

УДК 551.2/.3:550.93(470.32)

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПАЛЕОБАССЕЙН ЛОСЕВСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

Р.А. Терентьев

Воронежский государственный университет

В статье приводится геологическая, петрографическая и петрогеохимическая характеристика метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород Лосевского раннепротерозойского палеобассейна. Обосновывается формирование палеобассейна в геотектонических обстановках, соответствующих современным окраинным морям и островным дугам.

Рассматриваемые в статье образования впервые были описаны в объеме лосевской серии и частично байгоровской свиты как основные стратиграфические единицы Лосевской шовной зоны Ю.С. Зайцевым и др. [1, 2 и др.]. Более поздние исследования были сосредоточены на выяснении возраста, стратиграфического ранга, степени метаморфизма, металлогенической специализации и геодинамической обстановки формирования лосевской серии (см. список литературы в работах Терентьева [3, 4 и др.]). За исключением некоторых сомнений, высказанных в ряде работ [5, 6], общее мнение сводилось к тому, что поскольку лосевская серия включает андезиты, за которые принимались в большинстве случаев метаморфизованные осадочные породы, она формировалась в субдукционной обстановке. Однако после работы [4], показавшей, что Лосевскую шовную зону (ЛШЗ) слагают несколько полихронных и полигенных метаморфизованных вулканогенных формаций, это мнение подверглось переоценке. Соответственно изменились представления о палеогеографической обстановке, так как пришлось признать существование котловинного моря. В настоящей статье сведены последние геологические и петрогеохимические данные, полученные в результате детального изучения всех основных скважин, вскрывающих образования ЛШЗ, с целью охарактеризовать вулканические процессы, осадконакопление и геотектонические условия формирования раннепротерозойского палеобассейна этой зоны.

Фундамент и общее тектоническое положение района

Лосевская шовная зона (определяющая современные границы одноименного протерозойского палеобассейна) разделяет блоки литосферы (мегаблоки Курский и Хоперский), ранее принадлежавшие различным плитам и имеющие разное строение, возраст, степень дифференцированности и историю развития [5, 7]. ЛШЗ отчетливо выделяется по геолого-геофизическим и петрофизическим признакам на фоне прилегающих участков единой в настоящее время литосферной плиты [8].

Эволюция ЛШЗ включает этапы рифтогенеза и субдукции (из ранних работ не ясно – андийский или за-

падно-тихоокеанский тип), последующий за ними этап коллизии (столкновение двух микроконтинентов), заключительный этап затухания тектонической активности и перехода к внутриплитному платформенному (или субплатформенному) тектоническому режиму. Такая эволюция ЛШЗ позволяет относить ее к эпиколлизионным палеоконвергентным границам плит [9]. По классификации геоструктурных областей докембрия Ч.Б. Борукаева [10], ЛШЗ относится к граничным троговым поясам – «преимущественно нижнепротерозойские узкие, линейные и ломаной конфигурации прогибы, ограниченные с одной стороны разломом (в нашем случае Лосевско-Мамонский глубинный разлом), разделяющие крупные блоки принципиально разного строения (Курский и Хоперский мегаблоки ВКМ) ... обычно с высоким содержанием вулканитов основного состава». По литературным данным такие геоструктурные области интерпретируются как океанические или задуговые бассейны и островодужные или окраинно-континентальные системы [11]. Заложение рассматриваемой структуры происходило на архейских образованиях обоянского комплекса и михайловской серии, принадлежащих Курскому микроконтиненту. Таким образом, фундамент палеобассейна сложен диоритогнейсами, гранодиоритогнейсами, плагиогнейсами (донская ассоциация обоянской серии) и ортоамфиболитами (михайловская серия). История развития шовной зоны начинается с раннепротерозойского времени (поздний архей: ранний протерозой). На рисунке 1 показаны выходы раннепротерозойских изверженных пород Лосевского палеобассейна, а на рисунке 2 общие представления о геологических процессах того времени. Сначала происходит накопление терригенной толщи в окраинном бассейне, затем рифтогенез, внедрение интрузий габброидов рожественского и гранитоидов усманского комплексов и формирование островной дуги.

Окраинное море

Вулканизм. Вулканизм окраинного моря был сосредоточен вдоль двух линейных зон, предполагаемых осей задугового спрединга (см. рис. 1). Метавулканы образуют контрастную метабазаальт-плагиоориолитовую ассоциацию. В ее состав входят метабазаальты

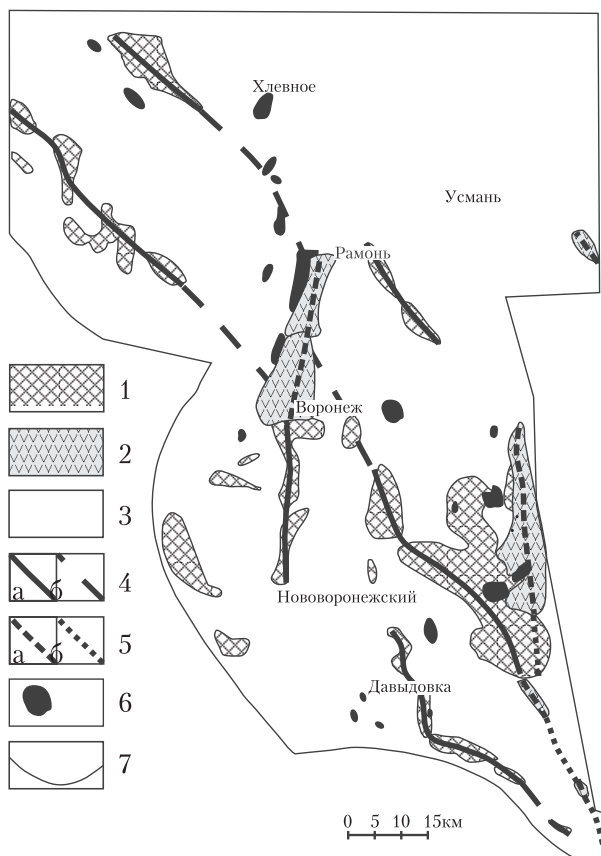


Рис. 1. Схема расположения докембрийских метавулкано-генных комплексов островных дуг и окраинных морей Лосевского палеобассейна:

- 1 – метавулканы эффузивной и пирокластической фаций окраинного моря, 2 – метавулкано-генные породы островной дуги,
- 3 – метатерригенные породы окраинного моря; плагиограниты усманского комплекса; гнейсы, амфиболиты фундамента бассейна,
- 4 – предполагаемые оси палеосрединга,
- 5 – оси островных дуг,
- 6 – интрузии мафитов-ультрамафитов в объеме рождественского комплекса, 7 – контуры осадочного палеобассейна

толеитовой серии, метаплагиориодациты, метаплагио-риолиты. Метабазальты слагают субвулканические тела (силлы, дайки), потоки и покровы (судя по выдержанности состава метавулкаников по площади и по разрезу), слои метапирокластических пород. Кислые породы представлены в основном субвулканическими, пирокластическими, реже эффузивными фациями. В структуре разреза метабазиты слагают нижнюю часть, в средней части наблюдается переслаивание основных и кислых метавулкаников, в верхней части – возрастает роль метаосадочных пород. Малое количество метапирокластических пород свидетельствует о подводных (относительно глубоководных) извержениях на начальных стадиях развития палеобассейна ниже уровня компенсации давления [12], который составляет для основных магм не менее 500м [13]. Отсутствие реликтовых миндалекаменных текстур (первичной пористости) также говорит в пользу упомянутого факта. По мере уменьшения глубин извержений давление пара в магме начинает превышать внешнее давление воды. На малой глубине выделение содержащихся в магме летучих может носить характер взрывов [14], что проявилось в накоплении пирокластических пород на более поздней стадии формирования Лосевского палеобассейна (рис. 3).

Среди метабазальтов окраинного бассейна выделяются две разновидности по минеральному составу: кварц-актинолитовые и (кварц-альбит)-карбонат-хлоритовые. Между разновидностями существуют переходные породы. Все метабазиты содержат то или иное количество эпидота. Реликтовые структуры основных пород утрачены полностью, за исключением метаморфизованных субвулкаников, в которых наблюдаются апофенокристаллы компактной роговой обманки. По текстуре различаются массивные, сланцеватые и полосчатые метабазиты, характеризующие, по-видимому, фа-

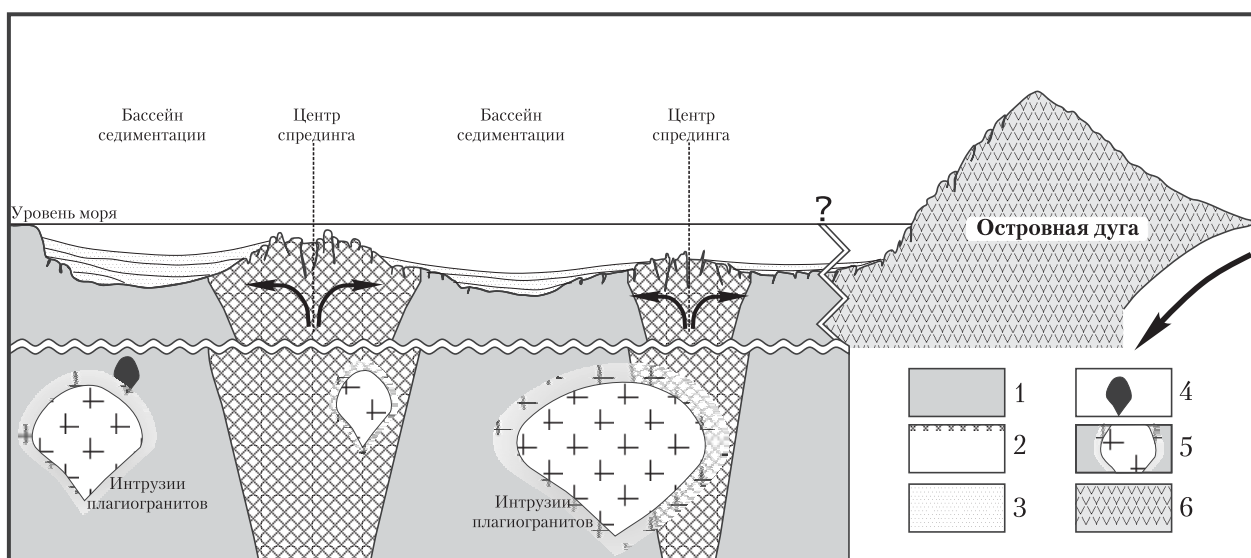


Рис. 2. Геодинамический разрез вкрест простираения ЛШЗ для раннего протерозоя:

- 1 – породы фундамента палеобассейна, 2 – метавулканы окраинного моря, 3 – осадки окраинного моря,
- 4 – мафит-ультрамафиты рождественского комплекса, 5 – плагиограниты усманского комплекса и их контактовые ореолы,
- 6 – вулкано-генно-осадочные образования островной дуги

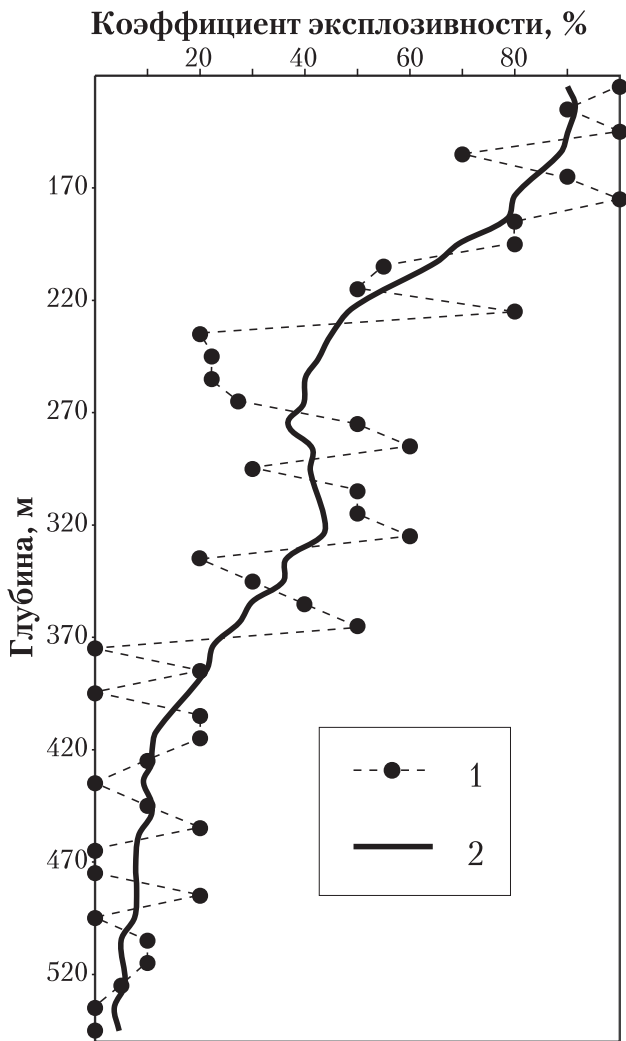


Рис. 3. Иллюстрация изменения коэффициента explosивности с глубиной по скважине 7782 (комплекс окраинного моря):

1 — значения коэффициента explosивности для десятиметрового интервала, 2 — график скользящего среднего коэффициента explosивности

циальную изменчивость вулканических тел (эффузив → пирокласт → вулканогенно-осадочная порода [3]).

Основная ткань метаплагиориодацит-плагиориолитов сложена серицитом, кварцем, плагиоклазом ± эпидот ± хлорит. Реликтовые фенокристаллы представлены как отчетливо зональным, так и азональным плагиоклазом, а в наиболее кремнекислых разновидностях — кварцем. Среди них так же, как и в основных породах, можно выделить массивные, сланцеватые и полосчатые разновидности.

По петрогеохимическому составу основные метавулканиды окраинноморского комплекса дифференцированы слабо и представлены метабазами (средние химические составы вулканидов см. в работе [4]). Все они относятся к натриевому типу базальтов с повышенными содержаниями TiO_2 , FeO^* , иногда MgO (в субвулканических образованиях) и низкими Al_2O_3 , K_2O . На диаграммах AFM, $FeO/MgO-SiO_2$ и др. фигуративные точки метабазальтов располагаются в

поле толеитовой серии. По коэффициенту глиноземистости они относятся к низкоглиноземистым породам ($al < 0,87$) (рис. 4).

Уровень концентрации микроэлементов в метабазах близок к таковым для базальтов толеитовых серий спрединговых зон океанов (рис. 5), отличаясь от них высокими содержаниями элементов с крупными ионными радиусами (K, Rb, Ba, Th) и низкими — Zr и Hf. От типовых базальтов окраинных морей (по [15]) метабаза Лосевского палеобассейна отличаются повышенными концентрациями Ta и Nb. Тем не менее, принимая во внимание спайдер-диаграммы хондрит-нормализованных РЗЭ (рис. 6), низкие отношения $(La/Ce)_N = 0,93-1,00$, $(La/Sm)_N = 0,87-1,20$, $(La/Yb)_N = 0,88-2,06$ и высокие $Zr/Nb = 10,5-28,6$, $Y/Nb = 2,4-7,3$ метабаза контрастной формации сопоставима с нормальными и переходными базами океанического дна (N-MORB и T-MORB). В соответствии с рекомендациями Л. Вирека о проверке корреляции легких и тяжелых РЗЭ [16] метабаза окраинного моря также относится к N-MORB. При исключении образцов первично пирокластической природы в метабазах наблюдается положительная корреляция легких и тяжелых РЗЭ (коэффициент корреляции $\geq 0,95$).

Метаплагиориодацит-плагиориолиты и метаплагиогранит-порфиры являются предельно кремнекислыми образованиями, содержащими от 68 до 76 мас % кремнезема и относительно высокие количества CaO , TiO_2 , иногда MgO (средние химические составы вулканидов см. в работе [4]). По величине $al = (Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO))$ они относятся к весьма высокоглиноземистым разновидностям с низким ($< 0,5$) K_2O/Na_2O отношением (рис. 4). Концентрации оксидов щелочей варьируют в интервале 5,5–7,2 мас %, в целом отвечая низкощелочным породам. Относительно высокая железистость (70–90 %) указывает на присутствие железистых минералов.

Высокая величина La/Yb в метаплагиориодацит-плагиориолитах говорит о преобладании легких РЗЭ над тяжелыми, но общая сумма абсолютных значений легких РЗЭ значительно меньше, чем в метабазах. Такой факт указывает на невозможность образования кислых метавулканидов за счет дифференциации основной магмы. Если бы происходило обратное, то легкие РЗЭ накапливались в остаточных кислых расплавах [17, 18].

Многие исследователи магматических горных пород [19] отмечают проблематичность отнесения кислых вулканических пород к той или иной петрохимической серии. Более подробно этот вопрос рассмотрен для интрузивных гранитоидов. Среди них на основе геохимических и геологических данных выделяются известково-щелочные и толеитовые гранитоиды. Л.В. Таусон [20] включал в выборки, характеризующие тот или иной тип гранитоидов, их эффузивные аналоги, поэтому будет правомерным подразделение кислых эффузивных пород на петрохимические серии по принципам, разработанным для интрузивных гранитоидов [20, 21]. Прямое сравнение концентраций редких и рассеянных элементов в метаплагиориодацит-

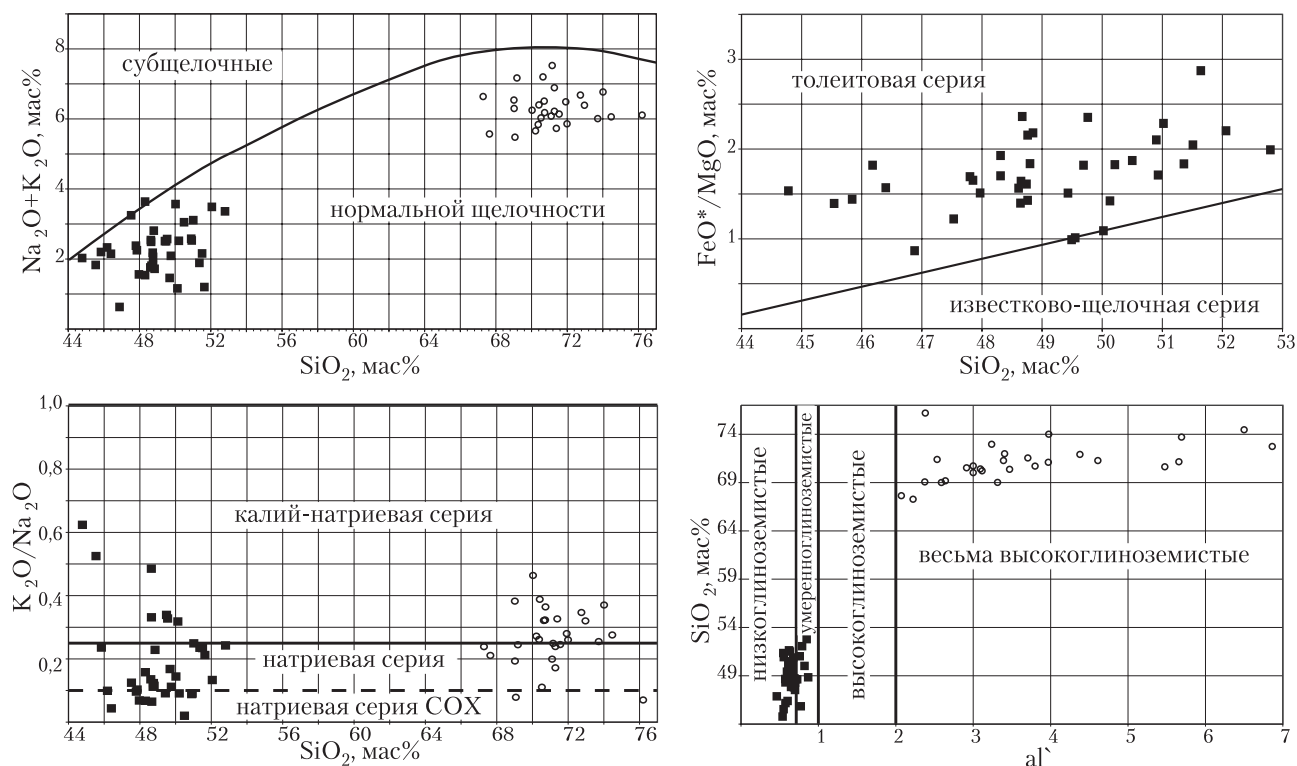


Рис. 4. Положение метавулканитов окраинного моря на основных классификационных петрохимических диаграммах: *метабазальты (затитые квадраты), метаплагиориодацит – плагиориолиты (не затитые кружки)*

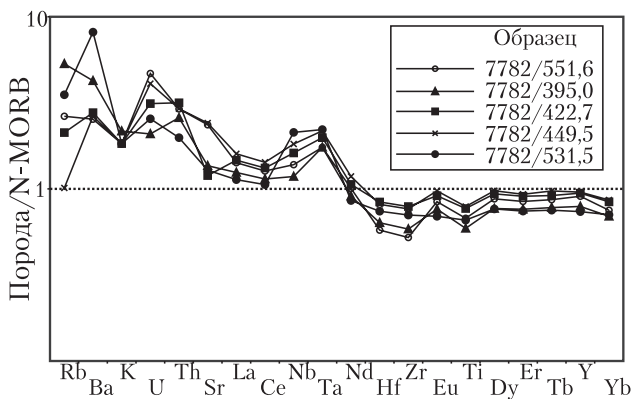


Рис. 5. Нормализованные многоэлементные графики для метабазальтов (кварц-актинолитовые породы) окраинноморского комплекса ЛШЗ

плагиориолитах с концентрациями их в различных геохимических типах гранитоидов показывает сходство кислых метавулканитов окраинного моря с O- и M-типами гранитоидов (см. [21]), а также с плагиогранитами толеитового ряда (см. [20]). Следует заметить, что существуют отклонения концентраций микроэлементов в сторону известково-щелочного ряда, но пространственная связь кислых метавулканитов с метабазальтоидами (N-MORB) позволяет отнести их к толеитовому геохимическому типу.

Осадконакопление. Породы окраинноморского комплекса метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях регионального и локального метаморфизма. Наибольшую сохранность

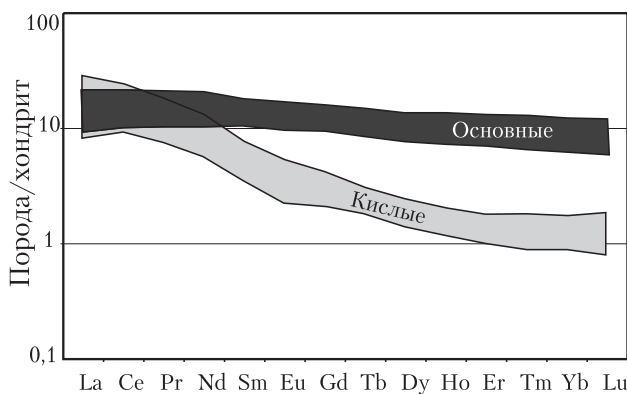


Рис. 6. Хондрит-нормализованное распределение РЗЭ в породах окраинноморского комплекса ЛШЗ

реликтовых обломочных структур имеют породы зеленосланцевой фации. При повышении РТ-условий метаморфизма реликтовые, в первую очередь мелкообломочные, структуры осадочных пород утрачиваются. Поэтому для более достоверного восстановления условий осадконакопления рассматриваются парапороды метаморфизованные в фации зеленых сланцев.

Метаосадочные породы Лосевского палеобассейна представлены метапсаммитами, метаалевролитами, метааргиллитами со следующими парагенезисами метаморфических минералов: амфибол (\pm биотит)-кварц-плагиоклаз, серицит-плагиоклаз-кварц, хлорит (\pm биотит)-плагиоклаз-кварц, гранат-хлорит-плагиоклаз-кварц. Серицит-плагиоклаз-кварцевые сланцы встречаются на различных уровнях толщи, образуя чаще всего

маломощные слои от 1 до 17 метров. Преобладают данные породы в верхних частях разреза, нередко они начинают палеопоток метаплагиориодацит-плагиориолитов. Макроскопически серицит-плагиоклаз-кварцевые сланцы имеют сланцеватую и полосчатую текстуры. Полосчатость подчеркивается тонкими (< 0,1 мм) полосками гранулированного кварца, согласными прожилками, сложенными кварцем и карбонатом, а также цепочками агрегатов микрозернистого эпидота. Минеральный состав в общих чертах соответствует массивным разностям метаплагиориодацит-плагиориолитов. Только в сланцеватых разновидностях повышено содержание эпидота (иногда до 20–25 %), а кварц значительно преобладает над плагиоклазом. В таких породах плагиоклаз представлен редкими зёрнами в основной ткани пород или встречается в виде крупных реликтовых кристаллов (до 1–1,5 мм). Реликты плагиоклаза, как правило, корродированны, трещиноваты и интенсивно замещены вторичными минералами. Метапесчаники, метаалевролиты, сланцы биотит-плагиоклаз-кварцевые, хлорит-плагиоклаз-кварцевые характеризуются отчетливыми реликтовыми обломочными структурами. В тонкозернистых разновидностях структура гранобластовая, гетерогранобластовая. Текстура сланцеватая до грубополосчатой (реликтовой слоистой). Эти породы слагают относительно мощные пачки от 10 до 150 м. Минеральный состав: кварц 20–60 %, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 50–10 %, биотит 0–20 %, хлорит 0–25 %. Вторичные минералы (от 0 до

20 % каждого): эпидот, кварц, карбонат, микроклин. Микроклин замещает крупные реликтовые обломки плагиоклаза. Обломочный материал представлен кварцем и кислым плагиоклазом. Метапесчаники, метаалевролиты, сланцы актинолит-кварц-плагиоклазовые, в том числе с биотитом, характеризуются преобладанием полосчатых текстур. Структура их гетеробластовая, нематогранобластовая, реже реликтовая обломочная. Иногда отмечаются порфиробластические выделения актинолита с пойкилобластическими включениями кварца. Минеральный состав: актинолит 10–50 %, кварц 5–40 %, плагиоклаз (олигоклаз) 10–30 %, биотит до 10 % (мелкочешуйчатый), рудные 0–5 %. Вторичные: эпидот, хлорит, серицит. Метаалевролиты гранат-кварц-хлоритовые слагают прослой мощностью 4,4 м (скважина 0150, интервал 476,2–480,6 м). Имеют четко полосчатое (слоистое) сложение, порфиробластовую структуру, алевритовую размерность реликтовых обломочных зёрен. Метаморфизованные терригенно-карбонатные породы встречаются редко в зонах развития метабазитов (кварц-актинолитовых и зеленосланцевых пород). Количество карбонатного материала до 70 % (скважина 7789 и др.). Терригенная часть представлена плагиоклазовыми и кварцевыми обломками. Кроме того, в породах присутствуют серицит и хлорит в количестве 10–20 %. Карбонатные минералы слагают крупные порфиробласты (1–5 мм), которые при макроскопическом описании можно принять за порфировые вкрапленники.

Таблица 1

Химические составы метаосадочных пород окраинного моря

№ скв.	454с	492с	492с	494с	0150	0150	0150	0150	0150	0150	0150	7782	7782
Гл., м		133,6	156,8	119,0	253,0	835,6	856,0	337,3	349,0	559,4	596,3	131,0	144,8
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	63,42	61,38	61,54	62,82	63,42	65,64	64,44	68,46	67,16	66,54	63,74	62,36	61,12
TiO ₂	1,10	0,98	0,80	0,72	0,95	1,08	1,24	0,56	0,62	0,62	0,98	0,73	0,80
Al ₂ O ₃	12,73	16,70	16,97	14,65	14,94	13,50	13,81	13,82	14,84	14,94	15,23	14,69	14,45
Fe ₂ O ₃	2,55	0,78	1,22	0,67	2,72	2,17	2,46	1,73	2,45	0,54	3,04	2,11	2,54
FeO	4,83	6,05	4,25	5,04	3,75	4,83	6,05	3,35	2,52	3,64	3,31	2,41	2,88
MnO	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05	0,09	0,10	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,08
MgO	5,21	2,50	2,59	4,70	1,95	1,62	1,95	0,87	1,30	0,75	1,63	3,22	2,80
CaO	4,60	3,68	4,04	3,45	4,97	4,52	4,07	4,07	4,52	3,93	5,42	5,47	5,17
Na ₂ O	3,40	3,60	2,60	4,25	4,40	4,00	4,20	4,00	3,60	4,40	3,60	4,90	3,61
K ₂ O	1,05	2,40	3,90	0,70	0,80	0,60	0,60	1,20	1,50	2,50	1,00	1,10	2,51
P ₂ O ₅	0,39	0,18	0,18	0,12	0,53	0,34	0,34	0,27	0,30	0,30	0,41	0,50	0,38
п.п.п.	1,19	2,07	2,21	3,23	1,15	0,89	1,34	1,31	1,45	1,83	1,00	3,05	4,38
Сумма	100,53	100,39	100,36	100,42	99,63	99,28	100,60	99,69	100,31	100,04	99,42	100,59	100,72

№ скв.	7782	0150	0150	570-с	К-31	К-31	К-31	0150	0150	0150	0150	0150	0150
Гл., м	158,0	375,5	272,2	189,6	324,0	332,5	330,0	204,6	408,0	529,3	539,2	774,6	902,5
№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	56,84	58,30	67,22	57,14	59,48	59,48	58,92	64,08	62,40	63,62	64,00	59,64	65,24
TiO ₂	0,92	0,90	0,61	1,06	0,94	0,91	0,98	0,72	0,81	0,82	0,85	1,12	1,12
Al ₂ O ₃	17,06	15,40	14,54	15,15	13,86	14,08	13,17	14,68	15,13	15,02	14,70	14,62	13,88
Fe ₂ O ₃	3,62	1,82	1,17	2,41	2,25	1,95	2,92	1,18	1,25	1,35	1,57	2,43	2,49
FeO	2,77	4,86	3,67	6,34	5,69	5,83	5,83	4,25	5,37	4,39	4,79	6,81	4,54
MnO	0,06	0,10	0,05	0,08	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05	0,05	0,06	0,07	0,09
MgO	2,90	3,90	1,14	4,87	6,56	5,74	6,23	2,60	2,92	2,27	2,27	2,60	2,11
CaO	7,18	7,00	3,62	5,88	5,70	5,70	6,16	5,42	4,52	5,65	4,97	6,78	3,39
Na ₂ O	3,90	3,10	5,60	2,80	3,40	5,40	3,80	3,80	4,05	3,80	3,80	3,60	4,20
K ₂ O	1,00	0,50	0,80	1,20	0,40	0,60	1,05	0,90	1,20	0,75	0,60	0,40	1,00
P ₂ O ₅	0,32	0,32	0,32	0,27	0,37	0,30	0,34	0,32	0,41	0,34	0,34	0,37	0,46
п.п.п.	3,96	4,26	1,36	2,32	1,71	1,44	1,28	2,16	1,84	1,50	1,52	1,05	1,32
Сумма	100,53	100,46	100,10	99,52	100,40	101,47	100,72	100,18	99,95	99,56	99,47	99,49	99,84

Примечание: 1–5 плагиоклаз-биотит-кварцевые сланцы и метаалевролиты; 6–7 биотит-плагиоклаз-кварцевые метаалевролиты; 8–11 мусковит(серицит)-плагиоклаз-кварцевые карбонатизированные и эпидотизированные метаалевролиты и метапсаммиты; 12–16 хлорит-серицит-плагиоклаз-кварцевые сланцы и метаалевролиты; 17–20 кварц-плагиоклаз-амфиболовые метаалевролиты; 21–26 амфибол-плагиоклаз-кварцевые и амфибол-кварц-плагиоклазовые с биотитом метаалевролиты и метапсаммиты. Анализы приведены по фондовым материалам ФГУПП «Воронежгеология».

Химические составы метапсаммитов, метаалевропсаммитов и метапсаммоалевролитов разнообразны и по содержанию кремнезема соответствуют основным, средним, реже кислым грауваккам (табл. 1), Na- и Na-Ca-аркозам по классификации В.Н. Шванова [22].

Толща метаморфизованных терригенных пород окраинного моря имеет видимую мощность более 1 км. Гранулометрический анализ метаосадочных пород свидетельствует о преобладании в нижней части разреза средне- и мелкозернистых метапсаммитов, в верхней – метаалевролитов. В целом вверх по разрезу изменяется средний размер реликтовых обломочных зерен от 0,2 до 0,02 мм [23]. Изменение является статистически значимым при уровне значимости $q = 0,01$. Вектор уменьшения размера реликтовых обломков является нелинейным: по значениям минимумов функции распределения средних размеров реликтовых зерен (метод скользящего среднего) проводятся границы трех метатерригенных пачек. Выделенные три пачки различаются по гранулометрическому и минеральному составам, по характеру ритмичности или отсутствию таковой [23].

Реставрированный компонентный состав терригенных пород изменяется снизу вверх от кварц-плагиоклазовых пород или аркоз и субаркоз по В.Н. Шванову [22] (пачка № 1) и граувакково-плагиоклазовых (пачка № 2) до субграувакковых и граувакково-кварцевых (пачка № 3) (рис. 7). Наблюдаемая градационная слоистость, увеличение равномерности и правильности ритмов, тонкозернистость обломочного материала,

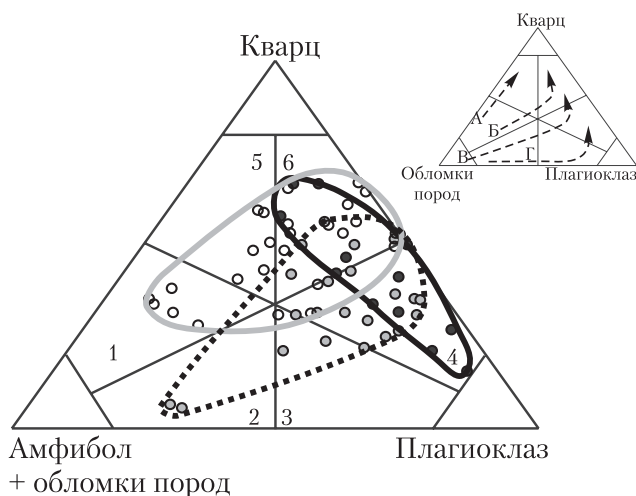


Рис. 7. Положение составов метаосадочных пород окраинного моря на классификационной диаграмме безаркозовых обломочных пород по В.Т. Фролову:

- 1 – субграувакки, 2 – граувакки полевошпатовые, 3 – граувакко-полевошпатовые породы, 4 – полевошпатовые мезомиктовые породы, 5 – граувакко-кварцевые мезомиктовые породы, 6 – полевошпат-кварцевые мезомиктовые породы.
- Черные круги – пачка № 1, серые круги – пачка № 2, светлые круги – пачка № 3. На врезке стрелками показаны направления созревания песков по [22]:
- А – образованных от размыва кор выветривания,
- Б – образованных за счет осадочных пород (лититовых),
- В – образованных за счет магматических пород (петрокластических),
- Г – образованных за счет вулканогенно-осадочных пород

генеральный «трансгрессивный» тип разреза (последовательное погружение дна бассейна седиментации) являются признаками обширного (но не океанического) морского бассейна [24 и др.]. В районах развития древних эффузивов и эксплозий преобладают тонкозернистые метасадочные породы серицит-плагиоклаз-кварцевого, хлорит-плагиоклаз-кварцевого составов, представляющие собой, вероятно, внутриформационные вулканогенно-осадочные образования. Ассоциация эффузивов с осадочными породами, петрохимическое сходство метабазальтов с океаническими и окраинно-морскими базальтоидами позволяют интерпретировать их как продукты отложения в подводных условиях.

Островная дуга

Вулканизм. Простираение островодужного комплекса несколько дискордантно относительно осей вулканизма окраинного моря (см. рис. 1), что подтверждает разорванность во времени окраинноморского спрединга и вулканической деятельности на островной дуге. Метавулканиды островодужного комплекса относятся к породам нормальной щелочности. Среди них отчетливо выделяются толеитовая и известково-щелочная серии на диаграммах AFM, $FeO^*/MgO-SiO_2$. В разрезах метавулканиды толеитовой и известково-щелочной серий находятся в нормальном переслаивании.

Метатолиты тяготеют к средним и нижним частям островодужного комплекса. Они, как правило, представлены метаморфизованными эффузивами, реже пирокластами базальтового и андезибазальтового составов. Очень характерны для описываемых метабазальтоидов реликтовые миндалекаменные текстуры. Миндалины чаще всего выполнены кварцем, реже эпидотом, хлоритом. Выделяются афировые и порфиновые разновидности. Порфиновые вкрапленники были представлены темноцветными минералами, которые заместили агрегаты эпидота, хлорита, актинолита. Основная ткань пород сложена иголочками актинолита, чешуйками хлорита, зернами эпидота, плагиоклаза, в небольших количествах присутствуют кварц, карбонаты, рудные. Иногда различаются реликтовые лейсты плагиоклаза. В единую ассоциацию с метатолитами объединяются метаплагиориолиты, которые по минеральному составу, благодаря конвергентным процессам метаморфизма, соответствуют кислым породам окраинного моря, но отличаются от них геохимическими характеристиками.

Известково-щелочные метавулканиды включают широкий набор пород от метаплагиобазальтов, метаандезитов до метаплагиодацитов различной фациальной принадлежности: субвулканические, эффузивные, пирокластические, вулканогенно-осадочные. Реликтовые фенокристаллы в основных и средних породах представлены плагиоклазом, реже псевдоморфозами эпидота, актинолита, хлорита по темноцветным минералам. В кислых метаэффузивах появляются реликтовые фенокристаллы кварца. Широкая фациальная изменчивость известково-щелочного вулканизма подчиняется следующей закономерности: снизу вверх по разрезу увеличивается доля метапирокластики, а затем

и метавулканогенно-осадочных пород, которые в кровельной части обобщенного разреза комплекса составляют более 50 % общего объема пород (рис. 8). Метабазальты-андезибазальты известково-щелочной серии часто имеют реликтовые миндалекаменные текстуры, но в отличие от метатолитов в них преобладают миндалины, сложенные эпидотом, хлоритом, карбонатом. В основной ткани этих пород чаще встречаются кварц, эпидот, альбит, хлорит, карбонат, реже актинолит.

Реликтовые миндалины, свидетельствующие о первичной пористости лав, большие объемы метаморфизованной пирокластики являются признаками высокой газонасыщенности магм [25]. Проявлением газонасыщенности является целый комплекс своеобразных вулканических фаций, характерных для воздымающихся вулканических построек островных дуг [26]. Значительную роль среди продуктов вулканизма рассматриваемых образований играют субвулканические тела, лавовые потоки, отложения сейсмотектонических обвалов, пирокластика и вулканогенно-осадочные породы, которые, по-видимому, слагали крупные палеостратовулканы.

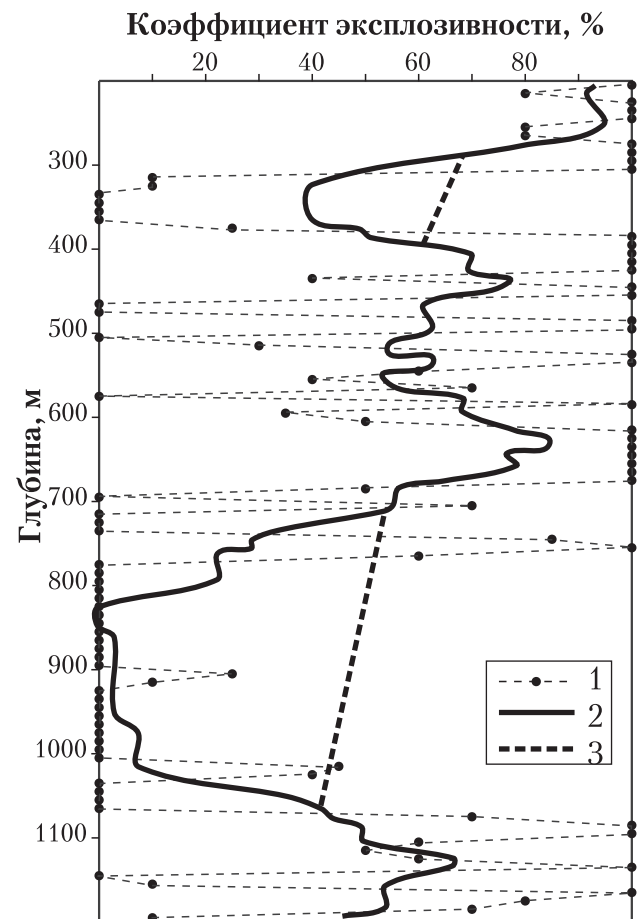


Рис. 8. Иллюстрация изменения коэффициента эксплозивности с глубиной по скважине 0182 (комплекс островной дуги):

1 — значения коэффициента эксплозивности для десятиметрового интервала, 2 — график скользящего среднего коэффициента эксплозивности, 3 — тренд коэффициента эксплозивности с исключением субвулканических фаций

Петрографическое и петрохимическое изучение пород островодужного комплекса позволяет выделить две ассоциации метавулканитов: (а) метаферробазальт-метаандезиобазальт-метаплагиориолитовая (основные вулканы характеризуется фенеровским трендом) и (б) метаплагиобазальт-метаандезиобазальт-метаандезит-метаандезидацитовая (характеризуется боуэновским трендом) (рис. 9). Эти ряды имеют общие черты – высокие концентрации щелочей, натриевый характер продуктов вулканизма (см. средние химические составы в работе [4]). Метаферробазальт-андезиобазальты являются низкоглиноземистыми, нормальной щелочности, принадлежат натриевой, высокотитанистой сериям. Метаплагиориолиты относятся к низкощелочным, высокоглиноземистым породам. В породах второго сингенетического ряда происходит смена умеренно- и высокоглиноземистых плагиобазальтов-андезиобазальтов высоко- и весьма высокоглиноземистыми андезитами-плагиодацитами. Известково-щелочные метавулканы принадлежат натриевой и калий-натриевой сериям (рис. 9). Таким образом, непрерывное распределение

кремнезема в метавулканитах известково-щелочной серии указывает на принадлежность их непрерывной метаплагиобазальт-андезит-плагиодацитовой формации. Содержание метавулканитов известково-щелочной серии, в пересчете на 100%, оценивается следующим образом: метаплагиобазальты и метаандезиобазальты (57%), метаандезиты (29%), метаплагиодациты (14%).

Метатолеиты (метаферробазальты и генетически связанные с ними метаандезиобазальты) характеризуются низким содержанием суммы РЗЭ (53,46–56,97 г/т), относительно низкой величиной $(La/Yb)_N$ (1,52–2,08), некоторым обогащением лантаном относительно церия и самария ($(La/Ce)_N$ и $(La/Sm)_N > 1$), отсутствием аномалии европия ($Eu/Eu^* = 0,86–1,09$). Хондрит-нормализованное распределение (рис. 10) демонстрирует обогащенность метатолеитов легкими РЗЭ. При сравнительном анализе метаферробазальтов с базальтоидами типовых геодинамических обстановок обнаружилось их сходство с толеитами океанического дна (E-MORB тип) и толеитами островных дуг. Метаплагиориолиты контрастной ассоциации островодужного

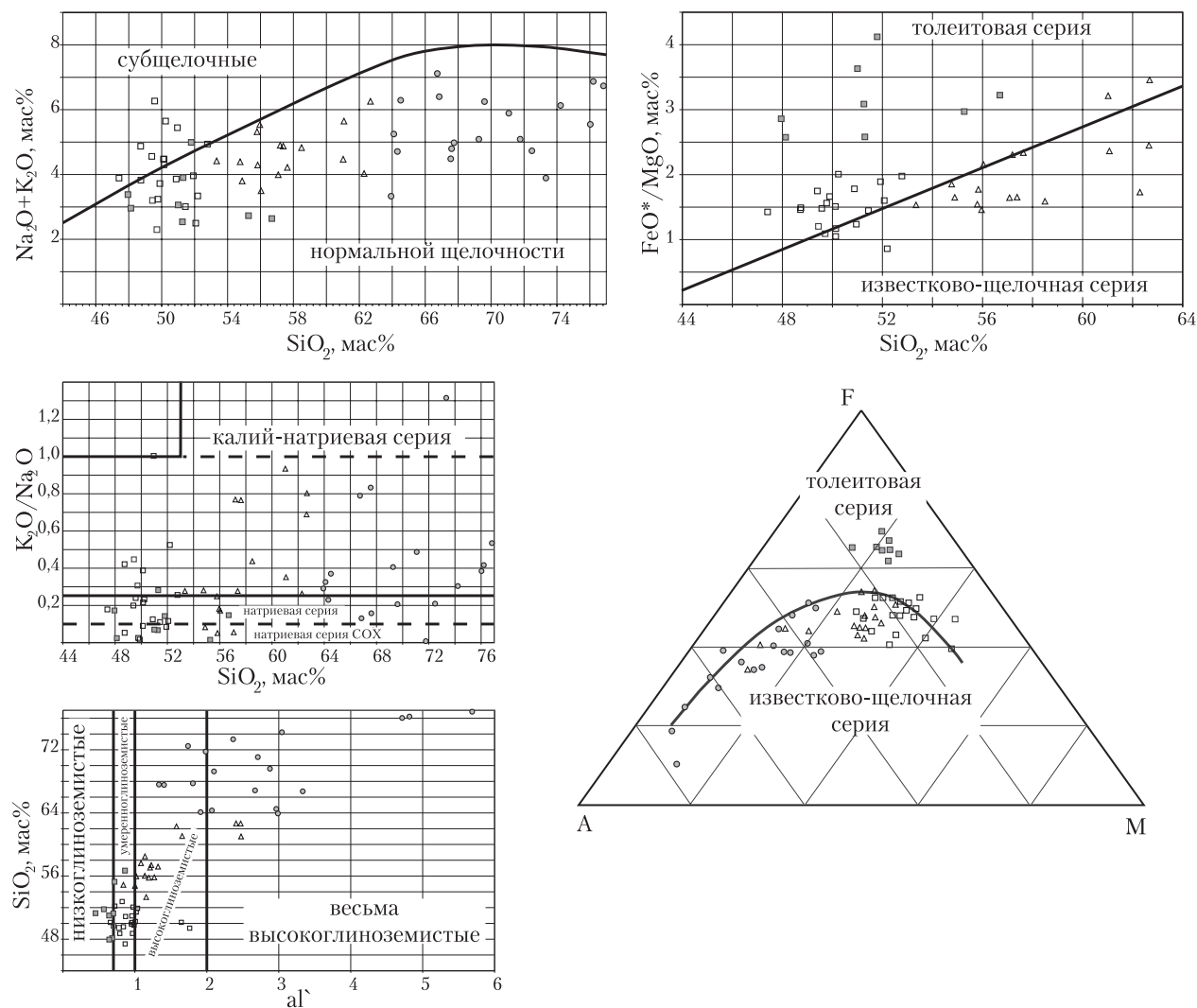


Рис. 9. Положение метавулканитов островной дуги на основных классификационных петрохимических диаграммах: метаферробазальт-андезиобазальты (серые квадраты), метаплагиобазальты (незатитые квадраты), средние метавулканы (треугольники), метаплагиодацит-плагиориолиты (затитые кружки)

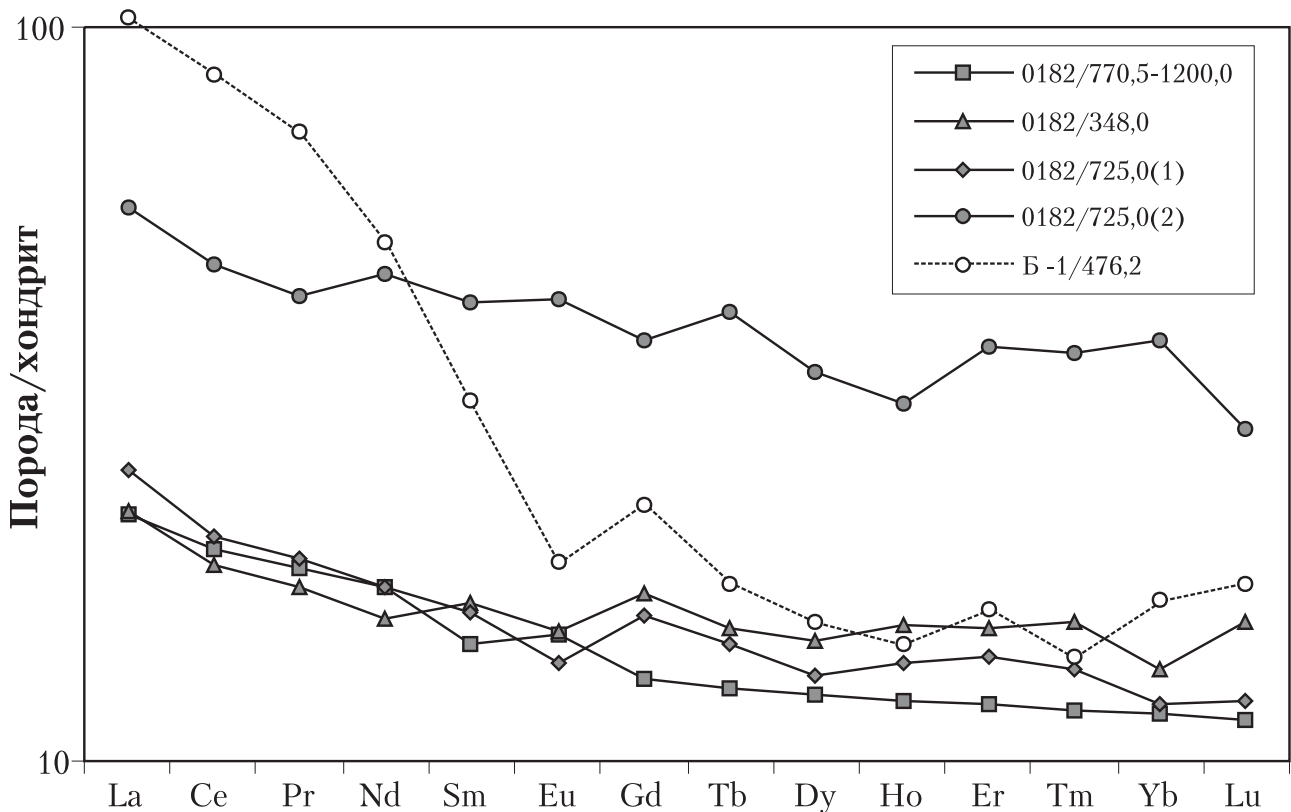


Рис. 10. Хондрит-нормализованное распределение РЗЭ в метаферробазальт-андезибазальт-плагиориолитовой ассоциации островодужного комплекса ЛШЗ:

залитые значки – метаферробазальты (образцы 0182/770,5-1200,0; 0182/348,0 и 0182/725,0(1)) и метаандезибазальт (образец 0182/725,0(2)), незалитые значки – метаплагиориолит

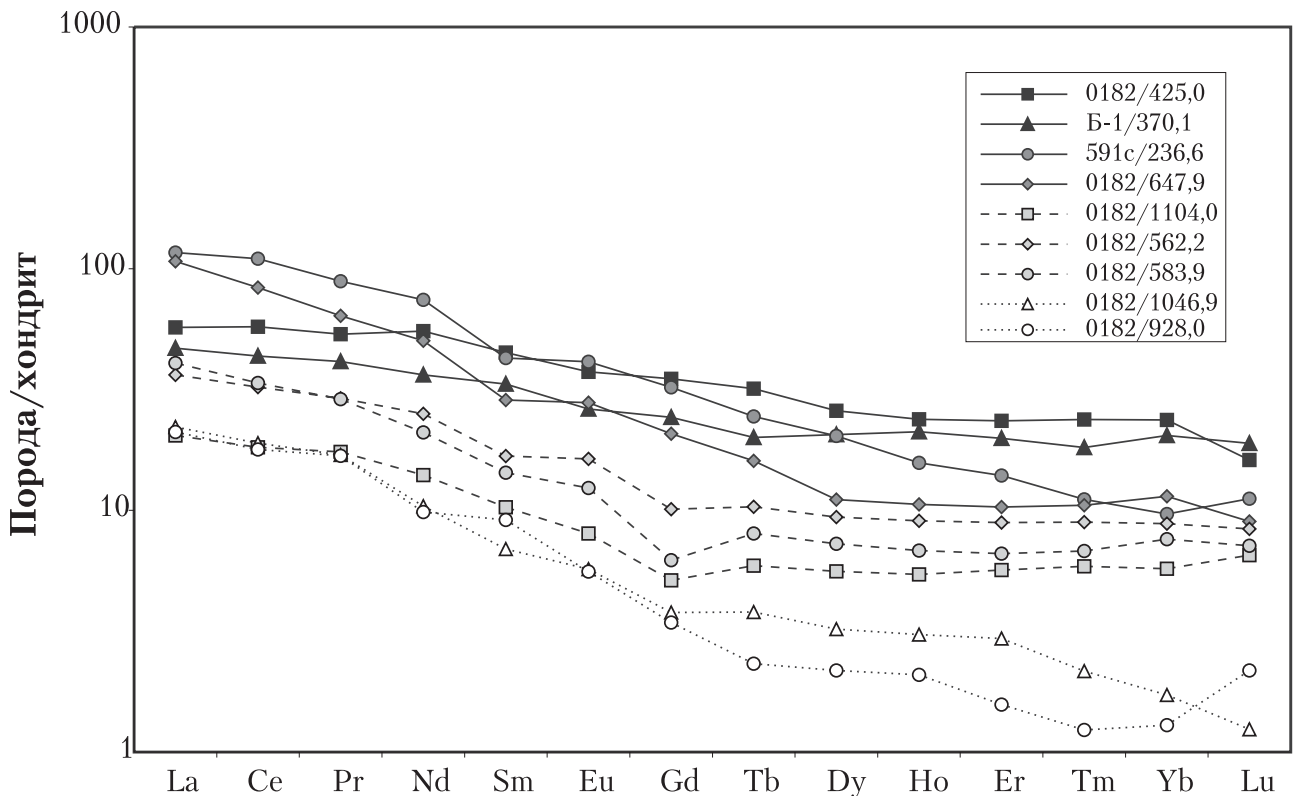


Рис. 11. Хондрит-нормализованное распределение РЗЭ в известково-щелочных метавулканитах островодужного комплекса:

сплошными линиями показаны метаплагиобазальты (черные значки – эффузивные, серые значки – субвулканические), пунктирными – метаандезиты, точечными – метаплагиодациты (субвулканические)

комплекса отличаются от других кремнекислых пород Лосевского палеобассейна резким обогащением легкими РЗЭ и слабовыраженной отрицательной европиевой аномалией (рис. 10). В известково-щелочных метавулканитах (метаплагиобазальты, метаандезиты, метаплагиодациты) содержания суммы РЗЭ вдвое – втрое выше, чем в метатолитах. В них для легких РЗЭ установлено 10–120-кратное обогащение, а для тяжелых лантаноидов 2–25-кратное обогащение относительно хондрита (рис. 11). С этим согласуются повышенные величины $(La/Yb)_N = 2,30–16,33$ и отсутствие дефицита лантана, нормированные отношения которого к церию и самарию больше единицы. Положительная европиевая аномалия выражена слабо или отсутствует ($Eu/Eu^* = 0,91–1,50$). Графики хондрит-нормированных значений иллюстрируют дифференцированное распределение РЗЭ. В ряду от основных к кислым метавулканитам синхронно изменяется как общая сумма РЗЭ, так и суммы легких и тяжелых лантаноидов. Более отчетливое обогащение легкими РЗЭ наблюдается в субвулканических разновидностях метаплагиобазальтов и метаплагиодацитов. Последовательное обеднение редкими землями дифференциатов известково-щелочной серии метавулканитов отражает, по всей видимости, эволюцию единой исходной магмы с образованием сингенетического ряда плагиобазальт-андезит-андезит-плагиодацит. Попытка идентифицировать геотектоническую обстановку формирования известково-щелочных метавулканитов посредством нормирования концентраций РЗЭ в них к содержаниям РЗЭ в вулканиках различного типа показывает, что метаплагиобазальты и метаандезиты известково-щелочной серии наиболее близки вулканикам островных дуг.

Осадконакопление. Метаморфизованные отложения островной дуги всегда имеют то или иное количество вулканогенного материала. Минеральный состав их соответствует метаморфизованным эффузивным и пирокластическим аналогам. Преобладание осадочного материала диагностируется по присутствию обломочного окатанного кварца и полевого шпата; линз и прослоек, сложенных кварцевым, карбонатным и кварц-карбонатным материалом; обломков изометричной формы – продуктов осадконакопления, сопутствующего вулканизму. Большинство пород первично вулканогенно-осадочного происхождения обладает отчетливыми полосчатыми текстурами. Полосчатость обусловлена чередованием полос, сложенных различными минералами, а также перемежаемостью полос с различной размерностью реликтовых обломков кристаллов кварца и полевого шпата (градационная слоистость). Характерной чертой метавулканогенно-осадочных разрезов является присутствие тонкозернистых, тонкополосчатых альбит-кварц-хлорит(±серицит)-карбонатных пород. Содержание карбонатных минералов в них достигает иногда 80 %. Причем карбонат присутствует и как породообразующий, и как вторичный в виде секущих прожилков. Прожилки карбоната харак-

терны не только для описываемых образований, но и для всех пород островодужного комплекса ЛШЗ.

Характерной неотъемлемой особенностью островных дуг являются продукты эксплозивного вулканизма [27]. Дробление богатой летучими магмы за счет внутреннего давления газовых пузырьков и взаимодействия лавы с окружающей водой приводит к тому, что при каждом извержении образуются огромные массы вулканогенно-обломочных и осадочно-вулканогенных пород, способных накопить толщи отложений, вскрытых скважинами в ЛШЗ. Так, здесь наблюдаются отложения древних гравитационных потоков, состоящих из перемытой пирокластике, в которых проявлена реликтовая градационная слоистость. Эти гравитационные палеопотоки переслаиваются с метапирокластическими породами и прорваны метаморфизованными экструзиями. Видимая мощность палеотурбидитового слоя составляет от $n \times 10$ см до 2–3 м. В редких случаях удается проследить идеализированный разрез турбидитного потока (классическая последовательность Боумы [28, 29]). Переход одного палеопотока в другой подчеркивается зоной взмучивания нижележащих древних илов перекрывающим их турбидитом. Небольшие ямки на древнем илистом дне заполнены частицами псаммитовой размерности, переходная зона представлена метапсаммитами с линзами нижележащих метапелитов (пелитовая размерность зерен). Таким образом, периоды относительного затухания эффузивной вулканической деятельности, широко проявленной на ранних этапах формирования островной дуги, сменялись периодами эксплозивного вулканизма в субаквальной и субаэральной обстановках. Среди отложений комплекса установлены древние аналоги пирокластических потоков, которые диагностируются по реликтовым игниспумитовым (термин Е.Ф. Малеева [30]) или псевдоигнимбритовым текстурам. Метаморфизованные аналоги пирокластических потоков вблизи центров вулканической деятельности содержат обломки пород фундамента постройки (скважина 7529). Как отмечает Е.Ф. Малеев [26], пирокластические потоки способны перемещаться на расстояния более 50 км. Вероятно, этот процесс обусловил отложение пирокластов, с редкими обломками кристаллов, на значительном удалении от стратовулканов (скважина 054) в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами. Также на склоне палеовулканов в субаквальных условиях, кроме гравитационных потоков, формируются хемогенно-обломочные породы: алевролиты, глинистые породы, содержащие значительные количества карбонатного материала, и существенно карбонатные породы. На классификационной диаграмме В.Т. Фролова метавулканогенно-осадочные породы соответствуют полевошпатовым грауваккам и граувакко-полевошпатовым породам (рис. 12).

Метапирокластические и метавулканогенно-осадочные породы островной дуги характеризуются широкими вариациями химических составов. В целом содержания петрогенных окислов в них соответствуют эффузивным аналогам – метаплагиобазальтам, метаан-

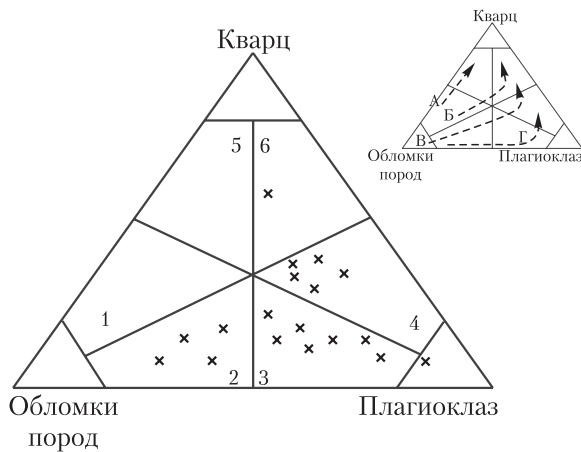


Рис. 12. Положение составов метаосадочных пород островной дуги на классификационной диаграмме безаркозовых обломочных пород по В.Т. Фролову.

- 1 – субграувакки, 2 – граувакки полевошпатовые,
 3 – граувакко-полевошпатовые породы,
 4 – полевошпатовые мезомиктовые породы,
 5 – граувакко-кварцевые мезомиктовые породы,
 6 – полевошпат-кварцевые мезомиктовые породы.

На врезке стрелками показаны направления созревания песков по [22]:

- А – образованных от размыва кор выветривания,
 Б – образованных за счет осадочных пород (лититовых),
 В – образованных за счет магматических пород (петрокластических),
 Г – образованных за счет вулканогенно-осадочных пород

дезибазальтам, метаандезитам, метаплагиодацитам. В обломочной части преобладают обломки плаггиоклазов, реже обломки пород. Метавулканогенно-осадочные породы с высоким (более 50 %) содержанием кварца редки. Установлено, что терригенные породы с низким содержанием кварца, но с большим содержанием средних плаггиоклазов характерны для активных окраин (тихоокеанский, андийский типы) [31 и др.]. В системе кварц-полевые шпаты-обломки пород, по L.N. Yerino и J.V. Maunard [32], метавулканогенно-осадочные породы палеобассейна отвечают полю, выделенному для песков островных дуг. Если тектоническая обстановка определяет минеральный состав терригенных пород [31], то это влияние должно выявляться и при химическом анализе. В большинстве случаев фигуративные точки метавулканогенно-осадочных пород попадают в поля [33], выделенные для песчаников островных дуг (см. работу [23]).

Обсуждение модели формирования палеобассейна

Исследования раннепротерозойских пород Лосевской шовной зоны ВКМ, основанные на последних геологических, петрографических и петрогеохимических данных и затрагивающие вопросы эволюции осадочных пород и вулканизма, привели к новому пониманию истории этой территории. ЛШЗ развивалась как окраинный бассейн, примыкающий к Курскому микроконтиненту, затем как полноценная островодужная система, древняя ось которой располагается рядом с Лосевско-Мамонским разломом и простирается параллельно ему. В нашем случае островодужный комплекс

Лосевского палеобассейна моложе окраинноморского по ряду признаков:

- 1) слабая степень метаморфизма островодужных образований относительно окраинноморских;
- 2) более пологие углы падения сланцеватости пород островодужного комплекса;
- 3) различные направления простираения комплексов;
- 4) иногда тектонические контакты между ними (скважина 0160);
- 5) аналогия метавулканогенных ассоциаций Лосевского палеобассейна древним вулканогенным комплексам наиболее изученных регионов, в которых контрастные формации предшествуют дифференцированным [34–36 и др.];
- 6) отсутствие пирокластики с островной дуги в отложениях окраинноморского комплекса.

Следующая последовательность событий – спрединг в окраинном море, а затем рост островной дуги – не противоречит общепринятым моделям тектоники плит. Б.П. Кокелаар и М. Хауэлс отмечали, что растяжение в окраинных бассейнах происходит либо до появления островной дуги, либо возникает позднее в преддуговой, внутридуговой или задуговой структурах [37].

Таким образом, на раннем этапе развития Лосевский палеобассейн служил преимущественно местом морского осадконакопления и глубоководной вулканической деятельности. Вероятно, выделенные ранее [4] два типа разреза (табл. 2) следует сопоставлять с породными комплексами, формировавшимися в субмаринных условиях в морфоструктурах, соответствующих современным котловинам и спрединговым зонам окраинных морей. В области примыкающей к оси спрединга извергаются продукты контрастного базальт-плаггиориолитового вулканизма. Со временем происходит либо снижение уровня моря, либо воздымание структуры, что выразилось в увеличении доли пирокластического материала вверх по разрезу (см. рис. 3). О глубоководности извержений свидетельствует крайне слабая реликтовая пористость лав. В котловинах окраинного моря отлагаются мощные гравитационные потоки терригенного материала [23]. Демиссионная направленность изменения зернистости отложений (уменьшение в среднем зернистости от основания к кровле толщи) – признак последовательного погружения дна бассейна седиментации, а эволюция терригенного осадконакопления: Са-Na-метааркозы + плаггиоклаз-кварцевые метаалевролиты → основные и средние метаграувакки петрокластические + связанные с ними метаалевролиты и сланцы → метаалевролиты и сланцы ± граувакки литокластические – признак смены источников кластического материала. Так как поставщиком материала был гипотетический континент [23], а состав осадков в котловинах окраинного моря преимущественно обломочный, то можно предположить относительную близость береговой линии палеобассейна, что представляет собой отличие окраинноморских комплексов от океанических. Большая мощность нелигифицированных или частично уплотненных донных осадков палеобассейна отразилась на широком развитии вулканических субвулканической фации (табл. 2), которое показывает, что слабо пузыристые основные и кислые магмы в силу своей большей плотности не достигали поверхности дна моря.

Особенности двух типов разрезов окраинноморского комплекса ЛШЗ

Характеристика		Первый тип разреза (скв. 7782)	Второй тип разреза (скв. 0150)
Вулканические фации		На ранней стадии – эффузивная; на поздней стадии – эксплозивная	Субвулканическая ± вулканогенно-осадочная
Наиболее распространенные группы пород		Актинолититы и кварц-актинолитовые породы, зеленокаменные породы, метаплагиориодацит-плагиориолиты, серицит-хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы	Метаалевролиты, метапесчаники серицит-плагиоклаз-кварцевого, биотит(хлорит)-плагиоклаз-кварцевого, актинолит (± биотит)-кварц-плагиоклазового составов; актинолититы и кварц-актинолитовые породы, метаплагиориодациты
Петрография	Метабазиты	1. Структуры – нематобластовые 2. Порфиробласты (апофенокристаллы) актинолита встречаются редко (до 2 % от объема породы)	1. Структуры – порфиробластовые 2. Характерны крупные (3–5 мм) порфиробласты (апофенокристаллы) актинолита
	Метаплагиориодацит-плагиориолиты	1. Реликтовые фенокристаллы представлены плагиоклазом и кварцем; размеры фенокристаллов до 2 мм 2. Количество фенокристаллов от объема породы до 5–7 % 3. Фенокристаллы беспорядочно распределены в породе 4. Структура основной ткани – гранобластовая и микрогипидиобластовая	1. Реликтовые фенокристаллы представлены только плагиоклазом; размеры фенокристаллов до 5 мм. (в среднем около 2–3 мм) 2. Количество фенокристаллов от объема породы достигает 30 % (в среднем 15 %) 3. Фенокристаллы нередко концентрируются в виде цепочек 4. Структура основной ткани – гранобластовая
	Метаосадочные породы	1. Имеют подчиненное значение относительно пород первично вулканогенного генезиса 2. Характерны серицит-плагиоклаз-кварцевые сланцы 3. Всегда имеют тонкозернистое строение	1. Преобладают над породами первично вулканогенного происхождения 2. Характерны метапесчаники, метаалевролиты и сланцы серицит-плагиоклаз-кварцевого, биотит (хлорит)-плагиоклаз-кварцевого, актинолит (± биотит)-кварц-плагиоклазового составов 3. Часто наблюдаются реликтовые псамитовые структуры
Петрохимические особенности	Метабазиты	1. Относительно широкий спектр по содержанию кремнезема $\text{SiO}_2 = 40,7\text{--}50,1\%$ 2. Пониженные содержания глинозема $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,2\text{--}14,5\%$ 3. Относительно низкие содержания магния $\text{MgO} = 4,3\text{--}8,3\%$ 4. Содержание K_2O до 0,4 %	1. Относительно узкий спектр по содержанию кремнезема $\text{SiO}_2 = 42,9\text{--}49,1\%$ 2. Повышенные содержания глинозема $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,0\text{--}15,6\%$ 3. Более высокие содержания магния $\text{MgO} = 5,3\text{--}9,9\%$ 4. Содержание K_2O до 0,9 %
	Метаплагиориодациты	1. Широкий спектр по содержанию кремнезема $\text{SiO}_2 = 65,9\text{--}76,0\%$ 2. Значительные вариации глинозема $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,5\text{--}15,0\%$	1. Узкий спектр по содержанию кремнезема $\text{SiO}_2 = 68,5\text{--}71,2\%$ 2. Отсутствие значительных колебаний глинозема $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,0\text{--}15,0\%$
	Метаосадочные породы	Частота встречаемости: «кислые» (70 %), «средние» (30 %)	Частота встречаемости: «кислые» (30 %), «средние» (60 %), «основные» (10 %)

В составе Лосевского островодужного комплекса на основе формационного анализа метавулкаников обособляются элементы собственно островной дуги – непрерывнодифференцированная метаплагиобазальт-андезит-плагиодацитовая ассоциация и элементы междугового или преддугового прогиба – контрастная метаферробазальт-андезитбазальт-плагиориолитовая ассоциация, которые находятся в нормальном переслаивании, а следовательно одновозрастны. Широкое развитие миндакаменных текстур в вулканиках островной дуги свидетельствует в пользу формирования их в мелководной субаквальной и субаэральной обстановках. Эти особен-

ности, высокий суммарный коэффициент эксплозивности, равный 70–75 %, а также петрогеохимические признаки, рассмотренные выше, чрезвычайно характерны для отложений, формирующихся в субаэрально-субаквальных условиях островных дуг. Так как центры вулканических извержений не обнажены, породы метаморфизованы, подвержены тектоническим деформациям, то сложно интерпретировать условия седиментации островодужного комплекса. Но можно обозначить основные типы отложений вулканогенно-осадочных толщ:

1) Аэральная (падающая во время извержения) или флювиальная пирокластика, переносимая мор-

скими течениями (после извержения); в том числе в виде разжиженных потоков вещества.

2) Субаквальные пирокластические потоки, трансформирующиеся в турбидитные; а также турбидитные потоки переотложенной пирокластике.

3) Субаэральные пирокластические потоки.

То есть накопление осадков островной дуги во многом обязано большому количеству вулканокластического материала, поставщиком которого могли являться только крупные вулканические постройки центрального типа с преобладанием эксплозивных извержений.

Эволюция островодужных эндогенных процессов выражена в смене толеитового вулканизма известково-щелочным.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта «Университеты России» (проект ур. 09.01.026).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зайцев, Ю.С.* Новые данные по геологии докембрия юго-востока Воронежского кристаллического массива / Ю.С. Зайцев, А.С. Агейкин, Р.И. Голышкина и др. // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев : Наукова думка, 1970. – С. 59–74.
2. *Зайцев, Ю.С.* Докембрийские конгломераты восточной части Воронежского кристаллического массива / Ю.С. Зайцев // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1979. – № 11. – С. 23–30.
3. *Терентьев, Р.А.* Метавулканиды лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) / Р.А. Терентьев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2002. – № 1. – С. 150–160.
4. *Терентьев, Р.А.* О соотношении стратифицированных образований Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива / Р.А. Терентьев, Г.А. Чувашина // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2003. – № 2. – С. 91–104.
5. *Чернышов, Н.М.* Геодинамическая модель формирования Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев и др. // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–31.
6. *Которгин, Н.Ф.* Архейские зеленокаменные пояса Центрального региона России / Н.Ф. Которгин. – М. : Современные тетради, 2001. – 164 с.
7. *Металлогения рядов* геодинамических обстановок раннего докембрия. – М., 1999. – 399 с. (МПР РФ, РАН, Геокарт, РосГео).
8. *Тарков, А.П.* Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным / А.П. Тарков. – М., 1974. – 172 с.
9. *Дубинин, Е.П.* Палеограницы плит – шовные зоны литосферы / Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков // Советская геология. – 1989. – № 12. – С. 49–53.
10. *Борукаев, Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит / Ч.Б. Борукаев. – Новосибирск : Наука, 1985. – 190 с.
11. *Основы металлогенического анализа* при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок / под ред. Н.В. Межеловского. – М., 1995. – 468 с. (Роскомнедра, Геокарт, МАНПО).
12. *Фишер, Р.В.* Субаквальные вулканокластические породы / Р.В. Фишер // Геология окраинных бассейнов: пер. с англ. / под ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф. Хауэлса. – М.: Мир, 1987. – С. 9–52.
13. *McBirney, A.R.* Factors governing the nature of submarine volcanism // Bull. Volcanol. 26, 1963. – 455–469 p.
14. *Moore, J.G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor // Contrib. Mineral. Petrol. – 1970. – V 28. – P. 272–279.
15. *Сондерс, А.Д.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах / А.Д. Сондерс, Дж. Тарни // Геология окраинных бассейнов : пер. с англ. / под ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф. Хауэлса. – М. : Мир, 1987. – С. 102–134.
16. *Основы геодинамического анализа* при геологическом картировании. – М., 1997. – 519 с. (Мин-во природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО).
17. *Балашов, Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М. : Наука, 1976. – 268 с.
18. *Кокс, К.Г.* Интерпретация изверженных горных пород : пер. с англ. / К.Г. Кокс, Дж.Д. Белл, Р.Дж. Панкхерст. – М. : Недра, 1982. – 414 с.
19. *Эволюция изверженных пород* (развитие идей за 50 лет). – М. : Мир, 1983. – 528 с.
20. *Таусон, Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов / Л.В. Таусон. – М. : Наука, 1977. – 280 с.
21. *Особенности изучения* и геологического картирования коллизионных гранитоидов. – М., 1992. – 100 с. (Роскомнедра, Геокарт).
22. *Шванов, В.Н.* Петрография осадочных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В.Н. Шванов. – Л. : Недра, 1987. – 269 с.
23. *Терентьев, Р.А.* Палеогеодинамические обстановки седиментации в Лосевском докембрийском бассейне Центральной России / Р.А. Терентьев // Труды молодых ученых ВГУ. – Воронеж, 2004. – Вып. 1. – С. 177–185.
24. *Фролов, В.Т.* Литология / В.Т. Фролов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1993. – Кн. 2. – 429 с.
25. *Макдональд, Г.* Вулканы / Г. Макдональд. – М. : Мир, 1975. – 432 с.
26. *Малеев, Е.Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулкаников / Е.Ф. Малеев. – М. : Наука, 1975. – 255 с.
27. *Кэри, С.* Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах / С. Кэри, Х. Сигурдсон // Геология окраинных бассейнов : пер. с англ. / под ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф. Хауэлса. – М. : Мир, 1987. – С. 65–102.
28. *Вюта, А.Н.* Sedimentology of some Flisch Deposits: A graphic approach to facies interpretation. – Elsevier. Amsterdam, 1962. – 168 p.
29. *Обстановки осадконакопления* и фации : в 2 т. : пер. с англ. / под ред. Х. Рединга. – М. : Мир, 1990.
30. *Малеев, Е.Ф.* Вулканиды : справочник / Е.Ф. Малеев. – М.: Недра, 1980. – 240 с.
31. *Лисицын, А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах / А.П. Лисицын. – М. : Наука, 1988. – 309 с.
32. *Yerino, L.N.* Petrography of modern sands from the Peru-Chile trench and adjacent areas / L.N. Yerino, J.B. Maynard // Sedimentology. – 1984. – P. 83–89.
33. *Bhatia, M.K.* Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J.Geol. – 1983. – V. 91, № 6. – P. 611–627.
34. *Бородаевская, М.Б.* Вулканизм и колчеланообразование в эвгеосинклинальных системах уральского типа / М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, Е.П. Ширай // Общие вопросы магматизма Урала. – Свердловск : УНЦ АН СССР, 1980. – С. 111–135.
35. *Медноколчеданные месторождения* Урала: Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. – Свердловск : УрО АН СССР, 1988. – 241 с.
36. *Светов, А.П.* Магматизм шовных зон Балтийского щита / А.П. Светов, Л.П. Свириденко. – Л. : Наука, 1991. – 200 с.
37. *Геология окраинных бассейнов* : пер. с англ. / под ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф. Хауэлса. – М. : Мир, 1987. – 464 с.