

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТРОГА КАШЕВАРОВА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ
ОХОТСКОГО МОРЯ)**

**Е.П. Леликов¹, И.Б. Цой¹, Н.К. Вагина¹, Т.А. Емельянова¹, Е.П. Терехов¹,
В.Д. Худик²**

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,
г. Владивосток, 690041, e-mail: lelikov@poi.dvo.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022, e-mail: khudik@mail.ru

Поступила в редакцию 7 июля 2010 г.

В статье представлены результаты изучения вещественного состава и возраста горных пород трога Кашеварова (центральная часть Охотского моря), полученных в 41 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (2006 г.). Установлено большое сходство петрографических и геохимических составов позднемиоценовых и эоценовых вулканитов трога Кашеварова и Охотско-Чукотского вулканического пояса, структуры которого распространяются во внутреннюю часть Охотского моря. В кайнозойском осадочном чехле установлено 3 комплекса пород: комплекс 1 – поздний олигоцен (~28.2–24.0 млн лет), комплекс 2 – конец позднего олигоцена–ранний миоцен (24.0–20.3 млн лет), комплекс 3 – конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен (2.0–1.0 млн лет). Отложения позднего олигоцена–раннего миоцена формировались в относительно мелководных условиях, а позднего плиоцена–раннего плейстоцена – в более глубоководных условиях, что связано, вероятно, с тектоническими процессами. Геологические данные свидетельствуют о том, что кроме структурного единства мезозойского фундамента трога Кашеварова с окружающими подводными возвышенностями в олигоцене–раннем миоцене эта акватория представляла собой единую шельфовую зону Охотского моря, погруженную к настоящему времени на 800–1000 м.

Ключевые слова: гранитоиды, вулканиты, поздний мел, эоцен, кайнозойский осадочный чехол, олигоцен, диатомеи, палинофлора, трог Кашеварова, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море занимает особое положение среди окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Оно характеризуется наличием обширного глубокого шельфа, который составляет около 90 % его площади. Изучением геологии Охотского моря занимались многие исследователи на протяжении нескольких десятилетий, однако единого мнения об его происхождении и истории геологического развития до настоящего времени не существует. Высказываются самые полярные точки зрения на формирование его структур – от их заложения на древнем докембрийском основании [7, 12] до полного отрицания воз-

можности продолжения континентальных структур в пределы моря, дно которого представляет океаническое вулканическое плато, имеющее гомогенное строение [3]. Основными причинами различных точек зрения на проблему строения фундамента являются отсутствие в его пределах скважин глубоководного бурения, а также лишь небольшие по площади выходы пород фундамента на отдельных подводных возвышенностях, доступные для отбора каменного материала, поскольку основная площадь морского дна перекрыта рыхлыми отложениями. Поэтому дополнительные находки горных пород имеют важное значение для понимания истории развития Охотского моря.

В 41 рейсе НИС “Академик М. Лаврентьев” в 2006 г., организованном Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН, были выполнены геолого-геофизические работы в центральной части Охотского моря. Согласно программе рейса и Договора №3/20-25 ФГУНПП “Севморгео” и ТОИ ДВО РАН был изучен вещественный состав горных пород и осадков, слагающих склоны Центрально-Охотского поднятия, возвышенности Института океанологии и трога Кашеварова, вне пределов исключительной экономической зоны Российской Федерации.

Дана характеристика геологического строения и эволюции геологического развития центральной части Охотского моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В экспедиции были проведены следующие виды работ. Батиметрическая съемка 640 морских миль для получения информации о рельефе дна и обнаружения крутых уступов, пригодных для проведения драгирования, проведена на 13 геофизических профилях.

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) было проведено с целью получения данных о строении акустического фундамента, структуре осадочного слоя и распределении мощности осадков в районе работ, а также для обнаружения выходов акустического фундамента на морское дно для выбора мест драгирования. Общая длина сейсмических профилей составила 420 миль.

Геологическое опробование путем драгирования выполнялось для получения образцов горных пород с целью изучения строения акустического фундамента и осадочного чехла. Для этого использовалась цилиндрическая драга диаметром 60 см и штатная судовая траловая лебедка. Драгирование выполнялось по ранее разработанной методике, хорошо зарекомендовавшей себя в предыдущих рейсах на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Она заключалась в выборе по данным эхолотного промера и НСП крутых, не перекрытых современными осадками участков морского дна. По данным НСП предварительно определялся характер пород, выходящих на поверхность дна этого участка: толщи слабо литифицированных кайнозойских отложений или пород акустического фундамента. Драгирование выполнялось на малом ходу судна вверх по склону донного рельефа 15–30 минут, в течение которых драга волочилась по дну, собирая каменный материал. Затем драга с помощью лебедки поднималась на борт судна. Имеющиеся в ней горные породы и осадки документирова-

лись, отбирались их образцы для дальнейшей обработки и изучения в лабораторных условиях.

По данным НСП и эхолотных промеров были обнаружены тектонические блоки в пограничной области трога Кашеварова и возвышенности Института океанологии, выраженные в рельефе дна небольшими уступами высотой 100–300 м с крутыми бортами, в которых обнажаются породы фундамента. В этих местах было выполнено драгирование на 9 станциях, на каждой из которых был получен каменный материал различного состава и возраста (рис.). При этом на некоторых из этих уступов ранее проводилось драгирование в 13 рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, выполненном Институтом океанологии АН СССР в 1974 г. и рейсе НИС “Пегас” – ИМГиГ ДВО АН СССР в 1984 г. Каменный материал этих рейсов изучался авторами ранее [15, 20], а результаты использованы в настоящей статье.

При описании каменного материала драг учитывались только неокатанные, угловатые обломки и глыбы, которые, по нашему мнению, представляют местный материал, характеризующий геологическое строение данного участка. При этом также обращалось особое внимание на характер записи на лентах НСП, отражающий выходы акустического фундамента на поверхность дна. Галька и валуны не принимались в расчет, поскольку они, по всей вероятности, не являются местными, а появились на морском дне в результате ледового разноса пляжных отложений окружающей суши. На остальных структурах не было обнаружено участков, позволяющих получить представительный каменный материал, из-за наличия мощного (до 500 м) чехла рыхлых отложений, перекрывающих фундамент.

Химико-техническая обработка образцов на диатомовый и спорово-пыльцевой виды анализа проводилась по стандартным методикам с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости [14, 26], а реконструкция условий осадконакопления – на основе анализа экологической структуры диатомовых комплексов [37]. Для установления возраста диатомовых комплексов использовалась северотихоокеанская зональная шкала [10]. Обработка образцов и приготовление препаратов для диатомового анализа выполнены Л.В. Осиповой.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Площадь полигона входит в область Центрально-Охотского краевого плато [28] и охватывает участок склона Северо-Охотского поднятия, часть вершинной поверхности и северного склона возвышенности Института океанологии и разделяющий эти две структуры прогиб Кашеварова, представля-

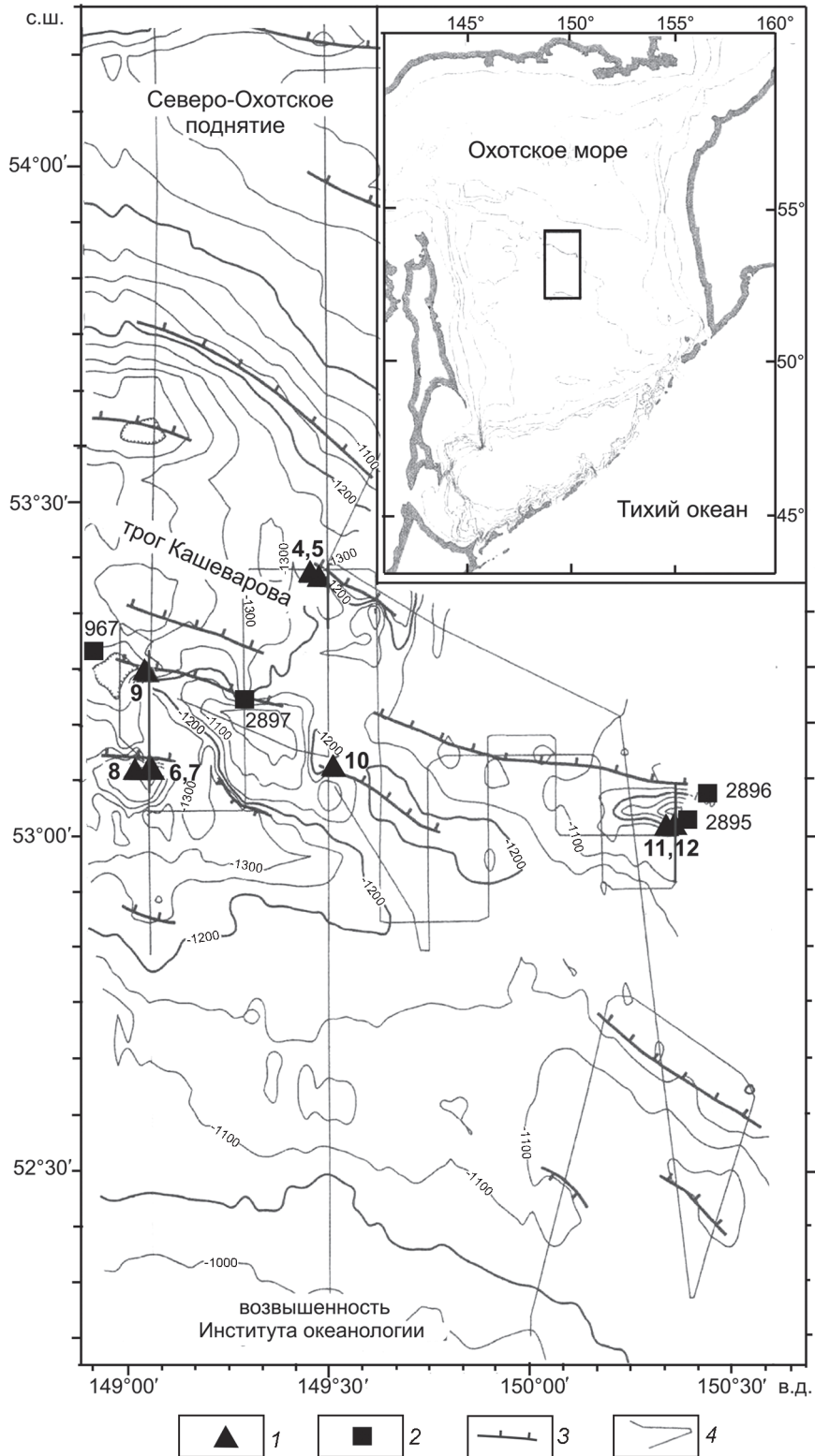


Рис. Карта фактического материала района работ ([13, 24], с дополнениями авторов).

1 – станции 41-го рейса НИС “Академик М. Лаврентьев”, 2 – станции по опубликованным данным, 3 – разломы, 4 – сейсмопрофили.

ющий собой риф [11, 30], протягивающийся в юго-восточном направлении (рис.). В тектоническом плане эта площадь входит в состав более крупной структуры, выделяемой под названием “Центрально-Охотоморский свод” или Центрально-Охотское поднятие, со сравнительно небольшой мощностью осадков (менее 1 км, реже до 2 км) и заметным объемом верхней “гранитной” коры [12]. Акустический фундамент, по данным сейсмических исследований, выполненных в рейсе, состоит из серии наклонных блоков, типичных для условий растяжения. Блоки ограничиваются системой сбросов северо-западного–субширотного простирания (рис.), которые формируют небольшие грабены и полуграбены с осадками мощностью до 1.5 км. Толщи, слагающие нижнюю часть в трого Кашеварова, накапливались в период формирования наклонных блоков, т.е. они являются синрифтовыми отложениями [13].

На ряде взброшенных блоков, было выполнено драгирование. Основная часть образцов горных пород представлена интрузивными и вулканогенными породами, а терригенные и метаморфические образования подняты в резко подчиненном объеме. Распределение пород на станциях драгирования приведено в табл. 1.

Метаморфические породы

Метаморфические породы представлены среднезернистыми массивными габбро-амфиболитами и апобазальтовыми кордиерит-биотитовыми роговиками (станция 8). Первые сложены уралитовой роговой обманкой – 30–40 %, плагиоклазом (андезином An_{42-45}) – 30–35 %, актинолитом, биотитом и аксессуарными минералами – апатитом и магнетитом. В роговиках отмечаются реликты плагиоклаза (15–20 %), по которым развиваются порфиробласты кордиерита (15 %). Остальная часть породы представляет собой скопления красно-бурого мелкочешуйчатого биотита по темноцветным минералам. В ассоциации с биотитом встречаются роговая обманка и рудные минералы (10–12 %). Аналогичные по составу габбро-амфиболиты и роговики присутствуют на банке Кашеварова и Охотском своде [19].

Интрузивные породы

Позднемеловые гранитоиды. На большинстве станций и в преобладающем количестве подняты граниты, реже встречаются гранодиориты, диориты и монзониты. По составу среди гранитов отмечаются биотит-роговообманковые, роговообманковые и биотитовые разновидности. Наиболее представительные образцы гранитоидов подняты на станциях 8 и 9. На

остальных станциях граниты встречаются в виде единичных обломков совместно с другими породами. Изученные гранитоиды из тектонических блоков трога Кашеварова и возвышенности Института океанологии отнесены к позднемеловому комплексу на основании данных о радиоизотопном возрасте образцов, проанализированных ранее из станций драгирования, расположенных рядом с нашими станциями 9 и 10 (рис.): станция 967 – 93.5–95.4 млн лет [11], станция 2896 – 95.0 млн лет [6].

Гранитоиды представлены следующими петрографическими разновидностями.

Граниты – светло-серые среднезернистые биотит-роговообманковые породы с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и шлировыми обособлениями (от 1 до 5 см) мелкозернистых серых габбродиоритов.

Порфиридные биотит-роговообманковые граниты с вкрапленниками (до 15 мм) плагиоклаза, реже биотитом и роговой обманкой и аплитовой кварц-полевошпатовой основной массой. Ее состав: плагиоклаз – 40–45 % (An_{40-45}), калишпат (30 %), кварц (20 %), роговая обманка (до 10 %), биотит (3 %), апатит, циркон, гранат, магнетит.

Порфиридные роговообманковые граниты с хлорит-эпидотовым замещением до 20 %. Зерна размером от 0.8 до 6 мм представлены калишпатом – 25–30 %, плагиоклазом (альбитом и олигоклазом) – 15–20 %, кварцем – 15–20 %, роговой обманкой – 10–12 %. Аксессуарные минералы: сфен, титаномагнетит, топаз, апатит.

Биотитовые субщелочные гранит-порфиры состоят из плагиоклаза (альбита) – 20–25 %, кварца – 20 %, калишпата – 10 %, биотита – 5–10 % и аксессуарных – монацита, апатита, лейкоксена (до 3–5 %); вторичные (до 10 %) представлены мусковитом, серицитом, хлоритом, гранобластовым кварцем (до 5 %). Вкрапленники (15–20 %) сложены альбитом, кварцем, реже калишпатом и биотитом, а основная масса – сферолитами полевых шпатов (30 %), в промежутках между которыми развит агрегат кварца и полевых шпатов.

Роговообманково-биотитовые гранодиорит-порфиры сложены плагиоклазом (An_{47}) – 45 %, который преобладает в порфиридных выделениях (15 %) и в основной массе, кварцем (25 %), калиевым полевым шпатом (10–15 %), биотитом (10 %), роговой обманкой (3 %). Основная масса аплитовая кварц-полевошпатовая.

Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые диорит-порфиры состоят из зонального плагиоклаза (35–45 %, центр зерен – An_{50-58} , край – An_{34}), зональной

Таблица 1. Каталог станций драгирования трога Кашеварова.

№ п/п (см. рис.)	№ станции	Морфоструктура	Широта	Долгота	Интервал драгирования, м	Характеристика пород
4	LV-41-4	Уступ высотой 200 м.	53° 23.361'	149° 29.9'	1330–1100	Галька, глыбы и обломки пород. Базальты, туфолавы, граниты, алевроаргиллиты.
5	LV-41-5	Вторая драга на том же уступе.	53° 23.361'	149° 29.9'	1330–1100	Галька, глыбы и обломки пород. Туфы риолитов, алевролиты, аргиллиты с фауной, туфодиатомиты, кварцевые диориты, монцониты.
6	LV-41-6	Уступ высотой 120 м.	53° 06.753'	149° 05.717'	1300–1180	Ил, гальки, обломки пород. Гранит-порфиры, углистые алевропесчаники, песчаники, туфы.
7	LV-41-7	Тот же уступ 120 м.	53° 06.9'	149° 05.88'	1370–1180	Полная драга ила с галькой и обломками пород (до 15 кг). Дациты, риолиты.
8	LV-41-8	Уступ 140 м.	53° 07.04'	149° 03.76'	1390–1250	Галька, валуны и угловатые обломки пород (50–70 кг). Граниты, диорит-порфиры, габбро-амфиболиты, роговики, риолиты, туфы риолитов, базальты, алевролиты, алевроаргиллиты.
9	LV-41-9	Уступ 300 м.	53° 14.94'	149° 03.87'	1450–1150	Полная драга (порядка 150 кг) угловатых остроугольных обломков и глыб. Преобладают магматические породы: граниты, диорит-порфиры, реже – гравелиты, алевроаргиллиты.
10	LV-41-10	Уступ до 100 м.	53° 06.1'	149° 30.0'	1240–1140	В драге (10–15 кг) гальки и угловатые обломки. Граниты, аргиллиты.
11	LV-41-11	Островершинная возвышенность 150 м.	53° 01.418'	150° 21.62'	925–760	В драге (30–40 кг) в основном гальки и небольшое количество угловатых обломков андезитов.
12	LV-41-12	Та же возвышенность.	53° 01.418'	150° 21.62'	925–770	В драге (порядка 50 кг) гальки, ЖМ корки и угловатые обломки рыхлых туфодиатомитов, покрытых ЖМ коркой.

роговой обманки (5–10 %), железистость которой возрастает от центра ($f = 0.28$) к краям ($f = 0.36$) кристалла, клинопироксена ($X_{Mg} = 0.74$) – 5 %, ортопироксена (в виде псевдоморфоз боулингита) – 3 %, кварца (1–3 %), титаномагнетита (8–10 %). Основная масса сложена лейстами или кристаллами плагиоклаза (An_{35}), зерен клинопироксена, биотита ($f = 0.38$) и лейкоксена. Минералы породы подвержены карбонат-хлорит-эпидотовому замещению (20–30 %).

Кварцевые диориты и монцониты встречаются на станции 5. Первые сложены плагиоклазом (35–40 %), кварцем (до 5 %), титаномагнетитом и вторичными эпидотом и хлоритом (до 20–25 %), нацело замещающими темноцветные минералы.

В монцонитах развиты калишпатизированный плагиоклаз – андезин, олигоклаз (30–35 %) – в виде

зональных удлиненных таблиц, радиально-лучистые агрегаты калишпата (30 %), зерна кварца (5 %), кристаллы клинопироксена (15 %), роговой обманки (8–10 %), зерна апатита и магнетита (10 %).

Состав минералов гранитоидов (табл. 2) позволяет оценить условия их кристаллизации. По соотношению титана и алюминия в биотитах диорит-порфира (образец 9-1) они попадают в поле малоглубинных субвулканических гранитов [32]. Это подтверждается невысоким значением величины давления (примерно 1.16 кбар) при кристаллизации диорит-порфира, полученным по амфиболовому геобарометру [40] по формуле $P_{\text{кбар}} = -4.76 + 5.64 \times Al_{\text{общ}}$ ($-4.76 + 5.64 \times 1.05 = 1.16$ кбар). Эти данные хорошо согласуются с условиями образования гранитоидов других структур моря, крис-

Таблица 2. Микронзондовые анализы минералов из диорит-порфиров.

Элементы	LV-41-9-1							
	Pl ^I _c	Pl ^I _r	Or	Bi	Cpx	Timt	Ap	
SiO ₂	54.89	59.58	64.06	36.64	53.08	0.52		
TiO ₂				4.41	0.35	50.36		
Al ₂ O ₃	27.47	24.24	18.3	13.14	1.44			
FeO	0.32			18.12	18.47	40.36	0.7	
MnO				0.39	0.88	11.38		
MgO				13.43	13.51			
CaO	10.29	6.14			11.55	0.28	52.9	
Na ₂ O	5.51	7.64	1.74					
K ₂ O	0.14	0.28	14.23	9.28				
P ₂ O ₅							42.04	
Сумма	98.87	97.87	98.33	95.4	99.28	102.9	95.64	
X _{Mg}					0.74			
Wo					0.31			
En					0.51			
Fs					0.18			
X _{Fe}				0.43				
X _{An}	0.51	0.30						

Элементы	LV-41-9-7								
	Pl ^I _c	Pl ^I _r	Pl ^{II}	Hb ^I	Hb ^{II}	Bi ^{II}	Bi ^{II}	Эпидот	сфен
SiO ₂	52.59	59.81	59.13	52.91	47.59	38.37	37.03	37.13	31.17
TiO ₂					1.01	1.1	0.97		34.07
Al ₂ O ₃	28.18	24.7	24.02	2.98	5.78	14.85	13.97	21.91	2.28
FeO	0,89	0.76	0.81	11.73	14.3	16.57	16.32	13.63	2.55
MnO				0.5					
MgO				15.91	14.28	13.4	14.73		
CaO	11.69	6.85	6.84	12.46	11.00			23.14	28.24
Na ₂ O	4.57	7.28	7.09		2.18				
K ₂ O	0.24				0.73	9.89	7.3		
Сумма	98.16	99.4	97.89	96.49	96.87	94.18	90.32	95.81	98.31
X _{Fe}				0.29	0.36	0.53	0.38		
X _{An}	0.58	0.34	0.35						

Примечание. Pl^I_c – плагиоклаз, центр кристалла, Pl^I_r – край его, Pl^{II} – плагиоклаз основной массы, Or – ортоклаз, Bi – биотит, зерно, Cpx – клинопироксен, Timt – титаномагнетит, Ap – апатит, Hb^I – амфибол, зерно, Hb^{II} – амфибол основной массы, Bi^{II} – биотит основной массы, кристалл. X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe), X_{Fe} = Fe/(Mg+Fe), X_{An} = Ca/(Ca+Na+K). Составы минералов определялись на микронзонде JXA-8100 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (г. Владивосток).

таллизовавшихся при давлении 0.25–2.32 кбар и температуре 700–730°C [23].

Вулканогенные породы

На основании большого сходства с ранее изученными вулканидами трога Кашеварова и возвышенностей Охотского моря [15] поднятые в рейсе породы подразделяются на позднемеловые и кайнозойские.

Позднемеловые вулканиды образуют обширную группу пород, представленных, главным образом, риолитами (ст. 7, 8) и их туфами (ст. 5, 8), реже дацитами (ст. 7).

Риолиты состоят из калишпата (до 40 %), альбита (35 %), биотита (10–12 %), кварца (5–10 %). Акцессорные минералы – апатит, топаз и титаномагнетит, вторичные (20–25 %) – кварц, эпидот и хлорит.

Структура порфировая, основная масса вариолитовая и сферолитовая. Псаммитовые литокристаллокастические туфы риолитов состоят из ювенильных обломков (45 %) кварца (20 %), калишпата (10 %), кислого плагиоклаза (10 %), биотита (5 %), риолитов, редко трахитов и базальтов. Связующая масса – пелитовый пепловый материал.

Амфибол-двупироксеновые дациты сложены вкрапленниками плагиоклаза (андезина, олигоклаза), гиперстена, клинопироксена и амфибола, замещенных хлоритом и эпидотом и погруженных в кварц-полевошпатовую основную массу.

Кайнозойские вулканы представлены базальтами, андезибазальтами и их туфами. Они аналогичны породам, развитым на возвышенностях внутренней части Охотского моря. Ранее для них был получен радиоизотопный возраст (ст. 2897 – 32.2 млн лет) [15]. Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые (ст. 4, 8) базальты состоят из плагиоклаза (An_{68-72}) – 35–40 %, клинопироксена (авгита) – 15–20 %, оливина – 15 %, магнетита – 8–10 %, вулканического стекла – 8 %. В гиалопилитовой или интерсертальной основной массе развиты лейсты плагиоклаза, зерна клинопироксена и стекло. Клинопироксен-плагиоклазовые базальты аналогичны вышеописанным, отличаясь отсутствием оливина, большим количеством (50–60 %) плагиоклаза (An_{75}) и толеитовой основной массой.

Оливин-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты (ст. 4) – массивные обильно-, сериально-порфиновые породы, состоящие из плагиоклаза (An_{65}) – 50 %, клинопироксена – 15 %, гиперстена – 10 %, оливина – 5–7 %, магнетита – 7 % и вулканического стекла – 15–20 %. Вкрапленники (45 %) представлены всеми выше указанными минералами. Основная масса гиалопилитовая, состоит из микролитов плагиоклаза и вулканического стекла.

Изредка встречаются спекшиеся мелкопсаммитовые кристалловитрокластические туфы андезитов (ст. 4). Пирокластический материал (25 %) представлен фрагментами таблиц и кристаллов андезина, авгита и кварца. Связующим субстратом служит распыленное вулканическое стекло, в котором обособляются агрегаты стекла, изогнутые и вытянутые согласно псевдофлюидальности. Структура породы игнимбри-топодобная; текстура псевдофлюидальная.

Породы кайнозойского осадочного чехла

В осадочном чехле установлено 3 разновозрастных комплекса пород: комплекс 1 (поздний олигоцен), комплекс 2 (конец позднего олигоцена–ранний миоцен), комплекс 3 (конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен).

Комплекс 1, установленный на уступах западной части трога Кашеварова в интервале глубин 1100–1450 м, представлен литифицированными гравелитами, песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами и аргиллитами.

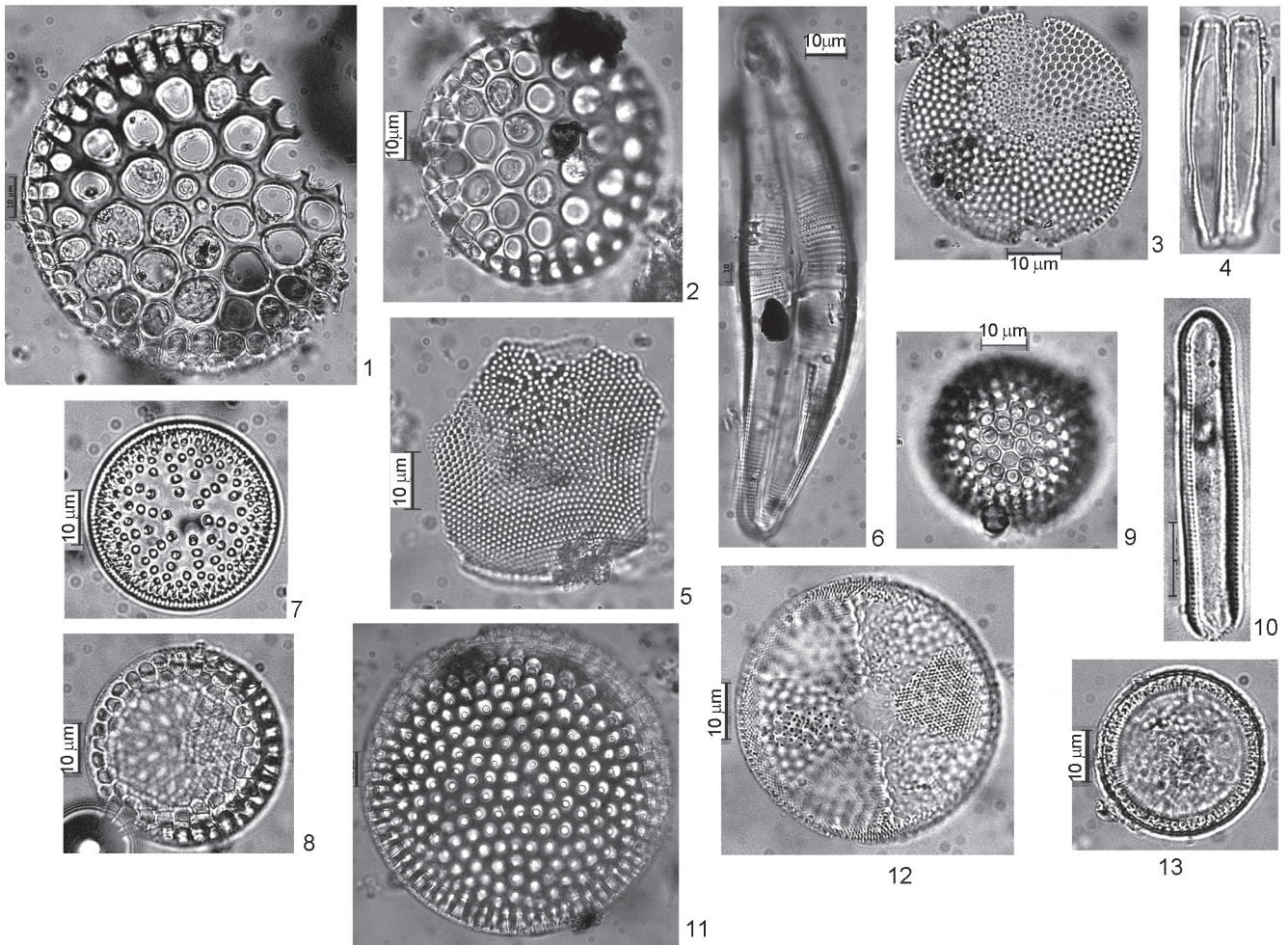
Гравелиты (обр. 9-10) сложены мелким (1–2 мм) гравием эффузивных пород (с преобладанием эффузивов витрофировой структуры). Песчаники состоят из обломков кварца, полевого шпата, биотита, мусковита, светлого вулканического стекла, эффузивов (бурое стекло с лейстами плагиоклаза) и магматических пород кварц-полевошпатового состава.

Состав алевролитов (обр. 6-27): кварц, полевой шпат, биотит, мусковит и эффузивы. В отдельных образцах (обр. 9-13) присутствует заметная примесь остатков организмов с кремнистым и карбонатным скелетом, единичные обломки карбоната и алевролита. Обломочный материал алевроаргиллитов (обр. 4-6, 8-30) и аргиллитов (обр. 10-13, 5-4) плохо диагностируем, в незначительной примеси обломков псаммитового размера установлены кварц, полевой шпат, мусковит.

В описанных породах присутствуют две составляющие обломочного материала – осадочная, представленная кварцем, полевым шпатом, биотитом, мусковитом, которая присутствует в песчаниках и во всех тонкозернистых породах, и вторая – вулканокластическая, представленная терригенными обломками эффузивов и пирокластическими – стекла.

Из вышеописанных пород выделены комплексы морских диатомей, соответствующие комплексу зоны *Rocella gelida* позднего олигоцена, палинофлора, обнаружен отпечаток раковины моллюска.

Комплекс диатомей зоны *Rocella gelida* (~ 28.2–24.0 млн лет) позднего олигоцена установлен в аргиллитах (обр. 5-4, гл. 1330–1100 м). Он характеризуется разнообразием представителей рода *Stephanorhxis*, высокой численностью сублиторального вида *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (38.6 %) и видами *Rocella gelida* (Mann) Bukry, *R. vigilans* Fenner, *Azpeitia salisburyana* (Lohman) Sims, *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba и др. (фототабл. 1). Преобладают неритические виды (69.3 %), океанические составляют 28 %, бентические – 2.7 %, что указывает на относительно мелководные условия открытого моря. Отмечены единично пресноводные виды. В туфах (обр. 6-5, гл. 1300–1180 м), алевролитах (обр. 9-13, гл. 1450–1150 м), алевроаргиллитах (обр. 8-30, гл. 1390–1250 м; обр. 4-6, гл. 1330–1100 м) обнаружены редкие диатомеи плохой сохранности, среди которых присут-



Фототаблица 1. Комплекс морских диатомей зоны *Rocella gelida* (~28.2–24.0 млн лет) позднего олигоцена из отложений трога Кашеварова центральной части Охотского моря (обр. 5-4).

1 – *Rocella vigilans* Fenner, 2 – *Rocella gelida* (Mann) Bukry, 3 – *Azpeitia salisburyana* (Lohman) Sims, 4 – *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, 5 – *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle et Sims, 6 – *Cymbella aspera* (Ehrenberg) Cleve (пресноводный вид), 7 – *Actinocyclus ingens* Rattray, 8, 9 – *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, 10 – *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, 11 – *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, 12 – *Actinoptocyclus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, 13 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve. Масштабная линейка – 10 мкм.

ствуют зональный вид *Rocella gelida* (Mann) Bukry, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve и другие представители вышеописанного комплекса. Несмотря на обедненный характер диатомовых комплексов, присутствие зонального вида *Rocella gelida* (Mann) Bukry позволяет отнести их к одноименной зоне позднего олигоцена. Комплексы диатомей этой зоны ранее были установлены в пиленгской свите Пограничного прогиба Восточного Сахалина [9, 22, 39] и кулувенской свите берегового разреза бухты Квачина Западной Камчатки [23], широко распространены в отложениях с тихоокеанской стороны Курило-Камчатской и Японской островных дуг [8, 36, 37].

Находка отпечатка раковины двустворчатого моллюска *Ciliatocardium evseevi* Kafanov et Savizky в

аргиллитах (обр. 5-4) подтверждает олигоценый возраст и мелководный характер изученных отложений. На Сахалине этот вид встречается в составе морских фаун моллюсков ряда свит: гасстелловской, аракайской и низах хоинджинской – и достаточно уверенно датируется олигоценом [27]. Сахалинские комплексы моллюсков, включающие представителей данного таксона, указывают на относительно холодноводный облик фаун и их приуроченность к верхней сублиторали нормального морского бассейна [16, 34, 35].

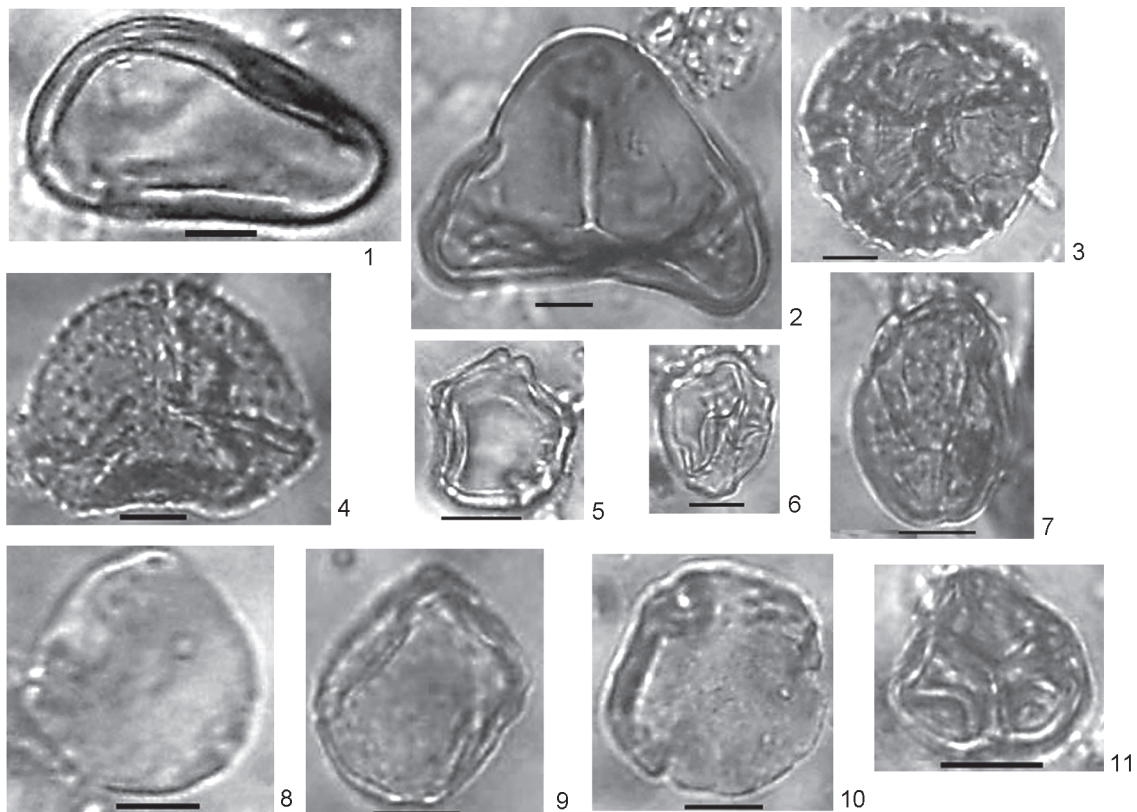
Спорово-пыльцевой комплекс (СПК), выделенный из туфов (обр. 6-5), характеризуется преобладанием спор (65.3%), преимущественно сем. Polypodiaceae (43.3%), а также *Lygodium* (14.5%),

Lycopodium (3.9%), *Osmunda* (1.5%) и единичных *Sphagnum*, сем. Орфоглоссовы (фототабл. 2). На втором по численности месте – пыльца трав (19.6%), чаще всего неопределенного таксономического состава. На пыльцу деревьев приходится 15.6%, большая часть которой относится к мелколиственным породам – 9.5%. В основном это пыльца *Alnus* – 7.1%; *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Costatae*, *Alnaster* – единичны. Пыльца широколиственных пород составляет всего 3.0% и представлена немногочисленными пыльцевыми зёрнами *Juglans*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Magnolia* (?). Состав палиноспектра имеет наибольшее сходство с составом музьяминского палинокомплекса мачигарской свиты Северного Сахалина [4] по преобладанию спор папоротников сем. Полиподиовые и присутствию спор *Lygodium*. Количество последних в туфах из трога Кашеварова выше (14.5%), чем в северосахалинских, что может быть объяснено близким расположением суши. Сходство палиноспектра отмечено с СПК низов кулувенской свиты Западной Камчатки [1]. Высокая концентрация пыльцы и особенно

спор характеризует отложения, сформировавшиеся вблизи континентов или крупных островов [17].

Таким образом, микроископаемые и представители малакофауны, выделенные из литифицированных пород трога Кашеварова, свидетельствуют о позднеолигоценном (~ 28.2–24.0 млн лет) возрасте вмещающих их осадков, мелководном характере морского бассейна и близости суши.

Комплекс 2 представлен туфодиадомитами, поднятыми в северной части трога (обр. 5-6, гл. 1330–1100 м). Они содержат комплекс морских диатомей зоны *Thalassiosira praefraga* (24.0–20.3 млн лет), конец позднего олигоцена–ранний миоцен. Он характеризуется зональным видом *Thalassiosira praefraga* Gladenkov et Barron и видами *Actinocyclus ingens* Rattray, *Cestodiscus trochus* Castracane, *Hemiaulus polymorphus* var. *frigida* Grunow, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Odontella sawamurae* Akiba, *O. tuomei* (Bailey) Gleser, *Pseudotriceratium kamtschaticum* A. Gladenkov, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya и др. В этом комплексе отмечены силикофлагелляты *Distephanus speculum*



Фототаблица 2. Палиноспектр позднего олигоцена из отложений трога Кашеварова (обр. 6-5).

1 – *Polypodium* sp. (*gigantea*); 2 – *Lygodium* sp.; 3 – *Lycopodium* sp.; 4 – *Osmunda* sp.; 5 – *Alnus* sp.; 6 – *Betula* sp.; 7 – *Quercus* sp.; 8 – *Juglans* sp.; 9 – *Ulmus* sp.; 10 – *Tilia* sp.; 11 – сем. Ericales. Масштабная линейка – 10 мкм.

(Ehrenberg) Haeckel, *Dictyocha fibula* Ehrenberg, *Distephanopsis crux* (Ehrenberg) Dumitrica, *D. crux* ssp. *darwinii* (Bukry) Desikachary et Prema, *D. hannai* (Bukry) Desikachary et Prema. Единично отмечены пресноводные диатомеи (*Aulacoseira* spp., *Tetracyclus lacustris* Ralfs). Экологическая структура комплекса (неритические – 84.1 %, бентические – 11 %, океанические – 5.2 %) указывает на прибрежно-морские условия. Этот комплекс довольно распространен в отложениях Охотоморского региона и Северо-Западной Пацифики [36]. В Охотском море он установлен в отложениях подводного отрога о. Терпения и северного склона Курильской котловины. На Сахалине комплекс этой зоны выделен из мацигарской свиты п-ова Шмидта [38] и нижнеборской подсвиты Пограничного района [39]. Наиболее близкий по таксономическому составу и экологической структуре комплекс установлен в верхней части кулувенской свиты Западной Камчатки [23], что свидетельствует о сходстве палеообстановок.

Спорово-пыльцевой спектр, выделенный из образца 5-6, характеризуется обедненным таксономическим составом и плохой сохранностью. Доминирует пыльца темнохвойных пород (31.6 %), среди которых преобладает *Picea* sect. *Eupicea* – 10.4 %, и *Tsuga* – 12,2 %. Субдоминирует пыльца мелколиственных пород (14.3 %) с преобладанием *Alnus* – 9.8 %. Состав палиноспектра имеет наибольшее сходство с составом центрально-тамлевского СПК Северного Сахалина [4, 5], с СПК верхней пачки кавинской свиты (Северное Приохотье, р. Кава) [33], с СПК ильинской свиты Западной Камчатки (мыс Непропуск) [33].

Комплекс 3 сложен слаболитифицированными туффидами, покрытыми железо-марганцевыми корками (обр. 12-4, гл. 925–770 м), поднятыми с небольшой остроугольной возвышенности в восточной части трога. Они содержат комплекс диатомей зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет, конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен). Комплекс характеризуется доминированием холодноводного океанического вида *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg (26.3–43.0 %), высокой численностью неритических видов *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (14–15 %), *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jousé (12–21 %) и единично представленными видами *Actinocyclus oculatus* Jousé, *A. curvatulus* Janisch, *A. ochotensis* Jousé, *Proboscia curvirostris* (Jousé) Jordan et Priddle, *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syversten et Hasle, *Stephanopyxis horridus* Koizumi, *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve и др. Экологическая структура комплекса диатомей (не-

ритические – 42–58.6 %, океанические – 40.4–57 %, бентические – 1.0–1.3 %) характерна для осадков склона. Единичны переотложенные неогеновые виды (*Actinocyclus ingens* Rattray, *Denticulopsis hyalina* (Schrader) Simonsen, *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makarova et Moiseeva и др.). Многочисленны спикулы губок, отмечены радиоларии. Состав комплекса диатомей предполагает формирование осадков на склоне подводной возвышенности. Осадки интервала конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен (зона *Actinocyclus oculatus*) распространены в Охотском море и прилегающей суше [37]. Практически все они содержат переотложенные неогеновые виды, что свидетельствует об эрозионных процессах при формировании осадков этого возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ

Магматические и метаморфические породы фундамента изученного полигона аналогичны образованиям других структур Охотского моря. Сходные по составу габбро-амфиболиты и роговики отмечаются на банке Кашеварова и Охотском своде. В целом на подводных возвышенностях Охотского моря наблюдаются метаморфические породы различных фаций метаморфизма: умеренноглубинные образования эпидот-амфиболовой фации, зеленосланцевой и мусковит-роговиковой фаций, а также зеленокаменно-измененные эффузивы. При этом породы различных ступеней метаморфизма иногда установлены на одних и тех же станциях драгирования, что может свидетельствовать о незначительных площадях их распространения, характерных для зональных комплексов регионально-контактного типа. Все они относятся к калий-натровой формации. Исходными породами для них служили, в основном, вулканыты, близкие по составу известково-щелочным породам островодужного типа [19]. Для биотит-мусковитового сланца банки Кашеварова ранее был получен раннемеловой возраст (122 млн лет, лаборатория ИГЕМ РАН, К-Аг метод) [20].

Интрузивные породы, поднятые на полигоне, по своему вещественному составу и условиям образования аналогичны позднемеловым гранитоидам других возвышенностей Охотского моря – банки Кашеварова, Охотского свода и возвышенности Академии наук [20]. В целом гранитоиды позднемелового комплекса пользуются широким распространением в фундаменте структур Охотского моря. Все они обладают многими общими чертами и относятся к породам калий-натровой серии. Им свойственен нормальный тренд дифференциации – накопление щелочей и снижение содержания сидерофиль-

ных элементов от диоритов к гранитам. Такая же закономерность наблюдается и в распределении редкоземельных элементов. Тренд распределения гранитоидов на тройной диаграмме Rb – Sr – Ba направлен вдоль Sr – Ba оси треугольника в области производных андезитовой магмы. Они образуют единый вулканоплутонический комплекс совместно с эффузивами позднемелового возраста и представляют собой гипабиссальные породы, кристаллизовавшиеся при давлении 0.25–2.32 кбар и температуре и 700–730°C [20].

Позднемеловые вулканы трога Кашеварова относятся к группе пород, широко распространенных на всех возвышенностях Охотского моря. Эти породы дацит-риолитового комплекса проявляют общие черты с позднемеловыми вулканами игнимбритовой формации Охотско-Чукотского вулканоогенного пояса (ОЧВП) [2, 18, 31]. К общим петрографическим чертам относятся: одинаковый набор пород, представленный преимущественно кислыми разновидностями (дацитами, риодацитами и риолитами), при незначительном присутствии базальтов, андезитов и андезидацитов; широкое развитие пирокластического материала (30 %) в породах, свидетельствующего о наземных условиях формирования позднемеловых вулканитов Охотского моря и ОЧВП. К общим петрохимическим чертам вулканитов этих структур относятся: увеличение общей щелочности и концентраций K_2O (до 4–5 %) по мере роста количества кремнезема и снижение содержания Al_2O_3 , TiO_2 , CaO, MgO и суммы Fe; наличие калиевых риолитов, в которых K_2O преобладает над Na_2O . Все они относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин [15]. Это сходство обусловлено формированием тех и других пород на геологическом фундаменте калий-натровой специализации, который оказывал влияние на состав магматических расплавов. Кроме того, на диаграмме Б.Н. Пискунова [25] фигуративные точки позднемезозойских вулканитов Охотского моря и ОЧВП располагаются в области окраинно-континентальных вулканических поясов [15].

Кайнозойские вулканы возвышенности трога Кашеварова аналогичны эоценовым породам, выявленным в пределах всех возвышенностей внутренней части Охотского моря, на основании данных радиоизотопного возраста – 32.2 млн лет (ст. 2897) – отнесены к эоценовому комплексу [15].

Установлено, что все эти вулканы образуют ряд базальты–риолиты с преобладанием андезибазальтов и андезитов. По химическим свойствам они относятся к высококалийным высокоглиноземистым

и низкотитанистым образованиям известково-щелочной серии и сформировались в геодинамической обстановке активных континентальных окраин, на завершающей стадии формирования окраинно-континентальных вулканических поясов.

Установленное большое сходство петрографических и геохимических составов позднемеловых и эоценовых вулканитов Охотского моря и Охотско-Чукотского вулканического пояса является важным доказательством того, что структуры ОЧВП распространяются во внутреннюю часть Охотского моря в виде раздробленных фрагментов, представляющих собой в настоящее время серию возвышенностей – Кашеварова, Охотского свода, Института Океанологии и Академии наук. Все эти возвышенности входят в состав так называемого глубокого шельфа, охватывающего почти всю область Охотского моря, вплоть до Курильской глубоководной котловины и погруженного к настоящему времени на 800–1000 м.

Изученные позднемеловые гранитоиды и вулканоогенные породы трога Кашеварова составляют единое целое с одновозрастными образованиями фундамента окружающих структур Охотского моря.

В кайнозойском осадочном чехле установлено 3 разновозрастных комплекса пород.

Комплекс 1 (поздний олигоцен) представлен песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами и аргиллитами. Обнаруженные в этих породах микроископаемые и малакофауна свидетельствуют о позднеолигоценном (~ 28.2–24.0 млн лет) возрасте вмещающих их пород, мелководном характере морского бассейна и близости суши. Сходство выделенных морских микроископаемых и малакофауны с таковыми из одновозрастных отложений Западной Камчатки и Сахалина указывает на существование обширного морского относительно мелководного бассейна в Охотоморском регионе в позднем олигоцене.

По составу источников сноса породы комплекса 1, по-видимому, принадлежат одной группе пород, сформированных в процессе разрушения блоков земной коры континентального типа, в условиях синхронных спорадических вулканических эксплозий. Вулканотерригенный состав гравелитов указывает на то, что источниками сноса для них являлись вулканические постройки, сформированные в период активной вулканической деятельности. Гравелиты сформировались в процессах диагенеза и эпигенеза мелководных отложений, присутствие их на уступах трога Кашеварова в интервале глубин 1150–1450 м указывает на вертикальные перемещения блоков земной коры в этом районе (после формирования гравийных отложений) с амплитудой более 1 км.

Следует отметить, что олигоценовые отложения имеют широкое распространение в Охотоморском регионе, они участвуют в строении складчатых структур Сахалина и Камчатки, но почти на всей акватории Охотского моря скрыты под неогеновыми отложениями [29]. Изучение выходов олигоценовых отложений, обнаруженных в трого Кашеварова, несомненно, очень важно для понимания геологического строения и истории развития Охотоморского региона.

Комплекс 2 (конец позднего олигоцена–ранний миоцен) представлен туфодиадомитами, поднятыми в северной части трога. Возраст пород комплекса установлен на основе содержащихся в них морских диатомей зоны *Thalassiosira praeфрага* (24.0–20.3 млн лет, конец позднего олигоцена–ранний миоцен). Экологическая структура комплекса диатомей указывает на прибрежно-морские условия.

Комплексы диатомей этой зоны ранее установлены в отложениях подводного отрога Терпения и северного склона Курильской котловины Охотского моря, на Сахалине, Западной Камчатке, подводном хребте Витязя.

Комплекс 3 (конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен) сложен слаболитифицированными туффитами, поднятыми с небольшой возвышенности из восточной части трога. Возраст пород установлен на основе комплекса диатомей, соответствующих комплексу зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет, конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен). Состав комплекса диатомей указывает на то, что формирование осадков происходило на склоне подводной возвышенности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изученные позднемиоценовые гранитоиды и вулканогенные породы трога Кашеварова образуют единый вулканоплутонический комплекс, который имеет широкое распространение в структурах фундамента всех подводных возвышенностей Охотского моря. Вулканиты позднемиоценового и эоценового комплексов Охотского моря обнаруживают большое сходство петрографических и геохимических составов с одновозрастными вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса, что может служить надежным доказательством продолжения структур пояса во внутреннюю часть моря. Фрагменты Охотско-Чукотского вулканогена развиты на всех подводных возвышенностях. Это может свидетельствовать о континентальной природе геологического фундамента Охотского моря и заложении его впадины на раздробленной окраине Азиатского континента.

2. На основе литологического и микропалеонтологического изучения в кайнозойском осадочном чехле в районе трога Кашеварова установлено 3 разновозрастных комплекса пород: комплекс 1 – поздний олигоцен (~ 28.2–24.0 млн лет), комплекс 2 – конец позднего олигоцена–ранний миоцен (24.0–20.3 млн лет), комплекс 3 – конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен (2.0–1.0 млн лет). Комплексы 1 и 2 (поздний олигоцен–ранний миоцен) формировались в относительно мелководных условиях, близких к условиям шельфа, а комплекс 3 – в более глубоководных условиях склона подводной возвышенности. Нахождение мелководных осадочных пород на батимальных глубинах свидетельствует об углублении бассейна, связанного, вероятно, с тектоническими процессами.

3. Геологические данные свидетельствуют о том, что, кроме структурного единства мезозойского фундамента полигона с окружающими подводными возвышенностями экономической зоны Российской Федерации, в олигоцене–раннем миоцене эта акватория представляла собой единую шельфовую зону Охотского моря, погруженную к настоящему времени на 800–1000 м, т.е. этот участок Охотского моря представляет собой переуглубленный шельф. Все это является надежным доказательством единства изученной структуры с остальной акваторией моря, входящей в состав экономической зоны Российской Федерации.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-III-A-07-320, №09-I-П17-08, № 09-II-СО-08-001, № 09-III-A-07-337) и ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 385).
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
3. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
4. Брутман Н.Я. О стратиграфическом положении палинокомплексов кайнозойских отложений Северного Сахалина // Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 140–150.
5. Брутман Н.Я., Архипова А.Д. Палинологические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 71–82.
6. Васильев Б.И., Путинцев В.К., Рублев А.Г. и др. Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 6. С. 1426–1429.

7. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. 480 с.
8. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 3–21.
9. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по био-стратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный прогиб) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35–47.
10. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
11. Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн «акустического» фундамента центральной части Охотского моря // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 2. С. 431–434.
12. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.
13. Деркачев А.Н., Баранов Б.В., Карп Б.Я. и др. Гидротермальные отложения как индикатор плиоцен-четвертичного вулканизма в центральной части Охотского моря // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 6. С. 782–783.
14. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука, 1974. 404 с.
15. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
16. Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов / Отв. ред. А.В. Фурсенко. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
17. Коренева Е.В. Значение палинологии в исследовании отложений современных морей и океанов // Современные аспекты применения палинологии в СССР / Сб. науч. трудов. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1983. 225 с.
18. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогена / Под ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1981. 223 с.
19. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. С. 93–115.
20. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 266 с.
21. Леликов Е.П. Проблемы геологии Охотского моря // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Междунар. школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 81–85.
22. Орешкина Т.В. Олигоцен Дальневосточного сектора Тихого океана: Комплексы диатомей из пиленгской и борской свит Сахалина // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 133–148.
23. Орешкина Т.В. Новые данные по диатомеям из морских палеогеновых отложений Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 104–119.
24. Отчет 41-го рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, экспедиция “Курилы-2006” Владивосток-Охотское море-Владивосток (25 августа-26 сентября 2006 г.) / Нач. экспедиции Б.Я. Карп. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, ИО РАН, 2006. 111 с.
25. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 236 с.
26. Пыльцевой анализ / Под ред. И.М. Покровской. М.: Госгеолиздат, 1950. 570 с.
27. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиграфическим схемам / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
28. Сваричевский А.С. Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 82–97.
29. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / В.В. Харахинов, И.К. Туезов, В.А. Бабошина и др. М.: Нац. Геоф. Ком. РАН, 1996. 338 с.
30. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др.; отв. ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
31. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
32. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
33. Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена северо-востока Азии (Якутия, Приохотье, Чукотка, Камчатка). М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР; Вып. 523).
34. Худик В.Д. Граница олигоцена и миоцена на Западном Сахалине (Хойджинский разрез) в свете новых данных по фауне двустворчатых моллюсков // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 30–37.
35. Худик В.Д., Аблаев А.Г. О верхнепалеогеновых разрезах Сахалина и Сихотэ-Алиня и границе между палеогеном и неогеном // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 97–100.
36. Цой И.Б. Олигоценые диатомовые комплексы из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002. Т. 42, № 2. С. 267–280.
37. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
38. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
39. Gladenkov A.Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B. et al. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnyi Region, Eastern Sakhalin, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. V. 158. P. 45–64.
40. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkalic plutons // Amer. Miner. 1987. V. 72, N 3–4. P. 231–239.

Рекомендована к печати Т.К. Злобиным