

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ТРАНСПОРТИРОВКИ РАСПЛАВА К ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

А.М. Курчавов*, Е.В. Толмачева**, А.И. Якушев***

Аннотация. Гранитоиды КМВ представлены сиенит-граносиенит-щелочно-гранитной ассоциацией. Давший их расплав сформировался в две стадии. Изначально он был насыщен летучими компонентами преимущественно углекислого состава и хлором. Это способствовало его быстрому подъему к поверхности земли и расслоению с образованием полосчатости. Первичные отношения изотопов Sr и Nd, обильные и разнообразные ксенолиты, цирконы с более древними ядрами, нарушения изотопных равновесий Ar и Sr свидетельствуют, что расплав явился результатом преобразования разнородного исходного материала, главным образом корового происхождения. В то же время близость изотопных отношений Sr у разных типов гранитоидов, близость состава разноокрашенных полосок, идентичность содержания и характера распределения в них РЗЭ говорят о высокой степени гомогенизированной расплава. Кристаллизация его началась с выделения короткопризматических цирконов, апатита, сфена, затем пироксенов при температурах $1280^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$ и давлении более 5 кбар. Позднее образовывались длиннопризматические цирконы, плагиоклаз, амфибол, биотит – при температуре $1010\text{--}950^{\circ}\text{C}$ и давлении 5–3 кбар. Взаимодействие расплава с породами эвапаритовой толщи юры – миоцена при движении к поверхности земли привело к его обогащению F, B, S, Sr, Ba. Дальнейший подъем магмы к поверхности земли сопровождался интенсивным катаклизмом вкрапленников, неравномерным распределением в расплаве флюида, который обогащал отдельные полосы и струи. В менее обогащенных флюидом (темноокрашенных) полосках деформация вкрапленников более интенсивная, чем в обогащенных (светлоокрашенных) полосках. Температура гомогенизации РВ в лейстах плагиоклаза темноокрашенных полосок колеблется от 900°C до 850°C , а светлоокрашенных полосок – в пределах $880\text{--}820^{\circ}\text{C}$. Основная масса полосок состоит из одних и тех же минералов (полевые шпаты, пироксен, амфибол, биотит, кварц, магнетит), но в обогащенных флюидом (светлоокрашенных) полосках больше плагиоклаза и кварца, с чем и связана их более светлая окраска. В матрице обедненных флюидом (темноокрашенных) полосок больше темноцветных минералов, что придает им более темную окраску.

Ключевые слова: полосчатость гранитоидов, стадийность формирования расплава, состав включений, генерации цирконов.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из фундаментальных задач современной петрологии заключается в раскрытии процесса формирования магматического расплава по мере его продвижения от места зарождения к поверхности земли.

В этом отношении гранитоиды Кавказских Минеральных Вод (КМВ) исключительно информативны. Были раскрыты основные черты строения слагаемых ими тел, состав пород, их геохимические и изотопные характеристики [3; 4; 5; 8; 9; 10; 14]. Были высказаны положения о значительном влиянии на состав гранитоидов процессов ассимиляции вмещающих отложений [14]. Подчеркивалось, что фракционная кристаллизация дополнялась флюидно-магматическим взаимодействием и сопровождалась контаминацией расплава материалом вмещающих пород [10], чем объясняется также нарушенность изотопных равновесий [4; 9].

В то же время не нашла должного отражения специфическая особенность гранитоидов КМВ – повсеместно проявленная их полосчатость (расслоенность) и причина этого явления.

Полученные нами наблюдения о составе и степени флюидонасыщенности соседствующих разноокрашенных полосок, взаимоотношениях разных генераций цирконов с другими минералами и содержании в них РЗЭ, составе и температуре гомогенизации газовой-жидких включений в минералах, в совокупности с данными предшествующих исследований, позволили поставить задачу выявления текстурно-вещественных признаков условий зарождения и стадийности формирования расплава в процессе его транспортировки к поверхности земли. Это имеет принципиальное значение для познания закономерностей становления магматических тел не только КМВ, но и других регионов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОИДОВ КМВ

Гранитоиды КМВ, известные также в литературе как лакколлиты КМВ или Пятигорья, представлены сиенит-граносиенит-щелочно-гранитной ассоциацией. Они расположены в южной части Скифской платформы и являются наиболее северными проявлениями позднекайнозойского магматизма

* Курчавов Анатолий Михайлович – д. г.-м. н., в. н. с. Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН).

** Толмачева Елена Васильевна – к. г.-м. н., ст. н. с. Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН) (Helena-Tolmacheva@yandex.ru).

*** Якушев Антон Игоревич – н. с. Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН).

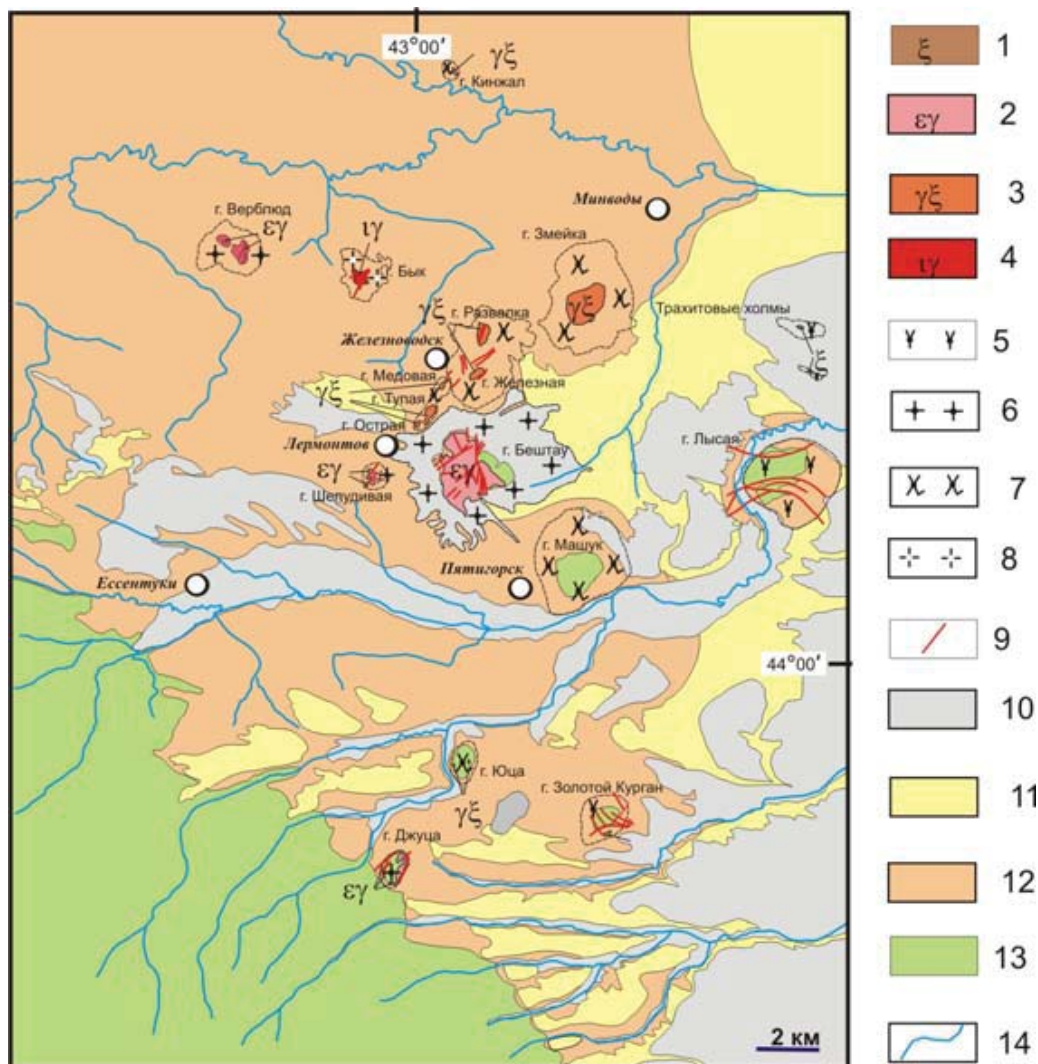


Рис. 1. Геологическая схема района расположения лакколлитов КМВ по (Носова и др., 2005)

1 – тела сиенитового, 2 – щелочногранитного, 3 – граносиенитового состава, 4 – лейкограниты. Не вскрытые эрозией: 5 – сиениты, 6 – щелочные граниты, 7 – граносиениты, 8 – лейкограниты. 9 – разломы. Осадочные отложения: 10 – четвертичные, 11 – неогеновые, 12 – палеогеновые, 13 – меловые, 14 – речная сеть

Предкавказья. Как и все позднекайнозойские магматические проявления Кавказа и Предкавказья они приурочены к Транскавказской системе поперечных глубинных дислокаций земной коры. Появление позднекайнозойского магматизма в пределах платформы обусловлено наличием здесь зоны повышенной проницаемости в узле пересечения Транскавказских субмеридиональных глубинных расколов и субширотного Терского глубинного разлома и воздействием на континентальную кору мантийного плюма [Богатиков и др., 2010]. Возникшая система глубинных разломов предопределила особенности строения Кавминводской структуры. В целом намечается ее асимметричность с двумя центрами (рис. 1). Амфиболовые граниты (массивы Бештау, Джуца) и лейкограниты (массивы Козьи Скалы, Шелудивая)

тяготеют к центральной и к северо-западной части структуры (лейкограниты массива Бык, некоторые дайки массива Кинжал), в то время как более основные – сиенитовые разности сосредоточены на востоке ее (массивы Золотой Курган, Трахитовые горки). Промежуточные разности – граносиениты (массивы Змейка, Развалка и др.) расположены между этими крайними разновидностями пород. Гранитоиды прорывают чехол Скифской платформы, представленный эвапаритовой толщей верхов мезозоя – нижнего миоцена. Время их внедрения – 8.3 млн лет назад [2, 9]. Где контакты гранитоидных тел с вмещающими отложениями крутые – видимых изменений вмещающих пород не видно, а где контакты более пологие – распространены датолитовые скарны (юг Змейки, Золотой Курган, Верблюд, Бештау) и грейзены (Бык). Наблюдаются

также флюоритсодержащие брекчии (Шелудивая).

Гранитоиды слагают штоки, реже – дайкообразные тела. По данным низкочастотного микросейсмического зондирования штока Бештау выявлена и реконструирована корневая система, уходящая вертикально на глубины более 20 км до границы с мантией и включающая не только подводные каналы, но и вероятные магматические очаги [13].

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ КМВ

Петрографические, минералогические и изотопные особенности гранитоидов КМВ детально рассмотрены ранее [3; 4; 5; 8; 9; 10; 14]. Гранитоиды КМВ представлены тонкокристаллическими порфировидными разновидностями состава от сиенитов до граносиенитов и щелочных гранитов. Все разновидности имеют порфировидные структуры и содержат от 10 до 30 % вкрапленников, представленных в лейкогранитах плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем, к которым в гранитах присоединяется роговая обманка (паргасит – ферроэденит), а в граносиенитах и сиенитах – биотит (флогопит), клинопироксен (диопсид и салит). Среди аксессуаров – циркон, апатит, сфен, магнетит, топаз. Вкрапленники равномерно распределены в породе и идентичны по составу в различно окрашенных полосах: окраска полос связана исключительно с окраской основной массы. Все гранитоиды обогащены Sr и Ba. При этом граносиениты обогащены крупноионными литофильными элементами, но обеднены высокочargedными элементами, типичными для гранитов А типа. Граниты сохраняют многие геохимические особенности граносиенитов, но их геохимический облик ближе к коровым выплавкам S типа, за исключением явно выраженного обогащения Sr и Ba. Гранитоиды насыщены летучими компонентами как в валовых пробах породы, так и в ряде минералов. В породе отмечены F (до 0,38 мас. %), S (до 0,4 мас. %), CO₂ (до 1,78 мас. %), вода (около 1 мас. %) [10; 14]. Во вкрапленниках амфиболов содержание F составляет 0,7–1,64 мас. %, в слюдах – до 7,76 мас. % [10].

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ КМВ

Отличительная черта всех гранитоидных тел – прекрасно выраженная полосчатая текстура за счет чередования темно- и светлоокрашенных полосок (рис. 2). Полосчатость нередко образует складки (рис. 3). Темноокрашенные полоски – часто укороченные и напо-



Рис. 2. Тонкая полосчатость гранитоидов КМВ

Вверху – восток-северо-восточный склон г. Змейка. Внизу – карьер на юго-западном склоне западной вершины г. Верблюд. Фото А.М. Курчагова



Рис. 3. Полосчатость, образующая складки

Слева – г. Шелудивая (южное подножье), справа – гора Змейка (северо-восточный склон). Фото А.М. Курчагова



Рис. 4. Характер проявления темноокрашенных полосок в гранитоидах КМВ

На фото А.М. Курчагова – обнажения горы Змейка

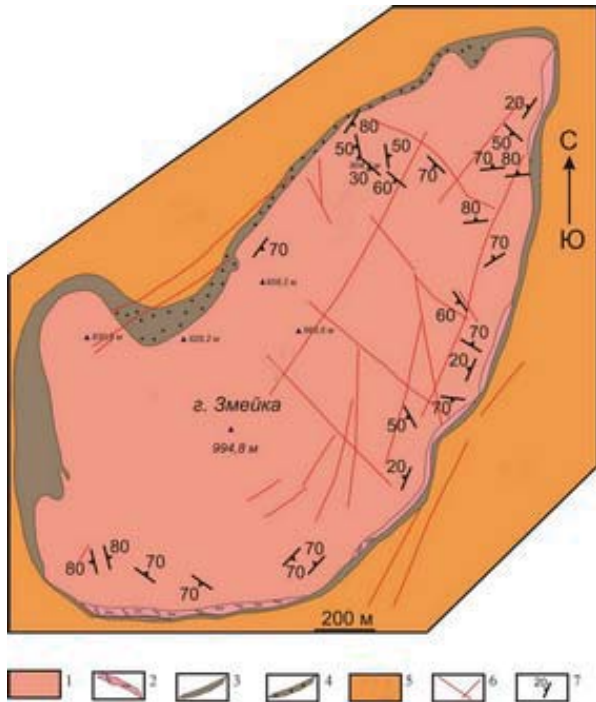


Рис. 5. Схема геологического строения г. Змейка
 Условные обозначения: 1 – полосчатые граносиенит-порфиры, 2 – прибортовые брекчи, 3, 4 – зоны орозовикования и скарнирования, 5 – нижнемиоценовые мергели, 6 – разломы, 7 – элементы залегания полосчатости

минают фьямме в инимбритах. На границе со светлыми полосками они имеют эндоконтактовую зону (мощностью около 1 см) более плотного сложения и более темного цвета, чем основная масса. Зона перехода от контактовой зоны к светлым полосам более резкая, чем к темным (рис. 4) [6]. В темных полосках

наблюдаются более темные «затеки» из контактовой зоны между основной массой и вкрапленниками. Эта полоска не затрагивает вкрапленники, что свидетельствует об ее образовании после кристаллизации вкрапленников.

Замеры пространственной ориентировки полосчатости пород позволили существенно уточнить особенности строения слагаемых тел (в данном примере массив г. Змейки), однозначно свидетельствуя о штокообразном залегании (рис. 5).

Флюидонасыщенность светлых и темных полос (н/магнитная и эл/магнитная фракции) резко различна (таблица 1, рис. 6). В сумме флюидонасыщенность в высокотемпературной области (Т = 550–700° С) составляет 14.8 условных единиц (усл. ед.) в светлых и 0.33 усл. ед. в темных полосках (таблица 1). В обогащенных флюидом (светлых) полосках основная масса более зернистая, кристаллизовалась несколько позднее и при более низких температурах, чем в обедненных флюидом (темных) полосках. В последних основная масса более тонкозернистая, вкрапленники более интенсивно деформированы, их поверхность меньше корродирована. И хотя основная масса полос, обогащенных и обедненных флюидом, состоит из одних и тех же минералов (полевых шпатов, пироксена, амфибола, чешуек биотита, рассеянных кристаллов магнетита и кварца в интерстициях между ними), соотношения между этими минералами в них разные. Основная масса светлых полос содержит больше

Таблица 1
Флюидонасыщенность разноокрашенных полосок. Гора Верблюд

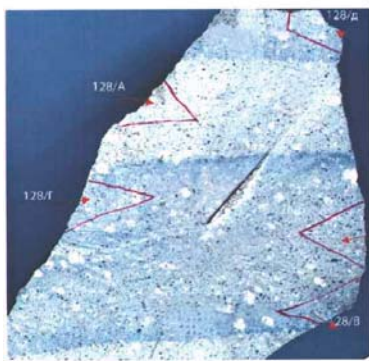
Фракции	Окраска полос	Температурные интервалы газовыделения и коэффициенты флюидонасыщенности в них (Fусл.ед.)			Сумма F усл.ед.
		Температура	Интервал	Коэффициент	
Не-магнитная	темная	225-360	нет	575-675	F=0.98
	светлая	150-340	нет	550-700	F=19.0
Электро-магнитная	темная	225-363	420-480	590-635	F=2.7
	светлая	150-335	375-410	590-640	F=42.1

Таблица 2

Пример резкого различия состава соседних разноокрашенных полосок. Образец 128
 взят в карьере на юго-западном склоне западной вершины горы Верблюд

Данные хим. анализов

Данные РФА



	Темные полоски				Светлая полоска
	128-Б	128-В	128-Г	Среднее из 3	128-А
SiO ₂	65,00	65,00	65,00	65,00	68,00
TiO ₂	0,38	0,40	0,47	0,42	0,33
Al ₂ O ₃	14,30	14,40	14,50	14,40	13,65
Fe ₂ O ₃	1,32	1,28	1,25	1,28	1,22
FeO	1,05	1,10	1,00	1,05	1,06
MgO	1,55	1,55	1,55	1,55	1,35
CaO	2,30	2,30	2,30	2,30	2,01
Na ₂ O	5,12	5,10	5,04	5,09	5,26
K ₂ O	7,92	8,05	7,97	7,98	6,64
P ₂ O ₅	0,41	0,40	0,37	0,39	0,30

	Темные полоски					Светлая полоска
	128/Б	128/В	128/Г	128/Д	Сред. 4	128/А
SiO ₂	66,32	66,35	66,19	66,42	66,32	68,92
TiO ₂	0,40	0,41	0,41	0,38	0,40	0,30
Al ₂ O ₃	15,26	15,20	15,39	15,36	15,30	14,54
Fe ₂ O ₃	2,48	2,47	2,46	2,47	2,47	2,10
MgO	1,55	1,61	1,52	1,46	1,54	1,46
CaO	2,31	2,31	2,28	2,21	2,28	2,03
Na ₂ O	4,20	4,22	4,24	4,26	4,23	4,45
K ₂ O	6,42	6,37	6,39	6,39	6,39	5,37
P ₂ O ₅	0,35	0,33	0,36	0,35	0,35	0,28

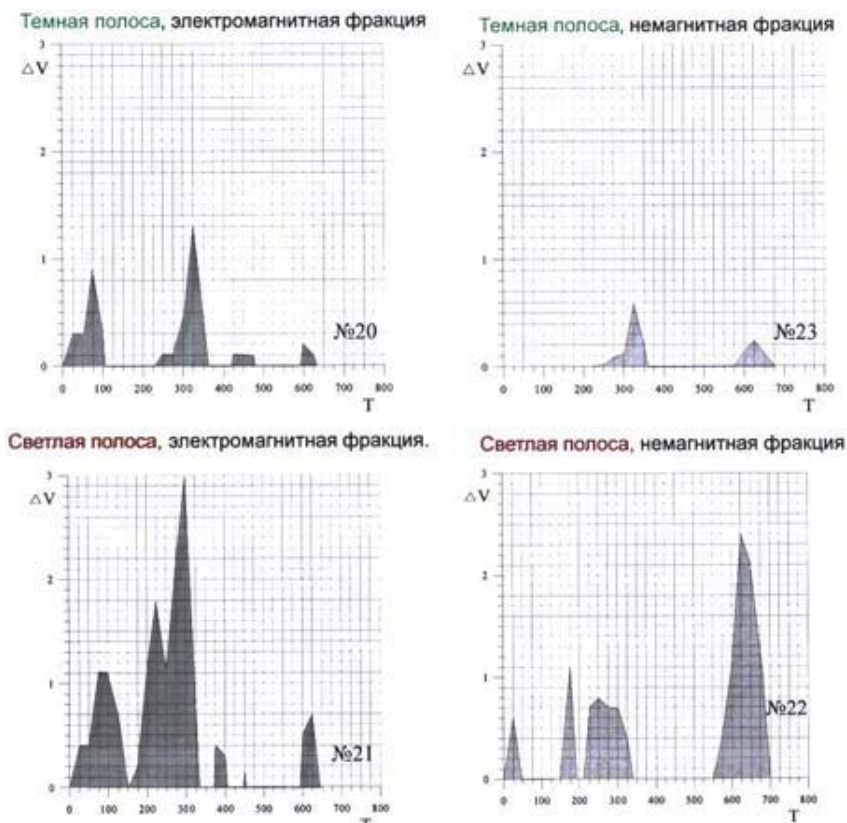


Рис. 6. Характер распределения флюидонасыщенности в разноокрашенных полосках. Гора Верблюд

плагноклаза (№ 28–32) и кварца и потому более светлая. В основной массе темных полос больше пироксена, сфена, что и придает ей темную окраску.

По химическому составу в некоторых случаях эти полоски существенно отличаются друг от друга, причем это фиксируется разными химическими методами (таблица 2). В большинстве же случаев состав соседствующих разноокрашенных полосок основной массы пород близок (таблица 4). В целом, можно говорить лишь о некоторых тенденциях к обогащению светлых полосок кремнеземом, натрием, Pb, Th и к обеднению – Mg, Ba. Близки содержания и характер распределения редкоземельных элементов в разноокрашенных полосках (таблица 3, рис. 7). Обращает на себя внимание, что рисунок распределения РЗЭ во всех случаях идентичен (см. рис. 7 и 8).

СОСТАВ И ТЕМПЕРАТУРЫ ГОМОГЕНИЗАЦИИ РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Все минералы вкрапленников содержат обильные расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения, систематизированные в таблице (таблица 6). Цирконы часто состоят из корродированных ядер и оболочек (рис. 9, № 1). Поверхность ядер цирконов часто облеплена полностью раскристаллизованными

РВ, внутри ядер наблюдаются вторичные РВ и ФВ, образовавшиеся в результате проникновения в них по трещинам расплава и флюида. В оболочках присутствуют редкие первичные полностью раскристаллизованные РВ и субмикроскопические включения сжиженной CO_2 . В пироксенах, кроме включений короткопризматического циркона и апатита, присутствуют многочисленные первичные полностью раскристаллизованные РВ с флюидной фазой. Температура гомогенизации РВ одинакова в светлых и темных полосках и составляет $1280 \pm 10^\circ \text{C}$ (среднее из 4 измерений). В нескольких кристаллах пироксена обнаружены пузырьки сжиженной CO_2 . Присутствие в пироксенах РВ с флюидной фазой (вероятно, жидкой CO_2) свидетельствует об их кристаллизации до проявления в расплавах интенсивной дегазации, а наличие первичных ФВ с жидкой CO_2 позволяет предположить, что давление при их кристаллизации было не менее 5 кбар. В сфенах присутствуют единичные мелкие (2–3 мкм) первичные РВ с флюидной

фазой.

В длиннопризматическом цирконе присутствуют сингенетичные с ними ФВ газовой, реже газожидкой CO_2 . Кроме того, в длиннопризматических цирконах наблюдаются затеки остаточного расплава

Таблица 3
Содержание РЗЭ в темных (128-Б,В,Г,Г/1) и светлых (128-А) полосках гранитоидов горы Верблюд (см. таблица 2)

	128-А	128-Б	128-В	128-Г	128-Г/1
La	63,93	66,18	66,67	69,19	69,72
Ce	111,22	113,14	115,29	118,75	119,75
Pr	11,39	11,72	11,76	12,08	12,22
Nd	41,07	42,87	42,69	43,93	44,47
Sm	7,08	7,46	7,43	7,63	7,74
Eu	1,83	2,13	2,14	2,2	2,22
Gd	5,7	6,07	5,97	6,17	6,21
Tb	0,62	0,67	0,67	0,68	0,69
Dy	2,59	2,77	2,75	2,8	2,83
Ho	0,43	0,46	0,45	0,46	0,47
Er	1,17	1,25	1,24	1,26	1,28
Tm	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15
Yb	0,9	0,92	0,93	0,94	0,96
Lu	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13

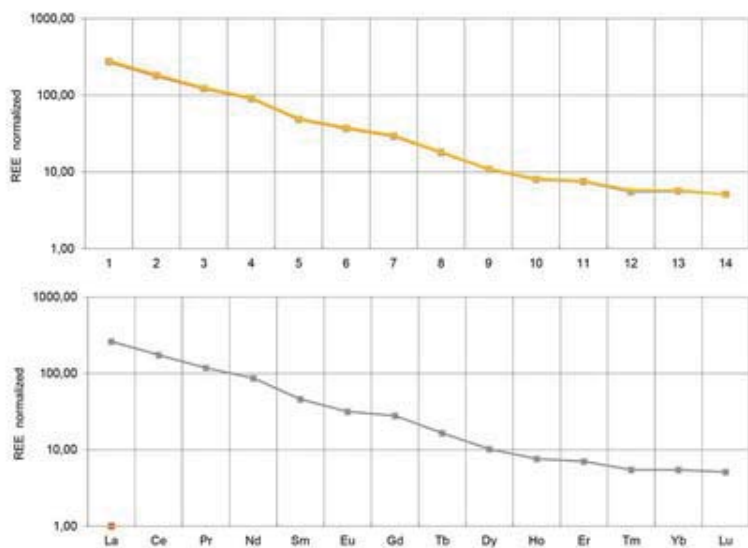


Рис. 7. Характер распределения РЗЭ в темных (вверху) и светлых (внизу) полосках в образце 128 на горе Верблюд (см. таблица 3).

флуоресцентный метод (аналитик А.И. Якушев). Гора Змебка. Точки 203 и 208 – карьер на восток-северо-восточном склоне горы в 0,8 км от вершины; точка 207 – северо-восточный склон горы в 1 км от вершины.

	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая
	203/2	203/3	203/3	203/4	203/7	203/6	203/9	203/8	203/11,12	203/13	207/2	207/1	208/4	208/5
SiO ₂	69,30	69,38	69,49	69,67	69,96	69,54	69,46	69,85	69,33	69,9	69,48	69,82	70,34	70,23
Al ₂ O ₃	14,63	14,90	14,70	14,50	14,51	14,62	14,65	14,70	14,62	14,3	14,61	14,59	14,36	14,51
TiO ₂	0,28	0,25	0,27	0,23	0,24	0,27	0,25	0,26	0,26	0,26	0,28	0,28	0,25	0,26
Fe ₂ O ₃	1,95	1,80	1,86	1,96	1,89	1,88	1,91	1,87	1,89	1,83	1,93	1,93	1,90	1,89
MgO	1,17	1,08	1,20	1,25	1,11	1,11	1,26	1,15	1,32	1,16	1,20	1,14	0,94	1,02
CaO	1,89	1,92	1,86	1,93	1,81	2,10	1,81	1,71	1,84	1,82	1,89	1,81	1,66	1,85
Na ₂ O	4,58	4,68	4,50	4,53	4,37	4,61	4,60	4,56	4,48	4,33	4,67	4,58	4,31	4,35
K ₂ O	5,21	5,13	5,30	5,11	5,26	5,08	5,20	5,14	5,40	5,44	5,09	5,06	5,25	5,12
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,25	0,23	0,24	0,23	0,25	0,24	0,26	0,26	0,23	0,22	0,23	0,21
Rb	320	307	326	314	329	311	331	330	326	335	330	314	345	392
Sr	976	1463	1066	1033	1100	1101	970	896	1018	1069	1169	1269	946	963
Ba	1333	1347	1413	1258	1408	1354	1323	1213	1489	1379	1283	1243	1286	1542
Zr	299	267	254	278	267	268	266	256	290	249	267	286	285	263
Nb	16	17	16	17	17	17	16	16	17	16	17	17	15	16
Tb	52	47	47	52	50	52	51	53	53	51	53	56	46	48
U	21	21	18	21	24	20	17	15	18	17	21	22	19	35
Pb	180	157	159	141	172	163	130	181	175	173	163	174	160	162

Таблица 4 (продолжение). Гора Верблюд, западная вершина. Точки 201 и 216 – карьер на юго-западном склоне горы.

	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая
	201/5 "6"	201/5	201/7	201/6	201/8	201/9	216	216/1	216/3	216/2
SiO ₂	66,23	66,49	66,89	66,85	66,78	66,85	66,80	66,48	66,79	66,68
Al ₂ O ₃	15,50	15,28	15,26	15,32	15,17	15,32	14,95	14,72	14,96	14,71
TiO ₂	0,38	0,38	0,38	0,35	0,37	0,35	0,37	0,34	0,37	0,35
Fe ₂ O ₃	2,46	2,45	2,09	2,39	2,46	2,39	2,33	2,35	2,55	2,31
MgO	1,45	1,45	1,32	1,30	1,42	1,30	1,34	1,20	1,74	1,18
CaO	2,25	2,18	2,09	2,15	2,26	2,15	2,08	1,98	2,08	1,98
Na ₂ O	4,35	4,26	4,24	4,10	4,08	4,10	4,07	3,81	4,05	3,92
K ₂ O	6,33	6,44	6,39	6,44	6,40	6,44	6,38	6,39	6,28	6,34
P ₂ O ₅	0,34	0,33	0,33	0,33	0,35	0,33	0,33	0,35	0,35	0,34
Rb	309	323	312	322	305	322	322	321	319	316
Sr	1075	1185	1141	1370	1234	1370	1094	1134	1326	1226
Ba	2258	2361	2224	2348	2233	2348	2278	2267	2257	2286
Zr	319	339	321	324	314	324	319	307	326	303
Nb	17	16	16	15	16	15	30	27	27	31
Tb	48	55	49	51	49	51	49	52	54	55
U	18	14	16	16	20	16	16	13	16	17
Pb	135	136	155	135	133	135	124	135	131	134

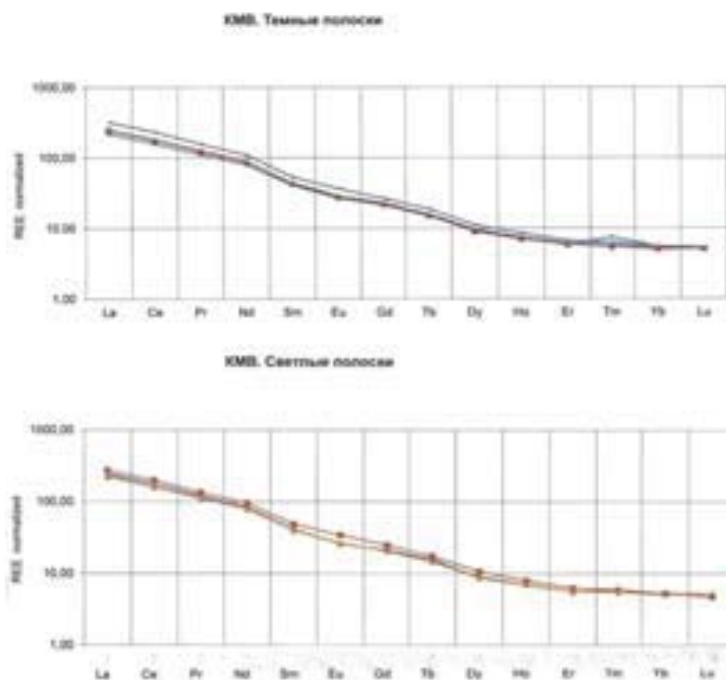


Рис. 8. Характер распределения РЗЭ (нормированных по хондриту) в темных (вверху) и светлых (внизу) полосках гранитоидов КМВ (см. таблица 5).

по осям кристаллов, что характерно для вулканогенных пород. В амфиболах и плагиоклазах с включениями длиннопризматического циркона многочисленны сингенетичные первичные полностью раскристаллизованные РВ без флюидной фазы и ФВ, а также многочисленные вторичные РВ и ФВ. Температуры гомогенизации первичных РВ во вкрапленниках амфибола одинаковы в светлых и темных полосках – 1 010–950° С (10 измерений).

Флюид, отделившийся от расплава, был гетерогенным: он состоял из сингенетичных включений водных растворов солей с кристаллами тех же солей и углекислотных включений (рис. 9, обр. 5). Гетерогенизация флюида происходила при давлениях не более 2.5–3.0 кбар, так как снижение давления до этих величин приводит к проявлению несмесимости во флюиде. Солевые фазы в водносолевых включениях представлены NaCl, реже KCl, апатитом, недиагностированными минералами. Концентрация солевых фаз в водносолевых включениях варьирует, но не менее 50 мас. % в экв. NaCl. Температура гомогенизации первичных водносолевых включений в плагиоклазах $620 \pm 30^\circ$ С. Следовательно, вкрапленники

плагиоклаза кристаллизовались при температуре не менее $620 \pm 30^\circ$ С, но, по-видимому, при более высоких температурах и при участии гомогенного флюида, перегретого выше температуры гомогенизации водносолевого флюида во включениях. Причины, приводящие к гетерогенизации флюида, могут быть разными, но в данном случае основной причиной является резкое снижение давления (от 5 кбар и более до 2.5–3.0 кбар), приводящее к снижению растворимости солей щелочных металлов и углекислоты во флюиде.

ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ ГРАНИТОИДОВ КМВ

Еще одна примечательная черта гранитоидов КМВ – присутствие разных генераций первично магматических цирконов: короткопризматических и длиннопризматических. Многие цирконы содержат переработанные ядра более древних цирконов (рис. 9). Короткопризматические цирконы заключены в пироксенах, а длиннопризматические ассоциируют с плагиоклазами, роговой обманкой. Различия по времени образования подтверждается наблюдениями над температурой гомогенизации расплавных включений в минералах (таблица 6). Температура гомогенизации первичных РВ в пироксенах, заключающих короткопризматические цирконы, составляет $1\ 280 \pm 10^0$ С, а в амфиболах, с которыми ас-

Таблица 5
Содержание РЗЭ в темных и светлых полосках гранитоидов КМВ

	101/10	125/1	109	109a	101/5	101/9	109/1	125/2	130/1
La	60,52	67,24	54,56	56,91	60	60,65	53,04	77,7	62,62
Ce	114,5	127,8	102,2	104,8	112,7	112,6	100,4	148	119,3
Pr	11,74	12,95	10,74	11,06	11,86	11,89	10,69	15,09	12,61
Nd	39,91	45,75	37,47	37,91	41,44	41,64	37,77	52,04	43,84
Sm	6,38	7,47	6,15	6,22	6,76	6,65	6,3	8,21	6,96
Eu	1,5	1,98	1,5	1,55	1,61	1,61	1,55	2,11	1,74
Gd	4,3	5,07	4,21	4,13	4,54	4,46	4,34	5,35	4,76
Tb	0,59	0,65	0,55	0,54	0,58	0,57	0,56	0,7	0,61
Dy	2,18	2,69	2,29	2,21	2,4	2,28	2,37	2,81	2,53
Ho	0,39	0,45	0,4	0,4	0,42	0,4	0,42	0,48	0,43
Er	0,92	1,03	0,92	0,93	0,99	0,97	0,98	1,11	1,04
Tm	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,19	0,16	0,15
Yb	0,84	0,86	0,88	0,83	0,87	0,83	0,91	0,93	0,92
Lu	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14

Примечание:

Выполнены в ИГЕМ РАН на приборе ICPMS. Гора Змейка, карьер на северо-восточном склоне горы: 101/10, 109/1 – темные полоски, 101/5, 101/9, 109/1, 109, 109a – светлые полоски; восточный склон горы; 130/1 – темная полоска. Гора Верблюд, юго-восточное подножье восточной вершины: 125/1 – светлая полоска, 125/2 – темная полоска

Таблица 6

Температуры гомогенизации включений, их состав, последовательность и условия кристаллизации минералов гранитоидов КМВ

Кристаллизующиеся минералы	Типы первичных включений	P-T- условия захвата включений и особенности кристаллизации минералов
Циркон (короткопризматический), апатит	PВ	?
Вкрапленники сфена, пироксена	PВ п.р. с флюидной фазой. Редкие ФВ жСО ₂	T гом. 1280 ± 10 ⁰ С (4 измерения PВ в пироксене), более 5 кбар. Кристаллизация в очаге генерации магмы. T,P одинаковы в светлых и темных полосках
Вкрапленники амфибола, плагиоклаза, циркона (длиннопризматического), биотита, магнетита	Сингенетичные PВ п.р. без флюидной фазы и ФВ (гж Н ₂ О + соли и г., гж. СО ₂). Солевые фазы в водно-солевых включениях представлены NaCl, реже KCl и рудными минералами (С не менее 50 мас. % в экв. NaCl)	T гом. PВ = 1010 – 950 ⁰ С (10 измерений в амфиболе). P = 5 – 3 кбар. Кристаллизация в процессе подъема магмы и дегазации в ней. T,P одинаковы в светлых и темных полосках.
Деформация вкрапленников	и формирование продолжающегося (T = 950 – 900 ⁰ С)	полосчатости в процессе подъема магмы
Лейсты плагиоклаза в основной массе темных полосок.	PВ п.р.	T гом. PВ = 900 – 850 ⁰ С (2 измерения)
Лейсты плагиоклаза в основной массе светлых полосок	PВ п.р.	T гом. PВ = 880 – 820 ⁰ С

Примечание: PВ п.р. – полностью раскристаллизованные расплавные включения. ФВ – флюидные включения (гж – газовой-жидкие, г – газовые, ж – жидкие). T гом. PВ – температура гомогенизации расплавных включений.

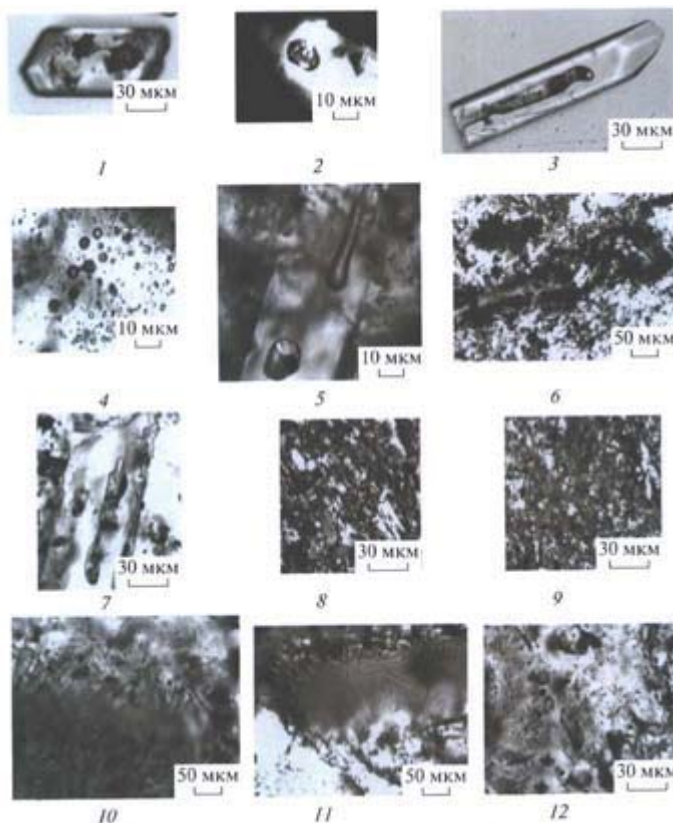


Рис. 9. Минералы и включения в них

1 – короткопризматический циркон с ядром, облепленным полностью раскристаллизованными расплавными включениями, 500С; 2 – первичное расплавное полностью раскристаллизованное включение во вкрапленнике пироксена, 1000С; 3 – длиннопризматический циркон с затеком остаточного расплава (без флюидной фазы), 500С; 4 – сингенетичные PВ, ФВ в периферической части зонального вкрапленника плагиоклаза, 1000С; 5 – сингенетичные высококонцентрированные первичные водно-солевые и газовые включения в плагиоклазе, 1000С; 6 – изогнутый вкрапленник биотита с магнетитом во флюидальной основной массе, 250С; 7 – затеки остаточного расплава (и флюида) по трещинам во вкрапленник амфибола, 500С; 8, 9 – более крупнозернистая основная масса в светлых полосках (8) и более мелкозернистая в темных (9), 500С; 10, 11 – разная степень коррозии поверхности вкрапленников в светлых (10) и темных (11) полосках, 250С; 12 – пористая текстура основной массы в светлых полосках, 250С.

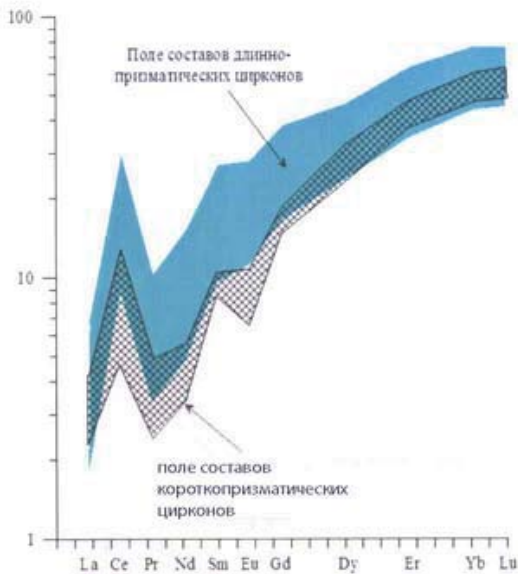


Рис. 10. Характер распределения РЗЭ в ранних (короткопризматических) (крестообразная штриховка) и поздних (длиннопризматических) (синее поле) цирконах

социруют длиннопризматические цирконы, равна $1\ 010\text{--}950^\circ\text{C}$ и одинакова у амфиболов светлых и темных полосок. Определение содержания РЗЭ в отобранных чистых (от включений древних ядер) цирконах показало заметное различие их в разных генерациях при общем сходном характере распределения (рис. 10). Ранние цирконы обеднены РЗЭ, а поздние (длиннопризматические) цирконы обогащены этими элементами. Также особенно заметно меняется содержание Th, U, Nb, Ba, Sr у ранних и поздних цирконов. Так, вариации Th в ранних цирконах колеблются в пределах 48–157 ppm, а в поздних – 201–2 808 ppm. Содержания U в ранних цирконах варьируют в пределах 136–1067 ppm, а в поздних – уже в пределах 2 212–5 943 ppm. Заметна также тенденция к обогащению поздних цирконов Nb, Ba, Sr.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Наличие полосчатости в гранитоидах КМВ говорит о высокой подвижности расплава вследствие насыщенности его летучими компонентами. Наличие полосок позволяет предположить изначальную гетерогенность субстрата, давшего расплав. Об этом свидетельствует более резко проявленная полосчатость пород в местах с обильными ксенолитами, наличие цирконов с более древними ядрами. Этим объясняется неуравновешенность начального изотопного состава Ag и Sr [9]. В то же время отсутствие резких различий в химизме полосок говорит о высокой первоначальной гомогенности расплава. Это подтверждают также практически

идентичный изотопный состав Sr в сиенит-, граносиенит- и гранит-порфирах и сходный характер распределения РЗЭ в разноокрашенных полосках.

Изотопные данные и геохимические особенности гранитоидов КМВ свидетельствуют о преимущественно коровой природе породившего их расплава [4; 9; 10]. Об этом говорят высокие отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7082\text{--}0.7086$, [4; 11]) и отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, варьирующие от $-4,2$ до $-2,1$ [4].

Соотношения между минералами и разные температуры гомогенизации содержащихся в них расплавных включений позволяют проследить последовательность кристаллизации вкрапленников в гранитоидах (таблица 6). Первыми кристаллизовались из расплава короткопризматические идиоморфные кристаллы циркона, игольчатые кристаллы апатита, идиоморфные кристаллы сфена и пироксена. Размеры их не превышают 0,1 мм. Все эти минералы содержат первичные, часто субмикроскопические (в среднем менее 1–2 мкм) расплавные, полностью раскристаллизованные включения с флюидной фазой. В кристаллах пироксена, в которых расплавные включения (РВ) немного крупнее, T гомогенизации РВ с флюидной фазой составляет $1\ 280 \pm 10^\circ\text{C}$ (среднее из 4 измерений) и одинакова в светлых и темных полосках. В нескольких кристаллах пироксена в РВ обнаружены пузырьки, представленные, судя по оптическим признакам, сжиженной CO_2 . Присутствие в этих минералах РВ с флюидной фазой позволяет предположить их кристаллизацию до проявления в расплавах интенсивной дегазации, обусловленной перемещением расплавов вверх, а присутствие в РВ жидкой фазы CO_2 свидетельствует о том, что давление при их кристаллизации было не менее 5 кбар [12].

Позднее кристаллизовались более крупные (0,5–1,5 мм.) вкрапленники амфибола и плагиоклаза, захватывающие идиоморфные мелкие кристаллы длиннопризматического циркона, а также апатита, сфена, пироксена и многочисленные первичные РВ, полностью раскристаллизованные, без флюидной фазы, и сингенетичные с ними флюидные включения (ФВ). Очевидно, магма была флюидонасыщена, так как на поверхности захваченных минералов (например, циркона) наблюдаются как РВ, так и ФВ. Температуры гомогенизации РВ во вкрапленниках амфибола одинаковы в светлых и темных полосках и колеблются в интервале $1\ 010\text{--}950^\circ\text{C}$ (10 измерений). Давление оценивается в пределах 5–3 кбар (таблица 6) [8]. Кроме того, на этом этапе флюид был, по-видимому, гетерогенным, так как в цепочках первичных ФВ наблюдаются сингенетичные высококонцентрированные водно-солевые газо-жидкие ($\text{H}_2\text{O} + \text{соли}$) и более многочисленные существенно газовые (CO_2) включения. Солевые фазы в водно-солевых включениях представлены NaCl, реже KCl, и рудными минералами. Концен-

трация хлоридов в водно-солевых включениях сильно варьирует, но была не менее 50 мас. % в экв. NaCl. Температура гомогенизации первичных водно-солевых включений в плагиоклазе равна $620 \pm 30^\circ \text{C}$. Гетерогенизация флюида позволяет предположить, что давление при кристаллизации амфибола и плагиоклаза было не более 3.0 кбар. Таким образом, кристаллизация вкрапленников амфибола и плагиоклаза происходила из гетерогенной среды (расплава и отделившегося от него флюида), что связано с проявлением дегазации в магме в процессе ее подъема и связанной с этим декомпрессии. Подъем магмы был быстрым и дегазация была интенсивной, о чем свидетельствует многочисленность в них первичных ФВ.

Кроме того, во вкрапленниках амфибола и плагиоклаза часто наблюдаются затеки остаточного расплава по трещинкам, вторичные расплавные включения и многочисленные цепочки вторичных включений. Температуры гомогенизации вторичных водно-солевых включений колеблются в интервале $580^\circ - 420^\circ \text{C}$.

Несколько позднее (или одновременно с амфиболом и плагиоклазом) кристаллизовались вкрапленники биотита и идиоморфные кристаллики магнетита, образующие сростания, состоящие из одного кристалла биотита с множеством мелких кубических идиоморфных кристаллов магнетита в нем, расположенных по зонам роста в биотите или на поверхности зерен. Они кристаллизовались из остаточного расплава, судя по присутствию затеков расплава и вторичных флюидных включений между пластинками в биотите.

Таким образом, одинаковый минеральный состав вкрапленников в темных и светлых полосах, одинаковые температуры гомогенизации РВ в них и одинаковая последовательность кристаллизации минералов свидетельствуют о едином магматическом очаге различно окрашенных полос.

Дальнейший подъем магмы с вкрапленниками сопровождался не только дегазацией, но также интенсивным дроблением и дезинтеграцией более крупных вкрапленников плагиоклаза, появлением субпараллельных изогнутых пластинок биотита, выносом из вкрапленников первичного флюида в межзерновые пространства, внедрением в образовавшиеся при деформациях трещины во вкрапленниках остаточного расплава и флюида и образованием вторичных расплавных и флюидных включений. Главное, это приводило к неравномерному распределению флюида в остаточном расплаве – образованию полос (струй), обогащенных или обедненных флюидом, создающим полосчатую текстуру кристаллизующейся основной массы.

При прохождении расплава сквозь эвапаритовую толщу юры – миоцена он, заимствуя и перерабатывая эти породы, обогащался фтором, бором, серой, а также Sr и Ba.

Неоднородность субстрата при движении расплава к поверхности земли привела к его расслоению в виде разноокрашенных полосок разной степени флюидонасыщенности. Высокая флюидонасыщенность расплава способствовала его быстрому подъему и расслоенности, а различия в насыщенности флюидами основной массы (разноокрашенных) полос обусловили разные условия и время ее кристаллизации, разные структурно-вещественные особенности и, соответственно, разную окраску полос.

Таким образом, изучение текстуры магматических пород, в данном случае полосчатое строение гранитоидов КМВ, позволяет предполагать высокую подвижность расплава, который в процессе длительного движения, а зарождение расплава происходило на глубинах порядка 20–15 км, начал расслаиваться, фиксируя тем самым разнородность породившего его субстрата. Изначально расплав был обогащен преимущественно углеродистыми производными и хлором. В дальнейшем, при прохождении сквозь эвапаритовую толщу позднего мезозоя – миоцена, расплав обогатился фтором, бором, серой, а также стронцием и барием. Дополнительное обогащение флюидами ускорило подъем расплава к поверхности земли и его расслоение.

Изучение флюидных и расплавных включений в минералах, взаимоотношений минералов и характер насыщенности их редкими элементами позволяет детальнее проследить процесс перемещения расплава и его кристаллизацию. В данном случае кристаллизация расплава началась с выделения вкрапленников при температуре $1280 \pm 10^\circ \text{C}$ и давлении более 5 кбар и снижалась до $1010 - 950^\circ \text{C}$ во время кристаллизации амфиболов и плагиоклаза. Остаточный расплав насыщался летучими, РЗЭ, Th и U. Флюид распределялся в расплаве неравномерно с обособлением отдельных полос и струй. Первыми начали обособляться более темноокрашенные полоски при температурах $900 - 850^\circ \text{C}$, в то время как обособление светлоокрашенных полосок происходило в пределах $880 - 820^\circ \text{C}$.

Дальнейший подъем магмы к поверхности земли сопровождался интенсивным катаклизмом выделившихся вкрапленников. При этом в менее обогащенных флюидом (темноокрашенных) полосках деформация вкрапленников более интенсивная, чем в обогащенных (светлоокрашенных) полосках.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00423 и 14-05-00728), программ фундаментальных исследований Президиума РАН (программы 4 – 2010-2011 гг. и программы 18 – 2012-2014 гг.) и базовой тематики ИГЕМ РАН (1.15 П).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А., Курчавов А.М., Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я., Носова А.А. Геолого-петрографические особенности, позднемиоценовых гранитоидов Кавказских Минеральных Вод и их связь с воздействием суперплюма // Доклады Академии Наук, 2010. Т. 432. № 3. С. 365–369.
2. Борсук А.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Прецизионные К – Ar датирование неогеновых интрузивов Транскавказской поперечной зоны и возможные геодинамические следствия // Доклады АН СССР, 1989. Т. 308. № 5. С. 1188–1191.
3. Геологический атлас Кавказских Минеральных Вод // Отв. ред. Н.И. Пруцкий. Ессентуки: Министерство природных ресурсов Российской Федерации, федеральное государственное унитарное геологическое предприятие (ФГУГП) «Кавказгеолсъемка», 2003.
4. Дубинина Е.О., Носова А.А., Авдеев А.С., Аранович Л.Я. Изотопная (Sr, Nd, O) систематика высоко – Sr – Вагранитоидов позднемиоценовых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод // Петрология, 2010, том 18, № 3. С. 22–26.
5. Короновский Н.В., Моляко В.Г., Остафийчук И.А. Петрохимические особенности и условия формирования неогеновых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1986. № 6, С. 39–51.
6. Курчавов А.М. Полосчатость лакколлитов Кавказских Минеральных Вод и проблемы ее формирования // Магматизм и рудообразование. Материалы конференции, посвященной 125 – летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого. – М., ИГЕМ, 2009. С. 75–77.
7. Курчавов А.М. Проблемы формирования полосчатости кремнекислых вулканитов // Литосфера, 2010. № 3. С. 128–134.
8. Курчавов А.М., Толмачева Е.В., Богатиков О.А., Котов А.Б. Особенности формирования гранитоидов Кавказских Минеральных Вод (по результатам изучения расплавленных и флюидных включений в минералах) // Доклады Академии наук, 2013. Т. 452. № 3. С. 308–312.
9. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Авдеев А.С., Носова А.А., Докучаев А.Я., Олейникова Т.И., Гольцман Ю.В. Неуравновешенность начального изотопного состава Ar и Sr в сосуществующих минералах миоценовых гипабиссальных гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод // Доклады академии наук, 2006. Т. 410, № 1. С. 95–100.
10. Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я., Греков И.И., Гурбанов А.Г. Неогеновые позднеколлизионные субщелочные гранитоиды района Кавказских Минеральных Вод: Т – Р – fo2 условия становления, фракционная и флюидно-магматическая дифференциация // Петрология, 2005. Т. 13. № 2. С. 139–178.
11. Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б., Борсук А.М. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. – М.: Наука, 1993. С. 108–125.
12. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. – М.: Мир, 1987. Т. 1/2. 560 с.
13. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Флюидно-магматические системы и вулканические центры Северного Кавказа // Вестник РФИ. 2015.
14. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назарова А.С., Вилюнова Л.П., Баталов Ш.С., Брылина О.М., Афанасьева Л.К. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод // Труды ВИМС. Новая серия. 1959. Выпуск 3. 211 с.

CONDITIONS OF FORMATION AND TRANSPORT OF MELT TO THE EARTH'S SURFACE DURING FORMING OF GRANITOIDS IN THE CAUCASIAN MINERAL WATERS

A.M. Kurchavov*, E.V. Tolmacheva**, A.I. Yakushev***

* Dr, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Sciences (IGEM RAS). Russia, Moscow (kam@igem.ru).

** PhD, Institute of Geology and Geochronology of Precambrian of Russian Academy of Sciences. Sankt-Petersburg (Helena-Tolmacheva@yandex.ru).

*** Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Sciences (IGEM RAS). Russia, Moscow

Abstract. CMWgranitoids are represented by syenite - granosyenite – alkaline granitic association. There are two stages in the formation of the melt that created them. Initially it was saturated with volatile, predominantly carbonic, and chlorine. This contributed to its rapid rise to the surface of the earth and delamination with the formation of banality. Primary ratios of Sr and Nd isotopes, abundant and diverse xenoliths, zircons containing more ancient nuclei, violations of the Ar and Sr isotopic equilibria indicate that the melt was the result of a deep transformation of a heterogeneous starting material, mainly of crustal origin. At the same time, the proximity of the Sr isotopic ratios in different types of granitoids, the proximity of the composition of differently colored stripes, the identity of the content and distribution pattern of REEs indicate a high degree of homogenization of the melt. Its crystallization began with the separation of short-prismatic zircons, apatite, sphene, then pyroxenes at temperatures of $1280^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$ and pressures of more than 5 kbar. The residual melt was saturated with volatile and REE. Later, long-prismatic zircons, plagioclase, amphibole, biotite were formed at a temperature of $1010 - 950^{\circ}\text{C}$ and a pressure of 5 - 3 kbar. The interaction of the melt with the rocks of the Jurassic – Miocene evaporite strata when moving to the surface of the earth led to its enrichment by xenoliths of varying degrees of processing and borrowing from the host rocks F, B, S, Sr, Ba. The further rise of magma to the earth's surface was accompanied by an intense cataclase of released phenocrysts, an uneven distribution of fluid in the melt, which enriched individual bands or streams. In the less enriched (dark-colored) strips of fluid, the phenocrysts are more intense than in the enriched (light-colored) strips. The temperature of homogenization of RV in the sheets of plagioclase of dark-colored strips varies from 900°C to 850°C , and light-colored strips - within $880 - 820^{\circ}\text{C}$. The main mass of strips of different colors consists of the same minerals (feldspars, pyroxene, amphibole, biotite, quartz, magnetite), but in the (light-colored) strips enriched with fluid, more plagioclase and quartz are found, with which they are lighter in color. In the fluid-depleted (dark-colored) strip, there are more dark-colored minerals, which gives it a darker color.

Keywords: Granitoids banding, melt formation stages, composition of inclusions, zircon generation.

REFERENCES

1. Bogatikov O.A., Kurchavov A.M., Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Dokuchaev A.YA., Nosova A.A. Geologo-petrograficheskie osobennosti, pozdnemiocenovyyhgranitoidov Kavkazskih Mineral'nyh Vod i ih svyaz' s vozdejstviem superplyuma // *Doklady Akademii Nauk*, 2010. T. 432. № 3. S. 365–369.
2. Borsuk A.M., Ivanenko V.V., Karpenko M.I. i dr. Precizionnye K–Ar datirovanie neogenovyh intruzivov Transkavkazskoj poperechnoj zony i vozmozhnye geodinamicheskie sledstviya // *Doklady AN SSSR*, 1989. T. 308. № 5. S. 1188–1191.
3. Geologicheskij atlas Kavkazskih Mineral'nyh Vod //Otv. red. N.I. Pruckij. Essentuki: Ministerstvo prirodnyh resursov Rossijskoj Federacii, federal'noe gosudarstvennoe unitarnoe geologicheskoe predpriyatie (FGUGP) «Kavkazgeols» emka», 2003.
4. Dubinina E.O., Nosova A.A., Avdeenko A.S., Aranovich L.YA. Izotopnaya (Sr, Nd, O) sistematika vysoko – Sr – Bagranitoidovpozdnemiocenovyyh intruzivov rajona Kavkazskih Mineral'nyh Vod // *Petrologiya*, 2010, tom 18, № 3. S. 22– 256.
5. Koronovskij N.V., Molyavko V.G., Ostafijchuk I.A. Petrohimicheskie osobennosti i usloviya formirovaniya neogenovyh intruzivov rajona Kavkazskih Mineral'nyh Vod //Izv. AN SSSR. Ser. Geol. 1986. № 6, S. 39–51.
6. Kurchavov A.M. Poloschatost' lakkolitov Kavkazskih Mineral'nyh Vod i problemy ee formirovaniya // *Magmatizm i rudoobrazovanie. Materialy konferencii, posvyashchennoj 125 – letiyu so dnya rozhdeniya akademika A.N. Zavarickogo.* – M., IGEM, 2009. S. 75–77.
7. Kurchavov A.M. Problemy formirovaniya poloschatosti kremnekislyh vulkanitov // *Litosfera*, 2010. № 3. S. 128–134.
8. Kurchavov A.M., Tolmacheva E.V., Bogatikov O.A., Kotov A.B. Osobennosti formirovaniya granitoidov Kavkazskih Mineral'nyh Vod (po rezul'tatam izucheniya rasplavnyh i flyuidnyh vkladyucheniij v mineralah) // *Doklady Akademii nauk*, 2013. T. 452. № 3. S. 308–312.
9. Lebedev V.A., CHernyshev I.V., Avdeenko A.S., Nosova A.A., Dokuchaev A.YA., Olejnikova T.I., Gol'cman YU.V. Neuravnoveshennost' nachalnogo izotopnogo sostava Ar i Sr v sosushchestvuyushchih mineralov miocenovyyh gipabissal'nyh granitoidov rajona Kavkazskih Mineral'nyh Vod // *Doklady akademii nauk*, 2006. T. 410, № 1. S. 95–100.
10. Nosova A.A., Sazonova L.V., Dokuchaev A.YA., Grekov I.I., Gurbanov A.G. Neogenovye pozdnokollizionnye subshchelochnye granitoidy rajona Kavkazskih Mineral'nyh Vod: T – P – fo2 usloviya stanovleniya, frakcionnaya i flyuidno-magmaticheskaya differenciaciya // *Petrologiya*, 2005. T. 13. № 2. S. 139–178.
11. Pol' I.R., Hess YU.S., Kober B., Borsuk A.M. Proiskhozhdenie i petrogenезis miocenovyyh trahiriolitov (A-tip) iz severnoj chasti Bol'shogo Kavkaza // *Magmatizm riftov i skladchatyh poyasov.* – M.: Nauka, 1993. S. 108–125.
12. Ryodder E. Flyuidnye vkluyucheniya v mineralah. – M.: Mir, 1987. T. 1/2. 560 s.
13. Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., Lihodeev D.V. Flyuidno-magmaticheskie sistemy i vulkanicheskie centry Severnogo Kavkaza // *Vestnik RFFI*. 2015.
14. Sobolev N.D., Lebedev-Zinov'ev A.A., Nazarova A.S., Vilyunova L.P., Batalov SH.S., Brylina O.M., Afanas'eva L.K. Neogenovye intruzivy i domezozojskij fundament rajona Kavkazskih Mineral'nyh Vod // *Trudy VIMS. Novaya seriya*. 1959. Vypusk 3. 211 s.

