

УДК 552.32 : 550.42(477 + 470.324)

Г.В. Артеменко, И.А. Самборская, В.А. Вильковский, И.А. Швайка

ЭВОЛЮЦИЯ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО ВУЛКАНИЗМА В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Вулканисты кислого состава в зеленокаменных поясах курского типа, выделяемые в Приазовском и Курском гранулит-гнейсовых геоблоках, формировались в коровых магматических источниках. Андезиты для зеленокаменных поясов этого типа не характерны. В зеленокаменных структурах приднепровского типа в Среднеприднепровском и Сумском блоках андезиты и кислые вулканические породы ранней дацит-андезит-толеитовой формации (3140 млн лет) и более поздних — риолит-дацитовый и риолит-сланцевой формаций (3100—3000 млн лет) по геохимическим характеристикам существенно различаются. Первые формировались главным образом в коровых (<40 км), а вторые — в более глубоких магматических источниках (>40 км). Полученные геохимические данные свидетельствуют о многообразии геодинамических обстановок кислого и среднего вулканизма в зеленокаменных поясах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива.

Гранит-зеленокаменные ассоциации мезоархейского возраста слагают значительный объем восточной части Украинского щита (УЩ) — Среднеприднепровский и Приазовский мегаблоки, и юго-западную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ) — Курский и Сумский блоки. По геолого-структурным признакам зеленокаменные пояса разделены на два типа — курский и приднепровский [5, 9].

Зеленокаменные пояса курского типа, приуроченные к зонам региональных разломов, выделены в Курском и Приазовском блоках. В их строении принимали участие палеоархейские комплексы. Они представлены линейными ориентированными на северо-запад зеленокаменными структурами (ЗС) протяженностью до 400 км. Ширина их не превышает 25 км.

Зеленокаменные пояса приднепровского типа распространены в Среднеприднепровском блоке УЩ и Сумском блоке в юго-западной части ВКМ. Они отличаются от курского типа меньшими размерами (до 50 × 20 км) и нечеткой структурной ориентировкой. Форму от-

дельных зеленокаменных структур определяют границы крупных массивов архейских гранитоидов. В этих блоках не обнаружен палеоархейский фундамент. Указанные две области рассматриваются как части более крупных структурных единиц — Сумско-Среднеприднепровского и Курско-Приазовского геоблоков [7, 19]. Геологическая граница между ними проводится юго-западнее г. Белгород на склоне Воронежской антеклизы.

Кислый и средний вулканизм в зеленокаменных поясах УЩ и ВКМ проявлялся полициклично. На территории УЩ в интервале 3,14—2,95 млрд лет, а в Воронежском кристаллическом массиве — 3,26—3,12 млрд лет тому назад. Вулканические породы кислого и среднего состава выделяются в составе риолит-дацит-базальтовой, дацит-андезит-толеитовой (ДАТ), риолит-дацитовый (РД) и риолитовой формаций [11—13], смена которых отражает разные геодинамические условия их формирования.

В кислых и средних вулканистах УЩ и ВКМ был изучен состав микроэлементов (РЗЭ, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, U, Th, Pb и др.). Для определения их вероятной генетической природы его сравнивали с составом кислых и средних вулканистов хорошо изученных зеленокаменных

© Г.В. Артеменко, И.А. Самборская,
В.А. Вильковский, И.А. Швайка, 2010

поясов других архейских кратонов [8]. Для оценки влияния на состав изучаемых пород коровой контаминации, при которой происходит обогащение расплава SiO₂, Ba, Th, U, Pb и легкими РЗЭ при незначительном увеличении содержания Ta, Nb, Ti и тяжелых РЗЭ, были использованы значения отношений Pb/Nb, La/Nb, Th/Nb. Наиболее чувствительным индикатором обстановок формирования кислых вулканитов служат концентрации Nb и Ta.

Определение генезиса вулканических пород среднего и кислого состава значительно сложнее, чем вулканических пород основного и ультраосновного состава, это обусловлено как неоднозначностью в выборе моделей их происхождения, так и процессами контаминации расплавов.

Среднеприднепровский мегаблок. В пределах этого блока выделены зеленокаменные пояса мезоархейского возраста (3200—3000 млн лет), сложенные зонально-метаморфизованными от амфиболитовой до зеленосланцевой фации осадочно-вулканогенными породами конкской и белозерской серий [10, 13]. Для конкской серии характерна ассоциация, включающая коматииты, толеитовые базальты, осадочные и железисто-кремнистые породы. Вулканические породы ультраосновного и основного состава этого этапа формировались в тектонической обстановке океанического плато [2, 3].

Андезиты и кислые вулканиты появляются в составе ДАТ формации (чертомлыкская свита), они формировались в тектонических условиях протоостроводужного режима $3,14 \pm \pm 0,004$ млрд лет тому назад [16]. С заключительным этапом формирования конкской серии (3,10—3,033 млн лет тому назад), охватывающей вулканические породы РД формации соленовской свиты и интрузии гранитоидов ранней магматической фазы сурского комплекса [4], связан интенсивный кислый магматизм. Белозерская серия, залегающая со стратиграфическим несогласием на конкской, в основном сложена метапесчаниками, сланцами и железистыми кварцитами. Среди метаосадочных пород белозерской серии выделены метавулканиты кислого состава (риолит-сланцевая формация) [11]. В то время как вулканиты ДАТ формации имеют площадной характер распространения и связаны с разломами глубокого заложения, более молодые кислые метавулканиты соленовской свиты и

белозерской серии распространены локально и представляют собой продукты вулканов центрального типа [14].

Дацит-андезит-толеитовая формация. В ее строении принимают участие базальты, андезиты, андезито-базальты, дациты, плагиооридациты и соответствующие им по составу породы субвулканической и пирокластической фаций [13]. Геохимические характеристики метавулканитов среднего и кислого состава этой формации изучены по разрезам Чертомлыкской ЗС (последовательно дифференцированная ДАТ формация), а также Белозерской, Высокопольской и Новогоровской ЗС (контрастная дифференцированная ДАТ формация).

Чертомлыкская ЗС. В этой ЗС последовательно дифференцированная ДАТ формация слагает значительную площадь в центральной части и достигает мощности более 2 км. В ее разрезе преобладают пачки с многократным повторением парагенезиса андезит + базальт. Трехкомпонентный парагене-

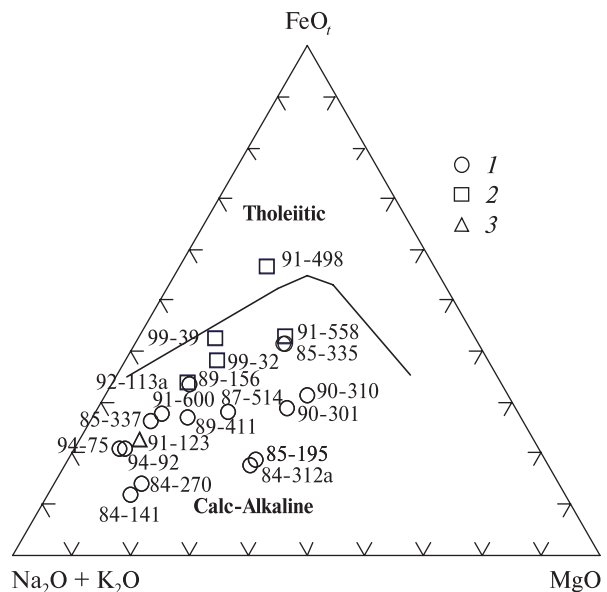


Рис. 1. Диаграмма AFM для метаморфизованных вулканитов среднего и кислого состава зеленокаменных поясов Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Условные обозначения: Вулканиты среднего и кислого состава зеленокаменных поясов: 1 — Среднеприднепровского мегаблока, 2 — Приазовского мегаблока, 3 — Воронежского кристаллического массива

Fig. 1. AFM diagram for metamorphosed volcanic rocks of intermediate and acid composition of greenstone belts of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif: 1 — Middle-Dnieper megablock, 2 — Peri-Azovian megablock, 3 — Voronezh Crystalline Massif

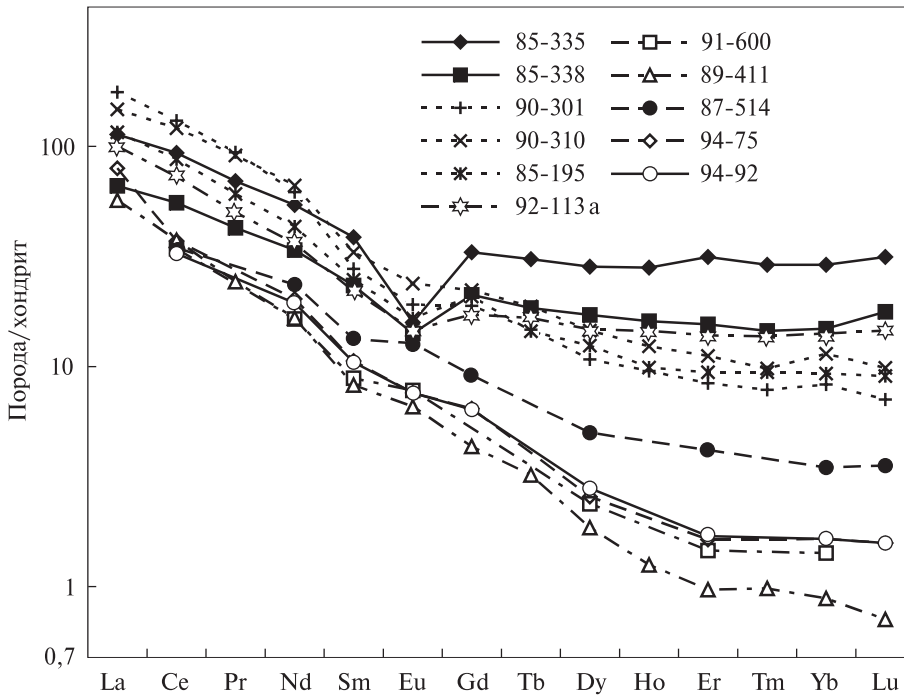


Рис. 2. График распределения РЗЭ в метаморфизованных андезитах и кислых вулканитах зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока. Нормирование на хондрит C1 по [18]

Fig. 2. REE patterns for metamorphosed andesites and acid volcanites of greenstone structures of the Middle-Dnieper megablock (normalized to chondrite C1 after [18])

Таблица 1. Химические анализы метаморфизованных вулканических пород среднего и кислого состава в зеленокаменных структурах Среднеприднепровского мегаблока.
Table 1. Chemical analysis of metamorphosed volcanic rocks of intermediate and acid composition greenstone belts of the Middle-Dnieper megablock.

| Оксид, % | 1/ 85/335 | 2/ 85/337 | 3/ 90-301 | 4/ 90-310 | 5/ 92-113a | 6/ 85-195 | 7/ 87/514 | 8/ 91/600 | 9/ 94-75 | 10/ 94-92 | 11/ 89-411 | 12/ 91-498 | 13/ 91-558 |
|------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 59,02 | 75,70 | 60,81 | 60,76 | 70,49 | 69,26 | 65,93 | 66,48 | 68,60 | 68,40 | 71,27 | 57,88 | 67,66 |
| TiO ₂ | 0,76 | 0,14 | 0,66 | 0,94 | 0,39 | 0,44 | 0,66 | 0,35 | 0,26 | 0,35 | 0,05 | 0,94 | 0,40 |
| Al ₂ O ₃ | 14,06 | 11,40 | 15,88 | 16,50 | 14,04 | 15,43 | 15,92 | 12,94 | 14,20 | 15,80 | 16,60 | 15,49 | 14,57 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,79 | 0,80 | 1,91 | 0,68 | 1,59 | 1,21 | 1,02 | 0,66 | 1,25 | 1,00 | 0,51 | 0,33 | 0,90 |
| FeO | 6,05 | 1,80 | 4,17 | 4,60 | 2,30 | 1,43 | 2,69 | 1,58 | 0,95 | 1,30 | 2,24 | 8,78 | 4,20 |
| MnO | 0,14 | 0,02 | 0,10 | 0,09 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | Следы | 0,05 | 0,06 | — | 0,22 | 0,05 |
| MgO | 3,67 | 0,80 | 5,62 | 5,47 | 1,21 | 3,46 | 2,41 | 0,83 | 0,83 | 0,75 | 1,22 | 2,36 | 2,90 |
| CaO | 5,02 | 1,95 | 2,42 | 2,75 | 3,68 | 2,66 | 3,88 | 6,32 | 2,60 | 2,40 | 0,56 | 7,67 | 3,95 |
| Na ₂ O | 3,80 | 3,95 | 3,10 | 3,88 | 4,30 | 4,21 | 4,00 | 3,08 | 5,20 | 5,20 | 0,20 | 3,50 | 2,20 |
| K ₂ O | 1,00 | 0,90 | 3,62 | 1,50 | 0,45 | 1,10 | 1,24 | 1,30 | 1,60 | 1,60 | 4,00 | 1,00 | 1,50 |
| S _{общ} | 0,10 | 0,04 | Следы | Следы | 0,09 | — | 0,03 | 0,05 | 0,84 | 0,40 | — | 0,08 | 0,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,01 | 0,20 | 0,27 | 0,09 | 0,13 | 0,09 | 0,08 | 0,14 | 0,12 | — | >0,02 | 0,02 |
| CO ₂ | — | 0,08 | 0,17 | 0,24 | 0,39 | 0,31 | 0,27 | 4,55 | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁻ | 0,02 | 1,87 | 0,09 | 0,16 | — | 0,20 | 0,01 | Следы | 0,60 | 0,30 | 0,10 | 0,20 | 0,07 |
| П. п. п. | 5,16 | 0,28 | 0,84 | 1,76 | 0,77 | 0,57 | 1,34 | 1,37 | 3,10 | 2,65 | 2,75 | 1,70 | 1,37 |
| Сумма | 99,89 | 99,74 | 99,59 | 99,60 | 99,84 | 100,44 | 99,53 | 99,59 | 100,22 | 100,33 | 99,50 | 100,11 | 99,84 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 3,80 | 4,39 | 0,86 | 2,59 | 9,56 | 3,83 | 3,23 | 2,37 | 3,25 | 3,25 | 0,05 | 3,50 | 1,47 |
| mg | 0,35 | 0,24 | 0,48 | 0,51 | 0,24 | 0,57 | 0,39 | 0,27 | 0,27 | 0,25 | 0,31 | 0,21 | 0,36 |

Примечание. Чертомлыкская ЗС: 1 — метаандезит, скв. 088, гл. 158—172,8 м (обр. 85-335); 2 — мериолит, скв. 4 — метаандезит, скв. 21137 (3 — гл. 235,8 м (обр. 90-301), 4 — гл. 275 м (обр. 90-310)); 5 — метадацит, скв. 20575, трахириодацит, скв. 291С, гл. 318,3—339 м (обр. 92-113a); 6 — метадацит, скв. 21006, гл. 226,6—скв. 13С, гл. 482—502 м (обр. 91-600); 7 — риодацит, уч. Безымянный, скв. 0771, гл. 159—169,4 м (обр. гл. 245,4—257 м (обр. 94-92)); 8 — метариолит, скв. 802, гл. 315 м (обр. 89-411); 9 — метаандезит, скв. 310С, гл. 260,8 м (обр. 91-558); 10 — метариолит, скв. 71-95 (14 — гл. 145,8—149 м (обр. 99-брахисинклиналь); 11 — метаандезит, скв. 636-Б, гл. 384,5—384,7 м (обр. 89-156); 12 — метариолит, скв. 6199, гл. 177—190 м (обр. 92-92); 13 — метадацит, скв. 2578, гл. 557—565 м (обр. 92-614); 14 — метариолит, скв. 6066, гл. 377,5—403 м (обр. 91-133). Анализы выполнены в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

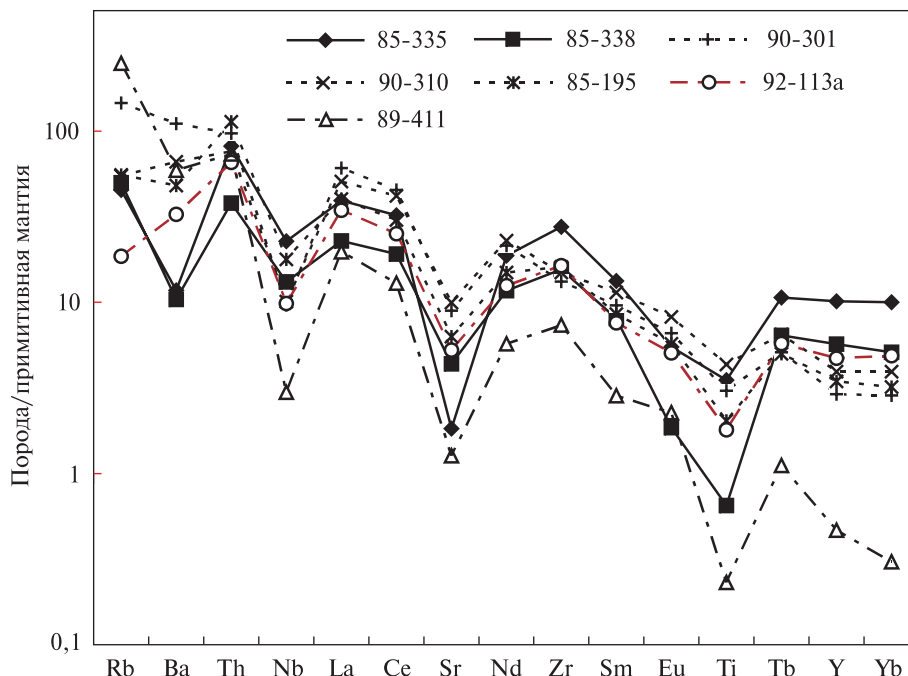


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма для метаморфизованных андезитов и кислых вулканитов Среднеприднепровского мегаблока. Нормирование на примитивную мантию по [18]
 Fig. 3. Multi-element plots for metamorphosed andesites and acid volcanites of the Middle-Dnieper megablock (normalized to primitive mantle after [18])

**поясах Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков УЩ
 Dnieper and Peri-Azovian megablocks of the Ukrainian Shield**

| | 14/ 99-32 | 15/ 99-39 | 16/ 89/156 | 17/ 91-123 | 18/ 92-92 | 19/ 92-614 | 20/ 91-133 |
|--------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|
| | 73,54 | 73,60 | 60,70 | 71,03 | 70,81 | 66,84 | 76,04 |
| | 0,18 | 0,14 | 0,74 | 0,40 | 0,40 | 0,30 | 0,25 |
| | 10,83 | 10,18 | 14,60 | 12,41 | 13,63 | 14,83 | 10,92 |
| | 3,97 | 4,14 | 0,35 | >0,10 | 1,54 | Следы | 2,96 |
| | 1,29 | 1,42 | 4,70 | 3,17 | 2,57 | 2,66 | 0,22 |
| | 0,14 | 0,09 | 0,08 | 0,11 | 0,06 | 0,04 | 0,01 |
| | 1,65 | 1,55 | 1,90 | 1,38 | 1,42 | 0,97 | 1,05 |
| | 2,01 | 2,23 | 5,10 | 1,42 | 1,56 | 5,94 | 0,33 |
| | 1,80 | 2,0 | 4,30 | 3,20 | 2,00 | 2,88 | 0,23 |
| | 3,04 | 3,22 | 3,52 | 5,72 | 5,20 | 0,72 | 3,23 |
| Следы | Следы | 0,30 | >0,02 | — | 0,04 | 0,04 | 2,69 |
| | 0,12 | 0,09 | 0,36 | 0,09 | 0,16 | 0,16 | 0,06 |
| | — | — | 2,69 | — | — | — | 2,01 |
| Следы | 0,18 | Следы | 0,01 | 0,13 | 0,11 | 0,11 | 0,03 |
| | 1,50 | 1,48 | 0,34 | 1,42 | 0,83 | 4,14 | 1,41 |
| 100,07 | 100,32 | 99,68 | 100,36 | 100,31 | 99,63 | 101,44 | |
| | 0,59 | 0,62 | 1,22 | 0,56 | 0,39 | 4,00 | 0,07 |
| | 0,24 | 0,22 | 0,27 | 0,30 | 0,26 | 0,27 | 0,25 |

088, гл. 123—129 м (обр. 85—337); *Высокопольская* ЗС: 3, гл. 165—167,5 м (обр. 85-195); *Белозерская* ЗС: 6 — мета-272,2 м (обр. 87-514); *Белозерская* ЗС: 8 — метадацит, 94-75); 10 — лейкотоналит, уч. Соленовский, скв. 0708, скв. 309С, гл. 248—257 м (обр. 91-498); 13 — метадацит, 32), 15 — гл. 154,8—161,2 м (обр. 99-39)); *Гуляйпольская* олит, скв. 6199, гл. 410—416 м (обр. 91-123); 18 — метари-Орловско-Тимская структура: 20 — риолит, уч. Коробков-

зис базальт + андезит + дацит имеет подчиненное значение [6]. Метаморфизованные риолиты и андезиты этой формации изучены в скв. 088, пройденной в центральной части Чертомлыкской структуры. Андезиты (обр. 85-335) и риолиты (обр. 85-337) принадлежат к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1) и характеризуются низкой магнезиальностью (*mg*) — 0,35 и 0,24 соответственно. Графики распределения РЗЭ и редких элементов на спайдер-диаграмме (рис. 2, 3) в андезитах и риолитах практически идентичны, что позволяет предполагать их генетическую связь. Они характеризуются низким содержанием, ppm: Rb — 28,8—31,7; Sr — 38,7—92,2; Ba — 72,5—81,9 и повышенным — Nb — 9,36—16,2 (табл. 2). Высокое содержание Y (25,9—46,1 ppm) указывает на отсутствие граната в магматическом источнике. В риолитах существенно ниже содержание FeO_{tot}, TiO₂, CaO (табл. 1), более высокое содержание Co, Zr, Y, V, Cr при более низком — Sr, Nb, Ta, Th, U (табл. 2). Суммарное содержание РЗЭ в риолитах меньше, чем в андезитах (табл. 2). Распределение РЗЭ в андезитах (обр. 85-335) слабо дифференцированное — (La/Yb)_N = 3,91 при Yb_N = 29; (La/Sm)_N = 2,94; (Yb/Gd)_N = 0,88; Eu/Eu* = 0,44 (рис. 2). В риолитах (обр. 85-337) слабо дифференцированный спектр распределения РЗЭ — (La/Yb)_N = 4,47 при Yb_N = 14,8; (La/Sm)_N = 2,84; (Yb/Gd)_N =

Таблица 2. Результаты ICP-MS анализов метавулкаников среднего и кислого состава

Table 2. The results of ICP-MS analysis of metavolcanics medium and acid compositions

| Компонент | 85-335 | 85-338 | 90-301 | 90-310 | 85-195 | 92-113a | 89-411 | 91-498 | 91-558 |
|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|
| Rb | 31,70 | 28,80 | 92,40 | 34,80 | 35,20 | 11,80 | 158,00 | 8,35 | 72,70 |
| Sr | 92,2 | 38,7 | 188,00 | 210,00 | 133,00 | 111,00 | 26,80 | 112,00 | 73,60 |
| Ba | 81,90 | 72,50 | 771,00 | 462,00 | 335,00 | 228,00 | 413,00 | 156,00 | 276,00 |
| Nb | 16,20 | 9,36 | 6,87 | 7,20 | 12,70 | 7,02 | 2,12 | 2,45 | 9,46 |
| Y | 25,90 | 46,10 | 13,20 | 17,90 | 15,70 | 21,40 | 2,12 | 17,70 | 20,70 |
| Zr | 175,00 | 310,00 | 148,00 | 167,00 | 180,00 | 183,00 | 82,30 | 53,50 | 178,00 |
| Ga | 15,50 | 12,80 | — | — | 19,60 | — | — | — | — |
| Ge | 1,20 | 1,09 | — | — | 1,18 | — | — | — | — |
| Pb | 2,63 | 2,83 | 6,8* | 9,9* | 4,82 | — | 6,23 | 0,41 | 7,29 |
| Th | 6,92 | 3,23 | 8,22 | 6,48 | 9,64 | 5,57 | 1,76 | 0,14 | 2,07 |
| U | 1,70 | 0,92 | 2,12 | 1,47 | 2,65 | 1,45 | — | — | — |
| Mo | 2,53 | 2,11 | — | — | 1,04 | — | 14,00 | 310,00 | 62,90 |
| V | 5,68 | 95,90 | 103,00 | 134,00 | 51,00 | 27,70 | 15,90 | 103,00 | 75,60 |
| Cr | 10,40 | 52,70 | 77,50 | 126,00 | 36,30 | 17,90 | 2,62 | 38,90 | 15,00 |
| Co | 2,12 | 15,40 | 19,70 | 23,80 | 8,30 | 9,39 | 12,80 | 64,60 | 52,90 |
| Ni | 15,70 | 4,11 | 53,40 | 65,90 | 29,30 | 18,80 | — | — | — |
| Cu | 15,20 | 9,15 | — | — | 18,30 | — | — | — | — |
| Zn | 88,00 | 18,60 | — | — | 34,20 | — | — | — | — |
| Sn | — | — | — | — | 1,65 | — | — | — | — |
| Sb | 0,13 | 0,11 | — | — | <0,50 | — | — | — | — |
| Cs | 0,44 | 0,72 | — | — | 7,28 | — | — | 1,56 | 4,41 |
| Hf | 8,52 | 4,43 | 3,71 | 4,09 | 5,47 | 4,85 | 0,20 | 0,21 | 0,84 |
| Ta | 1,29 | 0,70 | 0,51 | 0,47 | 1,42 | 0,60 | — | — | — |
| W | 0,52 | 0,47 | — | — | 1,39 | — | — | — | — |
| Bi | <0,10 | <0,10 | — | — | <0,50 | — | 13,50 | 3,08 | 22,40 |
| La | 26,9 | 15,70 | 41,80 | 34,90 | 27,50 | 23,70 | 22,90 | 8,52 | 46,50 |
| Ce | 57,10 | 33,90 | 80,20 | 74,20 | 53,60 | 44,50 | 2,31 | 1,29 | 5,17 |
| Pr | 6,61 | 4,06 | 8,94 | 8,64 | 5,78 | 4,76 | 7,75 | 6,08 | 20,40 |
| Nd | 25,30 | 15,80 | 29,00 | 31,00 | 20,20 | 16,90 | 1,26 | 2,06 | 3,80 |
| Sm | 5,91 | 3,57 | 4,25 | 5,06 | 3,79 | 3,36 | 0,38 | 0,72 | 0,86 |
| Eu | 0,92 | 0,82 | 1,11 | 1,38 | 0,96 | 0,85 | 0,89 | 2,68 | 3,94 |
| Gd | 6,80 | 4,34 | 3,88 | 4,57 | 4,28 | 3,53 | 0,12 | 0,47 | 0,64 |
| Tb | 1,15 | 0,69 | 0,55 | 0,70 | 0,54 | 0,62 | 0,47 | 3,26 | 3,96 |
| Dy | 7,22 | 4,35 | 2,73 | 3,70 | 3,16 | 3,75 | 0,07 | 0,78 | 0,81 |
| Ho | 1,59 | 0,91 | 0,54 | 0,70 | 0,56 | 0,82 | 0,16 | 2,23 | 2,51 |
| Er | 5,20 | 2,57 | 1,39 | 1,85 | 1,56 | 2,29 | 0,03 | 0,28 | 0,40 |
| Tm | 0,74 | 0,37 | 0,20 | 0,25 | 0,24 | 0,35 | 0,15 | 1,92 | 2,96 |
| Yb | 4,93 | 2,52 | 1,41 | 1,94 | 1,58 | 2,40 | 0,02 | 0,29 | 0,39 |
| Lu | 0,80 | 0,45 | 0,18 | 0,25 | 0,23 | 0,37 | 50,01 | 33,66 | 114,74 |
| Σ PЗЭ | 151,17 | 90,05 | 176,18 | 169,14 | 123,98 | 108,20 | 64,56 | 1,15 | 5,43 |
| (La/Yb) _N | 3,91 | 4,47 | 21,26 | 12,90 | 12,48 | 7,08 | 6,92 | 0,97 | 3,81 |
| (La/Sm) _N | 2,94 | 2,84 | 6,40 | 4,49 | 4,68 | 4,55 | 0,20 | 0,87 | 0,91 |
| (Yb/Gd) _N | 0,88 | 0,70 | 0,44 | 0,51 | 0,45 | 0,82 | 1,10 | 0,94 | 0,68 |
| Eu/Eu* | 0,44 | 0,64 | 0,84 | 0,88 | 0,73 | 0,75 | — | — | — |
| Pb/Nb | 0,16 | 0,30 | 0,99 | 1,38 | 0,38 | — | 6,37 | 1,26 | 2,37 |
| La/Nb | 1,66 | 1,68 | 6,08 | 4,85 | 2,17 | 3,38 | 2,94 | 0,17 | 0,77 |
| Th/Nb | 0,43 | 0,35 | 1,20 | 0,90 | 0,76 | 0,26 | 3,31 | 3,88 | 2,20 |

Примечание. Состав микроэлементов в кислых и средних вулканиках определяли с помощью метода ICP-MS митивная мантия.

| | 99-32 | 99-39 | 89-156 | 91-123 | PM [18] |
|--|--------|--------|---------|--------|---------|
| | 100,25 | 68,20 | 97,10 | 118 | 0,64 |
| | 124,67 | 113,00 | 816,00 | 45,20 | 21,10 |
| | 553,58 | 524,00 | 1400,00 | 1050 | 6,99 |
| | 16,56 | 10,30 | 6,49 | 11,70 | 0,71 |
| | 24,33 | 18,80 | 8,19 | 33,80 | 4,55 |
| | 175,15 | 116,00 | 160,00 | 194 | 11,27 |
| | 15,75 | 14,50 | — | — | — |
| | — | 0,99 | — | — | — |
| | 19,57 | 9,36 | 13* | 10,2* | — |
| | 16,09 | 12,40 | 6,71 | 17,30 | 0,07 |
| | 4,96 | 4,61 | 1,41 | 3,38 | 0,09 |
| | — | 1,85 | — | — | 0,02 |
| | 35,97 | 14,60 | 64,50 | 24,90 | 0,06 |
| | 14,15 | 49,50 | 21,30 | 16,40 | — |
| | 3,25 | 2,86 | 7,29 | 4,42 | — |
| | 1,74 | 9,11 | 15,00 | 14,90 | — |
| | 3,30 | 12,8 | — | — | — |
| | 64,27 | 35,00 | — | — | — |
| | — | 1,67 | — | — | — |
| | — | 0,18 | — | — | — |
| | 2,85 | 0,98 | — | — | — |
| | 4,94 | 3,53 | — | 5,34 | 0,01 |
| | 2,50 | 1,10 | 0,37 | 0,98 | 0,31 |
| | — | 1,00 | — | — | 0,04 |
| | — | <0,10 | — | — | 0,02 |
| | 37,85 | 31,80 | 32,50 | 64,20 | — |
| | 72,51 | 63,40 | 62,00 | 129,00 | 0,69 |
| | 7,70 | 6,77 | 7,07 | 13,30 | 1,78 |
| | 27,01 | 23,70 | 26,60 | 45,20 | 0,28 |
| | 4,46 | 4,30 | 4,75 | 7,43 | 1,35 |
| | 0,66 | 0,63 | 1,70 | 1,16 | 0,44 |
| | 4,11 | 3,79 | 3,61 | 6,90 | 0,17 |
| | 0,70 | 0,58 | 0,49 | 1,10 | 0,60 |
| | 4,17 | 3,36 | 1,98 | 5,81 | 0,11 |
| | 0,88 | 0,68 | 0,30 | 1,18 | 0,74 |
| | 2,72 | 2,08 | 0,73 | 3,44 | 0,16 |
| | 0,40 | 0,30 | 0,09 | 0,55 | 0,48 |
| | 2,62 | 1,97 | 0,51 | 3,16 | 0,07 |
| | 0,44 | 0,33 | 0,07 | 0,52 | 0,49 |
| | 166,23 | 143,69 | 142,4 | 282,95 | 0,07 |
| | 10,36 | 11,58 | 45,71 | 14,57 | — |
| | 5,48 | 4,77 | 4,42 | 5,58 | — |
| | 0,77 | 0,63 | 0,17 | 0,55 | — |
| | 0,47 | 0,48 | 1,26 | 0,50 | — |
| | 1,18 | 0,91 | 2,0 | 0,87 | 0,09 |
| | 2,29 | 3,09 | 5,01 | 5,49 | 0,96 |
| | 0,97 | 1,20 | 1,03 | 1,48 | 0,11 |

в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). PM — при-

= 0,70; $Eu/Eu^* = 0,46$ (рис. 2) [16]. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Eu и Ba (рис. 3). По геохимическим характеристикам андезиты (обр. 85-335) близки к архейским андезитам III типа, отличаюсь большим содержанием легких РЗЭ [8]. Они могли образоваться при частичном плавлении плагиоклазового лерцолита в глубинном источнике и фракционной кристаллизации на малой глубине с удалением преимущественно плагиоклаза и клинопироксена. Риолиты (обр. 85-338) характеризуются низким содержанием K, Rb и умеренно фракционированным распределением РЗЭ толеитового типа. Они обогащены некогерентными элементами — Y, Nb, Zr, подобны архейским кислым вулканитам типа FI и формировались в коровом магматическом источнике. Андезиты и риолиты контаминированы коровым веществом, на это указывает добавка Pb, легких РЗЭ и Th ($Pb/Nb = 0,16-0,30$; $La/Nb = 1,66-1,68$; $Th/Nb = 0,35-0,43$) (табл. 2).

В ы с о к о п о л ь с к а я З С. Толща метаморфизованных андезитов с подчиненными прослоями риодацитов и толеитовых базальтов (контрастная ДАТ формация) мощностью до 500 м установлена в восточной и южной частях Высокопольской ЗС. Метаандезиты, изученные по скв. 21137, относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1), являются средне- (обр. 90-310) и высококалиевыми породами (обр. 90-301) с высокой магнезиальностью (0,51 и 0,48 соответственно). В них наблюдается повышенное содержание, ppm: Ba — 462—771, Sr — 77—126 и Ni — 53—65 (табл. 2). На спайдер-диаграмме выделены отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr (рис. 3). Суммарное содержание РЗЭ составляет 169,14 и 176,18 ppm соответственно. Распределение РЗЭ сильно дифференцированное — $(La/Yb)_N = 12,90-21,26$ при $Yb_N = 11,4-8,3$; $(La/Sm)_N = 4,49-6,4$; $(Yb/Gd)_N = 0,44-0,51$ (рис. 2). Выделена отрицательная аномалия европия — $Eu/Eu^* = 0,84-0,88$. По геохимическим характеристикам метаандезиты близки к архейским андезитам II типа, согласно классификации К. Конди [8], могли образоваться при частичном плавлении эклогита, гранатового амфиболита или амфиболита. Метаандезиты контаминированы коровым материалом — $Pb/Nb = 0,99-1,38$; $La/Nb = 4,85-6,08$; $Th/Nb = 0,90-1,20$ (табл. 2).

Белозерская ЗС. В северо-восточной части этой структуры выделены вулканические породы контрастной ДТА формации [6]. Они образуют покровы с максимальной мощностью 80–100 м [14]. Изученные трахириодациты этой формации (скв. 291, обр. 92-113а) принадлежат к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1), характеризуются низкой магнезиальностью ($mg = 0,24$) и низким содержанием Sr (17,9) и Ni (18,8 ppm) (табл. 2). Согласно значению отношения $Na_2O/K_2O = 9,56$, они принадлежат к натриевой серии. Характеризуются низким содержанием Rb (11,8), Sr (111), Ba (228 ppm) и K_2O (0,45 %) (табл. 2). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr (рис. 3). Суммарное содержание РЗЭ составляет 108,2 ppm. Распределение РЗЭ дифференцированное — $(La/Yb)_N = 7,08$ при $Yb_N = 14,1$; $(La/Sm)_N = 4,55$; $(Yb/Gd)_N = 0,82$ (рис. 2). Они характеризуются отрицательной аномалией европия — $Eu/Eu^* = 0,75$. По геохимическим характеристикам трахириодациты (обр. 92-113а) близки к кислым вулканитам типа *FP*, формировались в коровом магматическом ис-

точнике (<40 км). Они контаминированы коровым материалом — $La/Nb = 3,38$; $Th/Nb = 0,26$ (табл. 2).

Вулканические породы *риолит-дацитов* формации венчают разрез зеленокаменного комплекса. Преобладают риолиты, риодациты и дациты. Менее распространены вулканиты андезитового состава, второстепенное значение имеют лавы андезито-базальтов, а также вулканогенно-осадочные породы (метатуфы, метатуффиты) [13]. Среди фациальных разновидностей преобладают лавы, хотя и породы пирокластических фаций развиты относительно широко. Мощность вулканических пород этой формации превышает 500 м. Вулканические породы РД формации генетически связаны с интрузиями плагиигранитов [4, 14] и по петрохимическим характеристикам относятся к натриевой и калиево-натриевой петрохимическим сериям [11, 12].

Высокопольская ЗС. Метавулканиты кислого состава РД формации выделяются в средней части этой структуры. Нами изучены кварц-плагноклазовые метапорфиры (метариолиты) (скв. 20575, обр. 85-195). По химичес-

Таблица 3. Содержание РЗЭ в метавулканитах среднего и кислого состава Среднеприднепровского мегаблока УЩ и ВКМ

Table 3. REE content in the metavolcanites of intermediate and acid compositions of the Middle-Dnieper megablock of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif

| Компонент | 87-514 | 91-600 | 94-75 | 94-92 | 91-123 | 92-92 | 92-614 | 91-133 |
|-------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| La | — | — | 18,84 | — | — | 49,96 | 7,79 | — |
| Ce | 21,15 | 20,93 | 22,73 | 19,94 | 131,00 | 131,40 | 12,80 | 311,90 |
| Pr | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Nd | 11,02 | 7,67 | 9,47 | 9,07 | 46,81 | 48,19 | 5,92 | 116,40 |
| Sm | 2,04 | 1,35 | 1,62 | 1,60 | 7,75 | 8,09 | 1,18 | 20,44 |
| Eu | 0,74 | 0,45 | 0,44 | 0,44 | 1,05 | 1,30 | 0,39 | 0,81 |
| Gd | 1,87 | — | 1,32 | 1,31 | — | — | 0,92 | 37,62 |
| Tb | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Dy | 1,27 | 0,60 | 0,65 | 0,71 | 5,20 | 5,38 | 0,71 | 9,81 |
| Ho | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Er | 0,69 | 0,24 | 0,27 | 0,28 | 2,39 | 2,84 | 0,41 | 4,17 |
| Tm | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Yb | 0,59 | 0,24 | 0,28 | 0,28 | 2,35 | 2,80 | 0,41 | 4,14 |
| Lu | 0,09 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,14 | 0,10 | 0,07 | 0,31 |
| $(Ce/Yb)_N$ | 9,20 | 22,50 | 21,00 | 18,70 | 14,40 | 12,20 | 8,20 | 19,50 |
| $(Ce/Sm)_N$ | 2,50 | 3,70 | 3,40 | 3,00 | 4,10 | 3,90 | 2,60 | 3,70 |
| $(Yb/Gd)_N$ | 0,40 | — | 0,30 | 0,30 | — | — | 0,60 | 0,10 |
| Eu/Eu* | 1,16 | — | 0,93 | 0,93 | — | — | 1,14 | 0,10 |

Примечание. Содержания РЗЭ определены с помощью метода изотопного разбавления в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины. Pr, Tb, Ho, Tm не анализировались. Привязки образцов даны в табл. 1.

кому составу они относятся к породам известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). В них невысокое содержание, ppm: Rb — 35,2, Sr — 133, Ba — 335 (табл. 2). Они характеризуются высокой магнезиальностью ($mg = 0,57$), низким содержанием Sr (36,3) и Ni (29,3 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr (рис. 3). Суммарное содержание РЗЭ составляет 123,98 ppm. Распределение РЗЭ дифференцированное — $(La/Yb)_N = 12,48$ при $Yb_N = 9,29$; $(La/Sm)_N = 4,72$; $(Yb/Gd)_N = 0,45$ (рис. 2). Вулканиды характеризуются отрицательной аномалией европия — $Eu/Eu^* = 0,73$. По геохимическим характеристикам метариолиты (обр. 85-195) близки к архейским кислым вулканитам типа FI [8], формировались в коровом магматическом источнике. Контаминированы коровым материалом — $Pb/Nb = 0,38$; $La/Nb = 2,17$; $Th/Nb = 0,76$ (табл. 2).

В е р х о в ц е в с к а я З С. Кварц-плагиоклазовые метапорфиры (метадациты) РД формации этой структуры (скв. 21006, обр. 87-514) относятся к породам известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). Магнезиальность пород $mg = 0,39$. В них невысокое содержание, ppm: Rb — 34, Sr — 119, низкое — Nb — 13, Y — 5 и Zr — 146 (табл. 2). Согласно отношению $Na_2O/K_2O = 3,23$ породы принадлежат к калиево-натриевой серии. Распределение РЗЭ дифференцированное — $(Ce/Yb)_N = 9,2$ при $Yb_N = 3,49$; $(Ce/Sm)_N = 2,5$; $(Yb/Gd)_N = 0,4$ (табл. 3; рис. 2). Метадациты характеризуются положительной аномалией европия — $Eu/Eu^* = 1,16$. По геохимическим характеристикам близки к архейским кислым вулканитам типа FI [8] и формировались на глубине более 40 км.

Б е л о з е р с к а я З С. Кварц-плагиоклазовые метапорфиры (метадациты) РД формации (соленовской свиты) Белозерской ЗС (скв. 13С, обр. 91-600) относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). По отношению $Na_2O/K_2O = 2,37$ принадлежат к калиево-натриевой серии. Магнезиальность низкая ($mg = 0,27$). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное — $(Ce/Yb)_N = 22,5$ при $Yb_N = 1,42$; $(Ce/Sm)_N = 3,7$ (табл. 3; рис. 2). По геохимическим характеристикам дациты (обр. 91-600) близки к архейским кислым вулканитам типа FI [8] и формировались на глубине более 40 км.

С у р с к а я З С. Кислые вулканиты РД формации слагают два обширных вулкано-

генных поля — Сергеевское и Соленовское. Метадациты Сергеевского участка (скв. 0771, обр. 94-75) и комагматичные им лейкотоналиты (скв. 0764, обр. 94-92) относятся к известково-щелочной серии. Магнезиальность их низкая ($mg = 0,25-0,27$). Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное — $(Ce/Yb)_N = 18,7-21,0$ при $Yb_N = 1,62-1,65$; $(Ce/Sm)_N = 3,0-3,4$ (табл. 3; рис. 2). По геохимическим характеристикам метадациты и лейкотоналиты близки к архейским кислым вулканитам типа FI [8] и формировались на глубине более 40 км.

Риолит-сланцевая формация. В белозерской серии кислые вулканиты обычно залегают среди метаморфизованных терригенных отложений в виде быстро выклинивающихся пластообразных тел мощностью от 1,5 до 20 м, иногда они образуют серии сближенных тел. В Белозерской ЗС кислые вулканиты образуют покровы мощностью 10—15 м и протяженностью 2—3 км [14]. Их излияния сопровождалось образованием экструзивных тел плагиопорфиров. В центральной части Белозерского района кварцевые апокератофиры в значительной мере изменены наложенными процессами, которые сопровождалось выносом кальция, стронция и привносом калия и рубидия.

Метариолиты переверзевской свиты белозерской серии (скв. 802, обр. 89-411) относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). Характеризуются низкой магнезиальностью ($mg = 0,31$). Они имеют повышенное содержание, ppm: Rb — 158; Ba — 413; низкое — Sr — 26,8 и Y, Nb — по 2,12; Zr — 82,3; Ta — 0,20; Cr — 15,9; Ni — 12,8. Σ РЗЭ = 50,01 ppm (табл. 2). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr (рис. 2). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное — $(La/Yb)_N = 64,56$ при $Yb_N = 0,88$; $(La/Sm)_N = 6,98$; $(Yb/Gd)_N = 0,20$ (рис. 3). Они близки к архейским кислым вулканитам типа FI [8] и формировались на глубине более 40 км. Сильно контаминированы коровым материалом ($La/Nb = 6,37$; $Th/Nb = 2,94$) (табл. 2).

Приазовский мегаблок. Зеленокаменные пояса (возраст 3200—3000 млн лет) приурочены к региональным разломам, разделяющим блоки раннеархейской консолидации. Наиболее полные разрезы, включающие вулканиты среднего и кислого состава и метаосадочные породы верхней терригенной надстройки, со-

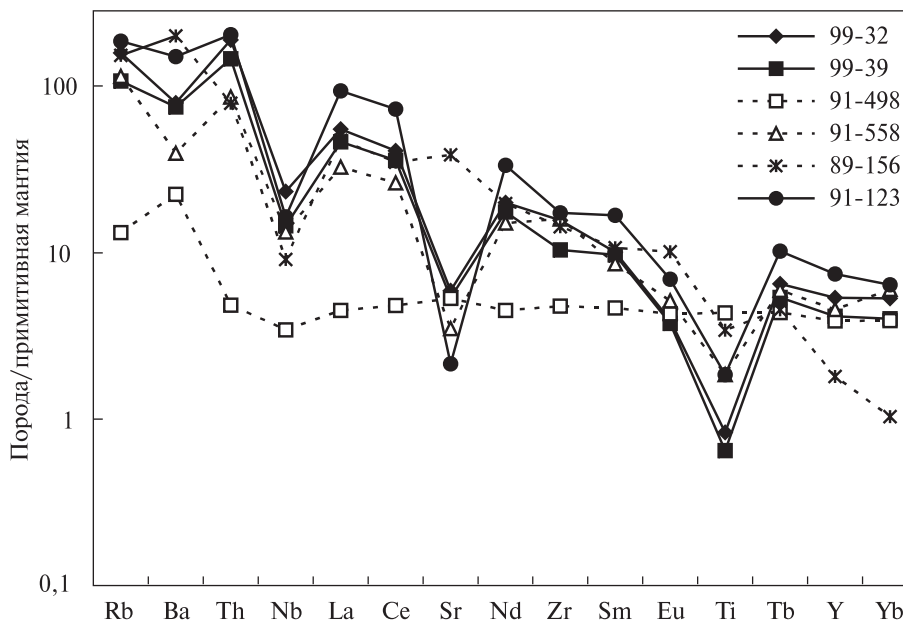


Рис. 4. Мультиэлементная диаграмма для метаморфизованных андезитов и кислых вулканитов Приазовского мегаблока УЩ и ВКМ. Нормировано на примитивную мантию по [18]

Fig. 4. Multi-element plots for metamorphosed andesites and acid volcanites of Peri-Azovian megablock of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif (normalized to primitive mantle after [18])

хранились в Сорокинской и Новгородской ЗС. Более изучена Сорокинская ЗС — рифтогенная (согласно геолого-структурным данным). Неоархейские осадочно-вулканогенные породы (2800—2600 млн лет) на Приазовском блоке слагают Гуляйпольскую брахисинклиналь, расположенную в Сорокинско-Куйбышевской разломной зоне. Они метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и имеют мощность около 1,7 км [15]. Залегают с резким структурным несогласием на гранито-гнейсовом фундаменте. В средней и верхней частях ее разреза выделяются метавулканиты андезитового состава мощностью до 75 м, которые находятся в ассоциации с железисто-кремнистой формацией.

Сорокинская ЗС приурочена к Сорокинско-Куйбышевскому разлому. В ее разрезе выделяются (снизу вверх) ольгинская, бердянская, крутобалкинская и садовая свиты. Ольгинская свита сложена метаморфизованными коматиитами, базальтами с прослоями железистых кварцитов и терригенных пород. Кислые вулканиты занимают более высокое стратиграфическое положение и относятся к бердянской свите. Сорокинская ЗС отличается отсутствием андезитов, ее вулканогенный разрез — бимодальный.

Метариолиты РД формации Сорокинской ЗС (уч. Сурожский, скв. 71-95, обр. 99-32, 99-39) принадлежат к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). Они характеризуются низкой магнезиальностью ($mg = 0,22-0,24$), повышенным содержанием, ppm: Rb — 68,2—

100,35; Ba — 524—554; Nb — 10,30—16,56; Y — 18,80—24,33; Pb — 9,36—19,57 (табл. 1, 2). В них низкое содержание Cr (14,15—49,5) и Ni (1,74—9,11 ppm). $\Sigma P3Э = 143,69-166,23$ ppm. На спайдер-диаграмме (рис. 4) выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Y. Распределение P3Э дифференцированное — $(La/Yb)_N = 9,76-11,58$ при $Yb_N = 11,59-15,41$; $(La/Sm)_N = 4,82-5,54$; $(Yb/Gd)_N = 0,63-0,77$ (рис. 5). Выделяется отрицательная аномалия европия — $Eu/Eu^* = 0,47-0,48$. По классификации К. Конди, метариолиты близки к архейским кислым метавулканитам типа ПП [8], формировались в коровом магматическом источнике (<40 км). На контаминацию коровым материалом указывает содержание Pb, Th и легких P3Э ($Pb/Nb = 0,91-1,18$; $La/Nb = 2,29-3,09$; $Th/Nb = 1,03-1,20$) (табл. 2).

Новгородская ЗС. Андезиты ДАТ формации (скв. 309С, обр. 91-498) на диаграмме АФМ попадают в поле пород толеитовой серии (табл. 1; рис. 1). Для них характерно очень низкое содержание, ppm: Rb — 8,35; Sr — 112 и Ba — 156 (табл. 2). Они отличаются низкой магнезиальностью ($mg = 0,21$), повышенным содержанием V (310) и Cr (103 ppm). Суммарное содержание P3Э очень низкое (33,6 ppm). Спектр распределения P3Э недифференцированный — $(La/Yb)_N = 1,15$ при $Yb_N = 11,6$; $(La/Sm)_N = 0,97$; $(Yb/Gd)_N = 0,87$ (рис. 5). Эти андезиты отличаются от всех других отсутствием отрицательных аномалий Ti и Nb (рис. 4) и очень высоким значением K/Rb отношения ($K/Rb = 843$), характерным

для толеитов. Согласно К. Конди [8], они близки к архейским андезитам III типа (деплетированные андезиты *ДАА*), которые характерны для начальной стадии развития субдукционных систем [18]. Они могли сформироваться при частичном плавлении плагиоклазового лерцолита и (или) при фракционной кристаллизации на малой глубине с удалением клинопироксена и плагиоклаза. Контаминация андезитов в земной коре проявлена очень слабо. Наблюдается незначительное увеличение содержания Th и легких РЗЭ ($La/Nb = 1,26$; $Th/Nb = 0,17$) (табл. 2).

Метадациты контрастной ДАТ формации (Чистопольская ЗС, скв. 310С, обр. 91-558) на диаграмме *АFM* относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). Содержание Rb — 72,7; Sr — 73,64 Ba — 276 ppm (табл. 2). Они имеют низкую магнезиальность ($mg = 0,36$) и невысокое содержание Cr (75,6) и Ni (52,9 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Y (рис. 4). Суммарное содержание РЗЭ — 114,74 ppm. Они обогащены легкими РЗЭ — $(La/Yb)_N = 5,43$ при $Yb_N = 17,41$; $(La/Sm)_N = 3,81$; $(Yb/Gd)_N = 0,91$ (рис. 5). Для них характерна отрицательная аномалия европия — $Eu/Eu^* = 0,68$ (табл. 2). Согласно классификации К. Конди [8], метадациты близки к архейским кислым метавулканикам типа *PII*, формировались в коровом магматическом источнике (<40 км). Контаминированы коровым материалом — $La/Nb = 2,37$; $Th/Nb = 0,77$ (табл. 2).

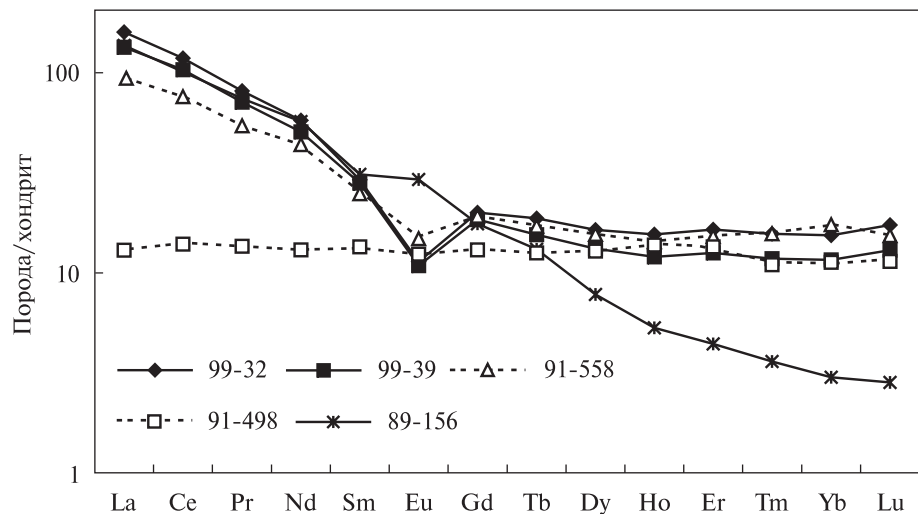
Гуляйпольская брахисинклиналь. Метаморфизованные андезиты гуляйпольской свиты неархей-палеопротерозойского возраста (скв. 636-Б, обр. 89-156) по химическо-

му составу относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). В них высокое содержание Sr (816) и Ba (1400 ppm). Для них характерна низкая магнезиальность ($mg = 0,21$), незначительное содержание Cr (21) и Ni (15 ppm). Суммарное содержание РЗЭ — 142,4 ppm. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Ba (рис. 4). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное — $(La/Yb)_N = 45,71$ при $Yb_N = 3,0$; $(La/Sm)_N = 4,46$; $(Yb/Gd)_N = 0,17$ (рис. 5). Выделяется положительная аномалия европия — $Eu/Eu^* = 1,26$. Согласно К. Конди [8], эти породы классифицируются как архейские андезиты II типа, которые формировались в глубинных магматических источниках. На контаминацию коровым материалом указывает повышенное содержание Pb, Th и легких РЗЭ ($Pb/Nb = 2,0$; $La/Nb = 5,01$; $Th/Nb = 1,03$) (табл. 2).

Воронежский кристаллический массив. Наиболее крупные ЗС Курского блока — Михайловско-Белгородская и Петровско-Волотовская. Они сложены метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях вулканогенно-осадочными, вулканическими и вулкано-интрузивными ассоциациями — коматиит-базальтовой, риолит-дацит-базальтовой, риолитовой формациями александровской (3264 ± 54 млн лет) и дичнянской свит (3110 ± 50 млн лет) михайловской серии [1]. Неархейские вулканогенно-осадочные породы представлены лебединской серией (2700 млн лет), которая распространена главным образом в синклинорных участках ВКМ, где подстилает курскую серию. Сумский блок ВКМ, по геофизическим данным, подобен

Рис. 5. График распределения РЗЭ в метаморфизованных андезитах и кислых вулканиках Приазовского мегаблока. Нормировано на хондрит C1 по [18]

Fig. 5. REE patterns for metamorphosed andesites and acid volcanites of the Peri-Azovian megablock (normalized to chondrite C1 after [18])



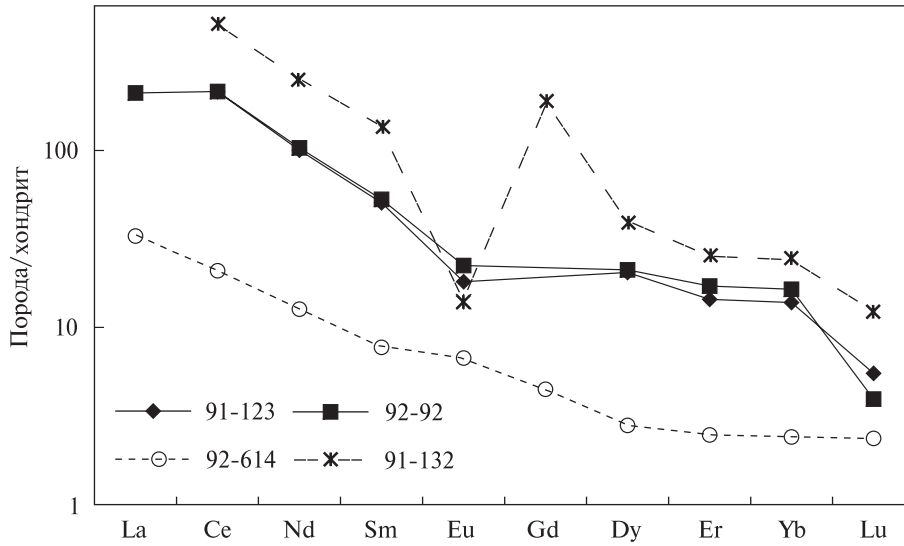


Рис. 6. График распределения РЗЭ в метаморфизованных кислых вулканитах ВКМ. Нормировано на хондрит C1 по [18]

Fig. 6. REE patterns for metamorphosed acid volcanites of the Voronezh Crystalline Massif (normalized to chondrite C1 after [18])

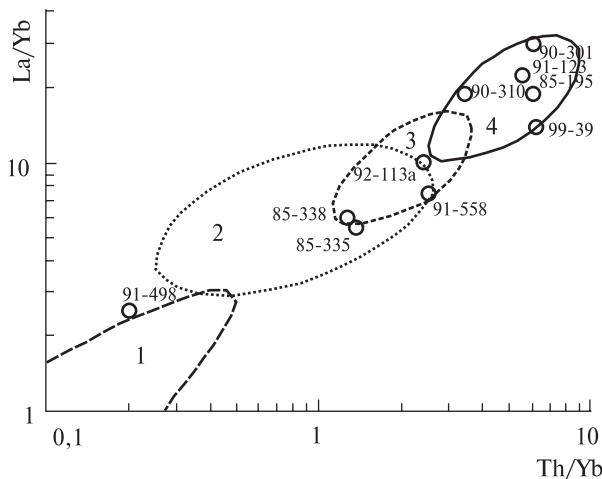


Рис. 7. Классификационная диаграмма Th/Yb — La/Yb [17] для метаморфизованных вулканитов среднего и кислого состава зеленокаменных поясов УЩ и ВКМ. Поля: 1 — примитивные вулканические дуги, 2 — островные дуги, 3 — окраинно-континентальные дуги, 4 — вулканические дуги андского типа

Fig. 7. Classification diagram Th/Yb — La/Yb [17] for the metamorphosed volcanic rocks of intermediate and acid composition of greenstone belts of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif. Margins: 1 — primitive volcanic arcs; 2 — island arcs; 3 — marginal continental arcs; 4 — volcanic arcs of Andean type

Среднеприднепровскому блоку УЩ. В его пределах выделяются Суджанский и Сторожевско-Борисовский зеленокаменные пояса [6]. В целом зеленокаменные пояса западной части ВКМ характеризуются извилистой конфигурацией. Они представляют собой простые синклинали с относительно пологим залеганием пород. Нижняя часть их

разреза сложена коматиит-базальтовой ассоциацией, а верхняя — метаморфизованными вулканитами риолитовой формации и осадочными породами.

Александровская свита (мощность 1500—3000 м) в нижней части разреза сложена перидотитовыми и пироксенитовыми коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами. В верхней части разреза широко развиты микроклиновые кератофиры и плагиопорфиры (тим-ястребовский тип разреза). Наиболее полный разрез метаморфизованных кислых метавулканитов александровской свиты находится на Александровском участке Орловско-Тимской ЗС. Метариодацинты александровской свиты (скв. 6199, обр. 91-123, 92-92) по химическому составу относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). Характеризуются низкой магнезиальностью ($mg = 0,30$), высоким содержанием Rb (118), Ba (1050) и низким — Sr (45,2), Cr (16,4) и Ni (14,9 ppm) (табл. 2, 3). В них наблюдается повышенное содержание высоkozарядных элементов, ppm: Nb — 11,7; Y — 33,8 и Th — 7,3. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Ba (рис. 4). Распределение РЗЭ дифференцированное — $(La/Yb)_N = 14,57$ при $Yb_N = 18,6$; $(La/Sm)_N = 5,58$; $(Yb/Gd)_N = 0,55$ (рис. 6). Выделяется отрицательная аномалия европия — $Eu/Eu^* = 0,50$. Согласно классификации К. Конди, они относятся к типу FII [8], формировались в коровом магматическом источнике (<40 км). На контаминацию коровым материалом указывает повышенное содержание Pb, Th и лег-

ких РЗЭ ($Pb/Nb = 0,87$; $La/Nb = 5,49$; $Th/Nb = 1,48$) (табл. 2).

Дичнянская свита (мощность 400—500 м) распространена на изолированных площадях, где слагает вулканические постройки центрального типа или небольшие (несколько квадратных километров) мульдообразные впадины. Она сложена пирокластическими, туфогенно-терригенными и терригенными породами, среди которых отмечаются потоки и субвулканические тела плагиопорфиритов (дациты и риодациты) мощностью 1—20 м, а в верхней части — потоки толеитовых базальтов. Эффузивы контрастной базальт-риодацитовой формации служат составной частью дичнянской свиты. Эта формация выделяется только в зеленокаменных поясах западной части ВКМ. Вулканические породы этой формации представлены лавовой, пирокластической и туфогенно-терригенной фациями [6]. Вулканические породы кислого состава представлены дацитами и риодацитами, а основного — толеитовыми базальтами. В метадацитах дичнянской свиты (Ракитнянская ЗС, скв. 2578, обр. 92-614) установлено дифференцированное распределение РЗЭ — $(Ce/Yb)_N = 8,15$ при $Yb_N = 1,6$; $(Ce/Sm)_N = 2,6$; $(Yb/Gd)_N = 0,6$ (табл. 3; рис. 6). Согласно классификации К. Конди, они относятся к типу *FI* [8], формировались в глубинных магматических источниках (>40 км).

Лебединская серия представлена переслаиванием сланцев осадочного генезиса, часто с гранатом, ставролитом и андалузитом, кварцитами, амфиболитами и пачками кварцевых метапорфиритов (метариолитов). Метариолиты лебединской серии (уч. Коробковский, скв. 6066, обр. 91-133) по химическому составу относятся к известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 1). Характеризуются низкой магнезиальностью ($mg = 0,25$). Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное — $(Ce/Yb)_N = 19,5$ при $Yb_N = 16,7$; $(Ce/Sm)_N = 3,70$; $(Yb/Gd)_N = 0,1$ (табл. 3; рис. 6). Выделяется отрицательная аномалия европия — $Eu/Eu^* = 0,1$ (табл. 2). Согласно классификации К. Конди, они относятся к типу *FII* [8] и формировались в коровом магматическом источнике (<40 км).

Выводы. 1. Вулканические породы среднего и кислого состава зеленокаменных поясов УЩ и ВКМ представлены главным образом известково-щелочными разностями. Андезиты толеитовой серии изучены только в Нового-

ровской ЗС, расположенной в пределах Орехово-Павлоградской структуры.

2. Для определения геологических обстановок формирования вулканитов среднего и кислого состава использованы малоподвижные несовместимые элементы — Zr, Yb и Nb. На диаграмме $Th/Yb - La/Yb$ [17] деплетированные андезиты типа *ДАА* Новогорова ЗС попадают в поле примитивных вулканических дуг (рис. 7). Андезиты и риолиты дифференцированной ДАТ формации Чертомлыкской ЗС и риолиты контрастной ДАТ формации Белозерской и Новогорова ЗС соответствуют условиям островных или окраинно-континентальных дуг. Вулканические породы среднего и кислого состава Сорокинской, Высокопольской и Орловско-Тимской ЗС соответствуют по составу аналогичным породам вулканических дуг андского типа.

Таким образом, результаты геохимических исследований вулканических пород среднего и кислого состава в зеленокаменных поясах УЩ и ВКМ позволяют сделать вывод как об эволюционных изменениях их состава, связанных с изменением геодинамических условий на протяжении формирования этих поясов, так и о региональных (латеральных) различиях их состава, обусловленных разным типом и мощностью фундамента.

3. Вулканиты кислого состава в зеленокаменных поясах курского типа, выделяемые на Призовском и Курском гранулит-гнейсовых геоблоках, формировались в коровых магматических источниках и существенно загрязнены коровым веществом. Андезиты для зеленокаменных поясов этого типа не характерны.

4. В зеленокаменных структурах приднепровского типа в Среднеприднепровском и Сумском блоках андезиты и кислые вулканические породы ранней дацит-андезит-толеитовой формации (3140 млн лет) и более поздних — риолит-дацитовой и риолит-сланцевой формаций (3100—3000 млн лет) по геохимическим характеристикам существенно различаются. Первые формировались главным образом в коровых (<40 км), а вторые — в более глубинных магматических (>40 км) источниках.

5. Андезиты и вулканиты кислого состава неогарей-палеопротерозойского возраста (гуляйпольская свита УЩ и лебединская серия ВКМ) характеризуются отчетливыми коровыми геохимическими характеристиками.

1. *Артемченко Г.В.* Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // *Геохимия и рудообразование*. — 1995. — № 21. — С. 129—154.
2. *Артемченко Г.В., Самборская И.А.* Геохимические отличия перидотитовых и пироксенитовых коматиитов зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита // *Мінерал. журн.* — 2009. — **31**, № 2. — С. 13—19.
3. *Артемченко Г.В., Самборская И.А., Демедюк В.В.* Геохимическая характеристика метабазитов коматиит-базальтовой ассоциации зеленокаменных структур Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита // Там же. — № 4. — С. 68—77.
4. *Бобров А.Б., Сиворонов А.А.* Риодацит-плагиогранитная формация вулканоплутонической ассоциации Сурской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // *Геол. журн.* — 1987. — **47**, вып. 14. — С. 63—71.
5. *Глевацкий Е.Б.* Перспективы металлогенического анализа докембрия Воронежского кристаллического массива с позиции тектоники литосферных плит // *Изв. вузов. Геология и разведка*. — 1991. — № 12. — С. 23—28.
6. *Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулкани- тов)*. — Л. : Наука, 1988. — 215 с.
7. *Калев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1965. — 190 с.
8. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. — М. : Недра, 1981. — 159 с.
9. *Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. — М. : Наука, 1975. — 152 с.
10. *Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др.* Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1967. — 380 с.
11. *Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малюк Б.И. и др.* Метаморфизованные вулканогенные формации зеленока- менных поясов Украинского щита. Ст. 1. Строение и состав // *Геол. журн.* — 1981. — **41**, № 5. — С. 20—29.
12. *Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Берзенин Б.З. и др.* Метаморфизованные вулканогенные формации раннедо- кембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Петрохимия и генезис // Там же. — № 6. — С. 19—28.
13. *Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Бобров А.Б.* Типы метаморфизованных формаций зеленокаменных комплек- сов. Группа вулканогенных формаций // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений. — Киев : Наук. думка, 1990. — С. 14—24.
14. *Струева О.М., Скаржинская Т.А.* Кислые и средние эффузивы Белозерского и Верховцевского районов и их место в геологическом разрезе железисто-кремнистых формаций Украинского щита // *Геол. журн.* — 1979. — **39**, № 3. — С. 73—89.
15. *Шковыра Ю.Д., Миткеев М.А., Семиренко А.Г.* Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии // Там же. — № 1. — С. 56—65.
16. *Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В.* Петрология палеовулкаников Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Там же. — 1981. — **41**, № 1. — С. 3—13.
17. *Condie K.C.* Trace-element geochemistry of archean greenstone belts // *Earth-Sci. Revs.* — 1976. — **12**, No 4. — P. 393—417.
18. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composi- tion and processes // *Magmaism in the Ocean Basins : Geol. Soc. Spec. Publ. / A.D. Saunders, M.J. Norry*. — 1989. — No 42. — P. 313—345.
19. *Shchipansky A.A., Bogdanova S.V.* The Sarmatian crustal segment : Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dnieper-Donets Aulacogen // *Tectonophysics*. — 1997. — **268**. — P. 109—125.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семененко НАН Украины, Киев

Поступила 18.06.2010

РЕЗЮМЕ. Вулканіти кислого складу в зеленокам'яних поясах курського типу, які виділяють у Приазовському та Курському грануліт-гнейсовому геоблоках, формувались у корових магматичних джерелах. Андезити для зеленокам'яних поясів цього типу не характерні. У зеленокам'яних структурах придніпровського типу в Середньопридніпровському та Сумському блоках андезити та кислі вулканічні породи ранньої дацит-андезит-толейтової формації (3140 млн рр.) і більш пізніх — ріоліт-дацитової та ріоліт-сланцевої формацій (3100—3000 млн рр.) за геохімічними характеристиками істотно розрізняються. Перші утворились головним чином у корових (<40 км), а інші — у більш глибинних магматичних джерелах (>40 км). Отримані геохімічні дані свідчать про різноманіття геодинамічних обстановок кислого та середнього вулканізму в зеленокам'яних поясах Українського щита та Воронежського кристалічного масиву.

SUMMARY. The results of geochemical studies of volcanic rocks of intermediate and acid compositions in the greenstone belts of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif suggest that the evolutionary changes in their composition are associated with a change of geodynamical conditions of formation of these zones and the regional (lateral) differences in their composition are conditioned by different type and capacity of the foundation. Volcanic rocks of acid composition in the greenstone belts of the Kursk type allocated on the Peri-Azovian and Kursk granulite-gneiss geoblocks were formed in crustal magma sources and are significantly contaminated with crustal material. Andesites are not characteristic of the greenstone belts of this type. In greenstone structures of the Dnieper type on the Middle-Dnieper and Sumy blocks the andesites and acidic volcanic rocks of early dacite-andesite-tholeiitic formation (3140 Ma) and later — rhyolite-dacite and rhyolite-shale formations (3100—3000 Ma) are significantly different by geochemical characteristics. The former were mainly formed in the crust (<40 km), and the latter — in deeper magmatic sources (>40 km). Geochemical data evidence for the diversity of geodynamic environments of acid and intermediate volcanism in the greenstone belts of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif. Andesites and volcanic rocks of acid composition of Neoproterozoic age (Gulaypole suite of the Ukrainian Shield and Lebedin series of Voronezh Crystalline Massif) are characterized by distinct crystal geochemical characteristics.