

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4 / 2017



УДК 552.323.5

DOI: 10.23671/VNC.2017.4.9523

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И МИНЕРАГЕНИЯ РАННЕЮРСКОГО БАЗАЛЬТ- ГИПЕРБАЗИТОВОГО ФИАГДОНСКОГО КОМПЛЕКСА (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ, КАВКАЗ, РФ) ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ, ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

© 2017 А. Г. Гурбанов^{1, 2}, к.г.-м.н., В. М. Газеев^{1, 2}, к.г.-м.н., А. Б. Лексин²,
А. Я. Докучаев², к.г.-м.н., Ю. В. Гольцман², к.г.-м.н., Т. И. Олейникова²,
к.г.-м.н., О. А. Гурбанова³, к.х.н.

¹ФГБУН Владикавказский научный центр Российской академии наук, Россия,
32027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: gurbanov@igem.ru;

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии Российской академии наук, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный
пер., 35;

³ФГБОУВО Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,
Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

В статье приведены впервые полученные изотопно-геохимические данные, позволившие уточнить геодинамическую обстановку при образовании пород раннеюрского Фиагдонского комплекса (ФК). Раннеальпийские магматические комплексы, изучавшиеся в середине и конце XX века, практически не были охарактеризованы изотопно-геохимическими данными. Этот пробел восполнен полученными нами принципиально новыми данными, на основе которых сделаны следующие выводы:

– на диагностических диаграммах породы ФК сконцентрированы в полях: базальтов COX, окраинных морей; или в зоне перекрытия полей базальтов MORB и IAT;

– сравнение мультиэлементных спектров и спектров распределения REE с эталонами N-MORB указало на их близость к толеитовым базальтам задуговых бассейнов, занимающих промежуточное положение между MORB и IAT – энсиматических островных дуг;

– величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах ФК, варьируют в пределах от 0,7038 до 0,7057 и сопоставимы по этим величинам с базальтами IAT и окраинных морей;

– геодинамическая обстановка, в которой сформировались породы ФК, определена как надсубдукционная офиолитовая (*suprasubduction zone ophiolites*).

Резко повышенные содержания золота (от 0,2 до 3-7 г/т) в лиственитизированных серпентинитах, позволили предполагать, что выявлен новый для Большого Кавказа золото-лиственитовый с шеелитом тип рудной минерализации.

Ключевые слова: Большой Кавказ, базальты, долеритовые силлы, дайки и штоки габбро-диабазов, линзы серпентинитов, изотопно-геохимические данные; базальты: COX, окраинных морей; MORB и IAT – энсиматических островных дуг, толеитовые базальты задуговых бассейнов; золото-лиственитовый с шеелитом тип рудной минерализации.

Введение

Статья посвящена решению двух важных для геологии Кавказа и южного обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) научных проблем – «Палео-

геодинамические реконструкции обстановок проявления раннеальпийского магматизма на южной окраине ВЕП» и «Минерагения раннеальпийских магматических комплексов». **Первая проблема возникла** из-за практически полного отсутствия современных (методы РФА, ИНАА и ICP MS) геохимических и изотопных (**Rb, Sr, Sm, Nd**) характеристик и датировок пород многочисленных раннеальпийских магматических комплексов надежными изотопными методами. Поэтому вопросы касающиеся: реконструкций палеогеодинамических обстановок проявления раннеальпийского вулканизма в Кавказской части Восточно-Средиземноморского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса и возраста этих комплексов, базировавшиеся только на геологических, фаунистических данных, до сих пор остаются остро дискуссионными и ждут своего решения. **Вторая проблема обусловлена** отсутствием целенаправленных исследований по выявлению генетических связей разных типов оруденения с породами конкретных магматических комплексов. Для решения этих проблем было необходимо изучение петрохимических, минералогических, геохимических, изотопных и минерагенических особенностей пород раннеальпийских магматических комплексов БК.

Геологическая характеристика Фиагдонского комплекса

Раннеюрский базальтоидный магматизм Северной Осетии длительное время рассматривался в составах: Казбекского диабазового пояса; габбро-диабазовой; диабаз-пикритовой формаций; формации не дифференцированных толеитовых базальтов [Грицевич, Плошко, 1977; Лебедев, 1950; Ломизе и др., 1980; Ломизе, 1983; Ломизе, Суханов, 2006; Суханов, 1975]. При геологической съемке в масштабе 1:50000, рассматриваемые породы были выделены [Снежко В., Снежко Е., 1994] в самостоятельный эффузивно-силловый Фиагдонский комплекс (ФК). Его породы обнажены в Мамисон-Казбекской (МК) СФЗ, включающей водораздельную часть Главного Кавказского хребта в Ардон-Терекском междуречье. В современной структуре Кавказа МК СФЗ представлена тектонической пластиной мощностью до 5 км (а в зоне Фиагдонского надвига – до 10-12 км), ограниченной с севера Шаухохским, а с юга – Адайком-Казбекским разломами. Вулканиты, с вмещающими их пелитовыми осадками циклаурской свиты интенсивно дислоцированы. Основание разрезов свиты не обнажено, а их верхние части эродированы в неизвестном масштабе. Значительная часть отложений этой СФЗ была субдуцирована, а частично выжата на край Скифской плиты с образованием пакетов тектонических покровов (Фиагдонский и др.) [Снежко В., Снежко Е., 1994]. Разрезы отложений МК СФЗ сопоставляются с плинсбах-тоарскими вулканогенно-терригенными разрезами Западного и Восточного Кавказа, но в отличие от них, эффузивные породы здесь развиты значительно шире и в их составе отсутствуют туфы и кислые породы. Основной объем пород ФК расположен в междуречье Архондон – Фиагдон – Мидаграбиндон (рис. 1), где они представлены покровной (в том числе подводной) и субинтрузивной фациями. Первая – преимущественно лавовые потоки базальтовых порфиров мощностью от 10 до 70 м. В основании потоков встречаются лавобрекчии и гиалокластиты мощностью до 4-6 м, сменяющиеся вверх по разрезу «шаровыми» лавами. Шары, размером от 0,3 до 2 м, сложены плотным мелкозернистым диабазом. Межшаровое пространство выполнено глинистым веществом и хлорит-кальцитовой массой, иногда с примесью серпентина. Объем вулканитов в разрезе свиты достигает 40%. Вмещающие породы – глубоководные глинистые

сланцы, чередующиеся с прослоями алевролитов и тонкозернистых кварцитовидных песчаников. Субинтрузивные образования – силлы (мощностью до 100 м), дайки и мелкие штоки (до 0,5 км²) диабазов, габбро, пикритов и линзы серпентинитов с прожилками амфибол-асбеста. Геологический возраст вулканитов соответствует синемюр – раннему плинсбаху (по фауне [Большой Кавказ..., 2007]). К-Аг датированием микрогаббро из верховьев р. Фиэгдон получены цифры (в млн. лет): 176±8, 180±35, 207±17 [Афанасьев и др., 1975; Борсук, 1979]. По данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования плагиоклаза из базальтов получено устойчивое плато с возрастом 196±4 млн. лет (плинсбах [Philip et al., 1989]).

Методы опробования и аналитических исследований

В верховьях рек Мамихдон, Архондон, Фиэгдон, Мидаграбиндон собран представительный материал из главных и наименее измененных разновидностей пород ФК для петрохимических, геохимических и изотопных исследований. В ИГЕМ РАН содержание макро- и микроэлементов определялось рентгено-флюоресцентным анализом (XRF) на спектрометре последовательного действия PW-2400 Philips Analytical B. V. Полученные результаты соответствуют требованиям III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-99. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре X-Series II. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовались с анализами стандартного образца (BHVO-2 и AGV-2) с периодичностью 1:10. Изотопный состав Rb, Sr, Sm и Nd в породах ФК изучался на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, с применением методов анализа, отработанных в этой лаборатории. Изотопный состав свинца в галените проведен в этой же лаборатории с.н.с. Голубевым В. Н.

Краткая петрографическая характеристика пород ФК

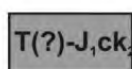
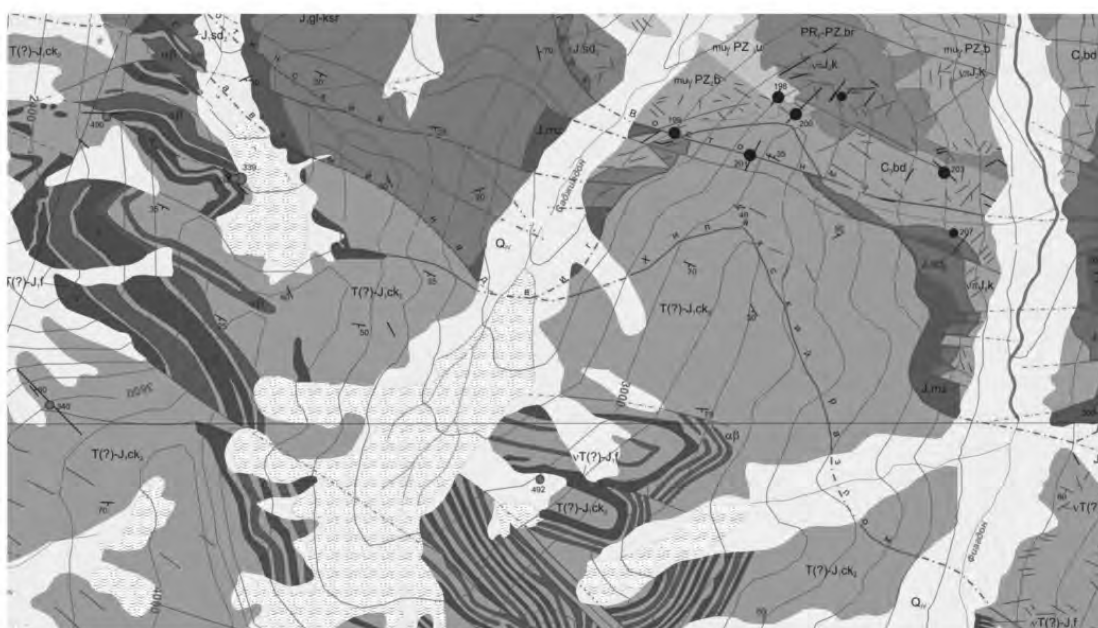
Эффузивная фация пород ФК представлена базальтовыми порфиритами, спилитами, лавобрекчиями, а субинтрузивная – диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро, габбро-долеритами, пикритами и серпентинитами. Наиболее распространенными породами являются:

Плагиоклаз-пироксеновые базальтовые порфириты – мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета с большими колебаниями количеств вкрапленников плагиоклаза и пироксена. Локально структура породы изменяется от порфириковой до афировой. Вкрапленники плагиоклаза представлены реликтами таблитчатых кристаллов (до 2×4 мм) часто полностью замещенных мелкозернистым агрегатом альбита, хлорита, карбоната, монтмориллонита. Авгит образует кристаллы (до 2 мм), с редко встречающимися пойкилитовыми пластинками свежего лабрадора. Основная масса сложена лабрадором, хлоритом, рудными минералами, карбонатом и реже – эпидотом, цоизитом и пренитом.

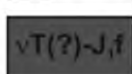
Спилиты образуют самостоятельные тела или зоны постепенного перехода в более свежие базальты с характерными миндалекаменной и реже апоинтерсертальной структурами. Породы сложены лейстами (до 0,7 мм) альбитизированного плагиоклаза и узкими призмами роговой обманки, часто образующими пучки. Миндалины выполнены карбонатом, а мезостазис – карбонатом, хлоритом, альбитом и рудными минералами.

Диабазы – массивные зеленовато-серые породы с однообразным минеральным составом и с большими колебаниями размеров вкрапленников. Часто встречаются диабазовая микроструктура, порфировая, пойкилоофитовая, апоинтерсертальная и реже габбро-диабазовая. Вкрапленники плагиоклаза замещены агрегатом пелитового вещества с примесью карбоната, цоизита, пренита, альбита. В основной массе лабрадор обычно свежий и идиоморфен по отношению к пироксену. Авгит замещается актинолитом и присутствует примерно в равных количествах с плагиоклазом. Хлорит развивается в межзерновых пространствах. Совместно с актинолитом, карбонатом и рудным минералом он образует гнездообразные скопления. Роговая обманка, цоизит, карбонат и кварц иногда выполняют микропрожилки в породе. Рудные минералы: пирит, пирротин, титаномагнетит.

Геологическое строение Фиагдонского надвига.



Циклаурская свита. Филлитовидные глинистые сланцы, алевролиты, мелкозернистые песчаники, лавы основного состава.



Фиагдонский вулканоплутонический комплекс. Лавы базальтовых порфиритов. Силлы, дайки и мелкие штоки диабазов, габбро диабазов, габбро, пикритов и хлоритовых серпентинитов.

Рис. 1. Геологическая карта распространения пород ФК в истоках р. Фиагдон (по материалам ФГУПП «Цветметразведка», Владикавказ)

Габбро и габбро-долериты – массивные, крупнозернистые породы с характерными долеритовой и габброидной микроструктурами. Состоят они из крупных (до 2×7 мм) изометричных зерен лабрадор-андезина, призматических кристаллов (до 6×7 мм) авгита. Актинолит с хлоритом замещают пироксен. Хлорит с альбитом развиваются по раннему плагиоклазу. Ильменит образует ксеноморфные, скелетные и удлинено-призматические кристаллы (до 4-5 мм) в промежутках между плагиоклазом и авгитом.

Пикриты и серпентиниты слагают дайки и линзовидные тела, ассоциирующие с габбро и диабазами. Это темно-зеленые массивные, иногда рассланцованные, поро-

ды с эпизодически встречающимися кристаллами пироксена и жилами асбеста. Микроструктура псевдопорфировая (наличие крупных амфиболовых псевдоморфоз по авгиту и овальных псевдоморфоз серпентина по оливину). Основная масса состоит из антигорита, хлорита, изредка с примесью мелко шестоватых кристаллов актинолита и тремолита или плагиоклаза и пренита. Иногда тела серпентинитов превращены в листвениты с развитием Fe и Mg пористых карбонатов, м-з кварца с вкрапленностью тонкозернистых шеелита, пирита, изредка фуксита и единичных зерен галенита.

Результаты аналитических исследований и их обсуждение

По химическому составу (табл. 1, рис. 2а) главные разновидности пород ФК соответствуют базальтам и габбро нормальной щелочности ($SiO_2 = 43,7-52,02$ мас. %; $Na_2O + K_2O \leq 5$ мас. %) [Петрографический кодекс..., 2009] и относятся к натровой серии ($Na_2O / K_2O > 4$), к умеренно глиноземистым породам (al^I – от 0,8 до 0,98). Ультраосновные породы соответствуют пикробазальтам. Серпентиниты по химическому составу [Грицевич, Плошко, 1977] близки к пикритам: $SiO_2 = 37,54-39,72$ мас. %; $Al_2O_3 / TiO_2 = 4-14$. На диаграммах $(Ti/100) - Zr - (Y*3)$ и $(Ti/100) - Zr - (Sr/2)$; Ti/Zr (рис. 2б, в) точки пород ФК сгруппированы в поле базальтов океанического ложа, а на диаграммах $(Zr/Y) - Zr$ и $(Nb*2) - (Zr/4) - Y$ (рис. 2г, д) – в поле нормальных базальтов СОХ. На первой из диаграмм значительная часть точек расположена в зоне перекрытия полей базальтов СОХ с островодужными. На тройной диаграмме $TiO_2 - MnO*10 - P_2O_5*10$ (рис. 2е) точки составов пород ФК расположены на границе полей базальтов СОХ, окраинных морей и толеитовых базальтов островных дуг. Эта диаграмма позволяет расшифровывать геодинамические обстановки даже при умеренной спилитизации базальтов. Используемый в данной диаграмме дискриминатор согласуется с представлениями о различиях fO_2 в магмах океанических хребтов и островных дуг [Абрамович и др., 1997]. Так, для магм толеитов MORB с низкой fO_2 , раннее фракционирование оливина и плагиоклаза обедняет магму MnO относительно TiO_2 . Фракционирование титаномагнетита в базальтах островных дуг, где преобладает высокая fO_2 , напротив, снижает в магме содержание TiO_2 относительно MnO. Диаграмма V– $(Ti/1000)$ позволяет диагностировать тектонические обстановки, существовавшие при формировании вулканических ассоциаций и офиолитов OIB, MORB и IAT. Базальты современных задуговых бассейнов (BABB) обычно имеют величины Ti/V отношения, подобные наблюдаемым в базальтах IAT или MORB, т. е. имеют широкие вариации в пределах одного региона [Богатиков и др., 1987; Абрамович и др., 1997].

Таблица 1.

Результаты XRF анализа пород Фиагдонского комплекса (оксиды в мас. %, элементы в г/т)

Оксиды	Номера образцов										
	110-1	110-2	110-3	110-4	110-5	110-6	111-1	111-2	111-4	111-5	111-8
SiO_2	48,09	46,71	47,2	43,7	48,14	51,59	47,01	46,45	47,22	45,88	48,09
TiO_2	1,12	1,46	1,38	1,37	1,87	1,73	1,49	1,27	1,07	1,62	1,64
Al_2O_3	16,54	17,58	16,15	15,28	14,89	18,38	18,21	15,19	19,55	15,3	15,07
Fe_2O_3	8,55	8,96	10,56	9,71	11,06	8,36	9,01	10,62	8,38	11,46	10,09
MnO	0,14	0,14	0,16	0,16	0,16	0,3	0,16	0,17	0,12	0,27	0,16
MgO	8,94	6,84	8	7,73	7,02	5,01	5,7	8,29	6,46	7,23	7,59

<i>CaO</i>	10,76	11,95	10,48	13	8,51	4,83	12,54	11,34	11,76	10,09	11,98
<i>Na₂O</i>	2,09	2,29	2,02	2,64	3,22	5,32	2,89	2,44	2,56	2,61	2,79
<i>K₂O</i>	0,28	0,73	0,35	0,44	0,78	0,42	0,12	0,16	0,17	0,36	0,06
<i>P₂O₅</i>	0,09	0,12	0,11	0,13	0,37	0,15	0,12	0,12	0,07	0,16	0,12
<i>S</i>	0,07	0,22	0,1	0,04	0,03	0,04	0,38	0,11	0,02	0,17	0,15
ппп	3,12	2,77	3,29	5,57	3,64	3,6	2,19	3,62	2,45	4,61	2,05
Сумма	99,79	99,77	99,8	99,77	99,69	99,73	99,82	99,78	99,83	99,76	99,79
Элементы											
Cr	110-1	110-2	110-3	110-4	110-5	110-6	111-1	111-2	111-4	111-5	111-8
<i>Cr</i>	286	258	207	293	182	363	179	246	220	270	260
<i>V</i>	142	145	181	139	186	210	164	172	122	201	191
<i>Co</i>	24	16	13	19	23	29	16	19	17	21	20
<i>Cu</i>	46	40	33	36	23	46	35	51	30	50	51
<i>Ni</i>	98	67	67	74	67	93	34	56	59	48	40
<i>Zn</i>	43	50	55	44	60	59	55	57	48	82	53
<i>Pb</i>	10	10	10	10	10	14	10	10	10	10	10
<i>Rb</i>	8	18	11	12	9	14	1	5	2	9	3
<i>Sr</i>	121	242	143	148	342	130	186	205	176	170	152
<i>Nb</i>	5	8	4	4	18	6	4	4	-	3	2
<i>Y</i>	24	30	30	30	34	29	36	27	21	34	29
<i>Zr</i>	66	100	92	101	150	128	100	91	68	113	104
Номера образцов											
Оксиды	30	31	33	34	35	100	100-2	100-3			
<i>SiO₂</i>	47,44	47,22	48,36	49,58	48,02	51,02	52,02	51,74			
<i>TiO₂</i>	1,2	1,61	1,33	1,18	1,35	1,61	1,43	1,12			
<i>Al₂O₃</i>	18,57	18,18	16,77	16,29	16,58	15,05	13,84	15,7			
<i>Fe₂O₃</i>	7,9	10,11	8,45	10,47	9,52	9,81	9,49	8,82			
<i>MnO</i>	0,13	0,22	0,15	0,19	0,17	0,18	0,17	0,16			
<i>MgO</i>	8,28	6,94	8,01	7,97	7,66	6,95	7,78	7,21			
<i>CaO</i>	11,05	9,2	11,53	11,01	11,16	11,23	11,24	11,06			
<i>Na₂O</i>	2,15	3,15	2,41	1,99	2,4	3,61	3,49	3,71			
<i>K₂O</i>	0,16	0,22	0,12	0,39	0,17	0,23	0,27	0,25			
<i>P₂O₅</i>	0,09	0,12	0,1	0,08	0,1	0,12	0,14	0,12			
<i>S</i>	0,05	-	-	0,24	0,33	0,05	0,02	0,02			
ппп	2,84	2,83	2,59	0,34	2,39	Н.о	Н.о	Н.о			
Сумма	99,86	99,8	98,49	99,73	99,85	99,86	99,89	99,91			
Элементы											
Cr	30	31	33	34	35	100	100-2	100-3			
<i>Cr</i>	179	256	329	298	261	38	44	34			
<i>V</i>	148	219	207	192	198	311	292	206			
<i>Co</i>	42	37	38	42	45	36	30	33			
<i>Cu</i>	68	113	90	307	80	20	21	12			
<i>Ni</i>	229	133	138	97	96	32	45	36			
<i>Zn</i>	57	99	75	111	72	63	67	63			
<i>Pb</i>	-	-	-	30	-	10	-	-			
<i>Rb</i>	4	7	4	15	6	5	9	11			
<i>Sr</i>	143	196	167	153	162	207	185	226			
<i>Nb</i>	6	7	6	-	-	-	-	-			
<i>Y</i>	29	48	37	35	37	28	33	27			
<i>Zr</i>	76	115	99	89	101	81	109	82			

Примечание: 110-1, 110-2, 110-3, 110-4, 110-5, 110-6 – шаровые лавы левобережья р. Дзамараш-дон; 111-1, 111-2, 111-4, 111-5, 111-8 – дайки; 30, 31, 33, 34, 35 – силлы верховьев р. Архондон; 100, 100-2, 100-3 – габброиды, габбро-долериты.

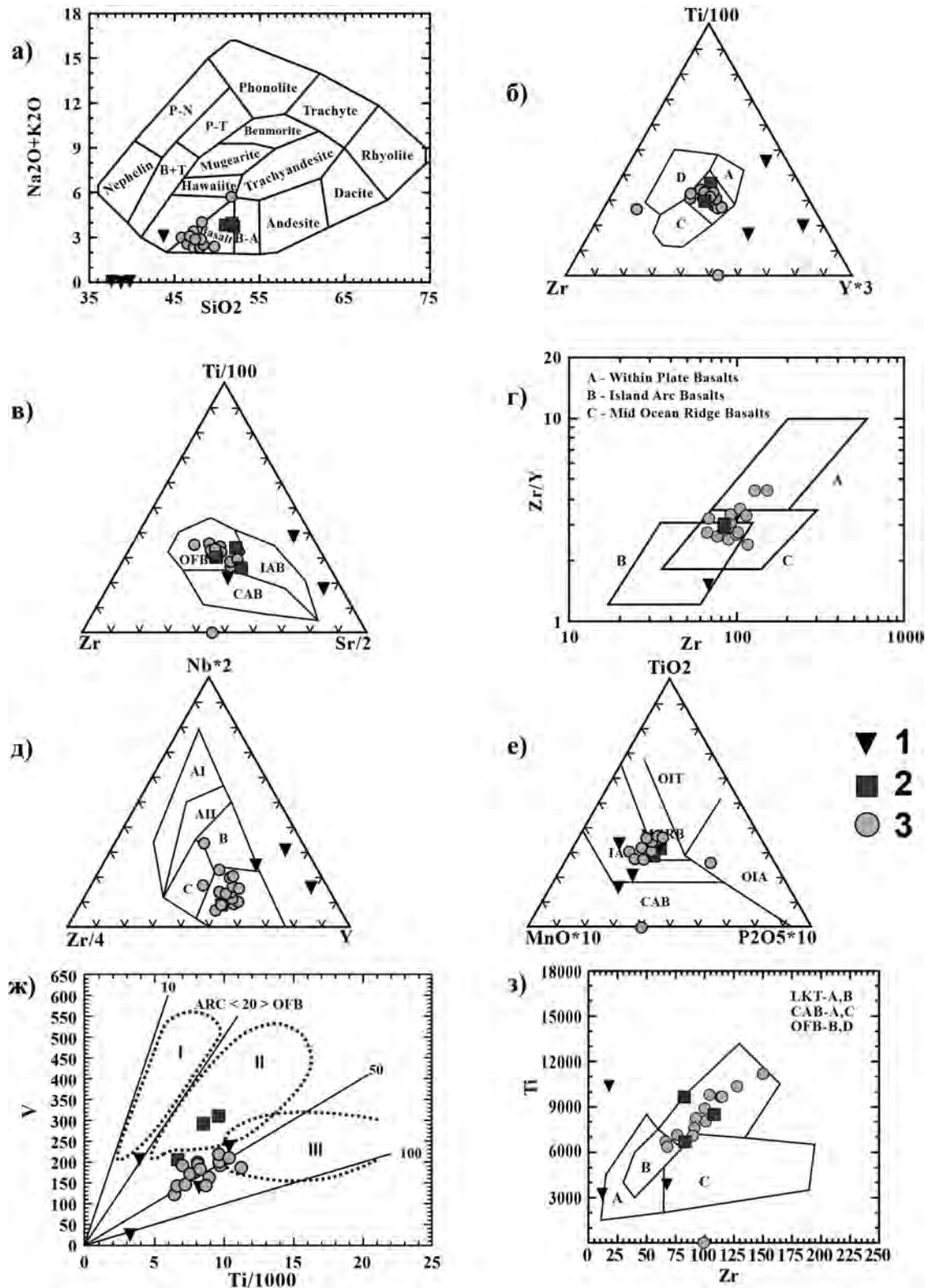


Рис. 2. Диагностические диаграммы пород ФК

Условные обозначения: Породы ФК: 1 – пикриты и серпентиниты (составы из [Грицевич, Плошко, 1977]); 2 – габбро-долериты; 3 – базальты, диабазы. (OFB – базальты океанического ложа; IAB – базальты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты; LKT – низкокальциевые толеиты; OIT – толеиты океанических островов; OIA – океанические островные дуги; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989]. На диаграмме (V – Ti/1000): I-IAB; II-MORB; III – OIB.

Точки составов пород ФК образуют поле в нижней части диаграммы с незначительным перекрытием полей базальтов *OIB* и *MORB* (рис. 2ж, з). На диаграмме *Th-Ta – Hf/3* точки диабазов ФК расположены в поле нормальных базальтов *COX* (*N-MORB*), долериты – в едином поле обогащенных базальтов *COX* и толеитовых внутриплитных базальтов.

Обычно выделяют два типа окраинных бассейнов [Абакумова и др., 1994; Абрамович и др., 1997; Богатиков и др., 1975]: в первом – спрединговые процессы синхронны; а во втором – асинхронны с проявлением вулканизма в прилегающих островных дугах, а соответственно и с субдукционными процессами. Для первого типа (**спрединговые бассейны Лау и Сулу**) характерно обогащение вулканитов литофильными (*Rb, Sr, Ba, K*) и обеднение когерентными (*Nb, Ti, Zr, Ni*) элементами, что сближает их с вулканитами островных дуг. Во втором типе (**Филлипинское, Целебесское моря, Марианский трог**) вулканические породы близки к породам *COX*, отличаясь от них немного повышенными содержаниями литофильных элементов и слегка пониженными – когерентных (*Nb, Ni*). По этим параметрам бассейны второго типа неотличимы от океанических [Абакумова и др., 1994]. Следовательно, вулканиты ФК сформировались в условиях окраинного бассейна, близкого к бассейнам второго типа.

Таблица 2.

Результаты ICP-MS анализа пород Фиагдонского комплекса (содержания элементов в г/т)

Элементы	Номера образцов							
	30	31	35	111-1	111-5	100	110-3	110-4
<i>Be</i>	0,20	0,41	0,32	0,33	0,16	0,28	0,22	0,38
<i>Sc</i>	17	26	28	24	21	40	25	25
<i>Ti</i>	6205	9017	7539	7046	4906	8823	7180	6907
<i>V</i>	177	234	212	187	154	334	210	188
<i>Cr</i>	187	245	240	166	202	27	212	281
<i>Mn</i>	1039	1724	1431	1333	962	1403	1208	1191
<i>Co</i>	35	33	37	28	28	33	33	31
<i>Cu</i>	55	83	63	48	40	22	49	47
<i>Zn</i>	58	94	73	77	68	65	70	61
<i>Ga</i>	11	13	11	11	10	12	11	11
<i>Rb</i>	3	6	4	1,7	2,4	5	8,4	10
<i>Sr</i>	129	172	145	174	162	184	128	135
<i>Y</i>	20	27	24	28	18	20	26	25
<i>Nb</i>	1,3	2,0	1,6	2,3	1,1	1,4	2,0	3,1
<i>Mo</i>	0,07	0,17	0,66	0,65	0,28	0,32	0,66	0,26
<i>Ag</i>	0,16	0,23	0,22	0,18	0,16	0,08	0,29	0,32
<i>Cs</i>	0,29	0,39	0,16	0,22	0,18	0,38	0,72	1,9
<i>Ba</i>	13	49	30	11	14	24	22	47
<i>La</i>	2,1	2,9	2,7	3,3	1,9	2,9	2,6	3,6
<i>Ce</i>	7,4	10	9,4	12	6,8	9,2	9,4	12
<i>Pr</i>	1,3	1,8	1,7	2,1	1,2	1,6	1,7	2,1
<i>Nd</i>	7,7	11	9,5	12	7,0	8,4	9,9	11
<i>Sm</i>	2,7	3,8	3,3	3,9	2,4	2,9	3,4	3,5
<i>Eu</i>	0,99	1,3	1,2	1,4	0,95	1,3	1,3	1,3
<i>Gd</i>	3,1	4,5	3,9	4,4	2,9	3,5	4,0	4,1
<i>Tb</i>	0,57	0,83	0,71	0,81	0,53	0,61	0,76	0,74
<i>Dy</i>	3,9	5,5	4,7	5,3	3,5	4,2	5,1	4,9

<i>Ho</i>	0,79	1,1	0,96	1,1	0,72	0,83	1,1	1,0
<i>Er</i>	2,4	3,3	2,9	3,1	2,2	2,4	3,1	3,0
<i>Tm</i>	0,32	0,44	0,39	0,43	0,29	0,33	0,44	0,41
<i>Yb</i>	2,1	2,9	2,6	2,8	1,9	2,1	3,0	2,8
<i>Lu</i>	0,31	0,41	0,35	0,39	0,27	0,30	0,43	0,40
<i>Hf</i>	1,3	2,0	1,7	1,6	1,4	0,70	2,5	2,7
<i>Ta</i>	0,12	0,18	0,16	0,20	0,11	0,14	0,16	0,28
<i>W</i>	0,026	0,53	0,25	0,62	0,086	0,72	0,068	0,02
<i>Pb</i>	0,7	1,7	4,5	0,95	0,51	6,1	0,56	1,1
<i>Bi</i>	0,008	0,088	0,015	0,10	0,006	0,25	0,007	0,005
<i>Th</i>	0,087	0,14	0,12	0,11	0,071	0,22	0,17	0,28
<i>U</i>	0,035	0,046	0,22	0,042	0,029	0,038	0,058	0,10

Примечание: 110-3, 110-4 – шаровые лавы левобережья р. Дзамараш-дон; 111-1, 111-5 – дайки; 30, 31, 35 – силлы верховьев р. Архон-дон; 100 – габбро-долериты.

По геохимическим данным (табл. 2) для пород ФК построены мультиэлементные спектры и спектры распределения *REE* (рис. 3). На спайдер-диаграмме, при нормировании по хондриту [Pohl et al., 1990], спектры *REE* образуют полого выпуклую кривую, сходную со спектрами распределения *REE* в *MORB*, и в большинстве образцов без *Eu* аномалии, но с некоторым обогащением в области *MREE*. Наблюдается снижение содержаний легких (*La*, *Ce*) и тяжелых (*Tm*, *Yb*, *Lu*) *REE* в сравнении с концентрациями элементов находящихся в центральной части спектра. La^H/Sm^H отношение варьирует в пределах от 0,49 до 0,66; Gd^H/Yb^H – от 1,1 до 1,38; La^H/Yb^H – от 0,71 до 1,0 и они близки к таковым в базальтах *MORB* и свидетельствуют о низкой степени фракционирования *HREE*. Для оценки степени дифференциации расплава используется величина количественного дефицита европия, характеризуемая коэффициентом Eu/Eu^* где $Eu^* = \sqrt{(Sm_{пор.}/Sm_{хонд.} \times Gd_{пор.}/Gd_{хонд.})}$.

В породах ФК этот коэффициент варьирует от 0,96 до 1,1, что указывает на отсутствие заметной дифференциации [Балашов, 1976], со значительной ролью фракционирования плагиоклаза. Мультиэлементные спектры, нормированные по базальтам *N-MORB*, имеют плоский профиль распределения и близки к нормальным базальтам *COX*. Однако имеются и отличия – обогащение крупноионными литофильными элементами (*Rb*, *Sr*, *Ba*, *K*) и умеренные отрицательные аномалии в содержаниях *Nb* и *Hf*. Эти особенности редкоэлементного состава пород ФК указывают на их близость к толеитовым базальтам задуговых, окраинно-морских бассейнов, занимающих промежуточное положение между *MORB* и *IAT* [Короновский, Демина, 2011; Остроумова и др., 1995]. Известково-щелочные породы задуговых бассейнов и островных дуг различаются по величинам La/Nb и La/Th отношений. В первых они имеют величины этих отношений ~ 1 и 10-20, соответственно, а в породах ФК они варьируют в пределах 1,1-1,6 и 11-30, что соответствует базальтам современных задуговых бассейнов (*BABB*) [Школьник и др., 2011].

Величины стронциевых отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в базальтах и пикритах ФК варьируют в пределах от 0,7039 до 0,7042 [Pohl et al., 1990], что несколько выше значений 0,7024-0,7027, характерных для современных примитивных типов базальтов *MORB* и абиссальных базальтов всех типов ($0,70295 \pm 36$) [Sun, McDonough, 1989; Wedepohl, 1981], и близки к величинам, характерным для энзиматических (внутриокеанических) островных дуг (0,7029-0,7042) и окраинных морей (0,7036-0,7054) [Богатиков и др., 1987]. По результатам наших исследований (табл. 3) значения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀, находятся в пределах 0,7038-0,7057, что сопоставимо с величинами

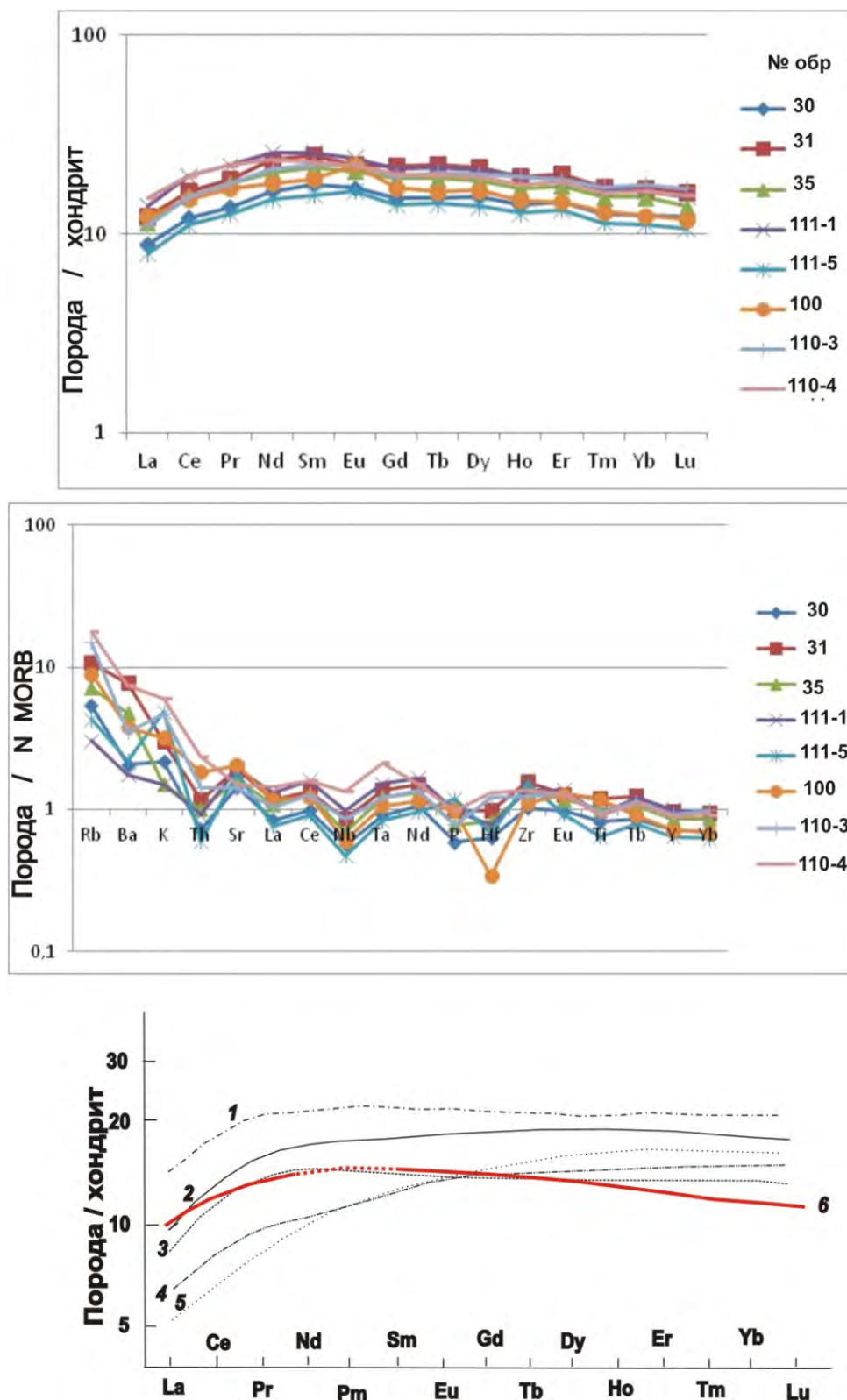


Рис. 3. Спектры REE и мультиэлементные спектры пород Фиагдонского комплекса. Условные обозначения: 1 – диабазы р. Дзамараши-дон; 2 – долериты; 3 – диабазы р. Архон-дон; 4 – Σ/n . 1-6 – Спектры REE базальтов (N-MORB) [Sun, McDonough, 1989]: 1 – Срединно – Атлантического хребта; 2 – хребта Калберг (Индийский океан); 3 – Восточно – Тихоокеанское поднятие; 4 – грабена Красного моря; 5 – хребта Рейкьянес [Балашов, 1976]; 6 – Породы Фиагдонского комплекса

этих отношений в базальтах окраинных морей. Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьируют в пределах 0,512840-0,513008, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5,0-7,2$.

Таблица 3.

**Результаты изотопного (Rb, Sr, Sm, Nd) анализа пород
Фиагдонского комплекса**

Обр.	Порода	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		$\pm 2s$	$\pm 2s$	$T = 200 \text{ m.y.}$	$\pm 2s$	$\pm 2s$	$T = 200 \text{ m.y.}$	
110-4/10	базальт	0,2211 \pm 7	0,704459 \pm 10	0,703831	0,1862 \pm 2	0,512989 \pm 7	0,512747	7,12
110-5/10	диабаз	0,0755 \pm 3	0,705116 \pm 10	0,704902	0,1553 \pm 1	0,512840 \pm 8	0,512639	5,00
111-1/10	диабаз	0,0264 \pm 3	0,703926 \pm 10	0,703851	0,1949 \pm 1	0,513002 \pm 7	0,512749	7,15
31/12	диабаз	0,0999 \pm 4	0,705955 \pm 13	0,705671	0,2048 \pm 1	0,513008 \pm 7	0,512741	7,01

Примечание: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p \times (e^{\lambda T} - 1)$. $\lambda = 0,0000142 \text{ m.y.}^{-1}$. $T = 200 \text{ m.y.}$
 $(e^{\lambda T} - 1) = 0,00284$.

Переменное обогащение радиогенным стронцием (^{87}Sr) и низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах и диабазах ФК, по сравнению с базальтами СОХ можно объяснить тем, что в их образовании участвовал материал погружающейся в зоне субдукции океанической коры с пелагическими осадками [40 миллионов лет..., 2005]. На Nd-Sr корреляционной диаграмме [Фор, 1989] в квадранте II все точки пород ФК образуют локальное поле вблизи и правее мантийной последовательности и параллельно ей. Это указывает на то, что Nd и Sr из других источников примешивались к магме до ее излияния на дно моря. Обогащение вулканитов ФК радиогенным ^{87}Sr и вызванное этим смещение фигуративных точек вправо от мантийной последовательности могло быть обусловлено вкладом субдуктированной океанической коры, содержащей стронций с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое было увеличено за счет добавления морского Sr или изотопного обмена с ним в ходе реакции с нагретой морской водой [Никишин и др., 2005; 200 миллионов..., 2005]. Скорее всего, плавление происходило в мантии, над погружающейся в зоне субдукции океанической пластиной с пелагическими осадками. В результате субдукции мантия была контаминирована с добавлением радиогенного ^{87}Sr , выделившегося при гидратации погружающейся океанической коры. Следовательно, исходный для пород ФК расплав образовался из пород характеризующихся близкими величинами отношений Rb/Sr (0,02-0,07, среднее 0,043) и Sm/Nd (0,32-0,35, среднее 0,33). Мантия здесь была обеднена LIL элементами и поэтому имела более низкие (по сравнению с базальтами СОХ) отношения Rb/Sr и более высокие Sm/Nd .

**Минерагенические особенности пород Фиагдонского
комплекса**

С раннеальпийским (ранний плинсбах – поздний аален) базальтоидным магматизмом на Большом Кавказе (БК) ассоциирует оруденение медно-пирротинового и колчеданно-полиметаллического (кипрского) типов. Однако с породами ФК пространственно ассоциирует группа золото-мышьяково-полиметаллических рудопроявлений Арсином [Чотчаев, Гогичев, 2016] и реальгар-аурипигментовое с золотом рудопроявление Водораздельное-Калдыком, расположенных в правом борту долины р. Бугультадон (левый исток р. Фиагдон). Они сложены базальтовыми пил-

лоу-лавами. Лавовые потоки разделены прослоями (мощностью от 0,1 м до 20-30 м) аргиллитов и алевролитов циклаурской свиты. Интрузивные тела (дайки, силлы) сложены диабазами, габбро-диабазами и двумя штокообразными телами апопикритовых серпентинитов с зональным строением. Внешние зоны сложены диабазами и габбро-диабазами, а внутренние – серпентинитами с реликтами пикритов. Иногда тела серпентинитов лиственитизированы с развитием *Fe* и *Mg* пористых карбонатов, тонкозернистого (т-з) молочно-белого кварца с вкрапленностью т-з шеелита, пирита и редко фуксита. Разрывные нарушения представлены серией зон смятия, дробления и окварцевания субширотного простирания, являющихся опережающими к Адайком-Казбекскому разлому. Рудные тела представлены отдельными кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и зонами окварцевания мощностью до 0,6-4,0 м, протяженностью по простиранию и падению от десятков до первых сотен метров. Жилы пересекают вулканиты и выклиниваются во вмещающих аргиллитах. В минералогических пробах из вулканитов ФК, установлены содержания (в г/т) минералов: пирит и лимонит (до 2000), пирротин (до 156), галенит (до 60), церуссит (до 23), халькопирит (до 45), малахит до (18), сфалерит (до 30) и редко – шеелит, молибденит, киноварь и арсенопирит [Энна, 2006]. В рудных телах установлены: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, шеелит, реже антимонит, реальгар, аурипигмент, киноварь. В штуфных пробах из рудных жил методом ИНАА установлены содержания (в масс. %): *W* – от 0,13 до 2,0-3,58; *Zn* – от 0,04 до 0,12-1,1; *Pb* – от 0,06 до 0,52; *Sb* – от 0,0084 до 0,16; *As* – от 0,016 до 0,08; *Cu* – от 0,013 до 0,36; *Ag* – от 2,5 до 28,6 г/т; *Au* – от 0,19 до 0,65 г/т, а в пробах из лиственитов – *Au* от 0,2 до 3-7 г/т. Определены содержания (в г/т) ряда элементов в: **пирите** – *Au* от 9 до 35; *Ag* от 6 до 34; *Zn* от 46 до 1911; *Co* от 40 до 54; **марказите** – *Sb* от 1946 до 2639; *Ag* от 33 до 58; *Se* до 78; *Co* от 20 до 48; **шеелите** – *Eu* от 29 до 222; *Ce* от 11 до 87; *La* до 80; **галените** – *Cd* до 285; *Ag* до 1992; **сфалерите** – *Cd* до 7641.

При изучении изотопии свинца в галените из рудопроявления Арсиком установлено, что модельный (*Pb-Pb*) возраст, рассчитанный по двухстадийной модели Стейси-Краммерса, и значениям μ_2 ($^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), W_2 и Th/U составляет 308 млн. лет (табл. 4). Эти данные свидетельствуют о том, что свинец, при образовании галенитов и вольфрам, при образовании шеелита, были мобилизованы из утоненной континентальной коры (палеозойского гранитно-метаморфического фундамента), в которой известны рудопроявления этих металлов [Гурбанов, Арец, 1996; Gurbanov et al., 1994]. Низкие кларковые содержания (в г/т) для $W = 0,3$, $Pb = 0,3$, $Zn = 0,5$, $Mo = 0,3$, $Cu = 0,6$, $Ni = 0,3$, $Co = 0,7$ в породах ультраосновного и основного составов [Виноградов, 1962], отчасти подтверждают этот вывод. Не исключено, что здесь имеется только структурная связь оруденения с вулканитами ФК, обусловленная их хрупкими деформациями, по сравнению с пластичными – во вмещающих глинистых толщах.

Таблица 4.

Результаты изотопного анализа свинца галенитов

№ пробы	Изотопные отношения					Модельный возраст, млн. лет	μ_2	W_2	Th/U
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
546	18,479±7	15,697±6	38,791±15	2,09868±7	0,84948±3	308	10,09	40,76	4,01

Примечание: проба 546 – рудопроявление Арсиком Нижний.

Заключение

1. Впервые породы ФК охарактеризованы надежными геохимическими и изотопными ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование базальтов – устойчивое плато с возрастом 196 ± 4 млн. лет) данными, что согласуется с фаунистическими находками в циклаурской свите [Большой Кавказ..., 2007].

2. На основании интерпретации полученных изотопно-геохимических данных полагаем, что породы ФК образовались в условиях задугового окраинно-морского бассейна, базальты которого близки по геохимическим особенностям к базальтам энсиматических островных дуг сформировавшихся в надсубдукционной офиолитовой геодинамической обстановке (suprasubduction zone ophiolites) [Pearce et al., 1984].

3. Обогащение базальтов LIL элементами, при меньших содержаниях *HFSF*, служит признаком их выплавления из мантии обогащенной субдукционной составляющей, а обеднение пород ФК тяжелыми *REE* указывает на генерацию расплавов в области устойчивости граната, при давлениях более 25 кбар, т. е. на глубинах более 75 км.

4. Рудопроявления Арсиком, Калдыком с *Au*, *W*, *As*, *Pb* и *Zn* минерализацией, пространственно ассоциирующие с вулканитами ФК, по-видимому, образовались в результате переотложения рудных элементов, часть из которых (*W*, *Pb*) могла быть мобилизована из палеозойского фундамента. Структурная связь оруденения с породами ФК обусловлена, скорее всего, их физико-механическими свойствами (хрупкие деформации вулканитов), по сравнению с вмещающими их пластичными глинистыми толщами. Резко повышенные содержания *Au* (0,2–3–7 г/т) в листовенитах, образовавшихся по серпентинизированным пикритам ФК, свидетельствуют о выявлении нового для Северного Кавказа золото-лиственитового с шеелитом типа рудной минерализации.

(От редакции: важно отметить, что на Малом Кавказе (в Армении) известны месторождения и рудопроявления *Au*, ассоциирующиеся с метасоматически измененными гипербазитами. Это крупное Зодское месторождение в Армении, и многочисленные месторождения и рудопроявления ртути. Они относятся к березит-лиственитовой формации метасоматитов, сопровождающих золотое оруденение, отсюда, что теперь авторы статьи обратили внимание на признаки их золотоносности и в Северной Осетии).

Авторы статьи искренне признательны академику И. В. Чернышеву за содействие в проведении изотопных исследований.

Литература

1. Абакумова Л. Н. и др. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1994. – 242 с.

2. Абрамович И. И. и др. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1997. – 498 с.

3. Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1975. – №8. – С. 5-24.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 276 с.
5. Богатииков О.А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. – М.: Наука, 1987. – 331 с.
6. Большой Кавказ в альпийскую эпоху/Ред. Леонов Ю.Г. – М.: Изд. ГЕОС, 2007. – 340 с.
7. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 299 с.
8. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555-572.
9. Грицевич В.П., Плошко В.В. Формации гипербазитов Большого Кавказа и их асбестонность. Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Вып. 1. – Алма-Ата: КНИИМС, 1977. – С. 34-38.
10. Гурбанов А.Г., Арец И. Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. – 1996. – Т. 4. №4. – С. 386-406.
11. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М.: Изд. КДУ, 2011. – 209 с.
12. Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Труды института геологических наук. Изд. АН СССР Вып. 118. Петрографическая серия №33. – 1950. – 174 с.
13. Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа // Тектоника Средиземноморского пояса. – М.: Наука, 1980. – С. 172-179.
14. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклиального вулканизма. – М.: Недра, 1983. – 194 с.
15. Ломизе М.Г., Суханов М.К. Дайковый пояс Большого Кавказа: среднеюрская задуговая структура // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2006. – Т. 81. Вып. 6. – С. 9-15.
16. Никишин А.М. и др. 400 миллионов лет геологической истории Южной части Восточной Европы. – М.: Изд. МЦГК «Геокарт», 2005. – 349 с.
17. Остроумова А.С., и др. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1995. – 163 с.
18. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 2009. – 198 с.
19. Снежко В.А., Снежко Е.А. Раннемезозойские базальтоидные комплексы Северной Осетии и их рудоносность // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. – Новочеркасск: НГТУ, 1994. – С. 65-74.
20. Суханов М.К. Казбекский диабазовый пояс Центрального Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М. – 1975. – 25 с.
21. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
22. Чотчаев Х.О., Гогичев Р.Р. Геологические особенности и характеристика

золотоносности Теплинского рудного узла // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – №4. – С. 128-143.

23. Школьник С. И., Резницкий Л. З., Бараш И. Г. Возможность диагностики задуговых палеобассейнов по высокоградным ортометаморфитам (на примере основных кристаллосланцев слюдяного кристаллического комплекса, Южное Прибайкалье) // Геохимия. – 2011. – № 12. – С. 1253-1270.

24. Энна Н. Л. Структурно-фациальные особенности нижне – среднеюрских отложений междуречья Черек Балкарский – Терек // Проблемы геологии, геоэкологии и минерации юга России и Кавказа. – Новочеркасск. – 2006. – Т 1. – С. 15-31.

25. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы/Гл. ред. А. Ф. Морозов. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. – 388 с.

26. Gurbanov A.G. et al. Origin of granodiorite gneisses and related tungsten mineralization, North Caucasus, Russia // Intern. Geol. Rev. Vol. 36. – 1994. – P. 259-271.

27. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolite. Marin basin Geology. Geol. Soc. Spec. Publ. London. – 1984. – V. 16. – P. 77-94.

28. Philip H. et al. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. – 1989. – V. 161. – P. 1-21.

29. Pohl J.R., Hess J.C., Gurbanov A.G. Jurassischer Ozeanboden – Tholeiite im Groben Kaukasus (UdSSR) – Hinweis auf einen bislang unbekanntem ophiolite – complex // Beih. Europ. J. Miner. – 1990. – Vol. 2. – P. 201.

30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. №42. – 1989. – P 313-345.

31. Wedepohl K. H. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust. Natur Wissenschaften. – 1981. Bd 68. – S. 110-119.

DOI: 10.23671/VNC.2017.4.9523

PALEOGEODYNAMICAL RECONSTRUCTIONS AND MINERAGENCY OF EARLY-JURASSIC BASALT-ULTRABASITIC FIAGDONSKIY COMPLEX (REPUBLIC NORTHERN OSSETIA-ALANIA, CAUCASUS, RF) ON PETROCHEMICAL, GEOCHEMICAL AND, ISOTOPIC DATA

© 2017 A. G. Gurbanov^{1,2}, Sc. Candidate (Geol.-Min.), V. M. Gazeev^{1,2},
Sc. Candidate (Geol.-Min.), A. B. Lexin¹, A. Ya. Dokuchaev¹, Sc. Candidate
(Geol.-Min.), Yu. V. Goltsman¹, Sc. Candidate (Geol.-Min.), T. I. Oleynikova¹, Sc.
Candidate (Geol.-Min.), O. A. Gurbanova³, Sc. Candidate (Chemical)

¹Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Russia, 362027,
RNO-Alania, Vladikavkaz, Markusa Str., 22, e-mail: gurbanov@igem.ru;

²Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS,
Russia, 119017, Moscow, Staromonetny Lane, 35;

³Educational Institution of Higher Education M. V. Lomonosov Moscow State
University, Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1

The firstly obtained isotope-geochemical data, allows to specify the geodynamics situation in the course of origin of Fiagdon complex (FC) rocks are reported in this article. Early Alpine magmatic complexes, which have been investigated during middle-and end of XX century, were not described by modern isotope-geochemical data. This flaw was supply by on principle new data obtained, on base of which the following conclusions were done:

- on the diagnostic diagrams the rocks of FC are concentrated in the fields of basalts of MORB, marginal sea or in zone of overlapping fields basalts MORB and IAT;
- comparison of multielements spectrums and spectrums of distribution of REE with N-MORB standart, shown its closeness to tholeiitic basalt of the back arc basins, which are intermediate between MORB and IAT;
- value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in basalts and picrites of FC are vary in the range from 0,7038 to 0,7057 and correlated with basalts of ensymatical island arc and marginal sea;
- geodynamics conditions of origin of FC rocks are correspond as suprasubduction zone;

The radically increased content of gold (from 0,2 to 3-7 ppm) in serpentinite with process of listvenitization alteration suggests that a new for the Great Caucasus gold-listvenitital type with scheelite of ore mineralization was revealed.

Keywords: the Great Caucasus, basalt, dolerite sills, dykes and stocks of gabbro-diabase, lenses of serpentinites, isotope-geochemical data, basalts of: MORB, marginal sea or basalts MORB and IAT – ensymatical island arc, tholeiitic basalt of the back arc basins. gold-listvenitizatic type with scheelite of ore mineralization.

References

1. Abakumova L. N. i dr. Izuchenie ofiolitovykh kompleksov pri geologicheskom kartirovanii [Study of ophiolite complexes in geological mapping]. Seriya metodicheskikh rukovodstv po geodinamicheskomu analizu pri geologicheskom kartirovanii. SPb: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 1994, 242 p. (in Russian)
2. Abramovich I. I. i dr. Osnovy geodinamicheskogo analiza pri geologicheskom kartirovanii [Fundamentals of geodynamic analysis in geological mapping]. Seriya metodicheskikh rukovodstv po geodinamicheskomu analizu pri geologicheskom kartirovanii. SPb: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 1997, 498 p. (in Russian)
3. Afanas'ev G. D., Gurbanov A. G., Suhanov M. K. Novye dannye o geologicheskom stroenii vostochnoj chasti Glavnogo Kavkazskogo hrebta na primere Gornoj Osetii [New data on the geological structure of the eastern part of the Main Caucasian Range on the example of Mountainous Ossetia]. Izv. AN SSSR, Ser. Geol, 1975, No. 8, pp. 5-24. (in Russian)
4. Balashov Ju. A. Geohimija redkozemel'nykh jelementov [Geochemistry of rare earth elements]. M.: Nauka, 1976, 276 p. (in Russian)
5. Bogatikov O. A. i dr. Petrologija i geohimija ostrovnykh dug i okrainnykh morej [Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas]. M.: Nauka, 1987, 331 p. (in Russian)
6. Bol'shoj Kavkaz v al'pijskuju jepohu [The Great Caucasus in the Alpine Era]. Red. Leonov Ju. G., M.: Izd. GEOS, 2007, 340 p. (in Russian)
7. Borsuk A. M. Mezozojskie i kajnozojskie magmaticheskie formacii Bol'shogo Kavkaza [Mesozoic and Cenozoic magmatic formations of the Greater Caucasus]. M.: Nauka, 1979, 299 p. (in Russian)
8. Vinogradov A. P. Srednie sodержanija himicheskikh elementov v glavnykh tipah izverzhennykh gornyh porod zemnoj kory [The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust]. Geohimija, 1962, No. 7, pp. 555-572. (in Russian)
9. Gricevich V. P., Ploshko V. V. Formacii giperbazitov Bol'shogo Kavkaza i ih asbestonosnost' [Formations of the hyperbasites of the Greater Caucasus and their asbestos content]. Geologija, mineralogija i zakonomernosti razmeshhenija nerudnykh poleznykh iskopaemykh, Issue. 1, Alma-Ata: KNIIMS, 1977, pp. 34-38. (in Russian)
10. Gurbanov A. G., Arc I. Kriterii vol'framonosnosti granitov pozdnepaleozojskoj diorit-granitnoj formacii, Severnyj Kavkaz [Criteria of tungsten content of granites of the Late Paleozoic diorite-granite formation, Northern Caucasus]. Petrologija, 1996, Vol. 4, No. 4, pp. 386-406. (in Russian)
11. Koronovskij N. V., Demina L. I. Magmatizm kak indikator geodinamicheskikh obstanovok [Magmatism as an indicator of geodynamic environments]. M.: Izd. KDU, 2011, 209 p. (in Russian)
12. Lebedev A. P. Jurskaja vulkanogennaja formacija Central'nogo Kavkaza [Jurassic volcanogenic formation of the Central Caucasus]. Trudy instituta geologicheskikh nauk, Izd. AN SSSR Issue 118, Petrograficheskaja serija No. 33, 1950, 174 p. (in Russian)

13. Lomize M. G., Suhanov M. K., Cvetkov A. A. Kavkazskaja okraina Tetisa v nachale al'pijskogo etapa [The Caucasus margin of Tethys at the beginning of the Alpine stage]. Tektonika Sredizemnomorskogo pojasa, M.: Nauka, 1980, pp. 172-179. (in Russian)
14. Lomize M. G. Tektonicheskie obstanovki geosinklinal'nogo vulkanizma [Tectonic environments of geosynclinal volcanism]. M.: Nedra, 1983, 194 p. (in Russian)
15. Lomize M. G., Suhanov M. K. Dajkovyj pojas Bol'shogo Kavkaza: srednejurskaja zadugovaja struktura [Dike belt of the Greater Caucasus: Middle Jurassic back-arc structure]. Bjul. Mosk. o-va ispytatelej prirody, Otd. geol., 2006, Vol. 81, Issue 6, pp. 9-15. (in Russian)
16. Nikishin A. M. i dr. 400 millionov let geologicheskoy istorii Juzhnoj chasti Vostochnoj Evropy [400 million years of geological history of the Southern part of Eastern Europe]. M.: Izd. MCGK «Geokart», 2005, 349 p. (in Russian)
17. Ostroumova A. S., i dr. Petrologicheskoe izuchenie magmaticeskikh asociacij kollizionnyh obstanovok [Petrological study of magmatic associations of collisional environments]. SPb: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 1995, 163 p. (in Russian)
18. Petrograficheskij kodeks Rossii [Petrographic Code of Russia]. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovanija, SPb: Izd. VSEGEI, 2009, 198 p. (in Russian)
19. Snezhko V. A., Snezhko E. A. Rannemezozojskie bazal'toidnye komplekсы Severnoj Osetii i ih rudonosnost' [Early Mesozoic basaltoid complexes of North Ossetia and their ore content]. Geologija, ocenka i lokal'nyj prognoz mestorozhdenij cvetnyh, redkih i blagorodnyh metallov, Novocherkassk: NGTU, 1994, p. 65-74. (in Russian)
20. Suhanov M. K. Kazbekskij diabazovyj pojas Central'nogo Kavkaza [The Kazbek Diabase belt of the Central Caucasus]. Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk, M. 1975, 25 p. (in Russian)
21. For G. Osnovy izotopnoj geologii [Fundamentals of isotope geology]. M.: Mir, 1989, 590 p. (in Russian)
22. Chotchaev H. O., Gogichev R. R. Geologicheskie osobennosti i harakteristika zolotonosnosti Teplinskogo rudnogo uzla [Geological features and characteristics of gold content of the Teplinsky ore cluster]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2016, No. 4, – pp. 128-143. (in Russian)
23. Shkol'nik S. I., Reznickij L. Z., Barash I. G. Vozmozhnost' diagnostiki zadugovyh paleobassejnov po vysokogradnym ortometamorfitam (na primere osnovnyh kristalloslancev sljudjanogo kristallicheskogo kompleksa, Juzhnoe Pribajkal'e) [Possibility of diagnostics of back-arc paleobasins by high-grade orthometamorphites (on the example of the main crystal schists of the mica crystalline complex, Southern Baikal region)]. Geohimija, 2011, No. 12, pp. 1253-1270. (in Russian)
24. Jenna N. L. Strukturno-facial'nye osobennosti nizhne – srednejurskih otlozhenij mezhdurech'ja Cherek Balkarskij – Terek [Structural-facial features of the Lower-Middle Jurassic sediments of the Cherek Balkarsky-Terek interfluve]. Problemy geologii, geojekologii i mineragenii juga Rossii i Kavkaza, Novocherkassk, 2006, Vol. 1, pp. 15-31. (in Russian)
25. 400 millionov let geologicheskoy istorii juzhnoj chasti Vostochnoj Evropy [400 million years of geological history of the southern part of Eastern Europe]. Gl. red. A. F. Morozov, M.: Geokart, GEOS, 2005, 388 p. (in Russian)
26. Gurbanov A. G. et al. Origin of granodiorite gneisses and related tungsten mineralization, North Caucasus, Russia // Intern. Geol. Rev. Vol. 36. – 1994. – P. 259-271.
27. Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. Marin basin Geology. Geol. Soc. Spec. Publ. London. – 1984. – V. 16. – P. 77-94.
28. Philip H. et al. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. – 1989. – V. 161. – P. 1-21.
29. Pohl J. R., Hess J. C., Gurbanov A. G. Jurassischer Ozeanboden – Tholeiite im Groben Kaukasus (UdSSR) – Hinweis auf einen bislang unbekanntem ophiolith – complex // Beih. Europ. J. Miner. – 1990. – Vol. 2. – P. 201.
30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. №42. – 1989. – P 313-345.
31. Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust. Naturwissenschaften. – 1981. Bd 68. – S. 110-119.