

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ АЛТАЯ, ЗАБАЙКАЛЬЯ И УРАЛА

Г. А. АНОШИН, И. Н. БУШЛЯКОВ, В. В. ПОТАПЬЕВ
(ИГ и Г СО АН СССР)

За последние годы резко повысилось количество работ по геохимии золота. Это, прежде всего связано, на наш взгляд, с двумя причинами: а) попыткой найти более точные критерии связи золотооруденения с магматической деятельностью и б) созданием надежных и чувствительных методик определения кларковых содержаний золота в различных объектах. В этом аспекте работы шли как по линии внедрения современных ядерно-физических методов (радиоактивационный анализ), так и по линии усовершенствования классических, химических и спектральных методов, связанных с концентрированием вещества (например, спектрохимический метод определения золота) [3, 13]. В докладе мы рассмотрим некоторые вопросы геохимии золота, полученные в результате изучения распределения его в гранитоидах.

Как известно, геологи и геохимики уже давно дискутируют вопрос о так называемых специализированных интрузиях. И действительно, во многих регионах достаточно четко устанавливается связь с определенными по возрасту интрузиями специфической по составу минерализации. Выделяются соответственно оловоносные, танталоносные, золотоносные и т. д. интрузии. Для выяснения причин рудной специализации интрузий проведена большая работа, однако многие противоречия в этой проблеме еще не устранены.

Многие исследователи приходят к выводу, что признаком и доказательством рудной специализации интрузии является повышенное содержание в ее породах рудного элемента. На том основании, что суммарное содержание рудных элементов в месторождениях и рудопроявлениях, сопровождающих рудоносный интрузив, не превышает 0,01—0,1% всей суммы этих элементов в магматическом теле (расчеты Н. И. Сафронова [7]), делается заключение, что их концентрация при раскристаллизации интрузивов заметно не нарушается и по содержанию рудного элемента в магматической породе можно судить о содержании его в расплаве. Особенно много работ в этом направлении проведено для Sn и Ta. Так, по данным В. Л. Барсукова [1], содержание Sn в оловоносных гранитах в 2—3 раза больше, чем в неоловоносных гранитах. По данным Е. Б. Знаменского [6], Залашковой Н. Е. [5], А. А. Ситнина и некоторых других исследователей, гранитоиды, сопровождающиеся танталовым оруденением, характеризуется повышенным содержанием тан-

гала и ниобия. Таким образом, если встать на позицию этих авторов, необходимо предполагать, что для потенциальной рудоносности интрузива необходимо, чтобы магма, его создавшая, была обогащена данным рудным элементом. Нужно сказать, что и для этих двух элементов, которые приводятся как наиболее убедительные примеры специализации гранитоидных магм, в некоторых случаях полученный аналитический материал противоречив и не позволяет сделать подобного вывода [10].

Данные о повышенном содержании Au в породах рудоносных интрузивов, как будто бы указывающие на их специфический характер, также приводятся в литературе, но значительно реже, так как вообще данных о распределении золота в интрузивных породах исключительно мало. Можно сказать, что до работ Ю. Г. Щербакова и Г. А. Пережогина [11, 12] имелись лишь единичные данные по содержанию золота в гранитоидах. Имелся также ряд определений золота в международном стандарте гранита G=1. Содержание золота в граните G=1 в среднем равно 0,0045 г/т. По мере углубления исследований по распределению золота в гранитоидах наметилась тенденция понижения кларка золота в гранитоидах, как в целом, так и для отдельных регионов.

С целью детального изучения распределения золота в гранитоидах нами были выбраны интрузивные тела из различных регионов, характеризующихся различной рудной минерализацией: Колыванский массив на Алтае, Хангилай-Шилинский массив в Восточном Забайкалье, Верх-Исетский и Суундукский массивы на Урале.

Предварительно было проведено детальное геологическое изучение этих интрузивов и проделана работа по установлению связи оруденения с процессом их формирования. Был установлен многофазный характер формирования этих интрузивов. Для трех массивов установлена связь различного по составу оруденения с кристаллизацией гранитов разных фаз.

С Верх-Исетским и Суундукским массивами генетически связаны месторождения золота кварцевожильного типа; с Колыванским массивом отмечается слабое проявление золотой минерализации. Хангилай-Шилинский массив, с которым известны различные по составу редкометальные проявления, золотооруденением не сопровождается.

Большинство анализов валовых проб и всех мономинеральных фракций выполнены нейтронно-активационным методом, разработанным Г. А. Пережогиним. Методика эта широко известна и опубликована [9]. Применительно к данной работе методика несколько видоизменена, особенно для анализа мономинеральных проб.

Надо отметить, что радиоактивационный период в настоящее время является наиболее чувствительным по определению золота. Однако, на наш взгляд, необходимо сейчас проводить в более широких пределах анализ эталонных проб, чтобы повысить межлабораторную воспроизводимость данного метода. Высокая чувствительность отнюдь не исключает наличия систематической ошибки.

Валовые пробы Суундукского массива были проанализированы спектрохимическим методом, усовершенствованным В. Г. Цимбалом [13]. Отметим, что достигнута хорошая сходимость результатов, полученных обсьими методами.

Среднее содержание золота в породах Верх-Исетского массива (табл. I): диориты и гранодиориты [14]—0,0011 г/т, биотитовые, биотит-амфиболовые, лейкократовые граниты, плагиограниты [18]—0,0017 г/т.

В породах Суундукского массива: диориты и гранодиориты [7]—0,0005 г/т, биотитовые граниты [4]—0,0005 г/т. В биотитовых гранитах

Кольванского массива [20]—0,0012 г/г. В биотитовых гранитах Хангилай-Шилинского массива [7]—0,0012 г/г.

Все анализы были обработаны методами математической статистики. Сравнение дисперсий было проведено по *F*-критерию Фишера, сравнение средних было проведено с использованием *t*-критерия Стьюдента. В большинстве случаев с 5%-ным уровнем значимости гипотезы о различии средних и дисперсий отвергались. Таким образом, статистическое изучение распределения золота в гранитоидах различных регионов подтверждает отсутствие реальных различий в его содержании. Этот факт близких содержаний золота в гранитоидах, как «рудоносных», так и

Таблица 1

Содержание золота в гранитоидах

Порода	Колич. анали- зов	Массив	Ср. сод., г/г	S ² /g
Диориты и гранодиориты	15	Верх-Исетский (Урал)	0,0014	0,110
Биотитовые, биотит-амфиболовые граниты	11	—«—	0,0022	0,069
Кварцевые диориты, гранодиориты	8	Суундукский (Урал)	0,0005	0,025
Биотитовые граниты	6	—«—	0,0006	
Биотитовые граниты	17	Кольванский (Алтай)	0,0013	0,037
Биотитовые граниты	7	Хангилай-Шилинский (Забайкалье)	0,0012	0,010

«безрудных», разного возраста и разных регионов не позволяет сделать вывод об обогащенности их магм золотом. Отметим также факт близких содержаний золота в гранитоидах разных фаз, сопровождающихся разным по составу оруденением и сложенными породами различного состава.

Вопрос о содержании золота в интрузивных породах различного состава был впервые поставлен Винсентом и Кроккетом в их работе, посвященной изучению геохимии золота в Скаердгардской дифференцированной интрузии основного состава (Гренландия) [16]. Винсент и Кроккет пришли к выводу, что содержание золота в Скаердгардской интрузии мало меняется от более основных пород к более кислым. В более поздних работах Ю. Г. Щербаков [11, 12] на основании изучения Саракокшинского массива (Горный Алтай) и Анакитской трапповой интрузии (Сибирская платформа) говорит о некотором понижении золота при переходе от ранних фаз более основного состава к более поздним фазам кислого состава. В работе Н. Т. Воскресенской, Н. Ф. Зверевой [4] на основании изучения распределения золота в гранитоидах Северного Казахстана также делается вывод о близких содержаниях золота в породах гранитоидного ряда, от диоритов до гранитов. По их данным, различия содержаний золота в породах разных фаз являются статистически незначимыми.

Авторами данного доклада также проведено детальное изучение распределения золота в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов. Следует отметить, что, хотя вопрос о распределении золота в породообразующих минералах рассматривался отдельными исследователями [12, 15, 16], отчетливых представлений о распределении золота по минералам гранитоидов в литературе не имеется.

Нами было проанализировано свыше 160 проб породообразующих и аксессуарных минералов гранитоидов. Эти результаты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Содержание Au в породообразующих и аксессуарных минералах гранитоидов

Минерал	Колич. анализов	Ср. сод. Au г/т	S^2lg
Кварц	15	0,0016	0,160
Плагиоклаз	12	0,0017	0,104
Микроклин	8	0,0016	0,058
Биогит	30	0,0019	0,075
Роговая обманка	25	0,0020	0,060
Магнетит	22	0,0034	0,045
Ильменит	7	0,0019	0,166
Сфен	8	0,0029	0,065
Хлорит	7	0,0030	0,096
Эпидот	22	0,0026	0,179
Апатит	5	0,0025	0,031

Примечание: s^2lg — дисперсия логарифмов содержаний Au.

Как видно из табл. 2 во всех минералах гранитоидов наблюдаются близкие содержания золота. Во всяком случае, различия содержания Au между ними являются статистически незначимыми. На основании этих данных мы можем с уверенностью сказать, что ни один из изученных минералов не является минералом-концентратором золота, в то время, как существование таких минералов-концентраторов хорошо доказано для целого ряда других элементов. Таким образом, можно говорить о рассеянии золота в минералах гранитоидов. Но в настоящее время трудно ответить на вопрос: в какой форме происходит рассеяние золота в минералах и породах — атомарной или ионной. Как известно, Винсент и Кроккет [16]) выдвинули гипотезу о рассеянии золота в породах и минералах в виде незаряженных атомов. Их выводы в основном базировались на изучении Скаердгардской дифференцированной интрузии. Позднее Ю. Г. Щербаков [12] выдвинул гипотезу о частичной химической связи золота в силикатах на основании положительной корреляции содержаний Au с Si, Fe, V и главным образом с Mg. Наши данные говорят в пользу гипотезы о форме рассеяния Au в виде незаряженных атомов. Действительно, с классических позиций изоморфизма трудно объяснить, например, изоморфизм между Mg^{+2} и Au^+ в магнезиальных силикатах, поскольку ионный радиус Mg^{+2} , по данным Аренса [14], $-0,66 \text{ \AA}$, а радиус Au^+ $-1,37 \text{ \AA}$, т. е. радиусы различаются более чем в два раза, тогда как правило изоморфизма допускает разницу ионных радиусов заменяемых ионов не более чем на 15%. Кроме того, химическая связь Mg—O в силикатах значительно более ионна, нежели связь Au—O. Электроотрицательность Mg^{+2} —1,2, а Au^+ —2,3 [2], т. е. вхождение золота в решетки магнезиальных силикатов будет иметь ослабляющее действие.

Правда, в последнее время В. И. Лебедев [8] предложил использовать в геохимии и кристаллохимии новую систему радиусов, так называемые орбитальные атомные радиусы. С этих позиций он сумел объяснить целый ряд отклонений от правил изоморфизма Гольдшмидта. В то же время он объяснил отсутствие изоморфизма между элементами, имеющими близкие эффективные ионные радиусы. Например, отсутствие изоморфизма между Na^+ и Ca^{+2} , K^+ и Au^+ , на что обращал вни-

мание Аренс [14]. Если обратиться к орбитальным атомным радиусам $Au—1,187 \text{ \AA}$ и $Mg—1,370 \text{ \AA}$, то можно увидеть, что различие между ними составляет меньше 15%, т. е. согласно представлению В. И. Лебедева вполне можно допустить изоморфизм между ними. Однако это направление еще не получило своего развития.

Синсент и Кроккет [16] обратили внимание на приуроченность Au в основных породах к сульфидам меди. С позиций и эффективных ионных радиусов, и атомных орбитальных радиусов можно в известной мере допустить изоморфизм между Cu^+ и Au^+ . Однако в уже упомянувшейся работе Н. Т. Воскресенская и Н. Ф. Зверева показывают, что ими не обнаружено достаточно надежных положительных корреляционных связей между Cu и Au .

Заключение

Проведенное изучение распределения золота в гранитоидных массивах, сопровождающихся различной минерализацией, не позволяет говорить о рудной специализации гранитоидных магм. Этот вывод в данном докладе обосновывается только материалом по золоту, но аналогичным материалом мы располагаем по Ta , Nb и ряду других рудных элементов.

Те случаи, когда в породах интрузивов, сопровождающихся Au-руднением, фиксируется повышенное содержание золота, должны быть исследованы с точки зрения возможности наложения на них рассеянной гидротермальной минерализации, так как исследование пород интрузивов, испытавших гидротермальный метаморфизм, свидетельствует о подвижности золота в процессе гидротермального метаморфизма и возможности его переотложения.

Вместе с тем в ряде случаев возможно обогащение золотом магматического расплава, но, по-видимому, обогащение тем или иным рудным элементом, в том числе и золотом, может происходить лишь в отдельных частях интрузивов — например в куполах и апофизах, где происходит движение и обогащение расплава летучими, явление вскипания и т. д., и оно будет иметь, таким образом, приобретенный характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. Сб. «Химия земной коры», т. 11, М., Изд-во «Наука», 1964.
2. Бацанов С. С. Электроотрицательность и химическая связь. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
3. Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Ривкина Л. А. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах. Ж. «Аналитическая химия», т. XX, вып. 12, 1965.
4. Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана. «Геохимия», № 4, 1968.
5. Залашкова Н. Е., Ситнин А. А. Особенности распределения редких элементов в танталоносных апогранитах и биотитовых гранитах. «Геология рудных месторождений», № 6, 1967.
6. Знаменский Е. Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. Сб. «Химия земной коры», т. II, М., Изд-во «Наука», 1964.
7. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической специализации магматических комплексов. Сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов», М., Изд-во «Недра», 1964.
8. Лебедев В. И. Орбитальные размеры атомов — новая система радиусов — и закономерности, определяющие межатомные расстояния и изоморфизм. Вестник ЛГУ, № 6, 1967.

9. Пережогин Г. А., Алимарин И. П. Нейтронно-активационное определение золота в горных породах и метеоритах. Ж. «Аналит. химия», т. XX, вып. 8, 1965.
10. Потапьев В. В., Маликова И. Н., Гребенников В. М., Дорош В. М. Геохимические признаки танталового оруденения в гранитоидах. ДАН СССР, т. 173, № 4, 1967.
11. Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими породами. «Геохимия», № 9, 1963.
12. Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота. «Геохимия», № 6, 1964.
13. Цимбалист В. Г. Определение микроколичеств золота в геохимических объектах. «Геология и геофизика», № 12, 1968.
14. Ahrens L. H. The significance of the chemical bond form controlling the geochemical distribution of the Elements. Part 1. Physics and Chemistry of Earth, 1964, vol. 5.
15. Mantei E. I., Brownlow A. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite Stock, Montana.— *Geochim. et cosmochim. acta*, vol 31, N 2, 1967.
16. Vincent E. A., Crocket I. H. Studies in the geochemistry of gold I—II. *Geochim. et cosmochim. acta* v. 18, N 1—2, 1960.