ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2017, том 36, № 4, с. 38–51

УДК 552.31+551.243.33](261.65)

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ОФИОЛИТОВ СТРУКТУР ТИПА ПУЛЛ-АПАРТ (НА ПРИМЕРЕ ТРОГА КАЙМАН)

С.В. Высоцкий[1,2], А.Н. Голич[1]

[1]ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: vysotskiy@fegi.ru

[2]Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова 8, г. Владивосток, 690950

Поступила в редакцию 21 июля 2017 г.

Новые материалы по геологии, минералогии и геохимии пород, драгированных в локальной зоне спрединга трога Кайман (Карибское море), позволяют использовать этот офиолитовый комплекс как эталонный для структур типа пулл-апарт. Такие офиолиты образуют узкие вытянутые зоны, ограниченные разрывными нарушениями. Отдельные магматические комплексы в пределах этих зон могут иметь разный возраст формирования, омолаживающийся по простиранию структуры от флангов к центру. Основание офиолитового комплекса сложено преимущественно лерцолитами, а в габброидном комплексе четко фиксируется магматическая расслоенность, образовавшаяся в результате кристаллизационной дифференциации. При этом кристаллические и изверженные породы образуют геохимически единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов в более дифференцированных разновидностях. Спектры распределения редкоземельных элементов хорошо коррелируются с минеральным составом пород. Геохимические характеристики офиолитов указывают на их принадлежность плюмовому типу.

Ключевые слова: **офиолиты, пулл-апарт, мантийный плюм, трог Кайман, Карибское море.**

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что офиолитовые комплексы в геологических структурах всего мира соответствуют импульсам генерации океанической коры [7, 8, 13, 28, 40 и др.]. Исследования офиолитов показали, что они обладают широким спектром внутренней структуры, псевдостратиграфией и вариациями химического состава слагающих их пород. Как правило, они характеризуются ассоциацией мафит-ультрамафитовых магматических пород и связанных с ними осадочных и метаморфических комплексов, которые сформировались на разных этапах эволюции древних океанов, и были включены в структуру континента во время коллизионных и/или аккреционных событий.

Установлено, что вариации строения и состава офиолитов являются отражением различных тектонических условий их формирования [4, 38]. Разными исследователями выделяется от двух–трех [1–3, 5, 6, 10, 14, 22], до шести–семи [15] типов офиолитов. Они несут в себе характеристики тех тектонических обстановок, в которых офиолиты образовались – океанических плит, островодужных систем, трансформных разломов и пр., что чрезвычайно важно для реконструкции истории геологического развития конкретной территории и Земли в целом. Например, надсубдукционные офиолиты фиксируют формирование океанической коры во время заключительной стадии развития задугового бассейна, предшествующего коллизии. Глубокое проникновение субдуцируемой плиты в мантию приводит к образованию плюмов, которые, в свою очередь, будут способствовать континентальному рифтогенезу, задуговому спредингу и генерации океанических плато, которые также обладают своим типом офиолитов [16, 21, 22].

Однако существуют определенные типы структур, где офиолиты формируются благодаря локальному спредингу, который может не совпадать по времени с крупными коллизионными событиями. Одной из разновидностей таких структур являются ромбические или веретенообразные впадины, образующиеся в зонах скольжения литосферных плит. Они ограничены парами разрывных или пластических сдвигов и сбросов и получили название пулл-апар-

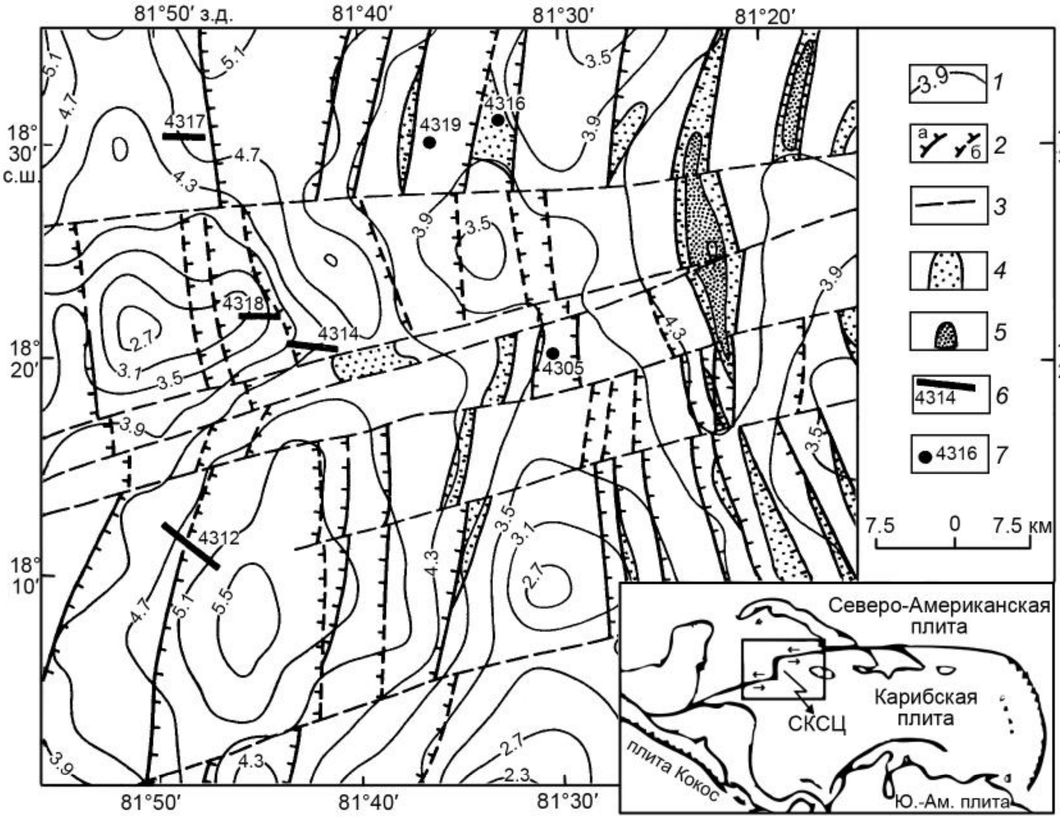

Рис. 1. Структурная схема центральной части Срединно-Кайманова центра спрединга (СКЦС), по [9].

1 – изобаты, км; *2* – сбросы: а – установленные, б – предполагаемые; *3* – сдвиги (предполагаемые); *4, 5* – осадочный чехол мощностью < 400 м (4) и ≥ 400 м (5); *6* – станции драгировок и их номера; *7* – станции измерений теплового потока. На врезке указано положение СКЦС по отношению к основным структурам Карибского бассейна.

тов [18]. По размеру эти структуры могут варьировать от небольших впадин проседания вдоль сдвигов до ромбовидных бассейнов, измеряющихся сотнями километров в длину и ширину. Современным примером такой структуры служит трог Кайман, расположенный между трансформными разломами Ориенте и Сван вдоль северного края Карибской плиты [44]. Важной особенностью трога Кайман является то, что в его центральной части существует локальная зона спрединга, где формируется молодая океаническая кора. В результате тектонических процессов фрагменты офиолитового комплекса, характеризующего эту кору, были выведены на поверхность морского дна. В данной статье мы приводим результаты исследования пород этого офиолитового комплекса, который является эталоном для идентификации подобных структур в геологическом прошлом Земли.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Трог Кайман представляет собой узкую впадину в Карибском море на границе Северо-Американской и Карибской литосферных плит [39] протяженностью в 1600 км, шириной более 100 км и глубиной до 7 км. Он простирается от побережья Белиза на западе до района между Кубой, Ямайкой и Гаити на востоке (рис. 1). С севера и юга трог Кайман ограничивают трансформные разломы Ориенте и Сван. Примерно в середине трога Кайман находится локальный центр спрединга длиной 110 км, по обе стороны от оси которого распространена аномально тонкая океаническая кора, к западу и востоку замещающаяся утоненной континентальной [45].

Активное исследование геологического строения данного региона началось в 70–80 гг. XX века, когда Т. Холкомб и др. [29], основываясь на сейсмических и батиметрических данных, определили наличие ориентированного с севера на юг горного хребта с глубокой осевой долиной в центральной части трога Кайман. Он предположил, что в этом месте находится очаг активного спрединга морского дна и назвал его Срединно-Каймановым поднятием (СКП). Позднее он же, совместно с К. МакДональдом [34], представил данные морских магнитных аномалий, которые показали, что Срединно-Кайманово поднятие раскрывалось со скоростью 20 мм/год в период 0–2.4 млн лет и 40 мм/год в период 2.4–8.5 млн лет.

Позднее Е. Розенкарц и др. [43] предположили, что темпы раскрытия СКП, предложенные Т. Холкомбом, слишком велики и установили, что спрединг происходил в два основных этапа. На ранней стадии его скорость составляла 20–30 мм/год на протяжении 30 млн лет, а на более позднем этапе скорость раскрытия составила 15 мм/год на протяжении 25–30 млн лет. Основываясь на расшифровке морских магнитных аномалий, Е. Розенкарц установил возраст трога Кайман в районе 45–50 млн лет. Впоследствии он установил, что изменение скорости спрединга произошло 26 млн лет назад (олигоцен) [44]. В настоящее время, по данным интерпретаций аэромагнитных аномалий, скорость спрединга СКП составляет ~ 15 мм/год [27].

В январе 1976 г. началась серия экспедиционных работ по изучению СКП. В ходе этих работ были получены данные по петрологии и геохимии отдельных комплексов серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, кумулятивных мафических пород, габбро и базальтов, слагающих эскарпы Срединно-Кайманова поднятия [20]. Анализируя геохимические составы пород, драгированных из 16 районов трога Кайман, М. Перфит делает вывод о том, что представленные породы аналогичны породам срединно-океанических поднятий [41, 42]. По его мнению, вариации содержаний элементов доказывают глубинную толеитовую природу базальтов и указывают на возможное малоглубинное фракционирование первичного расплава в верхней мантии. Таким образом, геохимические данные подкрепили гипотезу о спрединговом центре.

Д. Строп и П. Фокс [45], рассматривая коллекцию из 142 образцов, пришли к выводу о том, что ниже оси СКП расположен небольшой магматический резервуар, перекрытый чехлом в несколько сотен метров из диабазов и базальтов. В основании чехла залегает группа плутонических пород мощностью 1–2 км, состоящая из габбро, внедрившихся в серпентинизированные ультрамафиты. По мнению авторов [45], такое строение имеет вся аномально тонкая океаническая кора, возникшая между близко расположенными трансформными разломами.

Позднее Д. Элтон [24], подробно изучив минералогический состав пород СКП (в основном габбро), пришел к выводу, что данный комплекс пород кристаллизовался при участии процессов фракционной кристаллизации из базальтовых расплавов. Анализируя составы оливинов и плагиоклазов, а также магнезиальность клинопироксенов, он отметил сходство данных петрогенетических индикаторов с базальтовыми магмами MORB, при этом указывая на некоторые различия. Д. Элтон предположил, что наиболее вероятным сценарием происхождения этих габбро является кристаллизация при умеренном давлении (5–10 кбар) базальтовых магм в пределах глубинно-магматических очагов под СКП.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1985 г. при выполнении 4 рейса НИС «Академик Николай Страхов» было проведено драгирование эскарпов западного борта главного трога рифтовой зоны СКП [9]. Наряду с многочисленными обломками вулканических и плутонических пород основного состава, извлечены образцы метаморфических перидотитов и несколько образцов гранитов (полный разрез офиолитового комплекса). Часть этой коллекции послужила основой для проведенных исследований.

Все анализы были выполнены в центре коллективного пользования аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Состав породообразующих минералов изучался в лаборатории рентгеновских методов на электронном микроанализаторе JEOL JXA 8100 (Япония) с тремя волновыми спектрометрами и ЭДС спектрометром INCA (Англия) с разрешением 137 эВ на линии MnK_α при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда $1 \cdot 10^{-8}$ А. При точечном изучении минералов анализируемая площадь образца составляет от 1 до 3 мкм. Для получения электронных изображений использовался режим сканирования отраженных электронов. В качестве стандартов использовались чистые металлы, стекла и минералы, проанализированные другими методами, а также набор стандартов MAC. В расчетах общее Fe эквивалентно Fe^{+2}, за исключением шпинели, для которой количество Fe^{+2} рассчитывалось на основе стехиометрии.

Исследование химического состава пород проводилось в лаборатории аналитической химии. Определение содержания главных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (США). Определение содержания H_2O^-, ППП, SiO_2 выполнено методом гравиметрии. Определение содержания микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500c (США). Пробоподготовка осуществлена методом сплавления с метаборатом лития ($LiBO_2$).

ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

Ультрабазиты, поднятые в районе трога Кайман, представлены серпентинитами и в различной степени серпентинизированными лерцолитами. Структуры в них порфирокластические, количество реликтов первичных минералов не превышает 30–35 %. Порфирокласты пироксенов часто несут следы деформаций – изгибание трещин спайности, тонкие полосы срыва. Для оливина иногда удается отметить реликты мозаичной субструктуры. Присутствие талька, амфибола, хлорита, магнетита, иддингсита и сфена в серпентинизированных породах указывает на низкотемпературный метаморфизм и гидротермальные изменения. Поскольку в таких драгированных образцах сложно определить достоверное количественное соотношение ромбического и моноклинного пироксена, граница лерцолит–гарцбургит проводилась по величине хромистости (X_{Cr}) в шпинели [12]. Двупироксеновые перидотиты со шпинелью, имеющей X_{Cr} ниже 0.26, были отнесены к лерцолитам, а перидотиты с величиной XCr шпинели в интервале 0.26–0.5 – к шпинелевым или диопсидовым гарцбургитам. Проведенные исследования показали, что в изученной коллекции гарцбургиты отсутствуют. Достоверно они не определены и в ранее опубликованных работах [11, 27].

Лерцолиты – черные массивные породы с петельчатой текстурой. В основной массе серпентина присутствуют реликты кристаллов магнезиального оливина (табл. 1, рис. 2), порфирокласты ромбического и моноклинного пироксена (рис. 2, 3), а также редкие ксеноморфные, червеобразные зерна шпинели (рис. 2).

Реликты магнезиального оливина характеризуются постоянным составом (f~10 %) и высоким содержанием никеля, что характерно для мантийных реститов. Ромбические пироксены, представленные энстатитом (f~10 %), отличаются высоким содержанием Al_2O_3. Порфирокласты пироксенов обладают химической зональностью (табл. 1). Зональность энстатита выражена в уменьшении содержаний Al_2O_3, Cr_2O_3 и CaO от ядра к краю при постоянной железистости. Мелкие кристаллы энстатита обычно по составу соответствуют краевым частям порфирокластов.

Моноклинный пироксен образует как крупные порфирокласты, так и мелкие ксеноморфные выделения в порфирокластах энстатита (рис. 3). Порфирокласты представлены диопсидом (f = 10–8 %) с повышенными содержаниями Al_2O_3 и Cr_2O_3. В клинопироксенах зональность выражена в уменьшении содержаний Al_2O_3 и железистости минерала, а также увеличении содержания CaO, от ядра к краю. Как и в случае с ромбическим пироксеном, мелкие кристаллы диопсида и включения в энстатите по составу соответствуют краевым частям порфирокластов.

Шпинель по составу относится к глиноземистым хромитам. Ее состав достаточно однороден, однако ранние шпинели, образующие включения в оливинах,

Таблица 1. Характерные составы минералов лерцолитов.

Минерал	Оливин		Ортопироксен						Клинопироксен							Шпинель		
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	40.62	40.64	53.84	53.77	54.80	54.86	54.35	54.18	51.36	51.40	51.77	50.97	51.04	50.92	51.55	-	-	-
TiO_2	-	-	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.07	0.25	0.26	0.29	0.26	0.36	0.23	0.27	0.02	0.09	0.05
Al_2O_3	0.04	0.05	6.18	6.00	4.64	4.50	4.70	5.15	6.67	5.65	5.98	6.16	6.25	6.37	5.46	52.05	52.39	52.53
Fe_2O_3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1.23	0.89	2.10
FeO	9.75	9.84	6.15	6.25	6.52	6.48	6.74	6.48	4.34	2.93	2.54	3.10	2.59	2.92	2.80	11.23	12.21	10.66
MnO	0.15	0.17	0.17	0.12	0.16	0.16	0.17	0.16	0.15	0.12	0.11	0.12	0.10	0.12	0.10	0.17	0.18	0.18
MgO	48.76	49.63	31.03	31.62	32.44	32.59	32.67	32.54	19.80	16.94	16.18	16.68	16.19	16.09	16.78	18.67	18.05	19.28
CaO	0.02	0.07	2.35	1.97	1.23	1.05	1.19	1.25	16.48	21.78	22.95	21.60	22.48	22.14	22.60	-	-	-
Na_2O	-	-	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.39	0.38	0.36	0.39	0.44	0.37	0.38	-	-	-
NiO	0.38	0.38	0.10	0.10	0.10	0.11	н.а.	н.а.	0.06	0.06	0.08	н.а.	0.08	0.08	0.08	-	-	-
Cr_2O_3	0.00	0.07	0.90	0.86	0.56	0.59	0.65	0.62	1.12	0.98	1.03	1.09	1.16	1.04	0.87	15.67	15.04	15.17
Сумма	99.72	100.85	100.80	100.74	100.51	100.38	100.51	100.48	100.62	100.50	101.29	100.37	100.69	100.28	100.89	99.04	98.86	99.97

Примечание. 1, 2 – фрагменты оливина в серпентине; 3–6 – порфирокласт энстатита (3 – центр, 4, 5 – промежуточные зоны, 6 – край); 7 – включение в порфирокласте диопсида, 8 – центр небольшого кристалла; 9–11 – порфирокласт диопсида (9 – центр, 10 – край, 11 – кайма); 12–15 – мелкие кристаллы и фрагменты; 16, 17 – индивидуальные выделения; 18 – включение в оливине. Здесь и далее: прочерк – ниже пределов определения, н.а. – не анализировалось.

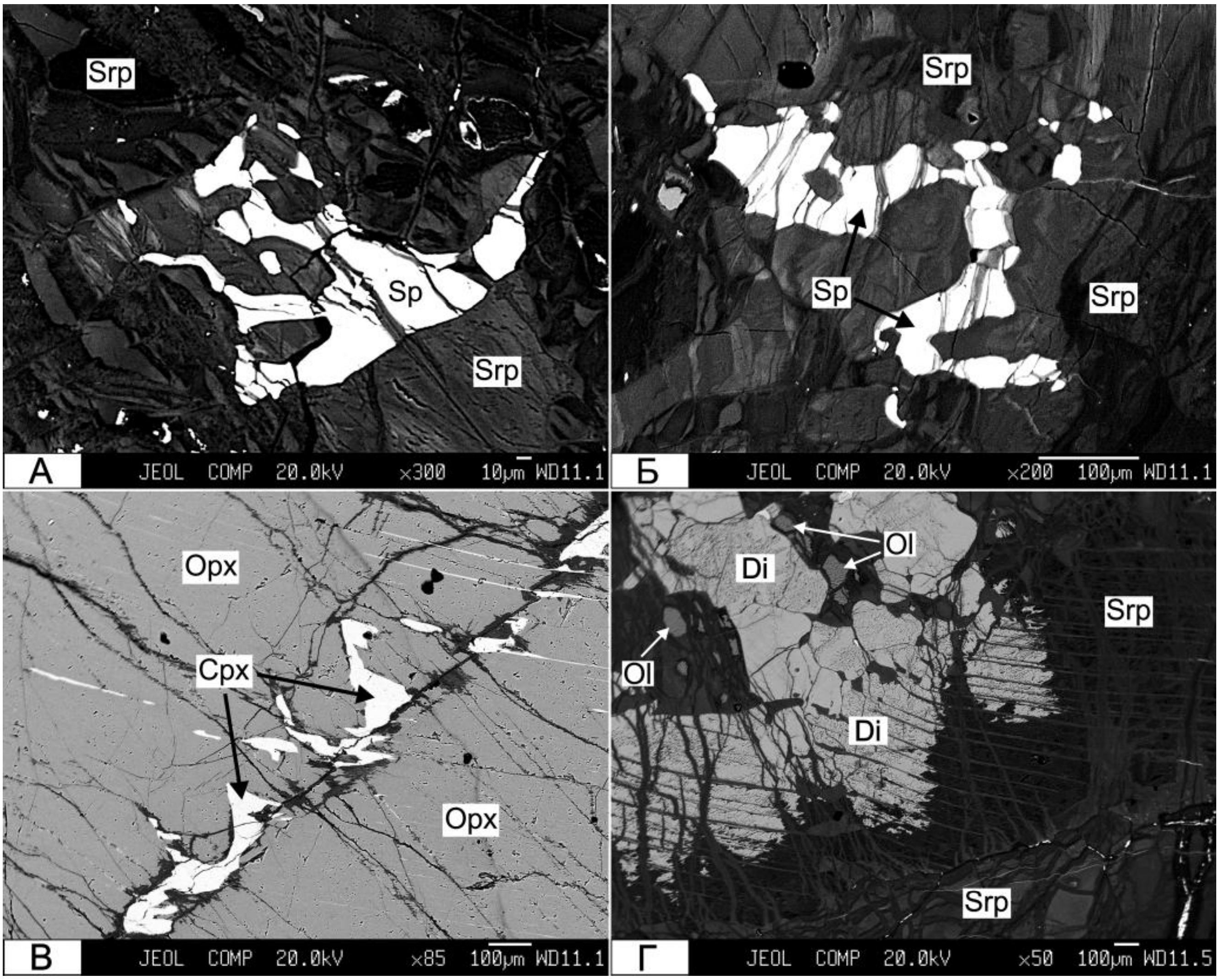

Рис. 2. Реликты первичных минералов лерцолита.

А – шпинель (Sp) в сплошной массе серпентина (Srp); Б – мелкие выделения глиноземистой шпинели в межзерновом пространстве среди серпентина; В – мелкие выделения клинопироксена (Cpx) в порфирокласте ортопироксена (Opx); Г – сросток реликтов первичных минералов на границе порфирокласта диопсида (Di). Видно изгибание полос спайности. Ol – оливин.

более магнезиальные и менее окисленные, чем интерстиционные. Последние, как правило, с краев замещаются вторичным магнетитом.

В серпентинитах первичные минералы практически полностью замещены ассоциацией вторичного серпентина и магнетита. В большинстве случаев по реликтам структуры и составу хромистой шпинели, а также составу вторичных минералов удается установить принадлежность серпентинитов к оливин-плагиоклазовым породам – плагиоклазовым перидотитам и меланократовым троктолитам. В серпентинитах оливин полностью замещен лизардитом, а плагиоклаз – гидрогранатом с присутствием вторичных глинистых минералов и хлорита. Из первичных минералов сохранились только реликты хромистой шпинели.

Троктолиты представлены неравномерно зернистыми пятнистыми породами, иногда с коронарными текстурами (рис. 4).

Структуры троктолитов пойкилитовые, гранобластовые. Ксеноморфные зерна оливина (f =12–13 %, табл. 2) обычно окружены гипидиоморфными кристаллами основного плагиоклаза (An = 70–73). Иногда на границе оливина и плагиоклаза наблюдается каемка клинопироксена (f = 11–12 %), а также мелкие кристаллы титанистой роговой обманки (f = 14–15 %). Рудный минерал представлен хромистой шпинелью, содержащей примесь титана.

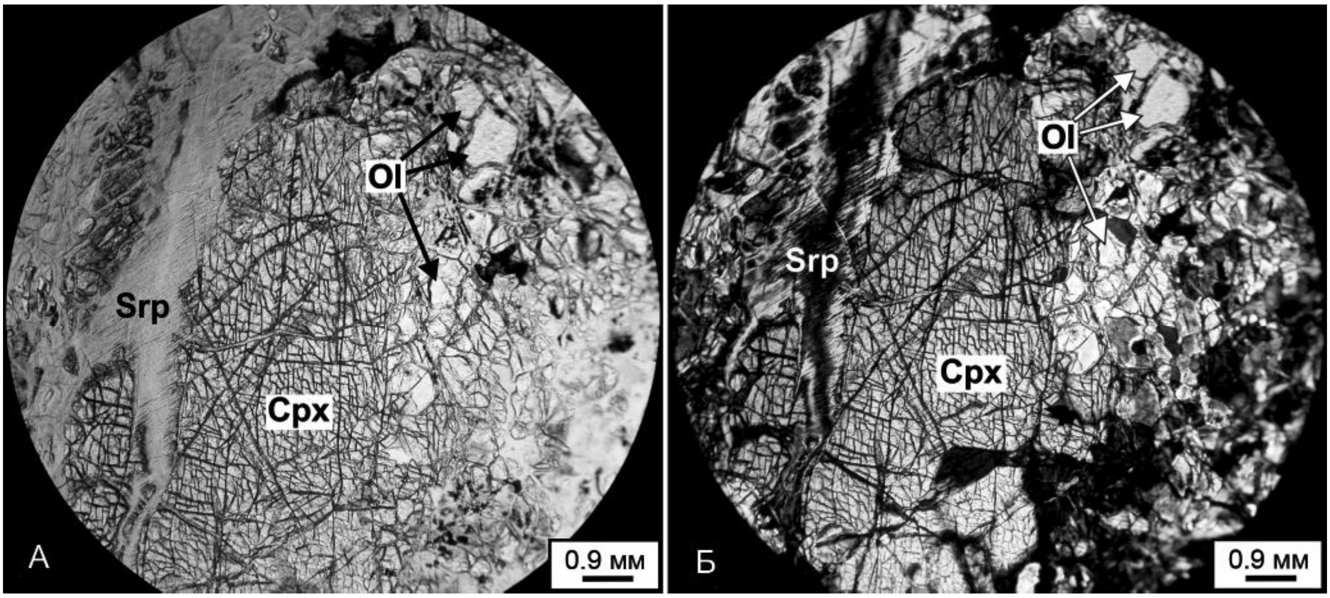

Рис. 3. Фотографии в прямом (А) и поляризованном (Б) свете. Порфирокласт клинопироксена (Cpx) в лерцолите 4318/бн-2. Видна мозаичная структура оливина (Ol) и полосы срыва в клинопироксене.

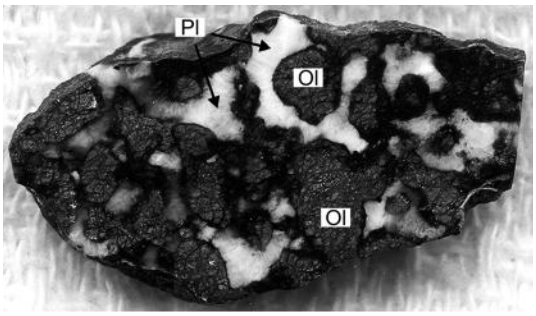

Рис. 4. Мезократовый троктолит (обр. 4318-19). Плагиоклаз (Pl) обрастает выделения оливина (Ol), образуя коронарную текстуру породы.

Оливиновые габбро (> 5 % оливина, f ~ 40 %), габбронориты (с обильным ортопироксеном, f ~ 33 %) и габбро имеют пойкилитовые (плагиоклаз и пироксен окружают оливин) и офитовые (пироксен и плагиоклаз одинаково ксеноморфны) структуры. Характерной особенностью клинопироксена в габброидах является ярко выраженная диаллаговая отдельность, параллельно которой иногда встречаются ламели пижонита. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом, акцессории – апатитом, цирконом и рутилом. Характерные составы минералов габброидов приведены в табл. 3.

Таблица 2. Представительные составы минералов троктолитов.

Минерал	Оливины		Клинопироксены		Амфибол	Плагиоклазы		Шпинели	
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	40.51	40.24	51.04	51.36	44.08	49.85	49.79	-	-
TiO_2	-	-	0.89	1.05	3.52	-	-	1.85	1.76
Al_2O_3	0.05	0.04	4.52	4.56	12.06	31.73	31.51	23.18	23.14
Fe_2O_3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	7.15	7.08
FeO	11.9	12.64	3.91	4.03	5.14	0.13	0.14	20.94	21.53
MnO	0.18	0.2	0.1	0.12	0.07	0.02	-	0.37	0.37
MgO	47.49	46.25	16.61	16.26	16.8	-	-	10.63	10.15
CaO	0.07	0.05	20.77	20.51	12.17	15.2	14.89	-	-
Na_2O	-	-	0.48	0.59	2.84	3.13	3.24	-	-
K_2O	-	-	0.03	-	0.7	0.06	0.05	-	-
NiO	0.29	0.28	0.1	0.05	0.09	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.07	0.06	1.57	1.32	0.08	-	-	36.84	36.7
Сумма	100.56	99.76	100.02	99.85	97.55	100.12	99.62	100.96	100.73

Примечание. 5 – включение роговой обманки в плагиоклазе.

Таблица 3. Характерные составы минералов габброидов.

Порода	Оливиновое габбро						Габбро			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	35.41	52.79	51.6	59.53	-	-	57.61	51.08	44.18	-
TiO_2	-	0.3	0.44	-	51.43	3.95	-	1.17	3.28	49.08
Al_2O_3	-	0.84	1.84	25.54	-	2.66	26.45	3.3	9.79	-
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	0.34	-	0.33	-	-
FeO	35.52	21.23	10.04	-	45.68	85.08	-	5.26	8.01	46.51
MnO	0.81	0.72	0.35	-	0.66	-	-	-	-	1.44
MgO	28.98	23.48	14.8	-	2.2	0.54	-	15.79	16.21	1.69
CaO	-	1.24	20.53	6.75	-	-	8.1	22.31	11.78	-
Na_2O	-	-	0.64	7.8	-	-	7.15	1.14	2.55	-
K_2O	-	0.03	0.01	0.16	0.06	0.1	-	-	0.42	-
V_2O_5	-	-	-	-	-	1.48	-	-	-	0.6
NiO	0.13	-	0.09	-	-	0.21	-	-	-	-
Сумма	100.79	100.58	100.22	99.62	99.97	94.05	99.31	100.37	96.21	99.32

Примечание. 1 – оливин; 2 – ортопироксен; 3, 8 – клинопироксены; 4, 7 – плагиоклазы; 9 – роговая обманка; 6 – магнетит; 5, 10 – ильмениты.

Как отмечали предыдущие исследователи [23, 36, 37, 41], почти все габбро содержат признаки динамометаморфизма и катаклаза: ламели двойников плагиоклаза и диаллаговая отдельность в пироксенах изогнуты, крупные зерна плагиоклаза имеют зазубренные границы зерен и часто раздроблены в зернистые агрегаты, прилегающие к зернам пироксена, происходит перекристаллизация брекчированного плагиоклаза, деформация ламелей в плагиоклазе и образуются полосы сброса в пироксене. Там, где температура была выше, метаморфизм был более интенсивным, метагаббро оказываются в значительной степени перекристаллизованы, серпентинизированы и пироксен замещен хлоритом, роговой обманкой и/или волокнистым уралитом. Интерстиции часто выполнены хлоритом, эпидотом, антигоритом, глинистыми минералами, тальком и/или амфиболом. Плагиоклаз облачно погасает и обогащается натрием или соссюритизируется. Как отмечалось в работе [27], в некоторых образцах, где контакты сохранились, видно, что анортозитовые габбро и феррогабро являются более поздними фазами, внедряясь во вмещающие породы.

Среди ***лейкократовых пород*** отмечались трондьемиты и плагиограниты [27], однако их петрографическое описание не приводится. Недавно появились публикации о том, что гранитоиды трога Кайман обладают весьма специфическими особенностями [30, 32], однако это относится к образцам, поднятым не в Срединно-Каймановом поднятии [42]. В изученной нами коллекции лейкократовые породы представлены образцом светло-серого с розоватым оттенком щелочного сиенита. Порода полнокристаллическая, равномернозернистая, хрупкая, с редкими (< 1 %) миароловыми пустотами, в которых видны грани кристаллов полевых шпатов или амфибола. Вторичных минералов в пустотах не наблюдается. Сиенит состоит на 80–85% из призматического полевого шпата с примесью кварца (< 5 %) и темноцветных минералов (5–8 %). Доминирующим темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределенный в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Из акцессориев обнаружены апатит, ильменит, пирофанит, титаномагнетит, циркон, пирохлор.

Полевой шпат (рис. 5) образует призматические кристаллы размерами до 5 мм в длину и 2–3 мм в ширину. По химизму он характеризуется почти равными количествами калия и натрия при некотором преобладании последнего. В микропертитовых сростках он распадается на почти чистый альбит и ортоклаз (табл. 4).

Амфибол представлен удлиненно-призматическими (до 7 мм в длину при 1–1.5 мм в ширину) кристаллами почти черного цвета. По химическому составу он относится к рибекиту (табл. 4). Клинопироксен (авгит) встречается в виде редких включений – микрокристаллов в полевых шпатах и реликтовых ядер в амфиболе, характеризуется переменным составом и высокой железистостью.

Базальты представлены массивными, иногда слабо пористыми, вариолитовыми и закалочными разновидностями. По данным [41], свежие базальты трога Кайман содержат фенокристаллы плагиоклаза и клинопироксена. В наших образцах были обнаружены только микрофенокристы плагиоклаза и оливина, погруженные в основную массу из микролитов плагиоклаза, перистых, дендритных, скелетных гранул авгита и интерстиционного стекла (рис. 6). Состав минералов приведен в табл. 5.

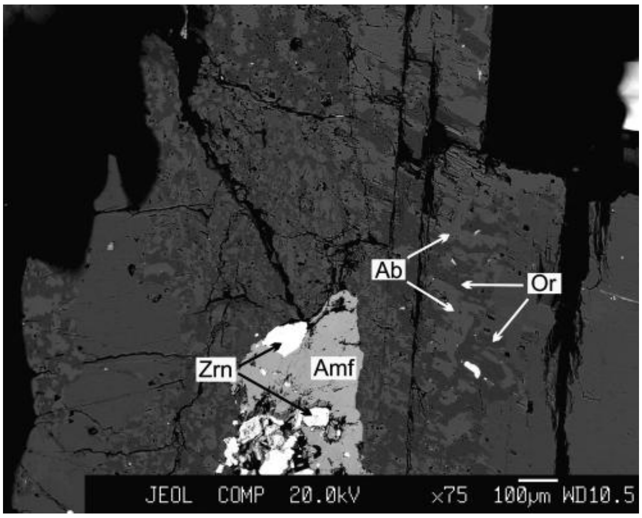

Рис. 5. Микропертитовые прорастания альбита (Ab) (светлое) и ортоклаза (Or) (темное) в сиените, а также крупные зерна циркона (Zrn) в амфиболе (Amf).

Таблица 4. Характерные составы минералов сиенита.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51.34	48.59	43.99	65.92	66.69	63.52	-
TiO_2	-	1.22	1.76	-	-	-	53.78
Al_2O_3	0.51	1.9	4.97	19.26	19.26	18.04	
FeO	15.45	27.19	24.78	0.36	-	-	17.57
MnO	1.78	2.21	1.69	-	-	-	27.05
MgO	10.03	4.92	7.36	-	-	-	-
CaO	20.49	3.7	8.43	-	-	-	-
Na_2O	0.97	6.99	4.4	7.6	11.06	2.31	-
K_2O	-	1.36	1.19	6.46	0.78	13.81	-
Nb_2O_5	-	-	-	-	-	-	0.91
Сумма	100.58	98.07	98.57	99.6	97.79	97.68	99.31

Примечание. 1 – клинопироксен; 2–3 – амфиболы; 4 – санидин; 5–6 – полевые шпаты из структуры распада; 7 – пирофанит.

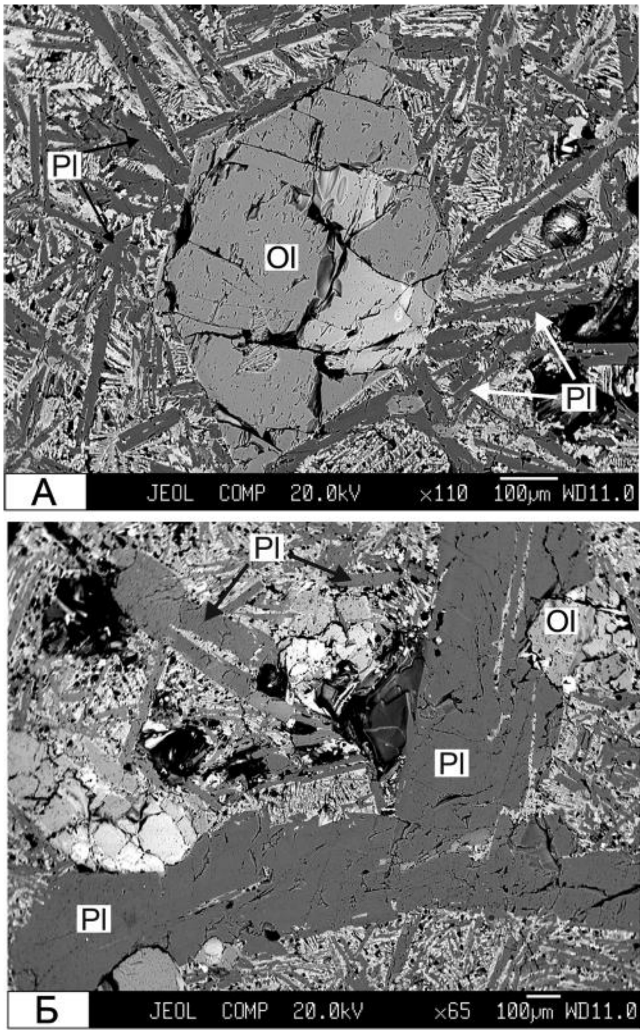

Рис. 6. Закалочная микроструктура базальта с крупными вкрапленниками оливина (Ol) (А) и плагиоклаза (Pl) (Б). Плагиоклаз в базальтах образует разновидность с закалочной структурой спинифекс, формируя игольчатые формы развития кристаллов.

Таблица 5. Характерные составы минералов базальтов.

	1	2	3	4	5
SiO_2	50.28	38.57	38.67	53.9	51.06
TiO_2	1.76	-	-	0.27	-
Al_2O_3	15.51	-	-	27.29	30.4
Cr_2O_3	0.11	-	-	-	-
FeO	8.83	16.47	16.31	1.12	0.58
MnO	0.21	0.32	0.28	-	-
MgO	7.52	44.07	43.91	-	-
CaO	9.77	0.31	0.33	11.04	13.23
Na_2O	3.07	-	-	5.43	3.96
K_2O	0.24	-	-	-	-
CoO	-	0.05	0.16	-	-
NiO	-	0.32	0.17	-	0.08
Сумма	97.3	100.11	99.84	99.05	99.22

Примечание. 1 – закалочное стекло; 2–3 – оливины; 4–5 – плагиоклазы.

ГЕОХИМИЯ

По петрохимическим особенностям (табл. 6) среди пород трога Кайман можно выделить три группы. Первую образуют лерцолиты, плагиоклазовые перидотиты и троктолиты. Для них характерна высокая магнезиальность и обогащенность никелем, хромом при низких концентрациях титана и щелочей. На диаграмме AFM (рис. 7) фигуративные точки пород попадают в поля реститов и магнезиальных кумулятов классических офиолитов мира.

В состав второй группы входят габброиды, долериты и базальты. Эти породы образуют единую серию с толеитовым трендом дифференциации. Однако они обладают более высокими содержаниями TiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Zr, Y, Sr и Ba, чем типичные базаль-

Таблица 6. Состав пород офиолитового комплекса трога Кайман.

	4318-200	4314 / 1	4318 / 16	4317 / 6	4318 / 36	4318	4318 / 19	4318 / 14	4312 / 1В	4318 / 58
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	64.79	50.44	48.95	49.40	44.14	41.38	38.32	38.37	39.73	36.09
TiO_2	0.30	1.83	0.32	2.00	5.02	0.17	0.08	0.09	0.05	0.07
Al_2O_3	17.07	15.35	17.41	15.75	9.99	15.79	7.63	10.14	2.22	1.48
FeO	3.63	10.23	3.71	10.44	19.13	5.69	9.39	8.01	8.26	11.37
MnO	0.22	0.17	0.08	0.17	0.31	0.09	0.14	0.11	0.12	0.13
MgO	0.18	7.70	9.21	7.22	9.30	19.23	30.37	27.98	37.53	38.25
CaO	0.63	9.77	13.10	10.21	8.48	8.49	3.67	5.20	0.68	0.13
Na_2O	7.15	3.56	3.79	3.61	2.86	1.58	0.56	0.74	0.07	0.09
K_2O	5.45	0.22	0.10	0.39	0.11	0.08	0.07	0.07	0.04	0.02
P_2O_5	0.05	0.27	0.03	0.29	0.26	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
H_2O^-	0.05	0.12	0.24	0.09	0.11	0.12	0.12	0.15	0.07	0.14
ппп	0.15	0.07	3.04	0.15	0.13	7.06	9.50	8.63	11.09	11.80
Сумма	99.67	99.73	99.98	99.72	99.85	99.70	99.87	99.51	99.87	99.59
Be	16.58	1.10	0.21	1.37	0.27	0.07	0.13	0.57	0.10	0.14
Sc	6.53	34	40.3	36.2	47.5	7.5	7.4	5.1	13.7	5.3
V	3.05	321.26	163.61	364.71	461.36	52.41	47.49	61.26	80.91	60.56
Cr	4.2	229	445.9	189.4	74.1	1489	2158	4254	1996	3289
Co	0.74	43.17	29.56	39.81	56.35	61.15	101.80	89.45	106.5	120.2
Ni	2.95	136.57	183.37	100.92	184.77	1064	1716	1618	2322	1999
Cu	36.05	75.07	31.97	56.21	109.68	41.55	42.90	36.22	40.59	33.99
Zn	144.2	83.1	23.3	81.7	123.7	42.3	67.3	69.8	57.8	91.5
Ga	47.07	17.17	10.23	18.72	16.30	7.50	4.66	6.74	2.22	2.67
As	4.50	2.74	1.21	0.96	2.38	1.99	2.65	1.18	0.17	5.09
Rb	296.7	7.21	3.71	2.97	4.10	1.61	1.22	1.88	1.11	5.49
Sr	16	196.8	162.9	199.7	176.7	198.2	126.9	99.6	2.5	16.5
Y	88.74	39.29	11.02	44.55	40.14	3.83	1.84	1.55	1.75	1.45
Zr	1691	361.6	188.5	206.0	100.9	41.46	7.88	16.33	7.27	9.67
Nb	310.3	5.41	0.60	5.90	10.76	0.49	0.18	0.32	0.31	0.31
Mo	1.07	1.17	0.43	0.72	0.49	0.21	0.17	0.18	0.09	0.04
Cd	1.83	0.50	0.21	0.28	0.56	0.17	0.12	<0.1	0.12	0.19
Sn	15.58	3.15	0.66	2.29	2.72	0.50	0.64	0.25	0.42	2.86
Cs	2.65	0.50	0.39	0.08	0.43	0.07	0.08	0.09	0.08	0.57
Ba	28.72	15.84	12.77	17.75	13.07	5.46	2.41	5.85	0.70	3.50
La	335.5	5.95	0.68	6.51	2.67	1.56	0.20	0.24	0.48	0.08
Ce	647.9	19.93	3.88	21.69	10.74	1.93	1.59	1.11	0.28	2.44
Pr	64.49	3.11	0.57	3.49	1.82	0.29	0.10	0.15	0.00	0.18
Nd	204.0	15.14	3.20	17.50	11.77	1.38	0.53	0.73	0.10	0.82
Sm	33.45	4.72	1.12	5.51	4.97	0.40	0.18	0.22	0.07	0.25
Eu	0.93	1.76	0.46	1.61	1.74	0.22	0.09	0.08	0.02	0.08
Gd	26.93	6.06	1.56	6.79	6.19	0.47	0.19	0.22	0.08	0.25
Tb	3.64	1.07	0.27	1.19	1.12	0.08	0.03	0.04	0.01	0.04
Dy	18.95	6.86	1.81	7.24	6.88	0.55	0.23	0.27	0.31	0.18
Ho	3.50	1.53	0.40	1.55	1.47	0.12	0.05	0.06	0.06	0.04
Er	9.74	4.55	1.11	4.27	4.17	0.36	0.17	0.17	0.22	0.15
Tm	1.42	0.65	0.14	0.60	0.58	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02
Yb	9.32	4.21	0.96	4.13	3.94	0.32	0.17	0.17	0.21	0.14
Lu	1.44	0.60	0.15	0.64	0.61	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02
Hf	40.35	8.68	4.96	4.92	2.88	1.01	0.18	0.34	0.18	0.12
Ta	18.93	0.32	0.05	0.43	0.66	0.05	0.01	0.07	0.08	0.02
W	7.49	1.85	0.98	1.52	0.81	0.74	0.64	2.43	0.92	0.15
Pb	12.74	2.72	2.40	1.46	1.32	0.84	1.68	2.22	0.50	2.69
Th	56.08	0.33	0.10	0.41	0.12	0.09	0.04	0.05	0.07	0.27
U	13.30	0.19	0.09	0.14	0.02	0.17	0.24	0.07	0.39	0.51

Примечание. 1 – сиенит; 2 – базальт; 3–5 – габбро; 6–8 – троктолиты; 9 – лерцолит; 10 – серпентинит; содержания петрогенных элементов даны в мас. %, элементов-примесей в г/т. FeO – как общее железо. Анализы выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ, аналитики Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В., Блохин М.Г.

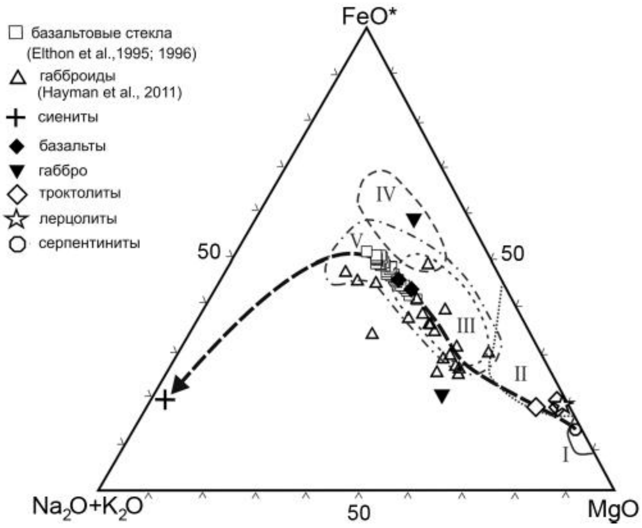

Рис. 7. Породы трога Кайман на диаграмме AFM.

Поля – по [8, 15]: I – ультрабазиты (реститы), II – кумуляты и «нижние» габбро, III – «верхние» габбро и дайковый комплекс, IV – океанические толеиты, V – марианит-бонинитовая и островодужная серии.

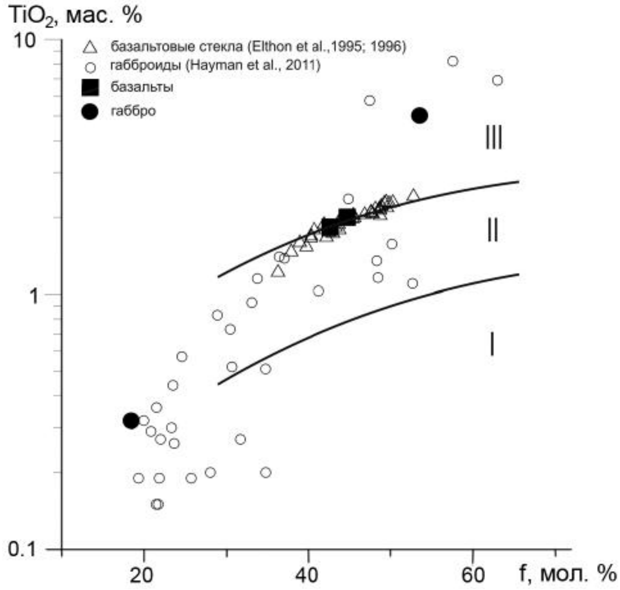

Рис. 8. Диаграмма титан–железистость (Ti–f) для основных пород трога Кайман.

Поля – по [2]: I – островодужные базальты, II – толеиты океанов, III – щелочные базальты океанических островов.

тоиды срединно-океанических хребтов (MORB). На диаграмме AFM (рис. 7) фигуративные точки пород смещены в сторону щелочного угла, преимущественно располагаясь в областях как «верхних» габбро и долеритов офиолитов, так и марианит-бонинитовой и островодужной серий. Повышенная щелочность хорошо прослеживается и на диаграмме титан–железистость (рис. 8), где основные породы располагаются вдоль линии, разделяющей поля абиссальных толеитов и щелочных внутриплитных базальтов. Некоторые габброиды, в том числе и оливиновые, содержат повышенные концентрации титана и фосфора. Они обогащены рудными минералами (ильменит, титаномагнетит) и апатитом. Фигуративные точки этих пород лежат в поле внутриплитных вулканитов.

В третью группу входят лейкократовые породы. По ранее опубликованным данным [27], в рифтовой зоне трога Кайман с помощью подводного аппарата «Алвин» в ассоциации с габброидами и перидотитами были подняты трондьемиты, секущие габбро. Однако их описание не приводится. В изученной нами коллекции лейкократовые породы представлены единственным образцом сиенита. Химический состав сиенита (табл. 6) характеризуется высокой щелочностью с преобладанием натрия над калием (Na_2O = 7.15 %, K_2O = 5.45 % при SiO_2 = 64.79 %), и практически не содержит магния. По соотношению микроэлементов (Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb)) и ряду других параметров он относится к внутриплитным гранитоидам А-типа.

Анализ микроэлементного состава показал, что кристаллические породы образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов в более дифференцированных породах. Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, хорошо коррелируются с минеральным составом.

Лерцолиты деплетированы легкими и средними редкоземельными элементами, в то время как тяжелые остаются на уровне хондрита. В меланократовых троктолитах общий уровень концентрации РЗЭ примерно соответствует хондриту (рис. 9), но с увеличением количества плагиоклаза общий уровень концентрации РЗЭ в этих породах увеличивается. В некоторых образцах появляется положительная европиевая аномалия, что, вероятно, связано с фракционированием плагиоклаза. Графики распределения РЗЭ в габброидах и базальтах практически субпараллельны хондриту, хотя концентрации на порядок выше. В них отсутствуют ярко выраженные аномалии, хотя в некоторых породах наблюдается незначительное обеднение легкими РЗЭ. Вероятно, это связано с повышенным содержанием пироксена в этих породах.

Поведение РЗЭ в сиените обладает своей спецификой. График распределения РЗЭ сиенита имеет отрицательный наклон (рис. 9), типичный для внутриплитных вулканитов. Сиенит характеризуется вы-

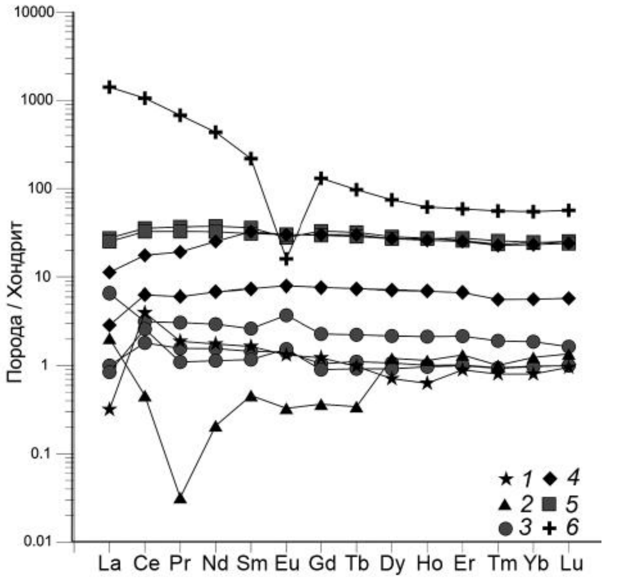

Рис. 9. Нормированные к хондриту [35] концентрации редкоземельных элементов в породах трога Кайман.

1 – аполерцолитовый серпентинит; 2 – лерцолит; 3 – троктолиты; 4 – габбро; 5 – базальты; 6 – сиенит.

сокими концентрациями РЗЭ, преобладанием легких элементов над тяжелыми и присутствием ярко выраженной отрицательной европиевой аномалией.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Имеющиеся геофизические данные [19, 44, 46 и др.] свидетельствуют о том, что трог Кайман обладает тонкой океанической корой, которая простирается на запад и восток от Срединно-Кайманового хребта. Ее мощность и возраст увеличиваются по мере удаления от осевой рифтовой зоны. Таким образом, создана вытянутая и относительно узкая полоса океанической коры, формирование которой продолжалось в течение 45–55 млн лет [31, 44]. Эта новообразованная океаническая кора находится в зоне скольжения на границе двух литосферных плит, между блоками с мощной континентальной корой. В то же время, океаническая кора здесь одна из самых маломощных среди современных рифтогенных образований. Таким образом, в зоне Срединно-Кайманового хребта имеется выступ горячих мантийных пород, которые выходят почти на поверхность морского дна. Т.е. под Карибским морем существует мантийный плюм. Судя по составу и возрасту офиолитовых комплексов, обнажающихся на суше вокруг трога Кайман [21], этот плюм существует здесь по крайней мере с юры.

Часть кристаллических пород подверглась метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (~650°С–850°С), на что указывает динамическая перекристаллизация и грануляция минералов. В троге Кайман были описаны метагаббро, амфиболиты и гнейсы [45]. Их приуроченность к определенным линейным зонам дает основание полагать, что они маркируют тектонические зоны, разделяющие блоки океанической коры, сформировавшиеся последовательно в разное время. Некоторые исследователи полагают [27], что по этим зонам к востоку от рифтовой зоны происходила аккреция и скучивание этих блоков, что привело к увеличению мощности земной коры в восточном направлении. Насколько правомерно такое предположение пока не совсем ясно, однако тот факт, что разновозрастные блоки могут разделяться зонами динамометаморфизма, следует принимать во внимание при дальнейших исследованиях на суше.

Вещественный состав наиболее молодой части океанической коры трога Кайман обнажается в Срединно-Каймановом спрединговом хребте. Как отмечалось в предыдущих исследованиях [23, 27, 41], набор пород, поднятых в рифтовой зоне трога Кайман, обеспечивает достаточное доказательство существования расслоенного мафического разреза. Его основание слагают тектонизированные, слабо деплетированные лерцолиты, являющиеся реститами вещества верхней мантии. Выше залегают породы кумулятивного комплекса, основание которого характеризуют серпентинизированные плагиоклазовые перидотиты и меланократовые троктолиты. Среднюю часть слагают различные габброиды, кумулятивные структуры в которых указывают на то, что происходила крупномасштабная кристаллизационная дифференциация. Как отмечал М. Перфит [41], некоторые пироксеновые габбро содержат более 50 % пироксенов, как идиоморфных, так и ксеноморфных, с интеркумулюсным плагиоклазом, рудными минералами и оливином. А анортозитовые породы состоят на более чем 75 % из идиоморфного плагиоклаза, с интеркумулятивным пироксеном. К верхней части разреза приурочен дайковый комплекс, в котором наряду с основными породами (долеритами, диабазами) отмечаются более кислые дифференциаты – сиениты, трондьемиты и плагиограниты. Перекрывается этот комплекс толщей базальтов с характерными признаками подводных излияний.

Анализ истории образования лерцолитов с помощью двупироксеновой термобарометрии [26, 33] показывает, что в них фиксируется два этапа. В первый, субликвидусный, протекавший при температурах 1280–1230 °С, сформировалась основная часть минералов лерцолитов. Судя по количеству глинозема и натрия в пироксенах, этот процесс протекал в условиях оливин-плагиоклазовой фации, т.е. давление не превышало 9 кбар (рис. 10). В это время, вероятно, происходило частичное плавление мантийного вещества и экстракция расплава в межзерновое пространство. Ксеноморфные кристаллы глиноземистой шпинели, вероятно, являются следами этого процесса.

Во второй этап образовались каймы пироксенов и их мелкие кристаллы, а также мелкие выделения клинопироксена, сохранившиеся в порфирокластах энстатита. Они образовались при температуре около 1100°C и давлении около 6 кбар (рис. 10). Вероятно, второй этап связан с «всплыванием» мантийного вещества и раскрытием Срединно-Кайманового рифта.

Как установлено предшествующими работами [45], под гребнем Срединно-Кайманового хребта расположена малоглубинная магматическая камера. Именно в ней происходит дифференциация базальтового расплава и формирование всего комплекса описанных кристаллических пород. Переходная зона между мантийными реститами и нижними кумулятами сложена дунитами, плагиоклазовыми перидотитами и меланократовыми троктолитами. За их образование ответственны два процесса. С одной стороны, просачивающийся базальтовый расплав, взаимодействуя с мантийным реститом, формировал в верхней части «всплывающего» мантийного клина меланократовые плагиоклазовые перидотиты. Механизм такого взаимодействия был описан ранее [17]. С другой стороны, кристаллизационная дифференциация приводила к аккумуляции оливина и формированию оливин-плагиоклазовых пород с переменным содержанием минералов.

Температура образования минералов троктолитов и оливиновых габбро укладывается в интервал 1000–800°C при давлении около 5–6 кбар. Об этом свидетельствуют не только данные, полученные по пироксеновым термобарометрам (рис. 10), но и почти полное отсутствие реакционных двупироксен-шпинелевых зон на границе оливин–плагиоклаз. Единичные появления подобных реакционных зон свидетельствуют о том, что кристаллизующаяся порода постоянно находилась в области оливин-плагиоклазового равновесия, но вблизи инвариантной кривой с областью плагиоклаз-шпинелевого равновесия. В некоторых случаях, при остывании и понижении температуры в изобарических условиях, в субсолидусной области порода может пересекать инвариантную границу. Тогда и образуются небольшие участки двупироксен-шпинелевых симплектитов, наблюдавшихся на контакте оливина и плагиоклаза.

Химический состав пород трога Кайман обладает собственной спецификой. Анализ показывает, что магматические породы образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов с увеличением сте-

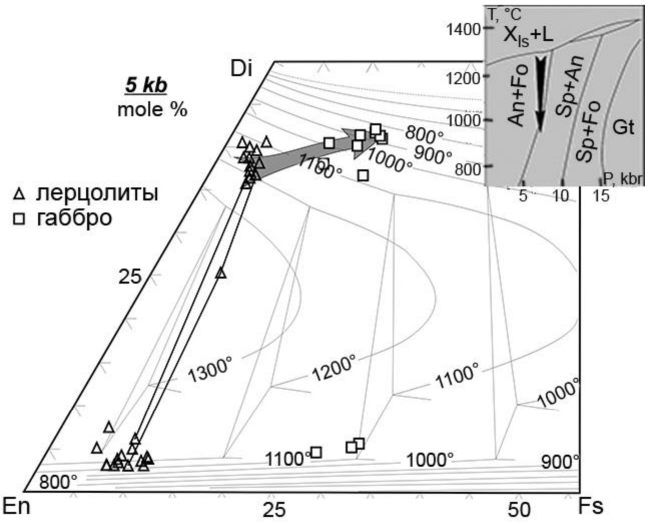

Рис. 10. Условия образования кристаллических пород трога Кайман по данным минералогических термобарометров Д. Линсли и Т. Гаспарика [26, 33].

пени дифференциации пород. Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, хорошо коррелируются с минеральным составом. Габброиды и базальты образуют серию субпараллельных кривых, что указывает на их происхождение из однотипной магмы в результате процессов кристаллизационной дифференциации. Однако уровень концентраций щелочей, литофильных элементов и РЗЭ в них выше, чем в базальтах N- и T-типов срединно-океанических хребтов. По соотношению титан-железистость базальты и долериты занимают место на границе толеитовой и щелочной серий базальтов океанов, в них отсутствуют отрицательные Ta и Nb и положительные Pb и Sr аномалии, отражающие влияние субдукционной компоненты. Кроме того, наиболее дифференцированными породами являются сиениты, которые по своей минералогии и особенностям микроэлементного состава соответствуют внутриплитным гранитоидам. Т.е. в химизме магматических пород явно прослеживается щелочная тенденция, характерная для областей над мантийными плюмами.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что:

1. Офиолиты, сформировавшиеся в структурах типа пулл-апарт, образуют узкие вытянутые зоны, ограниченные по простиранию разрывными нарушениями. Отдельные магматические комплексы в пределах этих зон могут иметь разный возраст формирования, омолаживающийся по простиранию структуры от флангов к центру.

2. Основание офиолитового комплекса сложено преимущественно лерцолитами. В габброидном комплексе четко фиксируется магматическая расслоенность, образовавшаяся в результате кристаллизационной дифференциации. Переходная зона между мантийным основанием и габброидами сложена преимущественно оливин-плагиоклазовыми породами – плагиоклазовыми перидотитами и троктолитами. Базальты имеют признаки подводных излияний.

3. Температура образования габбро-гипербазитов варьирует в интервале от 1280 °С до 800 °С при давлении 6–9 кбар, т.е. формирование пород протекало в условиях устойчивости оливин-плагиоклазового парагенезиса. В редких случаях, на заключительных стадиях остывания оливин-плагиоклазовых пород (троктолитов, оливиновых габбро), могут отмечаться небольшие реакционные каймы на границе оливин–плагиоклаз, состоящие из двух пироксенов и герцинита. Эти каймы указывают на изобарическое понижение температуры в процессе формирования пород.

4. Геохимические характеристики офиолитов указывают на их принадлежность плюмовому типу. Лерцолиты истощены легкими редкоземельными элементами, однако тяжелые остаются на уровне хондрита, что характерно для высокотемпературного малоглубинного плавления. Основные породы (габбро и базальты) обогащены легкими литофильными и щелочными элементами. По содержанию титана, литофильных элементов и REE базальты являются промежуточными между лавами E-MORB и толеитами океанических островов. Геохимические и минералогические особенности драгированных гранитоидов соответствуют внутриплитному типу.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны В.П. Зинкевичу за предоставленные для исследования образцы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.
2. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
3. Высоцкий С.В. Офиолитовые и бонинит-офиолитовые ассоциации островодужных систем западной Пацифики: Автореф. дис… д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1996. 62 с.
4. Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383–1386.
5. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
6. Добрецов Н.Л. Конников Э.Г., Скляров Е.В., Медведев В.Н. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29–35.
7. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
8. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
9. Кононов В.И., Зинкевич В.П., Поляк Б.Г. и др. Новые данные по геологии и геотермии спрединговой зоны трога Кайман (Карибское море) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 939–944.
10. Марков М.С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
11. Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г., Зинкевич В.П. Специфика химического состава первичных минералов перидотитов из зон крупных трансформных разломов (трог Кайман, Карибское море) // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Изд-во Ин-та геохимии СО АН СССР, 1990. С. 22–26.
12. Паланджян С.А. Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
13. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
14. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
15. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
16. Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитах Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 181–198.
17. Arai S., Matsukage K., Isobe E., Vysotskiy S. Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61, N 3. P. 671–675.
18. Aydin A., Nur A. Evolution of pull-apart basins and their scale independence // Tectonics. 1982. V. 1, N 1. P. 91–105.
19. Bowin C. Geophysical study of the Cayman trough // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, N 16. P. 5159–5173.
20. CAYTROUGH, Geological and geophysical investigation of the Mid-Cayman Rise spreading center: initial results and observations / M. Talwani, C.G. Harrison, D.E. Hayes (eds.), Maurice Ewing Ser. 2: Washington D.C., Amer. Geophys. Union, 1979. P. 66–95.
21. Dilek Y., Robinson P.T. (eds) Ophiolites in Earth History // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2003. 218 p.
22. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geol. Soc. Amer. Bull. 2011. V. 123, N 3/4. P. 387–411.
23. Elthon D. Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise Spreading Center // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 658–682.
24. Elthon D., Ross D.K., Meen J.K. Compositional variations of basaltic glasses from the Mid-Cayman Rise Spreading Center // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 12497–12512.

25. Elthon D., Ross D.K., Meen J.K. Correction to «Compositional variations of basaltic glasses from the Mid-Cayman Rise spreading center» // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 17577–17579.
26. Gasparik T. Two-piroxene thermobarometry with new experimental data in the system $CaO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 87, N 1. P. 87–97.
27. Hayman N.W., Grindlay N.R., Perfit M.R. et al. Oceanic core complex development at the ultraslow spreading Mid-Cayman Spreading Center // Geochem., Geophys., Geosyst. 2011. V. 12, N 3. P. 1–21.
28. Hess H.H. The oceanic crust // J. Marine Res. l955. V. 14. P. 423–439.
29. Holcombe T.L., Vogt P.R., Matthews J.E., Murchinson R.R. Evidence for seafloor spreading in the Cayman Trough // Earth & Planet. Sci. Lett. 1973. V. 20. P. 357–371.
30. Kysar G., Lewis J.F., Perfit M.R. et al. Granitoids with a continental affinity from the NW wall of the Cayman trench: Implications for subduction zone magmatism in the Cayman, Sierra Maestra, N Chortis Block and Nicaraguan Rise // Third Cuban Convention of Earth Science, Geociencias 2009 “Subduction zones of the Caribbean”, Havana (Cuba), Proceed. Geocie. 2009.
31. Leroy S., Mauffret A., Patriat P., Mercier de Lepinay B. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a re-identification of magnetic anomalies // Geophys. J. Intern. 2000. V. 141. P. 539–557.
32. Lewis J.F., Perfit M.R., Kysar G. et al. Anomalous granitoid compositions from the northwestern Cayman Trench: Implications for the composition and evolution of the Cayman Ridge // San Juan (Puerto Rico), 17th Caribbean Geol. Conf., Abstr. 2005. P. 49–50.
33. Lindsley D.H. Pyroxene thermometer // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 477–493.
34. MacDonald K.C., Holcombe T.L. Inversion of magnetic anomalies and seafloor spreading in the Cayman Trough // Earth & Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 407–414.
35. MacDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
36. Malcolm F.L. Petrography, mineral chemistry and microstructures of gabbros from the Mid-Cayman Rise spreading center // M .S. thesis. State Univ. of N.Y. at Albany. Albany, 1978.
37. Malcolm F.L. Microstructures of the Cayman Trough gabbros // J. Geol. 1981. V. 89. P. 675–688.
38. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. V. 83. P. 249–291.
39. Molnar P., Sykes L. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity // Geol. Soc. Amer. Bull. 1969. V. 80. P. 1639–1684.
40. Moores E.M., Jackson E.D. Ophiolites and oceanic crust // Nature. 1974. V. 250. P. 136–138.
41. Perfit M.R. Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman Trench: evidence for spreading // Geology. 1977. V. 5. P. 105–110.
42. Perfit M.R., Heezen B.C. The geology and evolution of the Cayman Trench // Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. V. 89. P. 1155–1174.
43. Rosencrantz E., Sclater J.G. Depth and age in the Cayman Trough // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 133–144.
44. Rosencrantz E., Malcom R.I., Sclater J.G. Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 2141–2157.
45. Stroup J.B., Fox P.J. Geologic investigations in the Cayman Trough: Evidence for thin crust along the Mid-Cayman Rise // J. Geol. 1981. V. 89. P. 395–420.
46. Ten Brink U.S., Coleman D.F., Dillon W.P. The nature of the crust under Cayman trough from gravity // Marine and Petrol. Geol. 2002. V. 19. P. 971–987.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

S.V. Vysotsky, A.N. Golich

Petrology and mineralogy of ophiolite structures of a pull-apart type by the example of the Kaiman trough

New materials on geology, mineralogy and geochemistry of the rocks dragged within the local spreading zone of the Kaiman trough (the Caribbean Sea) allow this ophiolite complex to be used as a standard one for the pull-apart structures. The ophiolites form narrow elongated zones restricted from the flanks by disjunctive dislocations. Isolated magmatic complexes within these zones can be of different age formation rejuvenating along the strike from flanks to the centre. The base of the ophiolite complex is composed of mostly lherzolite, and a gabbric complex is distinctly marked by magmatic stratification, owing to crystallization differentiation. At the same time geochemically crystalline and igneous rocks produce a single series characterized by accumulation of lithophile and light rare earth elements in more differentiated varieties. The ranges of REE distribution are in good correlation with the mineral composition of rocks. Geochemical characteristics of ophiolites point to their belonging to a plume type.

Key words: **ophiolite, pull-apart, mantle plume, Kaiman trough, Caribbean Sea.**