

СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КУМДЫКОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОКЧЕТАВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

© 2008 г. М. М. Буслев*, Г. М. Вовна**

*Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, Новосибирск-90, просп. акад. Коптюга, 3,
E-mail: misha@uiggm.nsc.ru

**Дальневосточный геологический институт РАН
690022, Владивосток-22, просп. 100-летия Владивостока, 159, E-mail: gala1367@mail.ru
Поступила в редакцию 09.02.2007 г.

Проведен анализ распределения редкоземельных элементов в раннекембрийских алмазоносных известково-силикатных породах и гнейсах, кальцифирах и мраморах Кумдыкольского месторождения и сравнение с лито-геохимическими характеристиками осадочных парагенезисов слабометаморфизованных позднекембрийских графитсодержащих осадочных пород Кокчетавского метаморфического пояса. Полученные результаты позволяют предполагать, что протолиты пород Кумдыкольского месторождения близки по составу к позднекембрийским графитсодержащим терригенно-карбонатным и песчано-сланцевым породам континентального шельфа Кокчетавского микроконтинента, часть из которых была преобразована в зоне субдукции до алмазоносных пород.

На основе петролого-геохронологических данных установлено, что алмазоносные известково-карбонатные породы Кокчетавского метаморфического пояса северного Казахстана сформированы в раннем кембрии в зоне субдукции при $P = 40\text{--}70$ кбар и $T = 1100\text{--}1200^\circ\text{C}$, что соответствует глубинам более 100 км [1–9]. Выявлено [1–6, 10–12 и др.], что микроалмазы (размеры 20–100 мкм, редко до 300 мкм) широко распространены в известково-силикатных породах, гранат-слюдистых гнейсах и сланцах, гранат-пироксеновых породах.

Известково-силикатные породы сложены доломитом, пироксеном, гранатом и флогопитом, формирующими полосчатую текстуру с чередованием пироксен-гранатовых, пироксеновых, гранатовых и карбонатных прослоев мощностью от 0.5–2 до 10 см. Акцессорные минералы представлены рутилом, апатитом, цирконом, графитом, слюдами и алмазом. В пироксене установлены включения сростаний минералов: графит-слюда, графит-алмаз, алмаз-слюда, рутил-слюда. Гранат – слюдистые гнейсы и сланцы сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, гранатом, пироксеном и слюдами. Из акцессорных минералов присутствуют алмаз, графит, сфен, апатит, циркон, рутил. В гранатах установлено наличие включений фенгита, графита, плагиоклаза, карбоната, сфена, циркона, рутила и микроалмазов. Гранат-пироксеновая порода сложена в основном гранатом и клинопироксеном с небольшим количе-

ством карбоната и калиевого полевого шпата. Порода полосчатая, выраженная чередованием прослоев, обогащенных гранатом или пироксеном. Алмаз встречается преимущественно в прослоях, обогащенных гранатом, как в виде включений в нем, так и в межзерновом пространстве. В гранате часто наблюдаются включения карбоната, слюды, графита, апатита, циркона, рутила, пироксена, микроалмазов, сростаний алмаз-графит, алмаз-слюда, алмаз-циркон, пироксен-слюда, графит-слюда и рутил-слюда.

Алмазоносные гнейсы и сланцы содержат детритовый циркон с хорошо выраженной зональностью, связанной с многократными метаморфическими изменениями, в том числе в зоне субдукции. По каймам цирконов получен возраст в 530 ± 7 млн. лет, тогда как ядра имеют разные возраста от 2000 до 580 млн. лет [3]. Структурно и генетически алмазосодержащие породы тесно связаны с раннекембрийскими гранито-гнейсами фундамента и позднекембрийского осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента. Они формируют (рис. 1) сложную покровно-надвиговую структуру Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны [7–10]. В состав чехла микроконтинента отнесены кварцито-сланцевая, терригенно-карбонатная и песчано-сланцевая толщи, содержащие большое количество детритового циркона с возрастными 2000–850 млн. лет [13], который был обнаружен и в алмазоносных гнейсах [3].

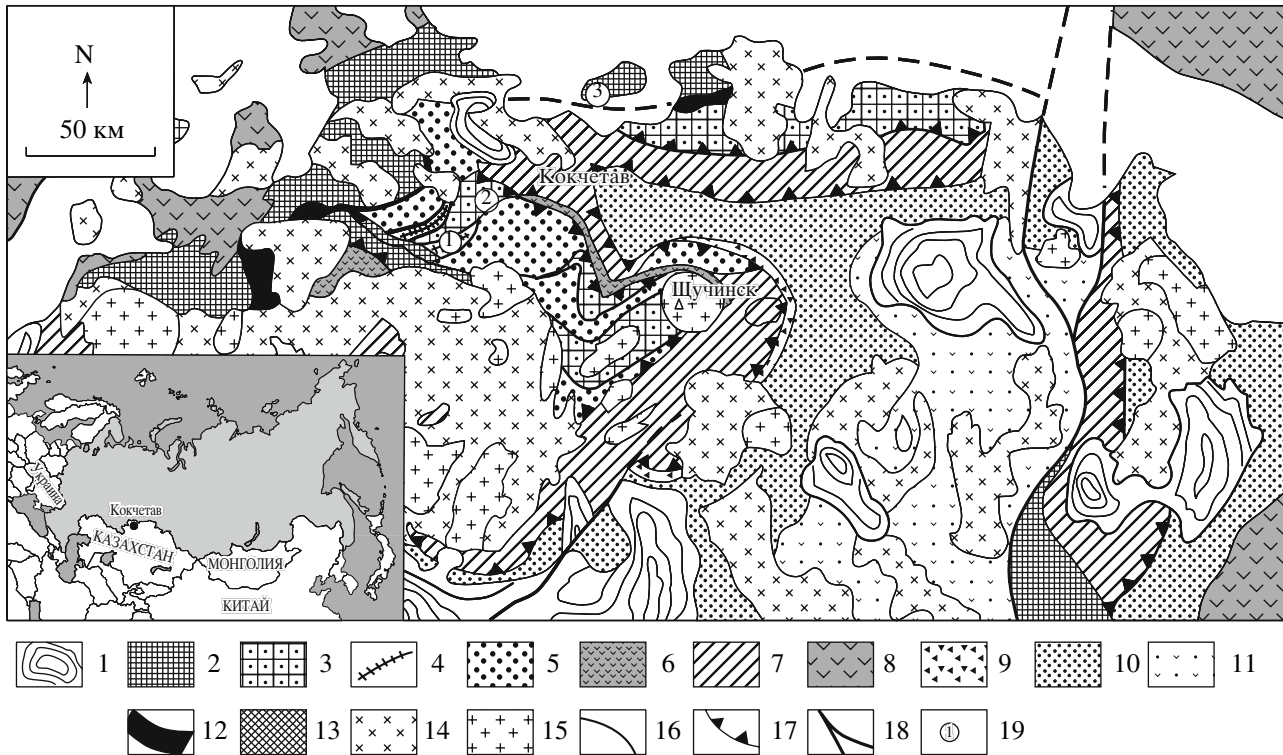


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Казахстана и расположение изученных объектов [10].

1 – девонско-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны, 2–3 – фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северо-востоку от г. Кокчетав) микроконтинентов: 2 – с диафорезом в зеленосланцевой фации и 3 – с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4–5 мегамеланжевый пояс (глубинные фрагменты палеосубдукционной зоны): 4 – алмазодержащие гнейсы и коэситовые эклогиты, 5 – гранито-гнейсы и слюдястые сланцы с линзами эклогитов и гранатовых амфиболитов; 6 – вендские (?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы, 7 – раннеордовивская аккреционная призма, 8 – вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы (на западе – Ишимской дуги, на востоке – Селетинской дуги), 9 – позднеаренигская синтетоническая олистострома, 10 – ордовивские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба, 11 – ордовивские вулканогенные образования Степнянской островной дуги, 12 – позднекембрийско-тремадокские офиолиты Златогорского комплекса, 13 – средне-позднекембрийский Красномайский комплекс щелочно-ультраосновных пород, 14 – силурийско-ордовивские граниты, 15 – девонские граниты, 16 – деформированные плоскости позднекембрийско-раннеордовивских разломов, 17 – позднеаренигско-раннекарадоцкий фронтальный надвиг Кокчетавского массива на Степнякский прогиб, 18 – позднепалеозойские сдвиги, 19 – расположение объектов исследования: 1 – породы скважины С-42 Кумдыкольского алмазоносного месторождения, 2 – песчано-сланцевые породы Илектинских гор вблизи трассы Кокчетав – Березняковка, 3 – терригенно-карбонатные породы шарыкской свиты вблизи п. Алексеевка.

В настоящей статье, посвященной выявлению протолитов метаморфических пород Кумдыкольского месторождения алмазов, рассмотрена редкоземельная систематика большого спектра разновидностей пород (гранат-биотит-кианитовых, гранат-биотитовых, гранат-пироксен-биотитовых, гранат-биотит-мусковитовых, гранат-биотитовых гнейсо-кварцитов, карбонатно-силикатных пород, кальцифиров и мраморов). По инициативе академика Н.Л. Добрецова впервые проведена сравнительная геохимическая характеристика метаосадочных пород со слабо измененными позднекембрийскими осадочными породами Кокчетавского метаморфического пояса.

Предыдущие исследования [14] были сконцентрированы на изучении только алмазодержащих пород. На основании минералого-петрографических исследований предполагалось, что протолитами известково-силикатных пород могли быть глинистые известковые доломиты, а гранат-биотитовых гнейсов – глинистые сланцы. Позже [12], с учетом поведения несовместимых элементов в процессе метаморфизма, было отмечено, что алмазные известково-силикатные породы не являются результатом только метаморфизма смеси глин и карбонатов. Для объяснения высокого содержания калия в пироксене и фенгите алмазоносных известково-силикатных пород, необходимо воздействие также калиевого высокоплотного флюида на кар-

бонатные породы. Этот флюид мог сформироваться за счет плавления протолита гранат-биотитовых гнейсов и сланцев в процессе субдукции.

СОСТАВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Слабометаморфизованные позднекембрийские осадочные толщи широко развиты в поле распространения Кокчетавского метаморфического комплекса. По составу они разделяются на кварцито-терригенную, терригенно-карбонатную и песчано-сланцевую толщ. В стратификации осадочных толщ существует несколько схем. Наиболее распространенной является схема [15], согласно которой терригенно-карбонатные и кварцито-сланцевые толщи составляют илектинскую серию, нижняя часть которой, сложенная углеродистыми сланцами, доломитами, мраморами и сидеритами, выделяется в шарыкскую свиту. Верхняя часть серии представлена кварцитами, кварцевыми метапесчаниками и кварц – хлорит-серицитовыми сланцами, слагающими кокчетавскую свиту. Песчано-сланцевая толща пользуется ограниченным распространением и включает в себя признаки как шарыкской свиты, т.е. наличие графитистых карбонатных и терригенных пород, так и кокчетавской – широкое распространение циркон – рутилоносных кварцитов и кварцевых песчаников.

В кварцито-сланцевой толще (кокчетавской свите) прослеживается регрессивная тенденция осадконакопления, о чем свидетельствует увеличение размерности обломочного материала, возрастания степени его окатанности и мономинеральности. Снизу вверх усиливается роль косой слоистости и внутренних размылов, более устойчивой становится красноцветность пород. Изменения в строении толщ проявляются на фоне последовательных ритмов [16]. В составе кварцито-сланцевой толщ преобладают серицитовые, серицито-кварцевые, графитсито-кварцевые сланцы, нередко чередующиеся с кварцитами. В подчиненном количестве встречаются хлоритовые сланцы и линзы известняков. Кварциты образуют линзы и горизонты мощностью до 10–50 м. Мощность толщ в стратотипическом разрезе кокчетавской свиты в г. Илекты, с учетом складчатости и разломной тектоники достигает нескольких сотен метров. Нижняя возрастная граница кокчетавской свиты определяется по отсутствию в ее составе детритового циркона моложе 850 млн. лет [13]. Кварцито-сланцевая толща является наиболее распространенной. Многими исследователями она сопоставляется с образованиями платформенного чехла и, следовательно, является показателем платформенного этапа развития Кокчетавского микроконтинента.

Терригенно-карбонатная толща (шарыкская свита) представлена углеродистыми и бластопамятными сланцами, которые составляют 60–70% ее объема. Менее развиты доломиты, мраморированные известняки, карбонатные сланцы с прослоями сидеритов и кварцитов. Низкая степень метаморфизма пород позволяет сравнительно легко определить исходный состав осадков. Сланцы возникли в результате метаморфизма глинистых осадков, кварциты и серицитовые кварциты – за счет песчаных отложений, а доломиты и известняки – за счет карбонатных осадков. Мощность толщ достигает многих сотен метров. Условия формирования толщ соответствует глубоководному осадконакоплению вблизи континентального шельфа.

Песчано-сланцевая толща, характеризуется признаками как кокчетавской, так и шарыкской свит. К карьере вблизи п. Березняковка в Илектинских горах в ее составе широко представлены ритмично-слоистые породы с ритмами двух типов. Один из них начинается с хорошо сортированных среднезернистых кварцевых песчаников, которые сменяются мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Цемент карбонатный. Песчаники обогащены обломками рутила и циркона. Алевролиты насыщены углеродистым веществом. Мощность ритмов составляет от долей сантиметров до первых сантиметров. Другая ритмичность, мощность 1 м представлена повторением в разрезе чередования кварцевых песчаников (мощность до 50 см), насыщенных обломками циркона и рутила, песчаников с прослоями из обломков циркона и рутила (мощность до 50 см) и кварцевых песчаников (мощность до 30–40 см). Среди пород с ритмичностью первого типа встречаются прослои до первых метров черных углеродистых карбонатных пород, переслаивающихся с кварц-рутил – цирконовыми и кварцевыми песчаниками.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД КУМДЫКОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ; РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Объектами исследования явились породы скважины С-42 из Кумдыкольского алмазоносного месторождения. Главными петрографическими разновидностями пород (табл. 1) являются алюмосиликатные породы среднего и кислого состава – гранат-биотитовые, гранат-биотит-кианитовые и двуслюдяные гнейсы. Подчиненное значение имеют кварциты, карбонатно-силикатные и карбонатные породы. Для сравнительной характеристики использовались графитосодержащие терригенно-карбонатные и песчано-сланцевые породы, отобранные, соответственно, в карьерах вблизи п. Алексеевка (40 км на север от г. Кокчетав) и в Илектинских гор вблизи трассы Кокчетав – Березняковка (рис. 1).

Определение петрогенных элементов осуществлялось в Аналитическом центре ОИГГиМ

Таблица 1. Составы метасадочных пород алмазного Кумдыкольского месторождения из скважины С-42 и карбонатов шарыкской свиты. Окислы в мас. %, редкие элементы в г/т

Компонент	С-42-16	С-42-20	С-42-29	С-42-13	С-42-37	С-42-52	С-42-38	С-42-51	С-42-45	С-42-39	С-42-25	С-42-42	С-42-32	С-42-50	С-42-53	С-42-14	Ш-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	58.1	59.01	61.06	63.26	62.88	65.64	60.31	26.33	67.46	65.21	35.65	54.2	60.48	33.43	6.94	64.3	0.14
TiO ₂	0.878	0.776	0.85	0.439	0.68	0.402	0.902	0.17	0.554	0.574	0.334	0.268	0.79	0.225	0.03	0.511	0.03
Al ₂ O ₃	16.04	14.07	15.03	12.14	13.84	11.9	14.85	4.24	13.56	14.14	5.32	7.75	15.59	5.95	0.96	12.15	0.19
Fe ₂ O ₃	9.13	7.47	8.41	6.59	7.2	11.32	8.34	3.18	5.49	6.39	6.04	3.42	7.23	2.09	2.72	7.93	0.44
MnO	0.145	0.163	0.13	0.213	0.19	0.396	0.155	0.125	0.129	0.115	0.48	0.176	0.125	0.107	0.182	0.214	0.03
MgO	3.12	4.22	2.83	3.23	3.11	3.43	3.66	16.38	3.12	2.51	11.92	9.99	3.32	14.87	19.97	3.02	22.73
CaO	3.3	6.94	2.57	8.27	4.91	2.9	4.66	25.06	3.11	3.36	27.46	15.69	4.47	24.4	29.37	5.86	30.61
Na ₂ O	1.68	0.87	0.92	0.86	0.92	0.7	1.29	0.3	1.27	0.69	0.45	0.32	1.06	0.3	0.3	0.51	0.30
K ₂ O	4.49	4.43	4.41	3.04	3.01	2.26	2.35	1.54	3.24	3.83	0.4	3.17	2.58	1.58	0.36	3.53	0.07
P ₂ O ₅	0.119	0.149	0.187	0.168	0.14	0.042	0.118	0.083	0.071	0.155	0.038	0.07	0.093	0.047	0.044	0.155	0.03
ППП	2.51	1.75	3.7	1.77	2.88	0.85	2.58	22.84	1.57	1.96	12.04	4.63	3.21	17.23	39.39	1.54	45.80
Сумма	99.57	99.9	100.15	100.00	99.81	99.86	99.25	99.95	99.59	98.98	100.14	99.69	98.98	99.92	99.94	99.75	100.03
La	19.29	34.55	23.40	34.97	30.79	2.30	37.58	10.35	3.83	36.15	3.12	19.22	45.61	13.29	12.11	29.35	3.64
Ce	56.87	72.33	76.78	73.51	69.16	5.29	84.11	21.86	13.71	90.93	8.07	41.85	109.49	24.87	24.56	64.79	1.98
Pr	4.95	7.94	5.97	7.99	7.29	0.61	8.84	3.01	1.57	8.74	1.36	4.71	10.54	2.89	3.12	6.87	2.04
Nd	19.25	31.34	21.78	27.28	26.57	2.86	32.02	11.54	7.44	32.19	6.59	17.46	38.09	11.59	11.81	24.82	1.72
Sm	4.71	6.16	4.85	6.10	5.21	1.96	6.83	2.46	2.44	7.09	2.11	3.26	7.59	2.26	2.16	5.56	1.26
Eu	1.23	1.30	0.95	0.79	0.91	0.62	1.26	0.56	0.56	1.14	0.53	0.74	1.50	0.52	0.52	0.72	0.92
Gd	5.61	6.32	4.80	5.73	5.29	3.91	6.25	2.42	3.15	6.17	2.59	2.62	6.90	2.05	1.91	5.98	1.66
Tb	0.92	0.90	0.80	1.06	0.87	0.81	1.01	0.32	0.61	0.99	0.48	0.36	1.02	0.30	0.24	1.09	1.34
Dy	5.82	5.60	5.23	6.71	5.43	5.20	6.35	1.82	4.17	6.02	3.29	2.13	6.13	1.86	1.28	7.19	1.34
Ho	1.26	1.15	1.15	1.49	1.16	1.10	1.34	0.38	0.92	1.23	0.73	0.45	1.27	0.41	0.26	1.60	1.3
Er	3.58	3.37	3.39	4.49	3.28	3.12	3.83	1.09	2.74	3.42	2.09	1.23	3.52	1.19	0.70	4.71	1.17
Tm	0.54	0.50	0.53	0.71	0.49	0.45	0.59	0.16	0.43	0.52	0.31	0.18	0.53	0.18	0.09	0.72	1.05
Yb	3.75	3.42	3.55	4.69	3.38	3.05	4.06	1.15	2.96	3.52	2.00	1.29	3.68	1.22	0.65	4.77	0.92
Lu	0.55	0.52	0.53	0.66	0.48	0.43	0.57	0.17	0.44	0.49	0.29	0.18	0.51	0.18	0.09	0.67	0.87
ГМ	0.448	0.378	0.394	0.303	0.345	0.36	0.399	0.288	0.291	0.324	0.328	0.211	0.39	0.247	0.535	0.32	
ТМ	0.55	0.055	0.57	0.036	0.049	0.034	0.061	0.04	0.041	0.041	0.063	0.035	0.051	0.038	0.031	0.042	
Fe/Mn	56.87	41.39	58.43	27.94	34.23	25.82	48.6	23.0	38.44	50.18	11.37	17.5	52.24	17.64	13.5	33.47	

Примечание. Гнейсы: гранат-биотит-клинитовые (1, 2, 5, 7, 10), гранат-биотитовые (3, 13), гранат-пироксен-биотитовые (4, 16), гранат-биотит-мусковитовые (9). Гранат-биотитовый гнейсо-кварцит (6), карбонатно-силикатные породы (11, 12), кальцифилы (8, 14), мрамор (15). Среднее для карбонатов шарыкской свиты (Ш-1). ГМ, ТМ, Fe/Mn – смотри объяснения в тексте.

СО РАН (аналитик Киреев А.Н.), содержания РЗЭ получены методом ICP-MS в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН (аналитик Сандмирова Г.П.).

Статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от средне-температурных фаций до гранулитовой фации метаморфизма включительно, свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, за исключением щелочей. Эти исследования позволяют считать оправданным широкое применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород.

Реконструкции исходного состава метаморфических пород Кумдыкольского месторождения выполнены по методикам А.Н. Неелова (1980) [17], Я.Э. Юдовича и М.Н. Кетрис (2000) [18].

На диаграмме А.Н. Неелова [17] исследуемые метаморфические породы (табл. 1) относятся к следующим группам, которые расположены в порядке распространения:

1. Граувакковые алевропесчаники и алевролиты (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы).

2. Карбонатные породы (кальцифиры, мраморы).

3. Карбонатолиты с примесью песчаного материала (карбонатно-силикатные породы).

4. Граувакковые алевропесчаники и алевролиты, карбонатолиты с примесью туфогенного материала среднего состава (гранат-мусковит-биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсо-кварциты, карбонатно-силикатные породы).

По методике Юдовича и Кетрис (2000) [18] среди метаморфических алюмосиликатных пород среднего и кислого состава (табл.1), выделены следующие исходные разности.

1. Глинистые породы (сиаллиты).

2. Глинистые породы с примесью песчаного материала (миосилиты).

3. Алевролиты с примесью туфогенного (вулканомиктового) материала среднего состава (псевдосилиты).

4. Кремнисто-глинистые сланцы (глинистые силициты).

При расчетах применялись: гидролизатный модуль $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$, считающийся универсальным для определения состава любых терригенных и кремнистых пород, и титановый модуль $TM = TiO_2/Al_2O_3$, позволяющий уточнить первичную природу метаосадочных пород.

Полученные данные пересчетов для метаморфических алюмосиликатных пород среднего и кислого состава по обеим методикам дали сходные результаты.

Для выявления глубинности осадконакопления протолитов метаосадочных пород был использован элементный фациальный индикатор Fe/Mn [19]. Его значения уменьшаются с увеличением глубины бассейна с переходом от шельфовых фаций к пелагическим. Так как величина модуля для изученных пород не превышает 40, это позволяет предположить, что породы протолита накапливались в глубоководной обстановке.

Распределение РЗЭ представлено для трех основных типов реконструированных метаосадочных пород (табл. 1, рис. 2).

1. Глинистые породы

Гомогенизирующие (усредняющие) эффекты осадочных процессов приводят к почти постоянному распределению РЗЭ в осадочных породах, и особенно это проявлено в глинистых породах. Однообразие этих составов говорит о том, что типичные глинистые сланцы в отношении РЗЭ отражают средний состав поверхностной части коры [20]. Спектры распределения РЗЭ (рис. 2а) в метапелитах очень близки к кривой PAAS (постархейским глинистым сланцам Австралии) сформированным в глубинных условиях [20]), хотя суммарное содержание РЗЭ несколько повышено. Обогащение, вероятно, обусловлено тонкоотмученностью глубоководных осадков [21]. Некоторое повышение доли тяжелых лантаноидов может отражать влияние морской воды в качестве источника РЗЭ [21].

Сравнение спектров распределения РЗЭ в метаглинистых сланцах Кумдыкольского месторождения (рис. 2а) и глинистых сланцев шарыкской свиты (рис. 3а) показывает их сходство по усредненным значениям и достаточно большой разброс по отдельным образцам. Последнее может свидетельствовать как о неоднородности состава источников сноса, так и о характерных для шельфовых обстановок фациальных переходов, связанных с изменением глубин.

На спайдердиаграмме (рис. 4), где метаглинистые породы Кумдыкольского месторождения и глинистые породы песчано-сланцевой толщи нормированы к среднему составу постархейских глинистых сланцев – PAS [22], четко видны их геохимические отличия. Если для метаглинистых пород величина нормированного соотношения элементов близка к единице, т.е. они близки по составу к PAS, то для глинистых сланцев шарыкской свиты наблюдается резкое обеднение фосфором и обогащение Zr и Hf. Обогащение этими элементами объясняется особенностями осадконакопления в субплатформенном бассейне, где существовали условия для формирования циркон – рутиловых россыпей. К примеру, песчаник из песчано-сланцевой толщи (образец IL-7), содержащий обломки

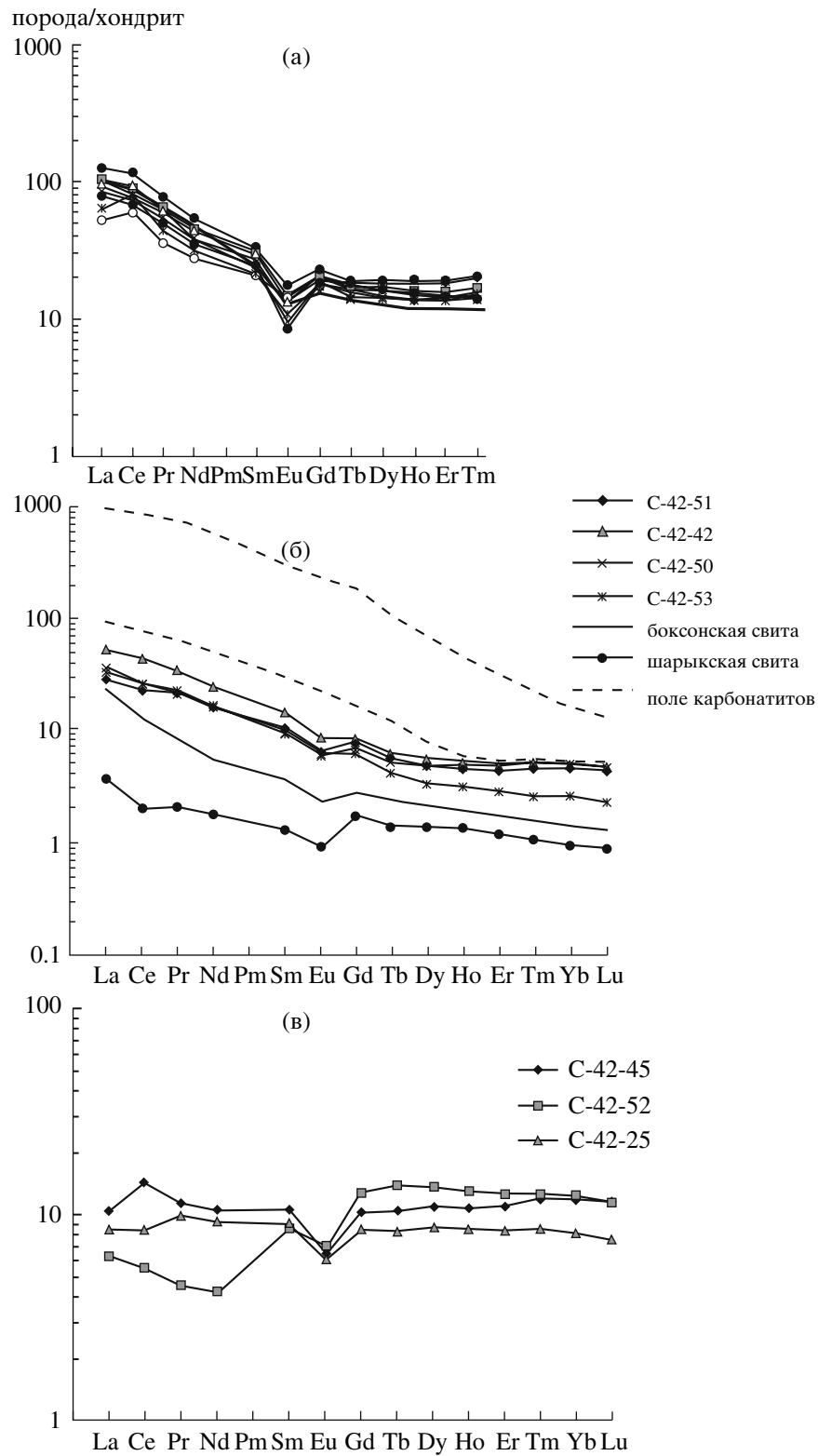


Рис. 2. Распределение РЗЭ метаосадочных пород Кумдыкольского месторождения, нормированных по хондриту [27]: а – метапелиты, б – метакarbonаты, в – метапелиты и метакarbonаты с исходной примесью туфогенного материала среднего состава.

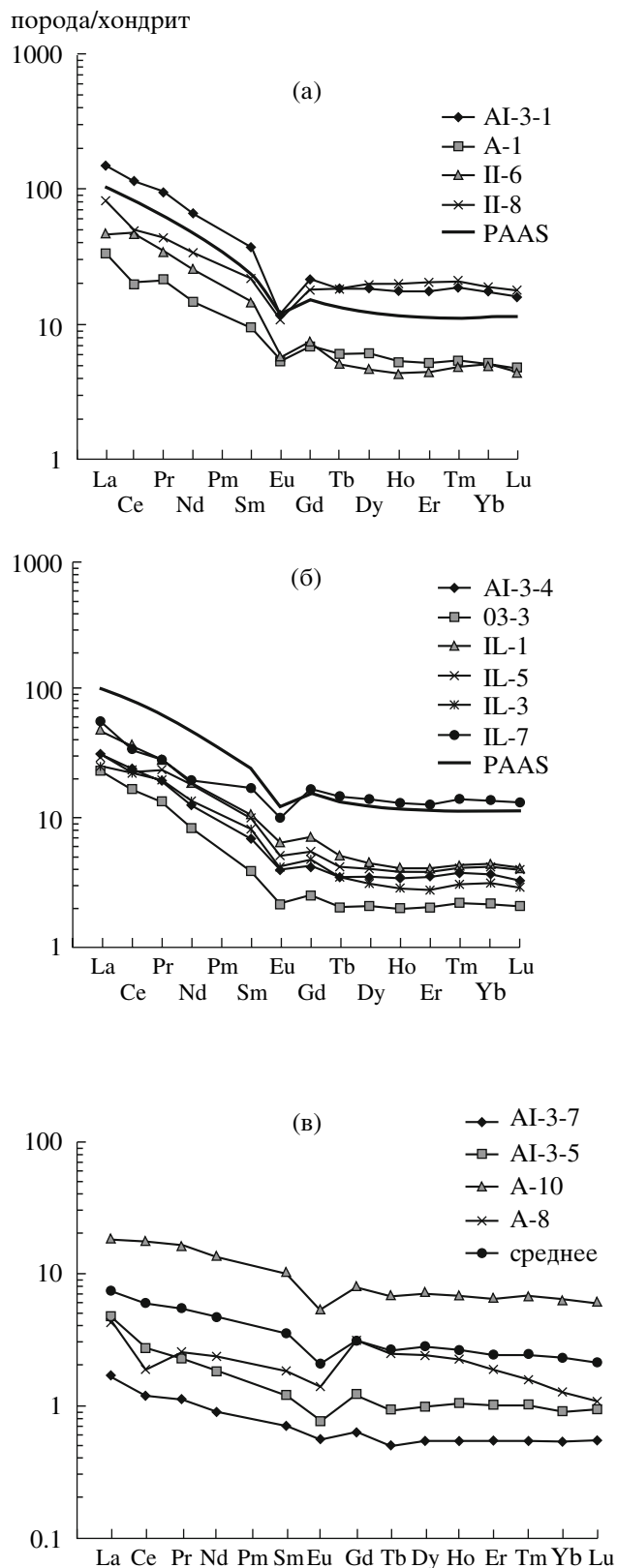


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породах шарыкской свиты, нормированных по хондриту [27]: а – алевриты и аргиллиты, б – кварцевые песчаники, в – карбонатные породы.

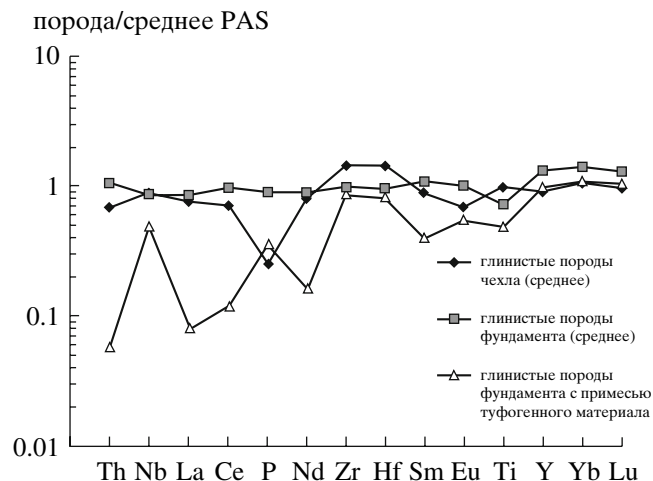


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных к среднему составу постархейских глинистых сланцев – PAS [23].

циркона и рутила, характеризуется повышенным содержанием Zr до 960 г/т и Hf до 20.39 г/т.

На диаграмме распределения (табл. 2, рис. 3б) кварцевые песчаники песчано-сланцевой толщи характеризуются спектрами, сходными с PAAS, но с более низкими содержаниями РЗЭ. Исходя из этого можно сделать заключение, что глинистый цемент песчаников близок по составу к PAAS. Что касается пониженного содержания фосфора в глинистых породах шарыкской свиты (рис. 4), то оно может объясняться накоплением осадков в субплатформенном бассейне, так как фосфор обычно осаждается в более глубоководных условиях на фоне замедленной седиментации [23].

2. Карбонатные породы

Карбонатные породы, как правило, не отражают состав верхней части коры, в отличие от глинистых и песчаных, а скорее определяют экзодинамическую и физико-химическую обстановку осадконакопления. Тренды распределения РЗЭ в метакарбонатных породах имеют однотипный характер и представляют собой пологонаклонные линии с незначительным обогащением LREE и слабой европиевой аномалией (рис. 2б). Например, в сравнении со спектрами субплатформенных карбонатных отложений венд – кембрийской боксонской серии (Восточные Саяны) [22] и шарыкской свиты (рис. 3в), наблюдается однотипная топология линий спектров, однако суммарное содержание РЗЭ в метакарбонатных породах существенно повышено. Это обстоятельство объясняется тиховодностью глубоководного бассейна, в частности, высокие концентрации РЗЭ могут свидетельствовать о низкой скорости седиментации [23]. Такой обстановкой может быть основание шельфового склона.

Таблица 2. Составы осадочных пород чехла Кокчетавского микроконтинента (песчано-сланцевая толща-П и шарыкская свита-А). Окислы в мас. %, редкие элементы в г/т

Ком- понент	A 1-3-1	A-1	П-6	П-8	A 1-3-4	03-3	П-1	П-5	П-3	П-7	A 1-3-7	A 1-3-5	A-10	A-8
	глинистые сланцы				кварцевые песчаники						карбонатные породы			
SiO ₂	59.07	60.32	82.15	56.92	91.68	96.34	90.08	95.02	90.19	92.10	0.06	0.27	6.95	0.10
TiO ₂	1.02	0.99	0.68	1.19	0.08	0.05	0.13	0.05	0.90	0.97	0.03	0.03	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	20.69	20.55	9.49	24.01	4.71	1.73	5.58	2.90	4.48	3.47	0.01	0.22	1.29	0.34
Fe ₂ O ₃	7.65	7.40	1.23	2.88	1.01	1.06	0.74	0.70	1.53	1.24	0.45	0.43	1.64	0.45
MnO	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO	1.13	0.78	0.71	1.41	0.21	0.10	0.21	0.10	0.48	0.10	22.69	22.70	20.16	22.81
CaO	0.30	0.10	0.08	0.08	0.07	0.04	0.16	0.08	0.11	0.06	30.88	30.68	28.70	30.26
Na ₂ O	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
K ₂ O	4.69	4.87	3.87	9.18	1.53	0.40	1.73	0.37	1.81	1.05	0.07	0.08	0.39	0.07
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
Ba	0.20	0.03	0.07	0.09	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
ППП	5.03	1.41	1.68	3.98	0.66	0.30	1.07	0.70	0.96	0.84	45.84	45.62	40.59	45.94
Сумма	99.95	99.48	99.94	99.75	99.97	99.91	99.71	99.82	99.67	99.81	100.01	100.01	99.82	99.97
Sc 45	1.50	2.16	1.50	1.65	1.01	0.51	1.67	1.15	1.82	3.59	0.24	0.27	3.60	0.37
V 51	127.74	152.42	31.90	176.78	9.69	4.41	13.01	6.85	8.07	18.87	2.45	3.20	18.11	2.62
Cr 52	106.60	105.97	38.80	97.02	34.86	58.73	41.13	45.51	16.87	30.47	87.38	15.19	69.08	46.90
Co 59	10.64	40.51	0.92	1.14	0.42	0.43	0.59	0.52	0.48	0.81	0.34	0.59	5.97	9.78
Ni 60	21.56	91.22	4.01	15.51	1.96	11.06	11.31	16.46	3.49	7.71	1.11	0.96	14.91	2.76
Cu 63	16.64	96.99	5.83	19.70	3.85	4.22	2.22	5.40	9.49	9.82	0.63	0.68	8.00	0.40
Zn 66	37.89	244.65	20.59	15.91	2.52	1.17	5.26	2.02	13.05	13.85	4.93	8.30	7.88	28.25
Ga 71	21.25	26.52	10.72	31.51	4.67	1.22	4.17	2.75	3.82	3.30	0.04	0.11	2.15	0.05
Ge 74	1.70	2.44	1.54	2.41	1.02	0.91	1.16	0.88	1.14	1.27	0.08	0.06	0.26	0.11
Rb 85	32.51	91.10	48.75	132.14	39.12	9.03	46.56	10.48	54.36	31.23	0.06	0.61	14.15	0.25
Sr 88	20.72	1.75	1.49	0.73	7.38	2.85	1.10	2.46	1.38	6.06	38.71	34.14	50.61	42.10
Y 89	36.26	8.74	8.47	44.06	6.76	4.27	8.20	7.87	6.05	29.23	1.61	2.85	13.18	4.75
Zr 90	238.38	187.73	523.14	256.15	58.12	64.07	88.10	48.88	70.12	960.73	1.19	3.22	32.43	2.00
Nb 93	22.00	14.89	11.54	20.04	1.95	1.16	2.70	1.61	2.32	9.80	0.07	0.27	1.51	0.11
Mo 95	1.12	0.74	3.07	0.35	0.25	1.74	1.39	2.55	1.20	1.85	0.29	0.19	0.39	0.19
Sn 120	1.76	4.12	2.30	5.43	0.46	0.17	0.67	0.32	0.44	1.35	не обн.	0.00	0.32	не обн.
Sb 121	0.55	0.82	2.14	3.80	0.75	0.10	0.79	1.15	5.47	3.64	0.12	0.16	1.99	0.11
Cs 133	4.41	1.30	1.24	4.87	0.91	0.53	1.08	1.04	0.78	3.35	0.13	0.23	1.61	0.32
Ba 138	0.60	0.18	0.17	0.68	0.12	0.08	0.16	0.15	0.11	0.51	0.02	0.04	0.23	0.04
Hf 178	5.98	4.57	12.02	5.93	1.49	1.35	1.95	1.20	1.52	20.39	не обн.	0.09	0.85	0.02
Ta 181	1.62	1.15	0.79	1.26	0.16	0.07	0.19	0.12	0.13	0.28	0.04	0.33	0.17	0.03
W 184	1.41	2.45	1.12	2.32	0.28	1.07	0.91	1.22	0.43	1.72	0.09	0.12	0.34	0.10
Tl 205	0.57	0.72	0.41	1.12	0.17	0.04	0.19	0.06	0.22	0.14	0.01	0.00	0.06	0.01
Pb 208	9.57	7.30	1.13	1.81	4.53	0.90	1.00	11.08	4.96	18.65	0.52	0.54	11.80	0.21
Th 232	22.41	3.88	4.34	9.11	1.95	1.21	2.86	2.10	2.98	6.35	0.07	0.15	1.90	0.09
U 238	3.70	2.59	1.91	1.43	0.67	0.64	0.76	0.90	1.24	2.85	0.14	0.30	0.90	0.75

Для сравнения так же приведено поле РЗЭ-спектров карбонатитов позднедокембрийского пенчгинского комплекса Енисейского кряжа [24], т.к. существует точка зрения [25, 26], что протолитом метакарбонатных пород Кумдыкольского месторождения могли быть карбонатитовые магмы. На рис. 2б видно, что обогащение РЗЭ карбонатитов на порядок превышает содержания их в метакарбонатах, поэтому, логичнее предположить хемогенно-осадочное происхождение протолитов метакорбанатных пород.

В распределении РЗЭ в карбонатных и глинистых породах терригенно-карбонатной толщи (шарыкской свиты) прослеживается значительный разброс в суммах РЗЭ (рис. 3а, в), что характерно для пород, формирующихся на разных глубинах континентального шельфа.

3. Глинистые породы с примесью вулканомиктового материала среднего состава

Спектры распределения РЗЭ (рис. 2в) породы с примесью вулканомиктового материала среднего состава, как правило, пологие, с четкой европейской аномалией. Следует предполагать, что породы такого типа после осадконакопления были существенно обеднены Th, легкими и средними РЗЭ (особенно образец С-45-52), в чем, возможно, сыграли роль подводные гидротермы, которые способствуют деплетированию РЗЭ путем их осаждения в гидроксидах железа и марганца [22].

Довольно ограниченное присутствие исходных пород подобного типа свидетельствует об умеренном проявлении среднего по составу вулканизма, сингенетичного осадконакоплению. Можно предполагать, что он происходил вдали на островной дуге, под которую в конечном итоге субдуцировал Кокчетавский микроконтинент.

Таким образом, полученные результаты позволяют предполагать, что протолиты алмазосодержащих пород Кумдыкольского месторождения близки по составу к терригенно-карбонатным и песчано-сланцевым породам и формировались в глубоководной обстановке. Вероятно, что терригенно-карбонатная, песчано-сланцевая и кварцито-сланцевая толщи могли характеризовать различные по глубинности части позднедокембрийского шельфового склона Кокчетавского микроконтинента.

ВЫВОДЫ

Сравнение лито-геохимических характеристик осадочных парагенезисов Кокчетавского массива и результаты анализа распределения РЗЭ в метаосадочных отложениях Кумдыкольского месторождения позволяют сделать следующие выводы.

– Песчано-сланцевые породы по литологическому составу и распределению РЗЭ формирова-

лись в мелководных условиях континентального шельфа, терригенно-карбонатные породы шарыкской свиты формировались в тиховодных глубоководных условиях континентального шельфа.

– Тренд распределения РЗЭ в метапелитах Кумдыкольского месторождения хорошо коррелирует с трендом РААС и свидетельствует о формировании осадков в тиховодных условиях глубоководного бассейна. Повышенные содержания РЗЭ в метакорбанатных породах (кальцифирах и мраморах) Кумдыкольского месторождения по сравнению с трендами РЗЭ карбонатных пород платформенных и субплатформенных отложений, также свидетельствует об осадконакоплении их протолитов в условиях глубоководного бассейна.

– Проведенный анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в раннекембрийских метаосадочных алмазосодержащих породах Кумдыкольского месторождения и сравнение с лито-геохимическими характеристиками осадочных парагенезисов слабометаморфизованных позднедокембрийских графитосодержащих осадочных пород северного Казахстана позволяет предполагать, что протолиты алмазосодержащих пород близки по составу к позднедокембрийским терригенно-карбонатным и песчано-сланцевым породам, сформированных в обстановке континентального чехла и шельфа. Часть из них была преобразована в зоне субдукции до алмазосодержащих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746.
2. Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А. Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // Доклады Акад. Наук. 1991. Т. 321. С. 189–193.
3. Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S. et al. Zircon response to diamond-pressure metamorphism // Geology. 1991. V. 19. P. 710–713.
4. Dobretsov N.L., Sobolev N.V. Shatsky V.S. et al. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses Kokchetav complex, North Kazakhstan: The geologic enigma of UHP crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // Island arc. 1995. V. 4. P. 267–279.
5. Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Comparison of the Kokchetav and Dabie Shan metamorphic complexes: coesite – and diamond-bearing rocks and UHP-HP accretional-collisional events // International Geology Review. 1996. V. 37. P. 636–656.
6. Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y. Petrology of diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // The Island Arc. 2000. V. 9. P. 379–399.
7. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского

- массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1645–1666.
8. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско – раннекаридовская коллизионно-субдукционная зона // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 1–5.
 9. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембрийско-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геология и Геофизика, 2005. № 8. С. 806–816.
 10. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др. Венд – раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно – коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 428–445.
 11. Корсаков А.В., Шацкий В.С. Механизм образования алмазов в графитовых “рубашках” в метаморфических породах сверхвысоких давлений // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 2. С. 232–236.
 12. Шацкий В.С., Ситников Е.С., Козьменко О.А. и др. Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокбарического метаморфизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 485–498.
 13. Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б. и др. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 518–521.
 14. Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contr. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P. 185–205.
 15. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата: Наука. 1987. 224 с.
 16. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б. и др. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 1998. С. 159–166.
 17. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука. 1980. 100 с.
 18. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука. 2000. 479 с.
 19. Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М. Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции. // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18–21.
 20. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 379 с.
 21. Мигдисов А.А., Балашиов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
 22. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы). // ДАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–240.
 23. Bellanca A., Masetti D., Neri R. Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cison section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes // Chem. Geol. 1997. № 141. P. 141–152.
 24. Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З. и др. Вещественный состав и возраст пенчугинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский край. // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 145–163.
 25. Перчук Л.Л., Янаскурт В.О., Окай Ф. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 267–309.
 26. Литвин Ю.А., Спивак А.В., Матвеев Ю.А. Экспериментальное изучение алмазообразования в расплавах карбонатно-силикатных пород кокчетавского метаморфического комплекса при 5.5–7.5 ГПа. // Геохимия. 2003. № 11. С. 1191–1200.
 27. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim Cosmochim Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.