

УДК 551.781:581.33(265.53)

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

© 2003 г. В. Л. Безверхний*, М. Т. Горовая*, В. С. Маркевич**, А. А. Набиуллин*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева

ДВО РАН, Владивосток

**Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 19.08.2002 г., получена после доработки 19.11.2002 г.

Проведено микропалеонтологическое и литологическое изучение образцов горных пород, драгированных на склоне Курильской котловины в районе вала Терпения. В результате синтеза био-, лито- и сейсмостратиграфических данных в пределах нижней части кайнозойского осадочного чехла выделены три толщи: палеоцен-нижеолигоценовая (сейсмокомплекс Д), верхнеолигоценовая (сейсмокомплекс Г) и верхнеолигоцен-среднемиоценовая (сейсмокомплекс В). Проведено сопоставление с одновозрастными отложениями региона. Реконструированы условия накопления выделенных толщ. Сделан вывод о существовании в палеоцене в южной части Охотоморского региона полного набора морфоструктур зоны перехода: шельфа, склона и глубоководной котловины, отгороженной от океана пра-Курильской системой островных или подводных поднятий.

Ключевые слова. Палеоген, палинокомплексы, диатомеи, радиолярии, осадконакопление, шельф, склон, глубоководная котловина.

ВВЕДЕНИЕ

Геолого-геофизические исследования присахалинского склона Курильской котловины, частью которого является вал Терпения, активно проводились в семидесятые годы в ходе работ по оценке нефтегазового потенциала восточно-сахалинского шельфа (Соловьев и др., 1974; Соловьев и др., 1975; Васильев, 1981; Васильев и др., 1975; Овчаренко и др., 1975). Было установлено, что вал является горстообразным поднятием, сложенным яшмами, эффузивами, кварц-хлоритовыми сланцами, роговиками и гранитами предположительно палеозойско-мезозойского возраста. На фундаменте залегает осадочный чехол, подразделяющийся на нижнюю толщу, смятую в крупные пологие складки, и верхнюю – практически не дислоцированную. Нижняя толща, сложенная туфогенными аргиллитами, песчаниками и алевролитами с кремнистыми конкрециями, по спорово-пыльцевым, диатомовым комплексам и малакофауне датирована ранним олигоценом-средним миоценом и сопоставляется с аракайской, холмской и курасийской свитами о. Сахалин. Верхняя толща, сложенная туфогенными диатомитами, туфами, туфогравелитами и туфобрекчиями, по палинокомплексам датирована верхним миоценом – плиоценом и сопоставляется с маруямской свитой. В.В. Куделькин и его соавторы (1986) на основе обобщения сейсмических материалов и данных драгирования разработали

модель кайнозойского осадконакопления подводной окраины юго-восточного Сахалина. Они пришли к выводу, что наиболее ранний этап кайнозойского осадконакопления имел здесь место в позднем олигоцене – раннем миоцене. Авторы связывали его с “заложением тафрогенной системы Охотоморской плиты и раскрытием Южно-Охотской (Курильской) котловины” (Куделькин и др., 1986, с. 10).

Нами на основе обобщения материалов последующих работ, палеонтологического и литологического исследования образцов, драгированных ТОИ ДВО РАН на восточном склоне вала Терпения в 1981–1982 годах в 37 и 39 рейсах НИС “Первенец” (Отчет о геологических..., 1982; Безверхний и др., 1998; Цой и др., 1998), интерпретации материалов региональных сейсмических исследований МОВ ОГТ, выполненных трестом “Дальморнефтегеофизика” в 1985 г. и данных морского бурения (Объяснительная записка..., 1994; Баханов и др., 1990), сделана попытка уточнить, а в ряде случаев – пересмотреть указанные выводы.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Район исследований расположен в зоне сочленения Сахалинской тектонической системы и Курильской глубоководной котловины (рис. 1). Фундамент северного склона котловины составляют сенонские (Безверхний, 2000) вулканоплу-

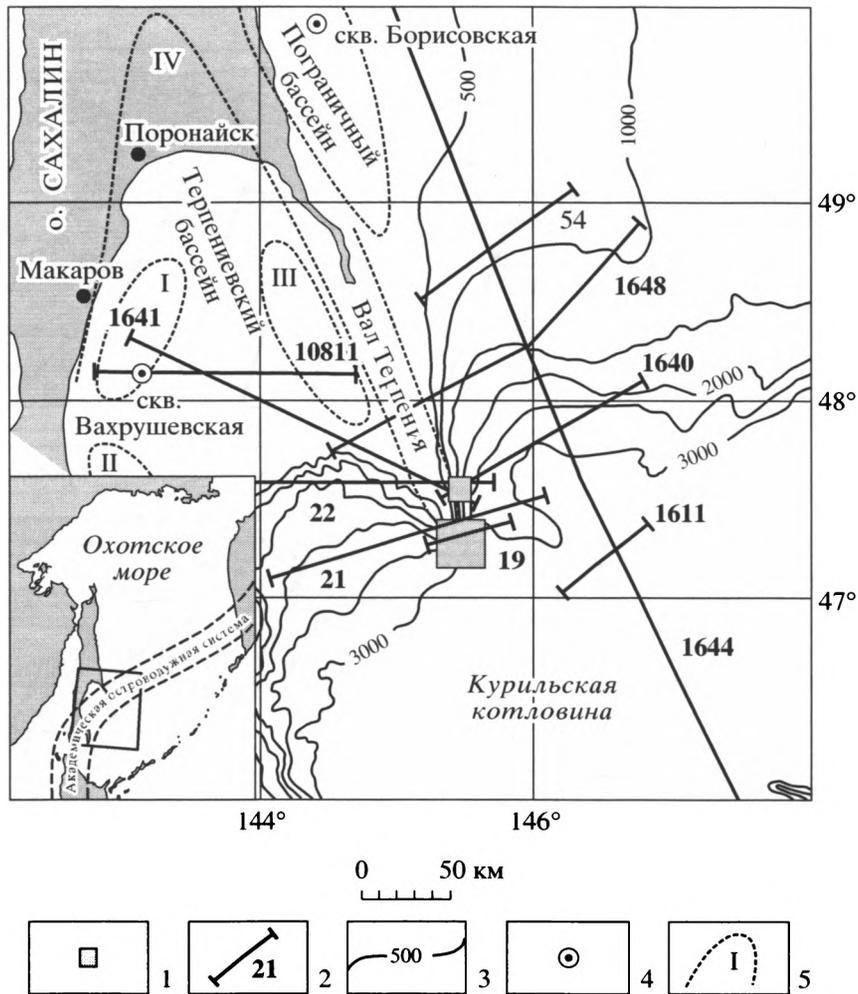


Рис. 1. Обзорная карта района исследования.

1 – драгированные полигоны; 2 – профили МОВ ОГТ, НСП и их номера; 3 – изобаты; 4 – скважины, 5 – прогибы.

тонические формации Академической островодужной системы (Красный, 1979; Журавлев; 1982; Безверхний, 1997). Указанный склон, ориентированный в северо-восточном направлении, осложнен валом Терпения – выступом север-северо-западного простирания, являющимся частью сформированной в начале палеогена Восточно-Сахалинской зоны тектонического сжатия (Разницын, 1982; Рихтер, 1986). Эта зона разделяет два крупных шельфовых седиментационных бассейна: восточный – Пограничный и западный – Терпеньевский, представленный Макаровским (I), Стародубским (II) и Владимирским (III) прогибами. Терпеньевский бассейн продолжается на островной суше в виде Поронайской депрессии (IV). Драгирование проводилось на двух полигонах в районе с координатами центра 47°11.3' с.ш. и 145°28.0' в.д. Склон вала здесь довольно крутой (уклоны до 30°) и высокий (до 2600 м).

Методика

Синтез био-, лито- и сейсмостратиграфических данных выполнен по методике, разработанной в ТОИ ДВО РАН (Безверхний и др., 1980). При определении метрической мощности сеймокомплексов на шельфе и склоне использовались значения пластовых скоростей, полученные при сейсмических исследованиях КМПВ (Попов, 1983; Биккенина и др., 1987). Корреляция выделенных толщ с осадками, распространенными на шельфе, в области подножья, в глубоководной котловине и курильском склоне проведена на основе сейсмических материалов с учетом данных бурения и драгирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Морфоструктурную основу вала Терпения составляет горст, связанный с системой взбросо-надвигов п-ова Терпения, сложенного, в основном,

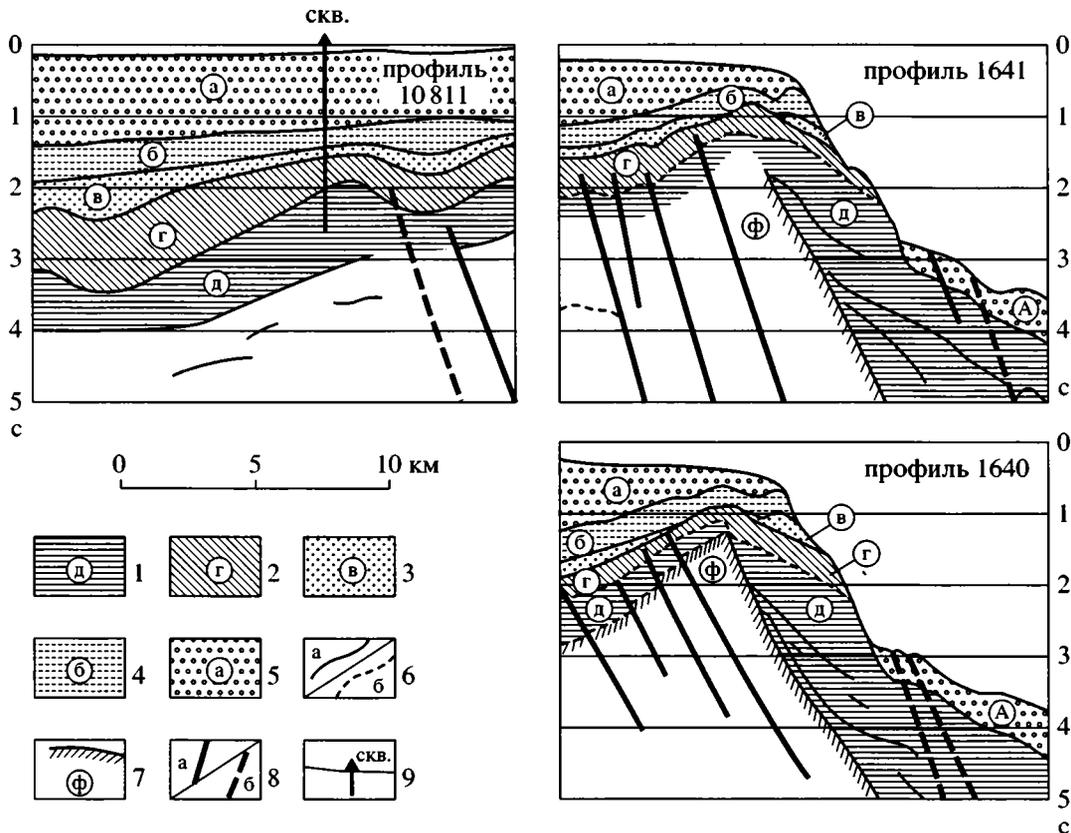


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы по профилям МОГТ 10811, 1641 и 1640 (фрагменты).

1–5 – сейсмокомплексы; 6 – границы раздела сейсмокомплексов: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – индекс и поверхность акустически жесткой толщи; 8 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – Вахрушевская скважина.

верхнемеловыми–датскими вулканогенно-осадочными и эффузивными образованиями (Граник, 1978). По-видимому, именно меловые толщи ($\bar{V}_p = 5.2$ км/с) в основном соответствуют здесь акустическому фундаменту, поверхность которого характеризуется тектоническим рельефом с хорошо выраженным восток-северо-восточным структурным планом. Согласно имеющимся в нашем распоряжении сейсмическим данным фундамент в пределах исследованного района на дно не выходит (рис. 2–3). По-видимому, рассматривавшиеся ранее в качестве его комплекс-показателей палеозойско-мезозойские интрузивные и контактово-метаморфизованные породы ($\bar{V}_p = 5.0–6.9$ км/с), драгированные на склоне в южной части вала (Васильев и др., 1975), принесены сюда из континентального Приохотья льдами (Арчиков, Степанова, 1987).

Реликты субэарального рельефа поверхности фундамента установлены лишь на северной части вала (Соловьев и др., 1975). Вероятно, горст формировался, в основном, в подводных условиях, и седиментация на его склонах прекратилась, когда их крутизна превысила угол естественного отко-

са “обводненных” осадков. В смежных шельфовых прогибах поверхность акустически жесткой толщи часто устанавливается с большой долей неопределенности и в ряде случаев условно проводится на уровне исчезновения устойчивых отражений.

Акустически проницаемый осадочный чехол состоит из двух частей, разделенных поверхностью структурного несогласия. Нижняя часть подразделяется на сейсмокомплексы Д и Г. В них установлены пологие конседиментационные складки, оси которых ориентированы в северо-западном (до субмеридионального) направлении. Верхняя часть сложена субгоризонтально залегающими отложениями. Она подразделяется на сейсмокомплексы В, Б и А (рис. 2–4).

Сейсмокомплекс Д – палеоцен–нижний олигоцен ($P_1–P_3^1$)

На склоне сейсмокомплекс Д причленяется к погружающейся под углом до 30° поверхности акустически жесткой толщи по типу подошвенного налегания, характеризуясь средне- и крупно-

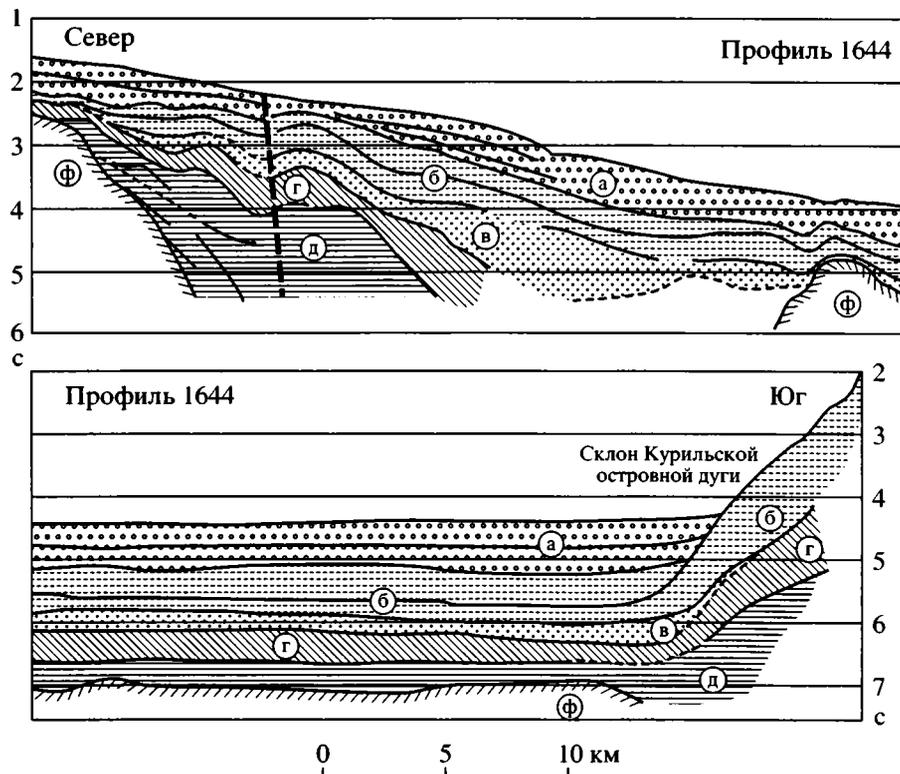


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю МОГТ 1644 (фрагменты). Усл. обозначения см. на рис. 2.

амплитудными отражениями средней и малой протяженности, которые по мере удаления от склона к востоку переходят в среднеамплитудные прерывистые отражения сложной формы. Мощность комплекса в нижней части склона составляет до 3.0 км (при $\bar{V}_p = 4.0$ км/с).

Верхняя часть толщи, соответствующей сейсмокомплексу Д, опробована драгированием на станциях 2221–2227, 2230 и 2232 в интервале глубин 2500–1350 м. Здесь подняты аргиллиты и алевролиты. Глауконит здесь установлен как в обломочных зернах, так и в виде аутигенных образований. В аргиллитах среди обломочных минералов широко распространены кварц, полевые шпаты, мусковит и рудные минералы. Редки турмалин, циркон, гранат и обломки карбонатных, а также кварц-серицитовых и кварц-полевошпатовых пород. Плагноклаз часто зональный – пирокластический. Основная масса пород представлена глинистыми минералами. Характерна незначительная карбонатизация. Иногда цементом является аморфный кремнезем. Ядра диатомей часто выполнены опалом и карбонатом. В аргиллитах присутствует тримит-кристобалит (опал-С).

В шести образцах аргиллитов и алевролитов, поднятых на станции 2227, установлен палинокомплекс *Triatriopollenites plicoides* – *Ulmoideipites*

krepnii – *Anacolosidites primigenius*. Среди покрытосеменных многочисленна и разнообразна пыльца формальных таксонов *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *T. plicatus* Krutsch, *T. aff. confusus* Zakl., *T. aroboratus* Pfl., *Triatriopollenites* sp., встречаются *Tricolpites* sp., *Triporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp. Разнообразны цветковые близкие к ильмовым (*Ulmoideipites krepnii* Anders., *U. tricostatus* Anders., *Ulmus* sp.), ореховым (*Engelhardtia* sp., *Juglanspollenites* sp., *Caryapollenites* sp., *Platycaryapollenites* sp., *Pterocaryapollenites* sp.), березовым (*Betulapollenites* sp., *Alnuspollenites* sp., *Coryluspollenites* sp.), буковым (*Faguspollenites* sp., *Castanopsis* sp.), вересковым (*Ericaceae*). Характерно участие *Anacolosidites primigenius* Zakl., *Anacolosidites* sp., близких к *Olacaceae*. В составе голосеменных обильны таксодиевые (*Taxodiumpollenites* sp.) и сосновые (*Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Cedripites* sp., *Abiespollenites* и разнообразные *Tsugapollenites*), принимают участие *Ginkgocycadophytus* sp., *Podocarpidites* sp. и *Dacrydiumites* sp.

Споровые представлены в основном таксонами, характерными для меловых палинофлор: *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Concavissimisporites asper* (Bolch.) Poc, *Laevigatosporites ovatus* Wills. et Webst., *L. ovoideus* Takah и гладкими трилетными *Leiotriletes* sp., а также близкими к

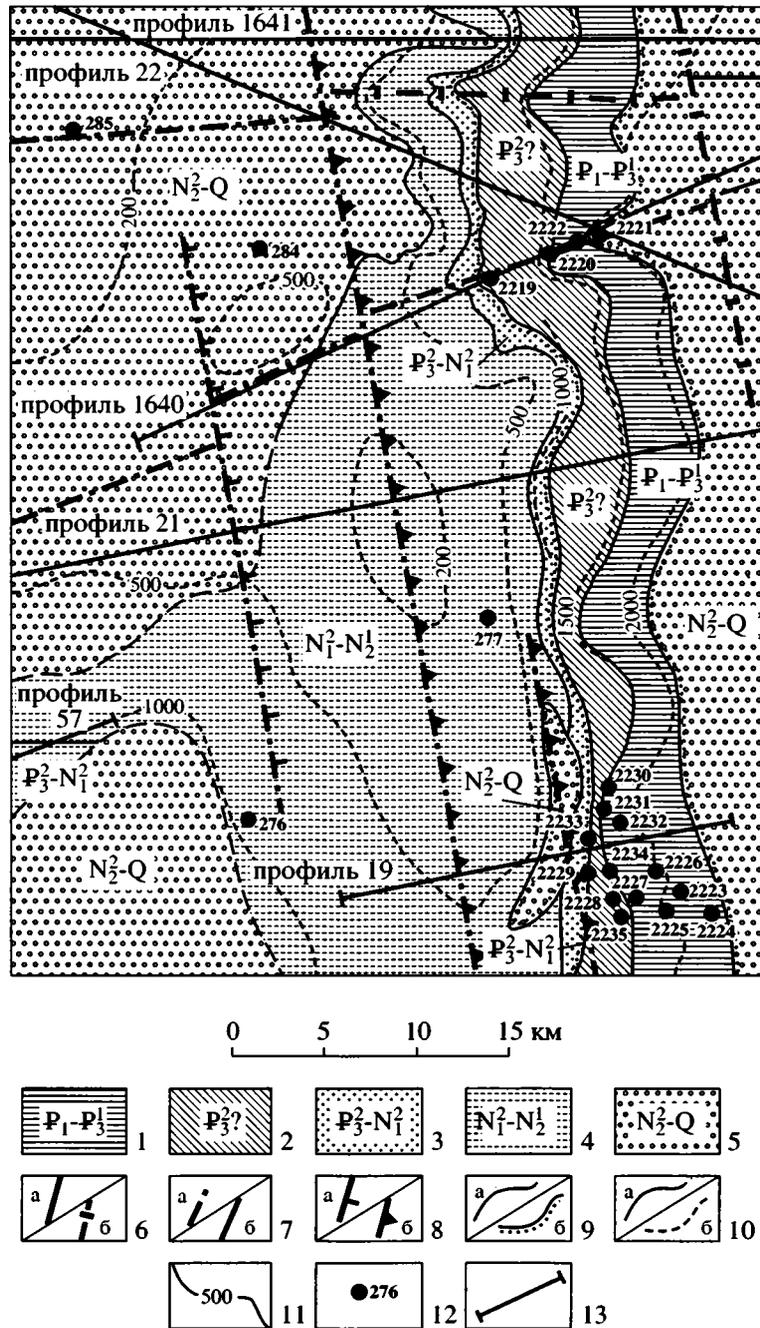


Рис. 4. Схематическая геологическая карта южной части вала Терпения.

1 – палеоцен–нижний олигоцен, аргиллиты, алевролиты, туфоидиомиты; 2 – верхний олигоцен; 3 – верхний олигоцен–средний миоцен, туфоидиомиты, карбонатные породы; 4 – средний миоцен–нижний плиоцен, туфоалевролиты; 5 – верхний плиоцен–квартер, туфоалевролиты, туфоидиомиты; разломы: 6 – выходящие на дно: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – не выходящие на дно: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – а – сбросы, б – взбросы; геологические границы: 9 – а – согласные, б – несогласные; 10 – а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – изобаты; 12 – станции драгирования; 13 – сейсмические профили.

чистоустовым (*Osmundacidites wellmanii* Coup., *Osmundacidites* sp.), плауновидным (*Leptolepidites verrucatus* Coup., *Vaculatisporites* sp.) и мхам (*Concavisporites* sp.).

Для изученного комплекса характерно значительное участие маастрихт-датских таксонов, как среди покрытосеменных, так и в составе папоротникообразных, отсутствие типичных для мааст-

рихта представителей групп “*unica*” и “*oculata*”, которые в виде единичных экземпляров еще встречаются в датских палинофлорах, значительное участие *Anacolosidites*, характерного и доминирующего таксона эоценовых палинофлор.

Этот комплекс близок к “межконгломератовому” из нижней песчано-алевролитовой пачки Поронайской депрессии (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), а также из нижней и средней частей нижнедуйской свиты Углегорского разреза о-ва Сахалин (Брутман, 1976, 1986). Отличительная его особенность – отсутствие формальных родов *Aquilarpollenites*, *Mancicorpus*, *Orbicularpollis*, характерных для позднемиоценовых палинофлор. Сопоставление комплекса *Triatriopollenites plicoides* – *Ulmoideipites krempii* – *Anacolosidites primigenius* с одновозрастными из сопредельных районов позволяют датировать вмещающие отложения поздним палеоценом – ранним эоценом. Значительное участие в нем теплолюбивых видов (*Anacolosidites*, *Engelhardtipollenites*, *Platycaryapollenites*, *Podocarpidites*, *Dacrydiumites* и др.) свидетельствует о теплоумеренном и влажном климате, обилие *Taxodium* – о наличии заболоченных равнин вблизи бассейна седиментации.

В одном образце аргиллита, поднятом на станции 2227, установлен палинокомплекс *Picea gigantea* – *Pinus* – *Taxodium*, таксономический состав которого отличается от вышеописанного. В нем доминируют голосеменные. В основном это сосновые, среди которых многочисленны *Picea* sp. (*gigantea*), *Picea* sp., *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *P. sect. Strobus*, *Pinus* sp. (*minima*), *Pinus* sp, разнообразны тсуги (*Tsuga parva* Brutm., *T. saueriae* Brutm, *T. diversifolia* (Maxim.)). Обиле *Taxodium* sp. Цветковые входят в группу сопутствующих: *Betula* sp., *Alnus* sp., *Ulmus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Tilia* sp., *Fagus* sp. и пыльца формального рода *Triatriopollenites*. Споровые представлены единичными *Polypodiaceae* и *Osmunda* sp.

По таксономическому составу и обилию таксонидеальных комплексов коррелируется с олигоценовым “центрально-тамлевским” палинокомплексом из верхней песчано-алевролитовой пачки Поронайской депрессии (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), из нижней части аракайской свиты Углегорского разреза (Брутман, 1976, 1986) и из нижней части гасстелловской свиты Макаровского разреза о-ва Сахалин (Опорный разрез..., 1992). Аналогичен состав комплексов из верхней части аманинской и нижней части гакхинской свит (точилинский и хейлинский палинокомплексы) Западной Камчатки (Атлас фауны..., 1984; Брутман и др., 1985). Эти особенности, а также отсутствие в установленном комплексе типичных палеоцен-эоценовых видов, позволяет датировать его ранним олигоценом и реконструировать умеренно-теплый и влажный климат.

В образцах станции 2227 установлено два комплекса радиолярий. Первый комплекс из аргиллитов и алевроаргиллитов характеризуется обилием представителей сем. *Spongodiscidae*. Семейства *Cenosphaeridae*, *Lithelidae*, *Stylodictyidae* представлены единичными экземплярами. Во втором комплексе из аргиллитов, алевролитов и фосфатизированных пород обнаружены единичные экземпляры представителей всех вышеперечисленных семейств, а также *Heliodiscidae*. Таксономический состав обоих комплексов свидетельствует об осадконакоплении в прибрежных условиях моря нормальной солености (Безверхний и др., 1998).

Морские диатомеи из этих же образцов представлены полурастворенными створками родов *Coscinodiscus*, *Stephanopyxis*, *Rhizosolenia* и *Pseudotriceratium* (Цой и др., 1998).

Сейсмокомплекс Д сопоставляется с палеоцен-нижнеолигоценовой песчано-алевролитовой толщей Поронайской впадины, со структурным несогласием перекрывающей мезозойские вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения остринской и хойской свит. Нижняя пачка параллических отложений мощностью до 0.9 км представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, редко, углистых аргиллитов и углей. В этих отложениях Н.Я. Брутман установила “межконгломератовый” палинокомплекс (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), типовой для палеоценовой палинозоны *Alnipollenites* – *Anacolosidites*, охватывающей нижнюю и среднюю части нижнедуйской свиты Углегорского района о. Сахалин и соответствующую по Е.Д. Заклинской фазе “а” и “б” III этапа кайнофита (Развитие флор..., 1977).

Средняя пачка мощностью до 400 м, согласно перекрывающая указанные отложения, представлена алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. В песчаниках часто содержится глауконит (до 30 % объема породы), в алевролитах и аргиллитах часто встречаются включения углестого вещества. В этих отложениях Н.Я. Брутман (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985) установлен “музьминский” палинокомплекс, типовой для эоценовой палинозоны *Lygodium japoniciforme* – *Pinus* s/g *Haploxyylon* – *Ulmoideipites*, включающей палинокомплексы верхней части нижнедуйской свиты, а также краснопольевской и такарадайской свит юго-западной части о. Сахалин и соответствующий фазам “в” и “с” III этапа кайнофита. Разрез толщи венчается верхней песчано-алевролитовой пачкой мощностью до 410 м предположительно раннеолигоценового возраста, сформированной в литоральной зоне (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985).

На шельфе залива Терпения сейсмокомплекс Д формирует структуры заполнения и облекания тектонически расчлененного рельефа поверхнос-

ти акустически жесткой толщи, перекрывая ее по типу подошвенного налегания и, реже, прилегания. Седиментационные впадины, оконтуренные на структурных картах сейсмокомплекса, ориентированы в соответствии со структурным планом фундамента в восток-северо-восточном направлении (Соловьев и др., 1975). Мощность комплекса увеличивается к западу от горста и составляет в ряде случаев более 4.0 км при ($\bar{V}_p = 4.0$ км/с). На внешнем шельфе над поднятиями фундамента комплекс дизъюнктивно и пликативно деформирован.

В разрезе Вахрушевской скважины на восточном борту Макаровского прогиба сейсмокомплексу Д соответствует сформированная в прибрежно-морских условиях толща кремнистых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью около 350 м, содержащая остатки фораминифер и палиноморфы. Точный возраст толщи, сопоставляемой по литологическим признакам с гастелловской (Объяснительная записка..., 1994) или с холмской и невельской свитами (Баханов и др., 1990), не определен.

В области материкового подножья сейсмокомплекс Д имеет мощность более 5.0 км (при $\bar{V}_p = 4.0$ км/с) и выполняет систему прогибов, выделенных В.В. Харахиновым с соавторами (Бабوشина и др., 1985) как "грабен континентального склона". Волновая картина комплекса здесь весьма сложная с наличием дифрагированных волн и зон потери корреляции отражений, что, по-видимому, связано с конседиментационными оползновыми явлениями и наличием разломов.

В глубоководной котловине сейсмокомплекс Д имеет мощность до 1.1 км (при $\bar{V}_p = 4.3$ км/с) и характеризуется параллельными протяженными отражениями в основном средней и малой амплитуды, на поднятиях перекрывая акустически жесткую толщу по типу подошвенного налегания и, редко, прилегания. В пределах абиссальной равнины для него характерны повышенная сейсмическая прозрачность, возрастающая к его подошве. Аналогия волновой картины с характерной для базальных слоев акустически проницаемой части осадочного чехла дна северо-западной части Тихого океана позволяет предположить ее накопление в глубоководных условиях на значительном удалении от источников терригенного материала.

В области островного подножья мощность сейсмокомплекса Д уменьшается до 500 м. Под склоном Большекурильской гряды поверхность фундамента погружается, а отражающие границы в кровле комплекса испытывают резкий подъем, и его мощность возрастает до значений более 2.3 км (при $\bar{V}_p = 4.7$ км/с).

Сейсмокомплекс Г – верхний олигоцен (P_3^2 ?)

На склоне сейсмокомплекс Г характеризуется, в основном, прерывистыми среднеамплитудными отражениями. Мощность комплекса составляет около 500 м (при $\bar{V}_p = 2.3$ км/с), контакты с ниже- и вышележащими комплексами нечеткие. На поверхности акустически жесткой толщи он залегает трансгрессивно. Соотношение можно определить как подошвенное налегание. Эрозионные границы в пределах комплекса на склоне не установлены. Так как толща, соответствующая сейсмокомплексу Г, на склоне не опробована, а также в связи с отсутствием сейсмограмм, связывающих разрезы шельфа и смежной суши, ее сопоставление с наземными свитами выполнено на основе биостратиграфической корреляции выше- и нижележащих толщ.

На смежной островной суши сейсмокомплексу Г соответствуют, по-видимому, верхнеолигоценовые отложения: в Поронайской депрессии – толща кремнистых аргиллитов мощностью около 0.7 км с горизонтом туфоалевролитов и туфов андезито-дацитового состава в верхней части (Тектоника и нефтегазоносность..., 1985), в наземной части Пограничного прогиба – сформированная в батинальных условиях пиленгская свита мощностью до 1000 м, сложенная аргиллитами и алевролитами с карбонатными конкрециями, линзобразными кварц-халцедоновыми стяжениями и прослоями туфов в верхней части. Свита датирована поздним олигоценом. Допускается присутствие в нижней части свиты нижнеолигоценовых отложений (Гладенков, Гладенков, 1999). В Макаровском районе сейсмокомплексу Г, соответствуют сформированные в морских условиях верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения сергеевской серии: холмская, невельская и чеховская свиты. Вулканогенно-осадочные отложения чеховской свиты, насыщенные пластовыми и секущими интрузивными и субвулканическими телами габбро-диоритов, диоритовых и габбро-диоритовых порфиринов, андезитов и андезито-базальтов, отличаются резкой литолого-фациальной изменчивостью (Объяснительная записка..., 1994).

На шельфе сейсмокомплекс Г характеризуется, в основном, крупноамплитудными протяженными низкочастотными отражениями. Его мощность здесь составляет до 1.2 км (при $\bar{V}_p = 2.3$ км/с). Он согласно перекрывает комплекс Д или прилагается к акустически жесткой толще по типу подошвенного налегания. На склонах выступов фундамента, комплекс представлен отражениями сложной (до хаотичной) формы, что, вероятно, связано с резкой литофациальной изменчивостью слагающих комплекс вулканогенно-осадочных толщ, а также конседиментационными пликативными и дизъюнктивными дислокациями.

В пределах положительных морфоструктур и в приподнятых бортовых частях прогибов в ряде случаев имеет место связанное, по-видимому, с субаэральным размывом кровельное прилегание, выраженное в срезании наклонных осей синфазности сейсмических волн комплекса вышележащими субгоризонтальными отражениями.

В разрезе Вахрушевской скважины сейсмокомплексу Г соответствует толща туфов, туфопесчаников, опок, туфоагломератов, эффузивов основного состава и туфобрекчкий мощностью 820 м, залегающая с размывом на подстилающих образованиях. Возраст толщи, сопоставляющейся с холмской (Объяснительная записка..., 1994) и чеховской (Баханов и др., 1990) свитами, не установлен.

В области материкового подножья комплекс Г имеет мощность до 1.6 км (при $\bar{V}_p = 2.3$ км/с) и характеризуется средне- и крупноамплитудными прерывистыми отражениями с обилием дифрагированных волн. В глубоководной котловине мощность комплекса составляет до 0.8 км (при $\bar{V}_p = 3.0$ км/с). Здесь он характеризуется протяженными, в основном, среднеамплитудными параллельными отражениями. На склоне Большекурильской гряды сейсмокомплекс Г согласно перекрывает подстилающий и трансгрессивно приключается к поверхности акустического фундамента, образуя обратную клиноформу с мощностями до 2.8 км (при $\bar{V}_p = 3.2$ км/с).

Верхняя часть акустически проницаемого осадочного чехла, включающая сейсмокомплексы А, Б и В, залегает субгоризонтально, плащеобразно перекрывая пологие поднятия и заполняя отрицательные формы рельефа поверхности подстилающих образований. Эта часть осадочного чехла почти не дислоцирована.

Сейсмокомплекс В – верхний олигоцен–средний миоцен ($P_3^2 - N_1^2$)

На присахалинском склоне сейсмокомплекс В характеризуется мощностью до 400 м (при $\bar{V}_p = 2.0$ км/с) и преимущественно среднечастотными отражениями. Нижняя его часть, опробованная на станциях 2228, 2229 и 2233 в интервале глубин 1250–1000 м, представлена толщей туфодиатомитов и диатомитов с горизонтом конгломератов, расположенном, по-видимому, в ее основании. Состав обломочного материала в аргиллит-алевролитовой и туфодиатомитовой толщах аналогичен. В туфодиатомитах больше цемента, образовавшегося, вероятно, из продуктов разрушения вулканитов, в аргиллитах – обломочного материала. Состав цемента алевролитов и аргиллитов также не отличается от диатомитов и туфодиатомитов. В конгломератах галька и валуны представлены габбро-диабазами, диоритами, диабазо-

выми порфиритами, гранитами, гранит-порфирами, базальтами, эффузивами кислого состава и ороговикованными алевролитами. Наполнителем служат песчаники и песчанистые туфодиатомиты. Палинокомплексы в нижней части “туфодиатомитовой” толщи не обнаружены. Из диатомитов и туфодиатомитов, поднятых на станциях 2228 и 2229, выделены комплексы диатомей и радиолярий.

По данным И.Б. Цой диатомовый комплекс коррелируется с таковым верхнеолигоцен-нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira praeфрага* (24.0–20.3 млн. лет). Комплекс этой зоны установлен в породах нижней части борской свиты Пограничного прогиба (Гладенков, Гладенков, 1999). Состав комплекса отвечает морскому бассейну нормальной солености. Доминирование планктонных неритических видов (66–73%) свидетельствует о формировании комплекса на внешнем шельфе открытого моря (Цой и др., 1998). В этих же образцах выделена ассоциация радиолярий с *Lipmanella japonica conica-Gondwanaria dogieli*, датируемая олигоценом–ранним миоценом. В.В. Шастина отмечает наличие перетолженных эоценовых видов и указывает на обстановку, близкую к океанической (Безверхний и др., 1998).

Верхняя часть комплекса, опробованная на станциях 2229 и 2235 в интервале глубин 1250–850 м, представлена туфодиатомитами и известковистыми породами. Здесь обнаружены остатки раковин двустворчатых моллюсков и два диатомовых комплекса, сопоставляющихся с зонами *Crucidenticula kanaya* и *Denticulopsis praelauta*, а также радиоляриевая ассоциация, сопоставляющаяся с зоной *Calocyclella costata*, а также палинокомплексами *Picea – Fagus – Ulmus – Juglandaceae* и *Fagus – Pinus – Taxodiaceae*. Моллюски и диатомеи указывают на относительно глубоководные условия осадконакопления и довольно высокие температуры поверхности вод (Цой и др., 1998). Состав последнего палинокомплекса отражает климатический оптимум рубежа раннего и среднего миоцена.

В центральной части прогибов на шельфе зал. Терпения сейсмокомплекс имеет мощность до 400 м (при $\bar{V}_p = 2.0$ км/с) и залегает на комплексе Г согласно. На бортах он соотносится с более древними образованиями по типу кровельного налегания. В центральных частях бассейнов сейсмокомплекс представлен малоамплитудными среднечастотными отражениями, на бортах поднятий – параллельными средне- и крупноамплитудными отражениями.

В пределах шельфовой части Пограничного прогиба по данным исследования керна Борисовской скважины верхней части сейсмокомплекса соответствует толща мощностью около 800 м, представленная алевролитами, аргиллитами и пес-

чаниками с морскими моллюсками и фораминиферами, а также “лангрийским” спорово-пыльцевым комплексом (Брутман, 1986; Опорный разрез..., 1992), позволяющими датировать указанные отложения ранним-средним миоценом. В разрезе Вахрушевской скважины (зал. Терпения) толща, соответствующая сейсмокомплексу В, с размывом перекрывает отложения сергеевской серии (Баханов и др., 1990).

В области материкового подножья сейсмокомплекс В распространен повсеместно, характеризуется в нижней части сложной волновой картиной с обилием дифрагированных волн, в верхней – параллельными крупноамплитудными отражениями и имеет мощность до 1.2 км (при $\bar{V}_p = 2.0$ км/с). На подстилающем комплексе он залегаёт согласно. В глубоководной котловине комплекс характеризуется мощностями и сейсмофациями, аналогичными подстилающему. В области подножья Большекурильской гряды сейсмокомплекс В образует прямую клиноформу мощностью до 300 м (при $\bar{V}_p = 2.0$ км/с). На подстилающем комплексе он залегаёт регрессивно, характеризуясь соотношением типа подошвенного налегания.

Характеристика вышележащих сейсмокомплексов и соответствующих им толщ (таблица) дана в работе В.Л. Безверхнего и соавторов (1998).

ОБСУЖДЕНИЕ

Структурное единство вала Терпения и Восточно-Сахалинской зоны тектонического сучивания вне сомнений. На рубеже мела и палеогена разновозрастные океанские, островодужные и окраинно-морские формации здесь подверглись взбросо- и надвигообразованию. В это же время имело место становление гипабиссальных интрузий габбро-гранитной формации, обусловившее частичную консолидацию зоны и формирование акустически жесткой толщи. Указанные процессы проявились наиболее интенсивно в северной части структуры, где была сформирована гористая суша (пра-Восточно-Сахалинские горы). В юго-восточном направлении амплитуда воздымания уменьшалась, и южная часть структуры, вероятно, не вышла из-под уровня моря. Структурный план бассейна седиментации в пределах изученного района изменился: склон сенонской Академической островодужной системы, ориентированной здесь в северо-восточном направлении, был разделен поперечной взбросо-надвиговой структурой – валом Терпения. Прекращение осадконакопления в пределах северной части вала Терпения в связи с ее воздыманием произошло в конце ольдонского времени – в дании (Гранник, 1978). Осадки не могли накапливаться и на крутых подводных склонах вала и сползали к его подножью. Формировавшаяся осадочная толща

здесь причленялась к круто воздымавшейся поверхности акустически жесткой толщи.

На соседних шельфах интенсивность надвигообразовательных процессов и гранитизации была, по-видимому, существенно ниже. Поверхность фундамента здесь надежно идентифицируется лишь на положительных морфоструктурах. Как показывает сопоставление разреза Магаданской параметрической скважины, пробуренной в южном борту Северо-Охотского прогиба (Большаков и др., 1989), с соответствующей сеймограммой, меловые осадочные формации в депозитах прогиба акустически проницаемы. Поэтому постепенное уменьшение с глубиной количества отражений в шельфовых депрессиях залива Терпения свидетельствует о большой вероятности непрерывных мел-кайнозойских разрезом.

На изученном склоне нижняя часть акустически проницаемой толщи представлена сейсмокомплексом Д, опробованным лишь в верхней части. Соответствующая толща осадков была сформирована в позднем палеоцене–раннем олигоцене в прибрежных условиях моря нормальной солености недалеко от гористой суши, сложенной вулканогенно-осадочными формациями с петрофондом верхнемеловых рымникской, березовской и котиковской серий Восточно-Сахалинских гор. Принимая во внимание, что указанная толща опробована лишь в верхней части, следует сделать вывод о большой вероятности участия в ее составе нижнепалеогеновых отложений. Трансгрессивное причленение толщи к поверхности акустического фундамента на склоне вала (рис. 2) и на склоне котловины (рис. 3) свидетельствуют об их образовании до начала ее формирования, т.е. в докайнозойское время.

Распределение мощности сейсмокомплекса Д по комплексному профилю Поронайская депрессия – Курилы, его соотношение с акустически жесткой толщей и сейсмофациальная зональность свидетельствуют о существовании в палеоцене в исследованном районе полного набора морфоструктур окраинного моря: прибрежной суши, шельфа, континентального склона и подножья, а также глубоководной котловины, отгороженной от Тихого океана островной или подводной пра-Курильской грядой.

Верхняя часть “деформированного” чехла представлена сейсмокомплексом Г, имеющим характерную сложную волновую интерференционную картину и часто диагностируемую на положительных шельфовых морфоструктурах эрозионную границу в кровле. По-видимому, этот размыв следует связывать как с верхнеолигоценовым понижением уровня Мирового океана, так и с тектоническими причинами, обусловившими формирование структурного несогласия на шель-

Стратиграфическая схема кайнозойских отложений северного склона Курильской глубоководной котловины

Время, млн. лет	Система	Отдел	Подотдел	Литология (по датированным образцам)	Сейсмо-комплексы	Мощность, км				Органические остатки				Стратиграфическая схема Углегорско-Чеховского района, о. Сахалин													
						Шельф	Склон	Полно-желе	Котловина	Палинокомплекс	Диатомы	Радиолярии	Малакофауна														
5	Q	Неоген	Плиоцен	N ₂ ³	А	<1.2	<0.3	<0.6	<0.7	Pinus pumila-Betula nana-Sphagnum	Зона Neodenticula seminata Зона Aclinoscyclus oculatus	Spongodiscus osculosus-Eucyrtidium matuyamai		Свиты													
				N ₂ ¹											маруямская												
				N ₂ ²												Betula-Pinus-Fagus	Зона Rouxia californica										
																N ₂ ³	туфоалевриты				Б	<0.6	<0.4	<0.8	<0.8		
				N ₂ ⁴														Fagus-Pinus-Taxodiaceae	Зона Denticulopsis prelata Зона Cnicodenticula kanava	Зона Calocyclus costata							
N ₁ ¹	туфодиазомиты, карбонатные породы	В	<0.5	<0.4	<1.2	<0.8	Picea-Fagus-Ulmus-Juglandaceae	Зона Talassiosira prefraga	Слон с Lipmanella japonica conica-Gondwanaria dogiali	верхнеудуйская																	
20															чеховско-невельская												
25	Палеоген	Олигоцен	P ₃	аргиллиты алевриты	Г	<1.2	<0.5	<1.6	<0.8	Picea gigantea-Pinus-Taxodium				холмская													
30																										аракайская	
35																											такарадайская
40															Эоцен	P ₂ ³	Д	<4.0	<3.0	<5.0	<1.1	Triatriopollinites plicoides-Ulmoidesipites kremplii-Anacolossidites primigenius	Роды: Coscinodiscus Stepanopyxis Rhizosolenia Pseudotricratium	Сем: Spongodiscidae Cenosphæridae Lithelidae Stylodictyidae			снежинкинская
45																P ₂ ²											
50	Палеоцен	P ₁ ²													бошняковская												
55		P ₁ ¹																									
60	Верх. Мел				АФ																						
65																											

Примечание:  –временные интервалы, для которых отсутствует соответствующая палеонтологическая информация

фе зал. Терпения. В районе вала Терпения поднятие фундамента продолжалось в неогене и было связано со взбросо- а, возможно, и надвигообразованием по системе разломов северо-западного простирания.

Комплекс Г имеет региональное распространение и обычно сопоставляется с большей частью сергеевской серии, включающей аракайскую, холмскую, невелискую и чеховскую свиты. Проблема возраста верхней части сергеевской серии, связанная с неопределенным положением границы палеогена и неогена на о. Сахалин, не решена. Согласно решениям межведомственных стратиграфических совещаний палеоген-неогеновая граница на территории о. Сахалина проводилась в 1974 г. по подошве, а в 1998 г. – по кровле отложений холмского горизонта. Имеются мнения о палеогеновом возрасте составляющих верхнюю часть сергеевской серии невелиской и нижней части чеховской свиты. Так М.Я. Серова, указывая на значительные изменения в составе малакофауны и фораминифер на рубеже невелиского и чеховского регионов, рассматривает указанный рубеж в качестве возможной границы палеогена и неогена (Серова, 1978). В.А. Красилов и его соавторы, описавшие комплекс макрофоссилий из кровли чеховской свиты Макаровского района, указывает на его олигоценный или “граничный” (конец позднего олигоцена–начало раннего миоцена) возраст (Красилов и др., 1984). Х. Курита и его соавторы на основе анализа динофлагеллят холмской и невелиской свит Макаровского района пришли к выводу об их формировании в середине позднего олигоцена (27.0–25.4 млн. лет). Чеховскую свиту, которую многие исследователи рассматривают в качестве вулканогенной фашии невелиской свиты, они на основе радиоизотопных определений датируют поздним олигоценом–ранним миоценом (Kurita et al., 2000).

Результаты проведенных исследований дополнительно аргументируют эту точку зрения. По нашим данным на валу Терпения толща, соответствующая сейсмокомплексу Г, имеет позднеолигоценный возраст, так как подстилается алевролит-аргиллитовой палеоген-нижнеолигоценной толщей (сейсмокомплекс Д) и перекрыта туфодиамидами (сейсмокомплекс В), диатомовые комплексы из которых сопоставляются с зоной *Thalassiosira praefraga*, соответствующей временному интервалу 24–20.3 млн. лет (Akiba, 1986) – конец позднего олигоцена–ранний миоцен (Цой и др. 1998). Если выполненная по сейсмическим материалам корреляция вахрушевского и терпневского разрезов верна, то туфогенно-осадочный чеховско-невелиский горизонт соответствует верхнеолигоценному сейсмокомплексу Г. Поскольку последний на шельфе имеет явные признаки субэразальной эрозии, а в составе перекры-

вающей толщи на склоне в олигоцен-нижнеолигоценной ассоциации радиолярий установлены переотложенные эоценовые виды, предположение В.О. Савицкого (устное сообщение, 1986) о формировании регионально распространенной эрозионной границы в кровле сергеевской серии в период крупноамплитудного понижения уровня Мирового океана 30–25 млн. лет назад (Vail et al., 1977), выглядит весьма правдоподобным. Однако для окончательного решения проблемы возраста указанной границы, имеющей важное практическое значение, необходимы дополнительные исследования и, в частности, детальное поинтервальное драгирование уникального разреза морского кайнозоя на восточном склоне вала Терпения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на некоторую условность датировки выделенных толщ (см. таблицу), связанную с фрагментарностью опробованного разреза, полученные данные дают возможность реконструировать условия раннекайнозойского осадконакопления на присахалинской части северного склона Курильской глубоководной котловины.

Структурный план изученного района в основных чертах был сформирован в раннем палеогене в результате движений, создавших Восточно-Сахалинскую взбросо-надвиговую зону северо-западного простирания, южным окончанием которой является вал Терпения. Тектоническому сучиванию здесь подверглись, в основном, верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования, сформированные в пра-охотоморском морском бассейне, имевшем сложнорасчлененный рельеф дна с хорошо выраженной системой прогибов и поднятий северо-восточных простираний. Наиболее южная гряда, реликтом которой является поднятие Академии наук, отгороживала указанный бассейн от океана. Кайнозойское осадконакопление также происходило в море нормальной солености на внешнем шельфе и склоне, морфоструктурную основу которых составил фундамент вала Терпения, а также в условиях материкового подножья и глубоководной котловины, унаследованной от верхнемелового бассейна, но уже отгороженной от океана пра-Курильской грядой. Общий стиль развития сохранялся в течение всего кайнозоя. Терригенный материал выносился с осушенной части вала и архипелага вулканических островов, поставлявших также значительные объемы пирокластики. По-видимому, в составе осадков, начиная с позднеолигоценного климатического пессимума, заметную роль играли продукты ледового разноса. Большая часть склона в кайнозое не осушалась. На шельфовых положительных морфоструктурах осадконакопление прерывалось неоднократно. Позднеолиго-

ценовый размыв, вероятно, следует связывать с эвстатической регрессией и с тектоническими причинами, обусловившими возникновение главного структурного несогласия изученного разреза.

Выполненная работа не претендует на исчерпывающее решение затронутых вопросов. Авторы надеются продолжить комплексные геолого-геофизические исследования осадочного чехла склона вала Терпения, необходимые для детализации модели кайнозойской эволюции охотоморского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арчиков Е.И., Степанова Л.К. Закономерности захвата и разноса обломочного материала льдами в Охотском море // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 27–31.
- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 334 с.
- Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Гравитационное поле охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными // Тихоокеанская геология. 1985. № 6. С. 49–59.
- Баханов В.Р., Большаков А.К., Позднякова И.В., Выпова И.Ю. Геологическое строение Макаровского прогиба (залив Терпения) // Результаты морских геолого-геофизических работ на нефть и газ. Рига: ВНИИморгео, 1990. С. 72–86.
- Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Горювая М.Т. и др. О стратиграфии неогеновых отложений шельфа и материкового склона юго-восточного Приморья (по сейсмостратиграфическим данным) // Геофизика дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 51–75.
- Безверхний В.Л. Островодужные системы дна Охотского моря // Материалы годичной сессии ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 17–34.
- Безверхний В.Л., Горювая М.Т., Маркевич В.С. и др. Морской кайнозой восточного склона вала Терпения (Охотское море). Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998. 40 с.
- Безверхний В.Л. Тектоника континентальных окраин северо-востока России (Охотоморский регион) // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2000. С. 163–184.
- Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
- Большаков А.К., Большакова Р.А., Шаинян С.Х. О возрасте осадочных образований Северо-Охотского прогиба // Возраст осадочных образований охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 16–28.
- Брутман Н.Я. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 99–102.
- Брутман Н.Я. Палиностратиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1986. 18 с.
- Брутман Н.Я., Архипова А.Д., Выпова И.Ю. Палинологическая и диатомовая характеристика палеоген-неогеновых отложений разреза р. Хейсли (Западная Камчатка) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: Недра, 1985. С. 46–53.
- Васильев Б.И. Черты геологического строения дна Южной части Охотоморской впадины // Строение дна Охотского моря // Отв. ред. Белоусов В.В., Удинцев Г.Б. М.: Наука, 1981. С. 116–124.
- Васильев Б.И., Туезов И.К., Егорова М.Г. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины // Сов. геология. 1975. № 10. С. 59–72.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35–47.
- Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.
- Журавлев А.В. Геологическое строение и развитие Южно-охотской (Курильской) глубоководной котловины // Структура и состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 23–33.
- Красилов В.А., Кундышев А.С., Ремизовский В.И. и др. Флора чеховской свиты и граница олигоцена и миоцена на Южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1984. № 5. С. 106–109.
- Красный М.Л. Природа региональных магнитных аномалий островных дуг // 14-й Тихоокеанский научн. конгр. Тезисы докл. М.: Наука, 1979. С. 15–16.
- Куделькин В.В., Савицкий В.О., Карпей Т.И., Болдырева В.П. Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 3–13.
- Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000. Лист L-(53), 54, (55)–Хабаровск. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1994. 247 с.
- Овчаренко А.В., Соловьёв С.Л., Таболяков А.А. и др. Новые данные о строении осадочного слоя акватории залива Терпения (Южный Сахалин) // Нефтегазовая геология и геофизика, 1975. № 9. С. 3–6.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений юго-восточного Сахалина (Макаровский разрез). Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1992. 357 с.
- Отчет о геологических исследованиях в 37 рейсе НИС "Первенец" (Японское и Охотское моря). Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 25–35.
- Попов А.А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. 130 с.
- Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 106 с.

Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.

Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 172 с.

Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И. и др. Строение залива Терпения о. Сахалина по материалам комплексных геофизических и геологических исследований // Нефтегазовая геология и геофизика. 1974. № 12. С. 47–60.

Соловьев С.Л., Туезов И.К., Тютрин И.И. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований в заливе Терпения о. Сахалин // ДАН СССР. 1975. Т. 223. № 4. С. 950–953.

Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. М.: Недра, 1985. 174 с.

Цой И.Б., Горювая М.Т., Шастина В.В. Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хребта Терпения (Охотское море). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998. 35 с. Деп. в ВИНИТИ № 3814-В98.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and Modified Lower Miocene through Quaternary Diatom zones for Middle-to-high latitudes of the North Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Gov. Printing Office. 1986. V. 87. P. 393–481.

Kurita H., Obuse A., Ogasavara K. et al. Oligocene-Middle Miocene Palynostratigraphy (Dinoflagellate Cysts and Pollen) in Sakhalin Island, Far East Russia, and its Implications for Geochronology and Paleoenvironments // J. Geology. 2000. V. 109. № 2. P. 187–202.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., Thompson S. III. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level // Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration Ed. by Payton, C.E. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. V. 26. P. 83–97.

Рецензенты М.А. Ахметьев, В.С. Вишневская