

УДК 553.411.071+552.322

БАЗИТОВЫЕ ДАЙКИ СЮЛЬБАНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ (БАССЕЙН СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ВИТИМ)

И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов

Томский политехнический университет
E-mail: Kucherenko.o@sibmail.com

Приведены данные об условиях залегания, возрасте, минералого-химическом составе, гидротермальных изменениях базитовых даек северного фланга Сюльбанской золоторудной зоны, среди которых выделены дорудные и внутрирудные умеренно щелочные высококальциевые высокотитанистые железистые долериты. Обоснована корректность видовой идентификации даек. Сделаны выводы о принадлежности даек к позднепалеозойскому конкудеро-мамаканскому антидромному гранит-диорит-долеритовому комплексу – золотопроизводящему, подобно другим аналогичным комплексам в золоторудных районах южной Сибири, на позднем базальтоидном этапе его становления в геодинамическом режиме внутриконтинентальных рифтов.

Ключевые слова:

Сюльбанская золоторудная зона, базитовые дайки, антидромные гранит-диорит-долеритовые комплексы, континентальные рифты.

Key words:

Sulban gold-ore zone, basic dakes, antidrome granite-diorite-dolerite complexes, continental rifts.

1. Постановка задачи

Ранее на ряде примеров было показано, что мезотермальные золотые месторождения образуются в условиях высокой магматической активности на завершающем базальтоидном этапе становления антидромных гранит-диорит-долеритовых магматических комплексов [1, 2]. Формирование ранних гранитоидов, представленных массивами или очагово-купольными постройками, иногда лишь дайками, и поздних дорудных, внутрирудных, послерудных базитовых даек и руд укладывается в известных случаях (месторождения Кедровское, Мурунтау и др.) во временные диапазоны до 70 млн л, подтверждаемые радиологическими датировками возраста изверженных пород и минералов, участвующих в составе околорудных метасоматитов и рудных тел.

Дорудные дайки долеритов подвергаются околорудным изменениям пропилитового и березитового профиля. Внутрирудные дайки, относительный возраст которых определяется по структурным соотношениям, преобразованы в обогащенные золотом и сопровождающими металлами метасоматиты среди слабо измененных вмещающих пород, что оценивается как следствие флюидопроводящей в горячем состоянии функции этих даек. В составе минеральных новообразований в них присутствуют обильный (до 40...50 об. %) биотит, иногда и обыкновенная роговая обманка, – относительно высокотемпературные минералы, не встречающиеся в околорудных березитах и пропилитах и потому типоморфные именно для внутрирудных даек. Очевидно, их послемагматическое образование связано с повышением температуры поднимающихся аккумулярованных горячими дайками металлоносных растворов до температуры даек. Если температуры еще горячих даек и растворов сопоставимы с температурами околорудного метасоматизма, внутридайковые метасоматиты сложены теми же минеральными ассоциациями (хлори-

том, эпидотом, альбитом, серицитом и др. в разных сочетаниях), что и околорудные метасоматиты – пропилиты. Способность внутрирудных даек наряду с разломами разделять потоки поднимающихся металлоносных растворов на струи и аккумулялировать их в соответствии с известным физическим эффектом [3] обусловлена внедрением порций растворов через промежутки времени, в течение которых дайки не успевают остыть. Позднерудные (послерудные) дайки долеритов слабо гидротермально изменены либо не содержат эпигенетических минеральных новообразований.

Для реконструкции источников и условий генерации металлоносных растворов представляет интерес изучение в объеме обсуждаемых комплексов послегранитных (последидиоритовых), но дорудных даек долеритов. Наиболее надежные выводы получены в месторождениях, которые залегают в близких к ним по возрасту гранитных массивах, обычно рассматриваемых как материнские. В останцах сохранившихся при околорудных изменениях долеритов последние демонстрируют стабильность минералого-химического состава, отвечающего нормативному или близкому к нему для данного типа пород. Это означает, что базальтовые расплавы при подъеме сквозь гранитные массивы в блоки рудообразования сохраняют свой состав, следовательно, не смешиваются с кислыми расплавами. Причина может быть одна – к моменту внедрения ранних порций базальтовых расплавов кислых расплавов уже не существует, они превратились в твердые породы. Если это так, а иное объяснение данной ситуации затруднено, инжектирующие после ранних порций базальтовых расплавов ранние же порции металлоносных растворов не могут быть генерированы в уже отсутствующих кислых магмах. Они могут быть генерированы в тех же очагах базальтовой магмы и поступают в формирующиеся месторождения в чередовании с базальтовыми расплавами.

Изложенное иллюстрирует справедливость озвученных еще в середине прошлого века утверждений некоторых известных ученых, согласно которым «При изучении связи оруденения с магматическими породами необходимо установить связь оруденения не только с интрузивными массивами и магматическими комплексами в целом, но также с отдельными последовательными магматическими проявлениями» [4. С. 68] и «Без детального изучения в каждом отдельном случае геологического положения даек интрузивных пород и их взаимоотношений с оруденением мы не можем решить вопрос о генетической связи оруденения с определенными массивами гранитоидов» [5. С. 46].

В последующие десятилетия эти призывы не получили широкой поддержки геологической общественности. Вероятно, отсутствием интереса к детальному изучению в рудных полях магматитов малых форм, в том числе широко распространенных даек долеритов, можно объяснить сохраняющийся дефицит приведенных и подобных им фактов и, как следствие, поддержку гранитогенной концепции образования, в частности, мезотермальных золотых месторождений многими геологами. Поэтому, для совершенствования теории рудообразования, в том числе в металлогеническом ее аспекте, по-прежнему, как и пятьдесят лет назад, актуальна задача накопления достоверных эмпирических данных, раскрывающих пространственно-временные соотношения магматических пород малых форм и руд во всем возможном их разнообразии.

В плане дальнейшего решения этой задачи в статье приведены результаты изучения базитовых даек, известных в мезотермальных проявлениях северного фланга Сьюльбанской золоторудной зоны.

2. Возраст и условия залегания базитовых даек

Основные черты геологического строения северного фланга Сьюльбанской золоторудной зоны, минеральный состав и температурные режимы образования руд приведены в предыдущей статье данного выпуска журнала, поэтому, в соответствии с назначением статьи, акцентируем внимание на реконструкции пространственно-временных и вероятных причинно-следственных соотношений оруденения с проявлениями магматизма. Для этого учитываются следующие факты.

1. Возраст золоторудной минерализации в зоне составляет 275 ± 7 млн л [6].
2. Наиболее молодые, образованные после габбро-гранитов муйского (733 ± 40 млн л [7]) и гранитоидов падоринского (598 ± 4 млн л [8]) комплексов крупные тела плутонических пород представлены гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса ($272 \dots 325$ млн л [9]), залегающими в ближнем юго-западном обрамлении Сьюльбанской золоторудной зоны и принадлежащими к позднепалеозойским ($290 \dots 314$ [10–12] или $272 \dots 339$ [9] млн л) комплексам в составе полихронного ранне-позднепалео-

зойского [13] Ангаро-Витимского батолита на северо-восточной его периферии.

3. Интрузии малых форм — дайковые образования представлены серией кислых пород — аплитов, гранит-порфиоров, фельзитовых микрогранит-порфиоров и серией основных пород — долеритов, микродолеритов, долеритовых порфириров. Абсолютный возраст тех и других пород пока точно не установлен. Однако известно, что первые встречаются среди всех изверженных пород, включая позднепалеозойские конкудеро-мамаканские гранитоиды, но гидротермально изменены около руд вплоть до образования березитов. Известно также несколько случаев пересечения долеритами даек кислых пород в Каралонском рудном поле (Г.И. Грабко, В.В. Левицкий, устные сообщения), следовательно, более позднее их образование. Вместе с тем, базитовые дайки в большинстве своем также гидротермально изменены около руд.

Дайки основного состава на всем протяжении Сьюльбанской золоторудной зоны залегают в форме крутопадающих одиночных тел мощностью до нескольких десятков м и протяженностью до многих сотен м, возможно, км. В нескольких местах, например, в верховьях и в среднем течении (Еленинский участок) ручья Каралон они образуют пояса сближенных субпараллельных тел субширотного и северо-северо-западного простирания мощностью до многих сотен метров, которые пересекаются пологими и крутопадающими зонами жильно-прожилковых руд. Некоторые золотоносные кварцевые жилы следуют контактам даек. Рассредоточенные на территории одиночные дайки имеют преобладающе субсогласное глубинным разломам северо-западное, запад-северо-западное простирание и юго-(юго)-западное или северо-восточное падение.

3. Минералого-петрохимические черты базитовых даек и аподайковых метасоматитов

Как и все породы в объеме северного фланга Сьюльбанской золоторудной зоны, базитовые дайки подверглись гидротермальным метасоматическим преобразованиям и представляют крупнообъемный зональный метасоматический ореол, принадлежащий березитовой и/или пропилитовой метасоматическим формациям в их закономерном сочетании. Последнее обычно для гидротермальных месторождений, руды которых сопровождаются в тыловой зоне березитами; периферийные зоны в них сложены пропилитами (по базитам) или пропилитоподобными породами, например, в гранитах [14]. Состав минеральных новообразований в одноименных минеральных зонах среди разных пород различается несущественно, в основном по разным количественным соотношениям одних и тех же минералов и/или по содержанию химических элементов в минералах переменного состава, — хлоритах, карбонатах и др. Поэтому структура (зональность) метасоматического ореола в базитовых дайках мало отличается от апосланцевой мо-

дели, разработанной ранее для углеродистых сланцев водораздельной свиты на северном фланге (Кварцевом участке) Каралонского рудного поля в бассейне ручья Нижний Орлов [15].

Внешняя зона:

серицит + кварц ± кальцит ± доломит ± доломит-анкерит + лейкоксен + рутил ± пирит ± альбит + рипидолит, брунsvигит-делессит ± цоизит; исходный биотит;

Эпидотовая зона:

серицит + кварц ± кальцит ± доломит-анкерит + лейкоксен + рутил + магнетит + графит + пирит + альбит + рипидолит, брунsvигит-делессит + клиноцоизит, эпидот;

Хлоритовая зона (умеренное изменение):

серицит + кварц ± кальцит ± доломит-анкерит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + альбит + графит + рипидолит, брунsvигит-делессит;

Хлоритовая зона (интенсивное изменение):

серицит + кварц ± доломит ± доломит-анкерит ± сидерит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + халькопирит + альбит + графит + рипидолит, брунsvигит-делессит;

Альбитовая зона:

серицит + кварц ± доломит ± доломит-анкерит ± сидерит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + альбит;

Тыловая зона:

серицит + кварц ± кальцит ± доломит-анкерит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит.

Наиболее мощная (до сотен м) внешняя зона в ореоле, в том числе в аподайковом, в составе подзон слабого, умеренного, интенсивного изменения (соответственно 0...10, 10...20, 20...30 об. % новообразованных минералов), сохраняется фрагментарно на удалении от рудных зон, а ее внутренняя граница фиксируется по исчезновению цветных минералов исходных пород. Набор минеральных новообразований во внешней зоне наиболее обширен, но исходные породы сохраняют основные черты своего состава и строения. По мере перехода от одной минералого-петрохимической зоны к другой в направлении усиления степени преобразований пород перечень новообразованных минералов сокращается, а суммарное количество их увеличивается, достигая максимума в березитовой зоне. Мощность хлоритовой зоны – десятки метров, тыловых альбитовой и березитовой зон не превышает соответственно первых метров и десятков см ... 1,5 м, при том, что слагающие их метасоматиты часто чередуются в разрезе хлоритовой зоны, образуя структуру «слоеного пирога».

Среди даек долеритов обнаружены дорудные и внутрирудные. Дорудные дайки в известных случаях изменены на уровне внешней, хлоритовой и альбитовой зон, сменяющих одна другую в соответствии с приведенной схемой минералого-пе-

трохимической зональности околорудных метасоматических ореолов в одной дайке и в разных дайках. Внутрирудные дайки пересекают золотоносные кварцевые жилы без характерных для дорудных даек околорудных оторочек березитов и/или признаков заметного осветления зеленовато-черной породы в контактах с жилами, но содержат в экзоконтактах жил наложенную (позднюю) прожилково-вкрапленную золото-серебро-сульфидно-сульфосольную продуктивную минерализацию.

Зеленовато-темно-серые до черных во внешней зоне породы дорудных даек имеют массивную текстуру и тонко- до мелкозернистой (до десятых долей мм) в зависимости от мощности даек структуру. Присутствуют единичные порфиоровые выделения (кристаллы) пелитизированного, серицитизированного бледно-розового калиевого полевого шпата с оплавленными очертаниями размером до 2 см в поперечнике.

В составе исходных пород заметно преобладают (до 70 об. %) беспорядочно ориентированные кристаллы-лейсты плагиоклазов (№ 38...50) с соотношением сторон до 1:10, сложно прорастающие друг друга. Количественные соотношения плагиоклазов разного состава установить невозможно вследствие ограниченной их сохранности. Из первичных минералов магматического этапа сохранились также редкие ксеноморфные зерна щелочного полевого шпата и реликтовые пластинки, вероятно, позднемагматического бурого биотита. Реликтовая офитовая структура пород сочетается с гранолепидобластовой, приобретенной ими на этапе околорудного метасоматизма.

Минеральные новообразования этого этапа включают (в об. %) близкие к рипидолиту (табл. 1) бледно-зеленые хлориты (до 20), серицит (до 20), карбонаты (до 10) с примесью цоизита-эпидота, альбита, кварца, лейкоксена-рутила, апатита, магнетита (титано(?)-магнетита), пирита. Серицит, иногда в сростании с карбонатом и редко кварцем, эпидотом частично или полностью замещает плагиоклазы, лишь эпизодически (в «окнах») сохранившие двойниковую структуру. В случае полного замещения скопления серицита наследуют форму былых кристаллов плагиоклазов. Агрегаты чешуек хлорита в сочетании с карбонатом, лейкоксеном-рутилом, эпидотом сосредоточены преимущественно между кристаллами плагиоклазов, нередко корродируют их, подчеркивая положение полностью замещенных кристаллов пироксенов, возможно, и роговой обманки. Хлоритом в разной степени вдоль спайности замещены также чешуйки биотита, но хлорит, в свою очередь, отчасти замещен серицитом. В обоих минералах в отличие от чистого серицита, замещающего плагиоклазы, присутствуют ксеноморфные включения лейкоксена-рутила, которые сочетаются с пластинчатыми параллельно полосчатыми его выделениями, иногда образующими прямоугольную сагенитовую решетку – следствие фиксации оксида титана вдоль поверхностей спайности былых кристаллов пироксена при их растворении.

Таблица 1. Химические составы минералов базитовых даек Сюльбанской золоторудной зоны

Проба	Минерал	Содержание, мас. %										Σ
		O	Si	Al	Mg	Fe	Ca	Ti	Na	K	C	
У-55 ₁	Авгит	41,68	19,05	3,79	6,73	7,85	12,79	0,67	2,10	0,65	3,36	98,67
У-55 ₂	Авгит	43,82	19,24	3,45	8,84	8,22	8,62	0,24	1,34	0,55	3,55	97,87
У-15 ₁	Рипидолит	43,68	11,48	9,41	9,25	16,59	1,37	–	1,37	0,35	2,83	96,33
У-15 ₂	Рипидолит	44,28	11,75	10,20	8,87	15,86	0,94	–	1,48	0,53	2,71	96,62

Примечание. Анализ выполнялся электронно-зондовым рентгеноспектральным методом на электронном сканирующем микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром EDX Bruker XFlashe 4010 в лаборатории электронно-оптической диагностики Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ, аналитик А.В. Волостнов.

Таблица 2. Химические составы базитовых даек и аподайковых метасоматитов Сюльбанской золоторудной зоны

Номер пробы	Содержание, мас. %															Σ
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	S сульфид.	CO ₂	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	ППП	
У-15(В)	47,52	16,95	3,15	1,39	0,21	2,95	8,34	5,41	6,68	3,10	1,85	0,35	0,16	0,14	1,77	99,97
У-16(Х)	46,67	16,82	4,08	1,15	0,19	3,65	7,23	5,38	7,04	2,92	2,05	0,40	0,17	0,10	1,13	98,98
У-11(Х)	45,07	16,69	3,80	0,82	0,13	6,25	6,67	5,87	7,90	1,92	1,73	0,31	0,14	0,12	2,25	99,67
В-10(А)	52,57	14,24	3,77	0,63	0,11	7,74	5,00	3,87	7,47	0,33	1,73	0,53	0,16	0,10	0,54	98,79
О-136(А)	45,24	13,34	2,30	1,83	0,25	12,54	8,90	3,78	6,03	1,01	1,50	0,47	0,18	0,14	1,10	98,61
У-55(В)	47,09	18,31	2,89	1,57	0,11	0,70	8,34	5,61	6,11	4,56	2,10	0,24	0,17	0,12	1,78	99,70

Примечание. 1) Пробы У-15, У-16, У-11, В-10, О-136 – дорудные дайки, У-55 – внутрирудная. 2) Минеральные зоны аподайковых метасоматических ореолов (в скобках): В – внешняя; Х – хлоритовая; А – альбитовая. 3) Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в аккредитованной лаборатории ОАО «Западно-Сибирский испытательный центр» (г. Новокузнецк) под руководством Н.Н. Земцовой. Аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.21АЯ.07. 4) У-15: $K_p = 100(Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 64,3$; У-55: $K_p = 65,5$.

В хлоритовой зоне по-прежнему зеленовато-черные породы в основном сохраняют приведенные черты строения и минерального состава. Изменения последнего выражаются в полном замещении биотита, некотором увеличении массы карбонатов, хлоритов и суммы новообразованных минералов.

Метасоматиты альбитовой зоны вследствие полного растворения хлоритов и эпидота приобретают светло-серый цвет. В переменных количествах присутствуют полевые шпаты, среди которых преобладает альбит, отчасти сохранивший лейстовидную форму исходных кристаллов плагиоклазов, серицит, зернистые агрегаты и/или ромбоэдры карбонатов с участием примесей кварца, лейкоксена-рутила, апатита, титано (?)–магнетита, пирита.

Зеленовато-черный массивный мелкозернистый (до десятых долей мм) долерит внутрирудной дайки в общих чертах наследует строение и минеральный состав дорудных даек. Основу породы (до 70 об. %) также составляют средне-основные (№ 35...52) плагиоклазы, пластинчато-лейстовидные кристаллы которых беспорядочно ориентированы, сростаются, прорастают друг друга и сочетаются с раздробленными реликтовыми зернами (до 1 об. %) авгита (табл. 1) и ксеноморфными выделениями щелочного полевого шпата, заполняющими промежутки между ними. Редкие фрагменты кристаллов бурой роговой обманки и бурого биотита (менее 1 об. % того и другого минерала) обрастают

зерна пироксена и замещаются эпигенетическими минералами этапа метасоматизма.

В числе последних заметно преобладают бледно-зеленые хлориты (до 20 об. %) при участии серицита, амбовидных зерен кварца, ксеноморфных скоплений и апопироксеновых прямоугольных сагенитовых решеток лейкоксена-рутила, ксеноморфных зерен карбонатов, скоплений игольчатых кристаллов тремолита, зерен титано (?)–магнетита, пирита. Исходные плагиоклазы в разной степени замещены чистым серицитом без примеси лейкоксена-рутила, который обычен в агрегатах чешуек серицита, замещающего хлорит, образованный, в свою очередь, за счет пироксена, роговой обманки и биотита.

Химический состав дорудных и внутрирудной даек долеритов Сюльбанской золоторудной зоны, подвергшихся гидротермальным изменениям пропиловатого профиля в периферийных внешней и хлоритовой зонах метасоматических ореолов, различается несущественно (табл. 2). Исключение составляет углекислота, которая поступает в породы с гидротермальными растворами на этапе метасоматизма. Она зафиксирована в карбонатах в начале процесса изменений дорудных даек в значительно большем количестве, чем в ходе процесса во внутрирудной дайке. С усилением интенсивности преобразований дорудных даек от внешней зоны к более тыловой альбитовой зоне березитоподобных изменений количество углекислоты значи-

тельно увеличивается, достигая максимума в альбитовой зоне при синхронном снижении в последней массы глинозема, магния, железа, отчасти натрия и усилении степени неравномерности распределения кремния, натрия, калия, кальция.

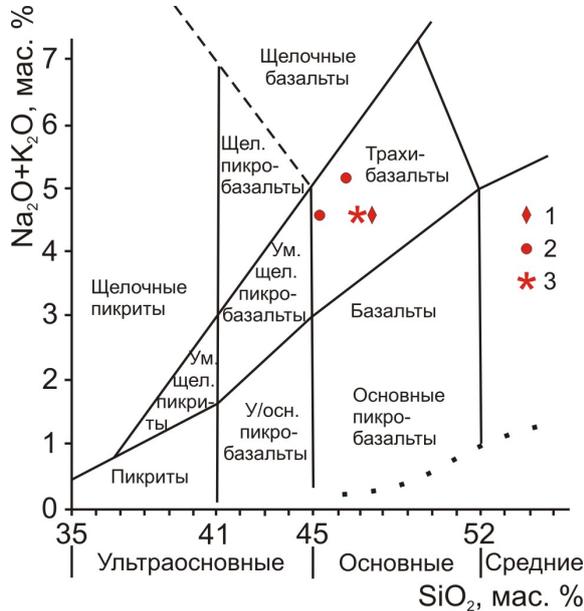


Рис. 1. Положение базитовых даек Сьюльбанской золоторудной зоны на TAS-диаграмме составов магматических горных пород. Здесь и на рис. 2 границы полей составов заимствованы из [16]. Здесь и на рис. 2, 3: 1, 2 – дорудные дайки во внешней (1) и хлоритовой (2) зонах внутридайковых метасоматических ореолов, 3 – внутрирудная дайка

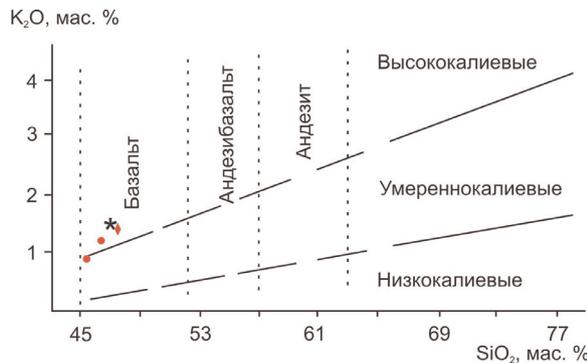


Рис. 2. Положение базитовых даек Сьюльбанской золоторудной зоны на диаграмме составов магматических горных пород в координатах $SiO_2 - K_2O$

По химическому составу, т. е. содержанию петрогенных компонентов и величинам важнейших петрохимических показателей породы даек на петрохимических диаграммах представлены компактным ареалом фигуративных точек (табл. 2, рис. 1, 2). Они идентифицируются как умеренно щелочные высококальциевые высокотитанистые железистые долериты – околоплутонические аналоги трахибазальтов с их нормативным химическим составом [16] и петрохимическими показателями.

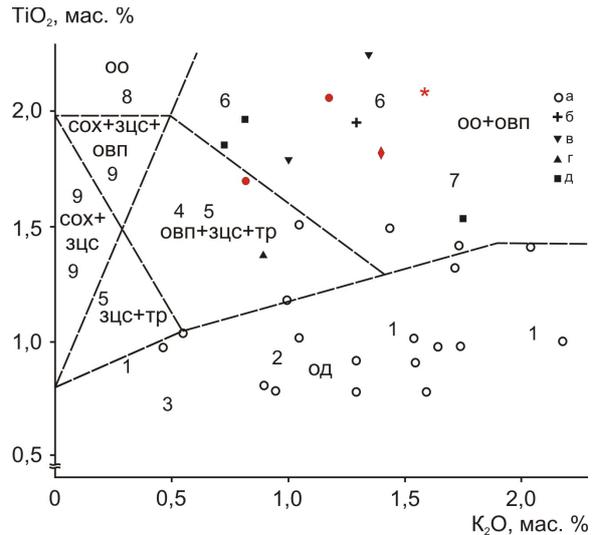


Рис. 3. Соотношение калия и титана в дайках основных пород золоторудных полей Южной Сибири. Дайки: умеренно щелочных оливиновых долерита и лейкодолерита Бериккульского рудного поля (а); умеренно щелочного оливинового долерита Холбинского (б), Кедровского (в), Ирокиндинского (г), Западного (д) рудных полей. Границы между полями составов базальтов для различных типов геотектонических структур заимствованы из [17]. Поля составов базальтов: ОД – островных дуг, ОО – океанических островов, ОВП – областей внутриплитного вулканизма, ЗЦС – задуговых центров спрединга, ТР – трансформных разломов, СОХ – срединно-океанических хребтов и межконтинентальных рифтов. Эталонные составы типов базальтоидов: 1) умеренно щелочные и щелочные базальты островных дуг; 2) известково-щелочные базальты островных дуг; 3) толеиты островных дуг; 4) толеиты траппов; 5) толеиты трансформных разломов; 6) толеиты внутриконтинентальных рифтов; 7) умеренно щелочные и щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 8) толеиты повышенной щелочности океанических островов; 9) толеиты срединно-океанических хребтов и межконтинентальных рифтов

Судя по положению фигуративных точек на диаграмме $K_2O - TiO_2$ (рис. 3), дайки долеритов Сьюльбанской золоторудной зоны образовались в геодинамическом режиме рифтовых структур – зон тектоно-магматической активизации областей континентального внутриплитного магматизма.

4. Обсуждение результатов и выводы

Принадлежность описанных гидротермальных метасоматических ореолов к образованным и регионально проявленным в Сьюльбанской золоторудной зоне околорудным метасоматическим ореолам березит-пропилитового профиля [15] доказывается аналогичным им порядком минерало-петрохимической зональности и составом минеральных новообразований этапа метасоматизма в дорудных дайках долеритов. Отсутствие сведений о тыловой березитовой зоне в аподайковых ореолах обусловлено недоступностью пока для изучения непосредственных экзоконтактов золотоносных кварцевых жил в таких дайках.

Минералого-химический состав метасоматитов во внутрирудных дайках и минералого-петрохимическая зональность в них отвечает ореолам пропилитовой формации без березитовой составляющей [18]. Базальтическая роговая обманка и бурый биотит, присутствующие в сьюльбанской внутрирудной дайке в единичных зернах и чешуйках, обрастают зерна пироксена, что свойственно обоим минералам, образованным на позднемагматическом этапе в условиях относительно пониженных температур расплава и возрастания парциального давления воды. Нет признаков того, что тот и другой минерал в дайке образовались на этапе метасоматизма. Отсутствие обоих минералов в числе аподайковых метасоматических ассоциаций объяснимо, если предположить, что к моменту аккумуляции дайкой-флюидопроводником растворов температура ее и растворов снизилась до значений, недостаточных для образования обсуждаемых относительно высокотемпературных минералов.

Слабо дифференцированный химический состав дорудных и внутрирудного долеритов, подвергшихся относительно незначительным изменениям во внешней и более сильным — в хлоритовой зонах метасоматических ореолов подтверждает ранее сделанный вывод, согласно которому преобразования минерального состава пород в периферийных зонах околорудных метасоматических ореолов происходят в основном за счет внутренних ресурсов петрогенных компонентов без существенного привноса или выноса вещества [15]. Только весьма подвижная углекислота способна диффундировать от раствороподводящих каналов — рудовмещающих разломов [19] на дальнюю периферию околоразломных околорудных метасоматических ореолов и в бескарбонатных, в частности, изверженных породах давать начало эпигенетическим карбона-

там. В обсуждаемом случае можно видеть, что лишь в более тыловой альбитовой зоне наиболее сильных изменений происходит относительно заметная перегруппировка вещества с компенсирующим вынос ряда компонентов значительным привносом углекислоты.

Приведенными фактами и соображениями доказывается корректность выполненной идентификации долеритовых даек Сьюльбанской золоторудной зоны. Вместе с близкими к ним и рудам по возрасту конкудеро-мамаканскими гранитоидами умеренно-щелочные долеритовые дайки образуют антидромный золотопроизводящий флюидно-магматический комплекс, в составе которого ранние гранитоиды сменяются поздними умеренно щелочными базальтоидами и рудами. Флюидно-магматическая активность очагов умеренно-щелочной базальтовой магмы на позднем этапе становления комплекса, как и других подобных комплексов [1], выражается в повторяющемся внедрении расплавов, ранние послегранитные инъекции которых предшествуют поступлению ранних порций гидротермальных растворов с последующим внедрением новых порций расплавов, сменяемых, в свою очередь, новой порцией металлоносных растворов и т. д. Приведенные материалы также дополняют перечень золоторудных мезотермальных месторождений (Холбинского, Западного, Ирокиндинского, Кедровского и других) — производных обсуждаемых флюидно-магматических комплексов [1], образованных в одной из типовых для них геодинамических ситуаций — рифтогенных внутриплитных зонах тектоно-магматической активизации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 1. — С. 49–57.
2. Кучеренко И.В. Диориты как промежуточное звено в золотопроизводящих флюидно-магматических гранит-диорит-долеритовых комплексах // Известия Томского политехнического университета. — 2007. — Т. 310. — № 1. — С. 6–11.
3. Рундквист Д.В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования // Записки Всесоюзного минералогического общества. — 1966. — Ч. 95. — Вып. 5. — С. 509–525.
4. Котляр В.Н. О магматических комплексах и оруденении // Советская геология. — 1955. — № 43. — С. 61–70.
5. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. — М.: Изд-во АН СССР, 1952. — 212 с.
6. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геол. — 1989. — № 6. — С. 90–102.
7. Врублевская Т.Т., Цыганков А.А. О петротипе муйских гранитоидов (Байкальская горная область) // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38. — № 9. — С. 1484–1489.
8. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А. и др. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса // Доклады РАН. — 2007. — Т. 415. — № 4. — С. 535–538.
9. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. — 2007. — Т. 48. — № 1. — С. 156–180.
10. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Доклады РАН. — 1993. — Т. 331. — № 6. — С. 726–729.
11. Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С. и др. Новые данные о возрасте гранитоидов витимканского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) // Доклады РАН. — 1997. — Т. 353. — № 3. — С. 375–378.
12. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Доклады РАН. — 1995. — Т. 344. — № 3. — С. 377–380.
13. Герасимов Н.С., Гребенщикова В.И., Бултыгеров В.В. и др. Новая информация о возрасте гранитоидов Ангаро-Витимского

- батолита // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Матер. Всерос. научн. конф., г. Иркутск, 24–30 сент. 2007 г. – Т. 2. Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. – С. 50–54.
14. Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании / под ред. Д.С. Коржинского. – М.: Недра, 1966. – С. 47–63.
 15. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в окорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 2. – С. 23–30.
 16. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
 17. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 314. – № 6. – С. 1484–1487.
 18. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1990. – № 10. – С. 78–91.
 19. Кучеренко И.В. Эмпирические свидетельства концентрационно-диффузионного механизма массопереноса в процессах околотрещинного гидротермального метасоматизма // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 9–15.

Поступила 18.11.2010 г.

УДК 549.324.31:553.41

ОТРАЖЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ СУХАРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПИРИТА

Е.М. Михайлова, В.Г. Ворошилов, А.Я. Пшеничкин

Томский политехнический университет
E-mail: planet@sibmail.com

Изучены пириты из руд и окорудных метасоматитов скарново-магнетитового Сухаринского рудного поля (Горная Шория) с наложенной золото-сульфидной минерализацией. Исследованы типоморфные особенности пирита: морфология кристаллов, термоэлектрические свойства, отражательная способность, химический состав. Установлено зональное изменение типоморфных свойств пирита по простиранию рудного поля.

Ключевые слова:

Пирит, типоморфизм, кристалломорфология, термоэлектрические свойства, элементы-примеси, золото, зональность.

Key words:

Pyrite, typomorphism, morphology of crystal, thermo-electromotive property, details-addition, gold, zonality.

В последние годы все большее внимание уделяется проблеме укрепления и расширения минерально-сырьевой базы действующих горнорудных предприятий, а также поискам и оценке глубокозалегающих рудных тел в известных горнорудных регионах и на новых территориях [1–4]. Поиски и оценка скрытых рудных тел, выявление новых типов месторождений и вовлечение их в промышленное освоение, переоценка известных рудопроявлений и месторождений — эти задачи не всегда могут быть решены традиционными геолого-геохимическими и геофизическими методами. Существенная роль здесь отводится минералогическим методам прогнозирования, теоретической основой которых служит учение о типоморфизме минералов и о минералах-индикаторах оруденения [4, 5].

Пирит является самым распространенным и наиболее оптимальным для исследования типоморфных свойств рудным минералом в сульфидо-держущих типах месторождений. Во многих слу-

чаях он представляет самостоятельный промышленный интерес, так как нередко содержит высокие концентрации золота, являясь основным концентратом (наряду с арсенопиритом) металла в рудных телах и окорудных метасоматитах различных месторождений.

Авторами выполнены комплексные исследования пиритов из руд, метасоматитов и вмещающих пород Сухаринского рудного поля (Горная Шория). Целью исследования являлось изучение типоморфных свойств пиритов с целью выявления зональности рудного поля и прогноза золотого оруденения.

В процессе работ решались следующие основные задачи: изучение типоморфных свойств пирита: кристалломорфологии, химического состава, термоЭДС, коэффициента отражения; выявление отличительных особенностей пирита продуктивных минеральных ассоциаций; выявление минералого-геохимической зональности рудного поля на основе типоморфных свойств пирита.