

ЛИТЕРАТУРА:

1. Коробейников А.Ф., Масленников В.В. Закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана. - Томск.: Изд-во ТГУ, 1994. 337с.
2. Нарсеев В.А., Абдулин А.А., Матвиенко В.Н. Наноминералогия золота золоторудных месторождений основных промышленных типов. // Отечественная геология. 2000. №3. С.20-40.
3. Петровская Н.В. Самородное золото. - М.: Наука, 1973. 330 с.

TYPOMORPHIC FEATURES OF NATIVE GOLD FROM THE WESTERN KALBA

Yu. S. Ananyev

Results obtained when investigations into typomorphic features of the native gold from some deposits set within the Western Kalba region are presented. It has been show that the gold is mostly fine and native. The visible gold is fixed only in the veins and stockwork quartz-sulfide veins. The gold standards increase with the depth in the quartz-veined ores, and are of complicated and wave like character in the veinlet-disseminated and disseminated ones.

УДК 550.42+549.2:552.11

АКЦЕССОРНАЯ САМОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ЕЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.И.Баженов, Т.И.Полужкова, К.Л.Новоселов

В статье обобщены результаты исследований самородных металлов и интерметаллидов в различных генетических группах гранитоидных массивов Алтае-Саянской складчатой области и Колывань-Томской складчатой зоны. Формирование металлидов в гранитоидных магмах обязано двум различным стадиям, разграниченным во времени. В наиболее раннюю, протемагматическую, стадию обособляются сферические выделения феррита в виде рудных капель, погружение которых носило ламинарный характер в вязком магматическом расплаве. Во вторую стадию, позднемагматическую низкотемпературную, основную роль в формировании металлидов играют восстановители, природа которых разнообразна. Сделан вывод о возможности использования самородной акцессорной минерализации при решении вопросов петрогенезиса гранитоидов и их потенциальной рудоносности.

Проблема формирования гранитной магмы, ее движения в условиях континентальной коры, механизм становления интрузивных тел (механизм интрузии магмы), эволюция магмы в пределах первичного и вторичного магматических очагов, термодинамика магматического процесса, петрохимия и геохимия магматизма, физико-химические причины формирования порообразующих и акцессорных минералов всегда привлекали внимание геологов, особенно потому, что гранитоиды относятся к наиболее распространенным глубинным породам по сравнению с другими группами интрузивных пород. По всем проблемам гранитоидного магматизма высказывались различные точки зрения. В последнее время широко используются методы термодинамики, геохимии, петрологии, а также экспериментальные исследования, объясняющие механизм формирования гранитной магмы. С этих позиций большой интерес представляют исследования Л.Л. Перчука [1], обстоятельно рассмотревшего роль глубинных флюидных потоков в рождении гранитов. Им показано, что процесс гранитизации в значительной степени контролируется поступлением существенно водного флюида глубинного происхождения, взаимодействующего с породами земной коры и выносящего из них компоненты.

Дальнейшим развитием представлений о процессах гранитообразования являются результаты исследований В.С. Попова [2], посвященных изучению условий залегания гранитов, фазовых соотношений в модельных кварц-полевошпатовых системах и возможного состава источников гранитных магм. Он показал, что гранитообразование сводится к частичному

плавлению твердого корового вещества, в результате которого нередко сохраняются реликты кристаллической фазы, не перешедшие в расплав. В качестве таких реликтовых минералов (реститов) могут быть и многие тугоплавкие акцессории (циркон, магнетит, гематит, ильменит и др.).

Согласно классификации Чаппелла-Уайта на основе геохимии, минералогии и геологических взаимоотношений гранитоиды подразделяются на I-, S-, A- и M-типы.

Гранитоиды типа I являются производными нижней коры и образуются за счет материала магматического происхождения. На основании многолетнего изучения гранитоидных массивов юга Западной Сибири к I-гранитам относятся Тургундинский, Элекмонарский, Каракудюрский, Саракочинский, Инской интрузивы Горного Алтая, Андатский и Тигертышский в восточной части Кузнецкого Алатау и др.

Генетическая группа S-гранитов, формирование которых обязано палингенному плавлению коры, включает Белокурихинский, Катандинский, Онгудайский (Мало-Ильгуменский), Юстыдский (Богутинский), Турочакский массивы Горного Алтая, Мохнатухинский массив Северо-Западного Алтая, Базойский массив (КТСЗ, юго-западная часть Томской области). Глубинную разновидность этой группы представляют гранитоиды Кубадринского массива и небольшое тело по рч. Хыстыштубек (левый приток р. Кубадры), находящиеся в пределах Курайского хребта в юго-восточной части Горного Алтая. Формирование их связано с динамотермальным метаморфизмом и располагаются они на площадях, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами.

A-гранитам соответствуют породы массива Цыган, расположенного в пределах Синюхинского золоторудного поля в Горном Алтае.

Акцессорные минералы в течение длительного времени привлекают внимание минералогов, петрографов и геохимиков. Если в начале изучались терригенные компоненты осадочных горных пород, что давало возможность определить биоклиматические условия формирования кластического материала, реконструировать область питания и пути переноса этого материала, условия седиментации, то позже акцессории широко использовались для изучения магматических и метаморфических горных пород. Такой подход к акцессорным минералам безусловно оправдан, т.к. дает возможность получать обширную дополнительную информацию о петрогенезисе, магматизме, металлогении, геохимии изверженных пород.

Авторами в течение длительного времени изучаются гранитоидные тела юга Западной Сибири, в результате чего получены материалы, опубликованные в многочисленных статьях. В них обсуждаются природа магматического расплава, ассоциации акцессорных минералов, изменения их кристалломорфологических особенностей в зависимости от Eh и pH магматического расплава, радиоактивности в латеральных и вертикальных сечениях интрузивного тела, типоморфные особенности кристаллов, их регенерация в палингенных (анатектических) расплавах, возможности использования минералов-ферромагнетиков как критериев пластообразной формы интрузивного тела. Весьма информативны ассоциации акцессорных минералов и элементов-примесей в них.

Исследованиями последних лет показано, что гранитоиды АССО и КТСЗ содержат разнообразные металлиды и интерметаллиды (табл.1). По морфогенетическим признакам выделяются два типа самородных минералов. Первый тип представлен ферритом, всегда образующим идеальные сферические агрегаты с блестящей поверхностью. Второй тип объединяет выделения неправильной формы в виде зерен, чешуек, проволочек, которые сложены разнообразными металлами, их сплавами, а также чешуйками графита.

Первый морфогенетический тип представляет исключительно сферические агрегаты феррита или продуктов его окисления. В последнем случае в зависимости от интенсивности окислительного процесса можно наблюдать различное строение таких сферических глобул от нацело окисленных до шариков, содержащих различное количество зерен феррита. Иногда в глобулах отмечаются округлые пустотки, свидетельствующие об участии в формировании ферритовых выделений газовой фазы.

ФЕРРИТ относится к наиболее распространенным металлидам в гранитоидах, всегда находится в шарообразной оболочке оксидного вещества. Размер оксидных глобул колеблется обычно от 0,1 до 0,8 мм, а в гранитоидах Элекмонарского массива отдельные из них в диаметре превышают 10 мм; поверхность глобул гладкая, с сильным металловидным блеском, иногда с синеватым отливом (рис.1). Выделения металлида редко имеют округлую или близ-

Таблица 1
Распространенность самородных аксессуарных минералов в гранитоидных массивах

МАССИВЫ	Металлы и полуметаллы											Интерметаллические сплавы				
	Au	Ag	Cu	Sn	Pb	Zn	Fe	Hg	Bi	Sb	As	C	(Cu-Zn)	(Sn-Pb)	(Pb-Sn)	(Cu-Au-Ag)
I - Г Р А Н И Т Ы																
Каракудюрский	○	○	●	●	●	○	●	○	○	○	○	●	●	●	●	○
Элекмонарский	○	○	●	●	●	○	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Саракокшинский	○	●	●	●	●	○	●	○	○	○	○	○	●	●	●	○
Инской	●	●	●	●	●	○	●	●	●	●	●	○	●	●	●	○
Тургундинский	○	○	●	●	●	○	●	○	○		○	○	○	●	●	○
Андатский	○	○	○	●	●	○	○	○	○	○	○	○	●	●	●	○
S - Г Р А Н И Т Ы																
Белокурихинский	○	○	●	●	●	○	○	○	○	○	○	○	●	●	●	○
Кубадринский	○	○	●	●	●	○	○	○	○	○	○	●	●	●	●	○
Юстыдский	○	○	●	●	●	●	●	○	○	○	○	●	●	●	●	○
Мохнатухинский	○	○	●	●	●	○	●	○	○	○	○	●	●	●	●	○
Турочакский	●	○	○	0,2г/т	●	○	○	○	●	○	○	●	○	●	●	○
Базойский	○	●	●	0,1г/т	●	○	●	○	○	○	○	○	●	●	●	●
A - Г Р А Н И Т Ы																
Цыган	●	●	0,2г/т	●	●	○	●	○	○	○	○	○	●	●	●	○

Примечание: ● – минерал установлен; ○ – минерал не установлен.

кую к ней форму, чаще они неправильные, каплевидные, угловатые с неровными краями (рис.2), размер их – $90 \times 70 - 140 \times 140 \mu\text{m}$. Количество ядер феррита в глобуле обусловлено интенсивностью окислительного процесса: от 1–2 ядер до полного отсутствия их в оксидной оболочке. Оксидные глобулы, не содержащие феррита, или устанавливаемые в единичных случаях, наиболее обычны для гранитоидов многофазного Элекмонарского массива. Частота встречи ферритовых глобул в породах достаточно четко коррелируется с количеством темноцветных породообразующих минералов, а также акцессорных магнетита и ильменита: металлик обычно содержится в гранитоидах, обедненных магнетитом или полностью лишенных его, а ильменит является доминирующим аксессуаром. Можно отметить преимущественное нахождение феррита в эндоконтактных фациях гранитоидных тел, непосредственном контак-

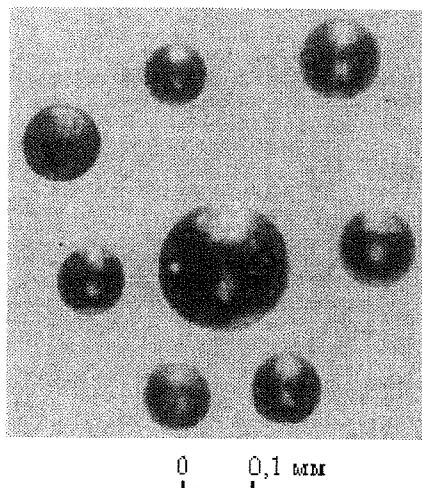


Рис.1. Глобулы оксидного вещества, содержащего феррит

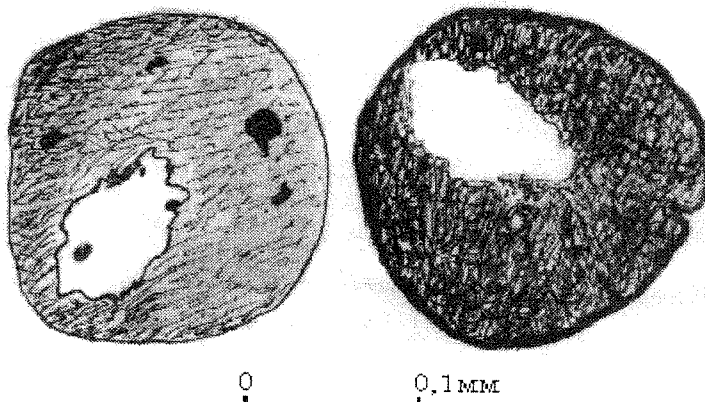


Рис.2. Внутреннее строение глобул: белое – ядра феррита, темное – оксидная оболочка со структурой распада

те с вмещающими рогами или на незначительном удалении от него. Отмеченная закономерность наблюдается как в I-гранитах (Элекмонарский, Каракудюрский, Тургундинский массивы), так и в S-гранитах (Юстыдский, Мохнатухинский, Базойский массивы). В гранитоидных телах Синюхинского золоторудного поля (Саракокшинский, Инской, Цыган) феррит встречается, кроме того, в центральных частях интрузивных тел, однако, преимущественно в участках гранитоидов, контактирующих с дайками или разбитых глубинными разломами.

В составе феррита выделенных генетических групп гранитов содержание Fe обычно находится в пределах 94,01 – 98,60%, лишь феррит А-гранита массива Цыган отличается заметно пониженным содержанием Fe – 91,57%. Среди примесных элементов в различных количествах присутствуют Ti, Si, Al, Cr, Ni, Mn (табл.2).

К сквозным примесным элементам относятся Cr и Mn, однако их распределение в ферритах различных генетических групп гранитов имеет свои особенности. Так, ферриты I-гранитов отличаются повышенными содержаниями Cr и наибольшими вариациями их величин (0,07–1,13%), довольно стабильной примесью Mn (0,40–0,84%); в ферритах S-гранитов наблюдается обратная тенденция: стабильные и низкие содержания Cr (0,13–0,58%), более высокие концентрации Mn и широкий разброс их величин – 0,1–2,15%. Определенные отличия химизма феррита отмечаются в распределении Ti и Si. Ферриты I-гранитов в различных концентрациях постоянно содержат примесь Ti, спорадически отмечается Si, в S-гранитах Si – постоянная примесь в феррите, а Ti установлен лишь в феррите Турочакского плутона (1,55%) и Белокурихинского массива (сотые доли %). Следует заметить, что ферриты из отдельных массивов коровых гранитов характеризуются разнообразием примесных элементов. Так, в ферритах из мелкозернистого аплитовидного гранита Белокурихинского массива установлено высокое содержание P (8,06–9,23%), который, возможно, присутствует в виде самостоятельной фазы, обогащенной фосфором (шрейберзит?). Ферриты из всех разновидностей пород Базойского массива постоянно содержат примеси Pb и Cu.

Феррит А-гранитов массива Цыган резко отличается высокими содержаниями Ti, Cr, Mn (табл.2).

Таблица 2

Химический состав аксессуарного феррита (мас. %)

М А С С И В Ы	Ti	Si	Al	Cr	Ni	Mn	Fe
I - Г Р А Н И Т Ы							
Каракудюрский (4)	0,01	0,43	0,04	0,87	0,07	0,84	94,55
Элекмонарский (8)	0,01	2,30	—	0,07	0,03	0,40	96,40
Саракокшинский (5)	0,16	—	—	0,68	—	0,55	98,60
Инской (2)	1,13	—	—	1,13	—	0,53	98,42
Тургундинский (2)	3,37	—	—	0,07	—	—	95,48
S - Г Р А Н И Т Ы							
Белокурихинский (10)	0,04	1,32	0,02	0,24	0,015	0,74	94,01
Турочакский (5)	1,55	0,60	—	0,49	—	0,1	98,00
Кубадринский (1)	—	0,50	—	0,13	—	2,15	95,70
Юстыдский (7)	—	0,30	0,05	0,58	0,11	0,58	95,78
Базойский (13)	—	—	—	0,48	—	0,57	96,73
A - Г Р А Н И Т Ы							
Цыган (3)	4,42	—	—	1,79	—	2,01	91,57

Примечание. 1 – цифры в скобках – число анализов, прочерк – элемент не установлен, отсутствие знака – элемент не определялся; 2 – анализы феррита и других самородных в последующих таблицах выполнены на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-MICRO в ИГЯФ СО РАН, г. Якутск (аналитики В.Ф. Махотко, В.Ю. Панков, О.Б. Олейников), в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик Л.Н. Поспелова).

Оксидная оболочка всегда окружает ферритовые ядра и обычно содержит в различных количествах включения мелких кристаллов циркона, апатита, плагиоклаза, которые концентрируются преимущественно по периферии матриц. Оксидные глобулы наиболее детально изучены в базитовых гранитоидах Элекмонарского плутона [3], в сиалических гранитоидах Юстыдского [4] и Базойского массивов. По составу и особенностям внутреннего строения выделено две группы матриц оксидных оболочек: 1) однородные, представляющие собой гомогенное оксидное вещество с отсутствующей структурой распада твердого раствора; 2) полифазные, состоящие из гетерогенного оксидного вещества с проявившейся в различной степени структурой распада твердого раствора (рис.2).

Гомогенной фазой оксидной оболочки характеризуются глобулы гранитоидов Базойского и Юстыдского массивов, при этом в Базойском массиве матрица имеет однородное закаленное строение во всех изученных разновидностях пород, в Юстыдском массиве она характерна исключительно для глобул, образованных в непосредственном контакте с вмещающими рогами (расстояние до контакта с биотитовым рогами не превышает 1 – 3 м).

В химическом составе оксидных оболочек в различных количествах постоянно присутствуют Si, Ti, Al, Cr, Mn, Mg (табл.3), а также отмечаются Na, K, Ca, Ba, Sr, появление которых обязано микровключениям кристаллов плагиоклаза, микроклина. При этом содержание примесных элементов достаточно индивидуально для оксидной оболочки глобулы как в различных петрографических разновидностях пород одного массива, так и в различных интрузивах. Гомогенная фаза глобулы S-гранитов Юстыдского массива характеризуется повышенным содержанием Si (12,25%), Al (1,20%), и примесью Ti (сотые доли %). Гомогенная оксидная оболочка гранитоидов Базойского массива отличается неравномерным распределением примесных элементов даже в пределах одной матрицы. Например, анализ, выполненный в нескольких точках одной и той же матрицы, показал вариации в содержании Si, Ti, Mn от тысячных долей до 10%. Подобное неравномерное распределение примесных элементов не связано с включениями посторонних минеральных фаз. В целом отмечается тенденция увеличения содержания Ti, Mn в оксидной оболочке глобул от пород ранних интрузивных фаз (щелочной граносиенит, щелочнополевошпатовый гранит) к более поздним фазам внедрения: аляскитам (вторая фаза) и аплитам (третья фаза). Химический состав оксидной оболочки из различных пород Базойского массива, пересчитанный на наиболее распространенные шпинелевые минералы – магнетит FeFe_2O_4 , якобит MnFe_2O_4 , ульвешпинель Fe_2TiO_4 , а также на фаялит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, в котором связан весь кремнезем, представлен на диаграмме (рис.3).

Таблица 3

Химический состав оксидных оболочек глобулей (мас.%)

Оксидная оболочка	Порода, интрузивная фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO
Г О М О Г Е Н Н А Я	Юстэдский массив							
	Гранит из контакта с роговиком (5)	9,05-16,21 12,25	0,00-0,10 0,05	0,93-1,49 1,20	0,53-4,53 1,52	75,15-82,88 79,41	0,8-1,77 1,438	0,00-0,16 0,06
	Базойский массив							
	Щелочной граносиенит (6)	0,00-1,12 0,44	0,00-36,58 12,86	0,00-0,46 0,23		50,52-91,62 75,96	0,002-3,34 1,15	0,001-0,18 0,059
	Щелочнополевошпатовый гранит (2)	0,002-9,20 4,61	0,00-0,085 0,04	0,098-0,226 0,16		85,18-92,27 88,725	0,051-1,87 0,96	0,021-0,04 0,03
	Аляскит (4)	0,00-10,0 3,70	0,00-40,17 19,89	0,00-1,79 0,519		46,59-90,54 66,725	1,6-2,88 2,29	0,018-0,098 0,061
	Аплит из контакта щелочнополевошпатовым гранитом (1)	0,01	36,85	0,00		44,61	5,56	0,072
	Электронарский массив (титаномагнетитовая фаза)							
	Биотит-роговообманковый диорит, 2 фаза (4)	0,00-0,04 0,01	0,81-1,39 1,06	0,18-0,67 0,40	0,00-1,02 0,51	97,26-98,38 97,80	0,13-0,28 0,21	0,00-0,02 0,01
	Мелкозернистый гранодиорит, 3 фаза (6)	0,03-0,12 0,06	2,22-3,31 2,93	0,00-4,20 1,24	0,13-0,44 0,25	94,72-96,51 95,10	0,18-1,29 0,39	0,00
	Средне-, крупнозернистый гранит, 4 фаза (6)	0,00	1,16-10,08 7,30	0,00-1,40 0,70	0,05-1,12 0,51	87,59-96,59 90,51	0,57-1,31 0,98	0,00
Г Е Т Е Р О Г Е Н Н А Я	Юстэдский массив (магнетитовая фаза)							
	Гранит из контакта с роговиком (3)	0,55-1,33 1,04	0,03-0,04 0,03	0,18-0,48 0,32	1,58-3,10 2,44	89,48-91,72 90,37	0,94-1,13 1,06	0,00-0,11 0,06
	Катаклазированный гранит близ дайки аплита (2)	0,88-1,44 1,16	0,00-0,13 0,065	0,31-1,42 0,865	2,06-6,15 4,105	85,97-91,29 88,63	1,26-1,27 1,265	0,02-0,07 0,045
	Порфировидный гранит (2)	2,20-3,08 2,64	0,08-0,1 0,09	0,77-0,79 0,78	1,36-1,41 1,385	89,42-89,62 89,52	1,08-1,20 1,14	0,12-0,26 0,19
	Крупнозернистый гранит (1)	0,45	0,01	0,26	5,98	87,36	1,52	0,16
	фаялитовая фаза							
	Крупнозернистый гранит (1)	20,18	0,04	1,62	0,42	72,36	1,15	0,02
	Катаклазированный гранит близ дайки аплита (2)	21,42-22,31 21,87	0,01-0,02 0,015	1,70-1,72 1,71	0,61-0,75 0,68	71,25-72,04 71,645	2,44-2,48 2,46	0,02
	Порфировидный гранит (2)	21,29-24,75 23,02	0,05	2,16-3,01 2,59	0,54-0,64 0,59	67,62-67,76 67,68	2,36-2,38 2,37	0,07-0,39 0,23

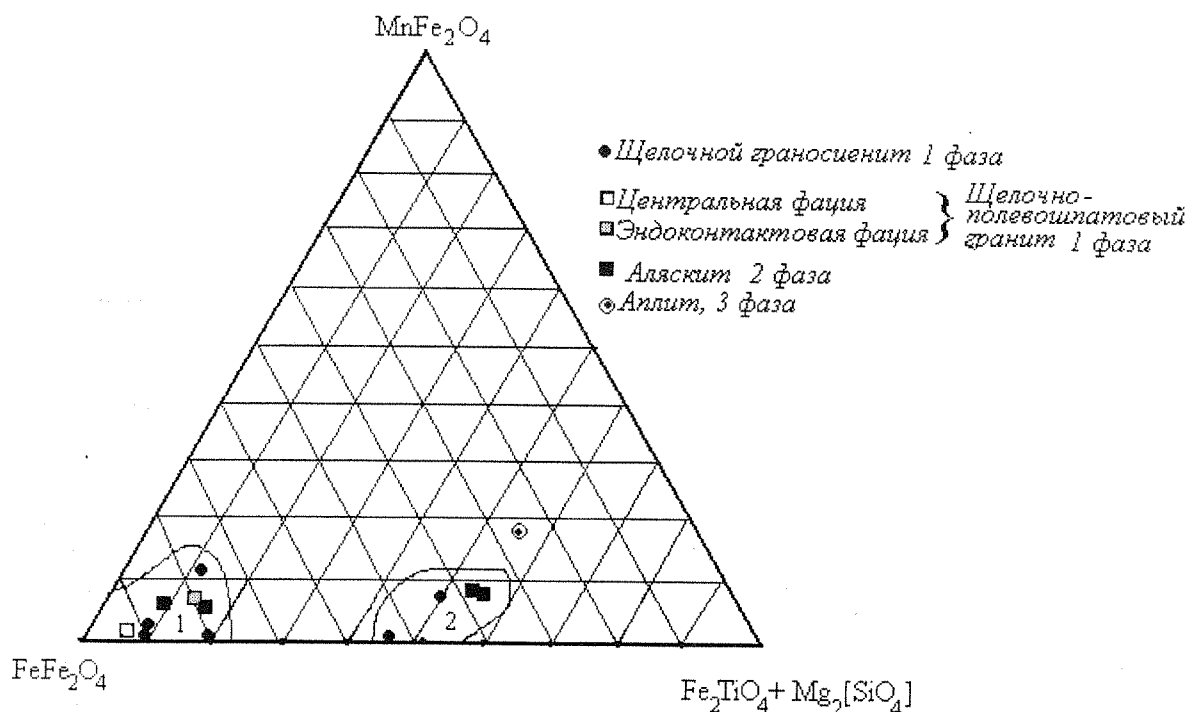


Рис.3. Химический состав оксидных оболочек глобулей из гранитов Базойского массива: 1-магнетитовая, 2-гомогенная магнетит-ульвешпинель-фаялитовая фазы

Как следует из диаграммы, составу оксидной оболочки соответствует два поля, отвечающие двум минеральным фазам. Первое поле характеризует существенно магнетитовую фазу, которая типична для оксидных оболочек глобулей из всех разновидностей пород данного массива, при этом оксидные оболочки из щелочнополевошпатового гранита 1 интрузивной фазы центральной части массива содержат минимальное количество якобитового минала и соответствуют практически чистому магнетиту – $(\text{Fe}^{2+}_{0,99}\text{Mg}_{0,001}\text{Mn}_{0,001})_{0,993}(\text{Fe}^{3+}_{1,99}\text{Ti}_{0,003}\text{Al}_{0,005})_{1,999}\text{O}_4$; оксидные оболочки из этой же разновидности породы эндоконтактовой фации отвечают марганцево-кремниевому магнетиту – $(\text{Fe}^{2+}_{0,812}\text{Mg}_{0,002}\text{Mn}_{0,061})_{0,875}(\text{Fe}^{3+}_{1,625}\text{Si}_{0,338}\text{Al}_{0,009})_{1,972}\text{O}_4$. Второе поле на диаграмме, промежуточное по составу, представлено гомогенной смесью магнетитовой, ульвешпинелевой и фаялитовой фаз. Промежуточным составом обладает незначительная часть оксидных оболочек глобулей из щелочного граносиенита первой интрузивной фазы и аляскита второй фазы. Оксидная оболочка глобулей из дайки аплита третьей интрузивной фазы отличается более высоким содержанием якобитового минала и наименьшим – магнетитового.

Вторая группа оксидных оболочек, *гетерогенная*, пользуется наибольшим распространением. Гетерогенным строением обладают глобулы гранитоидов Элекмонарского и Юстыдского массивов. Однако строение и химизм оболочек из генетически различных гранитоидных тел имеет свои особенности (рис.4).

Основу глобулей I-гранитов Элекмонарского массива составляет титаномagnetитовая матрица, содержащая многочисленные включения микролитов фторapatита, сфена, циркона, пирротина, каплевидных выделений халькопирита, пентландита, пирита, золота, плагиоклаза №45–50, кварца, а также раскристаллизованного стекла. Титаномagnetитовая матрица представляет собой структуру распада твердого раствора, которую образуют ламелли ильменита, тонкосетчатая ульвешпинель и ориентированные игольчатые вроски рутила. Особенности химизма титаномagnetитовой матрицы и продуктов распада твердого раствора детально разобраны в работе А.И. Баженова и др. [3]. Характерной особенностью химического состава титаномagnetитовой матрицы является увеличение содержания в ней Ti и Mn от пород ранних интрузивных фаз к поздним, что объясняется такими физико-химическими факторами, как температура и скорость остывания глобул, увеличивающееся парциальное давление кислорода [5].

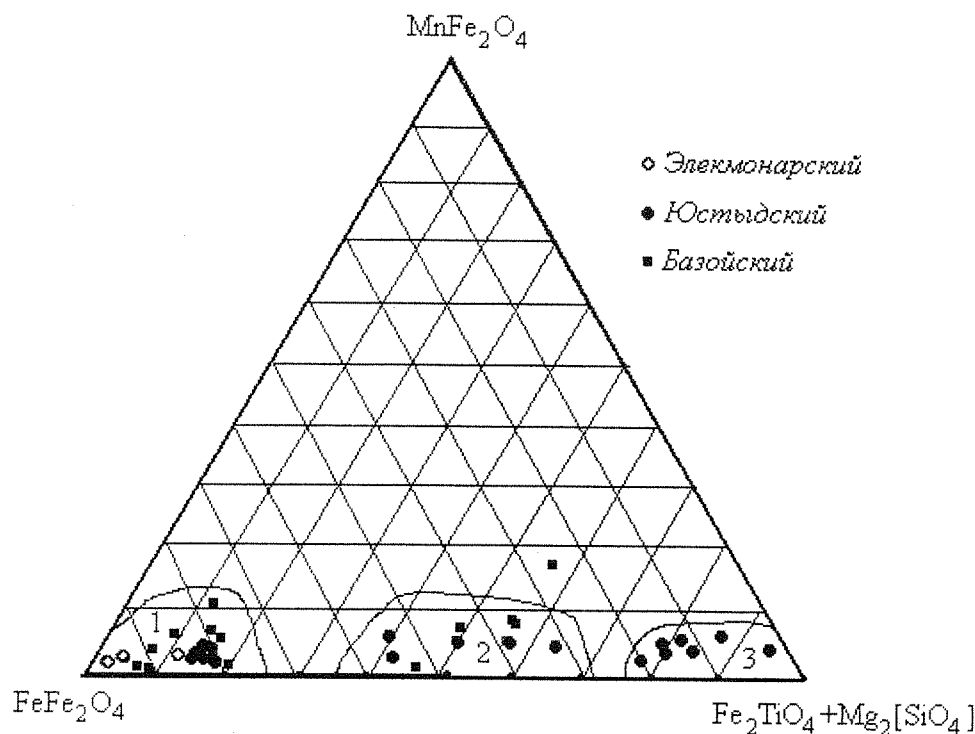


Рис.4. Химический состав оксидных оболочек глобул: 1—магнетитовая, 2—гомогенная магнетит-ульвешпинель-фаялитовая, 3—ульвешпинель-фаялитовая фазы

Глобулы S-гранитоидов Юстыдского массива имеют также неоднородное строение, обусловленное наличием тонкой структуры распада твердого раствора, представленной обильными включениями фаялитовой фазы в виде светлых тонких линзочек, часто прерывистых или тонкосетчатых сплетений в магнетитовой матрице, химический состав которых представлен в табл.3. В составе магнетитовой фазы постоянно присутствуют в переменных количествах Cr (1,36 – 5,98%) и в стабильных – Mn (0,94 – 1,52%). Формула магнетитовой фазы, представленная средними значениями кристаллохимических коэффициентов, отвечает марганцево-кремниевое-хромистому магнетиту: $(\text{Fe}^{2+}_{1,046}\text{Mn}_{0,040}\text{Mg}_{0,005})_{1,093}(\text{Fe}^{3+}_{1,577}\text{Cr}_{0,184}\text{Si}_{0,093}\text{Al}_{0,046})_{1,90}\text{O}_4$, фаялитовой фазы – марганцевистому фаялиту с примесью Fe^{3+} – $(\text{Fe}^{2+}_{1,70}\text{Mn}_{0,07}\text{Mg}_{0,01}\text{Ca}_{0,01})_{1,79}(\text{Si}_{0,78}\text{Fe}^{3+}_{0,34}\text{Cr}_{0,01}\text{Al}_{0,06})_{1,19}\text{O}_4$. Как следует из диаграммы химического состава оксидных оболочек из пород рассматриваемых интрузивов (рис.4), глобулы I-гранитоидов Элекмонарского массива имеют существенно магнетитовый состав оксидных оболочек, S-гранитов Юстыдского массива – характеризуются разбросом от магнетитовой до фаялитовой фаз, а оксидные глобулы S-гранитоидов Базойского массива имеют существенно магнетитовый или магнетит-ульвешпинель-фаялитовый состав с общей тенденцией к увеличению содержания якобитовой фазы.

Второй морфогенетический тип самородных металлов представлен выделениями неправильной формы. Как показывает изучение шлифов, они локально приурочены к чешуйкам биотита, располагаясь в трещинах спайности последнего. В зернах лейкократовых минералов они практически отсутствуют. К этому типу относятся медь, олово, свинец и их интерметаллические соединения (сплавы) – (Cu–Zn), (Sn–Pb), (Pb–Sn), а также графит (табл. 1). Другие самородные металлы и полуметаллы (золото, серебро, ртуть, висмут, мышьяк, сурьма) отмечаются эпизодически в локальных участках гранитоидных массивов (Инской, Цыган, Турочакский) Синюхинского золоторудного поля, геологическое строение которого характеризуется обилием глубинных разломов и серией многочисленных даек от основного до кислого составов [6].

ЗОЛОТО в единичных зернах установлено в кварцевом диорите и кварцевом сиените Инского массива, в лейкограните Турочакского плутона и в пегматите массива Цыган. Мор-

фология золотин довольно разнообразная – комковатые с ямчатой поверхностью, чешуйчатые, пластинчатые, трубчато-изогнутые. Размер зерен не превышает 0,3 мм, пластинчатые золотины часто содержат микровключения халькозина или обрастают магнетит. Химический состав золота отличается высокой чистотой: из элементов-примесей устанавливаются лишь Ag (0,80–1,30%) и Cu (0,30–0,95%). Рудное золото, проанализированное из проб шахты рудника Веселого Синюхинского золоторудного поля отличается высоким содержанием Ag (8,30–10,50%).

СЕРЕБРО в количестве одного - двух зерен во фракции, с комковатой морфологией, установлено в кварцевом сиените Инского, лейкограните Саракокшинского массивов и аплитовидном граните массива Цыган. В гранитоидных телах палингенного генезиса этот металл довольно часто встречается (до 10 зерен во фракции) во всех разновидностях гранитоидов Базойского массива (КТСЗ). Обычная форма выделений серебра в нем – тонкие нитевидные сплетения, дендриты, моховидные.

МЕДЬ установлена практически во всех гранитоидных массивах, за исключением пород Турочакского и Андатского. Однако количество этого металла невелико – единичные, спорадически встречаемые зерна в различных разновидностях пород I-гранитоидов как в центральной, так и в эндоконтактовой фациях тел. Аномально высоким содержанием этого металла (0,2 г/т) отличаются лейкограниты массива Цыган, который имеет полиметаллическую специализацию на Cu, Pb, Zn. В палингенных S-гранитоидах единичные зерна меди обычно отмечаются в краевых фациях интрузивных тел, на контакте с вмещающими породами (Юстыдский, Кубадринский, Мохнатухинский массивы) или на небольшом удалении от него (первые сотни метров). В Базойском массиве медь фиксируется исключительно в аляскитах, приуроченных к контакту с роговиками (карьер д. Новобибеево), а в контакте аляскитов с догранитной дайкой диабаза (с. Батурино) медь, наряду с самостоятельной фазой, встречена в форме интерметаллида (Cu–Au–Ag) с содержанием Cu 46,45–48,60%, Au 38,43–38,48%, Ag 9,67–12,96%, в соответствии с систематикой О.Е. Юшко-Захаровой и др.[3] относится к сложному сплаву благородных металлов с медью. Морфология зерен во всех изученных гранитоидных массивах однотипная – проволочкообразная, пластинчатая с неровными краями, комковатая, размером 0,05–0,1 мм. Химически чистая медь отмечена лишь в породах двух массивов, принадлежащих к различным генетическим группам (Юстыдский, палингенный и Элекмонарский, мантийный), с содержанием Cu соответственно 99,95% и 96,69%.

Медь из мантийных I-гранитоидов характеризуется относительно более широким спектром примесных элементов, при этом химический состав меди довольно специфичен для каждого из массивов (табл. 4). Например, медь I-гранитоидов Элекмонарского массива отличается повышенным содержанием Pb и Fe и представляет собой интерметаллическое соединение – (Cu–Pb–Fe). Медь гранитоидов Саракокшинского, Инского, Цыгана и Андатского массивов образует интерметаллический сплав с Zn – (Cu–Zn); медь гранитоидов Каракудюрского массива находится в форме интерметаллида (Cu–Zn–Pb) с содержанием Zn и Pb соответственно 3,06% и 2,41% и в качестве примеси содержит повышенное количество Fe (0,83%). В составе меди из гранитоидных массивов Синюхинского золоторудного поля постоянно фиксируются примеси Sb, As, S, Sn, Te.

Химический состав меди S-гранитов различных массивов имеет также свои особенности. Например, в гранитоидах Белокурихинского массива в составе меди отмечаются высокие концентрации Pb и Zn, т.е. по своему составу медь представляет собой интерметаллическое соединение (сплав) – (Cu–Pb–Zn). В гранитоидах Кубадринского массива в составе меди доминирует Zn, а Pb находится в меньших количествах, т.е. соединение представляется как (Cu–Zn–Pb). Медь гранитов Юстыдского массива отличается своей чистотой, а из гранитов Базойского массива по особенностям химизма заметно отличается более высоким содержанием Zn, представляя собой сплав (Cu–Zn), в качестве примесей содержит незначительные количества Pb, Se, Cr, Sn и весьма близка к химизму меди из гранитоидов Андатского массива.

ОЛОВО относится к числу распространенных металлов, количество его зерен во фракциях – 5–10, а в гранитоидах Турочакского и Базойского массивов достигает значимых величин: соответственно 0,2 г/т и 0,1 г/т. Повышенные содержания аксессуарного олова в этих двух массивах представляются вполне закономерными, т.к. Турочакский и Базойский массивы характеризуются геохимической и металлогенической специализацией на редкие элементы, в том числе и Sn. Кроме того, в гранитоидах этих двух массивов широко распрост-

Таблица 4

Химический состав аксессуарной меди (мас. %)

М А С С И В Ы	Zn	Pb	Sb	As	S	Se	Fe	Cr	Sn	Te	Cu
I - Г Р А Н И Т Ы											
Каракурский (1)	3,07	2,41	0,08	—	—	—	0,83	—	—	—	80,79
Элекмонарский (1)	0,19	1,38	—	—	—	—	1,75	—	—	—	96,69
Саракокшинский (3)	20,85	0,14	0,01	0,13	0,03	—	0,01	—	0,04	0,05	78,73
Инской (2)	24,76	0,35	0,01	—	0,01	—	0,01	—	—	—	73,80
Андатский (2)	19,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80,63
S - Г Р А Н И Т Ы											
Белокурихинский (2)	7,03– 0,01	24,78– 17,52	—	—	—	—	—	—	—	—	68,18– 72,39
Кубадринский (1)	9,07	3,61	0,17	—	—	—	—	—	—	—	78,41
Юстыдский (2)	0,01	0,01	0,03	—	—	—	—	—	—	—	99,95
Базойский (2)	19,50	0,19	—	—	—	0,01	—	0,6	0,01	—	79,70
A - Г Р А Н И Т Ы											
Цыган (2)	5,20	0,70	0,01	0,20	—	—	—	—	0,05	—	93,70

ранен аксессуарный касситерит.

Присутствует олово в породах в двух формах: самостоятельная гомогенная фаза и интерметаллический сплав – (Sn–Pb). Морфология зерен их идентична: комковатые, близкие к округлым, неправильные изогнутые, проволочковидные, цепочковидные сростки. Размер выделений 0,1–0,5 мм.

Химический состав олова (табл.5) отличается чистотой (содержание Sn=96,70–99,60%), лишь в породах Базойского массива (КТСЗ) содержание Sn несколько ниже (93,40%). По содержанию элементов-примесей химизм олова как из мантийных, так и коровых гранитоидов характеризуется своей спецификой (табл. 5).

К сквозным примесным элементам в олове всех гранитоидных массивов относятся Pb и Cu, при этом более высокие содержания Pb отмечены в олове I-гранитоидов; Zn (десятичные доли процента) фиксируется постоянно в олове S-гранитов. Широким спектром примесных элементов отличаются гранитоидные тела Синюхинского золоторудного поля, олово которых, кроме Pb и Cu, содержит Zn, Sb, As, Hg, Ti, Fe.

Олово гранитоидов Базойского массива, как отмечалось выше, характеризуется мень-

Таблица 5

Химический состав аксессуарного олова в гранитоидных массивах (мас.%)

М А С С И В Ы	Pb	Cu	Zn	Sb	S	As	Hg	Ti	Cr	Mn	Fe	Sn
I - Г Р А Н И Т Ы												
Каракурский (2)	0,2 6	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99,60
Элекмонарский (1)	0,3 1	0,20	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	98,70
Саракокшинский (3)	0,6 8	0,04	—	0,2 8	—	0,09	0,05	—	—	—	—	98,86
Инской (2)	0,5 2	0,06	0,04	—	—	0,09	0,02	0,01	—	—	0,01	98,43
Тургундинский (1)	0,7 0	0,05	—	—	—	—	—	0,02	—	—	0,05	96,70
S - Г Р А Н И Т Ы												
Белокурихинский	0,2 0	0,10	0,15	0,9 0	—	—	—	—	—	—	—	99,50
Турочакский (3)	0,7 0	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	98,80
Кубадринский	0,1 0	0,05	0,10	0,1 5	—	—	—	—	—	—	—	99,60
Юстыдский	0,3 7	0,05	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	99,56
Базойский	0,2 5	0,13	0,18	—	0,0 5	—	—	—	—	0,02	0,30	93,40
A - Г Р А Н И Т Ы												
Цыган (4)	0,7 7	0,08	—	0,0 9	—	0,06	—	—	—	—	0,03	98,99

шей чистотой и содержит более высокое количество Fe (десятые доли %), в – S, Mn (сотые доли %).

Интерметаллид (Sn–Pb) представляет собой эвтектоидную смесь этих двух металлов, где свинец образует включения в матрице олова. Включения зерен свинца обуславливают разнообразную структуру распада твердого раствора: микрографическую, эмульсионную, линзовидную; реже свинец образует округлые или овальные зерна в матрице олова, занимающие от 10 до 80% ее площади. Химический состав матричного и однофазного олова, лишенного включений свинца, одинаковый.

СВИНЕЦ пользуется примерно одинаковым с оловом распространением в породах массивов и обычно находится в ассоциации с металлическим оловом. Как и олово, свинец встречается в двух формах: самостоятельная гомогенная фаза и интерметаллический сплав (Pb–Sn). Морфология и размеры зерен металлида и интерметаллида в целом аналогичны морфологии зерен акцессорных олова и (Sn–Pb). Можно лишь отметить, что более распространены зерна свинца дробевидной формы.

Таблица 6

Химический состав акцессорного свинца (мас. %)												
М А С С И В Ы	Sn	Cu	Zn	Sb	Se	S	As	Hg	Bi	Cr	Fe	Pb
I – Г Р А Н И Т Ы												
Каракурский (2)	2.90	0.05	0.31	0.03								96.75
Элекмонарский (2)	2.70	0.06	0.45									94.80
Саракокшинский (3)	6.50	0.08	0.04			0.01		–	0.09		0.03	93.25
Инской (3)	5.73	0.04	–			0.01		0.01	0.04		–	94.17
S – Г Р А Н И Т Ы												
Белокурихинский (10)	3.39	0.1	0.07	0.06								96.50
Турочакский (4)	4.60	0.10	–			0.03		–	0.10		–	95.70
Кубадринский (1)	5.37	–	–	0.06								94.57
Юстыдский (2)	3.15	–	–									96.85
Базойский (13)	3.45	0.30	0.50		–		–			2.75	0.22	92.75
A – Г Р А Н И Т Ы												
Цыган (3)	2.14	0.39	0.3			–		0.01	–		0.01	97.09

По химическому составу (табл. 6) однородная фаза металлида соответствует практически чистому свинцу с содержанием Pb 93,25–97,09%. Более загрязнен примесями свинец гранитоидов Базойского массива (содержание Pb в металлиде 92,75%).

Свинец I-гранитоидов Синюхинского золоторудного поля (Саракокшинский, Турочакский, Инской), и А-гранитов (массив Цыган) отличается примесями S, Hg, Bi, Fe.

Химический состав свинца из гранитоидов Базойского массива отличается меньшей чистотой (содержание Pb в металлиде 92,75%); в качестве примесей постоянно устанавливаются повышенные количества Sn (5,50–1,40%), Cr (4,70–1,50%), в десятых и сотых долях процента – Cu, Zn, S, Fe. Присутствие Cr, как известно, не характерно для кислых магм, однако данный элемент фиксируется в различных количествах во всех разновидностях пород массива, в породообразующих и акцессорных минералах. Это обстоятельство связано с тем, что в гранитоидах отмечены ксенолиты (карьер Новобибеево) ультрабазитов, которым и обязано присутствие Cr, в том числе в акцессорном свинце.

В интерметаллических сплавах Pb–Sn, олово находится в виде самостоятельной фазы, образуя отдельные субмикроскопические выделения, или находится в микрографическом срастании со свинцом.

В заключение описания самороднометальной минерализации следует отметить, что минеральный состав её во всех генетических группах гранитоидов юга Западной Сибири близок, что свидетельствует о единстве процесса формирования самороднометальной минерализации. Однако, в деталях состава металлидов отмечаются различия, обусловленные особенностями химизма конкретной порции интрузивного расплава. В зависимости от природы магмы (глубинной или палингенной) изменяется содержание примесных элементов (их качественный и

количественный состав).

Глубинные I-гранитоиды обогащены примесями по сравнению с коровыми S-гранитоидами.

Кроме описанных выше самородных металлов и их сплавов микронзондовым анализом в гранитоидах юга Западной Сибири были установлены цинк, ртуть (в виде тонкой сыпи), висмут, сурьма, мышьяк, а также постоянная примесь чешуек графита. Спорадически были отмечены мелкие выделения латуни (Cu–Zn). Указанные минералы встречаются только в составе второго морфогенетического типа самороднометалльной минерализации.

К вопросу о генезисе самороднометалльной минерализации. В генетическом отношении формирование металлов обязано двум различным процессам, разграниченным во времени.

1. К протоматматическим ранним образованиям относятся сферические выделения феррита, обособление которых имело ликвационную природу. Погружение рудных капель носило ламинарный характер в вязком магматическом расплаве, т.к. в случае быстрого погружения сферические агрегаты сформироваться не могли, лишь в случае коалесценции таких жидких капель могут появиться грушевидные глобулы [8]. Химический состав такого рудного вещества сложный и специфичен для каждого интрузивного тела. Известно, что для кислых расплавов характерна низкая степень окисленности вещества, вследствие этого металлизированный магматический расплав выносит металлизированное вещество. Скорость затвердевания в существенной степени зависит от местонахождения глобулы. В эндоконтактной зоне скорость охлаждения велика, вследствие чего здесь формируется закаленная фаза, представляющая химизм ликвидированного вещества. В центральной части интрузива в условиях сохраняющейся высокой температуры происходит распад первичного рудного вещества, что приводит, как показано выше, к развитию гетерогенных оболочек. Металлизированное состояние самороднометалльной минерализации может сохраняться достаточно долго при стабильности температуры и химизма магмы. Однако изменение щелочности расплава приводит к окислению рудного материала. Интенсивность и длительность щелочного метасоматоза определяет интенсивность окисления первичного рудного вещества, а в зависимости от специфики химизма и генезиса магмы, химический состав рудного вещества будет в деталях различен. Однако сам механизм первой стадии самороднометалльного минералообразования в рассмотренных генетических группах гранитов является общим. Эта стадия может быть названа протоматматической стадией самороднометалльного минералообразования. Появление ферритовых глобул (сферул) описано В.А. Труниловой в мезозоидах Якутии [9].

Образование ферритовых капель обусловлено физико-химическими условиями формирования металлизированной магмы.

2. Вторая стадия самороднометалльной акцессорной минерализации обусловлена восстановлением металлов, входящих в виде изоморфной или неструктурной примеси в состав породообразующих минералов (преимущественно темноцветных). Эта заключительная позднемагматическая стадия играет более важную роль и связана с появлением в магматической камере восстановителей, природа которых различна. Восстановителями могут быть существенно водородный или углеводородный флюиды, которые, диффундируя через закристаллизованную магму, обуславливают металлизацию породы. В этом случае самороднометалльная минерализация более или менее равномерно развивается в пределах всего интрузивного тела. При миграции флюида вдоль глубинного разлома может развиваться линейная минерализация, как это наблюдается в гранитоидных телах Синюхинского золоторудногорудного поля. в качестве таких глубинных восстановителей могут быть или водородные ионы или углеводородный флюид. Р. Эгглетон и Дж. Бэнфильд [10] показали, что хлоритизация биотита указывает на наличие диффундирующих водородных ионов. Следует отметить, что в гранитоидных массивах АССО хлоритизация пользуется широким распространением. По данным упомянутых авторов, при хлоритизации выносятся К, а Ti, Mg, Si, Al, Fe остаются на месте, формируя сфен, эпидот и другие минералы. Оценивая восстановительную роль углеводородного флюида, необходимо иметь в виду, что для КТСЗ, учитывая нефтегазоносность этого региона, такой механизм восстановления вполне вероятен. Тем более, в базойских гранитоидах хлоритизация биотита (и редкой роговой обманки) отсутствует, однако, широко распространен графит.

В эндоконтактной зоне восстановителем может быть растительный детрит, а также битумная примесь в битуминозных известняках, что очень характерно для пород вмещающей

рамы гранитоидов Юстыдского (Богутинского) массива.

3. Согласно термодинамическим данным, металлиды и интерметаллиды второй морфогенетической группы (кроме феррита) выделяются в низкотемпературных условиях, сближенно по времени с акцессорными сульфидами, предшествующими самородным минералам.

4. Самородные металлы и интерметаллиды наследуют черты химизма магматического расплава, продуктом металлизации которого они являются. Генетическая принадлежность магмы маркируется ассоциацией акцессорных химических элементов. Ассоциация примесных элементов в самородных металлах определяется генезисом магматического расплава. I-граниты содержат разнообразные примесные элементы в повышенных концентрациях, а продукт окисления феррита – магнетит – отвечает практически чистому миналу (без Mn и Ti). S-граниты, магма которых представляет продукт палингенного плавления слоистых пород, должна отличаться неоднородностью и, следовательно, вариациями химического состава того же магнетита. Однако, металлиды S-гранитов генезис которых связан с низкотемпературным восстановлением отличается своей чистотой.

5. Петрологическое значение самороднометалльной акцессорной минерализации достаточно велико, так как она свидетельствует о наличии в процессе формирования гранитоидных тел двух стадий, типоморфными образованиями которых служат металлиды и их соединения. Если первая высокотемпературная обусловлена физико-химическими особенностями в области зарождения магмы, то вторая стадия обусловлена восстановлением в условиях низких температур. Представляется вполне вероятным, что изучение механизма формирования металлидов и их сплавов может дать возможность по-новому решить проблему генезиса гранитоидов и связанной с ними потенциальной рудоносности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Конкурсного центра по фундаментальным исследованиям в области геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Грант 2.120.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Перчук Л.Л. // Соросовский образовательный журнал, 1997. – №6 – С.56–63.
2. Попов В.С. // Соросовский образовательный журнал, 1997. – №6 – С.64–69.
3. Баженов А.И., Полуэктова Т.И., Новоселов К.Л. // Геология и геофизика, 1991. – №12 – С.50–57.
4. Полуэктова Т.И., Баженов А.И., Новоселов С.В. // Геология и геофизика, 1988. – №9 – С.34–39.
5. Полуэктова Т.И., Баженов А.И. // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. – Барнаул, 1988. – С.66–68.
6. Новоселов К.Л. // 300 лет горно-геологической службе России: История горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Матер. регион. науч. практич. конф., г. Барнаул. – Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 2000. – С.321–326.
7. Минералы благородных металлов: Справочник / О.Е.Юшко-Захарова, В.В. Иванов, Л.Н. Соболева и др. М.: Недра, 1986. – 272с.
8. Баженов А.И., Новоселов К.Л., Полуэктова Т.И. // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. матер. научн. конф. г. Томск. – Томск: Том. гос. ун-т, 1999. – С.138–140.
9. Трунилина В.А. // Самородное металлообразование в магматическом процессе: Сборник научн. трудов. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – С.157–176.
10. Eggleton Richard A., Banfield Jillian F. The alteration of granitic biotite to chlorite // Amer. Miner., 70, 1985, №9–10, P.902–910.

ACCESSORY NATIVE-METALLIC MINERALIZATION OF GRANITOIDS OF SOUTH WESTERN SIBERIA AND ITS PETROLOGICAL SIGNIFICANCE

A.I. Bazhenov, T.I. Poluektova, K.L. Novoselov

The article summarizes the results of investigations of native metals and intermetallites from different genetic groups of granitic massives of Altai-Sayan fold area and Kolyvan-Tomsk folded zone. Metallites formation in granitic magma was resulted in two delimited by time different magmatic stages. In the most early protomagmatic stage spherical forms of ferrite were sepa-

rated in the state of ore drops whose dipping in viscous magmatic melt was laminar. At the second late-magmatic low-temperature stage recomposing fluids which origin was various played the main role in formation of metallites.

Authors came to conclusion about ability to use native accessory mineralization in solving problems to petrogenesis of granites and studying their potential ore-bearing.

УДК 535.37: 550.8

ПРИМЕНЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ СВОЙСТВ ТОПАЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ ЗАДАЧ

О.А. Иванова, М.В. Коровкин

Аннотация : Проведены исследования люминесцентных свойств топазов из Правоурмийского оловорудного месторождения, где топаз является типоморфным минералом кварц – топазовой фации, включающей касситеритовую минерализацию. Показано, что температурные зависимости естественной (природной) и индуцированной гамма-облучением термолюминесценции, а также изменение спектров рентгенолюминесценции топазов из различного типа прожилково – метасоматических образований из центра и периферии рудного тела объективно отражают физико-химические условия минералообразования и могут эффективно использоваться в практике геологоразведочных работ при выделении перспективных на руду участков в месторождениях касситерит-кварцевой формации, оценке эрозийного среза, зональности, оконтуривания рудных тел.

Проблема индикаторов условий минералообразования всегда являлась ключевой при решении геологических и минералогических задач [1, 2]. Любой минерал, возникающий в различных физико-химических условиях, приобретает некоторые отличительные черты, которые можно выявить современными физическими методами исследования минерального сырья. Минерал рассматривается как источник генетической информации, которая закрепляется в нем в виде компонента структуры (междоузельных ионов и их вакансий, примесных ионов) - дефектов кристаллической решетки, изменяющих некоторые структурно - чувствительные свойства минерала.

Топаз генетически связан с гранитоидными породами и сопровождающими их постмагматическими образованиями; в грейзенах, связанных с олово-вольфрамовым оруденением, он является типоморфным минералом. Топаз издавна привлекал внимание как драгоценный камень, поэтому основные исследования посвящены его окраске. Люминесцентные свойства топаза почти не изучались, хотя они весьма чувствительны к различным структурным и примесным микродефектам кристаллической решетки топаза, отражающим геохимические и термодинамические условия образования минерала. Изучение люминесцентных свойств топазов позволяет выявить характерные особенности и критерии, которые могут быть использованы в качестве поисково-оценочных признаков при проведении геолого-разведочных работ (при оценке эрозийного среза рудного тела, определении его контура, зональности и т.д.), для оценки физико-химических условий минералообразующей среды, а также при оценке качества ювелирного сырья и др.

Топаз является фторосиликатом алюминия, химический состав которого отвечает формуле $Al_2 [SiO_4] (F, OH)$. Отношение F : OH в топазах варьирует, и в наиболее богатых гидроокислом разностях обычно равно 3 : 1. В отличие от кварца, исследованию которого посвящены сотни работ, топаз практически не изучен, что представляет известные трудности при его использовании в качестве минерала-индикатора в практике геолого-разведочных работ. По люминесцентным свойствам топаза в обзорах [3, 4] приводятся довольно скудные данные. Нами исследовались люминесцентные свойства топаза из Правоурмийского оловорудного месторождения, где топаз является типоморфным минералом кварц – топазовой фации, включающей касситеритовую минерализацию [5].

Месторождение Правоурмийское относится к касситерит – кварц - топазовому типу кварц - касситеритовой формации [6-9]. Оруденение локализовано в штокверковой зоне, на экзоконтакте дайки гранит-порфиров с игнимбритами липаритового состава. Детальное минералого-геохимическое изучение месторождения, проведенное в разные годы многими ис-