Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

Content is available under Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0) https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.275-286

УДК 550.8.05 (265.53)

Геологическое развитие северной части Срединно-Курильского прогиба по данным сейсмофациального анализа

© 2021 В. В. Жигулев*, А. В. Жигулев

Росгеология, АО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: zhvv@dmng.ru

Резюме. По результатам сейсмофациального анализа построена модель геологического развития междугового бассейна, являющегося северо-восточным окончанием Срединно-Курильского прогиба, расположенного на континентальном склоне Курило-Камчатского желоба. Сейсмофациальный анализ впервые применен для определения условий осадконакопления в глубоководном желобе. Основой для него послужили сейсмические данные МОВ-ОГТ, полученные АО «Дальморнефтегеофизика» в 2014 г. Согласно результатам моделирования, формирование бассейна началось в позднемеловое время и происходило в несколько этапов. Первоначальное погружение локального участка коры зарождающегося бассейна сменилось последующим его отделением от прилегающих акваторий Охотского моря и Тихого океана посредством обрамления по всему контуру различными вулканическими образованиями. На завершающем этапе в олигоцен-среднемиоценовый период времени произошло слияние акватории бассейна с акваторией Тихого океана вследствие погружения и затопления вулканических построек восточного обрамления бассейна. Данное погружение напрямую связано с глобальными процессами, сопутствующими зарождению Курило-Камчатского глубоководного желоба, - погружением коры вдоль линии тальвега, сопровождающимся увеличением угла наклона его бортов. Сделан вывод о времени зарождения желоба, ориентировочно соответствующем границе олигоцен – средний миоцен.

Ключевые слова: Курило-Камчатский глубоководный желоб, Срединно-Курильский прогиб, геологическое развитие, сейсморазведка, сейсмофациальный анализ

Geological evolution of the northern Mid Kuril trough based on seismic facies analysis

Vladimir V. Zhigulev*, Alexander V. Zhigulev

Rosgeo, Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia *E-mail: zhvv@dmng.ru

Abstract. The model of geological evolution of an interarc basin, which is the north-east ending of Mid Kuril trough located on the continental slope of Kuril-Kamchatka trench, was constructed. Seismic facies analysis was first applied to define sedimentation conditions in a deep water trench. The analysis was based on the 2D CDP reflection seismic data obtained by Dalmorneftegeophysica JSC in 2014. According to the modeling results, the basin began to form in the Late Cretaceous and passed several stages. Initial subsidence of a local crust area of the incipient basin changed over to its further separation from the adjacent waters of the Sea of Okhotsk and Pacific Ocean by various volcanic formations framing its contour. The basin waters and the Pacific Ocean waters merged as a result of subsidence and submersion of volcanic structures on the east basin framing at the final stage during the Oligocene-Middle Miocene. This subsidence is directly related to the global processes associated with Kuril-Kamchatka ocean trench appearance such as inherent crust subsidence along valley bottom line accompanied by increase in inclination angle of its flanks. It was concluded that the trench origination time approximately corresponds to the Oligocene-Middle Miocene boundary.

Keywords: Kuril-Kamchatka ocean trench, Mid Kuril trough, geological evolution, seismic survey, seismic facies analysis

Для цитирования: Жигулев В.В., Жигулев А.В. Геологическое развитие северной части Срединно-Курильского прогиба по данным сейсмофациального анализа. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 275–286. https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.275-286

Благодарности

Авторы выражают признательность группе геологической службы под руководством ведущего геолога Ю.В. Рыбака-Франко за любезно предоставленные данные геологической интерпретации. Авторы благодарны рецензентам за внимательное, заинтересованное отношение к рукописи и конструктивные замечания.

Введение

Глубоководные желоба как зоны конвергенции тектонических плит являются объектом пристального внимания исследователей, поскольку решение вопроса их образования и эволюции дает возможность приблизиться к пониманию общей геодинамической ситуации в зоне перехода океан-континент. В частности, изучение Курило-Камчатского желоба различными геолого-геофизическими методами проводится с первой половины прошлого века. Наиболее значительные результаты исследований представлены в работах [Балакина, 1995; Васильев и др., 1979; Гнибиденко, 1987; Геолого-геофизический атлас..., 1987; Ломтев, 1989; Ломтев, Патрикеев, 1985, 2006; Сергеев, 1976; Тараканов, 2004; Тектоника и углеводородный потенциал..., 2004; Тектоника Курило-Камчатского..., 1980; Тихонов и др., 2008].

Несмотря на огромный объем проведенных исследований, у специалистов нет единого мнения относительно времени зарождения желоба, оно варьирует от юры-мела до плейстоцен-голоцена. Так, согласно К.Ф. Сергееву [1976], заложение современной структуры Курило-Камчатского желоба произошло в конце мелового – начале палеогенового периода, при этом зона Большой Курильской гряды на протяжении всего палеогенового периода представляла собой часть единого массива суши, занимавшего всю акваторию Охотского моря, и лишь в раннем миоцене (примерно 23 млн лет назад) была вовлечена в интенсивное прогибание, сформировавшее структуру современного желоба. По мнению Г.С. Гнибиденко [1987], заложение морфоструктуры глубоководного желоба началось в палеогене, а начиная с миоцена (23 млн лет назад) образовались Южно-Курильский и Северо-Курильский прогибы в виде единой зоны осадконакопления, и только в позднем плиоцен-плейстоцене (1.8 млн лет назад) сформи*For citation:* Zhigulev V.V., Zhigulev A.V. Geological evolution of the northern Mid Kuril trough based on seismic facies analysis. *Geosistemy perehodnykh zon* = *Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 275–286. (In Russ., abstr. in Engl.). https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.275-286

Acknowledgements

The authors express their appreciation to the group of geological survey led by the leading geologist Yu.V. Rybak-Franko for kindly providing the geological interpretation data. Authors are grateful to the peer reviewers for their attentive, interested attitude to the manuscript and constructive comments.

ровалась близкая к современным очертаниям морфоструктура Курило-Камчатского глубо-ководного желоба. В.Л. Ломтев [2012] определяет время заложения желоба средним плейстоценом (0.5–1 млн лет назад).

Очевидно, что при отсутствии консенсуса по данному вопросу невозможно представить общую модель геологического развития глубоководного желоба. Целью нашей работы является установить наиболее близкое к возможному время зарождения Курило-Камчатского желоба. Для решения этой проблемы использованы оригинальные результаты сейсмофациального анализа, полученные на одном из ключевых участков данного желоба – в северо-восточной части его континентального склона. Результаты послужили основой для построения модели геологического развития данного участка, которая, в конечном итоге, может способствовать оценке времени зарождения исследуемого участка и, соответственно, всего Курило-Камчатского желоба. Район исследований охватывает акваторию от юговосточного побережья Северных Курил и южной Камчатки, с одной стороны, до тальвега желоба – с другой, и включает в себя междуговой бассейн на северо-восточном окончании Срединно-Курильского прогиба (рис. 1).

Основой для проведения сейсмофациального анализа послужили сейсмические комплексы (СК), выделенные группой геологической службы АО «Дальморнефтегеофизика» под руководством Ю.В. Рыбака-Франко [Рыбак-Франко и др., 2019] в результате интерпретации сейсмических разрезов МОВ-ОГТ, выполненных в 2014 г.: верхний мел(?)-среднеэоценовый, среднеэоцен-нижнемиоценовый, нижне-среднемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный. В статье использованы первые четыре. Пример геологической интерпретации с выделенными сейсмическими горизонтами и СК представлен на фрагменте разреза профиля 09 (рис. 2).



Рис. 1. Обзорная схема района работ с сейсмическими профилями. **Fig. 1.** Survey area and seismic lines layout.



Рис. 2. Фрагмент временного разреза с геологической интерпретацией (по: [Рыбак-Франко и др., 2019]). Цифры в кружках – номер сейсмического горизонта. В прямоугольниках обозначен возраст сейсмических комплексов. Фа – акустический фундамент.

Fig. 2. A fragment of a time section with a geological interpretation (according to [Rybak-Franko et al., 2019]. The digits in circles are the numbers of a seismic horizon. Age of the seismic complexes is given in the rectangles. Φa – acoustic foundation.

Сейсмофациальный анализ, основанный на определении обстановки осадконакопления по характерным особенностям сейсмических отражений [Шерифф и др., 1987; Sangree et al., 1979; Roksandic, 1978; Paturet, 1971; Vail et al., 1977], выполнялся по каждому из выделенных СК. В пределах определенной доли вероятности оценивался возможный литологический состав осадочных образований. Особое внимание уделялось оценке тектонической и гидроэнергетической обстановок, сопровождающих процессы осадконакопления, поскольку интенсивность их проявления в виде дизъюнктивных дислокаций в первом случае и в виде подводных вдольбереговых приливно-отливных течений и прибойно-волновой деятельности во втором оказывает непосредственное влияние на состав, степень сортировки и дифференциации осадочного материала при формировании стратифицированного разреза.

Методика выделения сейсмофаций

Сейсмофации на сейсмическом разрезе выделялись по кинематическим и динамическим характеристикам отраженных волн (OB). Основным критерием выделения по кинематическим параметрам служила конфигурация сейсмических горизонтов, а по динамическим – группа отражений с примерно идентичным набором волновых параметров. К последним относятся: амплитудно-частотные и фазовые характеристики сигналов, протяженность и степень корреляции отражений, интенсивность фона дифракции, волновая интерференция и дисперсионный фон. Главным фактором, определяющим динамику трансгрессивно-регрессивных процессов, являлась кинематика отражающих горизонтов. Основным признаком относительного повышения уровня моря на сейсморазрезах считалось подошвенное налегание. Признаком постепенного понижения уровня моря служило кровельное прилегание отражений к перекрывающей поверхности несогласия, тогда как резкое опускание уровня моря определялось сдвигом пластов, образующих подошвенное налегание, в противоположном от берега направлении. Параллельные отражения предполагали равномерное осадконакопление на неподвижной или равномерно опускающейся поверхности, тогда как расходящиеся отражения указывали на различие в скорости осадконакопления в разных участках или на постепенное увеличение наклона поверхности осадконакопления.

278

Геометрия отражающих горизонтов также использовалась при распознавании конусов выноса и подводных шлейфов. Эти структуры, кроме веерообразно расходящихся в направлении акватории горизонтов, подразумевают наличие в нижней части элементов подошвенного прилегания, а в некоторых случаях элементов эрозионного среза вблизи кровли. Для оценки уровня интенсивности тектонической и гидроэнергетической деятельности главным образом использовались амплитудно-частотные характеристики ОВ, устойчивость фазовой корреляции и степень дисперсии отраженных сигналов. Протяженные, динамически выраженные отражающие горизонты с уверенной фазовой корреляцией и отсутствием дифракционных помех в сейсмическом волновом поле свидетельствовали о высоком уровне гидроэнергетической деятельности в бассейнах акватории, обусловленной действием вдольбереговых приливно-отливных течений. Хаотические же отражения говорят об относительно высокой общей энергетической обстановке района, которая подразумевает интенсивную тектоно-вулканическую деятельность, сопровождающуюся подводными оползнями, мутьевыми потоками и прибойно-волновыми процессами на мелководье.

Интервал записи полного отсутствия коррелируемых отражений и ослабленного поля дифрагированных волн увязывался с отложениями однородного литологического состава, сформированными в относительно спокойной энергетической обстановке. В то же время различные по литологическому составу отложения, сформировавшиеся в низкоэнергетической обстановке, в сейсмическом волновом поле отображались слабоамплитудными протяженными отражениями с неустойчивой фазовой корреляцией при расширенном частотном диапазоне и повышенном фоне дифрагированных волн. Вулканогенно-осадочные отложения на волновой картине проявлялись характером записи. Например, лавовые потоки связаны с волнообразными прерывистыми разноамплитудными отражениями при значительном фоне дифракционных помех. Внутри этих образований, как правило, происходит значительное поглощение энергии сейсмических волн, приводящее к существенному ослаблению амплитуды сигналов, отраженных от ниже залегающих пород. Вулканический пепел, шлейф которого может распространяться на значительные расстояния от места извержения, в условиях спокойной гидроэнергетики образует тонкослоистый сильно стратифицированный разрез, который на сейсмической записи определяется протяженными, уверенно коррелируемыми многофазовыми высокоамплитудными отражениями.

Осадочный чехол, сформированный в глубоководном бассейне вдали от источников сноса, в условиях низкой гидроэнергетики характеризуется очень слабой динамикой записи практически некоррелируемых отражений. При весьма значительном удалении от источника сноса, например в океанической абиссали, пелагические осадки становятся настолько однородными, что внутри сформированной ими толщи исчезают условия для образования отраженных сигналов (отсутствует дифференциация по скоростным и плотностным параметрам). Поэтому на сейсмическом разрезе они представлены в виде интервала записи, не имеющего динамически выраженной волновой картины (акустически прозрачная толща).

Одним из ключевых моментов при фациальном анализе является определение глубины моря, при которой происходило формирование осадочного чехла. Именно этот процесс вызывает наибольшее затруднение, поскольку необходимо учитывать, что гипсометрический уровень современного положения горизонтов СК не является показателем глубины моря на период их формирования, так как последующие геологические процессы (в виде вертикальных дислокаций) могут существенно изменить этот уровень. Вследствие этого ориентировочная оценка палеоглубины бассейна становится возможной только опосредованно, с использованием данных по общей мощности осадочного чехла. При компенсированном осадочном заполнении бассейна, при условии достаточной удаленности от интенсивных источников сноса и относительно равномерного осадконакопления, можно предполагать наличие определенной зависимости между глубиной бассейна и мощностью его осадочного чехла. Для ориентировочного определения положения батиали в каждом СК применялась мощность осадочных отложений приблизительно более 750 м, а поверхности нижней сублиторали – порядка 250 м.

Результаты и обсуждение

В результате сейсмофациального анализа выделены фации батиали, нижней и верхней сублиторали. Определены структуры конусов выноса, подводных шлейфов, участки кровельного и подошвенного прилегания, подошвенного налегания, эрозионных срезов и зоны отсутствия осадконакопления, на которых осадкообразование не происходило вследствие их расположения на тот момент времени выше уровня моря. Выявлены условия осадконакопления для каждого сейсмокомплекса и представлены схемы их геологического развития (рис. 3).

Схема геологического развития бассейна выглядит следующим образом.

Сейсмокомплекс 5 (верхний мел – средний зоцен) (рис. 3)

В это время началось развитие осадочного чехла исследуемой акватории Осадконакопление на меловом кристаллическом фундаменте происходило одновременно с интенсивными вулканическими процессами.

Водное пространство охватывало практически всю площадь бассейна. Наиболее глубоководная область (батиаль) была разбита на несколько локальных участков, наибольший из которых охватывал чуть менее половины площади бассейна. В морфологическом плане он представлял собой трогообразную впадину, вытянутую в субмеридиональном направлении, протяженностью до 500 км, шириной не более 130 км, общей площадью порядка 53 000 км и максимальной глубиной центральной части около 3 км. Отложения нижней и верхней сублиторали покрывали оставшуюся площадь акватории.

Вулканические процессы различной интенсивности проявились практически по всей территории. Но наиболее активны они были на двух участках, расположенных на разном удалении (в сторону океана) от современной Северо-Курильской гряды и восточного побережья Камчатки. На первом участке, удаленном на расстояние порядка 30 км, сформировалась редкая цепь вулканических образований, простирающаяся примерно вдоль осевой линии современного Малокурильского поднятия. На втором, наиболее вулканически активном участке, на удалении порядка 300 км, образовалась непрерывная вулканическая дуга примерно такого же простирания, выгнутая в юго-восточном направлении и примыкающая своими юго-западными и северо-восточными окончаниями к вулканической цепи первого участка. В результате вулканических процессов сформировались контуры зарождающегося бассейна, имеющего линзообразную





1 – батиаль, 2 – нижняя сублитораль, 3 – литораль – верхняя сублитораль, 4 – зона ненакопления, 5 – эрозия, 6 – конус выноса, 7 – подошвенное прилегание, 8 – нестратифицированные отложения, 9 – вулканогенные отложения, 10 – стратифицированные отложения, 11 – направление сноса терригенного материала, 12 – разломы, 13 – подошвенное налегание, 14 – кровельное прилегание.

Fig. 3. Seismic complexes development patterns.

1 - bathyal, $2^{-} - lower sublittoral$, 3 - littoral - upper sublittoral, 4 - non-accumulation zone, 5 - erosion, 6 - fan, 7 - downlap, 8 - nonstratified sediments, 9 - volcanic sediments, 10 - stratified sediments, 11- direction of terrigenous sediments drift, 12 - faults, 13 - onlap, 14 - toplap. форму и обрамленного вулканической цепью по его северо-западному борту и непрерывной вулканической дугой по юго-восточному.

К концу среднего эоцена общая мощность осадочного чехла в центральной части бассейна достигла более 5000 м. Основной источник сноса находился в районе юго-восточного борта, на что указывают направление фронтальных дуг расположенных здесь многочисленных конусов выноса, а также характерные формы залегания осадочных горизонтов у их подножия. Осадочные горизонты на сейсморазрезах отображаются в виде подошвенного прилегания с элементами клиноформ бокового наращивания. Многочисленные конусы выноса северо-западного склона образовали своего рода подводящий канал, по которому осуществлялся основной объем поступающего в бассейн осадочного материала. Поскольку вдоль юго-восточного борта происходили наиболее интенсивные вулканические процессы, можно предположить, что основная масса осадочных отложений бассейна представлена продуктами вулканической деятельности. Зона слоистого залегания осадочных отложений располагалась главным образом в центральной части батиали. На сейсморазрезах она, как правило, выделяется только в нижней части СК, тогда как его верхняя часть в волновом поле представлена слабокоррелируемыми, непротяженными, динамически не выраженными горизонтами. Из этого следует, что осадочный чехол на начальном этапе развития формировался в условиях высокой гидроэнергетики. Интенсивные подводные течения, производя сортировку и дифференциацию осадочного материала, способствовали образованию стратифицированного разреза. На завершающем этапе развития СК доминирующее влияние на процесс осадконакопления стала оказывать вулканическая деятельность, в результате которой сформировалась верхняя толща нестратифицированных отложений. Отмечается явно выраженная асимметричность в морфологии бассейна. Его глубоководная часть практически полностью располагается в северо-западном сегменте. С учетом того, что северо-западное обрамление батиали выделено весьма условно, только по редкой цепи вулканических построек, предполагается возможность ее продолжения в пределы современной территории Охотского моря. Следовательно, развитие бассейна на начальном этапе происходило в юго-восточном направлении от современного Охотоморья в сторону океана. Разрывные нарушения, имеющие преимущественно сбросовый характер в центральной части бассейна и взбросо-надвиговый по обрамлению, позволяют судить о проседании ложа котловины при одновременном поднятии ее бортов.

Сейсмокомплекс 4 (средний эоцен – нижний миоцен) (рис. 3)

К этому времени в геологическом строении произошли существенные изменения. В первую очередь обращает на себя внимание образование двух обширных участков ненакопления площадью порядка 4000 км² на северо-западном обрамлении бассейна и порядка 12 000 км² – на юго-восточном. Совместно с эрозионными образованиями эти структуры послужили своего рода барьерным ограждением, практически изолирующим бассейн от остальной акватории. Площадь батиали увеличилась до 58 000 км², в основном за счет ее распространения в юго-западном направлении в результате слияния в единый массив с такими же более мелкими образованиями. Об этом свидетельствуют многочисленные конусы выноса, сконцентрированные вдоль юго-восточного склона вблизи вулканических построек.

Развитие осадочного чехла происходило в различных энергетических условиях. Наиболее высокая энергетика проявилась в северо-восточном сегменте при формировании отложений сублиторали. Отсутствие на сейсморазрезах протяженных коррелируемых отражений, повышенный фон дифракции и высокая волновая дисперсия свидетельствуют о нестабильных гидродинамических процессах, препятствующих формированию стратифицированного разреза в этой части бассейна. Развитие осадочного чехла центральной части бассейна происходило в более спокойной энергетической обстановке, в связи с чем вблизи осевой линии батиали в верхней части СК сформировалась обширная область высокостратифицированных отложений площадью примерно 10 000 км² при средней мощности 1.5 км. Хаотическая форма записи ОВ на сейсморазрезах океанического склона без какихлибо признаков фазовой корреляции при высоком фоне дифракции может свидетельствовать об осадконакоплении в условиях неспокойной энергетической обстановки, обусловленной в том числе вулканическими процессами, которые в ослабленной форме еще проявлялись вдоль всего юго-восточного борта. Преобладание тектонических подвижек сбросового характера вблизи положения тальвега котловины дает основание говорить о продолжающихся

процессах проседания и растяжения земной коры. Характер разрывных нарушений, выделенных вдоль северо-западного борта, с преобладанием взбросо-надвиговых структур свидетельствует о процессах поднятия на конечном этапе формирования СК.

Сейсмокомплекс 3 (нижний-средний миоцен) (рис. 3)

Основные изменения произошли в морфологии обрамляющих структур. В то время как на юго-восточном борту полностью исчезли обширная зона ненакопления и все эрозионные участки, на северо-западном, наоборот, возникло несколько аналогичных образований. Их появление, очевидно, связано с общим подъемом фундамента северо-западного борта, о чем свидетельствует конседиментационный характер залегания осадочных горизонтов на сейсморазрезах. За счет затопления структур юго-восточного обрамления площадь водного пространства существенно увеличилась, одновременно с общим обмелением акватории. Увеличение акватории в юго-восточном направлении происходило только в пределах литорали, в то время как батиаль, претерпев смещение в том же направлении, распалась на несколько мелких фрагментов, прекратив свое существование как единая морфологическая структура. Вулканическая деятельность вновь активизировалась. Как и в верхнемеловое время, по всему юго-восточному борту она сформировала непрерывную вулканическую дугу. Ее площадь составила примерно 43 000 км², а мощность вулканогенных отложений достигла 3300 м. Относительно невысокая мощность осадочного чехла не увязывается с интенсивным вулканизмом, генерирующим основной объем осадочного материала. Возможно, незначительная скорость осадконакопления вызвана высокой гидроэнергетикой, обеспечивающей вынос водными течениями более легких фракций пирокластического материала (вулканического пепла) за пределы бассейна. При этом более тяжелые продукты вулканизма, претерпев сортировку и дифференциацию водными потоками, оседая на дно под действием гравитации, образовали стратифицированный разрез, наблюдаемый в нижних слоях центральной части бассейна.

Судя по конфигурации конусов выноса, возникших на океаническом склоне юго-восточного борта бассейна, вынос осадочного материала происходил в сторону океана. Очевидно, выносу осадочного материала из акватории бассейна способствовал образовавшийся в данное время наклон коры в том же направлении, о чем свидетельствуют отмеченные выше процессы проседания юго-восточного борта при одновременном возвышении северо-западного.

О процессе опускания коры в данное время вполне определенно свидетельствуют многие исследователи. Так, согласно К.Ф. Сергееву [1976], в раннем миоцене зона Курильской гряды была вовлечена в интенсивное прогибание. По мнению И.Б. Цой и др. [2005], до раннего олигоцена на островном склоне Курило-Камчатского желоба существовали шельфовые условия, а в позднем олигоцене стали проявляться батиальные условия. Согласно Е.П. Терехову и др. [2012], мелководные условия седиментации на прилегающем участке хребта Витязя существовали до среднего миоцена, а к плиоцену произошло опускание всего региона. По данным [Леликов и др., 2008], слабо литостратифицированные породы кайнозойского чехла в олигоценовое время сформировались в шельфовых условиях, а в плиоценплейстоценовое время – в условиях батиали. С учетом этих фактов авторы полагают, что проявившийся в данное время наклон коры бассейна наиболее вероятно связан с механизмами общего наклонения континентального склона зарождающегося Курило-Камчатского глубоководного желоба. А если это действительно так, то предположительное время начала формирования желоба можно отнести к началу миоцена.

Сейсмокомплекс 2 (средний-верхний миоцен) (рис. 3)

Заметные изменения произошли в районе северо-западного борта бассейна. Зона ненакопления вблизи современного побережья Камчатки существенно увеличилась, а на ее продолжении в юго-западном направлении образовались еще несколько, меньших по размеру, подобных зон. Сформировавшиеся в олигоцен-среднемиоценовое время локальные участки батиали сохранились в примерно прежних размерах. Площадь наибольшего из них составила порядка 18 000 км² при предполагаемой глубине ~2500 м. Активность вулканических процессов, сохранившихся на юго-восточном обрамлении, существенно понизилась.

Но, несмотря на сокращение площади вулканизма примерно на треть, продукты его деятельности составили основную часть осадочных отложений этого участка акватории. Судя по хаотической записи волнового поля, осадконакопление происходило в неспокойной энергетической обстановке. При этом часть осадочного материала по конусам выноса транспортировалась из бассейна в сторону океана, откладываясь на континентальном склоне формирующегося желоба. Основные источники сноса для центральной котловины бассейна располагались в районе северо-западного борта, о чем свидетельствует направление изгиба фронтальных дуг находящихся здесь конусов выноса. Направление выноса осадочного материала в сторону океана, а также поднятие северо-западного борта бассейна при одновременном опускании юго-восточного косвенно свидетельствуют о продолжающихся процессах наклона коры бассейна в сторону океана.

Итак, модель геологического развития междугового бассейна, расположенного на исследуемом участке системы островная дуга -Курило-Камчатский глубоководный желоб, представляется следующим образом. Его образование началось в конце мелового периода путем проседания локального участка коры и формирования по его периметру подводной вулканической цепи, продукты деятельности которой в последующем служили основным поставщиком осадочного материала. На начальном этапе развития бассейна его водная поверхность была практически не изолирована от прилегающих акваторий современного положения Охотского моря и Тихого океана, его первоначальные контуры определялись только морфологией морского дна. Например, глубоководные зоны междугового бассейна и Охотского моря условно разделялись между собой только редкой цепью вулканических образований. По мере дальнейшего развития вначале происходит частичная изоляция бассейна от окружающего водного пространства, а затем постепенное слияние с акваторией океана. При этом слияние акваторий осуществлялось посредством погружения структур юго-восточного борта бассейна, а погружение в свою очередь сопровождалось увеличением угла наклона ложа бассейна в сторону океана. По мнению авторов, данный наклон напрямую связан с общим наклоном континентального склона зарождающегося Курило-Камчатского желоба и потому время начала наклона ложа бассейна может служить своего рода маркером для определения времени начала формирования глубоководного желоба. Из вышеизложенного следует, что это время соответствует олигоцен-среднемиоценовому.

Заключение

Таким образом, наиболее вероятное время зарождения Курило-Камчатского желоба определяется нами как олигоцен – средний миоцен. Данное время было установлено в результате построения модели геологического развития междугового бассейна, расположенного на континентальном склоне желоба. В работе показано, что зарождение глубоководного бассейна началось в конце мелового периода посредством проседания локального участка коры и образования по его периметру подводной вулканической цепи. По мере последующего развития произошла частичная изоляция бассейна от окружающего водного пространства, а затем постепенное слияние с акваторией океана, обусловленное погружением его юго-восточного борта. Авторы полагают, что данное погружение напрямую связано с процессом наклона коры будущего континентального склона Курило-Камчатского желоба. При этом начало этого наклона соответствует времени его зарождения.

Модель геологического развития построена благодаря использованию результатов метода сейсмофациального анализа. Данный метод, который впервые был задействован для изучения системы островная дуга – глубоководный желоб, позволил установить условия осадконакопления в исследуемом районе, построить модель его геологического развития и внести существенные коррективы в представление о времени зарождения Курило-Камчатского желоба. Последнее положение можно считать определяющим в статье, поскольку вопрос о времени его зарождения на данный момент остается дискуссионным.

Список литературы

1. Балакина Л.М. **1995.** Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений. *Физика Земли*, 12: 48–57.

2. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. **1979.** Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 106 с.

3. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. 1987. Л.: ВСЕГЕИ, 36 с.

4. Гнибиденко Г.С. **1987.** Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ-ОГТ). Владивосток: ДВО АН СССР, 50 с.

5. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А., Терехов Е.П., Ващенкова Н.Г., Вагина Н.К., Смирнова О.Л., Худик В.Д. **2008.** Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической бреши» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги). *Тихоокеанская геология*, 27(2): 3–15.

6. Ломтев В.Л. **1989**. Методы датирования глубоководных желобов. В кн.: *Геология Тихого океана* и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, с. 105–111.

7. Ломтев В.Л. **2012.** К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Пацифика). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 3: 36–47.

8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. **1985.** Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 141 с.

9. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. **2006.** Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифике (1980–2005 гг.). Вестник ДВО РАН, 1: 59–66.

10. Рыбак-Франко Ю.В., Грецкая Е.В., Агаджанянц И.Г. **2019.** Геофизические исследования в акватории Северных Курильских островов – новая страница в понимании геологического строения, эволюции и перспектив нефтегазоносности региона. В кн.: *Новые идеи в геологии нефти и газа: сб. научных трудов (по материалам Междунар. науч.-практ. конф., 23–24 мая 2019 г.)*: [Электронный ресурс] (отв. ред. А.В. Ступакова; МГУ им. М.В. Ломоносова, Геол. фак-т, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых). М.: Перо, с. 408–412.

11. Сергеев К.Ф. 1976. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 240 с.

12. Тараканов Р.З. **2004.** Новый взгляд на природу сейсмофокальной зоны. В кн.: *Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России.* Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, т. 1: 157–175.

13. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. 2004. Владивосток: ДВО РАН, 160 с.

14. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба (отв. ред. П.М. Сычев). 1980. М.: Наука, 179 с.

15. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б., Леликов Е.П., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т. **2012.** Верхнемеловые и кайнозойские комплексы вулканогенно-осадочных пород подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития. *Тихоокеанская геология*, 31(3): 24–31.

16. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спирин А.И. **2008.** Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. *Тихооке*анская геология, 27(1): 3–17.

17. Цой И.Б., Шастина В.В. **2005.** Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 181 с.

18. Шерифф Р., Гелдарт Л. **1987.** *Сейсморазведка*. Т. 2. *Обработка и интерпретация данных*. М.: Мир, 400 с. (Пер. с англ.).

19. Paturet D. **1971.** Different methods of time-depth conversion with and without migration. *Geophysical Prospecting*, 19(1): 27–41. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1971.tb00584.x

20. Roksandic M.M. **1978.** Seismic facies analysis concepts. *Geophysical Prospecting*, 26: 383–398. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1978.tb01600.x

21. Sangree J.B., Widmier J.M. **1979.** Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44: 131–60. https://doi.org/10.1190/1.1440957

22. Vail P.R., Todd R.G., Sangree J.B. **1977.** Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration*, Tulsa, AAPG Memoir, 26, pt. 5, p. 99–116. https://doi.org/10.1306/M26490C7

References

1. Balakina L.M. **1995.** [Kuril-Kamchatka seismogenic zone – the structure and generation order of earthquakes]. *Fizika Zemli = Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 12: 48–57. (In Russ.).

2. Vasiliev B.I., Zhiltsov E.G., Suvorov A.A. **1979.** [*Geological structure of the southwestern part of the Kuril arc-trench system*]. Moscow: Nauka, 106 p. (In Russ.).

3. [Geological and geophysical atlas of the Kuril island system]. 1987. Leningrad: VSEGEI, 36 p. (In Russ.).

4. Gnibidenko G.S. **1987.** [Structure of deep-sea trenches of the Pacific Ocean (based on the data of CDP seismic reflection method)]. Vladivostok: DVO AN SSSR, 50 p. (In Russ.).

5. Lelikov E.P., Tsoi I.B., Emelyanova T.A., Terekhov E.P., Vaschenkova N.G., Vagina N.K., Smirnova O.L., Khudik V.D. **2008.** Geological structure of the submarine Vityaz Ridge within the Seismic Gap area (Pacific slope of the Kurile island arc). *Russian J. of Pacific Geology*, 2(2): 99–109.

6. Lomtev V.L. **1989.** *Methods of ocean trenches dating Geology of the Pacific Ocean and transitional zone to Asian continent.* Vladivostok: DVO AN SSSR, 105–111. (In Russ.).

7. Lomtev V.L. **2012**. On structure and history of Kuril-Kamchatka ocean trench (NW Pacific). [*Geology and mineral resources of the World Ocean*], 3: 36–47. (In Russ.).

8. Lomtev V.L., Patrikeev V.N. **1985**. [*Compression structures in the Kuril and Japan trenches*]. Vladivostok: DVNC AN SSSR, 141 p. (In Russ.).

9. Lomtev V.L., Patrikeev V.N. **2006.** Seismic researches of the Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS in the Northwestern Pacific (1980–2005). *Vestnik DVO RAN* = *Vestnik of the Far East Branch of the RAS*, 1: 59–66. (In Russ.).

10. Rybak-Franko Yu.V., Gretskaya E.V., Agadzhanyants I.G. **2019.** Geophysical Survey in the water area of the Northern Kuril Islands is a New Page in Understanding of Geological Structure, Evolution and Prospects of the Region's Oil and Gas Potential. In: *New Ideas in the Geology of Oil and Gas: Collection of Articles. Scientific Papers (based on the materials of the International Scientific-Practical Conference, May 23-24, 2019)*: [Electronic resource] (ed. A.V. Stupakov; Lomonosov Moscow State University, Geol. Faculty, Department of Geology and Geochemistry of Fossil Fuels). M.: Pero, p. 408–412.

11. Sergeev K.F. 1976. Tectonics of the Kuril island system. Moscow: Nauka, 240 p. (In Russ.).

12. Tarakanov R.Z. **2004**. [New approach to the nature of seismic focal zone]. In: [*Geodynamics, geology and oil and gas bearing capacity of the sedimentary basins of the Russian Far East*]. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGiG DVO RAN, vol. 1: 157–175. (In Russ.).

13. [*Tectonics and hydrocarbon potential of the Sea of Okhotsk*]. **2004.** Vladivostok: DVO RAN, 160 p. (In Russ.).

14. (Sychev P.M., ed.) [Tectonics of Kuril-Kamchatka deep-sea trench]. 1980. Moscow: Nauka, 178 p. (In Russ.).

15. Terekhov E.P., Mozherovsky A.V., Tsoy I.B., Lelikov E.P., Vashchenkova N.G., Gorovaya M.T. **2012.** Late Mesozoic and Cenozoic volcanosedimentary complexes from the submarine Vityaz Ridge, the Island Arc slope of the Kuril-Kamchatka trench, and its evolution. *Russian J. of Pacific Geology*, 6(3): 209–216.

16. Tikhonov I.N., Vasilenko N.F., Zolotukhin D.E., Prytkov A.S., Ivelskaya T.N., Poplavsky A.A., Spirin A.I. **2008.** Simushir earthquakes and tsunami of November 15, 2006, and January 13, 2007. *Russian J. of Pacific Geology*, 2(1): 1–14.

17. Tsoi I.B., Shastina V.V. **2005.** Cenozoic siliceous microplankton from the deposits of the Sea of Okhotsk and the Kuril-Kamchatka trench. Vladivostok: Dalnauka, 181 p.

18. Sheriff R.E., Geldart L.P. **1987**. *Exploration seismology*. Vol. 2. Moscow: Mir, 400 p. (In Russ., transl. for Engl.). https://doi.org/10.1017/cbo9781139168359

19. Paturet D. **1971.** Different methods of time-depth conversion with and without migration. *Geophysical Prospecting*, 19(1): 27–41. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1971.tb00584.x

20. Roksandic M.M. **1978.** Seismic facies analysis concepts. *Geophysical Prospecting*, 26: 383–398. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1978.tb01600.x

21. Sangree J.B., Widmier J.M. **1979.** Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44: 131–60. https://doi.org/10.1190/1.1440957

22.Vail P.R., Todd R.G., Sangree J.B. **1977.** Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration*, Tulsa, AAPG Memoir, 26, pt. 5, p. 99–116. https://doi.org/10.1306/M26490C7

Об авторах

ЖИГУЛЕВ Владимир Валентинович (https://orcid. org/0000-0002-4015-5424), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геофизик, АО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, zhvv@dmng.ru

ЖИГУЛЕВ Александр Владимирович, геофизик, АО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск ZHIGULEV Vladimir Valentinovich (https://orcid.org/0000-0002-4015-5424), Cand. of Sci (Geology and Mineralogy), Leading Geophysicist, Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk, zhvv@dmng.ru

ZHIGULEV Alexander Vladimirovich, Geophysicist, Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk

About Authors