

АМФИБОЛИТЫ ХРЕБТОВ СТЕЛМЕЙТ И ШИРШОВА (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА): ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МЕТАМОРФИЗМА НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

© 2021 г. С. А. Силантьев^а *, А. С. Грязнова^а, В. В. Шабькова^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: silantsev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 16.05.2020 г.

После доработки 09.06.2020 г.

Принята к публикации 28.06.2020 г.

Объектом изучения служили образцы амфиболитов, отобранных на трех станциях драгирования 249-го рейса НИС “Зонне”, одна из которых находилась на северно-западном окончании хребта Стелмейт (приокеанический склон Алеутского глубоководного желоба), а две других – на западном склоне северной части хребта Ширшова (западный сектор Берингова моря). Приведенные данные о петрографических и геохимических особенностях изученных амфиболитов, также как полученные оценки *P-T* условий их метаморфизма, позволили реконструировать возможную геодинамическую природу их протолита и особенности тектонического режима, сопутствовавшего метаморфизму этих пород. Установлено, что магматический протолит амфиболитов хребта Ширшова был сформирован при плавлении сильно деплетированного мантийного источника и, возможно, является продуктом супрасубдукционного магматизма. Изотопный состав и характер распределения высоkozарядных редких элементов в амфиболитах хр. Стелмейт позволяет предполагать, что протолит этих пород был представлен дериватом толеитового расплава, родительского для N-MORB. Характерная ассоциация минералов и *P-T* параметры метаморфизма, установленные в глаукофан-содержащих амфиболитах хребта Ширшова свидетельствуют о том, что протолит этих пород испытал метаморфическое перерождение в зоне субдукции, связанной с мел-палеогеновой Олюторской дугой. Интерпретация возраста и геодинамической природы метаморфизма амфиболитов хребта Стелмейт по существующим данным не может считаться окончательной. Наиболее правдоподобным представляется происхождение этих амфиболитов в зоне субдукции, образованной не позже 55–50 млн лет тому назад и предшествующей современной Алеутской островной дуге. Отмирание этой древней зоны субдукции должно было сопровождаться образованием к северу от нее Алеутской дуги и связанной с ней новой зоны субдукции. Согласно этому геодинамическому сценарию на месте старой зоны субдукции был образован офиолитовый разрез, состоящий из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации и амфиболитов. Однако, предлагаемый геодинамический сценарий бесспорно может служить предметом дискуссии.

Ключевые слова: зоны субдукции, офиолитовые комплексы, океаническая литосфера, мантийный магматизм, метаморфизм, геодинамика, северо-западная Пацифика

DOI: 10.31857/S0016752521030092

Первые сведения о амфиболитах, участвующих в строении хр. Ширшова, расположенного в западном сегменте Берингова моря и разделяющего Алеутскую и Командорскую глубоководные котловины, были получены в ходе проведения 29-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” в 1982 г. (Силантьев и др., 1985). При драгировании в северной части хребта Ширшова (рис. 1, табл. 1) были подняты амфиболовые сланцы, ассоциирующие с габброидами и долеритами. Значительно позже, в 2016 г., в том же районе во время экспедиционных работ 249-го рейса немецкого НИС “Зонне” были драгированы амфиболиты в

петрографическом отношении идентичные, описанным в (Силантьев и др., 1985) и ассоциирующие с ультрамафитами, габброидами и диабазами (Силантьев и др., 2018).

В 249-ом рейсе НИС “Зонне” драгированием был опробован также самый северный сегмент хребта Стелмейт, погружающийся в Алеутский глубоководный желоб. Этот хребет характеризуется простиранием, конформным с простиранием разлома Стелмейт, внутри которого он расположен. Здесь, на станции DR-45 (рис. 1, табл. 1), расположенной на приокеаническом склоне глубоководного желоба, драгированы амфиболиты

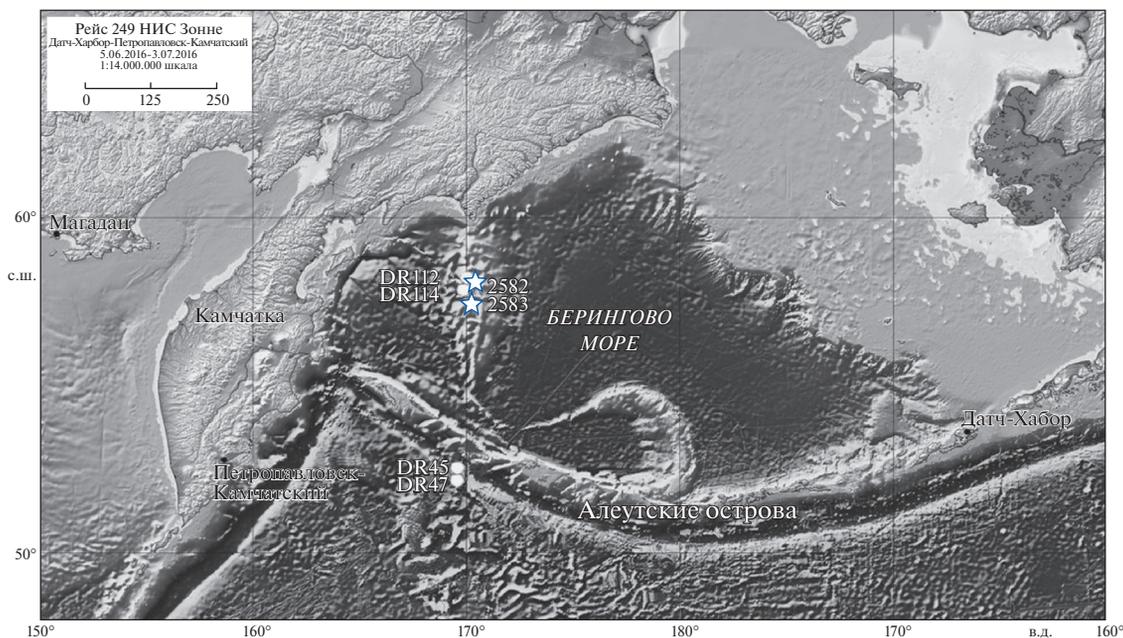


Рис. 1. Расположение станций драгирования 29-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” (2582 и 2583) и 249-го рейса НИС “Зонне” (DR-45), на которых были подняты амфиболиты.

того же петрографического облика, что и обнаруженные на хребте Ширшова. Как и в случае амфиболитов хр. Ширшова, metabазиты, поднятые на ст. DR-45, драгированы вместе с породами мафит-ультрамафитовой ассоциации, представленной ультраосновными породами, габброидами, долеритами и базальтами.

В работе (Силантьев и др., 2018) отмечалось удивительное петрографическое сходство ассоциаций пород, драгированных в ходе проведения 249-го рейса НИС “Зонне” на хребтах Стелмейт и Ширшова. Подобная ассоциация обычно составляет классический разрез офиолитовых комплексов палеоколлизонных зон. Ранее в (Силантьев и др., 1985) было высказано предположение, что амфиболиты, габбро и долериты, драгированные в северной части хр. Ширшова, относятся к офиолитовой ассоциации, магматический протолит которой был сформирован в задуговом центре спрединга. С другой стороны, опираясь на суще-

ствующие представления о происхождении хр. Стелмейт как эксгумированного блока океанической литосферы (Lonsdale, 1988), очень трудно объяснить присутствие в одном из его сегментов офиолитовой ассоциации пород, которая является петрологическим индикатором коллизонных зон и включает продукты супрасубдукционного магматизма. Амфиболиты, драгированные на хребтах Стелмейт и Ширшова в петрографическом отношении идентичны амфиболитам из субофиолитовых метаморфических ореолов (metamorphic sole) (например, Spray, Roddick, 1980; Силантьев и др., 1986; Dewey, Casey, 2013; Zhang et al., 2013) и являются ценным источником информации об условиях процессов петрогенезиса на конвергентной границе плит, связанной с Алеутской островной дугой. Цель проведенного исследования заключалась в сравнительном анализе данных о петрологических и геохимических особенностях этих пород, направленном на реконструкцию геодинамического сцена-

Таблица 1. Местоположение станций драгирования, на которых были отобраны амфиболиты и петрографические типы ассоциирующих с ними пород

№ станции	Образец	Район опробования	Широта, северная	Долгота, восточная	Ассоциирующие породы
1	DR45-30	хр. Стелмейт	52°39'	169°41'	Серпентиниты, габбро, долериты, базальты
2	DR112-х	хр. Ширшова	58°47'	170°00'	Серпентиниты, габбро, диабазы
3	DR114-7	хр. Ширшова	58°15'	169°39'	Глубоководные осадки
4	2582-1	хр. Ширшова	58°48'	170°00'	Габбро, долериты, глубоководные осадки
5	2583-1	хр. Ширшова	58°46'	169°59'	Габбро, долериты, глубоководные осадки

Примечания. 1–3 – драгированы в 249-ом рейсе НИС “Зонне”; 4–5 – драгированы в 29-ом рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”.



Рис. 2. Глыба (48 × 37 × 22 см), сложенная амфиболитами, из которой был отобран образец DR45-30.

рия эволюции блоков литосферы, слагающих приокеанический склон западного сегмента Алеутского глубоководного желоба и примыкающую к нему с севера акваторию Берингова моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Объектом изучения служили образцы амфиболитов, отобранных на трех станциях драгирования 249-го рейса НИС “Зонне”, одна из которых находилась на северно-западном окончании хр. Стелмейт (DR-45), а две других – на западном склоне северной части хр. Ширшова (DR-112 и DR-114). Станция DR-114, расположена примерно в 30 милях к юго-юго-западу от ст. DR-112 (рис. 1, табл. 1). К проведенному исследованию также привлекались ранее представленные в (Силантьев и др., 1985) данные о амфиболовых сланцах хр. Ширшова, драгированных в ходе проведения 29-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” практически в том же районе, где расположена ст. DR-112, отработанная значительно позже в 249-ом рейсе НИС “Зонне” (табл. 1).

Определение концентрации главных элементов в образцах выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия, модель Axios со сканирующим каналом AXIOS Advanced фирмы PANalytical в ГЕОХИ РАН. Содержание РЗЭ и некоторых сильно несовместимых элементов определялось по методике кислотного разложения геологических образцов в открытой системе, разработанной в ГЕОХИ РАН. Подробно эта методика описана в (Силантьев и др., 2018). Состав породообразующих минералов изучался в ГЕОХИ РАН методом точечного анализа с помощью рентгеноспектрального микроанализатора SX-100 (CAMECA) с четырьмя вертикальными спектрометрами, ускоряющим напряжением 15 кВ и током зонда 30 нА. Изучение поведения Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем в образцах ро-

говообманковых сланцев проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН на твердофазном масс-спектрометре Triton по стандартной методике. Для определения концентраций применяли метод изотопного разбавления с использованием смешанных трасиров (^{85}Rb – ^{84}Sr , ^{149}Sm – ^{150}Nd).

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ АМФИБОЛИТОВ ХРЕБТОВ СТЕЛМЕЙТ И ШИРШОВА

Поднятые на ст. DR-45, хр. Стелмейт, амфиболиты (обр. DR45-30) представлены крупными угловатыми обломками и глыбой весом около 50 кг (рис. 2). Эти породы характеризуются сланцеватой текстурой и типичной для амфиболовых сланцев гранонематобластовой структурой (рис. 3б). Амфиболиты ст. DR-45 сложены голубовато-зеленой роговой обманкой, плагиоклазом, сфеном, эпидотом и кварцем. Амфибол в изученном образце, как следует из данных, приведенных в табл. 2, характеризуется однородным составом и, согласно общепринятой номенклатуре Б.Е. Лики с соавторами (1997), соответствует эдениту. Плагиоклаз образует удлиненные кристаллы, ориентированные согласно сланцеватости породы, и по содержанию анортитового минала отвечает андезину. Эпидот присутствует в породе в виде мелких ромбовидных кристаллов фишашкового цвета.

Амфиболиты, драгированные в северной части хр. Ширшова и изученные в настоящей работе представлены образцами DR112-х и DR114-7. Образец DR114-7 представлен сланцеватой породой темно-зеленого цвета, обладающей гранонематобластовой структурой (рис. 3а) и сложенной высокоглиноземистым амфиболом, актинолитом, глаукофаном, альбитом, плагиоклазом андезин-лабрадорного состава (47–56An%), эпидотом, хлоритом и сфеном. Высокоглиноземистый амфибол в обр. DR114-7, как и в случае обр. DR45-30, пред-

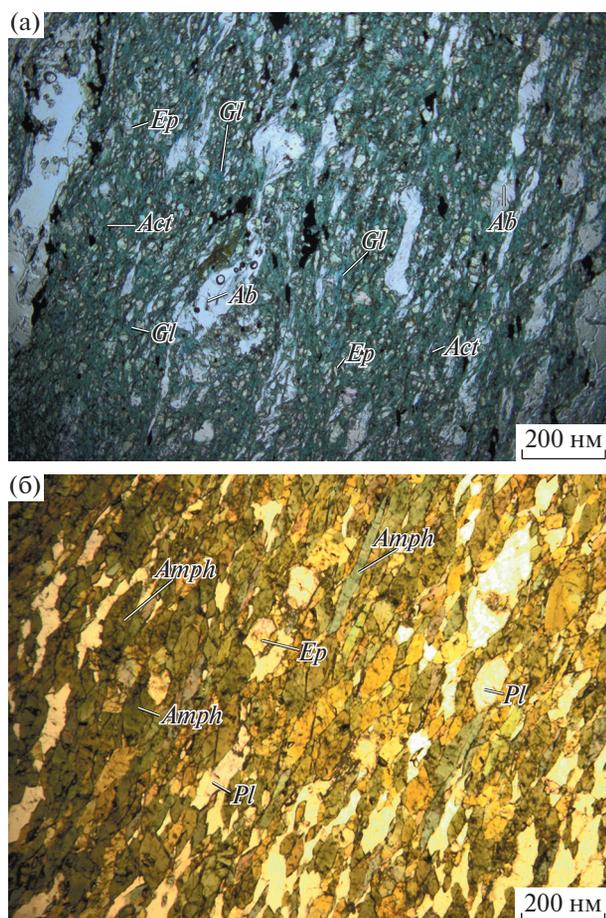


Рис. 3. Микрофотографии в проходящем свете прозрачных шлифов амфиболитов хр. Ширшова – обр. DR114-7 (а) и хр. Стелмейт – обр. DR45-30 (б). *Ab* – альбит, *Act* – актинолит, *Amph* – амфибол, *Ep* – эпидот, *Gl* – глаукофан, *Pl* – плагиоклаз.

ставлен эденитом. Амфибол эденитового состава находится в регрессивных соотношениях с актинолитом. Плагиоклаз, близкий по составу к лабрадору, присутствует в породе в виде редких сильно измененных корродированных зерен и, очевидно, является реликтовой фазой в изученном образце. Плагиоклаз такого состава мог быть унаследован амфиболитами из plutonic пород кумулятивного происхождения, широко распространенных в районах опробования хр. Ширшова. Глаукофан присутствует в породе в виде удлиненных кристаллов голубовато-синего цвета, ориентированных согласно сланцеватости (рис. 3а). По составу он близок к глаукофану из метабазитов голубосланцевой фации, ассоциирующих в палеоколлизийных зонах с офиолитовыми комплексами (см. например, Liou et al., 1975). Хлорит в глаукофан-содержащих амфиболитах ст. DR114-7 представлен рипидолитом.

Ранее, во время проведения 29-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев”, в точке с теми же координатами, что и расположенная к северо-северо-востоку от ст. DR-114 станция DR-112, на ст. 2582 были драгированы амфиболиты, идентичные в петрографическом отношении к амфиболитам из обр. DR112-х. Эти породы сложены роговой обманкой паргасит-эденитового ряда, альбитом, эпидотом (близким по составу к цоизиту), сфеном, хлоритом и кварцем (Силантьев и др., 1985). На находившейся вблизи от станции 2582 станции 2583 драгированы амфиболовые сланцы, обладающие ярко-выраженной сланцеватой текстурой и фибробластовой структурой. В этих породах, также как и в амфиболитах, представленных обр. DR114-7, отсутствуют реликты структур и минералов, позволяющие судить о природе протолита этих амфиболитов. На поверхности большей части полученных на этой станции образцов хорошо сохранились зеркала скольжения. Породы сложены амфиболом, плагиоклазом, эпидотом, и редкими сфеном и кварцем. Амфибол варьирует по составу от актинолита до паргасит-эденитовой роговой обманки. Плагиоклаз представлен преимущественно альбитом.

Перечисленные выше текстурные и минералогические признаки, характерные для амфиболитов, драгированных на хребтах Стелмейт и Ширшова, как уже упоминалось, в петрографическом отношении очень напоминают микроплойчатые амфиболиты, характерные для так называемых “subophiolitic sole” (офиолитовая подошва) и являющиеся продуктом субдукционного метаморфизма.

О составе изученных пород можно судить по данным, приведенным в табл. 3. Поскольку реликтов структурных признаков, позволяющих идентифицировать природу протолита этих пород, не сохранилось, при интерпретации его происхождения были использованы индикаторные геохимические параметры, наиболее устойчивые к процессам метаморфизма. Приведенные в таблице 3 данные свидетельствуют, о том, что изученные амфиболиты хр. Стелмейт и Ширшова характеризуются различиям в содержании главных элементов. Характер распределения главных элементов в амфиболитах хр. Стелмейт соответствует такому в N-MORB, в то время как вариации содержания главных элементов в обр. DR112-х очень близки к наблюдаемым в кумулятивных габброидах и пироксенитах и обнаруживает те же параметры состава, что и драгированные на той же станции пироксениты (см. Силантьев и др., 2018). Согласно существующим представлениям (Bartley, 1986; Ghatak et al., 2012; Xiao et al., 2013), при метаморфизме базитов большинство редких элементов в широком диапазоне *P-T* условий ведут себя инертно, в то время как некоторые крупно-ионные и литофильные элементы (Ba, Pb, La, U, Sr) характеризуются подвижным поведением. Для оценки геохимической природы протолита изученных пород были рассмотрены наблюдаемые в

Таблица 2. Состав породообразующих минералов в амфиболитах хребтов Стелмейт и Ширшова (мас. %)

Компоненты	Образец (хр. Стелмейт)									
	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30	DR45-30
SiO ₂	46.09	45.37	45.46	45.25	45.37	56.51	55.62	37.82	38.02	30.86
TiO ₂	0.46	0.43	0.45	0.40	0.42	nd	0.01	0.15	0.16	37.62
Al ₂ O ₃	10.02	11.58	11.07	10.92	11.35	27.31	27.68	26.16	26.38	0.91
Cr ₂ O ₃	0.06	0.21	0.28	0.07	0.09	nd	0.01	0.01	0.13	0.09
FeO*	13.59	13.77	13.84	13.87	14.14	0.20	0.14	8.26	8.03	0.43
MnO	0.25	0.24	0.30	0.26	0.20	0.01	nd	0.16	0.14	0.05
MgO	12.42	11.55	11.97	11.88	12.00	0.01	nd	0.05	0.04	0.00
CaO	11.78	11.63	11.69	11.55	11.48	8.82	9.32	22.54	22.79	28.19
Na ₂ O	1.25	1.40	1.30	1.26	1.25	6.67	6.22	0.02	nd	0.03
K ₂ O	0.11	0.13	0.12	0.14	0.13	0.03	0.04	nd	nd	nd
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	nd	nd	nd	nd	nd
Сумма	96.12	96.42	96.5	95.63	96.52	99.58	99.04	95.18	95.70	98.19
Фаза	Ed	Ed	Ed	Ed	Ed	Pl	Pl	Ep	Ep	Sph
Компоненты	Образец (хр. Ширшова)									
	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7			
SiO ₂	45.50	54.95	54.96	53.31	68.63	67.6	56.42			
TiO ₂	0.43	0.04	0.01	nd	nd	nd	nd			
Al ₂ O ₃	11.01	5.03	0.99	1.53	19.85	19.54	28.93			
Cr ₂ O ₃	0.10	nd	0.04	0.04	0.01	nd	0.02			
FeO*	14.22	16.74	13.67	15.42	0.07	0.04	0.09			
MnO	0.27	0.14	0.28	0.32	0.01	0.01	nd			
MgO	12.81	10.33	15.02	13.79	0.02	nd	nd			
CaO	12.02	2.50	10.57	9.67	0.05	0.09	10.00			
Na ₂ O	1.41	6.03	1.31	1.72	12.24	12.06	6.20			
K ₂ O	0.13	0.02	0.05	0.06	0.04	0.05	0.02			
Cl	nd	nd	0.01	0.02	0.02	nd	nd			
Сумма	97.89	95.79	96.93	95.90	100.97	99.40	101.69			
Фаза	Ed	Gl	Act	Act	Ab	Ab	Pl			
Компоненты	Образец (хр. Ширшова)									
	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7	DR114-7				
SiO ₂	56.90	36.99	36.93	30.12	26.83	25.73				
TiO ₂	nd	0.14	0.20	36.46	0.05	0.01				
Al ₂ O ₃	29.52	21.90	21.82	0.77	18.29	18.02				
Cr ₂ O ₃	0.01	0.08	0.03	0.07	0.03	0.02				
FeO*	0.08	13.15	12.88	0.78	22.94	24.11				
MnO	0.02	0.34	0.30	0.07	0.48	0.46				
MgO	nd	nd	nd	nd	17.08	16.8				
CaO	9.98	22.16	22.00	27.05	0.16	0.11				
Na ₂ O	4.77	0.02	0.02	0.04	0.05	0.10				
K ₂ O	0.04	nd	0.01	0.01	0.03	nd				
Cl	nd	0.03	nd	0.01	nd	0.06				
Сумма	101.35	94.80	94.21	95.44	85.95	85.49				
Фаза	Pl	Ep	Ep	Sph	Chl	Chl				

Примечания. FeO* – определено как FeO; nd – компонент не определялся. Обозначения фаз: *Ab* – альбит, *Act* – актинолит, *Chl* – хлорит, *Ed* – эденит, *Ep* – эпидот, *Gl* – глаукофан, *Pl* – плагиоклаз, *Sph* – сфен.

них вариации содержания Y, Zr, Nb, Th, Sr и характер распределения РЗЭ. На рис. 4 сопоставлены вариации содержания Y и величины отношения Sr/Y в амфиболитах и в ассоциирующих с ними вулканических и субвулканических породах, а

также в продуктах вулканизма Алеутской островной дуги и в MORB Восточно-Тихоокеанского Поднятия. В указанных координатах точки состава амфиболитов хребтов Стелмейт и Ширшова лежат в поле базальтов Восточно-Тихооке-

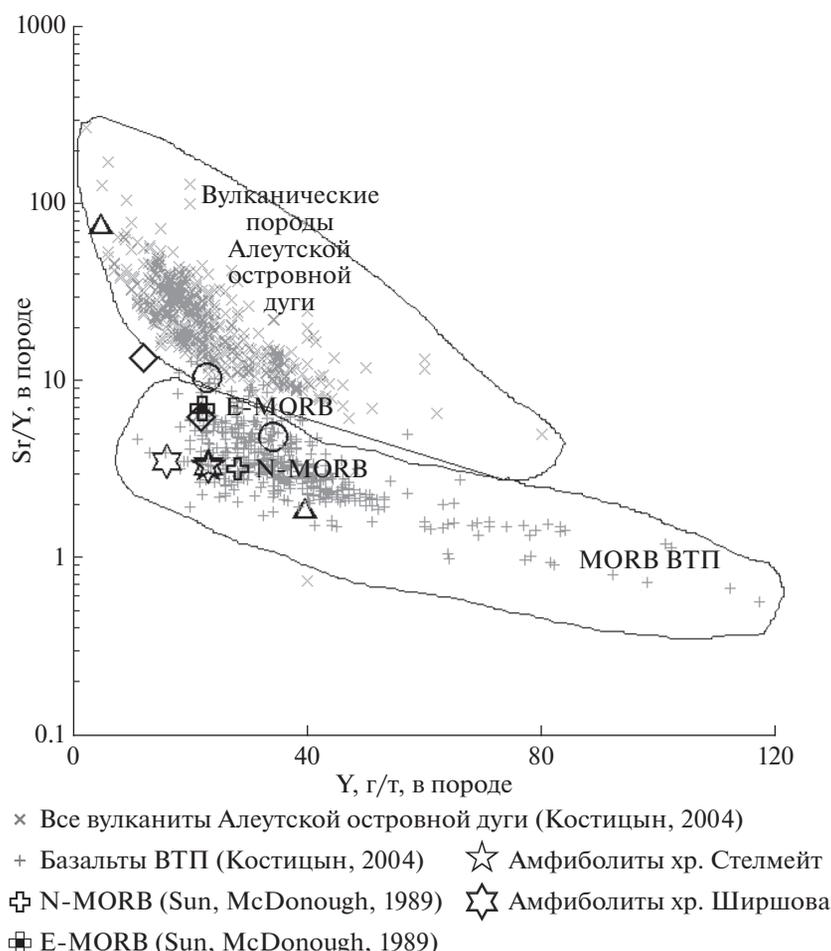


Рис. 4. Вариации содержания Y и величины отношения Sr/Y в островодужных базальтах и базальтах Восточно-Тихоокеанского Поднятия (приведены по Костицын, 2004) и точки состава амфиболитов хребтов Стелмейт (звездочка) и Ширшова (шестиконечная звездочка). Показаны также составы ассоциирующих с амфиболитами пород: диабазов хр. Ширшова (треугольники) и базальтов хребта Стелмейт (не заливные кружки – ст. DR-45; не заливные ромбы – ст. DR-47). Состав N-MORB и E-MORB приведен по (Sun, McDonough, 1989).

анского Поднятия вблизи точки состава типичного N-MORB. Характер распределения Y и Sr в изученных образцах позволяет предполагать генетическую связь протолита обр. DR45-30 с базальтами, драгированными в северо-западном сегменте хр. Стелмейт (ст. DR-45 и DR-47), а обр. DR112-х, драгированного на хр. Ширшова – с субвулканическими породами ст. DR-112. Рис. 4 наглядно демонстрирует магматическую природу протолита амфиболитов, представленных образцами DR45-30 и DR112-х. Изученные породы обнаруживают значимые различия по содержанию Zr и величине отношения Zr/Y (рис. 5), согласно которым амфиболиты хр. Ширшова близки по составу к представителям островодужных магматических серий, а амфиболиты хр. Стелмейт – к типичным MORB.

Характер распределения содержания P3Э в амфиболитах хр. Ширшова позволяет достаточно уверенно предполагать генетическое родство их протолита с субвулканическими и плутонически-

ми породами, относящимися к мафит-ультрамафитовой ассоциации, описанной здесь ранее (Силантьев и др., 2018). В пользу этого предположения свидетельствует рис. 6а, на котором видно сходство спектра распределения нормированных к хондриту содержаний P3Э в обр. DR112-х со спектрами, характерными для диабазов (DR112-13) или габброидов (DR112-23), драгированных на той же станции. Амфиболиты хр. Стелмейт, драгированные на ст. DR-45, обнаруживают картину распределения нормированных к хондриту содержаний P3Э, близкую к наблюдаемой в сланцах хр. Ширшова (рис. 6б). Судя по данным, приведенным в (Силантьев и др., 2018), породы мафит-ультрамафитовой ассоциации, драгированные на той же станции, что и эти амфиболиты, относятся к продуктам магматической эволюции двух различных в геохимическом отношении родительских расплавов: обогащенного (на рис. 6б: DR45-22, DR45-28 – базальты, DR45-9 – габбро, DR45-1 – ультрамафит) и деплетированного (на рис. 6б:

DR45-14 – габбро и DR45-2, DR45-5 – ультрамафиты). Очевидно, что протолит амфиболитов ст. DR-45 скорее всего относился к магматической ассоциации пород, связанных своим происхождением с деплетированным родительским расплавом (рис. 6б). Уровень содержания в РЗЭ и морфология их нормализованных к хондриту спектров, наблюдаемые в амфиболитах хребтов Стелмейт и Ширшова, позволяет относить протолит этих пород к продуктам эволюции деплетированных магматических расплавов толеитовой серии. Справедливость этого предположения демонстрирует диаграмма, предложенная Дж. Пирсом (Pearce, 2008), в координатах которой точка состава обр. DR45-30 располагается на тренде Nb/Y–Th/Y вариации составов базальтов Восточно-Тихоокеанского Поднятия, а DR112-х – вблизи нижней части тренда вариации состава пород толеитовой серии островных дуг (рис. 7).

В (Силантьев и др., 2019) было изучено поведение Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем в породах мафит-ультрамафитовых ассоциаций хребтов Ширшова и Стелмейт. Приведенные в этой работе данные позволили ее авторам прийти к заключению, что в формировании фундамента приокеанического склона Алеутского глубоководного желоба (ст. DR-45) принимали участие гетерогенные в геохимическом отношении источники магматизма. С одной стороны, драгированные здесь некоторые образцы габброидов и базальтов обнаруживают изотопно-геохимическую связь с деплетированным источником, соответствующим мантийному резервуару, продуцирующему MORB. С другой стороны, отдельные образцы вулканических и плутонических пород, отобранных на той же станции, обладают геохимическими признаками островодужного происхождения и в отношении изотопного состава Nd соответствуют типичным вулканитам Алеутской дуги. Кроме представителей двух указанных выше магматических серий в строении разреза литосферы в районе северо-западного окончания хр. Стелмейт возможно, участвуют породы, происхождение которых не связано с эволюцией расплавов, имеющих отношение к мантийными резервуарам океанического типа. Судя по изотопно-геохимическим данным, приведенным в (Силантьев и др., 2019), магматические породы, драгированные в северной части хр. Ширшова, в отличие от северо-западного сегмента хр. Стелмейт, были образованы при эволюции деплетированного магматического расплава, отделившегося при частичном плавлении однородного в изотопном отношении мантийного резервуара. Изотопный состав Nd в изученном образце амфиболитов подтверждает отмеченное выше родство протолита этих пород с продуктами частичного плавления деплетированного мантийного резервуара (DM), генерирующего N-MORB (рис. 8). Амфиболиты, представленные образцом DR112-х близки по изотопному составу к ас-

Таблица 3. Содержание главных, редкоземельных и некоторых редких элементов в амфиболитах хребтов Стелмейт (обр. DR45-30) и Ширшова (обр. DR112-х)

Компоненты	Образец	
	DR45-30	DR112-х
SiO ₂	48.19	51.61
TiO ₂	1.04	0.52
Al ₂ O ₃	13.30	4.19
FeO*	12.01	7.91
MnO	0.27	0.16
MgO	8.43	19.03
CaO	12.13	12.83
Na ₂ O	2.09	0.79
K ₂ O	0.09	0.09
P ₂ O ₅	0.07	0.05
S	0.01	0.01
ппп	0.87	1.75
Сумма	98.50	98.94
La	1.99	1.84
Ce	5.48	6.11
Pr	0.93	1.11
Nd	5.35	6.20
Sm	2.07	2.12
Eu	0.86	0.68
Gd	3.37	2.88
Tb	0.62	0.49
Dy	4.11	3.08
Ho	0.89	0.64
Er	2.59	1.83
Tm	0.37	0.26
Yb	2.37	1.70
Lu	0.36	0.27
Sr	76.80	56.40
Y	23.00	16.00
Zr	52.00	66.00
Nb	1.96	0.41
Th	0.15	0.06
U	0.05	0.06
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70345	0.70302
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51310	0.51315
εNd	9.0	9.9

Примечания. FeO* – все железо определено как FeO. Содержания главных элементов приведены в мас. %, редких – в г/т.

социрующим с ними диабазам и габбро, а обр. DR45-30 – к ассоциирующим габброидам. В обоих случаях диабазы и габбро обладают геохимическими метками супрасубдукционного магматизма (Силантьев и др., 2019). Сдвиг точек изотопного состава этих пород от состава DM в сторону увеличения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr может отражать влияние на протолит амфиболитов флюида морского происхождения. Возможность сохранности геохимических признаков измененного таким образом корового субстрата в процессе субдукционного метаморфизма была продемонстрирована в (Halama

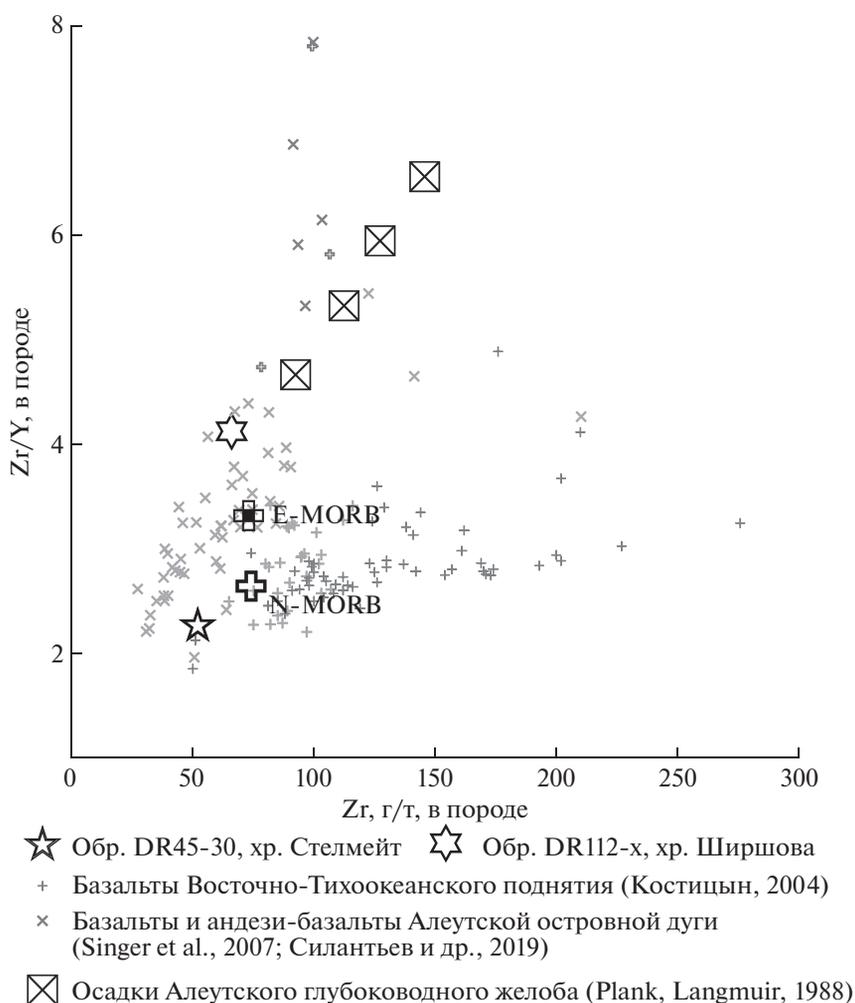


Рис. 5. Вариации содержания Zr и величины отношения Zr/Y в амфиболитах хребтов Стелмейт и Ширшова. Показаны также составы MORB Восточно-Тихоокеанского Поднятия, базальтов и андези-базальтов Алеутской островной дуги и глубоководных осадков Алеутского желоба. Состав N-MORB и E-MORB приведен по (Sun McDonough, 1989).

et al., 2011; Xiao et al., 2013) на примере поведения высоко-зарядных элементов группы (HFSE) и Sr при субдукции базальтов срединно-океанических хребтов.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Оценка условий метаморфизма амфиболов, драгированных в 249-ом рейсе НИС “Зонне”, была предпринята ранее в (Силантьев и др., 2018). В этой работе использованы экспериментальный амфибол-плаггиоклазовый геотермобарометр, предложенный в (Плюснина, 1983), амфиболовый геотермобарометр (Spearg, 1981), амфибол-плаггиоклазовый геотермометр (Holland, Blundy, 1994) и роговообманковый геобарометр (Schmidt, 1991). Полученные таким образом оценки *P-T* параметров метаморфизма для амфиболов, поднятых на станции DR-114 (хр. Ширшова), составили порядка 8 кбар и 450°C, а для амфиболов со ст. DR-45

(хр. Стелмейт) – 6.5 кбар и 650°C. Присутствие глаукофана в амфиболитах хр. Ширшова (обр. DR114-7) является независимым свидетельством высокого давления, которое сопутствовало образованию этих пород. Ассоциация глаукофана в изученном образце с актинолитом, альбитом, хлоритом и сфеном типична для метаморфических пород, включенных в офиолитовый меланж и относящихся к зональным субофиолитоовым комплексам. Эта минеральная ассоциация образуется в породах основного состава при давлении порядка 6–8 кбар (ниже изограды появления ассоциации жадеит + кварц) и температуре около 400–450°C (Myhill, 2011; Tsai et al., 2013). Для образцов амфиболовых сланцев, собранных много лет назад в 29-ом НИС “Дмитрий Менделеев” и драгированных на хр. Ширшова на станции 2582, практически в том же районе, что и обр. DR112-х, оценка условий метаморфизма приведена в (Силантьев и др., 1985). Для пород, поднятых на

ст. 2582 эти оценки составили 450° – 500° С и 8 кбар, а для сланцев, обнаруженных на ст. 2583 – 450° С и 7 кбар.

Согласно классификациям минеральных фаций субдукционного метаморфизма, приведенным в (Tsuji, 2002; Zheng et al., 2009), ассоциация $G1+Ab+Ep$, установленная в глаукофан-содержащих амфиболовых сланцах хр. Ширшова, свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих эпидот-голубосланцевой или голубосланцевой фациям. P - T параметры метаморфизма, отвечающих этим фациям, характерны для малых глубин зон субдукции. Наблюдаемые в том же образце хлорит и низко-глиноземистый актинолит указывают на регрессивное преобразование амфиболовых сланцев, представленных образцом DR114-7, в условиях зеленосланцевой фации. Эти условия могут отвечать регрессивному этапу субдукционного метаморфизма, связанному с эксгумацией глаукофан-содержащих амфиболовых сланцев. Принадлежность амфиболитов хр. Ширшова к продуктам субдукционного метаморфизма иллюстрирует рис. 9, из которого следует также сходство этих пород по условиям образования с субофиолитовыми амфиболитами из палеоколлизийных зон и их соответствие P - T градиентам, наблюдаемым в зонах субдукции.

P - T параметры образования амфиболитов, драгированных на северо-западном окончании хр. Стелмейт соответствуют условиям амфиболитовой фации, реализуемые обычно при региональном метаморфизме. Однако, и в метазахитах субофиолитовых подошв установлены P - T условия, отвечающие амфиболитовой и гранулитовой фациям: например, Пуэрто Кабелло, Венесуэла (Morgan, 1970); Агдаш, Севано-Акеринская зона, Малый Кавказ (Силантьев и др., 1986) и Бэй-оф-Айлендс, Ньюфаундленд, Канада (Dewey, Casey, 2013). Вместе с тем, нельзя исключать возможность того, что метаморфизм амфиболитов хр. Стелмейт, протекал по тектоническому сценарию, отличающимся от ответственного за образование амфиболитов хр. Ширшова. Это предположение, тем не менее, не влияет на очевидное отличие условий метаморфизма, оцененных для изученных амфиболитов, от P - T тренда океанического метаморфизма (рис. 9).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Приведенные выше данные о петрографических и геохимических особенностях амфиболитов, драгированных на хребтах Стелмейт и Ширшова, также как полученные оценки условий их метаморфизма, позволяют реконструировать возможную геодинамическую природу их протолита и особенности тектонического режима, сопутствовавшего метаморфизму этих пород. В петрографическом отношении изученные породы обнаруживают очевидное сходство с микроплочатыми ам-

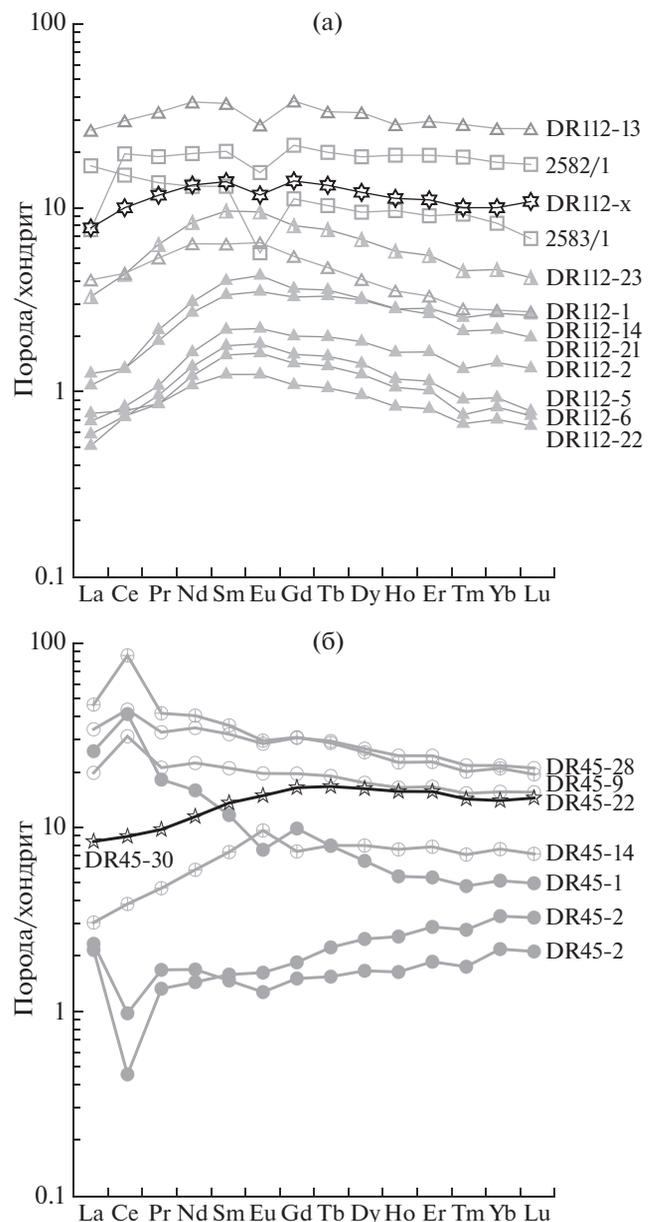


Рис. 6. Характер распределения содержания РЗЭ в изученных амфиболитах, нормированных к хондриту (по Sun, McDonough, 1989). Приведены также данные для пород станции DR -45: ультрамафиты (залитые кружки), габбро (кружки с крестиками), базальты (не залитые кружки); и станции DR-112: ультрамафиты (залитые треугольники), габбро (наполовину залитые треугольники), диабазы (не залитые треугольники).

фиболитами, характерными для “subophiolitic sole” (офиолитовая подошва). Это сходство тем более очевидно, если иметь в виду, что на тех же станциях драгирования были подняты породы, петрографическое разнообразие которых соответствует офиолитовому типу разреза палеоколлизийных зон, маркирующих конвергентные границы плит (рис. 10).

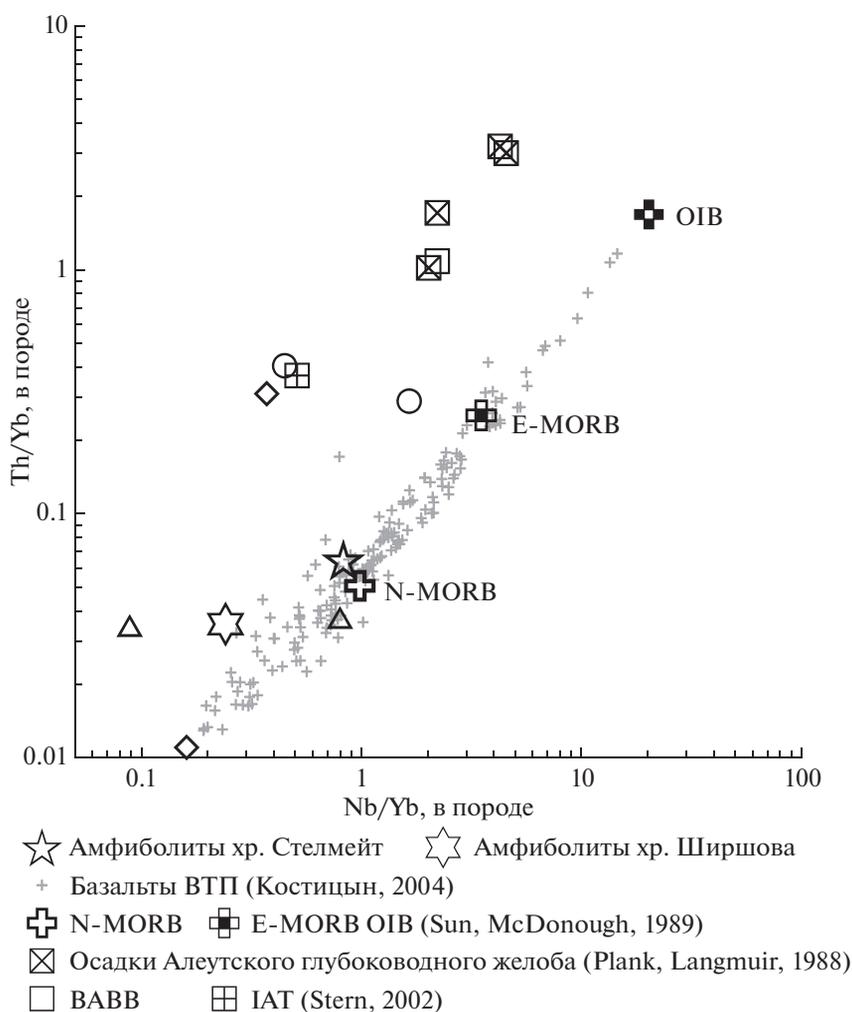


Рис. 7. Сопоставление характера вариации величины отношений Nb/Yb в Th/Yb в амфиболитах хребтов Стелмейт и Ширшова и в MORB Восточно-Тихоокеанского Поднятия, базальтах океанических островов (OIB), базальтах задуговых бассейнов (BABB), толеитах островных дуг (IAT), а также в глубоководных осадках Алеутского глубоководного желоба. Условные обозначения те же, что на рис. 4 и 5.

Природа протолита амфиболитов хребтов Стелмейт и Ширшова

Судя по характеру вариаций содержания редких элементов, наименее подвижных в процессах метаморфизма, протолит изученных амфиболитов был представлен изверженными породами основного состава, относящимися к толеитовой серии. Магматические породы такого состава могут быть образованы как в условиях океанической литосферы, так и при формировании комплексов пород островодужного происхождения. Величина ϵNd в изученных амфиболитах варьирует от 8.7 (обр. DR45-30) до 9.8 (обр. DR112-х) и указывает на принадлежность их протолита к производным магматизма, связанным с деплетированным мантийным резервуаром. Особенно резко признак деплетированности мантийного источника проявлен в амфиболитах, драгированных на хр. Ширшова. В работе (Shervais et al., 2019) были изучены

базальты, образованные на начальных этапах образования Идзу-Бонинской островной дуги (так называемые “fore-arc basalt”). В цитируемой работе было предположено, что расплавы, родительские для этих “ранних” продуктов супрасубдукционного вулканизма, отделялись от мантийного источника более деплетированного, чем резервуар DM (деплетированная мантия), при плавлении которого образуются MORB. Возможным объяснением этого феномена может служить специфика состава мантийного клина, вещество которого вовлекается в процесс супрасубдукционного магматизма. Шмидт и Ягоуц предположили, что геохимическое разнообразие супрасубдукционных магматических серий не в малой степени определяется исходным составом мантийного клина, подверженного частичному плавлению, предшествующего воздействию на него вещества субдуцируемой плиты (Schmidt, Jagoutz, 2017).

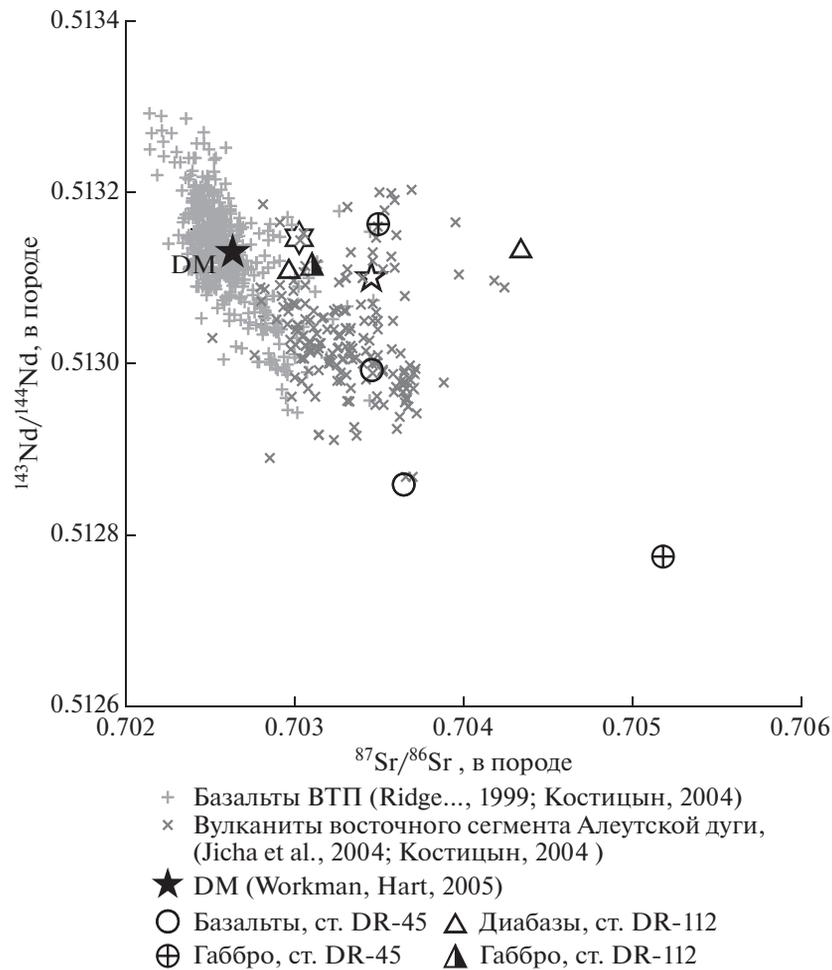


Рис. 8. Вариации величины изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в островодужных базальтах и базальтах Восточно-Тихоокеанского Поднятия и точки изотопного состава амфиболитов хребтов Стелмейт и Ширшова. Условные обозначения как на рис. 4 и 5. Состав деплетированной мантии (DM) приведен по (Workman, Hart, 2005).

Следует заметить, что ассоциирующие с амфиболитами хребта Ширшова диабазы и габброиды также обнаруживают связь с сильно деплетированным мантийным резервуаром и характеризуются величиной $\epsilon\text{Nd} = 9.6$ (обр. DR112-13). Таким образом, можно предполагать, что магматический протолит амфиболитов хр. Ширшова был сформирован при плавлении сильно деплетированного мантийного источника и, возможно, является продуктом супрасубдукционного магматизма.

Силантьев с соавторами (2019), интерпретируя характер ковариаций значений Sm/Nd и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах мафит-ультрамафитовой ассоциации хр. Стелмейт, предположили участие в их образовании различных в геохимическом отношении источников магматических расплавов. Ранее было показано, что породы, драгированные на ст. DR-45, судя по их изотопному составу, представлены производным двух различных родительских расплавов: обогащенного и деплетированного (Силантьев и др., 2019). Приведенные

выше данные свидетельствуют о том, что протолит амфиболитов хр. Стелмейт скорее всего относился к магматической ассоциации пород, связанных своим происхождением с деплетированным родительским расплавом. К этой ассоциации относятся также габброиды, которые были драгированы на той же станции и представлены обр. DR45-14 (рис. 6б), который обнаруживает, так же, как и обр. DR45-30, высокое значение ϵNd . Изотопный состав и характер распределения высокозарядных редких элементов в амфиболитах хр. Стелмейт позволяет предполагать, что протолит этих пород был представлен дериватом толеитового расплава, родительского для наиболее деплетированных разновидностей N-MORB.

Геодинамический режим метаморфизма амфиболитов хребтов Стелмейт и Ширшова

Оценки *P-T* режима метаморфизма изученных пород свидетельствуют о том, что протолит ам-

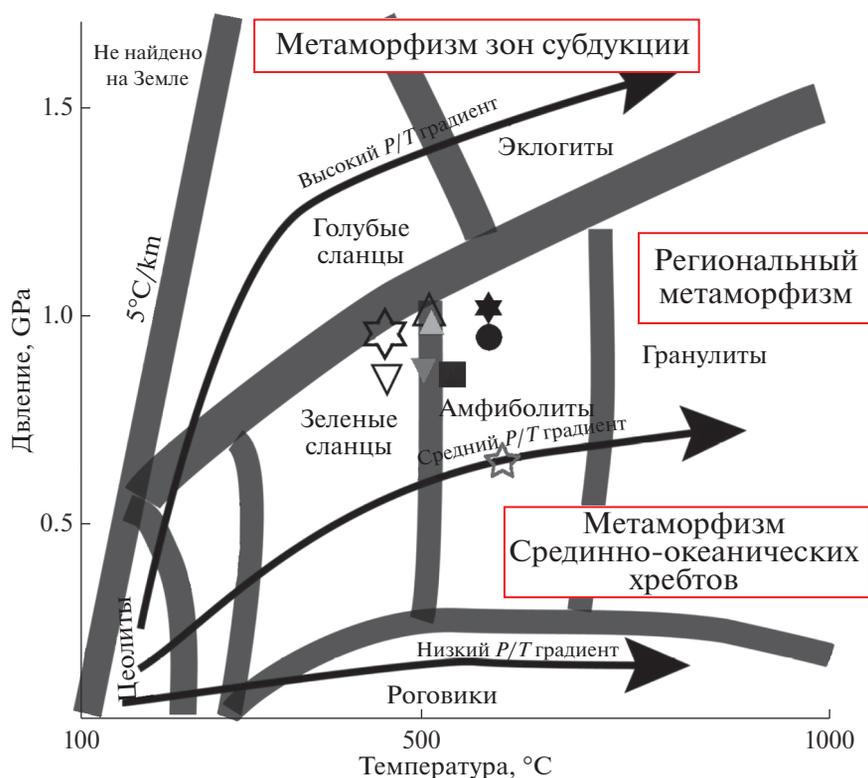


Рис. 9. *P-T* схема минеральных фаций метабазитов и их геодинамическая специализация (приведена по Penniston-Dorland, 2017). Хребт Стелмейт: обр. DR45-30 – не залитая звездочка. Хребт Ширшова: DR114-7 – шестиконечная звездочка; 2582-1 – не залитый треугольник, 2583-1 – перевернутый не залитый треугольник. Показаны также параметры метаморфизма, характерные для метабазитов метаморфических подошв различных офиолитовых комплексов: залитый кружок – комплекс Мамония, Кипр; залитый треугольник – комплекс Бэр-Бассит, Сирия (по Силантьев, 1993); залитая шестиконечная звездочка – Эвбея, Греция (Spray, Roddick, 1980); залитый перевернутый треугольник – Семаил, Оман (Lippard, 1983); залитый квадрат – Сонг Ма, Вьетнам (Zhang et al., 2013).

фиболитов хр. Ширшова испытал метаморфическое перерождение в зоне субдукции. С меньшей уверенностью можно допускать, что тот же геодинамический сценарий сопутствовал метаморфизму амфиболитов хр. Стелмейт. Следует заметить, что практически во всех изученных образцах серпентинитов, отобранных на обеих станциях и ассоциирующих с амфиболитами, отмечены структурные и текстурные проявления тектонических деформаций, которым они были подвержены. Это обстоятельство может свидетельствовать об общей истории тектонической эволюции этих пород. Эксгумация высокобарических метаморфических пород субдукционного происхождения, по существующим представлениям (например, Gerya et al., 2002; Guillot et al., 2009; Phillips et al., 2015), связана с перестройкой зоны субдукции, во время которой происходит ослабление (деструкция) субдукционного канала и расслоение субдуцируемой плиты на два главных блока: подвергающегося подъему к поверхности (эксгумации) и остающегося в зоне субдукции. Согласно классификации зон субдукции, предложенной в (Guillot et al., 2009), полученные в настоящей ра-

боте и представленные в (Силантьев и др., 2018) данные позволяют относить амфиболиты хребта Ширшова и, возможно, хр. Стелмейт к продуктам высокобарического метаморфизма, связанным с “зонами субдукции серпентинитового типа”. Некоторые авторы предполагают, что в таких зонах субдукции высокобарические метаморфиты испытывают подъем к поверхности вдоль “серпентинитовых каналов”, мощность которых может достигать 10 км (например, Guillot et al., 2009). По этому сценарию серпентиниты присутствуют как в разрезе субдуцируемой океанической плиты в виде абиссальных перидотитов, так и в строении гидратированного мантийного клина. Скорость подъема продуктов высокобарического метаморфизма в “серпентинитовых каналах” невысокая, а их “всплывание” обеспечивается низкой вязкостью серпентинитов. Если эта модель применима к интерпретации геодинамической обстановки формирования глаукофан-содержащих амфиболитов хр. Ширшова, следует считать, что эти породы были эксгумированы с глубин порядка 24 км и при своем подъеме вдоль субдукционного канала испытали перекристаллизацию в условиях зеле-

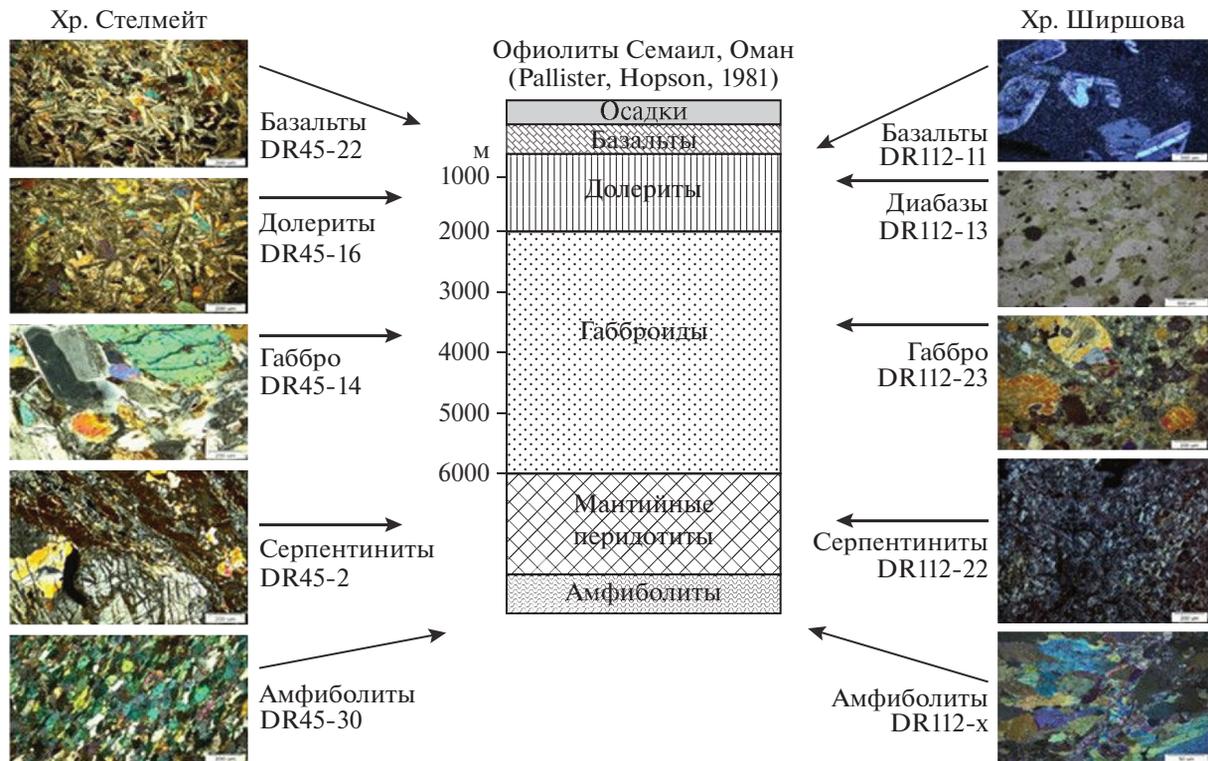


Рис. 10. Сопоставление петрографических типов пород, драгированных на станциях DR-45 (хр. Стелмейт) и DR-112 (хр. Ши́ршова), с разрезом типичного офиолитового комплекса Семаил, Оман (строение офиолитового разреза приведено по Pallister, Hopson, 1981).

носланцевой фации. Мафит-ультрамафитовый комплекс, ассоциирующий с этими амфиболитами, как было показано в (Силантьев и др., 2018), имеет супрасубдукционное происхождение и в рамках существующих представлений о происхождении субофиолитовых метаморфических подошв (например, Cowan et al., 2014; Phillips et al., 2015) был тектонически совмещен с эксгумированными глаукофан-содержащими амфиболитами над отмершей зоной субдукции. Как уже было отмечено выше, расположение высокobarических метаморфических пород в базальной части офиолитового разреза может объясняться сдвиговым перемещением пластины, сложенной этими породами, вдоль поверхности субдуцируемого слэба по механизму, предложенному в (Gerya et al., 2002).

Метаморфические породы, близкие по составу протолита и *P-T* условиям образования к изученным в настоящей работе породам, участвуют в строении многих разновозрастных офиолитовых комплексов Земного шара в виде субофиолитовых ореолов, например: Мамония, Кипр (83–90 млн лет); Бэр-Бассит, Сирия (85–95 млн лет); Семаил, Оман (75–90 млн лет); Сонг Ма, Вьетнам (230 млн лет); Эвбея, Греция (147–159 млн лет) (Spray, Roddick., 1980; Lippard, 1983; Силантьев, 1993; Zhang et al., 2013). В строении субофиолито-

вых высокobarических метаморфических ореолов, связанных с перечисленными выше офиолитовыми комплексами, принимают участие породы, не только магматического, но и осадочного происхождения (например, комплекс Мамония на Кипре и комплекс Бассит в Сирии (Силантьев, 1993)). Следует заметить, что высокobarические амфиболиты, протолит которых был представлен осадочными породами, присутствуют также и в северной части хр. Ши́ршова, в районе станции драгирования 2583 29-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” (Силантьев и др., 1985). Эти породы, судя по приведенным выше данным, ассоциируют с изофациальными с ними амфиболовыми сланцами, развитыми по магматическому протолиту, и драгированным на ст. DR-112 249-го рейса НИС “Зонне”.

К настоящему времени имеется гораздо меньше упоминаний о присутствии высокobarических метабазитов на современных конвергентных границах плит. В ходе проведения глубоководного бурения в акватории Идзу-Бонинской островной дуги, в районе Марианского пред-дугового бассейна (195 рейс бурового судна “JOIDES Резолюшн”), в керне скв. 1200 были подняты фрагменты амфиболовых сланцев, состоящих из глаукофана, эпидота и пумпеллиита; амфибола, хорита и талька; амфибола, альбита, эпидота и сфена

(Pabst et al., 2012). Обломки этих metabазитов были включены в матрицу, сложенную серпентинитовыми илами. Минеральный парагенезис глаукофан-содержащих амфиболовых сланцев, обнаруженных в этом районе Тихого океана, соответствует условиям голубосланцевой фации метаморфизма. Авторы цитируемой работы полагают, что изученные ими породы были образованы в зоне субдукции на границе мантийного клина и поверхности субдуцируемого слэба на глубине порядка 27 км (9 кбар).

Геодинамическая интерпретация происхождения амфиболитов северо-западного окончания хр. Стелмейт не так очевидна, как в случае глаукофан-содержащих амфиболитов хр. Ширшова. В пользу субдукционного происхождения этих пород свидетельствует, главным образом, их ассоциация с мафит-ультрамафитовым комплексом офиолитового типа (рис. 10). Однако, даже в пределах ложа современных океанических бассейнов могут быть реализованы тектонические события, приводящие к образованию амфиболовых сланцев, близких в петрографическом отношении к амфиболовым сланцам, представленным образцом DR45-30. В (Силантьев и др., 1987) были представлены данные о микроплоччатых амфиболитах, драгированных в южном борту разлома Хейзен, относящегося к гигантской разломной зоне Элтанин, расположенной в юго-восточном секторе Тихого океана. В цитируемой работе был сделан вывод, что амфиболиты разлома Хейзен были образованы в результате косо го сдвига вдоль разломной зоны, который привел к надвиганию друг на друга двух блоков океанической литосферы. Эти породы сложены актинолитом переменной глиноземистости, плагиоклазом (альбит — олигоклаз), эпидотом и хлоритом и были образованы при температуре 450–550°C при давлении порядка 2 кбар (Силантьев и др., 1987). Однако, надвиговому сценарию противоречит очевидное отличие амфиболитов хр. Стелмейт от “внутри-океанических” амфиболитов разлома Хейзен по барическому режиму (6.5 и 2 кбар, соответственно) и происхождение ассоциирующих с ними пород, которые относятся к продуктам супрасубдукционного магматизма. Если принимать субдукционное происхождение амфиболитов хр. Стелмейт, следует предполагать, что их метаморфизм протекал в условиях более “горячего” геотермического градиента, чем в случае амфиболитов хр. Ширшова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опираясь на приведенные выше сведения о роли высокобарических амфиболовых сланцев в процессах петрогенезиса на конвергентных границах плит, можно попытаться реконструировать геодинамическую позицию комплексов пород, включающих амфиболиты хребтов Ширшова и Сталемейт, в терминах “офиолитовой тектоники”.

Хребт Ширшова, по существующим представлениям является одним из геоструктурных элементов вулканической дуги мелового возраста, которая соседствовала с литосферой, подстилающей Алеутский бассейн (Scholl, 2007). Морфологические и географические особенности хр. Ширшова позволяют рассматривать его как один из фрагментов Олюторской дуги, существовавшей здесь в позднем мелу — палеоцене (Vaes et al., 2019). Протолит амфиболовых сланцев хр. Ширшова, как было показано выше, был представлен продуктами супрасубдукционного магматизма. Можно предполагать, что возраст протолита этих пород соответствовал возрасту задугового бассейна, связанного с Олюторской островной дугой, который, согласно (Vaes et al., 2019), составлял 85–60 млн лет. Метаморфическая трансформация протолита изученных амфиболитов, судя по *P-T* параметрам метаморфизма, протекала в зоне субдукции, которая, если принимать модель (Vaes et al., 2019), была связана с Олюторской дугой. Оценка возраста циркона, выделенного из амфиболитов хр. Ширшова, приведенная в работе (Сухов и др., 2011), составляет 73 ± 1.4 млн лет или 88 ± 3.4 и 126.5 ± 4.5 в отдельных редких зернах. Так как эти породы рассматриваются в настоящей работе как типичные представители метаморфического субофиолитового ореола, можно предполагать, что формирование мафит-ультрамафитового комплекса хр. Ширшова происходило не позднее 73 ± 1.4 млн лет тому назад. Исходя из тех же соображений, следует полагать, что эксгумация роговообманковых сланцев хр. Ширшова произошла позже указанного возраста. В работе (Vaes et al., 2019) указывается на то, что современное расстояние между обдуцированной на Камчатку Олюторской дугой и современным расположением хр. Ширшова составляет более 500 км (рис. 11). Те же авторы интерпретируют это обстоятельство и геофизические данные, полученные в Командорском бассейне, как свидетельство расщепления (splitting) Олюторской дуги на западный сегмент (обдуцированный на Камчатку) и восточный, представленный реликтом Олюторской дуги — хребтом Ширшова. Возраст этого события, связанного с началом задугового спрединга в Командорском бассейне, по (Vaes et al., 2019) составляет около 50 млн лет. Этому времени, в рамках той же модели, отвечает коллизия Олюторской дуги с Камчаткой и перескок зоны субдукции на юг, в Алеутский глубоководный желоб. Возможно, этому времени (55–50 млн лет, по Shapiro et al., 2008 и Vaes et al., 2019) соответствует также эксгумация амфиболитов хр. Ширшова.

Интерпретация геодинамической обстановки, сопутствующей образованию амфиболитов хр. Стелмейт, сталкивается с большими трудностями, так как обнаруженная на ст. DR-45 мафит-ультрамафитовая ассоциация пород, характерная

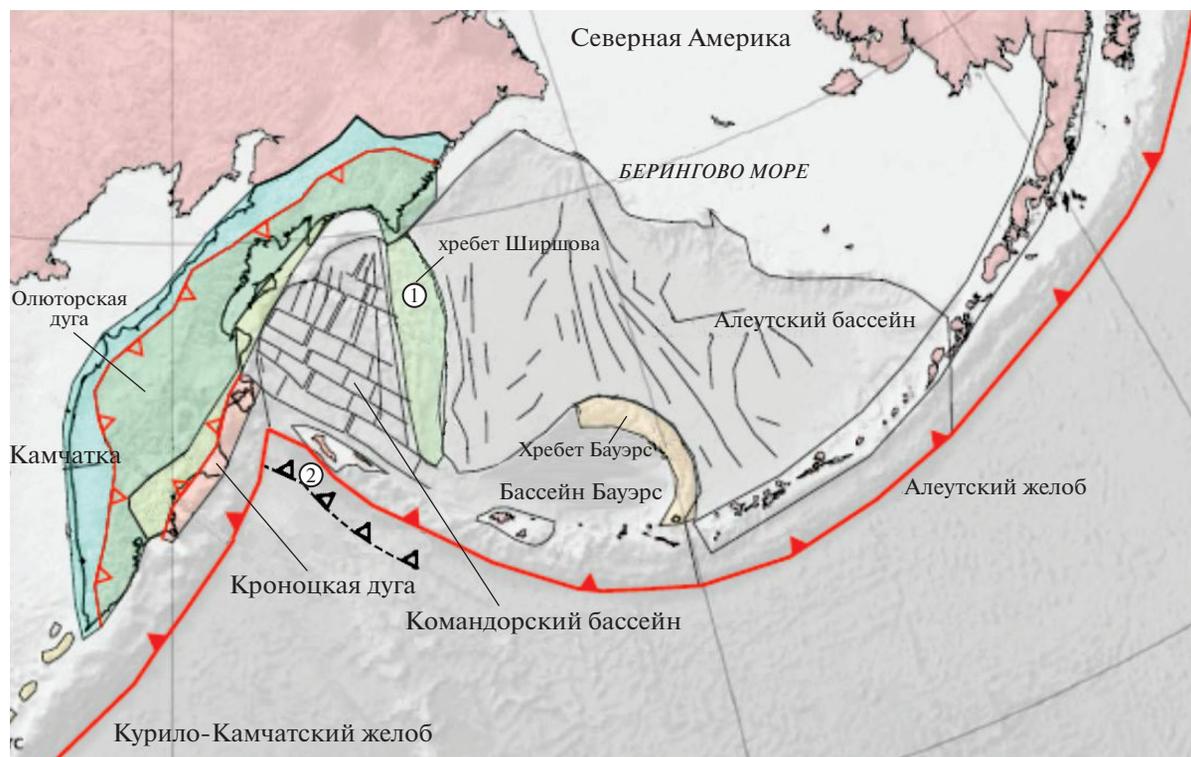


Рис. 11. Тектоническая карта-схема рассмотренного сектора северо-западной Пацифики, заимствованная из (Vaes et al., 2019) с небольшими добавлениями. Зеленым цветом (см. электронную версию) обозначены фрагменты Олюторской мел-палеогеновой дуги, обдуцированные на Камчатку и перемещенные в восточном направлении (хр. Ширшова) в результате ее расщепления в палеоцене. Сплошной красной линией с залитыми треугольниками обозначена современная зона субдукции. Зоны коллизии и отмершие зоны субдукции показаны красными и черными линиями с не залитыми треугольниками. Магнитные аномалии в Командорском и Алеутском бассейнах показаны тонкими черными линиями. Светло-бирюзовым цветом обозначен Срединный массив Камчатки. Черной пунктирной линией показано возможное положение 50–55 млн лет тому назад предполагаемой зоны субдукции, предшествующей современной субдукции в Алеутском глубоководном желобе. В кружках показаны районы опробования морского дна, в которых были получены амфиболиты: 1 – на хр. Ширшова, 2 – на хр. Стелмейт.

для офиолитовых комплексов палеоколлизонных зон, расположена в пределах северо-западного окончания хр. Стелмейт, который, по существующим представлениям, был образован при тектоническом взбросе блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома (Lonsdale, 1988). В работе (Силантьев и др., 2019) было показано, что офиолитовая ассоциация высокомагнезиальных магматических пород, обнаруженная на ст. DR-45, в петрографическом отношении напоминает плутонические породы, выносимые в виде ксенолитов к поверхности продуктами вулканизма Алеутской островной дуги. Это сходство позволило авторам цитируемой работы предполагать участие в строении океанического склона Алеутского глубоководного желоба фрагментов островодужного плутонического фундамента. Опираясь на существующие данные, следует допускать возможность образования мафит-ультрамафитовой ассоциации пород ст. DR-45 в результате супрасубдукционного магматизма. Протолит обнаруженных здесь амфиболитов, судя по его предполагаемому составу, мог в равной

степени относиться к продуктам супрасубдукционного магматизма или к представителям семейства N-MORB, слагающим тихоокеанскую литосферу. Из палеорекострукции процессов субдукции и задугового спрединга в Северо-Западной Пацифике, представленной в (Vaes et al., 2019), следует, что перескок активной зоны субдукции к Алеутскому глубоководному желобу произошел не позже 50 млн лет тому назад и привел к субдукции океанической литосферы возрастом 85–60 млн лет. В настоящее время литосфера этого возраста, согласно (Vaes et al., 2019), слагает фундамент Алеутского бассейна. В свете вышеприведенных данных, можно предполагать, что магматические породы мафит-ультрамафитовой ассоциации северо-западного сегмента хр. Стелмейт были образованы не позже 50 млн лет тому назад. Если допускать океаническое происхождение протолита амфиболитов, обнаруженных здесь, его возраст может составлять 85–60 млн лет. Интерпретация возраста и геодинамической природы метаморфизма этих пород по существующим данным не может считаться окончательной. Наиболее правдопо-

добным представляется происхождение этих амфиболитов в зоне субдукции, образованной около 55–50 млн лет тому назад и предшествующей современной Алеутской дуге. Это предположение подтверждается единственной оценкой возраста магматических пород, слагающих кристаллический фундамент хр. Стелмейт, которая приведена в (Краснова, 2014). В этой работе представлены результаты Rb–Sr датирования диорита, драгированного к юго-востоку от ст. DR-45 в восточной части осевой зоны хребта. Rb–Sr возраст этих диоритов составляет 62.5 ± 1.4 млн лет. Отмирание этой зоны субдукции, должно было сопровождаться перемещением на север Алеутской островной дуги, древнейшие оценки возраста которой составляют 46.2 ± 1.5 млн лет (Jisha et al., 2006). Согласно этому геодинамическому сценарию на месте старой зоны субдукции был образован офиолитовый разрез, состоящий из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации и амфиболитов (рис. 11). Однако, из-за отсутствия данных о возрасте амфиболитов хребта Стелмейт и ассоциирующих с ними пород мафит-ультрамафитовой ассоциации предлагаемый геодинамический сценарий бесспорно может служить предметом дискуссии.

Авторы выражают глубокую благодарность М.В. Портнягину, К. Хернле и Р. Вернеру за тесное сотрудничество в ходе проведения 249-го рейса НИС “Зонне”. Авторы также признательны рецензенту за ряд очень полезных замечаний, позволивших существенно улучшить содержание статьи и усовершенствовать содержащиеся в ней выводы. Рейс SO249 проводился в рамках проекта БЕРИНГ (2016 г.) при финансовой поддержке Министрства образования и науки ФРГ.

Настоящее исследование осуществлялось при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00001а и средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2019-0012 “Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Костицын Ю.А. (2004) Sm–Nd и Lu–Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология*. **12**(5), 451–466.
- Краснова Е.А. (2014) Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана /Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва – ГЕОХИ РАН. 26с.
- Плюснина Л.П. *Экспериментальное исследование метаморфизма базитов*. М: “Наука”. 1983, 157с.
- Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Шабыкова В.В., Краснова Е.А., Ермаков Я.Ю., Догадкин Д.Н., Жилкина А.В. (2019) Геодинамическая природа источников магматизма северо-западной акватории Тихого океана: интерпретация данных об изотопном составе Sr и Nd в породах северного сегмента хребта Стелмейт, котловины Ингенстрем и хребта Ширшова *Петрология*. **27**(6), 715–736.
- Силантьев С.А., Кубракова И.В., Портнягин М.В., Тютюнник О.А., Жилкина А.В., Грязнова А.С., Хернле К., Вернер Р. (2018) Ультрамафит-мафитовая ассоциация плутонических пород и роговообманковые сланцы хребтов Ширшова (Берингово море) и Стелмейт (северо-западная акватория Тихого океана): геодинамическая интерпретация геохимических данных *Петрология*. **26**(5), 511–534.
- Силантьев С.А., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Колесов Г.М. (1987) Геохимия и возможный генезис метабазитов разлома Хейзен и Марианского глубоководного желоба (Тихий океан) *ДАН*. **293**(3), 697–700.
- Силантьев С.А. *Метаморфизм океанической коры* 1994. Москва – ГИН РАН. 49 с.
- Силантьев С.А. (1993) Метаморфические комплексы восточного Средиземноморья: условия метаморфизма, типы протолита и геодинамическая обстановка формирования. *Петрология*. **3**(1), 24–36.
- Силантьев С.А., Закариадзе Г.С., Кононкова Н.Н. (1986) Метаморфические породы в офиолитах Севано-Акеринской зоне, Малый Кавказ. *Петрология*. **4**(2), 171–182.
- Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М. (1985) Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова, Берингово море. *Геохимия*. (12), 1694–1705.
- Сухов А.Н., Чехович В.Д., Ландер А.В., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н. (2011) Возраст фундамента хребта Ширшова (Берингово море): результаты датирования U–Pb методом циркона на микроанализаторе SHRIMP. *ДАН*. **439**(2), 233–239.
- Bartley J. (1986) Evaluation of REE mobility in low-grade metabasalts using mass-balance calculations. *Norsk Geologisk Tidsskrift, Oslo*. **66**, 145–152.
- Cowan R.J., Searl M.P., Waters D.J. (2014) Structure of the metamorphic sole to the Oman Ophiolite, Sumeini Window and Wadi Tayyin: implications for ophiolite obduction processes In: *Rollinson H.R., Searle M.P., Abbasi I.A., Al-Lazki A. & Al Kindi M.H. (eds). Tectonic Evolution of the Oman Mountains. Geological Society. London. Special Publications*. **392**, 155–175.
- Dewey J.F., Casey J.F. (2013) The sole of an ophiolite: the Ordovician Bay of Islands Complex, Newfoundland. *J. Geol. Soc. London*. **170**, 715–722.
- Halama R., John T., Petra Herms., Folkmar Hauff F., Schenk V. (2011) A stable (Li, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotope perspective on metasomatic processes in a subducting slab. *Chem. Geol.* **281**, 151–166.
- Hammarstrom J.M., Zen E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* **71**, 1297–1313.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**, 433–447.
- Gerya T., Stockhert B., Perchuk A. (2002) Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*. **21**(6), 1–19.
- Ghatak A., Basu A.R., Wakabayashi J. (2012) Element mobility in subduction metamorphism: Insight from metamorphic rocks of the Franciscan complex and Feather River ultramafic belt, California. *Int. Geology Review*. **54**, 654–685. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.567087>
- Guillot S., Hattori K., Agard P., Schwartz S., Vidal O. (2009) Exhumation Processes in Oceanic and Continental

- Subduction Contexts: A Review *In: S. Lallemand F. Funiciello (eds.), Subduction Zone Geodynamics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 175-205.
- Jicha B.R., Scholl D.W., Singer B.S., Yogodzinski G.M., Kay S.M. (2006) Revised age of Aleutian Island Arc formation implies high rate of magma production. *Geology*. **34**(8), 661.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., et al. (1997). Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.* **9**, 623-651.
- Lippard S.J. (1983) Cretaceous high pressure metamorphism in NE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement. *J. Geol. Society London*. **140**(1), 17-104.
- Liou J.G., Ho C.O., Yen T.P. (1975). Petrology of some Glaucofane Schists and Related Rocks from Taiwan. *J. Petrology*. **16**(1), 80-109.
- Lonsdale P. (1988). Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications. *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**, 733-754.
- Morgan B. (1970). Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *J. Petrology*. **11**, 101-145.
- Myhill R. (2011). Constraints on the evolution of the Mesohellenic Ophiolite from subophiolitic metamorphic rocks *In: Wakahyashi J., Dyleck Y. eds. Melanges: Processes of formation and societal significance: Geological Soc. America. Special Paper 480*, 75-94.
- Pabst S., Zack T., Savov I.P., Ludwig T., Rost D., Tonarini S., Vicenzi E.P. (2012). The fate of subducted oceanic slabs in the shallow mantle: Insights from boron isotopes and light element composition of metasomatized blueschists from the Mariana forearc. *Lithos*. 132-133, 162-179.
- Pallister J.S., Hopson C.A. (1981). Samail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and a Model of a Spreading Ridge Magma Chamber. *J. Geophys. Res.* **86** (B4), 2593-2644.
- Pearce J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100**, 14-48.
- Penniston-Dorland S. (2017). What we know about subduction zones from the metamorphic rock records. *sarah_penniston-dorland-cider_2017/seismo.berkeley.edu*
- Phillips G., Offler R., Rubatto D., Phillips D. (2015). High-pressure metamorphism in the southern New England Orogen: Implications for long-lived accretionary orogenesis in eastern Australia *AGU Publications. Tectonics*. **34**, 1-32.
- Plank P., Langmuir C.H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* **145**, 325-394.
- RIDGE Petrological Data Base. *LGEO*, 1999.
- Scholl D. W. (2007). Viewing the tectonic evolution of The Kamchatka-Aleutian (KAT) connection with an Alaska crustal extrusion perspective *In: Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*, 3-35.
- Schmidt M.W. (1991). Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*. **3**(1), 30.
- Schmidt M.W., Jagoutz O. (2017). The global systematics of primitive arc melts. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **18**, 2817-2854.
- Shapiro M.N., Solov'ev A.V., Hourigan J.K. (2008). Lateral structural variability in zone of eocene island-arc-continent collision, Kamchatka. *Geotectonics*. **42**, 469-487.
- Shervais J.W., Reagan M., Haugen E. et al. (2019). Magmatic Response to Subduction Initiation: Part 1. Fore-arc Basalts of the Izu-Bonin Arc From IODP Expedition 352. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **20**, 314-338
- Silantyev S.A. (2005). Amphibolites and Metasediments from Tectonic Blocks within the Serpentinite Melange *In: Geological Framework of the Levant. Eds V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F. Hirsch, C. Benjamins, A. Flexer*. 1. Cyprus and Syria. 86-98.
- Singer B.S., Jicha B.R., Leeman W.P., Rogers N.W., Thirlwall M.F., Ryan J.G., Nicolaysen K.E. (2007). Along-Strike Trace Element and Isotopic Variation in Aleutian Island Arc Basalt: Subduction Melts Sediments and Dehydrates Serpentine. *J. Geophys. Res.* **112**, 1-26.
- Spear F.S. (1981). Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* **77**(4), 355-364.
- Spray J.G., Roddick J.C. (1980). Petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **72**(1), 43-55.
- Stern R.J. (2002). Subduction Zone. *Reviews Geophysics*. **40**(4), 1-13.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec. Publ. London*. **42**, 313-345.
- Tsai C.-H., Y. Iizuka, W.G. Ernst. (2013). Diverse mineral compositions, textures, and metamorphic P-T conditions of the glaucophane-bearing rocks in the Tamayen melange, Yuli belt, eastern Taiwan. *J. Asian. Earth Sci.* **63**, 218-233.
- Tsujimori T. (2002). Prograde and Retrograde P-T Paths of the Late Paleozoic Glaucofane Eclogite from the Renge Metamorphic Belt, Hida Mountains, Southwestern Japan. *Int. Geology Review*. **44**, 797-818.
- Vaes B., van Hinsbergen D.J.J., Boschman L.M. (2019). Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2018TC005164>
- Workman R.K., Hart S.R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* **231**(1-2), 53-72.
- Xiao Y., Niu Y., Song S., Davidson J., Liu X. (2013). Elemental responses to subduction-zone metamorphism: Constraints from the North Qilian Mountain, NW China. *Lithos*. **160-161**, 55-67.
- Zhang R.Y., Lo C.-H., Chung S.-L., Grove M., Omori S., Iizuka Y., Liou J.G., Tri T.V. (2013). Origin and Tectonic Implication of Ophiolite and Eclogite in the Song Ma Suture Zone between the South China and Indochina Blocks. *J. Metamorphic Geol.* **31**, 49-62.
- Zheng Y.-F., Chen R.-X., Zhao Z.-F. (2009). Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. *Tectonophysics*. **475**, 327-358.