

НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАННЕЮРСКОМУ МАРИНСКОМУ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОМУ КОМПЛЕКСУ (верховья р. Подкумок, Карачаевская вулканическая область, Северный Кавказ)

В.М. Газеев¹, А.Г. Гурбанов², А.Б. Лексин³,
Ю.В. Гольцман⁴, Т.И. Олейникова⁵

Абстракт. Статья посвящена решению важных для геологии Кавказа научных проблем – «Источники расплавок, палеогеодинамические обстановки, существовавшие при проявлении раннеальпийского магматизма на южной окраине Восточно-Европейской платформы и его роль в формировании континентальной коры» и «Минерагения раннеальпийских магматических комплексов». В рамках этих проблем исследования были направлены на решение следующих задач: петрохимические, минералогические, изотопные и минерагенические характеристики пород раннеальпийских магматических комплексов Большого Кавказа. Собран и изучен современным методом (РФА, ICP MS, изотопный анализ) представительный материал по породам Маринского комплекса (МК). Выявлены петролого-геохимические и изотопные ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – в андезибазальтах 0,7054–0,7059; в андезитах – 0,7045 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,51248 и 0,51252, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1,85\text{--}2,72$) особенности нижнеюрских вулканитов МК (андезибазальты, андезиты, андезито-дациты и дациты), расположенных в южной части Скифской платформы. На диагностических диаграммах точки составов вулканитов МК попадают в поля пород, образовавшихся на активных континентальных окраинах или в континентальных островных дугах. Двойственные характеристики обусловлены, скорее всего, мощностью континентальной литосферы Скифской платформы, меньшей (40–45 км), чем у классической активной континентальной окраины Андийского типа (60–70 км), и большей, чем у континентальных (энсиалических) островных дуг (15–25 км). Роль раннеальпийского вулканического пояса, составная часть которого является Маринский комплекс, в формировании континентальной коры Большого Кавказа, судя по объемам изверженного и внедрившегося материала, довольно значительна. Выявленные особенности редкоземельного состава пород [существенное обогащение крупноинными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Th), умеренное обогащение легкими REE и частично высокозарядными элементами (Ta, Zr) при дефиците Ti и тяжелых REE (Tb, Y, Yb), четко проявленные негативные аномалии в содержаниях K, Sr, Nb, P, Ti] указывают на то, что формирование расплавок контролировалось субдукционными процессами [9]. Показано, что при эволюции расплава имел место процесс фракционирования темноцветных минералов (амфибола), при незначительной роли фракционирования плагиоклаза и незначительной контаминации расплава материалом корового субстрата. Установлена парагенетическая, а возможно и генетическая, связь золоторудной с полиметаллами минерализации с пропилитизированными, окварцованными вулканитами и эксплозивными брекчиями МК. Зерна золота (размером 1–3 мм) обнаружены в кварцевых прожилках с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, киновари. Высказано предположение о золото-серебряно-полиметаллической минерагенической специализации пород Маринского вулкано-плутонического комплекса.

Ключевые слова: Маринский вулкано-плутонический комплекс; петрохимические и изотопно-геохимические данные; геодинамические обстановки; минерагения раннеальпийского магматизма.

ВВЕДЕНИЕ

Статья посвящена решению важных для геологии Кавказа научных проблем – «Источники расплавок и палеогеодинамические обстановки, существовавшие при проявлении раннеальпийского магматизма на южной окраине Восточно-Европейской платформы и его роль в формировании континентальной коры» и «Минерагения раннеальпийских магматических комплексов». Первая проблема возникла в связи с практически полным отсутствием надежных современных геохимических и изотопных (Rb, Sr, Sm, Nd) характеристик и датировок надежными методами пород, слагающих многочисленные раннеальпийские магматические комплексы на Кавказе. Исключение составляют Маринский комплекс [19] и порфирировая свита байоса в междуречье

Мзымта-Бзыбы [13, 2]. Поэтому палеогеодинамические реконструкции обстановок проявления раннеальпийского вулканизма на Кавказе и на Скифской платформе, генезис и источники расплавок остаются остро дискуссионными. В рамках этих проблем исследования были направлены на решение следующих конкретных задач: изучение петрохимических, минералогических, геохимических, изотопных и минерагенических характеристик пород раннеальпийских магматических комплексов Большого Кавказа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Карачаевская вулканическая область расположена в южной части Скифской платформы и простирается от р. Теберды на западе до р. Мал-

¹ Газеев В.М. – к. э.-м. н., н. с. ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия.

² Гурбанов А. Г. – к. э.-м. н., вед. н. с. ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия (gurbanov@igem.ru).

³ Лексин А.Б. – вед. программист ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия.

⁴ Гольцман Ю.В. – к. э.-м. н., с. н. с. ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия.

⁵ Олейникова Т.И. – н. с. ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия.

ки на востоке. Вулканиды включаются в составы хумаринской и шоанской свит, трансгрессивно перекрывающих палеозойский фундамент. По геологическим данным вулканическая активность начиналась в прибрежно-морских, а завершилась в континентальных условиях. В угленосной хумаринской свите расположены линзовидные горизонты, сложенные эффузивами и пирокластикой [17]. Вулканиды шоанской свиты представлены лавами, лавобрекчиями и туфами андезитового и андезибазальтового составов с максимальной мощностью до 330 м в районах вулканических центров и развиты локально, несогласно перекрывая отложения хумаринской свиты. Часто встречаются субвулканические тела, иногда преобладающие над вулканидами.

Для наших исследований выбран Верхне-Подкумский тектоно-магматический узел [10] Маринского комплекса, к которому приурочено крупное золото-серебряно-полиметаллическое рудопроявление «Ковалевское», расположенное в верховьях р. Подкумок (рис. 1). Детальное описание геологического строения района развития Маринского вулкано-плутонического комплекса, результаты возрастного датирования его пород и их геохимических особенностей, петрогенезиса лав и тектонического контроля в расположении магматических центров приведены в работах [21, 22, 10, 3, 6].

Магматические породы Маринского комплекса (МК) развиты в Лабино-Малкинской СФЗ складчатого сооружения Большого Кавказа. Геологический разрез имеет двухъярусное строение: фундамент сложен палеозойскими кристаллическими сланцами, прорванными палеозойскими гранитами, а чехол – слабо дислоцированными мезозойскими отложениями. В чехле выделяют два структурных подэтажа: ниже- и среднеюрский. Первый – «хумаринская» свита (мощность до 800 м) синемюр-плинбасхского возраста, состоящая из массивных песчаников, переслаивающихся с пакетами чередования конгломератов, песчаников, алевролитов и пластов каменного угля. В ее разрезе присутствуют вулканиды «индышского» горизонта (ранние фазы МК, мощностью до 250 м), сложенного туфами, туфобрекчиями и лавами андезитового и риодацитового составов. Поздние фазы МК представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями и лавами андезибазальтов, андезитов и дацитов. Они слагают «шоанскую» свиту (мощность до 350 м), наращивающую разрез хумаринской свиты. Среднеюрский подэтаж сложен тоар-ааленскими отложениями, которые местами со стратиграфическим и угловым несогласиями перекрывают шоанскую и хумаринскую свиты. В базальных конгломератах подэтажа встречены все разновидности магматических пород МК.



Разрез по линии I - I

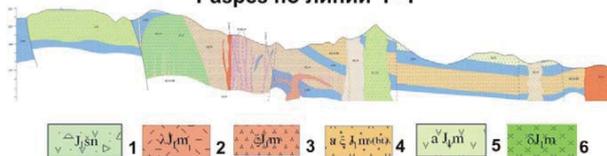


Рис. 1. Геологическая карта Верхне-Подкумского тектоно-магматического узла (с контуром Au-Ag-аномалии и подсчитанными запасами Au по категории Р. [по 14]). Условные обозначения: 1 – Шоанская свита, андезибазальты и их туфы; 2 – риолиты; 3 – дациты; 4 – андезидациты; 5 – андезиты; 6 – диориты

Магматические породы МК представлены эффузивной («индышский» горизонт и шоанская свита) и субинтрузивной фациями (дайки, некки, силлы мощностью от 15 до 250 м, штоки, лакколиты, тела эксплозивных брекчий, в которых кроме вмещающих осадочных пород лейаса встречаются породы фундамента), сложенными диабазами, андезитами, дацитами, диорит- и реже гранит-порфирами. Тектоно-магматические узлы приурочены к участкам пересечения глубинных разломов субширотного и субмеридионального простираний.

Раннеюрский возраст пород МК установлен по находкам плинбасхской фауны во вмещающих его отложениях хумаринской свиты и трансгрессивному перекрытию вулканидов отложениями тоара и аалена. По результатам аргон-аргонового ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) датирования со ступенчатым отжиганием по плагиоклазам и биотитам получены устойчивые плато с возрастными промежутками между 190 и 183 млн лет [22]. Встречающиеся здесь некки трахиандезитов с К-Аг возрастом (в млн лет) 170, 152, гранит-порфиров – 150; дайки и мелкие штоки субщелочных и щелочных габброидов – 107 ± 10 ;

101±6, 104±5 млн лет позднеюрско-мелового Джалпакского комплекса здесь не рассматриваются.

ОПРОБОВАНИЯ И МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При проведении полевых работ (2013–2014 гг.) для петрографических и минералогическо-геохимических исследований были отобраны представительные пробы (каждая весом 3–5 кг) из основных разновидностей пород Маринского комплекса в верховьях долины р. Подкумок. Материал для аналитических исследований дробился и истирался до 200 меш. Для минералогических исследований и выделения мономинеральных фракций из пород комплекса и из рудных тел были отобраны пробы весом 10–15 кг. В лабораториях ИГЕМ РАН проведены комплексные аналитические исследования проб следующими методами.

Рентгено-флюоресцентный анализ (XRF) выполнен на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V (Нидерланды). Нижний предел точности количественного анализа петрогенных элементов составлял 0,02 %, микроэлементов – 5–50 г/т. Качество результатов соответствует требованиям III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-99.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на масс-спектрометре X-Series II. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, HPS-растворы А и В), включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора исследуемые пробы чередовались со стандартным образцом с периодичностью 1:10. В качестве стандартов использовались аттестованные образцы BHVO-2 и AGV-2, разложенные с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0,1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн. %. Для расчета концентраций элементов использовалась серия калибровочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, HPS (А и В) с диапазоном концентраций 0,03–10 ppb.

Изучение изотопного состава Sr и Nd в основных разновидностях пород комплекса проведено в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методами анализа, обработан-

ными в этой лаборатории. Содержания Rb, Sr, Sm и Nd определены методом изотопного разбавления с использованием смешанных трасеров $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$. Выделение Rb, Sr, Sm и Nd для изотопного анализа проводилось из растворов образцов методом элюентной хроматографии. Изотопные измерения проведены на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Элементное изотопное отношение определялось методом изотопного разбавления посредством измерения отношений $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$, $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в смесях образца и трасеров. Контроль правильности измерений осуществлялся по результатам систематических изотопных анализов международного стандартного образца Sr SRM-987 и внутрилабораторного стандартного образца Nd ИГЕМ. Погрешности на уровне 2σ .

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МК

В состав Маринского комплекса входят базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, дациты, риодациты и их субинтрузивные аналоги – долериты, диабазы, диориты, гранодиориты, гранит-порфиры. Редко встречаются оливковые базальты, эксплозивные брекчии, связанные с субинтрузивными телами диорит- и гранодиорит-порфиров. Метасоматически измененные породы представлены пропилитами и аргиллитами [11, 4, 15, 10].

Базальт – плотная черная порода с большим количеством стекла. Структура порфировая, основная масса пилотакситовая или интерсертальная. Фенокристы представлены основным плагиоклазом (до битовнита), реликтовым гиперстеном и редко серпентинизированным оливином. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, пироксена, магнетита и серпентинитового или стекловатого мезостазиса. Крупнозернистые разновидности – долериты имеют сериально-порфировую структуру. Фенокристы – реликты плагиоклаза и пироксена. Кристаллы плагиоклаза имеют прямую зональность и представлены двумя генерациями: ранней (An_{60-42}) – с размером зерен до $1,0 \times 1,6$ мм, и поздней (An_{50-42}) – с размером зерен до $0,2 \times 0,6$ мм. Плагиоклаз альбитизирован и содержит карбонат *in situ*. Диопсид обычно замещается агрегатом хлорита, карбоната и рудного минерала. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, хлорита, рудного минерала, гнездообразных скоплений карбоната, кварца и аксессуарных – апатита, циркона и сфена. В андезибазальтах среди вкрапленников кроме плагиоклаза и авгита появляется амфибол.

Андезит – зеленовато-серая порода с порфировой, гломеропорфировой, сериально-порфировой структурами. Вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом, реже биотитом и иногда моноклинным пироксеном. Плагиоклаз (An_{50-42}) присутствует в виде кристаллов двух генераций: ранней, с размером зерен до $1,5 \times 2,5$ мм, и поздней – до $0,4-0,7$ мм. Зерна плагиоклаза часто замещены кальцитом, альбитом. Темноцветные минералы редко свежие, а чаще изменены и замещены хлоритом, карбонатом и рудным минералом. Основная масса криптокристаллическая, микролитовая или гиалопилитовая. Сложена она существенно полевошпатовым агрегатом, с примесью магнетита и новообразованных кварца, карбоната, хлорита и гидроокислов железа.

Дациты встречаются реже андезитов. Это плотные розоватые породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, биотита и кварца. Основная масса имеет фельзитовую структуру и сложена кварцем и полевыми шпатами.

Диорит- и гранодиорит-порфиры – субинтрузивные аналоги андезитов и дацитов с характерной сериально-порфировой и гломеропорфировой структурами. Вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, а в гранодиорит-порфирах кроме них появляется кварц. Плагиоклаз (кислый андезин, реже олигоклаз) наблюдается в виде кристаллов двух генераций с размером зерен $2,5 \times 5$ мм и $0,5 \times 0,8$ мм. По ним развиваются альбит, карбонат и каолин. Биотит также часто присутствует в виде 2 генераций кристаллов с размерами до 2–3 мм и до 0,5 мм. Темноцветные минералы часто опацизированы, корродируются основной массой и замещаются хлоритом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (An_{27-25}) и хлоритизированных зерен темноцветных минералов, погруженных в кварц-полевошпатовый мезостазис. Реже встречаются **гранит-порфиры**. Ими сложены небольшие штокообразные тела. Порода имеет порфировую, с вкрапленниками плагиоклаза (альбит-олигоклаз), кварца и биотита, или афировую структуры. В местах развития пород диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации часто отмечаются ветвящиеся тела взрывных брекчии, состоящие

из обломков долеритов, андезитов, палеозойских гранитов, нижнеюрских песчаников, алевролитов и цементирующей массы, состоящей из мелких обломков: плагиоклаза, кварца, опацизированных темноцветных минералов, погруженных в тонкодисперсную смесь осадочного и магматического материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ, ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Петрохимически породы МК представлены основными, средними и кислыми по составу разновидностями (табл. 1). Основные породы соответствуют нормально-щелочным базальтам и плагиобазальтам, а средние и кислые – низко-щелочным, редко достигающим уровня нормально-щелочных пород. Средние разновидности представлены андезибазальтами, андезитами и андезидацитами, кислые – дацитами и

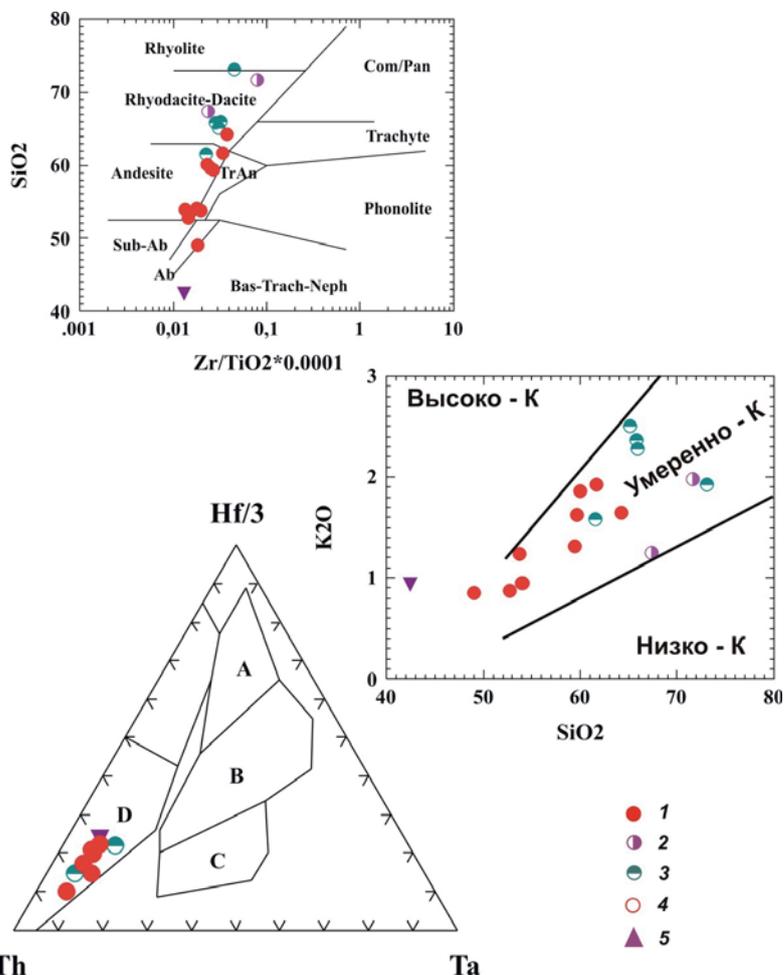


Рис 2. Диагностические диаграммы с точками пород Маринского комплекса

Условные обозначения: 1 – неизмененные андезибазальты, андезиты, дациты; 2 – пропилиты; 3 – взрывные брекчии; 4 – по данным [21, см. рис. 11]; 5 – ксенолиты из андезибазальтов

Таблица 1

Результаты РФА пород Маринского комплекса
(оксиды в мас.%, элементы в г/т)

Оксиды	Номера образцов									
	144/10	145/10	146/10	147/10	148/10	149/10	150/10	151/10	152/10	152-1/10
SiO ₂	54.06	52.76	53.94	71.67	67.40	59.66	61.72	53.72	59.42	42.45
TiO ₂	0.61	0.82	0.85	0.19	0.61	0.49	0.47	0.69	0.53	0.73
Al ₂ O ₃	14.37	16.57	16.08	14.43	17.65	17.18	15.40	15.38	15.28	14.42
Fe ₂ O ₃	6.2	10.09	9.01	2.24	4.21	6.26	4.81	7.67	5.47	14.45
MnO	0.113	0.123	0.12	0.11	0.091	0.073	0.115	0.128	0.105	0.17
MgO	3.2	5.38	4.39	0.23	0.23	1.53	1.56	2.7	2.23	6.42
CaO	9.44	5.55	6.89	1.75	0.38	3.85	5.11	6.49	7.84	8.00
Na ₂ O	2.79	2.68	2.66	2.07	2.4	1.9	2.76	2.51	3.00	1.33
K ₂ O	0.95	0.87	0.95	1.98	1.25	1.62	1.93	1.24	1.31	0.94
P ₂ O ₅	0.1	0.12	0.11	0.08	0.13	0.1	0.12	0.12	0.13	0.08
S	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
ппп	7.96	4.84	4.8	5.09	5.46	7.18	5.8	9.14	4.49	10.79
Сумма	99.81	99.82	99.82	99.86	99.83	99.86	99.81	99.80	99.82	99.8

продолжение табл. 1

Элементы	144/10	145/10	146/10	147/10	148/10	149/10	150/10	151/10	152/10	152-1/10
Cr	112	18	49	11	14	18	30	59	35	239
V	109	108	107	9	74	58	61	129	74	146
Co	14	15	7	6	5	10	7	10	8	23
Cu	19	10	10	10	10	10	10	14	10	24
Ni	21	5	9	5	5	5	5	7	5	37
Zn	41	60	68	45	59	54	46	70	42	74
Pb	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Rb	26	26	25	43	47	55	55	35	37	20
Sr	249	191	192	144	107	146	227	240	252	164
Nb	2	6	5	5	8	7	8	8	5	4
Y	17	21	22	20	25	16	18	24	17	16
Zr	109	120	113	149	145	122	159	137	144	96

Оксиды	Номера образцов							
	36/12	37/12	39/12	150-2/10	150-3/10	150-4/10	151-1/10	151-2/10
SiO ₂	60.01	49.05	64.28	65.14	65.78	65.97	61.51	73.13
TiO ₂	0.64	0.69	0.41	0.42	0.45	0.38	0.6	0.36
Al ₂ O ₃	18.19	16.53	16.99	13.94	14.86	13.57	13.75	15.30
Fe ₂ O ₃	6.64	8.26	4.35	4.14	3.6	3.46	5.14	1.89
MnO	0.087	0.106	0.077	0.130	0.08	0.101	0.136	0.039
MgO	0.71	4.05	1.42	1.25	1.16	1.51	1.78	1.06
CaO	4.39	7.77	4.02	3.37	3.34	3.69	5.57	2.82
Na ₂ O	3.15	2.73	3.92	2.4	2.35	2.3	2.40	3.07
K ₂ O	1.86	0.85	1.65	2.51	2.37	2.28	1.58	1.93
P ₂ O ₅	0.16	0.10	0.12	0.1	0.1	0.11	0.11	0.11
S		0.03		0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
ппп	4.02	9.64	2.60	6.39	5.68	6.39	7.21	-
Сумма	99.85	99.80	99.83	99.81	99.79	99.78	99.80	99.72

Элементы	36/12	37/12	39/12	150-2/10	150-3/10	150-4/10	151-1/10	151-2/10
Cr	-	353	20	70	54	62	61	21
V	97	160	57	72	70	65	101	18
Co	-	29	12	8	7	10	14	5
Cu	9	45	10	10	10	10	13	15
Ni	9	171	13	9	10	12	9	5
Zn	84	87	60	40	39	39	45	22
Pb	13	-	13	11	10	10	10	10
Rb	60	20	55	64	79	79	44	78
Sr	270	177	298	114	124	125	204	128
Nb	7	5	12	4	5	7	5	5
Y	27	26	16	24	22	22	23	27
Zr	148	127	155	127	126	122	134	161

Примечание: 37/12, 144, 145, 146-10, 151-10 – базальты и андезибазальты; 150, 152/10, 36/12 – андезиты; 152-1 – ксенолит в андезите; 39/12 – дациты; 147, 148, 149/10 – пропилиты; 150-2, 151, 151-1, 151-2 – взрывные брекчи.

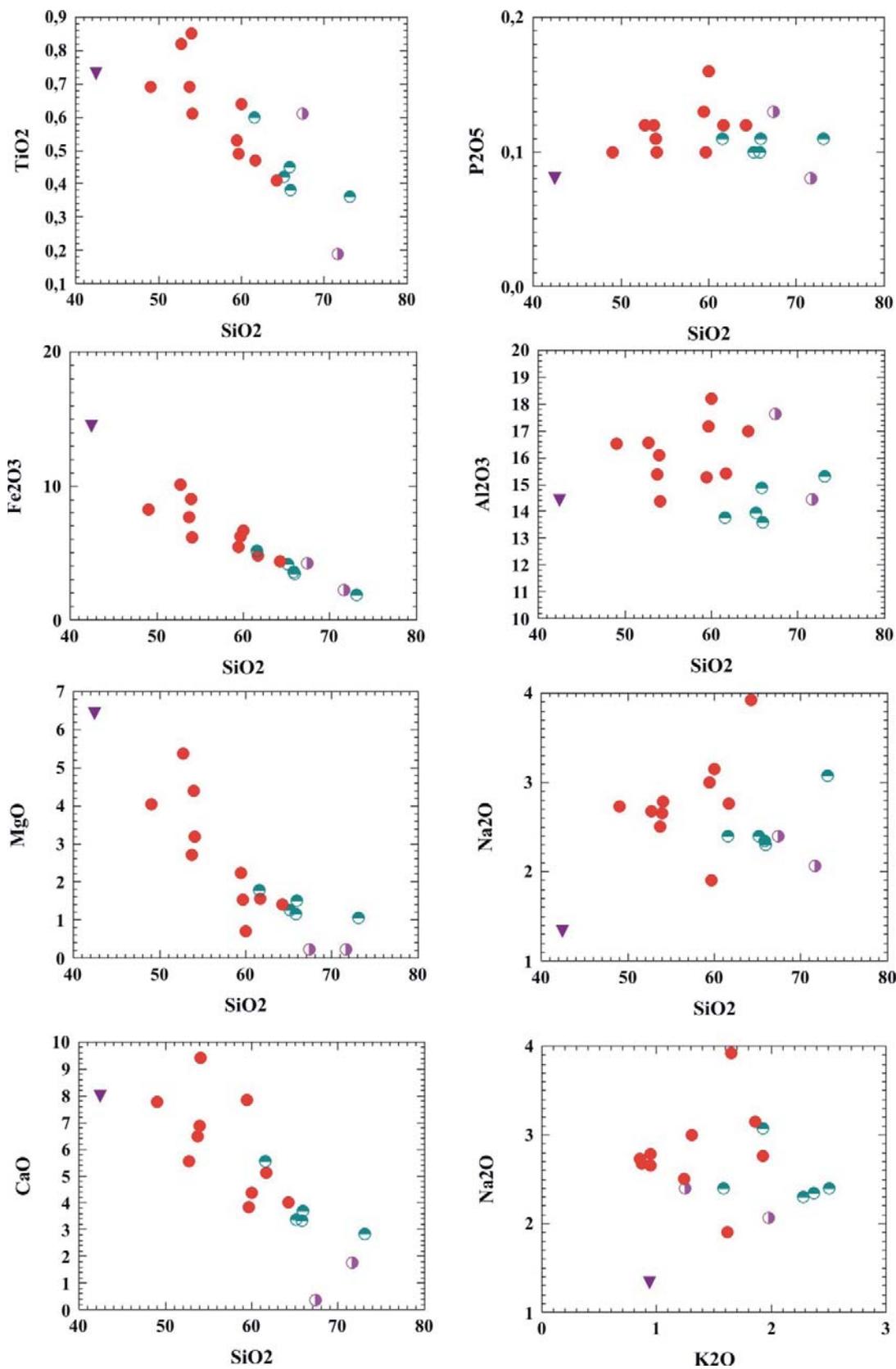


Рис. 3. Вариационные диаграммы SiO₂ – петрогенные элементы для пород Маринского комплекса

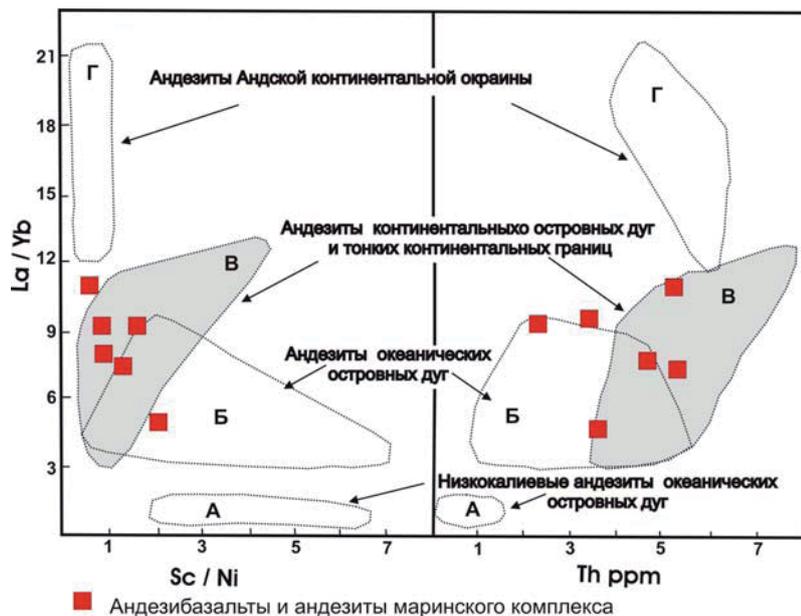


Рис. 4. Диагностическая диаграмма для андезитов

риодацитами. По содержанию K_2O это умеренно калиевые породы (рис. 2). По соотношению щелочей (Na_2O / K_2O) базальты (от 1,4 до 3,2) и андезиты (от 0,96 до 2,93) относятся к калиево-натриевому, а дациты и риолиты (от 1,05 до 1,92) – к натриевому типу щелочности [18]. По содержанию TiO_2 , варьирующему от 0,2 до 0,8 %, это низкотитанистые породы. Вариационные диаграммы Харкера (рис. 3) свидетельствуют о прямой корреляции содержаний K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO с SiO_2 . На диагностической диаграмме $Th - Hf/3 - Ta$ (рис. 2), применяемой к основным и кислым породам, фигуративные точки пород МК сконцентрированы в поле базальтов и их дифференциатов, развитых на конвергентных границах литосферных плит.

На диагностической диаграмме для андезитов $La/Yb - Sc/Ni - Th$ (рис. 4) андезибазальты и андезиты МК расположены в основном в поле андезитов континентальных островных дуг. На диаграмме $Sr/Y - Th/Yb$ (рис. 5) точки составов пород МК группируются вдоль тренда фракционирования островодужных магм. На диаграмме $TiO_2 - MgO$, используемой для разделения вулканитов бонинитовых, коматиитовых и толеитовых серий, точки составов МК формируют эволюционный тренд, контрастный этим сериям, и располагаются в поле вулканитов Андийского вулканического пояса. На диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ базальты и андезибазальты МК находятся в поле базальтов активных окраин андийского типа.

На рассмотренных диаграммах имеет место двойственная трактовка геодинамической обстановки, существовавшей при образовании пород МК: активная континентальная окраина Андийского типа и континентальная островная

дуга. Появление двойственных характеристик, по нашему мнению, обусловлено малой мощностью (40–45 км) континентальной литосферы Скифской платформы [16], т. е. значительно меньшей, чем у классической активной континентальной окраины Андийского типа (60–70 км), и большей, чем у континентальных (энсиалических) островных дуг (15–25 км) [9].

Результаты ICP-MS-анализа пород приведены в таблице 2. Характер распределения редких земель в вулканитах МК показан на рис. 6. Спектры их распределения характеризуются заметным обогащением легкими LREE и обеднением тяжелыми редкоземельными элементами (HREE). При сравнении спектров распределения REE в базальтах и андезибазальтах МК со спектрами REE в базальтоидах

активной Андийской континентальной окраины видно, что содержания элементов и характер их распределения хорошо согласуются с таковыми, установленными для андезибазальтов из Северного, Центрального и Южного секторов Андийского пояса. Содержания тяжелых редких земель от Dy до Lu характеризуются почти горизонтальным трендом. Величины La^{III}/Sm^{III} и Gd^{III}/Lu^{III} -отношений варьируют от 1,72 до 3,45 для легких REE (La^{III}/Sm^{III}) и от 1,23 до 1,75 для тяжелых REE (Gd^{III}/Lu^{III}). Величина La^{III}/Yb^{III} -отношения, как показатель степени фракционирования редких земель, в изученных образцах изменяется от 3,32 до 8,28. Величина La^{III}/Lu^{III} -отношения в базальтах и андезибазальтах находится в пределах 3,57–4,14; в андезитах и дацитах она возрастает до 4,8–5,77 и 8,46 соответственно, оставаясь существенно ниже значений, характерных для основных пород континентальных рифтов (10–100) и коллизионных обстановок (> 43). Gd^{III}/Yb^{III} -отношение, характеризующее степень фракционирования тяжелых редких земель, достигает в базальтах и андезибазальтах величин 1,35–1,43; в андезитах – 1,39–1,63; в дацитах – 1,75.

В большинстве исследованных образцов Eu минимум на графике не выражен, но в одном случае (эксплозивная брекчия, обр. 151-1/10 $SiO_2 = 61,51$ %) он явно проявлен. Величина количественного дефицита европия (Eu/Eu^*) в исследованных образцах варьирует от 1,0 до 0,83 (в базальтах 0,96–0,98; в андезитах 0,94–1,0; в даците 0,96; в эксплозивных брекчиях 0,83–0,96).

Мультиэлементные спектры распределения элементов, нормированные по N-MORB для всех типов пород МК, имеют близкие профили

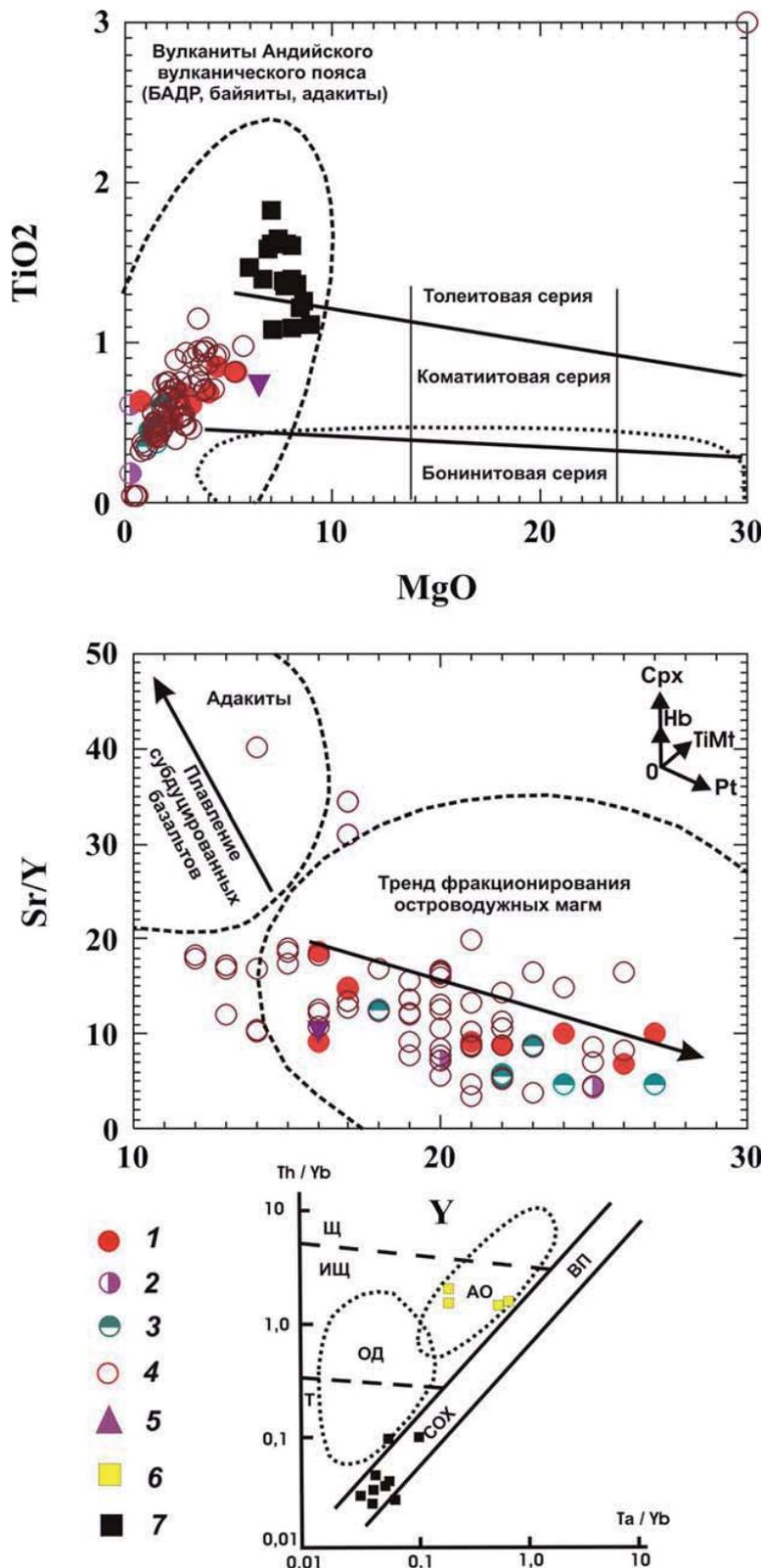


Рис. 5. Диагностические диаграммы для пород Маринского и Фиагонского комплексов

Условные обозначения: 1–5 – см. на рис. 2; 6 – основные породы МК; 7 – основные породы ФК (фиагонского комплекса)

(рис. 6). Заметно существенное обогащение пород крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Th), при умеренном обогащении легкими REE и частично высокочargedными элементами (Ta, Zr) при дефиците Ti и тяжелых REE (Tb, Y, Yb). На приведенном спектре распределения элементов отчетливо проявлены негативные аномалии в содержаниях K, Sr, Nb, P, Ti. Подобные особенности редкоземельного состава пород указывают на то, что формирование расплавы контролировалось субдукционными процессами. Величины Ti/Zr-отношений в базальтах и андезибазальтах МК варьирует от 28 до 37; Zr/Y – от 6,3 до 8,5; Hf/Th – от 0,8 до 1,0, что совпадает с величинами этих же отношений в вулканитах активных континентальных окраин (Ti/Zr – 49–65; Zr/Y – 5–8; Hf/Th – 0,99 ± 0,26).

Наблюдается подобие мультиэлементных спектров для базальтов и андезибазальтов МК и Андийского пояса с характерными для них Ba, Th, Zr, Tb максимумами и K, Sr, Hf, Ti минимумами (рис. 6). Считается, что резкое падение концентраций Sr, сопровождающееся ростом Zr, Nb и Y, является результатом фракционирования преимущественно плагиоклаза, а затем пироксена и магнетита. Слабое снижение содержаний Sr и близкие к постоянным содержания Zr, Nb и Y позволяют предполагать фракционирование амфибола и, в подчиненном количестве, плагиоклаза. Резкое возрастание рубидия обычно связывают с ассимиляцией кислых пород континентальной коры.

Изотопный анализ Sr в юрских вулканических породах Карачаевского вулканического района изучался [21] в мономинеральных фракциях плагиоклазов и апатитов, выделенных из главных разновидностей пород МК. Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в андезитах (плагиоклаз 0,7043 – 0,7053; измененный плагиоклаз 0,7105; апатит 0,7044), дацитах (плагиоклаз 0,7047 – 0,7050; апатит 0,7040 – 0,7053) и риодаците (apatит 0,7040) позволили авторам предположить, что исходный расплав имел мантийный источник. Исследования изотопии кислорода показали, что величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует: в плагиоклазах – от +6,6 ‰ до +7,4 ‰

Таблица 2

Результаты ICP-MS анализа пород Маринского комплекса
(элементы в г/т)

Элементы	Номера образцов								
	36/12	37/12	39/12	144/10	145/10	151-1/10	151-2/10	152-1/10	152\10
Be	0.71	1.2	0.97	0.65	0.65	0.93	0.96	0.47	0.75
Sc	8.4	23	7.2	16	12	12	3.1	20	8.1
Ti	3701	3907	2233	3057	4065	2813	1540	3569	2513
V	87	170	71	134	108	106	29	154	73
Cr	3.4	311	18	99	8.6	49	14	219	22
Mn	672	867	623	864	927	999	227	1268	785
Co	6.5	23	8.5	17	17	13	4.7	37	11
Cu	8.9	34	12	26	13	19	26	27	11
Zn	82	85	64	56	84	63	21	96	65
Ga	18	14	19	15	15	16	16	13	16
Rb	46	17	44	25	23	38	44	20	35
Sr	206	147	254	229	161	178	68	132	231
Y	16	15	12	14	19	18	10	12	16
Nb	6.6	3.9	4.7	3.3	4.0	4.8	6.3	3.3	5.0
Mo	0.67	0.43	1.1	1.0	0.77	0.9	1.0	0.36	1.1
Ag	0.30	0.33	0.2	0.34	0.31	0.37	0.34	0.33	0.38
Cs	5.8	0.81	1.9	0.62	0.99	2.8	1.9	0.51	0.71
Ba	212	142	337	224	145	293	348	108	225
La	14	9.5	15	8.9	9.9	14	9.1	7.0	13
Ce	33	22	32	20	24	31	23	16	30
Pr	4.0	2.8	3.6	2.6	3.2	4.0	2.4	2.2	3.7
Nd	17	12	14	12	15	17	9.5	9.4	15
Sm	3.7	2.8	2.8	2.7	3.7	3.6	2.0	2.2	3.2
Eu	1.2	0.93	0.88	0.89	1.2	1.0	0.64	0.72	1.0
Gd	3.5	2.9	2.7	2.8	3.8	3.7	2.0	2.3	3.2
Tb	0.5	0.45	0.37	0.42	0.58	0.53	0.28	0.37	0.47
Dy	3.0	2.8	2.1	2.6	3.65	3.2	1.7	2.3	2.9
Ho	0.59	0.56	0.42	0.52	0.74	0.64	0.35	0.47	0.59
Er	1.8	1.7	1.3	1.6	2.3	2.0	1.2	1.5	1.9
Tm	0.25	0.25	0.18	0.23	0.32	0.28	0.17	0.2	0.27
Yb	1.8	1.7	1.3	1.5	2.2	2.0	1.3	1.4	1.9
Lu	0.26	0.25	0.19	0.23	0.34	0.30	0.2	0.21	0.29
Hf	2.8	2.7	1.9	2.7	2.7	3.0	3.1	2.4	3.2
Ta	0.63	0.34	0.42	0.3	0.36	0.43	0.55	0.25	0.45
W	0.71	0.22	0.55	0.25	0.26	0.47	0.49	0.6	0.51
Pb	7.7	4.6	9.1	4.3	5.0	7.0	6.4	3.5	7.1
Bi	0.014	0.028	0.02	0.008	0.005	0.064	0.084	0.021	0.029
Th	4.7	2.8	5.2	3.1	3.3	5.3	3.1	2.3	4.7
U	1.1	0.74	1.4	0.75	0.86	1.4	1.7	0.61	1.3

Примечание: 37/12, 144/10, 145/10 – базальты, андезибазальты; 152/10, 36/12 – андезиты; 152-1 – ксенолит в андезитах; 39/12 – дацит; 151-1, 151-2 – взрывчатые брекчии.

SMOW; в основной массе пород и зернах магнетита – от +0,2 ‰ до +1,7 ‰ SMOW, что соответствует величинам, характерным для первичных базальтов и андезитов ($\delta^{18}\text{O}$ – от +5,5 ‰ до +7,5 ‰ SMOW).

Наши исследования валовых проб вулканитов МК показали (табл. 3), что первичные стронциевые отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) составляют: в андезибазальтах – 0,7054–0,7059; в андези-

тах – 0,7045. Известно, что величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах активных континентальных окраин варьируют: в Центральном сегменте Анд – 0,7083–0,7099 (максимальные значения в игнимбритах до 0,7215–0,7235); в Северном и Южном сегментах Анд – до 0,7038–0,7042 [23]. Опубликованные и полученные нами результаты по изотопии стронция в вулканитах и минералах МК вполне сопоставимы с данными

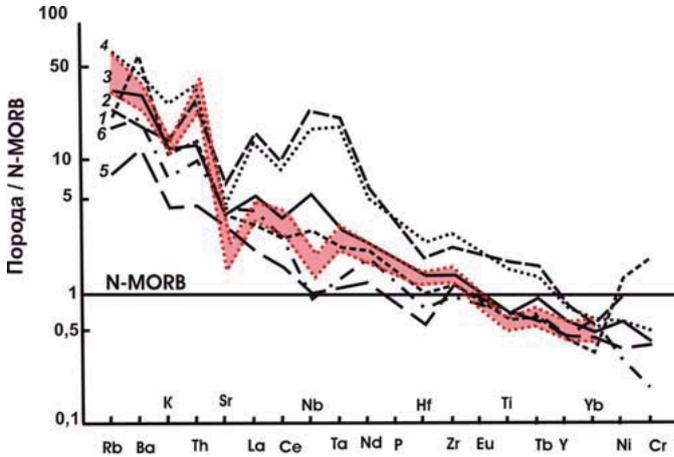
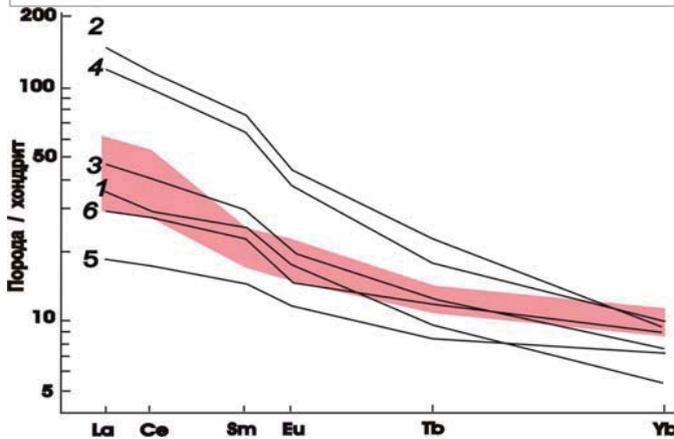
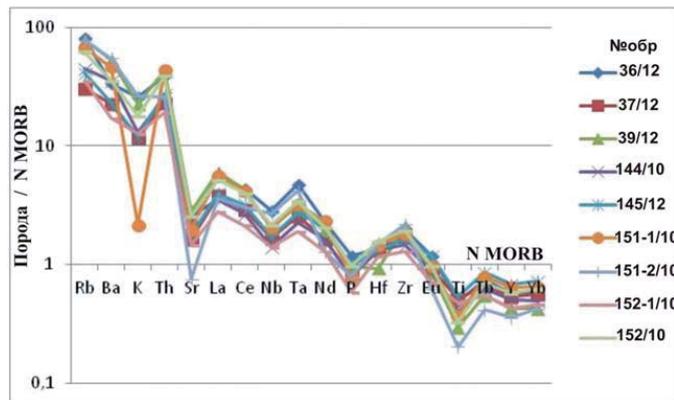
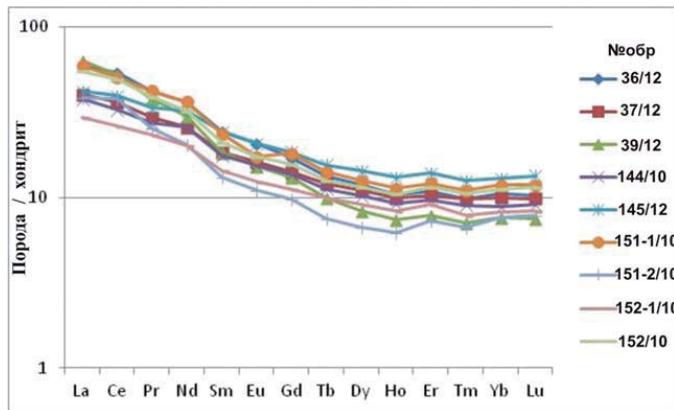


Рис. 6. Спектры распределения REE и мультиэлементные спектры распределения элементов в породах Маринского комплекса

Условные обозначения: 1 – Северный сегмент Анд, андезибазальты; 2–4 – Центральный сегмент Анд (2, 4 – щелочные базальты; 3 – андезибазальты); 5, 6 – Южный сегмент Анд (5 – базальты; 6 – андезибазальты [9]. Розовым цветом показано поле спектров распределения REE в породах МК (базальты, андезибазальты).

по вулканитам активных континентальных окраин, а именно с вулканитами Северного и Южного сегментов Анд. Значения ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) находятся в пределах 0,51248–0,51252, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 1,85\text{--}2,72$. На диаграмме изотопных составов Nd и Sr в вулканических породах островных дуг и активных континентальных окраин, примыкающих к зонам субдукции [20] точки составов пород МК легли в VI квадрант, рядом с полем перуанских вулканитов.

Геодинамическая интерпретация обстановки, в которой сформировался вулканический пояс, включающий и Маринский комплекс, дискуссионна: большинство исследователей связывает его формирование с зоной субдукции, падающей на север [12, 7, 24, 25, 26, 28]; предполагается наличие двух зон субдукции [22], некоторые исследователи связывают его появление с заложением осевого трога Большого Кавказа [2], а турецкие геологи вообще не привлекают данные по этому поясу для реконструкций [29, 27]. Основная гипотеза состоит в том, что этот пояс маркировал юрскую активную окраину континента на границе с океаном Нео-Тетис [7, 24]. Однако имеющиеся геохимические данные по вулканитам пояса [12] указывают на его связь с зоной субдукции. После раннекиммерийской орогении началось формирование новой субдукционной системы, приведшее к образованию Кавказско-Понтидского вулканического пояса над зоной субдукции океана Нео-Тетис. В синемюретоаре была главная фаза задугового растяжения, которое контролировало образование глубоководного трога Большого Кавказа и систему меньших бассейнов на Скифской платформе. На Скифской платформе извержения кислой магмы (ранняя фаза) сменились в позднем плинсбахе излиянием основных и, главным образом, андезитовых лав, что могло быть результатом взаимодействия глубинной базальтовой магмы с породами утоненной континентальной коры. Это подтверждается изотопными данными [21, 6] по вулканитам Карачаевской вулканической области, свидетельствующими о влиянии корового материала на исходный базальтовый расплав, имеющий мантийный источник. Об

этом же свидетельствует и изотопный состав кислорода.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПОРОД МАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА (МК)

В последнее время на Северном Кавказе активизировались целенаправленные поиски разных типов коренного золотого оруденения, в том числе и связанного с ранне-среднеюрскими вулканоплутоническими Хуламским, Маринским, Фиагдонским, Садонским, Гойтхским, Мачхалорским и другими комплексами. В Карачаево-Черкесской Республике (КЧР) в ассоциации с вулканитами МК обнаружены рудопроявления золото-серебряно-полиметаллической формации, шлиховые потоки золота, первичные и вторичные геохимические ореолы полиэлементного (Au, Ag, As, Sb, Pb, Zn, Cu) состава. Наиболее крупное рудопроявление «Ковалевское», расположенное в верховьях р. Подкумок, приурочено к области развития эксплозивных брекчий и метасоматически измененных вулканитов МК (каолининовые и кварц-гидрослюдистые аргиллизиты, хлорит-карбонатные пропициты). На рудопроявлении выявлены три рудные зоны шириной 45–150 м, протяженностью по простиранию до 640–820 м и на глубину до 200–250 м. Среднее содержание в них Au ~ 4 г/т (max 20 г/т). Золотины размером 1–3 мм встречаются в кварцевых прожилках с редкой вкрапленностью пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита, барита, киновари, развитых в метасоматически измененных вулканитах и в эксплозивных брекчиях МК. Внутренняя структура золотин мозаичная и зональная при среднем составе Au 620; Ag 360 [5]. В тяжелой фракции бороздовых проб обнаружены самородное золото, серебро и электрум. Микросондовыми исследованиями установлена еще и редкая вкрапленность самородного серебра и сульфидов серебра (AgS и AgCuS) микронной размерности. Другие рудопроявления расположены в верховьях рек Малки, Мары, Эшакана и представлены зонами дробления и пиритизации в пропицитизированных породах или зонами пиритизации и окварцевания в аргиллизированных андезитах [19, 14, 5]. Из аллювия в районе рудопроявления «Ковалевское» была отобрана серия проб, в которых установлены золотины с мозаичной и зональной структурами (табл. 3, рис. 7) [5]. В зернах с мозаичной структурой выявлены участки, состоящие из 2–4 фаз – микроблоки электрума с пробностью (Пр.) 600–700 «цементируются» ветвящимися микропрожилками, в которых различимы участки кюстерит-электрума с Пр. 380–420 и самородного золота с Пр. 870–900. В зернах с зональной структурой состав чередующихся зон

изменяется, то повышаясь, то понижаясь в пределах электрума с Пр. 500–640, а иногда пробность повышается от центра (электрум Пр. 560) к краю зерна до самородного золота (Пр. 730). Средний состав золотин из аллювия соответствует электруму Пр. 620 (содержания Au 62,57; Ag 36,52 %). В отдельных участках с наиболее низкой пробностью выявлена ртуть (содержание Hg до 1,64 %).

По морфологии золотины напоминают эпitherмальные, обнаруженные [8] в месторождениях песчано-гравийных смесей (ПГС) современных пойм и нижних террас рек на территории КЧР. В аллювии рек Кубани и Зеленчука, находящимся севернее области распространения вулканитов МК, известны [1] шлиховые потоки золота. Следовательно, в бассейнах этих рек должны быть пока не выявленные коренные телетермальные рудопроявления золота. Исходя из вышеизложенного, считаем, что золото в шлиховых потоках и месторождениях ПГС на территории КЧР сохраняет типоморфные признаки «материнских» источников, а «генетическую память» золотин можно использовать при поисках коренных источников золота.

ВЫВОДЫ

1. Выявлены петролого-геохимические и изотопные ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – в андезибазальтах 0,7054–0,7059; в андезитах – 0,7045 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,51248 и 0,51252, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1,85\text{--}2,72$) особенности нижнеюрских вулканитов сложно дифференцированного (БАД) Маринского вулканоплутонического комплекса (МК), развитого в южной части Скифской эпигерцинской платформы. По химическому составу вулканиты соответствуют серии умеренно калиевых известково-щелочных пород. Петрографическими исследованиями доказано широкое развитие вторичных изменений в вулканитах (образуются альбит, клиноцоизит, эпидот, кальцит, сфен и реже встречающиеся пренит и пумпеллеит).

2. На диагностических диаграммах точки составов вулканитов МК попадают в поля пород, образовавшихся на активных континентальных окраинах (подтверждается данными о платформенном фациальном типе отложений, вмещающих вулканиты МК) или в континентальных островных дугах. Кроме того, для пород МК установлено подобие мультиэлементных спектров распределения и величин Ti/Zr-, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -отношений, ϵ_{Nd} с аналогичными данными, характерными для пород, образовавшихся на активных континентальных окраинах. Появление двойственных характеристик (активная континентальная окраина или континентальная островная дуга) обусловлено, скорее всего, меньшей мощностью (40–45

км) континентальной литосферы Скифской платформы, чем у классической активной континентальной окраины Андийского типа (60–70 км) и большей, чем у континентальных (энсиалических) островных дуг (15–25 км). Роль раннеальпийского вулканического пояса, составной частью которого является Маринский комплекс, в формировании континентальной коры Большого Кавказа, судя по объемам изверженного и внедрившегося материала, довольно значительна.

3. Спектры REE и кривые концентраций редких элементов для всех разновидностей пород МК (базальты, андезиты, дациты) имеют близкие профили. Величины La/Yb- отношений, отражающие степень фракционирования редких земель, возрастают в последовательном ряду дифференциатов. Выявлено существенное обогащение пород крупноинными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Th), умеренное обогащение легкими REE и частично высокочargedными элементами (Ta, Zr) при дефиците Ti и тяжелых REE (Tb, Y, Yb). Отчетливо проявлены негативные аномалии в содержаниях K, Sr, Nb, P, Ti. Подобные особенности редкоэлементного состава пород указывают на то, что формирование расплавов контроли-

ровалось субдукционными процессами [9].

4. Геологические (присутствие эксплозивных брекчий), петрохимические (ассоциация БАД) и геохимические (отсутствие существенной отрицательной аномалии Eu) признаки и данные по изотопии Sr и Nd позволили предполагать, что при эволюции исходного для пород МК расплава имел место процесс фракционирования темноцветных минералов (амфибола), при незначительной роли фракционирования плагиоклаза и незначительной контаминации расплава материалом корового субстрата.

5. Установлена парагенетическая, а возможно и генетическая, связь золоторудной с полиметаллами минерализации с пропилитизированными, окварцованными вулканитами и эксплозивными брекчиями МК. Зерна золота (размером 1–3 мм) обнаружены в кварцевых прожилках с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, киновари. Золотины из аллювия в районе рудопроявления «Кавалевское» характеризуются мозаичной и зональной структурами, а их средний состав соответствует электрному 620 Пр. Высказано предположение о золото-серебряно-полиметаллической минерагенической специализации пород Маринского вулcano-плутонического комплекса.

Работа выполнена: при финансовой поддержке базовой тематики лаборатории петрографии ИГЕМ РАН и Владикавказского научного центра РАН и Правительства РСО-А; при поддержке Совета при Президенте РФ по грантам и государственной поддержке ведущих научных школ РФ (грант НШ_2721.2012.5). Авторы статьи искренне признательны председателю ВНЦ РАН и правительства РСО-А А.Г. Курраеву за постоянные внимание и поддержку наших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Богущ И.А., Сендецкий И.И.** Особенности металлогении золота в позднем палеозое и среднем мезозое Южного региона России. // Проблемы геологии и геоэкологии Южно-российского региона. – Новочеркасск, 2001. С. 98–102.
2. **Большой Кавказ в альпийскую эпоху** (гл. ред. Леонов) – М.: ГЕОС, 2007. 340 с.
3. **Борсук А.М.** Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. 299 с.
4. **Варданянц Л.А.** Нижнеюрский вулканизм Клухоро-Маринского района (Центральный Кавказ) // Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956. Вып. 8. Геология и полезные ископаемые. Часть 1. С. 67–85.
5. **Газеев В.М., Корсаков С.Г., Шаевский В.И., Гурбанов А.Г., Борисовский С.Е.** Типоморфизм россыпных золотин Северного Кавказа // Вест. Владикавказского научного Центра РАН и правительства РСО-А. 2012. Том 12. № 1 С. 32–40.
6. **Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Хесс Ю.С.** Нижнеюрский островодужный базальт-андезит-дацитовый магматизм Центрального Кавказа (Карачаевская вулканическая область): петролого-геохимические и изотопные особенности, генезис // Вестник Владикавказского научного центра РАН и Правительства республики Северная Осетия-Алания. 2011. Т.11. № 2. С. 15–32.
7. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Книга 1 – 328 с. Книга 2 – 334 с.
8. **Казаринов С.Л., Новиков В.Н., Яблокова С.В.** Золотоносность месторождений ПГС Карачаево-Черкесской Республики (Северный Кавказ) // Руды и металлы. – М.: ЦНИ-ГРИ, 1998. С. 48–57.
9. **Короновский Н.В., Демина Л.И.** Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М.: Изд. КДУ, 2011. 209 с.
10. **Кондаков Л.А.** Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабано-Малкинской зоны (Северный Кавказ). – М.: Наука, 1974. 142 с.
11. **Лебедев А.П.** Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. – М.: Изд-во АН СССР. 1950. 182 с.
12. **Лордкипанидзе М.Б.** Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. – Тбилиси: Мецниереба. 1980. 162 с.
13. **Менгел К., Веддеполь К.Г., Гурбанов А.Г., Борсук А.М.** Среднеюрский вулканизм зоны южного склона Большого Кавказа: характеристика процессов магматизма и гидротермальных изменений // Магматизм рифтов и складчатых поясов. – М.: Недра, 1993. С. 80–107.
14. **Мирошников А.М.** Поисковые работы на золото по маринской площади // СК филиал ТФГИ по ЮФО, Ессентуки, 2011.
15. **Муратов М.В.** Юрские порфириновые интрузии в верховьях р. Хасаута и Эшкакона (Северный Кавказ). Изв. АН СССР. Серия геол. 1954. № 3. С. 85–101.
16. **Никольский Ю.И., Милай Т.А., Коган Л.З.** Геолого-геофизические исследования тектоники магматизма и металлогении Кавказа // ВИРГ. – Ленинград: Недра, 1975. 207 с.
17. **Панов Д.И.** К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1997. № 3. С. 43–49.

18. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – Санкт-Петербурга: ВСЕГЕИ, 2009 г. 198 с.
19. Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А., и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ. Изд. 2. Серия Кавказская. Листы К-38-1, VII (Кисловодск). 2004.
21. Хесс Ю.С., Аретц И., Эммерман Р., Липпольд Х.И., Борсук А.М., Гурбанов А.Г. Петрогенезис юрских известково-щелочных серий пород северной части (Бечасынская зона) Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. – М.: Недра, 1993. С. 58–79.
22. Hess J.C., Aretz J., Gurbanov A.G. et al. Subduction-related Jurassic andesites in the Great Caucasus // *Geol. Rundsch.* 1995. vol. 84. Pp. 319–333.
23. Kay R.W. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *J. Geol.* 1980. V. 88. P. 497–522.
24. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., et al. Mesozoic and Cenozoic evolution Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain // P.A/ Ziegler, W. Cavazza and A.H.F. Robinson, S. Grasquin-Soleau (eds.). *Pri-Tethys Memoir 6. Pri-Tethys Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Memoires du Museum national d'Histoire naturelle/ Paris.* 2001. Vol. 186. P. 296–346.
25. Nikishin A.M., Gloetingh S, Bolotov S. N., Baraboshkin E.Yu., Kopaevis L. F., et al. Scythian Platform chronostratigraphy and polyphase stages of tectonic history // S. Crasquin Soleau, E. Barrier (eds.). *Peri-Tethys Memoir 3; stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platform. Memories du Museum national d'Histoire naturelle, Paris.* 1998a Vol. 177. P. 151–162.
26. Nikishin A.M., Gloetingh S., Brunet M.-F., Bolotov S. N.; Ershov A.V., et al. Scythian Platform, , Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics // S. Crasquin Soleau, E. Barrier (eds.). *Peri-Tethys Memoir 3; stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platform. Memories du Museum national d'Histoire naturelle, Paris.* 1998a Vol. 177. P. 163–176.
27. Okay A.I., Sahinturk O. Geology of the Eastern Pontides // A.G. Robinson (ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists.* 1997. Memoir 68. P. 291–311.
28. Robertson A.H.F., Grasso M. Overview of the Late-Tertiary-Recent tectonic and paleo-environmental development of the Mediterranean region // *Terra Nova.* 1995. Vol. 7. P. 114–127.
29. Yilmaz Y., Tuysuz O., Yigitbas E., et al. Geology and Tectonic evolution of the Pontides // A.G. Robertson (ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists.* 1997. Memoir 68. P. 183–226.

A NEW ISOTOPE-GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL DATA ON EARLY-JURASSIC MARINSKY VOLCANO-PLUTONIC COMPLEX (river Podkumok head, Karachaevsky volcanic area, North Caucasus)

Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Lexin A. B.,
Goldsmann Yu. V., Oleinikova T.I.

The Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS) (gurbanov@igem.ru)

Abstract. The paper is devoted to solving of the important for the Great Caucasus geology problem – «The sources of melts, paleogeodynamic conditions, existing during Early-Alpine volcanic activity at the southern margin of the Eastern European Platform and its role in shaping of the continental crust» and «Minerageny of the Early-Alpine magmatic complexes». In the context of these problems the investigations was aimed on solving of the following task: petrochemical, mineralogical, geochemical, isotope and mineragenic characteristics of the rocks of the Early-Alpine magmatic complexes of the Great Caucasus. The representative samples from rocks of Marinsky complex (MC) was collected and investigated by modern analytical methods (XFA, ICP MS, isotope analyses). Petrology-geochemical and isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – in andesite-basalt=0.7054–0.7059; in andesite= 0.7045 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.51248 u 0.51252, $\epsilon\text{Nd}(T)=1.85$ –2.72, respectively) peculiarities of the Low-Jurassic volcanites of MC (andesite-basalt, andesite, andesi-dacite and dacite) situated at the southern part of Scythian Platform have been revealed.

On the diagnosis, performance and composition diagram the dots of volcanic rocks of MC are situated in fields of rocks which have been origin in active continental margin or in continental arc island. Double-faced characteristics was depends upon by lesser (thickness 40–45 km) of continental lithosphere of Scythian Platform, than in classic an active continental margin of Andian type (thickness 60–70 km) and larger, than in continental arc island (thickness 15–25km). The role of the Early-Alpine volcanic belt, including its part - Marinsky complex, in forming the continental crust of the Great Caucasus, judging from, volumes of effusive and intrusive material, is rather significantly.

Revealling of peculiarities of rare element of rocks composition [a considerable enrich by large-ionic lithosphere elements (Rb, Ba, K, Th), an moderate enrich by Light REE and partially high-charging elements (Ta, Zr) attached to deficit of Ti and Heavy REE (Tb, Y, Yb), well-defined negative anomalies in contents of K, Sr, Nb, P, Ti] are denotes that forming of melt was controlled by subduction processes [9]. It is shown, that during melt evolution there was process of fractionation or amphibole in insignificant role of plagioclase fractionation and insignificant contamination of melt by continental crust material/ he paragenetic, and possible a genetic relation gold and polymetallic mineralization with propylitize, silicificate volcanites and explosive breccias of MC. Grains of gold (size 1–3 mm) have been display in quartz veins with rare Impregnations of pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, cinnabar, It has been proposed That a gold-silver-polymetallic mineragenic specialization rocks of Marinsky volcano-plutonic complex.

Keywords: Marinsky volcano-plutonic complex; petrochemical, geochemical, isotope and mineragenic data; geodynamic paleoconditions; minerageny of the Early-Alpine magmatizm