможно, на этом этапе была реактивирована древняя разломная сеть этого направления. Последними, в конце позднего мела, были сформированы субмеридиональные сдвиги, вероятно, с правосдвиговой компонентой. Формирование субмеридиональной ПСЗ, очевидно, парагенетично формированию ОЧВП. Период активной сдвиговой тектоники позднего мела заканчивается этапом тектонического покоя и пенепленизации региона. В кайнозойском осадочном чехле тектонических нарушений не зафиксировано.

Настоящая работа выполнена в отделе сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ в рамках государственных заданий Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 и 049-00013-19-00 за 2018 и 2019 г. Авторы выражают благодарность С. П. Шокальскому и Н. Н. Соболеву за поддержку в работе и научные консультации по теме исследования, а также Е. П. Исаевой, К. Н. Мазуркевичу, И. Ю. Винокурову и Д. И. Леонтьеву за обсуждение полученных результатов и помощь в корреляции с наземными картировочными данными.

1. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1: Арктические моря / ред. И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребицкий. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — 468 с. (Геология и полезные ископаемые России: в 6 т.; т. 5).

2. Баранов М. А. Покровная тектоника Мырговаамской «впадины» (северо-запад центральной Чукотки) // Тихоокеанская геология. – 1995. – № 3. – С. 17–22.

3. Белый В. Ф. Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии // Вулканология и сейсмология. – 1981. – № 6. – С. 14–18.

4. Бондаренко Г. Е., Лучицкая М. В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия, Западная Чукотка // Бюл. МОИП. Отдел. Геол. – 2003. – Т. 78, вып. 3. – С. 25–37.

5. Вержбицкий В. Е., Соколов С. Д., Тучкова М. И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. – 2015. – № 3. – С. 3–35.

6. Виноградов В. А., Каменева Г. И., Явшиц Г. П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. – Л.: Изд-во НИИГА, 1975. – Вып. 1. – С. 21–25.

7. Геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Океанская. Лист U-57, 58, 59, 60 – поднятие Менделеева. Объяснительная записка / П. В. Рекант, Е. А. Гусев, А. А. Черных и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 100 с. + 8 вкл.

8. Голионко Б. Г. [и др.]. Деформации и этапы структурной эволюции мезозойских комплексов западной Чукотки // Геотектоника. – 2018. – № 1. – С. 63–78.

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) — Билибино. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. — 146 с. + 6 вкл.

10. Гриненко О. В., Сергеенко А. И., Белолюбский И. Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. – 1997. – № 8. – С. 14–20.

11. Дараган-Сущова Л. А. [и др.]. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника. – 2015. – № 6. – С. 3–19.

12. Инновационный вектор развития ОАО «МАГЭ»: сб. науч. статей / науч. ред. Г. С. Казанин, Г. И. Иванов. – СПб.: Реноме, 2017. – 264 с.

13. Катков С. М., Миллер Э. Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. – 2010. – № 5. – С. 61–80.

14. Остров Врангеля / С. М. Тильман, Н. А. Богданов, С. Г. Бялобжеский, А. Д. Чехов // Геология СССР. Т. XXVI: Острова Советской Арктики. – М.: Недра, 1970. – С. 377–404.

15. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология / под ред. М. К. Косько и В. И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. – 137 с.

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

17. Рекант П. В. Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию его геологической природы / П. В. Рекант, В. Я. Кабаньков, И. А. Андреева, О. В. Петров, Б. В. Беляцкий, Н. Н. Соболев // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 5–22.

18. Рекант П. В. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ / П. В. Рекант, О. В. Петров, С. Н. Кашубин, А. В. Рыбалка,

И. Ю. Винокуров, Е. А. Гусев // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 11–27.

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

20. Соболев Н. Н. [и др.]. Первые сведения о геологии острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // Докл. РАН. – 2014. – Т. 459, № 5. – С. 595–600.

21. Соколов С. Д. [и др.]. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. – 2017. – № 1. – С. 3–18.

22. Akinin V. V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment) // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, Fairbanks, Alaska, May. – 2011. – Pp. 171–194.

23. Bird K. J. The National Petroleum Reserve-Alaska (NPRA) data archive. – 2001.

24. Continental transpressional and transtensional tectonics /ed. by R. E. Holdsworth, R. A. Strachan. – London, 1998. - 360 p.

25. Drachev S. S., Mazur S., Campbell S. et al. Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results // Journal of Geodynamics. – 2018. – Vol. 119. – Pp. 123–148.

26. Franke D., Hinz K. Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic // Stephan Mueller Special Publication Series. – 2009. – Vol. 4. – Pp. 35–44.

27. Miller E. L., Verzhbitsky V. E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stephan Mueller Special Publication Series. – 2009. – Vol. 4. – Pp. 223–241.

28. Miller E. L. et al. Constraints on the age of formation of seismically reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf: SHRIMP zircon dating of xenoliths from Saint Lawrence Island // Geological Society of America Special Paper 360. – 2002. – Pp. 195–208.

29. Moore T. E., Dumitru T. A., Adams K. E., Witebsky S. N. and Harris A. G. Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch-Wrangel Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska / ed. by E. L. Miller, A. Grantz and S. L. Klemperer // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Geological Society of America Special Paper 360. – 2002. – Pp. 77–109.

30. Mosher D. C., Shimeld J. W., Hutchinson D. R., Jackson H. R. Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011) // Geological Survey of Canada, Open File 7938. – 2016. – 8 p.

31. Mull C. G., Houseknecht D. W., Pessel G. H. and Garrity C. P. Geologic map of the Point Lay quadrangle, Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2817-E, scale 1:250,000. – 2008.

32. Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., Ershova V. P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. – 2017. – Vol. 8. – Iss. 1. – Pp. 11–43.

33. Rekant P., Sobolev N., Portnov B., Belyatsky G., Dipre G., Pakhalko A., Kabankov V., Andreeva L. Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // Journal of Geodynamics. – 2019. –Vol. 128. – Pp. 38–54.

34. Rekant P. V. The morphology and nature of the East Arctic ocean acoustic basement. – Vienna, Austria, 2017. EGU2017-14653 paper.

35. Sherwood K. W. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska / ed. by E. L. Miller, A. Grantz & S. L. Klemperer // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and Adjacent Landmasses. – Geological Society of America, Special Paper 360. – 2002. – Pp. 39–66.

36. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends / ed. by W. D. Cunningham, P. Mann // Geological Society Special Publication. – London, 2007. – N 290. – 482 p.

37. Triezenberg P. J., Hart P. E., Childs J. R. The National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS) // A USGS data website of marine seismic reflection data within the U.S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release. – 2016. – doi: 10.5066/F7930R7P

38. Verzhbitsky V. E., Sokolov S. D., Frantzen E. M., Little A., Tuchkova M. I. and Lobkovsky L. I. The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential / ed. by D. Gao // Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100. – 2012. – Pp. 267– 290.

1. Arkticheskie i dal'nevostochnye morya. Kn. 1: Arkticheskie morya [Arctic and Far Eastern seas. Book 1: Arctic Seas]. Eds.: I. S. Gramberg, V. L. Ivanov, Yu. E. Pogrebitskiy. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI 2004. 468 p.

2. Baranov M. A. Cover tectonics of the Myrgovaamskaya "depression" (north-west of central Chukotka). *Tikhookeanskaya geologiya*. 1995. No 3, pp. 17–22. (In Russian).

3. Belyy V. F. Volcanism and structure formation along the Late Mesozoic continental margin of Northeast Asia. *Vulkanologiya i seysmologiya*. 1981. No 6, pp. 14–18. (In Russian).

4. Bondarenko G. E., Luchitskaya M. V. Mesozoic tectonic evolution of the Alarmaut Uplift, Western Chukotka. *Bull. MOIP. The Department. Geol.* 2003. Vol. 78. Iss. 3. Pp. 25–37. (In Russian).

5. Verzhbitskiy V. E., Sokolov S. D., Tuchkova M. I. The modern structure and stages of the tectonic evolution of Wrangel Island (Russian Eastern Arctic). *Geotektonika*. 2015. No 3, pp. 3–35. (In Russian).

6. Vinogradov V. A., Kameneva G. I., Yavshits G. P. About the Hyperborean platform in the light of new data on the geological structure of Henrietta Island. *Arctic Tectonics*. Leningrad: Izd-vo NIIGA. 1975. Iss. 1, pp. 21–25. (In Russian).

7. Geologicheskaya karta. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Okeanskaya. List U-57, 58, 59, 60 – podnyatie Mendeleeva. Ob"yasnitel'naya zapiska [Geological map. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Ocean. Sheet U-57, 58, 59, 60 – podnyatie Mendeleeva. Explanatory note]. P. V. Rekant, E. A. Gusev, A. A. Chernykh i dr. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2016. 100 s. + 8 vkl.

8. Golionko B. G. [i dr.]. Deformations and stages of the structural evolution of Mesozoic complexes in western Chukotka. *Geotektonika*. 2018. No 1, pp. 63–78. (In Russian).

9. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seriya). List R-58-(60) – Bilibino. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (new series). Sheet R-58-(60) – Bilibino. Explanatory note]. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 1999. 146 s. + 6 vkl.

10. Grinenko O. V., Sergeenko A. I., Belolyubskiy I. N. Stratigraphy of Paleogene and Neogene deposits of the North-East of Russia. *Otechestvennaya geologiya*. 1997. No 8, pp. 14–20. (In Russian).

11. Daragan-Sushchova L. A. [i dr.]. Geology and tectonics of the northeast of the Russian Arctic (according to seismic data). *Geotektonika*. 2015. No 6, pp. 3–19. (In Russian).

12. Innovatsionnyy vektor razvitiya OAO «MAGE»: sb. nauch. statey [The innovative vector of development of JSC "MAGE": collection of scientific articles]. Scientific editor G. S. Kazanin, G. I. Ivanov. St. Petersburg: Renome. 2017. 264 p.

13. Katkov S. M., Miller E. L., Toro Dzh. Structural paragenesis and age of deformations of the western sector of the Anyui-Chukotka folded system (Northeast Asia). *Geotektonika*. 2010. No 5, pp. 61–80. (In Russian).

14. Til'man S. M., Bogdanov H. A., Byalobzheskiy S. G., Chekhov A. D. Wrangel Island. *Geology of the USSR*. Vol. XXVI: Islands of the Soviet Arctic. Moscow: Nedra. 1970. Pp. 377– 404. (In Russian).

15. Kos'ko M. K., Ushakova V. I. Ostrov Vrangelya: geologicheskoe stroenie, minerageniya, geoekologiya [Wrangel Island: geological structure, mineralogy, geoecology]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2003. 137 p.

16. Petrovskaya N. A., Savishkina M. A. Comparison of seismic complexes and major disagreements in the sedimentary cover of the shelf of the Eastern Arctic. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika.* 2014. Vol. 9. No 3, pp. 1–26. (In Russian).

17. Rekant P. V., Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A., Petrov O. V., Belyatskiy B. V., Sobolev N. N. Geological testing of bedrock of the Lomonosov Ridge as a key to understanding its geological nature. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2018. No 75, pp. 5–22. (In Russian).

18. Rekant P. V., Petrov O. V., Kashubin S. N., Rybalka A. V., Vinokurov I. Yu., Gusev E. A. The history of the formation of the sedimentary cover of the deepwater part of the Arctic basin according to seismic data from the MOV-OGT. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2015. No 64, pp. 11–27. (In Russian).

19. Rekant P. V., Gusev E. A. Seismic-geological model of the structure of the sedimentary cover of the Pre-Laptoran part of the Lomonosov Ridge and adjacent deep-water basins of Amundsen and Podvodnikov. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53. No 11, pp. 1497–1512. (In Russian).

20. Sobolev N. N. [i dr.]. The first information about the geology of Jeannette Island (De Longa archipelago, Novosibirsk Islands). *Dokl. RAN.* 2014. Vol. 459. No 5, pp. 595–600. (In Russian).

21. Sokolov S. D. [i dr.]. Tectonic zonality of Wrangel Island (Arctic). *Geotektonika*. 2017. No 1, pp. 3–18 (In Russian).

22. Akinin, V. V., Layer, P., Benowitz, J., Ntaflos, Th. 2011: Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment). *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, Fairbanks, Alaska, May.* 171–194.

23. Bird, K. J. 2001: *The National Petroleum Reserve-Alaska* (NPRA) data archive.

24. Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. 1998: *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London. 360.

25. Drachev, S. S., Mazur, S., Campbell, S. et al. 2018: Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results. *Journal of Geodynamics*. 119. 123–148.

26. Franke, D., Hinz, K. 2009: Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic. *Stephan Mueller Special Publication Series.* 4. 35–44.

27. Miller, E. L., Verzhbitsky, V. E. 2009: Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean. *Stephan Mueller Special Publication Series.* 4. 223–241.

28. Miller, E. L. et al. 2002: Constraints on the age of formation of seismically reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf: SHRIMP zircon dating of xenoliths from Saint Lawrence Island. *Geological Society of America Special Paper 360.* 195–208. 29. Moore, T. E., Dumitru, T. A., Adams, K. E., Witebsky, S. N. and Harris, A. G. 2002: Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch-Wrangel Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska. *In Miller, E. L., Grantz, A., and Klemperer, S. L. (eds.): Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and adjacent landmasses: Geological Society of America Special Paper 360.* 77–109.

30. Mosher, D. C., Shimeld, J. W., Hutchinson, D. R., Jackson, H. R. 2016: Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011). *Geological Survey of Canada, Open File 7938.* 8.

31. Mull, C. G., Houseknecht, D. W., Pessel, G. H., and Garrity, C. P. 2008: *Geologic map of the Point Lay quadrangle, Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2817-E, scale 1:250,000.*

32. Nikishin, A. M., Petrov, E. I., Malyshev, N. A., Ershova, V. P. 2017: Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics. *Geodynamics & Tectonophysics*. 1 (8). 11–43

33. Rekant, P., Sobolev, N., Portnov, B., Belyatsky, G., Dipre, G., Pakhalko, A., Kabankov, V., Andreeva, L. 2019: Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov

Ridge, arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology. *Journal of Geodynamics*. 128. 38–54

34. Rekant, P. V. 2017: *The morphology and nature of the East Arctic ocean acoustic basement*. Vienna. Austria. EGU2017-14653 paper.

35. Sherwood, K. W. 2002: Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska. *In Miller, E. L., Grantz, A. & Klemperer, S. L. (eds.): Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America, Special Paper 360.* 39–66.

36. Cunningham, W. D., Mann, P. (eds.). 2007: Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society Special Publication*. 290. 482. London.

37. Triezenberg, P. J., Hart, P. E., Childs, J. R. 2016: The National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS). A USGS data website of marine seismic reflection data within the U.S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release; doi: 10.5066/F7930R7P

38. Verzhbitsky, V. E., Sokolov, S. D., Frantzen, E. M., Little, A., Tuchkova, M. I. and Lobkovsky, L. I. 2012: The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential. *In* Gao, D. (ed.): *Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100.* 267–290.

Рекант Павел Витольдович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru> *Петров Олег Владимирович* – доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹. <vsegei@vsegei.ru>

Прищепенко Диана Владиславовна – инженер, ВСЕГЕИ¹. <diana prichepenko@vsegei.ru>

Rekant Pavel Vitol'dovitch – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Prishchepenko Diana Vladislavovna - Engineer, VSEGEI¹. <diana_prichepenko@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.