

ГИПЕРБАЗИТЫ И АМФИБОЛИТЫ УГЛОВСКО-ТУРУХАНСКОГО БЛОКА ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Океанический этап развития структур Большого Алтая и в частности Иртышской зоны смятия фиксируется наличием в ней тектонических клиньев гипербазитов дунит-перидотитовой формации. В российской части структуры данные породы рассмотрены в составе сарбасского комплекса. Вместе с дунитами и гарцбургитами данного комплекса к офиолитовой ассоциации данного этапа также могут быть отнесены метаморфизованные океанические толеитовые базальты N-типа, в настоящий момент превращенные в апобазитовые амфиболитовые сланцы иртышского метаморфического комплекса.

Ключевые слова: гипербазиты; амфиболиты; толеитовые базальты; тектонические блоки; офиолитовая ассоциация; океаническая кора; Иртышская зона смятия.

В герцинских структурах Иртыш-Зайсанской складчатой системы геотектоническое положение Иртышской зоны смятия определяется ее локализацией между девонским Рудно-Алтайским вулканоплутоническим поясом, формировавшимся в условиях расчлененного шельфа на активизированной окраине Сибирского континента, и амагматичными (для девонского периода) структурами Калбы. Имеющиеся данные позволяют предполагать формирование Иртышской зоны в девоне как преддугового прогиба (осадочной террасы) и аккреционного клина Алтайской активной континентальной окраины с формированием сложного субдукционно-аккреционного (первый этап метаморфизма), а на более поздних этапах – коллизионного меланжево-динамометаморфического (второй этап метаморфизма) структурно-вещественных комплексов.

По данным казахстанских геологов [1], к концу ордовика и до конца раннего карбона в расположенной западнее данной площади (в современных координатах) осевой Чарской полосе Иртыш-Зайсанско-Монгольской глубинной подвижной зоны сохранился остаточный океанический бассейн, полностью закрывшийся после коллизии континентов к концу каменноугольного периода и началу перми с образованием Чарской сутурной зоны, где развиты офиолитовые ассоциации. Таким образом, до начала активных седиментационных процессов в периокеанической области данного бассейна (силур – ранний девон) рассматриваемый участок земной коры формировался в условиях океанического рифта и абиссальной океанической впадины. При этом, по мнению данных авторов, серпентиниты и амфиболиты Курчум-Кальджирского, Согринского и Вавилонского блоков Иртышской зоны смятия (маралихинский комплекс) представляют собой метаморфизованные раннепротерозойские магматические образования. По нашим данным, гипербазиты и амфиболиты, изученные в российской части Иртышской зоны смятия, могут быть сопоставлены с породной ассоциацией Курчум-Кальджирского блока, но их геологическое положение свидетельствует об их более молодом палеозойском возрасте.

Геологическое положение гипербазитов

Работами последних лет (Федак и др., 2008, 2011) на северо-западном продолжении Иртышской зоны

смятия под чехлом рыхлых отложений кайнозойского плитного комплекса Кулундинской впадины установлено ее резкое фестонообразное расширение до 50 км в поперечнике, получившее название Угловско-Туруханский блок (по пос. Угловский на западе и по урочищу Турухан на востоке блока (рис. 1)) и по составу развитых в нем породных ассоциаций обнаруживающее сходство с Курчум-Кальджирским блоком Иртышской зоны на территории Казахстана. Последний также представляет собой линзовидное (фестонообразное) расширение зоны и содержит в своем составе тела гипербазитов и блоки апобазитовых амфиболитов, залегающих среди кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев с переменными количествами биотита, мусковита, актинолита и эпидота. Метагипербазиты данного блока (маралихинский комплекс) залегают в виде тонких тектонических пластин протяженностью до нескольких километров, ориентированных в северо-западном направлении и сложенных серпентинитами, талькитами, бронзититами по дунитам, гарцбургитам и лерцолитам [1].

В пределах Угловско-Туруханского блока также установлено пространственное сочетание тел гипербазитов, выделенных как сарбасский комплекс, и блоков апобазитовых амфиболитов в ассоциации с количественно подчиненными параамфиболитами, кристаллическими сланцами и плагийнейсами, протолитом которых могли быть породы осадочного слоя океанической коры Иртыш-Зайсанского океана. При этом амфиболиты и кристаллосланцы традиционно рассматриваются в составе иртышского метаморфического комплекса, объединяющего все метаморфические породы Иртышского метаморфического пояса, по мнению многих исследователей [1–4], являющегося полихронным, полифациальным и полизональным образованием.

Сарбасский дунит-гарцбургитовый комплекс выделен в северо-западной части Иртышской зоны смятия, при этом первоначально, при проведении глубинного геологического картирования в северо-западной части Рудного Алтая (Рыборак и др., 1979), данная породная ассоциация рассматривалась в составе доверхнедевонского интрузивного комплекса гипербазитов, пироксенитов и габброидов. В урочище Турухан гипербазиты слагают два небольших сближенных пластинообразно-линзовидных массива

(или, возможно, серию тектонических линз-пластин) среди метаморфических пород иртышского комплекса. При этом один из них, Западно-Сарбасский массив, пространственно совмещен с массивом габброидов и амфиболитами иртышского метаморфического комплекса, а Восточно-Сарбасский массив, изученный при проведении геологического доизучения площади в 2009 г. (Федак и др., 2011), распола-

гаясь среди амфиболитов, своей северо-восточной частью непосредственно примыкает к главной зоне сместителя пограничного для Иртышской зоны смятия глубинного Иртышско-Маркакольского разлома. Району выходов на эрозионную поверхность фундамента тел гипербазитов соответствует слабо удлиненная вдоль зоны разлома интенсивная гравитационная аномалия.

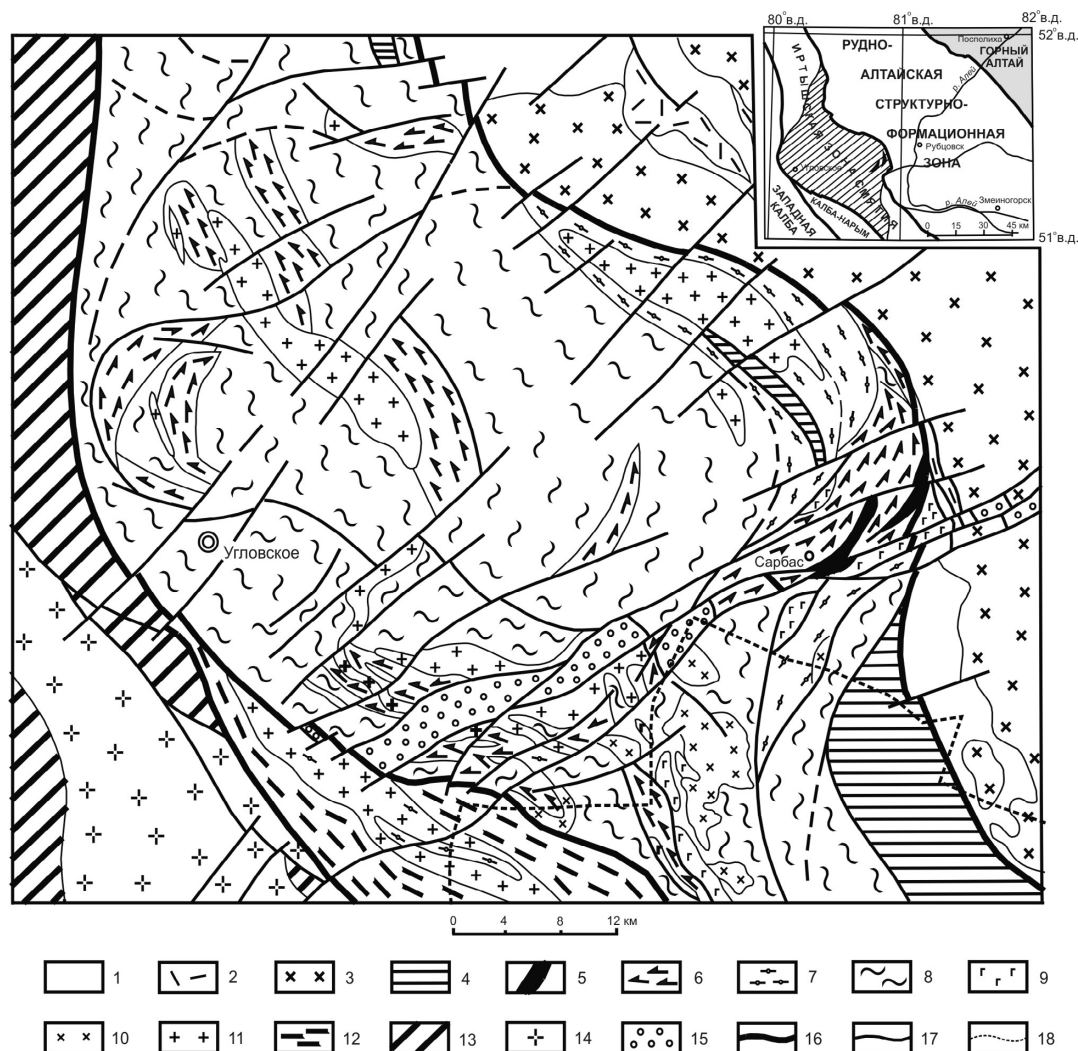


Рис. 1. Схема геологического строения Угловско-Туруханского блока Иртышской зоны смятия (составлена с использованием материалов Л.М. Юрова, В.Я. Чайко, А.Ф. Шигрева, В.М. Рыборака):

1–3 – структурно-вещественные комплексы Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны (1 – турбидиты силурийско-раннедевонской корбалихинской толщи, 2 – девонские осадочно-вулканогенные образования Шубинско-Новоогорьевского прогиба, 3 – интрузивные образования волчихинского комплекса); 4–11 – структурно-вещественные комплексы Иртышской зоны смятия (4 – слабо метаморфизованные отложения орловской свиты, 5 – гипербазиты сарбасского комплекса, 6 – амфиболиты, 7 – плагиогнейсы, 8 – метаморфические сланцы иртышского комплекса, 9 – габброиды, 10 – диоритоиды, 11 – гранитоиды); 12 – слабо метаморфизованные отложения Калба-Нарымской зоны; 13 – каменноугольные терригенные отложения Калбы; 14 – пермские гранитоиды калбинского комплекса; 15 – юрские отложения наложенных Кругловского грабена и Ненашевской впадины; 16 – главные разломы – границы структурно-формационных зон; 17 – прочие разрывные нарушения; 18 – государственная граница России и Казахстана. На врезке – положение Угловско-Туруханского блока (штриховка) в структурах Обь-Зайсанской складчатой системы

Массивы гипербазитов сарбасского комплекса вскрыты пятью скважинами при проведении глубинного геологического картирования (Рыборак и др., 1979) и ГДП-200 (Федак и др., 2011) и представляют собой смещенные разломами восток-северо-восточной ориентировки и левосдвиговой кинематики узкие линзовидные пластины северо-восточного простирания мощностью в несколько сот метров и про-

тяженностью до 6,5 км. Контакты тел вероятно тектонические. Общая площадь выходов данных образований на эрозионную поверхность складчатого комплекса фундамента составляет не более 10 кв. км. Как уже отмечалось, ранее в одном комплексе с дунитами и перидотитами рассматривались и ассоциирующие с ними пироксениты и габброиды, которые В.С. Кузбный и А.М. Марьин относили к прииртышскому ком-

плексу. Г.Н. Щербой с соавторами [1] подобные образования в Иртышской зоне смятия на территории Казахстана относят к протерозойской (?) метагипербазитовой формации (маралихинский комплекс).

По ранее известным данным, в составе Восточно-Сарбасского массива развиты дуниты и горнблендиты (шприсгеймиты, по В.М. Рыбораку), а в Западно-Сарбасском массиве установлено присутствие серпентинизированных перидотитов и верлитов с повышенным содержанием титана. В контактовых габбро-амфиболитах отмечается скарнирование с развитием граната, что, вероятно, свидетельствует о формировании родингитов. Породы часто интенсивно катаклазированы.

Минералогический и химический состав гипербазитов

Химический состав гипербазитов характеризуется низкой щелочностью при устойчивом преобладании натрия над калием и повышенной магнезиальностью (но не превышающей содержание кремнезема). По составу данные перидотиты обнаруживают сходство с породами, характерными для ультрабазитов океанических рифтов и срединно-океанических хребтов [5].

Более детально минералогический и химический состав гипербазитов изучен при проведении ГДП-200 в Восточно-Сарбасском массиве в урочище Турухан, где вскрыты в различной степени серпентинизированные, чередующиеся гарцбургиты (более 60%) и дуниты (крутопадающие согласно гнейсовидной полосчатости зоны мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров), а также перемежающиеся с ними аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Количественно доминирующие гарцбургиты характеризуются среднезернистыми структурами при некотором идиоморфизме ромбического пироксена (энстатита), гнейсовидными и гнейсовидно-полосчатыми текстурами, обусловленными ориентировкой удлиненных зерен ортопироксена и их концентрированностью в тонких гнейсовидных зонках-прослоях, чередующихся с существенно оливиновыми участками. Количество ортопироксена непостоянно и варьирует от 10–20% до 40, в редких случаях до 40–50%, но в большинстве случаев составляет 20–30% от объема породы. При интенсивной серпентинизации пород по зернам ортопироксена развивается бастит, иногда с примесью карбоната. Дуниты характеризуются более массивными текстурами и нередко более крупнозернистыми структурами, в отличие от гарцбургитов они сильнее серпентинизированы до образования существенно хризотилowych серпентинитов с редкими реликтами оливина и петельчатой перекрещенно-чешуйчатой структурой.

По сравнению с гарцбургитами дуниты и аподунитовые серпентиниты содержат больше рудного минерала, главным образом в виде бесформенных и пылевидных скоплений, скелетных, неправильных и хлопьевидных зерен магнетита (до 5–7%). Характерными минералами гарцбургитов и дунитов (реже) являются хромшпинелиды (до первых процентов),

представленные мелкими, редкими октаэдрическими и неправильными, нередко скелетными и футляровидными зернами хромита, а также обычно округленными зернами бурой шпинели (пикотита). В отдельных случаях фиксируется наличие скоплений хромита в крутопадающих по гнейсовидности тонких (0,5 см) прожилках совместно с более поздним серпентином и карбонатом.

Серпентиниты, не содержащие реликтов первичных минералов, развиты в виде крутопадающих зон (полос) различной мощности (от первых сантиметров до первых метров) внутри слоисто-полосчатого дунит-гарцбургитового массива и представлены как преобладающими аподунитовыми, так и апоперидотитовыми разностями с переменным количеством талька и карбоната, представленного как магнезиальной разновидностью, так и кальцитом. Аподунитовые серпентиниты имеют существенно хризотилловый состав с единичными зернами бастита и более поздним листоватым антигоритом, в больших количествах содержат магнетит и тальк, тогда как апогарцбургитовые серпентиниты, кроме петельчатой апооливиновой хризотилловой массы, содержат более крупные зерна бастита и скопления чешуйчатого антигорита. Для серпентинитов характерны прожилки карбоната и тонкие просечки рудного минерала, представленного магнетитом.

Химический состав гипербазитов представлен в таблице и характеризуется достаточно выдержанными значениями петрогенных элементов, низкими содержаниями щелочей, титана, глинозема и кальция. При этом дуниты и гарцбургиты достаточно уверенно различаются по содержаниям Al_2O_3 (1,24% в дунитах и 2,8% в гарцбургитах) и CaO (0,31% в оливинитах, 1,68% в дунитах и 2,36% в гарцбургитах) и менее резко – по содержаниям титана, железа, магния и натрия (табл. 1). Характерно количественное преобладание (исключение составляют только очень редкие оливиниты) кремнезема над магнием, что, как и гнейсовые текстуры, типично для океанических перидотитов [5]. Достаточно уверенно устанавливается принадлежность гипербазитов к дунит-перидотитовой формации и офиолитовой ассоциации океанических рифтов.

Микроэлементный состав изученных дунитов и гарцбургитов также свидетельствует об их принадлежности офиолитовой ассоциации срединно-океанических хребтов с характерными относительно невысокими содержаниями Cr (2390–2846 г/т, в оливинитах – 1663 г/т) и относительно повышенными концентрациями Ni (1866–2136 г/т, в оливинитах – 2511 г/т). Также характерны очень низкие содержания Ba (1,8–4,4 г/т), Sr (0,6–5,1 г/т, в единичном случае в аподунитовом серпентините – 19,4 г/т), Rb (0,67–1,14 г/т, максимальные в гарцбургитах 1,64–1,99 г/т), Zr (0,1–1,3 г/т) и редкоземельных элементов, особенно легких лантаноидов, содержания которых в 5–7 раз ниже хондритовых и типичны для метаморфических перидотитов [5]. При этом содержания Nb , Ta , Th и U в данных породах ниже порога чувствительности ICP-MS анализа (табл. 2, рис. 2, А).

Таблица 1

Химический состав гипербазитов сарбасского комплекса

Номер пробы	Порода	Массив	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
243	Дунит	Восточный	39,14	0,001	2,70	7,71	0,09	35,9	0,56	0,06	0,04	0,082
59	Перидотит	Западный	40,98	0,37	2,87	7,87	0,14	34,5	2,25	0,32	0,05	0,082
4	Перидотит	Западный	41,03	1,12	3,05	7,99	0,10	35,8	2,53	0,22	0,04	0,002
44/208,9	Дунит	Восточный	40,47	0,04	1,77	8,80	0,12	37,55	1,40	0,07	0,02	0,01
44/213,1	Дунит	Восточный	40,27	0,04	1,51	8,99	0,13	38,12	1,95	0,01	0,02	0,01
44/258,1	Оливинит	Восточный	35,21	0,02	0,45	8,30	0,11	41,02	0,31	0,05	0,03	0,01
44/189,1	Гарцбургит	Восточный	41,09	0,05	2,50	8,13	0,12	36,43	2,23	0,08	0,02	0,01
44/234,8	Гарцбургит	Восточный	41,04	0,07	2,87	8,49	0,13	35,96	2,50	0,10	0,02	0,01
44/263,8	Гарцбургит	Восточный	40,80	0,06	2,79	8,24	0,12	36,01	2,42	0,14	0,03	0,01
44/269	Гарцбургит	Восточный	39,44	0,08	3,05	8,03	0,12	35,20	2,27	0,15	0,04	0,02
44/175,3	Серпентинит	Восточный	43,06	0,03	1,16	8,85	0,16	32,03	1,26	0,02	0,02	0,03
44/221,5	Серпентинит	Восточный	38,03	0,04	1,67	8,17	0,11	36,36	1,18	0,03	0,01	0,01

Примечание. Использованы анализы: 243, 59, 4 – В.М. Рыборак, В.П. Шокурова, Ж.Н.Чайко (1979); 44 – С.И. Федак, Ю.А.Туркин и др. (2011).

Таблица 2

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах гипербазитов и ортоамфиболитов Угловско-Турханского блока Иртышской зоны смятия

Компоненты	44/258,1	44/208,9	44/213,1	44/189,1	44/234,8	44/263,8	44/269	5/169,1	9/185,7
	Оливиниты	Дуниты			Гарцбургиты			Амфиболиты	
SiO ₂	35,21	40,47	40,27	41,09	41,04	40,80	39,44	47,99	48,33
TiO ₂	0,02	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,08	1,28	1,28
Al ₂ O ₃	0,45	1,77	1,51	2,50	2,87	2,79	3,05	15,91	15,83
FeO*	8,30	8,80	8,99	8,13	8,49	8,24	8,03	11,69	10,99
MnO	0,11	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,16	0,18
MgO	41,02	37,55	38,12	36,43	35,96	36,01	35,20	7,07	7,66
CaO	0,31	1,40	1,95	2,23	2,50	2,42	2,27	11,07	13,33
Na ₂ O	0,05	0,07	0,01	0,08	0,10	0,14	0,15	2,54	1,85
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,54	0,25
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,10	0,13
Sc	3,6	9,4	12,3	11,7	14,4	11,5	12,8	74,3	64,7
V	14,8	52,8	59,5	64,6	74,8	62,9	64,6	384,4	381,9
Cr	1663,3	2587,7	2743,0	2675,2	2604,4	2472,3	2390,1	418,9	508,0
Co	120,1	109,9	109,7	103,3	106,6	96,1	96,9	72,0	65,0
Ni	2511,4	2073,8	2095,5	1975,2	1961,5	1946,9	1866,2	126,1	145,9
Ga	1,1	2,1	2,0	2,7	2,7	2,8	2,5	19,6	18,3
Rb	0,9	0,7	0,80	0,7	1,6	1,1	2,0	8,5	3,3
Sr	4,2	2,0	0,6	1,5	2,8	1,7	5,1	101,7	205,7
Y	0,3	0,8	0,9	1,8	2,1	2,1	2,2	34,6	31,4
Zr	0,5	<0,1	0,24	0,8	0,4	0,5	1,2	69,0	74,4
Nb	—	—	—	—	—	—	—	2,1	3,4
Cs	0,0	0,07	0,03	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1
Ba	3,2	1,8	1,8	1,6	2,7	2,8	4,0	23,5	32,6
La	0,1	—	—	—	0,1	0,1	0,1	2,8	3,7
Ce	0,3	—	0,06	0,1	0,1	0,2	0,3	7,8	9,4
Pr	—	—	—	—	—	0,05	0,04	1,6	1,8
Nd	0,2	0,1	0,12	0,2	0,2	0,3	0,3	7,7	9,0
Sm	0,1	0,08	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	2,8	2,9
Eu	—	—	—	—	0,03	0,05	0,1	1,1	0,9
Gd	0,1	0,15	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	4,2	3,9
Tb	—	—	—	—	0,04	0,04	0,05	0,8	0,7
Dy	0,1	0,1	0,14	0,3	0,3	0,3	0,3	5,2	4,8
Ho	—	—	—	0,1	0,1	0,1	0,1	1,2	1,1
Er	0,02	0,12	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	3,3	2,9
Tm	—	—	—	—	0,04	0,04	0,03	0,5	0,5
Yb	—	0,08	0,13	0,2	0,3	0,3	0,2	3,5	3,1
Lu	—	—	—	0,04	0,04	0,03	0,03	0,5	0,4
Hf	—	—	—	—	—	0,1	0,1	2,0	2,3

Примечание. Прочерк означает содержание элемента ниже порога чувствительности анализа. Анализы методом РФА и ICP-MS выполнены в аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Возраст пород комплекса определяется весьма условно залеганием тектонических клиньев гипербазитов среди метаморфических пород иртышского комплекса и их предполагаемой принадлежностью офиолитовому комплексу древней океанической коры Палеоазиатского океана, на окраине Иртыш-Зайсанской части которого в раннем девоне была заложена зона

субдукции. В настоящее время эта зона на эрозионной поверхности складчатого комплекса фиксируется, в частности, Иртышской зоной смятия, что подтверждается и глубинными геофизическими исследованиями. В рассматриваемом случае возраст гипербазитов должен быть не моложе девонского, при этом, по мнению В.Ф. Микунова (1976), он соответствует раннему па-

леозою, по мнению Г.М. Щербы с соавторами – протерозою [1], а В.М. Рыбрак с соавторами (1979) верхнюю возрастную границу комплекса ограничивали верхним девонном. С учетом длительного развития Па-

леоазиатского океана и зоны субдукции на окраине Сибирского континента возраст сарбасского комплекса можно предполагать в достаточно широком интервале от раннего до среднего палеозоя.

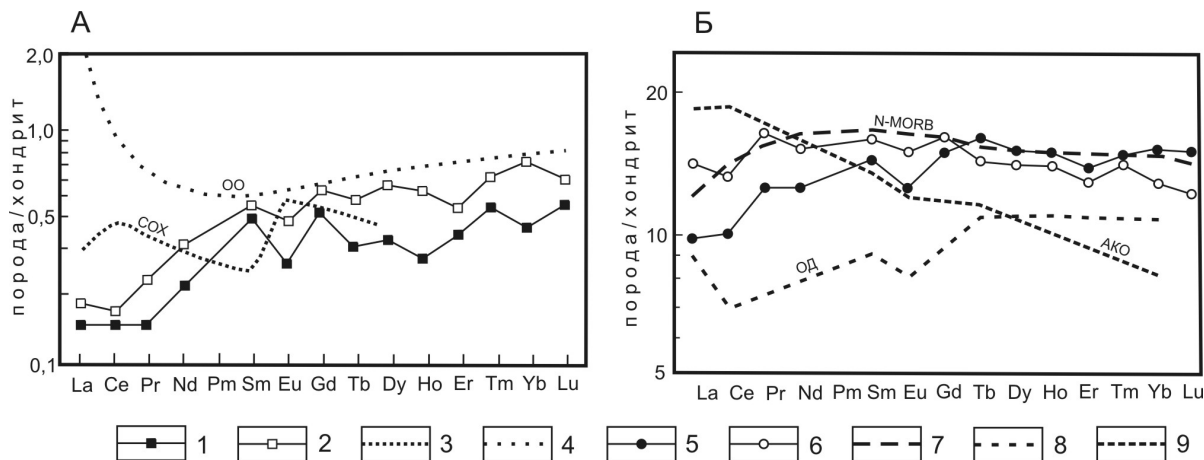


Рис. 2. Распределение РЗЭ в гипербазитах (А) и базальтах (Б) различных геодинамических обстановок: 1–2 – в породах сарбасского комплекса (1 – дуниты, 2 – гипербазиты в целом); 3–4 – в гипербазитах срединно-океанических хребтов (3) и океанических островов (4) по [5]; 5–6 – в породах иртышского комплекса (5 – апобазитовые амфиболиты, 6 – кварц-амфиболовые сланцы); 7–9 – в базальтах различных геодинамических обстановок по [5] (7 – в базальтах N-типа MORB, 8 – в базальтах Курильской островной дуги, 9 – в базальтах активных континентальных окраин)

Геологическое положение и состав амфиболитов Угловско-Туруханского блока

Амфиболиты и кварц-амфиболовые сланцы Иртышской зоны смятия в большинстве своем обособлены в отдельных разрозненных блоках различного размера, но являются составляющими иртышского метаморфического комплекса, породы которого составляют почти весь объем Иртышской структурно-формационной зоны (Иртышской зоны смятия), за исключением блоков более слабо метаморфизованных отложений орловской свиты в восточной части данной структуры и массивов синметаморфического преимущественно гранитоидного позднепалеозойского прииртышского комплекса. На востоке по Иртышско-Маркакольскому разлому метаморфиты иртышского комплекса граничат с более слабо метаморфизованными стратифицированными и интрузивными образованиями Рудно-Алтайской СФЗ, а на западе по Калба-Нарымскому разлому – также со слабо метаморфизованными и динамометаморфизованными отложениями Калба-Нарымской СФЗ, среди которых также иногда присутствуют блоки кристаллических сланцев. Для блоков метаморфитов характерны линзовидные и пластообразные, реже субизометричные ромбовидные и трапециевидные формы и различные размеры от первых десятков и сотен метров до 10–12 км, при этом в целом Иртышская зона смятия имеет мелкоблоковое чешуйчато-линзовидное внутреннее строение с элементами дуплексно-лозанжевой структуры в связи с формированием в зоне ламинарного сдвигового течения. В некоторых блоках, вероятно представляющих собой сложные пакеты тектонических пластин, характерна частая перемежаемость пород различного петрографического состава и степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой

фации. Широко развиты кварц-альбит-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые (до кварц-мусковитовых), кварц-хлоритовые с актинолитом, биотитсодержащие слюдистые и слюдисто-кварцитовые сланцы. В несколько меньшей степени распространены биотитовые и двуслюдяные гнейсы (плаггиогнейсы), амфиболиты и кристаллические сланцы различного состава. При этом блоки амфиболитов обычно обособлены в пространстве и являются практически монопородными. Крупным блокам преимущественно амфиболитового состава обычно соответствуют положительные магнитные аномалии, что подтверждено результатами бурения, а в региональном плане Иртышская зона смятия приурочена к резкой гравитационной ступени северо-западного простирания, разделяющей Алейско-Рубцовский максимум на северо-востоке и Калбинский гравитационный минимум на юго-западе.

В восточной части Угловско-Туруханского блока развиты как ортоамфиболиты, так и параамфиболиты, пространственно ассоциирующие с плаггиогнейсами, амфиболовыми и слюдистыми кристаллическими сланцами. Максимальное развитие параамфиболитов, где они составляют относительно крупные трапециевидные и линзовидные блоки, зафиксировано в районе Магистрального канала. Здесь параамфиболиты представляют собой серо-зеленые до темно-зеленых мелкокристаллические, сланцеватые, тонкополосчатые и нередко мелкоплотчатые породы с преобладанием зеленой и сине-зеленой обыкновенной роговой обманки (65–75%) над плаггиоклазом – олигоклазом, реже андезином (до 20%), иногда с мелкой вкрапленностью пирита и полевошпат-кварцевыми прожилками. Обычно в значительных количествах присутствуют кварц (до 10%) и сфен (первые проценты). Ортоамфиболиты имеют более массивное строение и ха-

рактируются развитием клинопироксеновых разновидностей, фиксирующих максимальную степень метаморфизма амфиболитовой фации. Петрографический состав пород включает плагиоклаз, представленный андезином и андезин-лабрадором (30–45%), буровато-зеленой до сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой (40–50%) и слабо зеленоватым клинопироксеном (15–20%), нередко обрастающим роговой обманкой. Регрессивные изменения выражены в развитии эпидота и актинолита по роговой обманке, примеси представлены значительными количествами зерен сфена, лейкоксена, рутила, апатита, рудного минерала, иногда пирита. Амфиболовые кристаллические сланцы с четко выраженной полосчатостью и сланцеватостью характеризуются более непостоянным минеральным составом и частым присутствием кварца (до 15%) и эпидота (до 10%), по уровню метаморфизма соответствуя эпидотовым амфиболитам. Плагиоклаз в ортоамфиболитах варьирует по составу от андезин-лабрадора (и, возможно, лабрадор-битовнита) до андезин-олигоклаза, амфибол представлен бурозеленой обыкновенной роговой обманкой, при этом к существенно амфиболовым участкам приурочены линзовидные скопления сфена и рутила.

В западной части Иртышской зоны зафиксировано развитие амфиболитов темно-серой до черной окраски, мелкозернистой структуры и микросланцеватой текстуры с мелкой вкрапленностью сульфидов и тонкими линзовидными просечками и прожилками мощностью до 1 мм, сложенными плагиоклазом и кварцем. Под микроскопом порода обнаруживает грано-нематобластовую структуру и неясно выраженную линзовидно-полосчатую текстуру. Размер зерен минералов находится в пределах от 0,01 до 0,1 мм, в прожилках – до 1 мм. В составе пород доминирует амфибол, представленный нередко длиннопризматической (зерна шестоватого облика) зеленой и синева-то-зеленой обыкновенной роговой обманкой (50–60%). Плагиоклаз (до 30%) по составу (по результатам микрозондового анализа) варьирует от несдвоенного олигоклаза до битовнита с содержанием $\text{CaO} = 15\text{--}16\%$. В ограниченных количествах присутствует клинопироксен, кварц (5–10%), чаще – в составе прожилков, скоплений, более крупных пойкилобластов и нередко имеющий облачно-волнистое угасание, что свидетельствует о значительной катаклазированнойности породы. В количестве до первых процентов в рассеянных мелких неправильных зернах и в виде мелкой сыпи присутствует рудный минерал, представленный магнетитом, ильменитом, сульфидами. Очень характерен сфен, слагающий как мелкие, так и относительно крупные зерна, апатит, присутствуют единичные зерна и скопления вероятно более поздних эпидота, хлорита и мусковита.

Условия формирования иртышского метаморфического комплекса

Условия формирования пород иртышского метаморфического комплекса определяются наличием разнообразных минеральных парагенезисов в широ-

ком диапазоне от низов зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации. При этом можно выделить три основные группы пород, приближенно характеризующие термодинамические условия метаморфизма [6]. Первую группу пород зеленосланцевой фации составляют метаморфические сланцы с развитием типоморфного парагенезиса кварц – альбит – хлорит – серицит (мусковит) с биотитом, актинолитом. Вторая группа пород (эпидот-амфиболитовой фации) характеризуется развитием типоморфного парагенезиса эпидот – роговая обманка – олигоклаз или кварц – мусковит – биотит – олигоклаз с гранатом и породной ассоциацией эпидотовых амфиболитов, двуслюдяных плагиогнейсов, двуслюдяных и эпидот-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Третья группа пород (амфиболитовой фации) фиксируется развитием типоморфного парагенезиса роговая обманка – андезин с клинопироксеном, биотитом, гранатом и породной ассоциацией клинопироксеновых амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов.

Нередко определение фациальной принадлежности метаморфитов иртышского комплекса осложнено развитием более поздних динамометаморфических и диафторических изменений, что, в частности, может быть отнесено к эпидотовым амфиболитам, возможно развитым в результате диафтореза пород более высокой степени метаморфизма. В целом же наличие амфиболитов, кристаллосланцев и гнейсов среди динамосланцев зеленосланцевой фации отражает высокоградиентный и полифациальный характер метаморфизма, более соответствующего динамометаморфизму катазонального уровня глубинности (стресс-метаморфизму) или метаморфизму зон глубинных разломов. При этом основные особенности внутреннего строения иртышского метаморфического комплекса включают три наиболее характерных момента.

1. Наиболее распространены метаморфические сланцы первой группы, по существу представляющие собой матрикс блоков пород более высокой степени метаморфизма. Отмечены переходы пород зеленосланцевой фации к менее интенсивно метаморфизованным породам Иртышской зоны филлитовой и аспидно-сланцевой фаций, интенсивно рассланцованным и катаклазированным песчаникам и алевролитам.

2. Развитие метаморфических пород второй группы, как уже отмечено, характерно для приконтактных ореолов гранитоидных массивов, что позволяет предполагать их формирование в составе коллизионной мигматит-гранитовой формации по породам зеленосланцевой и филлитовой фаций метаморфизма. В этом случае амфиболиты, чаще определяющиеся как параамфиболиты, чередуются с породами плагиогнейсового ряда, кристаллическими и метаморфическими сланцами. Кроме того, развитие эпидотовых и кварцсодержащих альбит-актинолитовых сланцев вероятно за счет диафтореза амфиболитов более высокого уровня метаморфизма.

3. Породы третьей группы, в подавляющем большинстве представленные апобазитовыми амфиболитами, слагают относительно крупные блоки груболинзовидной, трепецевидной и ромбовидной формы

среди кварцево-слюдистых, кварц-слудито-хлоритовых и кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев первой группы. При этом в отдельных скважинах зафиксирован достаточно резкий контакт амфиболитов и метаморфических сланцев, а исходя из общей Иртышской зоны, можно предполагать, что амфиболитовые блоки играют роль мегапорфирокластов среди метапелитового динамометаморфического матрикса.

Особенности химического состава и возраст метаморфических пород

Метаморфические породы характеризуются низким уровнем щелочности, при этом в метаморфических сланцах фиксируются низкие содержания кальция и преобладание калия над натрием как следствие широкого развития мусковита и биотита, а амфиболовые и амфиболитовые сланцы обнаруживают низкую калие-вость при высокой известковистости и умеренной титанистости (табл. 2). Амфиболиты имеют достаточно выдержанный химический состав, умеренную титанистость и низкую калие-вость, а по содержаниям и соотношениям главных петрогенных компонентов близки океаническим толеитовым базальтам N-типа [5].

Микроэлементный состав амфиболитов также свидетельствует об их возможном происхождении в результате метаморфизма толеитовых базальтов N-типа COX, что подтверждается содержаниями почти всех элементов, в том числе Rb (от 3,3 до 8,5 г/т), Sr (154 г/т), Ba (28 г/т), Y (33 г/т), Nb (2,8 г/т), Cr (235 г/т), Ni (136 г/т), редкоземельных элементов при отношении $(La/Yb)_N = 0,67$ [5]. На спайдеграмме распределения РЗЭ амфиболиты и кварц-амфиболовые сланцы иртышского комплекса отчетливо идентифицируются с толеитовыми базальтами N-типа, а по характеру распределения, по содержаниям легких лантаноидов и повышенным концентрациям тяжелых РЗЭ отличаются от толеитовых базальтов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 2, Б). Анализ петрографического и химического состава метаморфических сланцев иртышского комплекса позволяет предполагать их формирование преимущественно терригенным силурийско-девонским толщам Иртышской зоны, а широкое развитие амфиболитов и амфиболовых сланцев позволяет предполагать наличие в протолите комплекса пород более высокой основности и известковистости, принадлежащих более древним метаморфическим блокам с присутствием metabазитов и известняков.

По мнению многих исследователей, Иртышский метаморфический пояс, в состав которого входит выделяемый иртышский комплекс, включает собственно Иртышскую зону смятия и обнажающиеся в ее пределах приподнятые и вовлеченные в динамометаморфизм разнородные блоки древних пород [1]. В то же время иртышский метаморфический комплекс является типичным коллизионным образованием, а формирование основного объема метаморфических и кристаллических сланцев вероятно предшествовало и сопутствовало внедрению интрузивных массивов

позднепалеозойского прииртышского диорит-гранодиорит-гранито-гнейсового комплекса, что подтверждается линейно-линзовидной формой тел и характером взаимоотношений вмещающих пород и гранитоидов, инъецирующих метаморфиты. Значительно менее затронуты процессами метаморфизма гранитоиды раннепермского калбинского комплекса. Изотопный возраст иртышского комплекса варьирует от 325 ± 12 и 319 ± 13 млн лет (определения В.А. Халилова, А.В. Травина) по кристаллосланцам, гнейсам и мигматитам Иртышской зоны на территории Казахстана до 290 ± 25 млн лет по гнейсам Курчумского блока [1] и до $283 \pm 7 - 277 \pm 7$ млн лет по последним определениям (данные А.Г. Владимирова). В последнее время по плагиогранитам прииртышского комплекса Новоугловского массива, прорывающим амфиболиты иртышского комплекса, U-Pb методом по циркону получен и более древний изотопный возраст – 333 ± 2 млн лет, что позволяет предполагать более широкий каменноугольно-пермский или средне-позднепалеозойский возраст метаморфизма. Очевидно, что возраст базитов, по которым сформированы амфиболиты иртышского комплекса, не может быть моложе среднего палеозоя. Нижняя возрастная граница иртышских метаморфитов и конкретно апобазитовых амфиболитов является более неопределенной, но при этом сопоставление протолита данных пород (N-MORB) со сходными венд-раннекембрийскими образованиями более восточных районов Алтая и Салаира (каимский, аламбайский, арыджанский комплексы, шельдянская толща) позволяет ограничить ее ранним палеозоем.

Обсуждение результатов исследований и основные выводы

На основании имеющихся в настоящий момент данных дуниты и гарцбургиты сарбасского комплекса Угловско-Туруханского блока Иртышской зоны смятия совершенно определенно идентифицируются с метаморфическими перидотитами, характеризующимися гнейсовидными и полосчатыми текстурами. Породы сформированы из примитивной мантии, на что указывает их микроэлементный состав (низкие содержания Rb, Ba, Nb, La) [6] в осевой зоне срединно-океанического хребта Палеоазиатского океана. Характерным для рассматриваемых гипербазитов, в отличие от метагипербазитов маралихинского комплекса Курчум-Кальджирского блока Казахстана, является их относительно слабая серпентинизация, развивающаяся маломощными зонами, в большей степени по дунитам. Изучение химического состава пород сарбасского комплекса позволяет с уверенностью относить его к проявлениям дунит-перидотитовой формации срединно-океанических хребтов.

Апобазитовые амфиболиты и амфиболовые сланцы Иртышской зоны смятия находятся в тесной пространственной ассоциации с кристаллическими и метаморфическими сланцами более низких ступеней метаморфизма, что послужило основанием для рассмотрения данных пород в составе иртышского мета-

морфического комплекса. В то же время их преимущественная локализация в виде относительно обособленных тектонических блоков и отсутствие широких зон перехода с развитием промежуточных по уровню метаморфизма пород к зеленосланцевым, вероятно динамометаморфическим образованиям матрикса данных блоков позволяет рассматривать апобазитовые амфиболиты как более глубинные и достаточно самостоятельные образования. В структуре Угловско-Туруханского блока и Иртышской зоны смятия (иртышского полиметаморфического или меланжево-динамометаморфического комплекса) блоки апобазитовых амфиболитов играют роль жестких порфиорокlastов – включений более глубинных пород, сформированных в катазональных условиях (зоны концентрированного сдвигового течения по Е.И. Паталахе) Иртышской шовной зоны (палеосубдукционной-аккреционной зоны транспрессии) и выведенных на эрозионную поверхность палеозойского фундамента в результате более поздних коллизионных процессов. Вместе с тем и весь Угловско-Туруханский блок с большим количеством блоков апобазитовых амфиболитов, фиксирующий резкий фестонообразный «раздвиг» Иртышской зоны смятия, в структурно-кинематическом плане может быть рассмотрен как крупное жесткое включение с формированием вокруг него структур вращения. Одновременно Иртышская зона смятия в районе Угловско-Туруханского блока характеризуется развитием типичной для сдвиговых зон транспрессии структуры пальмового дерева с формированием системы встречных надвигов на краевые блоки Рудного Алтая и выведением на эрозионную поверхность палеозойского фундамента тектонических клиньев и пластин гипербазитов сарбасского комплекса.

Изучение химического состава гипербазитов и апобазитовых амфиболитов убедительно показывает принадлежность первых дунит-перидотитовой формации рифтовых зон срединно-океанических хребтов, а вторых – океаническим толеитовым базальтам N-типа, также, вероятнее всего, формировавшихся в срединно-океаническом хребте и входивших в состав океанической плиты, субдуцируемой под Алтайскую активную континентальную окраину. Возможно, пространственно ассоциированные с амфиболитами, развитые в ограниченном количестве биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы с высоким содержанием кремнезема также являются результатом метаморфизма кремнисто-глинистых и кремнистых пород осадочного слоя данной океанической коры или плагиогранитов кумулятивного комплекса.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют рассматривать амфиболиты, вероятно сформированные при метаморфизме толеитовых базальтов N-типа и слагающие отдельные блоки среди динамосланцев иртышского меланжево-динамометаморфического комплекса, и гипербазиты сарбасского комплекса, в виде тектонических клиньев или пластин локализованные в пределах Иртышской зоны смятия, в составе единой офиолитовой ассоциации, фиксирующей наличие здесь остатков древней (ранний-средний палеозой) метаморфизованной и интенсивно тектонизированной океанической коры. К сожалению, остается слабоизученным комплекс габброидов, также пространственно ассоциированных с гипербазитами и амфиболитами в восточной части Угловско-Туруханского блока и в настоящее время условно, главным образом из-за низкой степени их метаморфических преобразований, отнесенных к позднепалеозойскому прииртышскому комплексу. С учетом того что амфиболитизированные габбро и габбро-амфиболиты с гнейсовидно-полосчатыми текстурами слагают относительно самостоятельные массивы (Горшинский массив), высока вероятность их принадлежности габброидному кумулятивному комплексу данной офиолитовой ассоциации. Как уже отмечалось, ранее некоторыми исследователями габброиды и гипербазиты рассматривались в составе одного комплекса [7].

Петрогеохимическое соответствие рассмотренных гипербазитов и апобазитовых амфиболитов породам современных океанических обстановок ставит под сомнение их предполагаемый некоторыми исследователями протерозойский возраст. В настоящее время можно считать установленным: во-первых, принадлежность гипербазитов, описанных как сарбасский дунит-гарцбургитовый комплекс, и апобазитовых амфиболитов с петрогеохимическими характеристиками СОХ единой офиолитовой ассоциации океанических рифтов, фиксирующей океанический этап развития Иртышской зоны смятия и в целом Иртыш-Зайсанской складчатой системы в раннем-среднем палеозое, и во-вторых – совмещенность в структурно-едином геологическом пространстве Иртышской зоны смятия разноглубинных и разновозрастных образований, что придает ей характер сложного хаотического меланжево-динамометаморфического комплекса. Это, в свою очередь, определяет перспективность зоны на целый ряд полезных ископаемых, связанных с развитием различных (океанической, активно-краинно-континентальной, коллизионной) геодинамических обстановок.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Большой Алтай: (геология и металлогения)* : в 3 кн. Кн. 1 : Геологическое строение / Г.Н. Щерба, Б.А. Дьячков, Н.И. Стучевский и др. Алматы : Гылым, 1998. 304 с.
2. *Хорева Б.Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М. : Госгеолтехиздат, 1963. 207 с.
3. *Хорева Б.Я.* О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела (юго-восточная часть Иртышской зоны смятия) // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1965. № 6. С. 39–50.
4. *Ермолов П.В., Паталаха В.И., Ефимов И.Д. и др.* Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // *Геотектоника.* 1984. № 4. С. 61–74.
5. *Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании.* М., 1994. 254 с. (Роскомнедра, Геокарт, МАНПО).
6. *Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов : метод. пособие.* СПб. : ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 09 апреля 2015 г.

THE ULTRABASITES AND AMPHIBOLITES OF THE UGLOVSKY-TURUKHANSK BLOCK OF THE IRTYSH SHEAR ZONE

Tomsk State University Journal, 2015, 394, 261-269. DOI 10.17223/15617793/394/40

Tourkin Yuriy A. Open Joint-Stock Company "Gorno-Altayskaya Expeditzia" (Tomsk, Russian Federation). E-mail: jura.tourkin@mail.ru

Grinev Roman O. Tomsk State University (Tomsk, Russian Federation). E-mail: jadestone@yandex.ru

Keywords: ultrabasites; amphibolites; tholeiitic basalts; tectonic blocks; ophiolitic association; oceanic crust; Irtysh shear zone.

The oceanic stage of development of the Big Altai structures and, in particular, the Irtysh shear zone is fixed by the presence in it of tectonic wedges of ultrabasites represented by dunites and peridotites known as the Sarbasskiy complex. The dunites and harzburgites of this complex are generated as a part of the ophiolitic associations of an oceanic crust in a mid-oceanic ridge of the Paleasian ocean. It was exhumed as a result of later subduction and collision processes at the margin of the Siberian continent. Oceanic ophiolitic association of the given stage also included metamorphosed oceanic tholeiitic basalts of N-type at the moment transformed in apobasitic amphibolitic slates of the Irtysh metamorphic complex. These rocks, in the form of isolated blocks, are localized in the Devonian active continental margin's accretion prism, which in the modern geological structure of the Altai is allocated as the Irtysh shear zone. Exploration of the chemical composition of ultrabasites and apomafitic amphibolites allowed making several conclusions about their origin. The ultrabasites have a composition close to the dunite-peridotite formation of the rift zones of mid-oceanic ridges. The amphibolites are similar to the N-type oceanic basalts which were also most probably formed in the mid-oceanic ridge and represent fragments of an oceanic plate subducted under the active continental margin of the Altai. Also, in a small amount, there were observed biotite plagiogneiss and crystalline schists with high silica content. They are probably the result of metamorphism of the siliceous-argillaceous and siliceous rock sediment layer of the oceanic crust or the cumulative complex plagiogranites. Thus, the above-mentioned rock complexes can be considered as part of a unified ophiolite association which fixes the presence of remains of the ancient (Early and Middle Paleozoic) metamorphosed and intensely tectonized oceanic crust. At the moment, there remains a little studied complex of gabbro, also spatially associated with the ultrabasites and amphibolites in the eastern part of the Uglovsko-Turukhansk block. Given the fact that gabbro-amphibolites with gneissic-banded textures compose independent massifs (Gorshinsky massif), it is likely they belonged to the cumulative gabbroic complex of the ophiolite association.

REFERENCES

1. Shcherba G.N., D'yachkov B.A., Stuchevskiy N.I. et al. *Bol'shoy Altay: (geologiya i metallogeniya): v 3 kn.* [Big Altai (geology and metallogeny): in 3 books]. Almaty, Fylym Publ., 1998. Book 1, 304 p.
2. Khoreva B.Ya. *Geologicheskoe stroenie, intruzivnyy magmatizm i metamorfizm Irtyshskoy zony smyatiya* [Geological structure, magmatism and metamorphism of the Irtysh shear zone]. Moscow: Gosgeoltekhizdat Publ., 1963. 207 p.
3. Khoreva B.Ya. O vozraste metamorficheskikh porod Kurchumsko-Kal'dzhirskogo vodorazdela (yugo-vostochnaya chast' Irtyshskoy zony smyatiya) [The age of metamorphic rocks of the Kurchum-Kaldzhir watershed (outh-eastern part of the Irtysh shear zone)]. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologiya*, 1965, no. 6, pp. 39–50.
4. Ermolov P.V., Patalakha V.I., Efimov I.D. et al. Metamorficheskie komplekсы i nekotorye cherty tektoniki Zaysanskoy skladchatoy sistemy i Rudnogo Altaya [The metamorphic complexes and some features of the tectonics of the Zaisan folded system and Rudny Altai]. *Geotektonika*, 1984, no. 4, pp. 61–74.
5. Abakumova L.N., Berezner O.S., Gusev G.S. *Izuchenie ofiolitovykh komplekсов pri geologicheskoy kartirovani* [The study of ophiolite complexes in geological mapping]. Moscow: Roskomnedra Publ., Geokart Publ., MANPO Publ., 1994. 254 p.
6. Glebovitskiy V.A., Shul'diner V.I. (eds.) *Geologicheskaya s"emka metamorficheskikh i metasomaticheskikh komplekсов* [Geological survey of metamorphic and metasomatic systems]. St. Petersburg: VSEGEI Publ., 1996. 416 p.
7. Kuzebnyy V.S., Stuchevskiy N.I., Bedarev B.P. et al. *Priirtyshskiy rudnyy rayon Altaya (geologiya i osobennosti metallogenii)* [The Irtysh ore region of Altai (geology and metallogeny features)]. Alma-Ata: Nauka Publ., 1975. 240 p.

Received: 09 April 2015