

ЯНКАНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ*

А.А. Сорокин *, С.И. Дриль **

*Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск

**Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

В пределах западной части Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса (Верхнее Приамурье) на основании геологических и петролого-геохимических данных выделен тектонически расчлененный одноименный офиолитовый комплекс среднепалеозойского(?) возраста. В его строении реставрируются следующие составные части: метаморфизованные перидотиты (апогарцбургитовые серпентиниты меланжа); кумулятивный полосчатый комплекс (серпентинизированные перидотиты, кумулятивные габброиды); комплекс однородных габброидов; дайковый и вулканогенно-осадочный комплексы. Среди метабазитов дайкового и вулканогенно-осадочного комплексов наибольшей распространенностью пользуются разновидности, близкие к типу ВАВВ, представленные в виде обломков в серпентинитовом меланже диабазитами дайкового комплекса, преобладающей частью метавулканитов джалиндинской свиты. Этот тип метавулканитов характеризуется низкими и умеренными содержаниями HFSE (в первую очередь – Nb) по сравнению с LILE и LREE. Незначительная часть метавулканитов джалиндинской свиты обнаруживает связь с внутриплитным источником магм типа OIB, а зеленокаменные породы шахтаунской толщ отвечают составам N-MORB. На основании проведенного петролого-геохимического анализа сделан вывод о формировании офиолитового комплекса в задуговом спрединговом бассейне.

В современном структурном плане рассмотренные ассоциации тектонически совмещены в составе аккреционного комплекса.

Ключевые слова: офиолиты, аккреционный комплекс, субдукция, террейн, Монголо-Охотский складчатый пояс, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из крупнейших структурных единиц юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы. Средне-, позднепалеозойские и мезозойские складчатые структуры пояса в настоящее время принято рассматривать в качестве реликтов одноименного палеоокеана [7,8,12,21 и др], сомкнувшегося в результате коллизии Сибирского континента с ансамблем континентальных блоков (Аргунским, Гонжинским, Мамынским, Буреинским), объединяемых некоторыми авторами в составе микроконтинента Амурия [8] или Амурского супертеррейна [22]. В современном структурном плане пояс представляет собой типичную межплитную (шовную) зону, состоящую из вытянутых вдоль его простирания лентовидных террейнов [22], которые ранее традиционно рассматривались в качестве структурно-формационных зон и подзон [3,4,9].

Устоявшейся схемы террейнового районирования Монголо-Охотского складчатого пояса в настоя-

щее время нет. Л.М. Парфенов с соавторами [22] предлагает выделять в составе пояса Хангай-Даурский, Агинский, Галамский, Унья-Бомский и Ульбанский террейны. Согласно этой схеме объекты данного исследования находятся в западной части Тукурингского фрагмента Агинского террейна или Тукуринграджагинского террейна, по [20, 38]. Авторы придерживаются более дробного варианта районирования [28], позволяющего в большей степени оперировать особенностями внутреннего строения выделяемых террейнов и возрастом слагающих их толщ. Рассматриваемый сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса выделяется нами в качестве Янканского террейна [28]. Границы его, в целом, соответствуют границам традиционно выделяемой Янкано-Тукурингской структурно-формационной зоны (или подзоны) [4]. Данный террейн характеризуется интенсивной складчатостью, широким проявлением зеленосланцевого динамометаморфизма, присутствием зон серпентинитового меланжа. Ширина выходов палеозойских образований, заключенных между обрамля-

*печатается в дискуссионном порядке

ющими континентальными блоками, не превышает 10–12 км, вплоть до их полного “выклинивания” на западе террейна. В такой тектонической ситуации петролого-геохимические исследования являются главным ключом к расшифровке первичного генезиса и палеогеодинамической интерпретации ассоциаций пород, слагающих террейн.

Проблема офиолитов восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса неоднократно затрагивалась в литературе [19, 21], однако без должного петролого-геохимического анализа. Исключение составляют лишь краткие публикации авторов данной статьи по результатам предварительных исследований [26–28, 31]. В настоящей работе впервые для восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса представлены результаты петролого-геохимических исследований, выполненных с использованием современных аналитических методов. Фактическую основу работы составляет коллекция из 140 образцов, характеризующих важнейшие структурно-геологические единицы офиолитовой ассоциации, в том числе, в 50 образцах проанализированы содержания широкого спектра элементов – редкоземельных (REE), высокозарядных (HFSE) – Nb, Zr, Hf, Ti, Y, крупноионных литофильных (LILE) – K, Rb, Ba, Sr с использованием прецизионных методов ИНАА и ICP-MS.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЯНКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

В пределах Янканского террейна одноименный офиолитовый комплекс выделен сравнительно недавно [26–28]. В его составе авторами объединяются гипербазиты и базиты, ранее традиционно включавшиеся в состав ранних фаз пиканского интрузивного комплекса, вулканогенные, кремнистые и терригенные образования джалиндинской свиты, зеленокаменные породы шахтаунской толщи. В современном структурном плане все члены офиолитового комплекса представлены разобщенными тектоническими блоками и пластинами (рис.1).

Метаморфизованные толщи, слагающие Янканский террейн, первоначально были выделены Н.Г. Судовиковым в “янканскую серию”. По существующим представлениям, разрез янканской серии имеет трехчленное строение: нижняя часть представлена вулканогенно-кремнисто-черносланцевой дрелинской свитой (1000 м) с пластами известняков; средняя часть – кремнисто-вулканогенной джалиндинской свитой (1400–1800 м), включающей также пласты известняков; верхняя часть – песчаниково-алевролитовыми крестовской и преображенской свитами (2000–3800 м) [4]. Обращает на себя внимание различие в фациальных особенностях пород, вмещенных в одном разрезе: глубоководных кремни-

стых и вулканических, с одной стороны, и мелководных терригенно-карбонатных, с другой. В связи с этим обстоятельством нельзя исключать и того, что эти свиты могут являться пакетом тектонически сближенных в современной структуре пластин, сложенных породами различных палеогеографических обстановок.

Возраст “янканской серии” первоначально считался позднепротерозойским–раннепалеозойским на основании находок онколитов и катаграфий. В настоящее время эти образования условно отнесены к среднему палеозою на основе сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса [4, 9, 17].

С вулканогенными и кремнистыми толщами “янканской серии” пространственно сопряжены пластинно- и линзообразные массивы, сложенные серпентинизированными ультрабазитами, метагабброидами и диабазами, традиционно относящимися к пиканскому комплексу (рис. 1) [3, 4, 17]. В настоящее время возраст этих образований условно определяется как средне-позднепалеозойский. Имеющиеся изотопные датировки, выполненные К-Ar методом, охватывают возрастную интервал 255–186 млн лет и, вероятно, омоложены наложенными процессами [17]. Складчатые дислокации палеозойских образований характеризуются исключительной интенсивностью и осложнены чешуйчатыми надвигами. Массивы ультрабазит-базитовой ассоциации вместе с вулканогенно-кремнистыми породами формируют единые складчатые формы [4, 17, 19, 21].

С юга распространение пород “янканской серии” ограничено Южно-Туруингским разломом, по которому они сопряжены с силурийско-девонскими терригенно-карбонатными палеошельфовыми образованиями Ольдойского террейна [38]. К зоне этого разлома пространственно тяготеют и выходы диорит-гранодиорит-гранитных интрузий позднепалеозойского возраста Урушинского комплекса (рис. 1) [4, 17].

С севера образования янканской серии по зонам разломов контактируют с блоком терригенно-карбонатных (бальдежакская толща) и вулканогенных (шахтаунская толща) пород. По материалам геологосъемочных работ эти образования слагают самостоятельный блок (пластину) и исключаются из янканской серии, поскольку характеризуются другим планом структурных дислокаций, а также меньшей степенью вторичных преобразований. Распространение последних с севера ограничено зоной Северо-Туруингского разлома, по которому древняя континентальная кора юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона надвинута на складчатые структуры Монголо-Охотского пояса (рис.1).

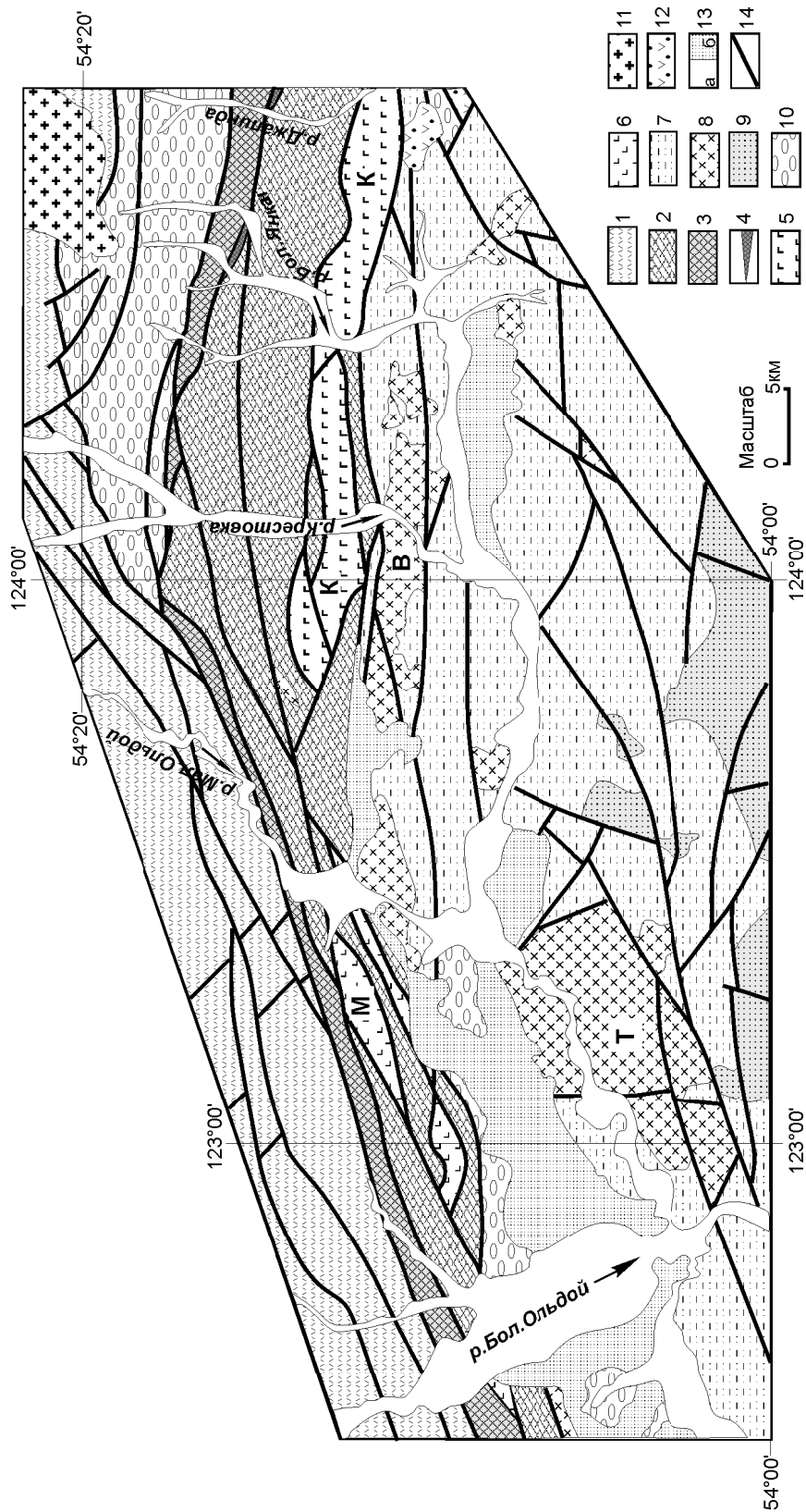


Рис.1. Схема основных геологических структур западной части Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления.

1 – глубоко метаморфизованные докембрийские образования южной окраины Сибирского кратона; 2–6 – палеозойские образования Янканского террейна; 2 – вулканогенные, кремнистые, терригенные образования «янканской серии» (дрелинская, джалдинская, крестовская, преобразованная свита); 3 – вулканогенные (шахтаунская толща) и терригенно-карбонатные образования (бальдежакская толща); 4 – серпентинитовый меланж, включающий обломки метаморфических гипербазитов и диабазов; 5 – метагабброиды полосчатого кумулятивного комплекса и комплекса однородных габбро офиолитов; 6 – диабазы предполагаемого дайкового комплекса офиолитов; 7 – силурийские, нижнедевонские, средне-верхнедевонские терригенно-карбонатные отложения Ольдойского террейна; 8 – диорит-гранодиорит-гранитные интрузии Урушинского комплекса позднепалеозойского возраста; 9 – средне-верхнеюрские молассовые отложения Верхнеамурского палеобассейна; 10 – средне-верхнеюрские молассовые отложения; 11 – раннемеловые гранитоиды; 12 – нижнемеловые андезиты; 13 – кайнозойские рыхлые отложения; 14 – четвертичные, 6 – неогеновые; 14 – разломы.

Названия массивов: В – Валиктинский, К – Крестовский, М – Мокчинский, Т – Тахтамыгдинский.

Схема составлена на основе фондовых материалов ФГУП «Амургеология» (А.В.Пилич и др., 1986, В.Ф.Лысенко и др. 1976), с изменениями авторов.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯНКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Метаморфические гипербазиты офиолитов представлены в зоне серпентинитового меланжа, которая имеет вид узкой линзовидной полосы субширотного простирания (рис. 1). Мощность зоны меняется от первых десятков метров до полного выклинивания. Меланж представляет собой прерывистую цепочку линзовидных и клиновидных тел, фрагментарно протягивающуюся от среднего течения р. Джалинда до верховьев р. Янкан более чем на 10 км. Сами тела сложены рассланцованными серпентинитами, содержащими обломки апогарцбургитов, диабазов, реже – ортопироксенитов, родингитов. Апогарцбургиты и апоортопироксениты представляют собой крупно- и гигантозернистые, полностью серпентинизированные породы. Последние, видимо, являются фрагментами жил, которые широко распространены среди метаморфических перидотитов офиолитов [10, 16, 25].

Горизонты офиолитового разреза, отвечающие комплексам кумулятивных полосчатых и однородных метагабброидов, слагают значительную часть Крестовского массива. Он имеет линзообразную в плане форму субширотного простирания шириной 2–4 км и протяженностью около 40 км от руч. Валикта на западе (бассейн р. Крестовки) до р. Джалинда на востоке (рис. 1). Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Наибольшим распространением среди метагабброидов Крестовского массива пользуются лейкократовые крупнозернистые до пегматоидных кумулятивные разности при резко подчиненном объеме мелкозернистых однородных пород. В пределах массива совместно с пегматоидными метагабброидами отмечаются единичные образцы серпентинизированных ультрабазитов с реликтами кумулятивных структур, характеризующихся резким идиоморфизмом псевдоморфоз серпентина по оливину по отношению к пироксену, выполняющему интерстиции между зернами первого. Плохая обнаженность района не позволяет обсуждать характер взаимоотношений кумулятивных и однородных метагабброидов, однако необходимо отметить, что в делювии, как правило, присутствуют обе разновидности пород.

Образования дайкового комплекса достоверно не установлены. Возможно, его фрагментами являются метабазиты Мокчинского массива, а также других сравнительно мелких массивов в междуречье Большого и Малого Ольдоя (рис. 1), сохранившие реликты диабазовых и габбро-офитовых структур.

Вулканогенно-осадочная часть офиолитов включает вулканогенные, кремнистые, в меньшей степени – терригенные отложения джалиндинской свиты. Породы претерпели зеленокаменные изменения и зеленосланцевый динамометаморфизм, в силу

чего реликты первичных структур сохраняются лишь в единичных случаях. Большинство этих пород характеризуются устойчивым минеральным парагенезисом: актинолит + эпидот + хлорит + магнетит + сфен ± кальцит ± альбит ± кварц. Аналогичные наложенные процессы проявлены и в обломках диабазов из зон серпентинитового меланжа.

Метавулканиты шахтаунской толщи не включаются нами в состав янканского офиолитового комплекса, тем не менее, они имеют важное значение для палеотектонических построений. Несмотря на то, что породы толщи зеленокаменно изменены, в них нередко наблюдаются реликты первичных структур. По фрагментам первичных минералов, характеру продуктов их замещения, структурным особенностям можно заключить, что первичные породы представлены пикритами, пикробазальтами, базальтами (афировыми, пироксен-, и плагиофировыми). Первичные рудные минералы представлены хромшпинелидами. В породах в том или ином количестве присутствует измененное вулканическое стекло вплоть до появления гиалобазальтовых разностей.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Прежде чем перейти к обсуждению петрогеохимических характеристик пород офиолитов, подчеркнем, что они могли быть подвержены метаморфизму, по крайней мере двух этапов. Первый из них – это преобразование состава пород новообразованной океанической коры в результате взаимодействия с холодной морской водой и растворами подводных гидротермальных систем; в этих процессах такие элементы как K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ca подвижны и могут существенно перераспределяться [11, 34]. Вторым этапом преобразования является эпизод регионального зеленосланцевого метаморфизма. Этот процесс может быть в целом изохимическим [23], но в определенных условиях в его результате щелочные элементы и кремнезем могут стать подвижными. Все это ограничивает возможности применения щелочных и щелочноземельных элементов при расшифровке генезиса пород, претерпевших многоэтапный метаморфизм. В то же время, элементы высокочargedной группы (HFSE) и редкие земли (REE) инертны в метаморфических процессах [24, 34, 42], что определяет целесообразность использования именно этих элементов в качестве наиболее надежных петрогенетических индикаторов.

Метаморфические ультрабазиты и перидотиты кумулятивного полосчатого комплекса. Породы первой группы представлены полностью серпентинизированными гарцбургитами и ортопироксенитами, химический состав которых представлен в табл. 1. По петрохимическим особенностям апогарцбургиты ян-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов Янканского офиолитового комплекса и шахтаунской толщи.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	40.39	37.14	33.01	37.50	49.98	50.17	38.80	48.41	47.66	48.02	48.97	49.06	48.60	47.34	42.66	53.71	48.63	50.33	46.82	42.33	46.82	45.11
TiO ₂	0.01	0.02	0.38	0.24	1.90	1.36	0.27	0.16	0.15	1.03	1.12	2.77	2.42	2.55	1.83	2.30	2.65	2.46	1.56	0.43	1.56	4.74
Al ₂ O ₃	0.62	1.44	7.09	15.54	13.60	14.77	5.50	22.92	23.44	17.09	16.40	13.23	13.59	14.22	16.05	13.09	15.89	14.22	14.82	9.05	14.82	12.08
Fe ₂ O ₃	7.31	11.95	13.05	4.44	14.33	10.59	10.47	1.39	3.74	8.76	8.62	8.11	4.21	4.50	8.18	3.71	14.17	3.09	4.90	10.57	4.90	7.43
FeO	-	-	-	1.31	-	-	-	1.72	-	-	-	5.93	6.47	10.15	7.18	7.90	-	9.88	8.44	-	8.44	9.51
MnO	0.13	0.13	0.41	0.157	0.22	0.16	0.18	0.06	0.06	0.14	0.15	0.26	0.22	0.26	0.21	0.21	0.24	0.21	0.21	0.14	0.21	0.54
MgO	38.78	36.89	34.14	8.53	5.91	7.69	32.35	5.89	6.28	9.07	8.34	5.65	6.57	6.13	6.41	4.10	4.33	6.42	6.56	23.42	6.56	5.39
CaO	0.01	0.01	0.01	26.98	8.14	7.97	1.11	13.42	13.02	9.48	10.57	8.11	11.06	8.49	12.74	8.07	4.14	4.57	10.50	7.91	10.50	8.88
Na ₂ O	0.01	0.02	0.04	<0.01	4.30	4.56	0.05	2.61	2.47	2.36	2.65	2.99	2.80	3.69	1.03	3.31	5.75	2.06	2.33	<0.20	2.33	2.29
K ₂ O	0.01	0.02	0.04	<0.01	0.12	0.11	0.05	0.69	0.13	1.07	0.65	0.53	0.19	0.32	0.20	0.20	0.91	1.42	0.14	0.03	0.14	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.16	0.11	0.03	0.02	0.02	0.09	0.11	0.31	0.22	0.26	0.13	0.22	0.35	0.23	0.14	0.03	0.14	0.42
пшп	12.75	12.33	11.84	3.51	1.63	2.44	11.31	2.52	3.06	2.94	2.43	2.7	2.13	0.93	2.51	2.30	3.12	4.00	2.74	6.20	2.74	2.64
Сумма	100.03	99.96	100.10	98.21	100.19	99.93	100.02	99.81	100.03	100.05	100.01	99.65	98.48	98.84	99.13	99.12	100.18	98.89	99.16	100.05	99.16	99.27
Li	-	-	-	8	8	17	-	17	-	24	10	6	7	9	18	19	22	38	7	-	7	10
Rb	0.07	0.42	0.23	4	-	3.18	2.81	20	-	28	5	4	6	4	4	4	12	26	0.40	0.6	0.90	12
Sr	0.76	2.16	1.37	43	130	487	9.06	310	240	160	250	190	159	230	380	387	230	65	16	23	175	3.50
Ba	1.7	6.9	2.1	-	14	101	56	200	200	230	230	71	50	250	200	-	330	620	26	8	19	38
La	0.09	0.30	0.73	1.1	3.6	5.35	1.43	2.7	2.3	5.9	11.5	7.75	5.28	12.0	12.0	9.65	27.0	22.0	0.80	0.53	4.70	17.20
Ce	0.10	0.53	2.04	6.9	13.0	17.39	4.76	4.8	3.6	15.0	29.0	27.1	16.4	26.0	23.0	25.4	43.0	43.0	2.50	1.34	11.70	47.50
Nd	0.08	0.22	2.94	3.7	13.0	18.26	2.86	2.1	3.0	8.2	11.5	19.86	12.50	27.0	20.0	19.00	28.0	33.0	3.20	1.88	9.90	34.50
Sm	0.01	0.07	1.57	0.96	4.7	6.90	1.04	1.0	0.9	3.7	4.40	7.06	5.56	6.60	6.90	6.10	7.70	9.8	1.40	0.89	3.10	9.00
Eu	0.03	0.03	0.58	0.42	1.30	2.64	0.33	0.51	0.57	0.86	1.3	2.74	2.15	1.60	1.20	2.17	2.50	2.3	0.54	0.38	1.14	2.74
Gd	0.02	0.05	2.99	0.73	6.8	9.39	1.39	0.96	0.8	4.9	5.8	11.3	7.47	6.9	6.0	6.99	5.9	9.3	2.10	1.71	4.00	9.60
Dy	-	0.01	4.58	0.80	6.3	11.52	1.72	1.0	0.5	4.7	5.1	-	6.4	5.2	-	5.0	6.3	2.60	2.22	4.40	8.40	
Ho	0.02	0.05	1.04	0.24	1.60	2.54	0.6	0.2	-	1.3	1.5	-	1.5	1.6	-	1.5	1.9	0.61	0.48	0.97	1.67	
Er	0.02	0.04	3.29	0.62	4.4	7.70	1.10	0.65	0.67	2.9	2.7	-	3.8	2.9	-	2.3	3.2	1.95	1.46	2.92	4.69	
Yb	0.03	0.06	3.46	0.58	3.1	7.95	1.15	0.59	0.56	2.3	2.6	6.23	4.76	3.4	2.4	4.45	1.8	2.9	1.88	1.39	2.73	3.94
Lu	0.01	0.01	0.56	0.11	0.62	1.20	0.18	-	0.1	0.3	0.5	0.95	0.74	0.37	0.50	0.62	0.28	0.36	0.28	0.20	0.40	0.54
Y	0.09	0.15	17.53	3.8	30	71.82	4.15	5.4	4.0	18	25.0	36	32	27	20	33	16	22	18.70	12.6	28.10	48.30
Zr	0.6	8	14	-	110	112	15	30	30	70	80	230	190	140	100	100	170	140	57	-	99	303
Hf	0.04	0.51	1.08	-	2.9	4.05	1.37	0.5	0.3	3.5	3.0	8.3	4.5	5.2	4.0	4.36	7.5	6.5	1.70	0.6	2.90	8.30
Nb	0.08	0.25	1.62	-	2.1	3.20	0.40	0.2	0.2	1.2	3.0	4.8	3.4	7.5	5.2	-	22.0	8.0	-	-	4.10	18.8
Co	100	100	71	<20	35	23	-	29	34	43	34	52	36	85	60	38	49	62	65	-	53	53
Ni	1900	2000	630	178	48	73	-	96	119	150	100	75	58	97	142	10	105	139	357	-	86	60
Sc	5	6	74	-	45	60	12	36	-	43	34	58	61	53	65	47	-	40	-	-	-	-
V	44	21	146	230	446	292	-	80	100	233	204	400	520	241	226	330	240	318	230	-	305	390
Cr	1600	2200	1060	486	87	160	-	1420	1330	470	390	138	248	142	195	66	80	163	652	-	102	97

Примечание. Концентрации петрогенных компонентов даны в мас. %, элементов – в г/т. Номера колонок (1–22) соответствуют следующим образцам: 1–6 – обломочный материал из зоны серпентинитового меланжа; 1 – апогардбургитовый серпентинит (образец Пк-18/1); 2 – апогардбургитовый серпентинит (образец Пк-18/2); 3 – апоортмоксенитовый серпентинит (образец Пк-18/8); 4 – родинит (образец С-29/1-16); 5 – диабаз (образец Пк-19/1); 6 – диабаз (образец Пк-19/2); 7–11 – Крестовский массив; 7 – апоеридотитовый серпентинит кумулятивного комплекса (Пк-24); 8 – метагаббро полосчатого кумулятивного комплекса (образец Пк-9-5); 9 – метагаббро полосчатого кумулятивного комплекса (образец Пк-8); 10 – метагаббро полосчатого кумулятивного комплекса (образец Пк-10); 11 – метагаббро полосчатого кумулятивного комплекса (образец Пк-10); 12–13 – Мокшанский массив; 12 – диабаз дайкового комплекса (образец С-72); 13 – диабаз дайкового комплекса (образец С-75); 14–18 – метавулканы джалинджикской свиты; 14 – метабазальт умеренно обогащенный (образец Пк-7/7); 15 – метабазальт умеренно обогащенный (образец Пк-7/9); 16 – метабазальт умеренно обогащенный (образец С-29); 17 – метабазальт умеренно обогащенный (образец Пк-6); 18 – метабазальт обогащенный (образец Пк-7/8); 19–22 – метавулканы шахтаунской толщи. 19 – гиадобазальт (образец С-61); 20 – метакрит (образец В-465-1); 21 – метабазальт (С-69); 22 – метаферробазальт (С-92-1).

канских офиолитов полностью сопоставимы с таковыми в эталонных офиолитовых комплексах [10, 16], характеризуясь высокой магнизиальностью, исчезающе малыми содержаниями легкоплавких “базаль-

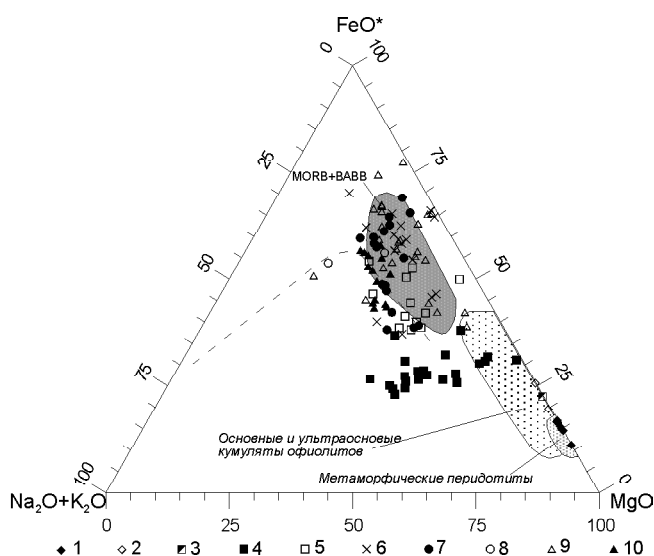


Рис.2. Диаграмма AFM для пород янканского офиолитового комплекса.

1 – апогарцбургитовые серпентиниты; 2 – апоортопироксенитовые серпентиниты; 3 – апоперидотитовые серпентиниты кумулятивного комплекса; 4 – полосчатые кумулятивные метагабброиды; 5 – однородные метагабброиды; 6 – диабазы дайкового комплекса (Мокчинского массива); 7 – метавулканы джалиндинской свиты умеренно обогащенные; 8 – метавулканы джалиндинской свиты обогащенные; 9 – метавулканы шахтаунской толщи; 10 – диабазы из зоны меланжа.

Поля ультраосновных и основных кумулятов, метаморфических перидотитов офиолитов даны по [10], поле MORB+BABB построено с учетом данных [1, 15, 32, 43].

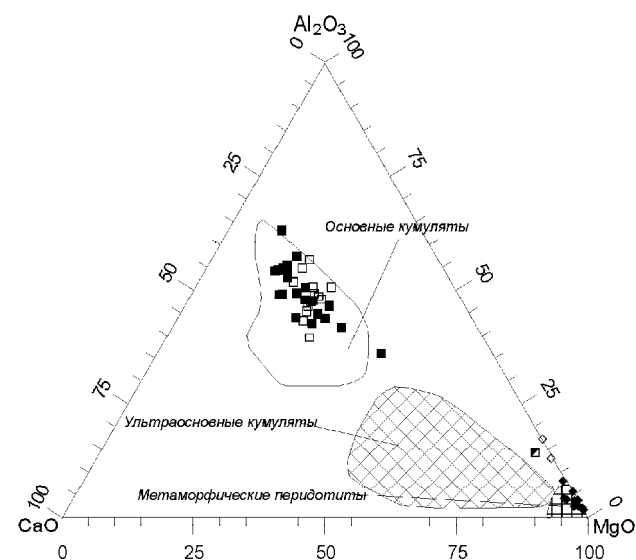


Рис.3. Диаграмма CaO–Al₂O₃–MgO для пород янканского офиолитового комплекса.

Условные обозначения см. на рисунке 2. Поля на диаграмме даны по [10].

товых” компонентов – TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O. На диаграмме AFM (рис.2) составы ультрабазитов формируют тренд вдоль магнизиально-железистой стороны, а на диаграмме CaO–Al₂O₃–MgO (рис.3) – вдоль ее магнизиально-глиноземистой стороны, отвечая составам метаморфических гипербазитов офиолитовых комплексов [10]. Повышенные относительно состава примитивной мантии пиrolитовой модели [36] величины Cr/V=53.5, Ni/Cr=0.89 и пониженные – Ti/V=2.86 свидетельствуют о реститовой природе апогарцбургитов.

Уровень содержаний REE в апогарцбургитовых серпентинитах Янканского комплекса ниже хондритового (рис. 4A), при этом проявлен U-образный тип распределения лантаноидов, часто проявляющийся в серпентинизированных перидотитах типовых офиолитовых разрезов [16, 33]. Такой характер графика может быть объяснен многоэтапными вторичными преобразованиями пород. В качестве примера можно привести перидотиты Тринити, сложная история вторичных низкотемпературных преобразований которых привела к характерному U-образному типу распределения лантаноидов [33]. Существенно иной характер распределения REE свойственен апоортопироксенитам – это субгоризонтальный график, в 6–8 раз превышающий хондритовый уровень.

Серпентинизированные гипербазиты Крестовского массива, вероятно представляющие нижние горизонты кумулятивного полосчатого комплекса, характеризуются некоторой обогащенностью в отношении TiO₂, Al₂O₃, FeO* и, иногда, CaO по сравнению с реститовыми апогарцбургитами, но обеднены Cr, Ni, Co как по сравнению с последними, так и с составом пиrolита.

Существование двух типов гипербазитов – реститовых и кумулятивных – подтверждается и различиями в составах аксессуарных хромистых шпинелей (табл. 2, рис. 5). В реститовых апогарцбургитах хромшпинели представлены изометричными ксеноморфными зернами размером от первых сотых долей мм до 2–3 мм. Их составы располагаются в поле составов шпинелей альпинотипных перидотитов – Cr/(Cr+Al)=0.55–0.6; Mg/(Mg+Fe²⁺)=0.57–0.6, а от составов шпинелей абиссальных перидотитов они отличаются более высокими хромистостью и железистостью (рис. 5). Хромшпинели кумулятивных перидотитов образуют как мелкие (0.05–0.06 мм) идиоморфные выделения первой генерации в зернах полностью серпентинизированного оливина, так и крупные (до 2–3 мм) идиоморфные, часто – футлярвидные, зерна второй генерации, расположенные в интерстициях между зернами оливина. В отличие от шпинелей реститовых гипербазитов, хромшпинели кумулятивов характеризуются более высокой глиноземистостью (Cr/(Cr+Al)=0.38–0.53) и более высокой,

Таблица 2. Химический состав хромшпинелей пород Янканского офиолитового комплекса и шахтаунской толщи.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	0.11	0.10	0.10	0.10	-	-	0.57	0.65	0.99	0.66	0.61	0.15
Al ₂ O ₃	20.91	20.63	20.41	22.97	23.70	23.22	23.36	27.46	33.52	33.89	28.18	29.96
Cr ₂ O ₃	47.12	47.03	47.06	45.06	43.32	44.45	32.43	32.19	31.15	30.23	35.32	35.66
FeO	15.53	15.66	15.03	16.05	16.18	15.88	30.95	30.13	22.42	18.97	22.15	16.56
Fe ₂ O ₃ *	3.42	2.92	3.14	2.82	2.42	1.91	7.85	7.79	1.17	2.73	1.92	3.93
MnO	0.33	0.32	0.30	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
MgO	12.99	12.50	12.83	12.78	12.31	12.54	2.95	4.93	10.23	12.06	9.07	13.15
NiO	-	-	-	0.11	0.15	-	0.14	0.33	-	0.12	0.20	-
Сумма												
Cr/(Cr+Al)	0.602	0.604	0.607	0.568	0.551	0.562	0.482	0.440	0.384	0.374	0.457	0.444
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.603	0.587	0.604	0.587	0.575	0.585	0.145	0.227	0.449	0.532	0.422	0.586

Примечание. Окислы даны в мас.%. 1–6 – апогарцбургитовые серпентиниты подстилающего комплекса: 1–3 – образец С-291-15, 4–6 – образец Пк-18-3; 7–11 – серпентинизированные ультрабазиты кумулятивного комплекса (образец Пк-24); 12 – пикрит шахтаунской толщи (образец В-465-1). Анализы 1–3, 12 выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН на микроанализаторе JXA-5A (аналитик В.И.Сапин), 4–11 – в Институте геохимии СО РАН на микроанализаторе Jeol Superprobe 733 (аналитик Л.А.Павлова).

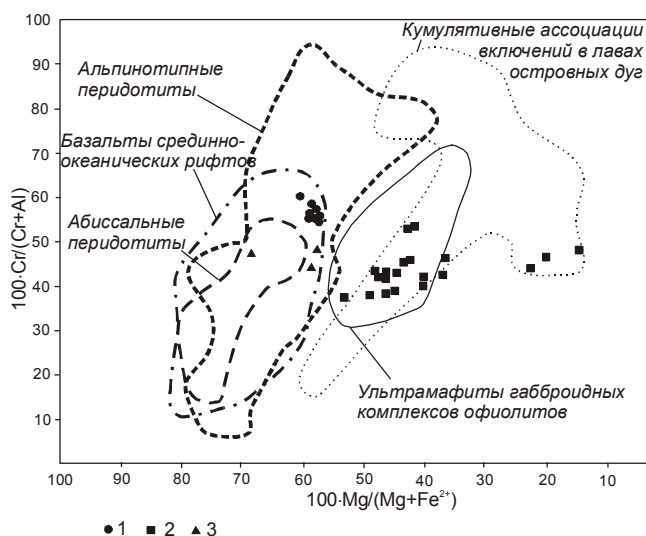


Рис.5. Составы аксессуарных шпинелидов пород янканского офиолитового комплекса на диаграмме 100-Cr/(Cr+Al) – 100-Mg/(Mg+Fe²⁺).

1 – шпинели перидотитов зоны меланжа; 2 – шпинели кумулятивных перидотитов; 3 – шпинель пикрита шахтаунской толщи.

Поля построены на основе данных [16, 25].

существенно варьирующей железистостью ($Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.15-0.53$). Шпинели первой генерации несколько более хромисты по сравнению с более поздними выделениями минерала. Наблюдаемые вариации состава шпинелидов этого типа характерны для кумулятивных образований [16], связанных с дифференциацией базитовых расплавов (рис. 5).

Кумулятивные расслоенные и однородные габбро. Первый тип пород характеризуется высокими содержаниями CaO и Al₂O₃ при низких значениях FeO*/MgO (табл. 1) и соответствует по соотношению

этих компонентов области составов габброидов кумулятивной серии эталонных офиолитовых комплексов (рис. 2, 3) [10, 12, 14, 15]. На диаграмме FeO*/MgO – Al₂O₃ (рис.6А) составы пород отвечают тренду кумуляции плагиоклаза, что выражено в резком накоплении глинозема при практически неизменной железистости пород. Это отличает их от трендов других типов метабазитов Янканского комплекса. Существенные отличия проявляются и на диаграмме FeO*/MgO – TiO₂ (рис. 6Б), на которой точки составов кумулятивных габброидов отчетливо смещены от общего толеитового тренда базитов янканского комплекса в область низкотитанистых высокомагнезиальных составов.

Содержания REE в этом типе пород превышают хондритовый уровень в 7–20 раз (рис. 4Б) при умеренной степени дифференцированности спектра ($La/Yb_{(N)}=2.9-4.7$), а наличие европиевого максимума ($Eu/Eu^*=1.76-2.1$) подтверждает присутствие кумулятивного плагиоклаза. Их характерной чертой являются очень низкие содержания Ti, Zr, Hf, Nb (табл. 1), что свойственно для подобных образований офиолитовых комплексов Хан-Тайшири, Южных Мугоджар и других [13, 14, 16]. Это обусловлено крайне низкими величинами коэффициентов распределения кристалл – расплав группы HFSE для наиболее распространенных минералов-вкрапленников базальтовых расплавов – оливина, плагиоклаза и клинопироксена.

Однородные габбро на диаграмме CaO–Al₂O₃–MgO занимают такое же положение, как и кумулятивные разности (рис. 3), в то время как на диаграмме AFM их составы, следуя толеитовому тренду, отчетливо смещены относительно основных кумулятивов в область более дифференцированных пород (рис. 2).

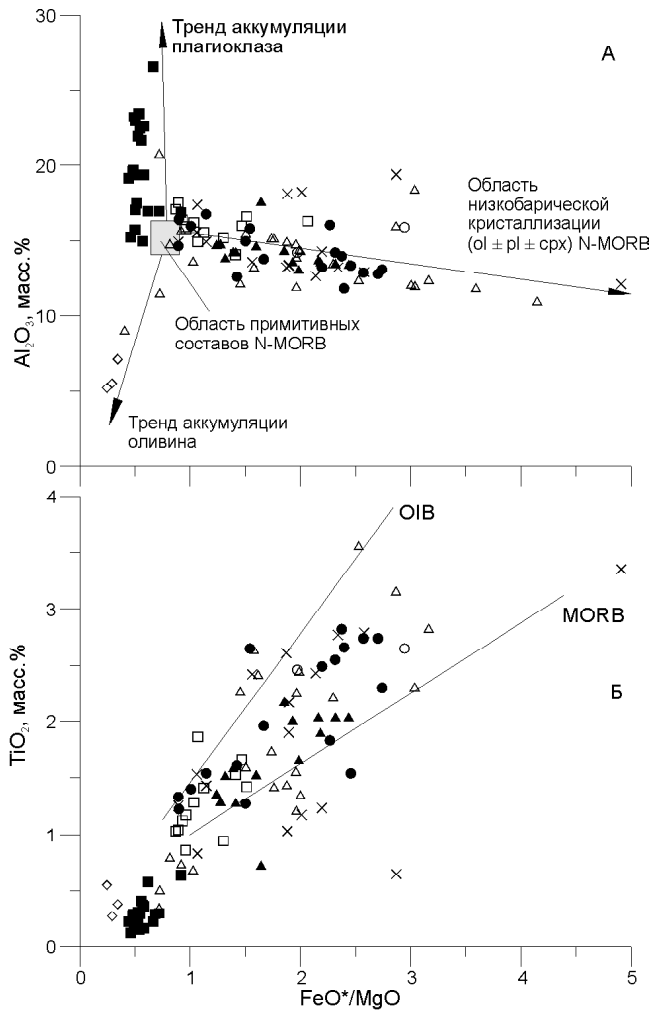


Рис.6. Диаграммы $FeO^*/MgO-Al_2O_3$ (А) [18] и $FeO^*/MgO-TiO_2$ (Б) [37] для пород янканского офиолитового комплекса.

Условные обозначения см. на рисунке 2.

На диаграмме $FeO^*/MgO - Al_2O_3$ составы однородных габброидов соответствуют тренду котектической кристаллизации (оливин ± плагиоклаз ± клинопироксен) базальтовых расплавов (рис. 6А). На диаграмме $FeO^*/MgO - TiO_2$ составы рассматриваемых пород проявляют отчетливый толеитовый тренд, выражающийся в поступательном росте содержаний TiO_2 в породах в процессе дифференциации (рис. 6Б).

Рассматриваемые габброиды имеют существенно более высокие уровни накопления REE (табл. 1) при близкой, по сравнению с кумулятивными разностями, степени дифференцированности редкоземельного спектра – $La/Yb_{(N)} = 2.0-2.5$ (рис. 4Б). Отчетливо выраженный европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.61-0.78$), являющийся результатом фракционирования плагиоклаза, служит наиболее ярким геохимическим различием кумулятивных и однородных габброидов.

Содержания TiO_2 и HFSE в последних систематически выше, чем в расслоенных разностях (табл. 1).

Выше было отмечено, что породы офиолитов претерпели метаморфические преобразования нескольких этапов, которые могли приводить к изменению первичного состава пород. Поэтому, приступая к анализу геохимических особенностей метабазитов дайкового и вулканогенно-осадочного комплексов, необходимо попытаться оценить возможное влияние наложенных процессов. На диаграмме $0.5CaO-Na_2O-2K_2O$ (рис. 7) тренд составов этих пород янканского офиолитового комплекса вытянут вдоль стороны $CaO-Na_2O$ диаграммы, при этом большинство составов образцов мокчинского массива, джалиндинской свиты и шахтаунской толщи располагаются в поле неизменных базальтов океана, тогда как составы диабазов зоны меланжа попадают в поле спилитов. Все дальнейшие рассуждения авторов основываются, в первую очередь, на геохимических характеристиках тех пород, для которых выявлена наименьшая степень изменений.

Дайковый комплекс. Метабазиты Мокчинского массива на классификационных диаграммах AFM и $FeO^*/MgO - TiO_2$ формируют отчетливый толеитовый эволюционный тренд (рис. 2, 6). В частности, на диаграмме AFM составы пород массива группируются в области дифференциатов расплавов типа N-MORB (нормальный тип базальтов океанических рифтовых зон) и BABB (базальты задуговых бассейнов), тогда как некоторые наиболее измененные составы единичных образцов за счет повышенной натровости смещаются в область известково-щелочных пород.

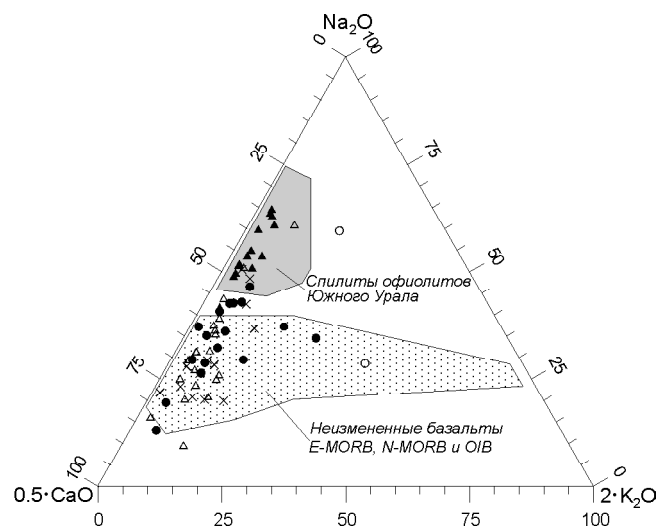


Рис.7. Диаграмма $0.5CaO-Na_2O-2K_2O$ [6] для метабазитов янканского офиолитового комплекса.

Условные обозначения см. на рисунке 2.

Редкоземельный спектр метабазитов характеризуется слабой обедненностью легкими лантаноидами ($La/Yb_{(N)}=0.7-0.8$) (рис. 4Г). В некоторых составах отчетливо проявлен европиевый минимум. Из других геохимических особенностей следует отметить существенное обогащение этих пород по сравнению с габброидным комплексом группой HFSE, при этом в большей степени это отмечается для Ti, Zr, Hf, в меньшей – для Nb, Ta (табл. 1). Элементы группы железа Ni, Co, Cr, V в метабазитах Мокчинского массива проявляют большой разброс содержаний, при этом их соотношения близки к таковым в однородных габброидах (табл. 1).

Вулканический комплекс. На классификационных диаграммах AFM и $FeO^*/MgO-TiO_2$ (рис. 2, 6) фигуративные точки метабазитов джалиндинской свиты, а также метабазитов из зоны меланжа лежат в поле пород толеитового ряда. Исключение составляют некоторые наиболее измененные и обогащенные Na_2O диабазы из зон меланжа, а также ряд составов метабазитов джалиндинской свиты повышенной щелочности, для которых это свойство, вероятно, является первичным. Для последних наблюдается четко проявленный эволюционный тренд из области низкощелочных составов низкокалиевой серии в область субщелочных составов высококалиевой серии. Эта часть составов джалиндинской свиты формирует в координатах TiO_2-K_2O тренд преимущественного накопления K_2O по сравнению с TiO_2 , тогда как все другие группы метавулкаников принадлежат тренду фракционирования типа N-MORB с резким накоплением титана по отношению калию.

Метабазиты из обломков в меланже характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения REE с незначительным дефицитом LREE и

$La/Yb_{(N)}=1.1-0.5$ (рис. 4В), что характерно для истощенных базальтовых расплавов типа N-MORB, хотя уровень содержаний лантаноидов отвечает таковому в E-MORB (обогащенный тип базальтов океанических рифровых зон). Во всех породах отчетливо проявлены европиевый минимум и преобладание Nd, Sm, Gd как над LREE, так и HREE. Наивысшие содержания REE при наибольшей степени дифференцированности их спектра наблюдаются в метабазитах джалиндинской свиты (рис. 4Д), которые по этим признакам можно разделить на две группы – умеренно обогащенные и обогащенные. Первые обладают содержаниями REE, сопоставимыми с таковыми в диабазах дайкового комплекса, но при более высокой степени дифференцированности спектра с $La/Yb_{(N)}=2.5-6.5$, а вторые более чем в 100 раз в легкой части спектра превышают хондритовый уровень при $La/Yb_{(N)}=5.4-10.7$.

Метавулканики шахтаунской толщи. В отличие от метабазитов офиолитового комплекса в зеленокаменно измененных пикритах, пикробазальтах и базальтах шахтаунской толщи сохраняются реликты клинопироксена, который во вкрапленниках и в основной массе отвечает авгиту $Wo_{36-44}En_{35-48}Fs_{10-23}$ (табл. 3). Шпинелид по своему составу, в целом, и величинам $Cr/(Cr+Al)=0.44$, $Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.59$ отвечает хромистой шпинели базальтов океана (N-MORB), несколько отличаясь более высокой железистостью (табл. 2, рис. 5).

Поле точек составов метавулкаников шахтаунской толщи на большинстве петрохимических диаграмм совпадают с полями метавулкаников джалиндинской свиты и диабазов Мокчинского массива. Исключение составляют лишь пикриты, содержащие кумулятивный оливин, и единичный образец с куму-

Таблица 3. Химический состав клинопироксенов пород шахтаунской толщи.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50.37	52.88	49.90	48.89	51.39	51.49	51.45	51.12	51.48	49.76	49.67	48.76
TiO ₂	0.52	0.35	1.03	1.30	0.50	0.45	1.08	0.06	1.50	1.64	1.23	2.15
Al ₂ O ₃	4.93	2.45	4.26	5.34	2.83	3.92	2.67	2.94	2.55	3.64	3.72	3.31
Cr ₂ O ₃	0.54	0.42	0.15	-	0.35	0.34	0.44	0.53	0.43	0.18	0.44	0.08
FeO	6.11	6.21	9.87	12.06	7.38	6.32	8.90	8.70	9.99	11.03	10.23	14.38
MnO	0.17	0.18	0.32	0.28	0.20	0.18	0.26	0.22	0.21	0.28	0.23	0.32
MgO	15.91	17.50	14.26	11.89	15.46	16.07	15.85	15.98	15.81	14.66	15.55	13.61
CaO	21.81	20.51	19.42	21.00	21.45	21.65	19.41	19.97	17.98	18.70	19.87	17.84
Na ₂ O	0.22	0.16	0.31	0.35	0.24	0.24	0.28	0.28	0.31	0.30	0.30	0.33
K ₂ O	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.59	100.66	99.52	101.11	99.80	100.66	100.34	100.80	100.26	100.19	101.24	100.78
Wo	44.65	41.14	41.13	44.51	43.88	44.11	39.93	40.61	37.51	39.01	40.00	36.97
En	45.32	48.85	42.02	35.07	44.01	45.55	45.36	45.21	45.88	42.56	43.56	39.24
Fs	10.03	10.01	16.85	20.42	12.11	10.34	14.71	14.18	16.61	18.43	16.44	23.79

Примечание. Окислы даны в мас.%. 1–3 – пикрит (образец В-465-1); 4–12 – метабазальты: 4–6 – образец С-53, 7–9 – образец С-92-2, 10–12 – образец С-94. Анализы выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН на микроанализаторе JXA-5А (аналитик В.И.Сапин).

лятивным плагиоклазом – плагиофиновый метабаза (рис. 2, 6). Особую группу шахтаунских метавулканитов составляют ферробазальты, в которых содержание суммарного железа ($Fe_2O_3 + FeO$) превышает 15–16% при $TiO_2 > 3\%$.

В зависимости от состава метавулканитов шахтаунской толщи наблюдается дифференциация спектра и уровня концентрации в них REE (рис. 4E). Так, наименьший уровень содержания REE отмечается для метагялобазальтов и метапикритов, при этом им свойственен отчетливый дефицит LREE, что подчеркивается низкими величинами $La/Yb_{(N)} = 0.3$. Пироксеновые и пироксен-плагиофиновые метабаза характеризуются субгоризонтальным графиком распределения лантаноидов со слабо выраженным обогащением LREE с $La/Yb_{(N)} = 1.13–1.59$. С возрастанием величины отношения FeO^*/MgO в метавулканитах возрастает дифференциация спектра лантаноидов, и в ферробазальтах отмечается отчетливое обогащение LREE ($La/Yb_{(N)} = 2.11–3.12$). Данная закономерность может быть объяснена мафическим типом фракционирования (оливин + пироксен), что приводит к накоплению суммы REE в остаточном расплаве, а также избирательному обогащению его LREE [2].

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Фрагменты океанической коры, сохраняющиеся в складчатых поясах в виде офиолитовых комплексов, изначально могут формироваться в зонах спрединга как срединно-океанических хребтов, так и задуговых бассейнов [13, 15, 16, 24]. Для первых свойственно широкое развитие базитов типа N-MORB. Вторые характеризуются присутствием пород с признаками надсубдукционного происхождения, что выражается в относительной их обогащен-

ности LILE и LREE при одновременной обедненности HFSE [24]. Кроме того, в осевых частях развитых спрединговых задуговых бассейнов могут появляться и базальты типа N-MORB [31, 35, 39, 41]. Обогащенные типы базальтов – E-MORB и OIB (базальты океанических островов) – могут присутствовать в обоих типах офиолитовых комплексов и не могут служить достаточно надежным индикатором геодинамической обстановки их формирования.

На мультикомпонентной диаграмме (рис. 8) сопоставлены представительные составы различных типов метабазитов янканских офиолитов и составы важнейших геохимических реперов: N-MORB, E-MORB и OIB [43]; BABB [31], а также островодужных толеитовых базальтов (IAB) [30]. Анализ спайдер-кривых свидетельствует о том, что метабаза янканского офиолитового комплекса не могут быть отождествлены с IAB. В целом, уровень содержания микроэлементов в диабазах зоны меланжа, дайкового комплекса, а также умеренно обогащенных метабаза в джалиндинской свиты соответствует уровню как E-MORB, так и BABB, характеризуясь положительными аномалиями по Ba и отчетливым дефицитом некоторых HFSE, в первую очередь Nb и Ti относительно LILE. Эти особенности, свойственные базитам надсубдукционного происхождения, сближают составы рассматриваемых пород с составами BABB [31, 35]. Обогащенные метавулканиты джалиндинской свиты и метавулканиты шахтаунской толщи имеют спайдер-кривые, заметно отличающиеся от прочих. По уровню содержания микроэлементов, характеру их распределения первые приближаются к составам OIB, вторые – N-MORB.

К аналогичному заключению приводит анализ диаграммы Ti–V, хотя вариации составов значитель-

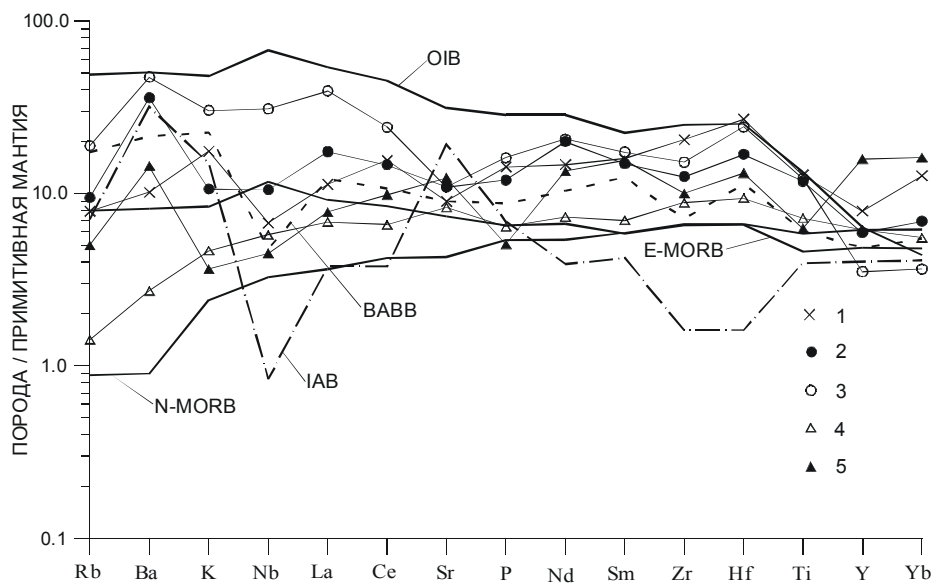


Рис. 8. Мультикомпонентная диаграмма для представительных образцов янканского офиолитового комплекса и шахтаунской толщи в сравнении с эталонными типами базальтов.

1 – диабазы дайкового комплекса (Мокчинского массива); 2 – метавулканиты джалиндинской свиты умеренно обогащенные; 3 – метавулканиты джалиндинской свиты обогащенные; 4 – метавулканиты шахтаунской толщи; 5 – диабазы из зоны меланжа.

Составы эталонных типов базальтов даны по [30, 32, 43].

Для нормирования использован состав примитивной мантии по [36].

ны (рис. 9А). В поле базальтов островных дуг (IAB) попадают лишь единичные образцы диабазов зоны меланжа и дайкового комплекса. Несмотря на то, что поля OIB, BABV, MORB в значительной степени перекрываются, можно отметить, что наибольшее количество метабазальтов джалиндинской свиты отвечает полю BABV, а обогащенные их разновидности смещены в сторону поля OIB. Составы метавулканитов шахтаунской толщи, за исключением ферробазальтов с высокими содержаниями TiO_2 , лежат в поле N-MORB.

Выше отмечалось, что практически все метабазиты офиолитового комплекса в той или иной степени деплетированы в отношении Nb. Эта особенность

отчетливо проявлена на диаграмме Nb–Hf (рис. 9Б), на которой точки составов дайкового комплекса, диабазов меланжа и умеренно обогащенных метабазальтов джалиндинской свиты лежат в поле BABV и IAB, отличаясь от эталонного состава N-MORB пониженными величинами отношения Nb/Hf. Отчетливую тенденцию накопления Nb и Hf проявляют обогащенные метабазальты джалиндинской свиты, приближаясь к составу OIB. Метавулканиты шахтаунской толщи по уровню концентрации Nb и Hf и их соотношению образуют две группы. Первая, представленная метабазальтами, располагается вблизи эталонного состава N-MORB и поля BABV+IAB, отличаясь более высоким уровнем накопления Nb; вторая, представленная ферробазальтами, при том же уровне Nb, отчетливо обогащена Hf.

Завершая обсуждение геохимических особенностей метабазитов офиолитов с целью выявления их геодинамической природы, особо подчеркнем следующее. При значительных вариациях геохимических характеристик пород большинство из них имеют вполне отчетливые признаки влияния на их состав субдукционных процессов, что наиболее ярко проявлено в дефиците Nb относительно LILE и LREE. Близкие OIB и N-MORB метавулканиты развиты в подчиненном количестве.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

По существующим представлениям складчатые структуры восточной части Монголо-Охотского пояса, в пределах которого располагается янканский офиолитовый комплекс, традиционно интерпретируются как фрагменты аккреционного клина среднеюрского возраста юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона [20, 38 и др.]. Пространственная сближенность в единой структуре разнофациальных (кремнистых, терригенных, карбонатных) отложений и различных типов метавулканитов действительно позволяет рассматривать террейны восточной части указанного пояса (в том числе и Янканский террейн) как фрагменты аккреционных клиньев. В то же время, выяснение, какой из континентальных окраин принадлежат эти аккреционные клинья, представляет собой определенную проблему, которая должна решаться для каждого террейна отдельно.

Исходя из геохимических особенностей пород, включаемых в состав янканского офиолитового комплекса, наиболее вероятной структурой их формирования является задуговой спрединговый бассейн. Выше было указано, что большинство исследователей рассматривают эти образования как среднепалеозойские. Разделяя эту точку зрения, можно предполагать, что в среднем палеозое между континентальными структурами современного обрамления пояса,

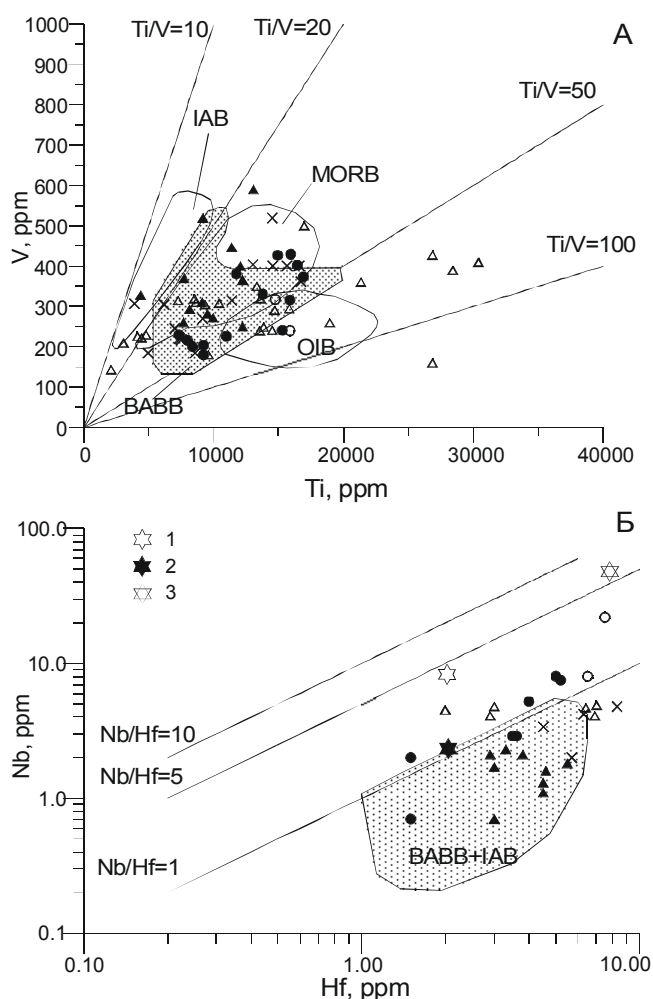


Рис.9. Диаграммы Ti–V [40] и Hf–Nb для метабазитов янканского офиолитового комплекса в сравнении с эталонными составами.

Составы эталонных типов базальтов: 1 – E-MORB; 2 – N-MORB; 3 – OIB даны по [43]. Поля составов IAB, MORB, BABV и OIB даны по материалам [1, 15, 30, 32, 35].

Условные обозначения см. на рисунке 2.

помимо океанического пространства, существовала также система островной дуги и сопряженного с ней задугового спредингового бассейна.

Вероятно, эта система развивалась вдоль северо-восточной (в современных координатах) окраины Аргунского террейна, поскольку уже в позднем палеозое янканский офиолитовый комплекс оказался включенным в состав аккреционного клина этой окраины. Об этом свидетельствуют граниты с возрастом 279 ± 7 млн лет (U-Pb метод по цирконам*), прорывающие вулканогенно-осадочные образования янканского офиолитового комплекса (рис. 1). Указанное значение полностью соответствует возрасту гранитоидов урушинского комплекса (276 ± 8 млн лет, 278 ± 7 млн лет) [29], образующих цепочку массивов вдоль южного обрамления Монголо-Охотского пояса (рис.1). По своим геохимическим особенностям эти гранитоиды являются типичными субдукционными образованиями и рассматриваются нами в качестве магматической дуги, развитой вдоль северо-восточной (в современных координатах) окраины Аргунского террейна [5, 27, 29].

Таким образом, офиолитовый комплекс, формировавшийся в среднем палеозое в обстановке задугового спредингового бассейна, в позднем палеозое оказался причлененным в составе аккреционного клина к северо-восточной (в современных координатах) окраине Аргунского террейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В составе Янканского террейна выделяется одноименный офиолитовый комплекс, включающий:

- метаморфические гипербазиты, присутствующие в зонах меланжа;
- полосчатый кумулятивный комплекс, представленный перидотитами и габброидами, слагающими значительную часть Крестовского массива;
- комплекс однородных габбро, присутствующих в Крестовском массиве;
- вероятно, метабазиты дайкового комплекса, формирующие Мокчинский массив и ряд мелких массивов в междуречье Малого и Большого Ольдюя;
- вулканогенно-осадочный комплекс, включающий вулканогенные, кремнистые и терригенные образования джалиндинской свиты, метавулканиды шахтаунской толщи.

В современном структурном плане все члены офиолитового комплекса представлены разобщенными тектоническими блоками и пластинами.

2. Среди метабазитов офиолитового комплекса на основе комплексной геохимической типизации

выделены разности пород, сходных с базальтами BABB (диабазы из зоны серпентинитового меланжа, диабазы Мокчинского массива, значительная часть метавулканидов джалиндинской свиты), OIB (наиболее обогащенная в отношении LILE, LREE и HFSE часть метавулканидов джалиндинской свиты) и N-MORB (метавулканиды шахтаунской толщи). Наиболее вероятной структурой, в которой могли формироваться указанные породы, является задуговой спрединговый бассейн.

3. В современной структуре рассмотренные ассоциации пород тектонически совмещены в составе аккреционного клина.

Исследования янканского офиолитового комплекса проводились в рамках проекта "Project on mineral resources, metallogenesis and tectonics of Eastern and Southern Siberia, Mongolia, Northeastern China, South Korea and Japan", а также поддерживались грантом РФФИ 97-05-65751.

Авторы выражают искреннюю признательность М.И. Кузьмину, А.П. Сорокину, оказывавшим постоянное внимание и поддержку в проведении исследований, а также Н.А. Берзину, В.А. Симонову, Е.В. Склярору за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Бабанский А.Д., Богатиков О.А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М: Наука, 1987. 336 с.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
3. Вулканические пояса востока Азии: Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 501 с.
4. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т.1. 443 с.
5. Дриль С.И., Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическое положение гранитоидов Урушинского комплекса восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всерос. металлоген. совещ. 25–28 авг. Иркутск, 1998. С.242–243.
6. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с.
9. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
10. Колман Р.Г. Офиолиты. М: Мир, 1979. 262 с.
11. Коссовская А.Г. Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океани-

*неопубликованные данные А.А.Сорокина

- ческой коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С.3–13.
12. Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем–позднем палеозое и мезозое // Строеие литосферных плит (взаимодействие плит и образование структур Земли). М.: Наука, 1979. С.189–226.
 13. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
 14. Кузьмин М.И., Альмухамедов А.А. Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 148–157.
 15. Магматические горные породы. Т.3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 488 с.
 16. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
 17. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
 18. Матвеевков В.В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1983. №4. С.26–36.
 19. Натальин Б.А. Офиолиты джагдинского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР. 1986. С.69–71.
 20. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. №5. С.3–23.
 21. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 22. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18. №5. С.24–43.
 23. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 326 с.
 24. Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С.134–165.
 25. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 206 с.
 26. Сорокин А.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород и палеогеодинамическое положение Янканского офиолитового комплекса Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамика и эволюция Земли. Материалы науч. конф. РФФИ. Новосибирск, 1996. С.67–69.
 27. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 1992. 27 с.
 28. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, №6. С. 31–36.
 29. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Фрагменты палеозойских магматических дуг северных окраин Аргунского и Мамынского террейнов (Приамурье) // 7 Международная конференция по тектонике плит: Тез. докл. М.: Науч. мир, 2001. С.360–361.
 30. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. 102. P.265–280.
 31. Dril S.I., Sklyarov E.V., Sorokin A.A., Postnikov A.A. Basic-ultrabasic complexes of the central part of the Mongol-Okhotsk belt: geochemistry and geodynamic implications // From PaleoAsian ocean to Paleo-Pacific ocean. An Int. J. Symp. of IGCP Pr. 283, 321, 359. Sapporo and Hidaka-Town. 1994. P. 9–11.
 32. Dril S.D., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. V.142. P. 57–83.
 33. Gruau G., Bernard-Criffiths J., Lecuyer C. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V.62. N21/22. P.3545–3560.
 34. Hart S.R., Staudigel H. Isotopic characterization and identification of recycled components // Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones. S.R. Hart and L. Gulen (eds). Kluwer Academic Publishers. 1989. P.15–28.
 35. Hawkins J.W., Melchior J.T. Petrology of Mariana Trough and Lau Basin Basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P.11431–11468.
 36. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V.120. Is. 3–4. P. 223–253.
 37. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American J. Sci. 1974. V.274. P. 321–355.
 38. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:10000000.
 39. Price R.C., Johnson L.E., Crawford A.J. Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V.105, N1. P.106–121.
 40. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V.59. P.101–118.
 41. Sinton J.M., Fryer P. Mariana Trough lavas from 18°N; Implications for the origin of back-arc basin basalts // J. Geophys. Res. 1987. V.92. P.12782–12802.
 42. Smalley P.C., Field D., Lamb R.C., Clough P.W.L. Rare

earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variations in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V.63. P.446–458.

43. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins. Geol.Soc.Sp.Pub.№42.* Blackwell Sci.Pub. 1989. P.313–346.

Поступила в редакцию 25 июня 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.A.Sorokin, S.I.Dril

The Yankan ophiolite complex of the Mongolian-Okhotsk fold belt: petrology and geodynamic position

Basing on geological and petrologo-geochemical data, a tectonically disjointed ophiolite complex of Middle Paleozoic (?) age is recognized within the western part of the Yankan terrain of the Mongolian-Okhotsk fold belt (the Upper Amur region), which subsequently got the name after the latter. The following constituent parts are reconstructed in its composition: metamorphosed peridotites (apoharzburgite serpentinites of melange); a cumulative banded complex (serpentinite peridotites, cumulative gabbroids); a complex of homogeneous gabbroids; a dyke, and a volcanogenic-sedimentary complexes. Among metabasites of the dyke and volcanogenic-sedimentary complex, varieties close to BABB type are most common. They are represented in the form of fragments in the serpentinite melange, by diabases of the dyke complex, and by a predominant part of metavolcanics of the Dzhailinda suite. This type of metavolcanics is characterized by low and moderate HFSE contents (primarily, Nb) in comparison with LILE and LREE. Only an insignificant part of metavolcanics from the Dzhailinda suite shows a relation to the OIB type magma source, while the greenstone rocks of the Shakhtoun suite correspond to N-MORB compositions. Basing on the petrologo-geochemical analysis, we came to the conclusion that the ophiolite complex was formed in the back-arc spreading basin.

In the modern structural plan, the above associations are tectonically superposed in the accretion complex.