

**ДРЕВНИЕ ДИОРИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ  
КОММУНАРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ  
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТИ**

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ, Л. Г. ОСИПОВ

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

В пределах Коммунарковского рудного поля известны жильные, штокверковые кварцево-золоторудные месторождения и скарново-магнетитовые линзы с наложенной золотой минерализацией. Главные штокверковые месторождения рудного поля тяготеют к субпослойным интрузивным телам габбро-диоритового состава, относимых рядом исследователей [5, 13, 15] к наиболее древнему буйскому интрузивному комплексу. По вопросу о генезисе золотого оруденения единого мнения нет. Одни исследователи [2, 3] относят диоритоидные тела к интрузивным образованиям и с ними генетически связывают золотое оруденение. Другие [14] считают их метаморфогенными образованиями, возникшими за счет глубокой переработки отдельных горизонтов основных эффузивов, а золотое оруденение, вслед за В. А. Обручевым и Д. И. Калининским, генетически связывают с Солгонской гранодиоритовой интрузией.

В настоящее время материалы детального геологоструктурного изучения позволяют уточнить некоторые вопросы магматизма и генезиса золотого оруденения. Поэтому в статье показаны взаимоотношения мелких конкордантных диоритоидных тел с окружающими их эффузивами, выделены две фазы внедрения, даны общие петрохимические и геохимические особенности пород и отношение их к оруденению.

Рудное поле располагается на восточном крыле крупной антиклинальной структуры близмеридионального простирания и сложено двумя разнородными толщами: нижней диабазово-порфиритовой и верхней вулканогенно-осадочной предположительно среднекембрийского [14] или даже докембрийского [7, 11] возраста.

Большинство мелких диоритоидных тел приурочено к приконтактной зоне этих разнородных толщ и образует своеобразный субмеридиональный пояс. В вышележащих, существенно карбонатных толщах, указанных интрузивных тел не установлено. Как эффузивно-осадочные, так и интрузивные образования прорываются крупным гранодиоритовым массивом. В свою очередь гранодиориты и кварцевые диориты сами пересекаются дайкообразными телами оливиновых габбро и габбро-порфиритов и субщелочных диабазовых порфиритов (тешенитов), вероятно, девонской габбро-сиенитовой интрузии [6]. Авгитовые диориты Калиостровского участка [2], слагающие эндоконтактную часть Солгонского массива, относятся к образованиям ранней фазы гранодиоритовой интрузии.

Субпластовые линейные, реже дайко- и линзообразные тела уралитизированных габбро-диоритов обычно небольших размеров: до 0,5—2 км по простиранию, при 20—200 м по мощности. Контакты их четкие со стороны кислых эффузивов и осадочных пород и неясно выражены со стороны диабазов и диабазовых порфиритов. Сколько-нибудь заметных экзоконтактовых воздействий на окружающие породы не наблюдается, что, очевидно, обусловлено как слабым контактовым метаморфизмом при внедрении этих интрузивов, так и наложением последующего регионального и гидротермального метаморфизма. В большинстве своем мелкие интрузивы имеют согласное залегание с вмещающими породами, подчеркивая пликативные структуры рудного поля. Мелкая трещиноватость диоритоидных тел и боковых пород в общем одинакова и, очевидно, отражает собой проявление господствующей региональной деформации.

Габбро-диоритовый интрузивный комплекс сформировался в две последовательные фазы: 1) порфировидные габбро-диориты и 2) мелкозернистые габбро-диориты. Последние в виде маломощных дайкообразных тел прорывают порфировидные разности. Контакты между ними четкие с неясно различимыми зонами закалки и ксенолитами порфировидных пород в эндоконтактах мелкозернистых габбро-диоритов, с заливами и апофизами мелкозернистых пород в порфировидных габбро-диоритах. Иногда вдоль контактов их наблюдаются зоны метаморфических амфиболитов.

Кроме отмеченных пород, встречаются среднезернистые габбро-диабазы и диорито-диабазы, которые в отличие от первых слабее раскристаллизованы и более интенсивно метаморфизованы и рассланцованы. Вполне возможно, что они относятся к субинтрузивным аналогам основных эффузивов. Взаимоотношения между породами первых двух фаз с габбро-диабазами не ясны.

Как основные эффузивы, так и габбро-диориты подвержены интенсивной амфиболитизации. Ряд исследователей [13 и др.] эти вторичные процессы относят к автометаморфическим. Однако площадной характер развития вторичных изменений в описываемых породах и их многостадийность указывают на проявление как автометаморфических, так и особенно регионально-метаморфических и контактовых явлений (в связи с внедрением более молодой гранодиоритовой интрузии).

Габбро-диабазы и диорито-диабазы наибольшим распространением пользуются на Солгонском участке [9] и представляют мелкие линейные, линзовидные или неправильно штокообразной формы тела в плане. Нередко наблюдается совершенно постепенный переход габбро-диабазов к диабазовым порфиритам через диорито-диабазы и диабазы. В шлифах они обнаруживают порфировидную структуру с призматически зернистой и диабазовой структурой базиса. Порфиновые выделения размером в 2—3 мм представлены нередко зональным плагиооклазом № 56—22 (до 25%), по которому развивается альбит № 5—9, зеленой роговой обманкой, актинолитом (до 15%) и редким кварцем. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом андезин-лабрадора № 49—52, амфиболов, хлорит-серпентина, относящегося к дженкинситу. Из аксессуарных распространены апатит, сфен и магнетит и редко пирит и халькопирит.

Порфировидные габбро-диориты в пределах рудного поля наиболее распространены. Это зеленовато-серые породы с многочисленными крупными (до 5—8 мм) порфиробластами зеленовато-белых плагиооклазов. Под микроскопом устанавливается типично порфировидная структура с призматически-зернистой основной массой. Порфиробласты представлены таблитчатым, редко зональным лабрадор-битовнитом

№ 52—75 (до 45%), интенсивно сосюритизированным, и амфиболом (до 20—30%). Встречены три разновидности амфибола: уралитовая зеленая роговая обманка, сине-зеленая роговая обманка и актинолит. Пироксен исключительно редок, так как почти всегда замещен уралитовым амфиболом и лишь изредка в центре зерен уралита наблюдаются реликты диопсида. Из поздних минералов развиты хлорит, который замещает все амфиболы, а также кварц и альбит. Акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит, лейкоксен и пирит.

Мелкозернистые габбро-диориты представляют зеленовато-серые мелкозернистые плотные породы, состоящие из плагиоклаза и амфибола. В шлифах структура породы габбровая или диабазовая и гранобластовая, причем последняя появляется благодаря интенсивной амфиболлизации. Минералогический состав: плагиоклаз № 52—67, реже 47—32 и 22—20 в виде сосюритизированных полисинтетически сдвойникованных зерен (до 60%) и зеленая роговая обманка (до 30%) с редчайшими реликтами пироксена. Из более поздних развиты тремолитактинолит, хлорит, альбит и кварц. Акцессорные: магнетит, апатит, сфен, лейкоксен и пирит.

Диабазы и диабазовые порфириты эффузивной толщи представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми плотными породами типично зеленокаменного облика. Под микроскопом устанавливается плагиоклаз № 51—66, до 65%, зеленая роговая обманка и актинолит; до 25%. Иногда обнаруживаются реликты зерен пироксенов размером 0,05—0,3 мм, замещаемых уралитом. Структура породы офитовая или пилотакситовая. Из акцессорных установлены апатит, сфен, лейкоксен, магнетит и пирит.

Результаты пересчета химических анализов пород габбро-диоритового субинтрузивного комплекса и диабазово-порфиритовой формации рудного поля показаны на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 1). Химические анализы приведены в табл. 1.

По химическому составу все породы диабазово-порфиритовой формации относятся к группе бедных щелочами класса недосыщенных кремнеземом пород. Они характеризуются несколько пониженной щелочностью ( $a:c = 0,8—1,8$ ), преобладанием натрия над калием ( $n = 61—95,5$ ), повышенной железистостью ( $Mg:Fe = 1:1,2—1:6$ ) и низкой титаноносностью.

Наоборот, кварцевые порфиры и кератофиры отличаются пересыщенностью кремнеземом ( $n = 40,5$ ), некоторым избытком глинозема, низкой магнезальностью и железистостью и для них характерна как калиевая (6—21), так и натровая (407) специализации.

Породы субинтрузивного габбро-диоритового комплекса (габбро-диабазы, диорито-диабазы, габбро-диориты и диориты) относятся к ряду пород слегка недосыщенных кремнеземом. Если же рассматривать изменение состава пород от фазы к фазе, то в общем намечается некоторая тенденция к увеличению их кислотности и щелочности от ранней фазы (24—14) к поздней (502).

По сравнению с эффузивами габбро-диориты характеризуются несколько повышенной щелочностью, на что указывает отклонение поля векторов вправо от линии  $CB$  в плоскости  $ASB$  (рис. 1). При этом натрий преобладает над калием ( $n = 65—89,0$ ). Несколько повышенная щелочность субинтрузивных пород по отношению к эффузивам вероятно обусловлена не столько процессом дифференциации единой базальтоидной магмы, сколько метаморфическими явлениями.

В целом химический состав габбро-диоритов Коммунара совершенно аналогичен таковому пород буйского комплекса [12] и укладывается в одну вариационную линию на плоскости  $ASB$  и  $CSB$ . По срав-

Таблица 1

Химические анализы габбро-диоритового комплекса и эффузивов Коммунарского рудного поля<sup>1)</sup>

№ п. п.	№ на диаграмме	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п. п. п.	Сумма
1	24—14	44,06	4,08	11,06	3,08	10,45	0,20	10,04	10,60	2,35	1,03	0,72	2,71	100,38
2	6—1	48,60	0,80	18,37	1,24	11,28	0,19	7,40	4,39	3,20	1,16	0,067	3,05	99,75
3	10—10	51,88	0,60	17,38	2,05	8,37	0,16	8,20	3,88	3,63	1,17	0,11	2,13	99,56
4	5—6	52,68	0,87	14,60	1,47	12,18	0,21	8,38	4,20	2,77	0,54	0,15	1,99	100,04
5	231—а	54,38	0,99	15,44	1,12	11,20	0,15	7,98	3,23	3,21	1,50	0,17	1,78	100,97
6	546	53,91	0,86	17,15	1,45	9,45	0,11	8,90	2,83	2,30	1,90	0,14	1,71	100,71
7	502	53,00	0,78	16,37	1,90	9,90	0,17	6,34	3,70	3,51	1,70	0,12	2,56	99,95
8	1198	53,44	0,75	15,72	1,17	12,00	0,20	4,46	6,06	3,60	0,95	0,15	1,55	100,05
9	8—46	54,14	0,67	14,85	0,31	13,00	0,17	4,83	2,39	3,90	0,30	0,076	5,16	99,80
10	6—9	52,46	0,68	15,05	1,77	11,89	0,21	8,85	3,19	2,41	0,29	0,095	3,51	100,41
11	7—8	54,60	0,00	15,44	5,18	5,47	0,10	3,47	1,93	2,03	1,98	0,11	9,20	99,51
12	407	54,37	—	17,54	0,50	4,50	0,10	11,01	3,50	3,96	1,77	0,37	1,66	99,48
13	6—21	73,48	0,34	11,10	0,98	4,23	0,08	2,64	1,41	1,04	2,40	0,078	2,46	100,24
14														

Габбро-диоритовый интрузивный комплекс: 24—14—габбро-диабаз Калиостровского участка, 6—1—габбро-диорит Подоблачного гольца (скв. 6); 231-а — диорито-диабаз Солгонского участка (обн. 231); 546 — порфировидный габбро-диорит Калиостровского участка (обн. 546); 502 — габбро-диорит порфировидный (обн. 502); 1198 — мелкозернистый габбро-диорит из Подзвездного гольца (обн. 1198) (вторая фаза); диабазово-порфиритовая формация: 8—46—роговообманковый миндалекаменный порфирит (скв. 8, Подоблачный гольц); 7—8—темно-серый пиритизированный туф диабазового порфирита; 407 — кислый эффузив (кератофир, обн. 407, Калиостровский участок); 6—21—кварцевый кератофир (скв. 6, Подоблачный гольц); 14, 15, 16, 17, 18 — габбро-диоритыбюйского интрузивного комплекса [9].

<sup>1)</sup> Химанализы выполнены в центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

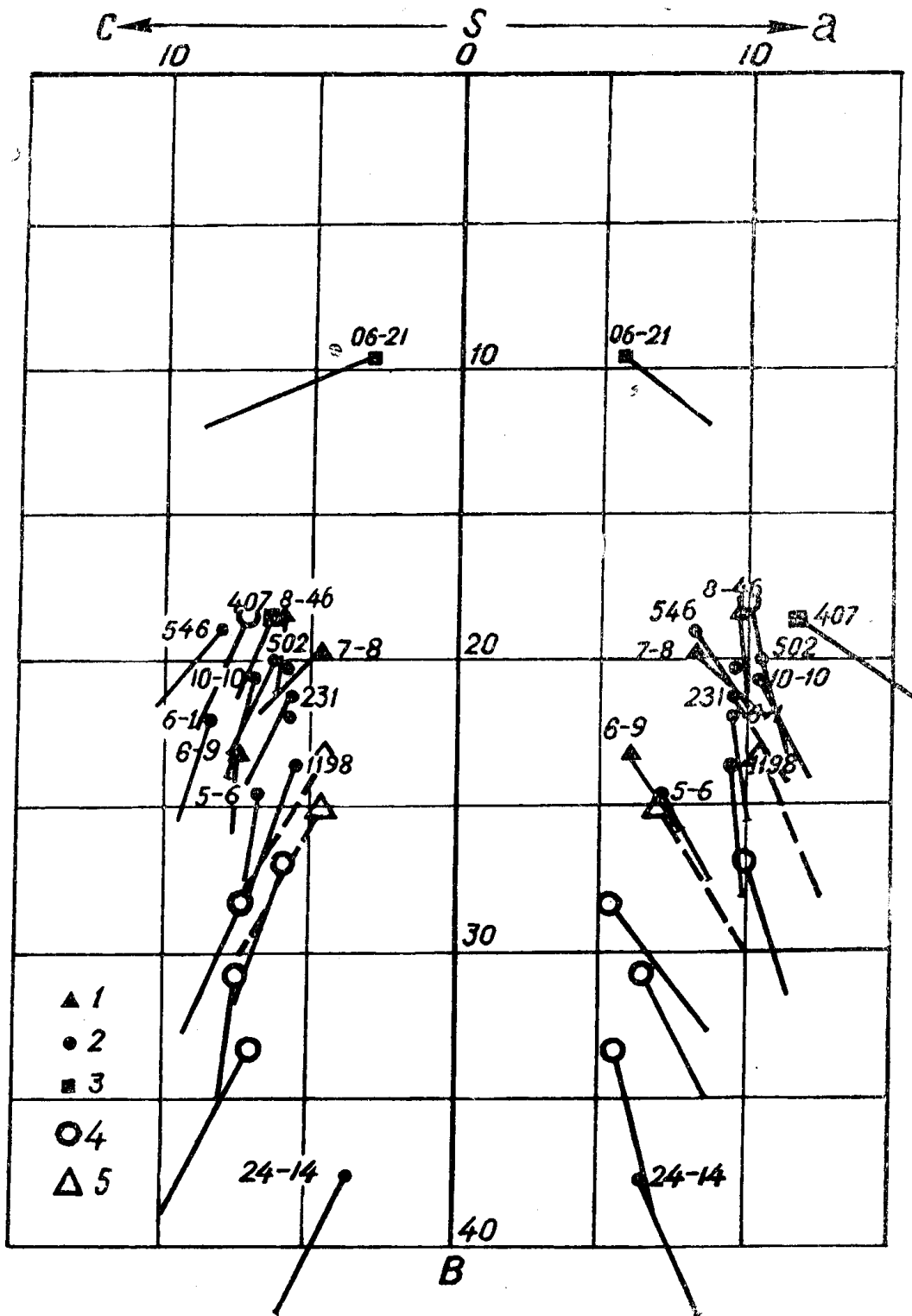


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма по методу А. Н. Заварицкого [4, 18] пород эффузивного и габбро-диоритового субинтрузивного комплекса Коммунарского рудного поля. Перечень химических анализов приведен в табл. 1.

нению со средними типами сходных пород по Р. Дели [18] они имеют несколько более кислый состав (рис. 1).

Сравнивая породы Коммунара с некоторыми эффузивами и «малыми интрузивами» габбро-диоритов нижнекембрийского возраста Восточного Саяна [19], приходим к выводу о том, что те и другие почти совершенно аналогичны по условиям залегания и химизму. Так, для всех сравниваемых пород характерна натровая специализация, повышенная железистость и умеренная основность.

Геохимическая характеристика описываемых пород дается на основании результатов восьмидесяти полуколичественных спектральных анализов проб из пород и акцессорного магнетита (рис. 2). Наиболее типичными элементами примесей диабазов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов являются титан, никель, ванадий, кобальт, хром, медь, цинк, цирконий в количестве от 0,002 до 0,1%. Интересным является то обстоятельство, что акцессорный магнетит из диабазов Солгон-

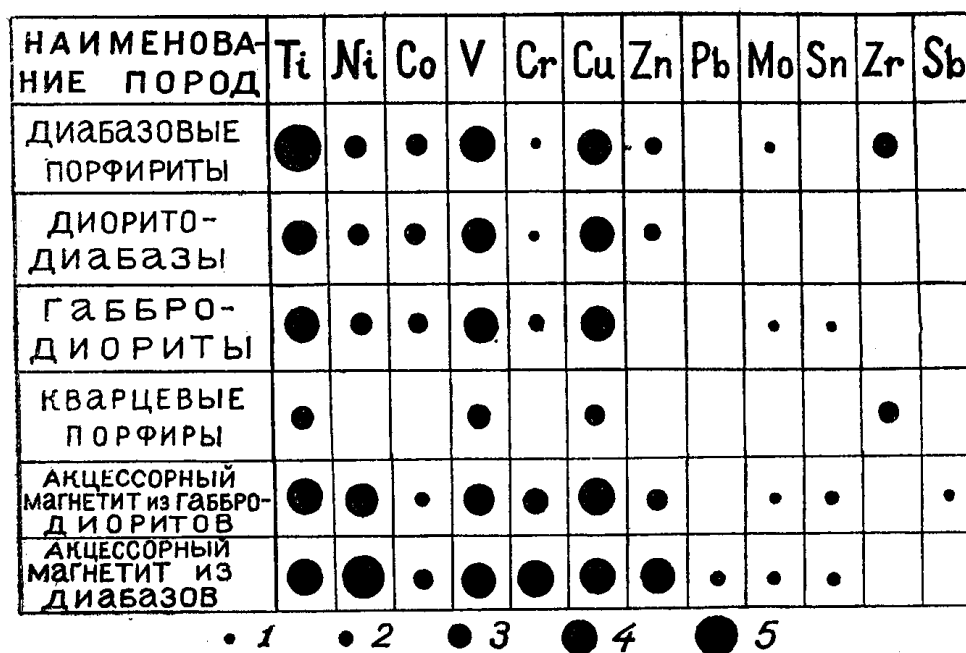


Рис. 2. Диаграмма распределения элементов-примесей в эффузивах и габбро-диоритах Коммунаровского рудного поля: 1 — содержание до 0,001; 2 — до 0,005; 3 — до 0,01; 4 — до 0,05; 5 — до 0,3%.

ского участка содержит свинец, молибден и олово в количестве до 0,001%.

Совершенно иная картина наблюдается в кварцевых порфирах и кератофирах, которые очень бедны микроэлементами. В них установлены только титан, ванадий, медь и цирконий в количестве до 0,005%, что, вероятно, обусловлено глубинной дифференциацией родоначальной базальтоидной магмы.

В габбро-диабазовых, габбро-диоритовых и диоритовых породах распространены следующие элементы-примеси: титан, никель, ванадий, кобальт, медь и цинк в количестве от 0,003 до 0,2%. Весьма характерными элементами являются титан, ванадий и медь, присутствующие в количестве 0,03—0,2% и очень низкое содержание хрома. В незначительном количестве (до 0,001%) присутствуют молибден и олово, которые обычно фиксируются в акцессорном магнетите. В отличие от эффузивов в габбро-дио-

ритах появляется олово и отсутствует цирконий. Последнее обстоятельство является не совсем ясным. Сравнивая геохимическую специализацию эффузивных и интрузивных пород Коммунарковского рудного поля устанавливаем, что для тех и других очень характерно присутствие молибдена и пониженное содержание хрома. Этим они отличаются от подобных образований Восточного Саяна [19].

Таким образом, эффузивные и интрузивные образования Коммунара по минералого-петрографическому составу, петрохимии и составу элементов-примесей характеризуются примерно одинаковыми показателями (рис. 1, 2, табл. 1). Рассматривая условия нахождения субпластовых интрузивных тел и горизонтов основных и средних эффузивов, приходим к выводу о том, что те и другие участвовали в складчатости, т. е. габбро-диоритовый комплекс является синорогенным. Все это позволяет считать малые тела габбро-диоритов возможно комагматами эффузивов диабазово-порфиритовой формации, являющихся дериватами единой базальтоидной магмы, по классификации Ю. А. Кузнецова [10], тем более, что пространственно они ассоциируют с эффузивно-осадочными толщами. Изложенные нами данные подтверждают высказывания исследователей [5, 13 и др.] о том, что буюнская интрузия характеризует собой геосинклинальную стадию формирования подвижного пояса Кузнецкого Алатау.

Золоторудные месторождения Коммунара располагаются в приконтактовой полосе крупного гранодиоритового интрузива и часто пространственно приурочены к малым телам уралитизированных габбро-диоритов. Наряду с этим наблюдаются золотоносные кварцевые жилы и прожилки в породах вулканогенно-осадочной толщи (жила Январская), гранодиоритах и диоритах Солгонского интрузива (жилы Усть-Сактычульская, Мало-Березовская и др.) и в скарново-магнетитовых линзах эндо- и экзоконтактов гранодиоритового массива (Калиостровское месторождение). Приуроченность золотопроявлений к мелким линейным интрузивам обусловлена своеобразными геолого-структурными и физико-химическими условиями локализации оруденения. Различный характер проявления трещинной тектоники в пределах рудного поля обусловил формирование определенного типа руд. Вдоль линейных диоритоидных массивов возникали продольные разрывы иногда с системами оперяющих трещин, в которых оформились как одиночные кварцево-золоторудные жилы, так и кварцево-прожилковые (штокверковые) руды с бедной сульфидной минерализацией. Послойные сколовые трещины в породах вулканогенно-осадочной толщи обусловили формирование кварцево-сульфидных жил с теллуру-висмутовой минерализацией. В скарново-магнетитовых линзах золотое оруденение локализовалось в том случае, если в них развивалась внутриминерализационная трещиноватость, контролировавшая проникновение металлоносных растворов.

Как уже отмечалось, субпластовые тела габбро-диоритов прорываются и метаморфизуются породами гранодиоритовой интрузии. Дайки же диоритовых порфиритов, лампрофиров и мелкозернистых диоритов, являющиеся схизолитами гранодиоритовой интрузии, иногда содержат ксенолиты пород (тоналиты) материнской интрузии и в то же время сами пронизываются кварцево-золоторудными прожилками. Кроме того, в дайковых мелкозернистых диоритах, нередко интенсивно гидротермально переработанных, почти постоянно фиксируется повышенное содержание золота. Более молодые оливиновые габбро, габбро-порфириты и тешениты, пересекают и метаморфизуют породы гранодиоритового интрузива и рудные тела (рис. 3), а сами золотого оруденения не содержат.

Контактово-железорудные месторождения, содержащие иногда наложенную золотую минерализацию (Калиостровское месторождение), генетически связаны с гранодиоритовой интрузией, что нами рассмотрено особо.

Золото во всех типах месторождений свободное и высокопробное: пробы колеблются от 920 до 960. Спектроскопические исследования золотин у всех типов руд, выполненные в лаборатории Томского политехнического института А. Д. Глазуновой, показали присутствие серебра и меди примерно в равном количестве (до 2%).

Таким образом, изложенные нами данные подтвердили и дали дополнительные доказательства о генетической связи золотого оруденения с гранодиоритовой интрузией, а нередкая приуроченность оруденения к древним субпластовым габбро-диоритовым телам по существу является пространственной, обусловленной их благоприятными физико-механическими и химическими свойствами. Вдоль этих диоритоидных тел возникали многочисленные системы тектонических трещин, которые оказывались доступными для золотоносных растворов, а повышенная железистость этих пород, вероятно, ускоряла процессы осаждения золота. Следовательно, физико-механические и химические свойства диоритоидных пород явились определяющими в оформлении трещинной структуры рудного поля, а затем и оруденения. Можно

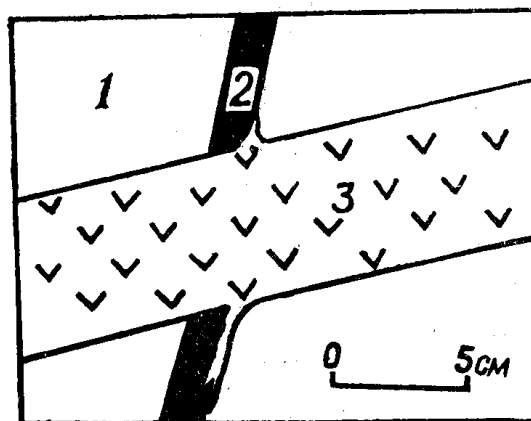


Рис. 3. Пересечение кварцевых рудных прожилков (1) тешенитом (3); 2 — диорит Солгонского интрузива.

полагать, что привнос главного количества золота гидротермами происходил из общего магматического очага, породившего гранодиоритовый плутон, вслед за формированием даек мелкозернистых диоритов. Не исключено, что растворы, принимавшие участие в формировании золотых месторождений района, могли заимствовать часть золота из боковых пород при своем прохождении через них. Подобные точки зрения неоднократно обсуждались в литературе [1, 8, 16, 17].

Итак, золотосодержащими оказываются только те из мелких диоритоидных массивов Коммунара, которые размещаются в благоприятных геологоструктурных условиях. Обнаружение мелких габбро-диоритовых тел в тектонически ослабленных зонах вблизи от выходов гранодиоритовой интрузии может служить дополнительным критерием на золоторудную минерализацию района.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А. Г. Бетехтин. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд. АН СССР, 1955.
2. А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Тр. Томск. гос. универс., т. 102, 1948.
3. А. Я. Булытников. Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа и связанное с ним оруденение. Сб. «Магматизм и связь с ним пол. ископ.», М., 1960.



4. А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных пород и определение химических типов их. Госгеолтехиздат, 1960.
5. Т. Н. Иванова. История геологического развития и магматизм Кузнецкого Алатау в палеозое. В сб. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования», Госгеолтехиздат, 1963.
6. С. С. Ильенок. Основные черты петрологии Патынского массива. Геол. и геоф., № 4, 1960.
7. Г. А. Иванкин и др. К стратиграфии древних толщ восточного склона Кузнецкого Алатау. Сб. докл., посвящ. памяти акад. В. А. Обручева и М. А. Усова, Изд. ТГУ, 1964.
8. Д. С. Коржинский. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Мат. к II всес. петрограф. совещ., Вопросы магматизма и металлогении СССР, Ташкент, 1958.
9. А. Ф. Коробейников. Новые золоторудные проявления в Коммунарском золотоносном районе (Восточный склон Кузнецкого Алатау). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 121, 1963.
10. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и их классификация. Междунардн. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол. 1960.
11. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
12. Д. И. Мусатов. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. и пол. ископ. Красноярского края, вып. 1, 1961.
13. Г. В. Пинус. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. Изв. СО АН СССР, геол. и геоф., вып. 1, 1958.
14. Н. А. Фогельман, А. Е. Шабаловский. Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунарского рудного поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИЗолота, № 21, 1956.
15. С. Л. Халфин. Древние габброидные интрузии района сочленения Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа. Геол. и геоф., № 1, 1961.
16. В. К. Чайковский. Связь эндогенного оруденения с магматизмом в процессе развития геосинклиналей. Сов. геол., № 3, 1961.
17. В. К. Чайковский. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы их изучения. В сб.: «Геохимия, петрограф. и минералогия осад. образ.», Изд. АН СССР, 1963.
18. С. Д. Четвериков. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
19. А. Д. Шелковников. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Мат. по геол. и пол. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.