

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ГАНЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2014 г. С. Е. Знаменский*, С. В. Мичурин*, Т. А. Веливецкая**, Н. М. Знаменская*

*Институт геологии УНЦ РАН
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

E-mails: Znamensky_Sergey@mail.ru, s_michurin@mail.ru

** Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159
E-mail: velivetskaya@mail.ru

Поступила в редакцию 07.04.2014 г.

Геолого-структурная позиция Ганеевского месторождения золота определяется сдвиговым дуплексом растяжения, который образовался в зоне субмеридионального Карагайлинского разлома на ступенчатом перекрытии продольных сдвигов. Золоторудная минерализация локализована в сдвиге, ограничивающем дуплекс с востока. В его пределах оруденение концентрируется в разрывах (R-сколах Риделя) трансенсивного дуплекса второго порядка. Литологический контроль заключается в преимущественном развитии рудоносных разрывов в будинах кремнистых сланцев и туфоалевролитов. По результатам изотопного анализа установлен магматический источник серы пирита главных сульфидно-кварцевых и сульфидно-кварц-альбитовых рудных ассоциаций. Данные по геохимии РЗЭ свидетельствуют о том, что при формировании сульфидно-кварцевой минерализации происходило заимствование рудного вещества из вмещающих пород, а источником минералообразующего флюида сульфидно-кварц-альбитовых руд могли служить субщелочные габбро и гранитоиды.

Ключевые слова: *трансенсивный дуплекс, сдвиг, золоторудное месторождение, рудовмещающий разлом, литологический контроль оруденения, изотопы серы, распределение РЗЭ.*

ВВЕДЕНИЕ

Ганеевское месторождение находится в северной части Магнитогорской мегазоны Южного Урала на Буйдинском участке, расположенном в 12–22 км юго-восточнее г. Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). В пределах участка известно 15 месторождений и перспективных рудопроявлений золота. Условия их формирования изучены слабо, что отражается негативно на эффективности поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Изучением Ганеевского месторождения в процессе прогнозно-поисковых, поисково-разведочных и тематических работ занимались Б.Г. и С.Б. Галиуллыны, С.В. Сурин, М.В. Смирнов, Л.А. Логинова и другие геологи ОАО “Башкиргеология”. Минералогические исследования руд выполнены М.В. Заботиной с соавторами [3]. Зона окисления месторождения отрабатана карьером ЗАО НППФ “Башкирская золотодобывающая компания”. Эксплуатационные работы были завершены в 2012 г.

Авторами настоящей статьи выполнены структурное картирование поверхности и уступов эксплуатационного карьера месторождения, документация керна поисково-разведочных скважин, дешифриро-

вание аэрофотоснимков масштаба 1 : 10 000 и 1 : 17 000 и обобщены материалы предыдущих работ. Кроме того, проведены изотопно-геохимические исследования, включавшие изотопный анализ серы пирита и изучение геохимии РЗЭ. Полученные данные позволили уточнить геолого-структурную позицию, локальный структурный контроль золотого оруденения и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Месторождение локализовано в зоне регионального Карагайлинского разлома близ меридионального простираения, ограничивающего Буйдинский участок с запада (рис. 2). В пределах участка Карагайлинский разлом проходит вдоль контакта вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений карамалыташской (D_2) и улутауской (D_{2-3}) свит с расположенной восточнее толщей диабазов и их брекчий, предположительно относящихся к поляковскому комплексу (O_2).

По нашим данным, месторождение приурочено к сдвиговому дуплексу [18]. Дуплекс образовался на правоступенчатом перекрытии разрывов, огра-

ничивающих Карагайлинскую разломную зону с запада и востока, в условиях левосторонних смещений по ним и вначале представлял собой транспрессивную структуру. Позднее, в связи с реактивированными движениями с правым знаком по Карагайлинской разломной зоне, на его месте сформировался сдвиговый дуплекс растяжения. Поздние движения с правым знаком по времени совпадают с процессами формирования золоторудной минерализации Ганеевского месторождения. Более подробно кинематика и эволюция Карагайлинских разломов рассмотрены при характеристике структуры месторождения.

В плане дуплекс имеет форму линзы, протяженностью по длинной север-северо-восточной оси около 1.6 км при ширине до 300 м. Тектоническая линза состоит из серии пластин, сложенных главным образом породами карамалыташской свиты. Границами тектонических пластин служат крутопадающие разрывы северо-восточного простирания. Как видно на рис. 2, дуплекс представляет собой экзотический тектонический блок карамалыташских вулканитов, залегающий среди улутауских и поляковских (?) отложений. Этот блок был изолирован в процессе левосторонних движений по Карагайлинскому разлому от материнских толщ среднедевонского возраста, которые в современной структуре располагаются на западном крыле разлома примерно в 1 км южнее Ганеевского месторождения. Сдвиговые дуплексы такого типа названы N.H. Woodcock и M. Fisher [18] аллохтонными.

Кроме Ганеевского месторождения в дуплексе находится Октябрьское рудопоявление золота, верхние горизонты которого отработаны ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Оба золоторудных объекта локализованы в углах дуплексной структуры в сдвиге, ограничивающем ее с востока (см. рис. 2). По данным моделирования D.A. Rogers, [13], P. Connolly и J. Cosgrove, [8], в транстенсивных дуплексах, образующихся на ступенчатых перекрытиях сдвигов, распределение локальных структур растяжения, благоприятных для локализации оруденения, в значительной мере определяется геометрией перекрытия. Если длина перекрытия сдвигов L (длина дуплекса) в два раза и более превышает расстояние между ними H (ширину дуплекса), то вторичные структуры растяжения формируются вдоль разломов, ограничивающих дуплекс.

Результаты экспериментальных исследований хорошо согласуются с данными распределения оруденения в природных транстенсивных дуплексах с $L > H$. В этом случае месторождения локализуются преимущественно в граничных разломах и углах дуплексных структур, например, медно-порфировые и ассоциирующиеся с ними золотосодержащие полиметаллические месторождения Центрально-Словацкой вулканической области [10], золоторудные месторождения Западно-Йилганского региона Австралии [9] и Малокаранско-Александровской площади на Южном

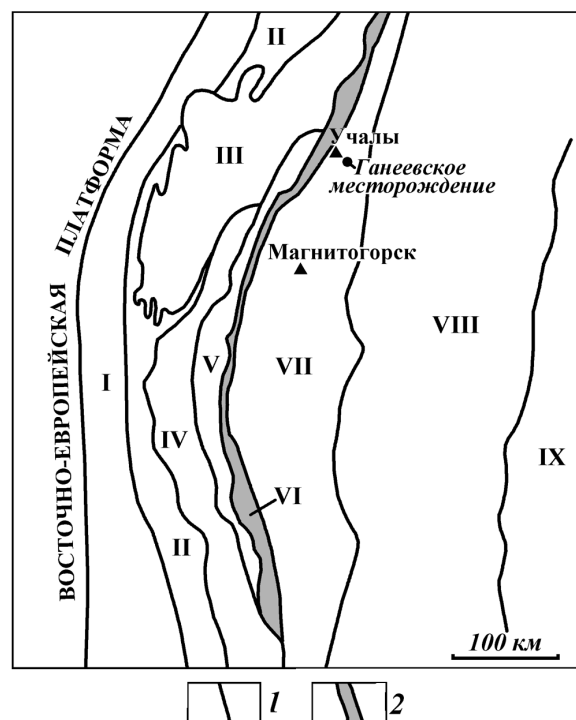


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая положение Ганеевского месторождения в региональных тектонических структурах.

1 – границы региональных тектонических структур, 2 – зона Главного Уральского разлома. I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, III – Башкирский антиклинорий, IV – Зилаирский синклиний, V – Уралтауский антиклинорий, VI – зона Главного Уральского разлома, VII – Магнитогорская мегазона (синформа), VIII – Урало-Тобольская мегазона, IX – Зауральская мегазона.

Fig. 1. The location of the Ganeevka deposit in regional tectonic structures.

1 – boundaries of regional tectonic structures, 2 – zone of the Main Uralian Fault. I – Preuralian foredeep, II – West Uralian outer zone of folding, III – Bashkirian anticlinorium, IV – Zilair synclinorium, V – Uraltau anticlinorium, VI – Main Uralian Fault, VII – Magnitogorsk synform, VIII – Ural-Tobol megazone, IX – Transuralian megazone.

Урале [4, 5] и многие другие. Размещение Ганеевского месторождения и Октябрьского рудопоявления в транстенсивном дуплексе, характеризующемся значительным превышением длины над шириной, подчинено тем же закономерностям.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В эксплуатационном карьере сдвиг, контролирующий размещение золотого оруденения Ганеевского месторождения, представлен меридиональной разломной зоной мощностью 5–30 м, имеющей вертикальное падение (рис. 3, 4). Восточный

фланг зоны слагают интенсивно рассланцованные и смятые в мелкие конические складки туфы основного состава. Центральную часть и западный фланг сдвиговой зоны занимает дуплекс более высокого порядка. Он представляет собой тектоническую линзу слоистых кремнистых и вулканогенно-осадочных пород, ограниченную субвертикальными зонами рассланцевания с зеркалами скольжения. Дуплекс имеет протяженность по длинной меридиональной оси около 180 м при ширине до 20–25 м. По падению его длина превышает 280 м. Породы внутри дуплекса сильно деформированы. Вслед-

ствие неоднородности петрофизических свойств совместно деформируемых пород здесь широкое развитие получили структуры будинажа. Будинированию подверглись жесткие и хрупкие прослои и пачки кремнистых туфоалевролитов и сланцев, а соседствующие с ними более пластичные тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы и туффиты смешанного состава (туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты с глинисто-кремнистым цементом) были интенсивно рассланцованы, перемяты и местами превращены в тектоническую глинку. В плане будины имеют в основном форму линз, вытянутых в север-северо-восточном направлении. Их длина достигает 25–30 м, ширина – 3–4 м.

С запада к меридиональной разломной зоне примыкает серия тектонических пластин крутого юго-восточного падения. Отдельные пластины сложены туфами и туффитами основного состава, листовитыми без реликтов протолита, кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами, образовавшимися по обломочным породам основного состава, габброидами и серпентинитами.

В вертикальном разрезе меридиональная разломная зона и северо-восточные разломы, ограничивающие тектонические пластины, образуют узкий расходящийся кверху веер (см. рис. 4). Анализ малых структурных форм (складок волочения, кинк-бандов, оперяющих трещин и др.) позволил установить две основные фазы смещений по образующим его разломам: ранних – левых взбросо-сдвиговых и поздних – правосторонних. В качестве примера можно привести данные структурного картирования меридиональной разломной зоны в северном борту карьера. Здесь в слоистых туфах основного состава развиты конические склад-

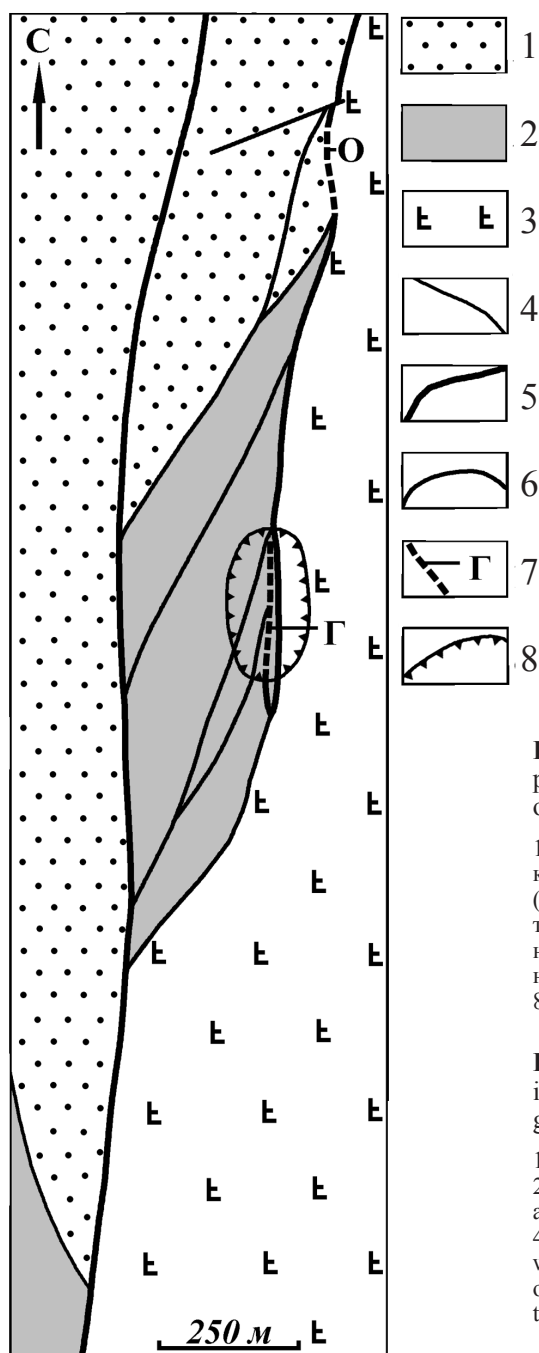
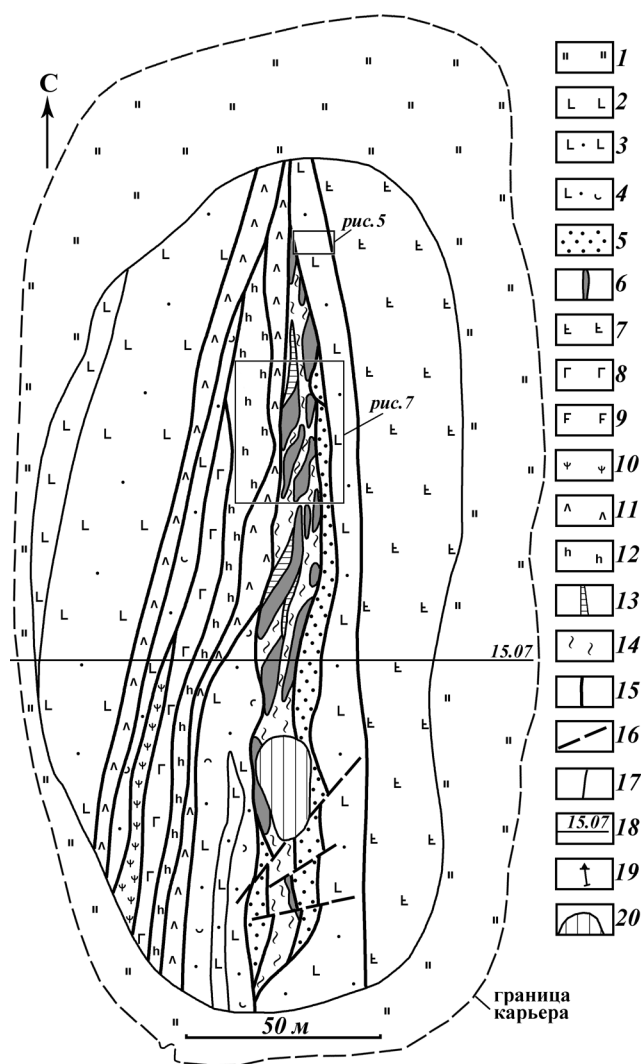


Рис. 2. Схема геолого-структурной позиции Ганеевского месторождения (составлена с использованием данных ОАО “Башкиргеология”).

1 – вулканогенно-осадочные отложения улутауской свиты (D_{2-3}); 2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы карамалыташской свиты (D_2); 3 – диабазы и их брекчии ($O_2?$); 4 – геологические границы; 5–6 – тектонические нарушения, образующие дуплекс Карагайлинской разломной зоны: 5 – главные сдвиги, 6 – вторичные разрывы; 7 – рудные зоны: О – Октябрьского рудопроявления, Г – Ганеевского месторождения; 8 – эксплуатационный карьер Ганеевского месторождения.

Fig. 2. The geological and structural position of the Ganeevka deposit in the Karagail fault zone (compiled, after data of “Bashkirgeologiya”).

1 – volcanic-sedimentary rocks of Ulutau Formation (D_{2-3}); 2 – volcanic- and volcanic-sedimentary rocks of Karamalytash Formation (D_2); 3 – diabases and their breccias ($O_2?$); 4 – geological boundaries; 5–6 – master shears (5) and subsidiary faults (6), which form the duplex of the Karagail fault zone; 7 – ore-bearing zones: O – of the October ore occurrence, Г – of the Ganeevka deposit; 8 – the quarry of the Ganeevka deposit.



ки F_1 северо-восточного направления, на которые наложены складки F_2 такого же типа с северо-западным простираем осей (рис. 5). Очевидно, что формирование складок F_1 обусловлено левосторонними, а складок F_2 – правосторонними смещениями по разломной зоне. Кинематика разрывов зоны была подтверждена результатами наблюдений над бороздами на зеркалах скольжения близмеридионального простираения

Рис. 4. Геологический разрез по профилю 15.07 (составлен с использованием данных ЗАО НПФ “Башкирская золотодобывающая компания”).

Условные обозначения см. на рис. 3.

Fig. 4. Geological cross section 15.07 (compiled after data of “Bashkirskaya zolotodobyvayushchaya kompaniya”).

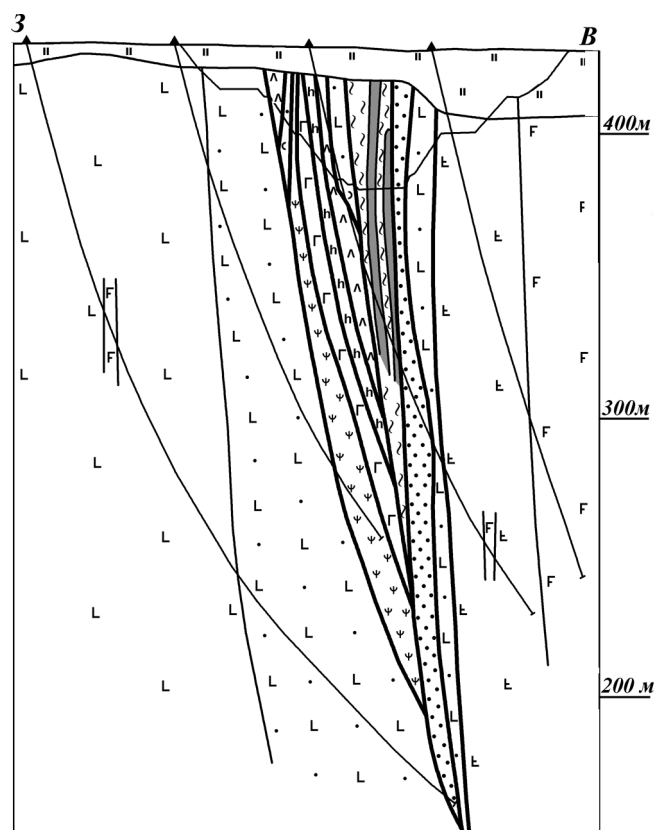
For a legend see fig. 3.

Рис. 3. Схема геологического строения карьера Ганеевского месторождения (составлена с использованием данных ЗАО НПФ “Башкирская золотодобывающая компания”).

1 – зона окисления; 2–6 – карамалыташская свита (D_2e): 2 – базальты, 3 – туфы основного состава, 4 – туффи-ты основного состава, 5 – рассланцованные и лиственитизированные глинисто-кремнистые сланцы, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты, 6 – минерализованные будины кремнистых туфоалевролитов и сланцев; 7 – диабазы и их брекчии ($O_2?$); 8 – роговообманково-пироксен-плагиоклазовые габбро; 9 – пироксен-плагиоклазовые габбро и габбро-диабазы; 10 – серпентиниты; 11 – листвениты; 12 – кварц-карбонат-хлоритовые сланцы; 13 – кварцевые жилы; 14 – зоны рассланцевания и смятия с глиной трения; 15 – разломы; 16 – послерудные разрывные нарушения; 17 – геологические границы; 18 – линия профиля 15.07; 19 – проекции скважин; 20 – затопленная часть карьера.

Fig. 3. Geological scheme of the quarry of the Ganeevka deposit (compiled after data of “Bashkirskaya zolotodobyvayushsvhya kompaniya”).

1 – zone of oxidation; 2–6 – Karamalytash Formation (D_2): 2 – basalts, 3 – tuffs of basalts, 4 – tuffites of basalts, 5 – foliated and liswanitized shaly cherts, tuffaceous siltstones, sandstones and gravelstones, 6 – ore-rich boudins of cherty tuff siltstones and shales; 7 – diabases and its breccias ($O_2?$); 8 – hornblende-pyroxene-plagioclase gabbro; 9 – pyroxene-plagioclase gabbro and gabbro-diabases; 10 – serpentinites; 11 – liswanites; 12 – quartz-carbonate-chlorite shales; 13 – quartz veins; 14 – zones of strongly foliated and crumpled rocks; 15 – faults; 16 – post-mineral faults; 17 – geological boundaries; 18 – line of the profile 15.07; 19 – projections of boreholes; 20 – flooded part of the quarry.



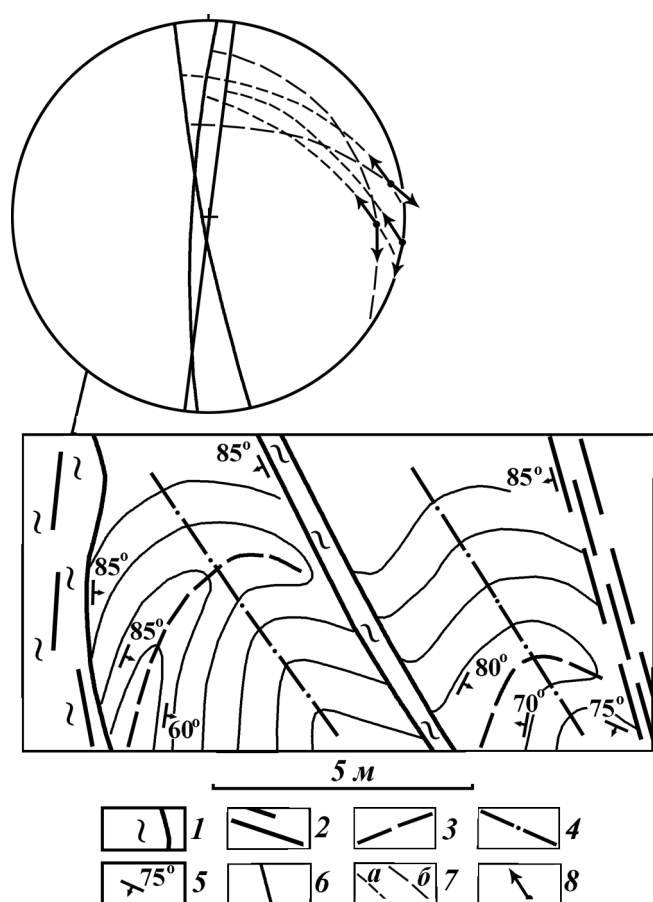


Рис. 5. Наложение поздних складок волочения F_2 на ранние складки F_1 в меридиональной разломной зоне и диаграмма (сетка Вульфа, верхняя полусфера) векторов смещений висячих крыльев зеркал скольжения.

1 – зоны расланцевания; 2 – зеркала скольжения; 3–4 – оси складок: 3 – F_1 , 4 – F_2 ; 5 – элементы залегания; 6–8 – на диаграмме проекции на верхнюю полусферу: 6 – поверхностей зеркал скольжения, 7 – плоскостей, нормальных к поверхностям зеркал скольжения и параллельных векторам ранних (а) и поздних (б) смещений, 8 – векторов смещений висячих крыльев зеркал скольжения.

Fig. 5. The interference of late folds F_2 with early folds F_1 in meridional fault zone. The stereographic projection (equal angle, upper hemisphere) for slip vectors of hanging walls slickensides.

1 – zone of strongly foliated and crumpled rocks; 2 – slickensides; 3–4 – F_1 (3) and F_2 (4) fold axes; 5 – the angle and dip direction; 6–8 – on the stereographic projection: 6 – surfaces of slickensides, 7 – surfaces are perpendicular to surfaces of slickensides and parallel to vectors of early (a) and late (b) slips; 8 – slip vectors of hanging walls of slickensides.

отчетливо проявлены две разновозрастные системы борозд. С учетом методических рекомендаций А. Николя [6] при наблюдениях над бороздами ранней системы по изучавшимся зеркалам скольжения реконструированы левые взбросо-сдвиговые движения (см. диаграмму на рис. 5). По поздним бороздам установлены правые сбросо-сдвиговые смещения.

Полученные данные позволяют представить следующую модель формирования структуры месторождения. Вначале в условиях левосдвиговых дислокаций произошло формирование тектонического веера разломов, который представлял собой позитивную цветочную структуру [17]. В этот период времени в меридиональной сдвиговой зоне образовался дуплекс сжатия, внутри которого прослои и пачки кремнистых сланцев и туфоалевролитов подверглись будинированию. При смене знака сдвиговых движений тектонический веер, возможно, трансформировался в негативную цветочную структуру.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

По условиям залегания и составу (табл. 1) интрузивные образования месторождения разделяются на три группы: 1) крупнокристаллические роговообманково-пироксен-плагноклазовые габ-

бро, слагающие вместе с серпентинитами одну из тектонических пластин в пределах эксплуатационного карьера; 2) пироксен-плагноклазовые габбро и габбро-диабазы, образующие дайки; 3) субщелочные габбро, габбро-диориты и диориты, формирующие мелкие тела сложной формы.

Габбро первой группы имеют весьма своеобразный химический состав. Они обладают повышенными содержаниями Fe, Mg, K и таких крупноионных литофильных элементов, как Rb и Sr. Эти геохимические особенности сочетаются с весьма низкими концентрациями других редких, в том числе и редкоземельных элементов ($\Sigma \text{РЗЭ} = 4.03\text{--}4.35 \text{ г/т}$). Для пород этой группы характерен пологий слабо фракционированный тренд распределения РЗЭ, свойственный производным от деплептированных магматических источников (рис. 6а). Спектры распределения РЗЭ отличаются незначительным накоплением тяжелых лантоноидов ($(\text{La/Yb})_N = 0.55\text{--}0.87$) и положительной Eu аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 1.67\text{--}2.12$). На спайдер-диаграмме редких элементов отчетливо выражены положительные аномалии Ba, K, Sr и отрицательные аномалии Nb и Zr, что может указывать на надсубдукционную природу габбро первой группы. Кроме того проявлены положительные аномалии Ti, по-видимому, обусловленные фракционированием титаномагнетита. Учитывая химический состав и тесную пространственную ассоциацию с серпентинитами, габбро первой группы относятся нами к надсубдукционному офиолитовому комплексу раннедевонского возраста, выделенному на Буйдинском участке А.А. Беловой с соавторами [1].

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в интрузивных породах Ганеевского месторождения**Table 1.** Concentration of petrogenic (weight %) and trace (ppm) elements in intrusive rocks of the Ganeevka deposit

Компонент/ образец	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43.00	50.00	48.00	47.0	46.0	53.55
TiO ₂	0.98	0.86	1.49	1.58	1.66	1.02
Al ₂ O ₃	16.00	16.4	17.00	17.00	16.60	18.0
Fe ₂ O ₃ общ	10.35	9.98	10.61	9.95	10.97	8.82
MnO	0.12	0.16	0.14	0.14	0.15	0.09
MgO	7.10	10.00	8.00	6.80	7.00	3.60
CaO	6.00	5.96	7.10	8.52	8.37	5.26
Na ₂ O	3.65	3.45	3.40	3.80	3.59	5.40
K ₂ O	2.50	0.54	1.08	0.30	0.20	0.80
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.29	0.27	0.25	0.60
nnn	5.02	3.08	2.82	5.00	5.08	2.40
Σ	99.73	100.44	99.93	100.36	99.87	99.54
Rb	17.88	2.01	18.26	10.52	5.34	16.18
Sr	67.38	301.55	443.52	473.79	551.67	983.22
Y	2.46	2.28	17.35	18.82	17.34	18.28
Zr	2.73	2.12	91.01	89.95	89.10	205.34
Nb	0.64	0.21	3.36	4.01	3.66	16.1
Ba	32.42	29.91	965.9	202.34	123.70	791.06
Th	0.05	0.07	1.7	1.81	1.82	10.49
La	0.32	0.41	8.95	10.08	9.57	66.61
Ce	0.64	0.93	22.93	25.61	23.76	126.81
Pr	0.11	0.13	3.20	3.51	3.24	15.25
Nd	0.57	0.63	15.12	15.96	15.00	55.64
Sm	0.23	0.22	3.97	4.14	3.87	8.85
Eu	0.18	0.24	1.36	1.43	1.30	2.43
Gd	0.37	0.35	3.79	3.94	3.69	4.84
Tb	0.07	0.07	0.57	0.63	0.58	0.69
Dy	0.5	0.48	3.58	3.84	3.69	4.07
Ho	0.12	0.12	0.71	0.76	0.70	0.74
Er	0.37	0.33	1.99	2.04	1.93	2.05
Tm	0.06	0.05	0.29	0.29	0.27	0.29
Yb	0.42	0.34	1.72	1.76	1.65	1.75
Lu	0.07	0.05	0.25	2.24	0.24	0.26
ΣРЗЭ	4.03	4.35	68.43	76.23	69.49	290.28
ΣРЗЭ _L	2.05	2.56	55.53	60.73	56.74	275.59
ΣРЗЭ _H	1.98	1.79	12.9	15.5	12.75	14.69
ΣРЗЭ _L /ΣРЗЭ _H	1.04	1.43	4.30	3.92	4.45	18.76
Eu/Eu*	1.67	2.12	1.06	1.05	1.03	1.04
Ce/Ce*	0.75	0.80	1.07	1.08	1.06	0.96
(La/Yb) _N	0.55	0.87	3.75	4.12	4.25	27.38
(Gd/Yb) _N	0.73	0.85	1.82	1.85	1.85	2.29
(La/Sm) _N	0.90	1.46	1.46	1.57	1.60	4.86

Пироксен-плагиоклазовые габбро и габбро-диабазы второй группы характеризуются повышенными содержаниями Ti (TiO₂ = 1.49–1.66%) и Fe (Fe₂O₃общ = 9.95–10.97%). По отношению Na₂O/K₂O они относятся к натриевой серии, а по значениям коэффициента глиноземистости (al' = 0.91–1.0) – к умеренноглиноземистым породам. Габброиды этой группы обладают геохимическими признаками надсубдукционных образований. Тренды распределения редких элементов характеризуется на-

личием положительных аномалий Ba, Sr и отрицательных Nb (рис. 6а). На диаграммах Nb/Y–Zr/Y и Th/Yb–Nb/Yb [12] они располагаются в поле островодужных базальтов. Содержания лантаноидов составляют 68.43–76.23 г/т. Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими лантаноидами ((La/Yb)_N = 3.75–4.25). Возраст габброидов не известен. Дайки этих пород пересекают отложения карамалыташской свиты (D₂). Соответственно, нижний возрастной предел их формирования ограничен живетом.

Таблица 1. Продолжение

	7	8	9	10	11
SiO ₂	56.0	64.0	51.0	57.0	64.0
TiO ₂	0.68	0.69	1.28	1.03	0.50
Al ₂ O ₃	17.4	15.72	17.0	16.0	16.50
Fe ₂ O ₃ общ	5.44	3.41	7.71	6.73	2.61
MnO	0.07	0.03	0.11	0.10	0.06
MgO	3.20	2.60	6.00	6.08	2.00
CaO	6.25	1.40	9.37	3.12	2.34
Na ₂ O	5.40	4.72	4.65	3.84	5.70
K ₂ O	0.56	3.05	0.66	2.25	5.20
P ₂ O ₅	0.25	0.18	0.48	0.70	0.23
nnn	4.96	4.50	1.29	2.80	0.80
Σ	100.21	100.30	99.55	99.65	99.94
Rb	11.11	28.22	42.0	101.0	76.2
Sr	270.49	109.27	1757.0	492.0	566.0
Y	10.72	4.11	19.9	21.2	10.6
Zr	134.23	122.34	113.0	362.0	267.0
Nb	13.44	5.69	8.0	13.9	10.7
Ba	2709.93	296.61	771.0	660.0	1715.0
Th	5.55	3.79	8.5	18.0	19.2
La	26.86	17.92	36.1	43.3	36.3
Ce	50.91	33.21	79.5	97.4	56.8
Pr	5.42	4.60	9.5	11.4	6.4
Nd	18.35	17.47	37.8	46.5	23.6
Sm	2.93	3.11	7.3	8.9	3.9
Eu	0.69	0.92	2.1	2.3	1.1
Gd	1.74	2.11	6.6	7.4	2.9
Tb	0.30	0.24	0.82	0.95	0.36
Dy	1.89	1.18	4.4	5.1	1.9
Ho	0.39	0.20	0.84	0.9	0.35
Er	1.17	0.56	2.3	2.4	1.1
Tm	0.17	0.07	0.31	0.31	0.16
Yb	1.14	0.48	2.0	2.0	1.1
Lu	0.19	0.07	0.29	0.30	0.19
ΣP3Э	112.15	82.14	189.86	229.16	136.16
ΣP3Э _L	105.16	77.23	172.3	209.8	128.1
ΣP3Э _H	6.99	4.91	17.56	19.36	8.06
ΣP3Э _L /ΣP3Э _H	15.04	15.73	9.81	10.84	15.89
Eu/Eu*	0.87	1.11	0.92	1.0	1.02
Ce/Ce*	0.92	0.87	1.05	0.87	0.76
(La/Yb) _N	16.95	26.86	12.99	15.58	23.74
(Gd/Yb) _N	1.26	3.64	2.73	3.06	2.18
(La/Sm) _N	5.92	3.72	3.19	3.14	6.00

Примечание. Петрогенные элементы определены силикатным анализом в ИГ УНЦ РАН, редкие элементы – методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН. Eu/Eu* = Eu/(Sm·(Tb·Eu)^{0.5})^{0.5}; Ce/Ce* = Ce/(2La + Sm)/3. Нормирование произведено по хондриту C₁ [14]. 1–7 – Ганеевское месторождение: 1, 2 – роговообманково-пироксен-плагиоклазовые габбро, 3–5 – пироксен-плагиоклазовые габбро, 6–8 – субщелочные габбро (6), габбро-диориты (7) и диориты (8); 9–11 – Балбукский массив: 9 – габбро, 10 – габбро-диориты, 11 – сиениты.

Note. Petrogenic elements obtained by silicate analysis in Institute of Geology Ufa Scientific Centre RAS, trace elements – by ICP-MS in Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch RAS. Eu/Eu* = Eu/(Sm·(Tb·Eu)^{0.5})^{0.5}; Ce/Ce* = Ce/(2La + Sm)/3. Normalized by chondrite C₁ [14]. The Ganeevka deposit: 1, 2 – hornblende-pyroxene-plagioclase gabbro, 3–5 – pyroxene-plagioclase gabbro, 6–8 – subalkalic gabbro, gabbro-diorite, syenite; Balbuk massif: 9 – gabbro, 10 – diorite, 11 – syenite.

Габбро, габбро-диориты и диориты третьей группы имеют субщелочной состав. По значениям коэффициента al' как габбро, так и гранитоиды относятся к высокоглиноземистым разностям, что хорошо коррелируется с повышенным содержанием в них плагиоклаза. Темноцветные минералы пред-

ставлены пироксеном. В диоритах в небольшом количестве присутствует также роговая обманка. Отличительной петрографической особенностью пород этой группы является порфириовидная структура, обусловленная наличием порфировых выделений плагиоклаза. На спайдер-диаграммах редких

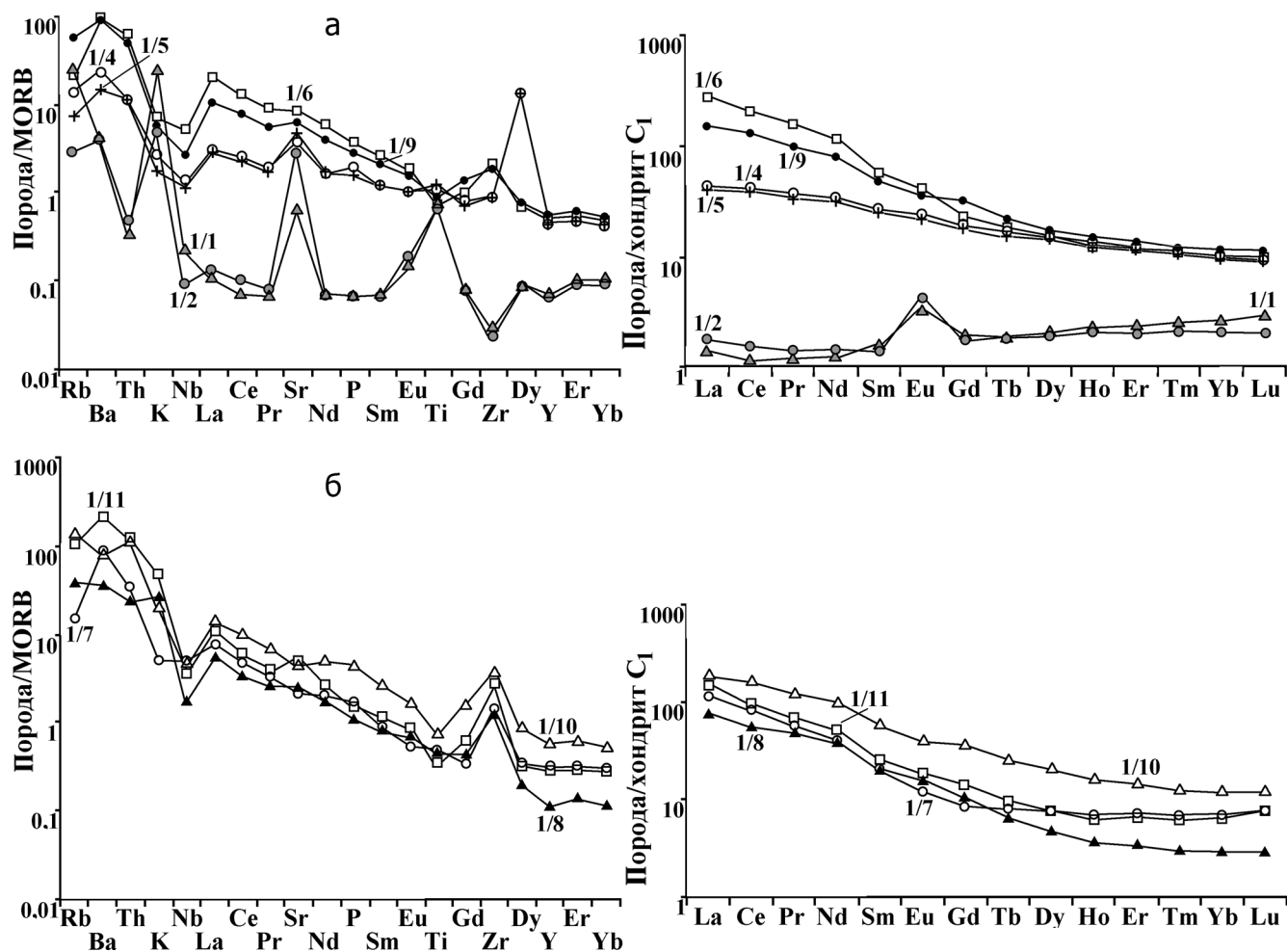


Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в габбро (а) и гранитоидах (б).

Исходные данные приведены в табл. 1. В обозначении трендов в числителе – номер таблицы, в знаменателе – номер образца.

Fig. 6. The trace and rare earth elements patterns for gabbro (a) and granitoids (б).

Initial data see in table 1. Symbols of trends: in numerator – number of table, in denominator – number of sample. Left – rock/MORB, right – rock/chondrite C_1 .

элементов хорошо выражены положительные аномалии Ba и Zr и отрицательные – Nb и Ti (рис. 6б). Все разновидности пород группы обладают высокими концентрациями РЗЭ (82.14–290.282 г/т). Спектры распределения РЗЭ характеризуются существенным накоплением легких лантаноидов ($(La/Yb)_N = 16.95–27.38$) и наличием незначительных разнознаковых аномалий Eu и Ce. По химическому составу габброиды и гранитоиды группы близки к породам Балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса позднепалеозойского возраста, распространенного на северном замыкании Магнитогорской мегазоны (см. табл. 1; рис. 6). С малыми интрузиями этого комплекса ассоциируются многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления золото-сульфидно-кварцевого и золото-кварцевого типа.

ЛОКАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

На месторождении развито оруденение трех типов (от ранних к поздним): 1) прожилково-вкрапленное сульфидно-кварцевое, 2) жильно-прожилковое сульфидно-кварц-альбитовое и 3) жильное кварцевое убогосульфидное. Околорудные метасоматиты оруденения первого типа относятся к березитам и имеют карбонат-серицит-кварцевый состав. Среди рудных минералов преобладает пирит. Кроме того, присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, блеклая руда, магнетит, гематит и золото [3]. В составе руд второго типа также доминирует пирит. Детально рудные минералы не изучены. Околорудные метасоматиты имеют пренит(?)–карбонат-кварц-альбитовый состав.

По данным М.А. Заботиной с соавторами [3], главным рудным минералом кварцевых жил является галенит, второстепенным – халькопирит. К редким рудным минералам относятся айкинит, полидимит, теннантит, миллерит. Благородная минерализация представлена самородным золотом и теллуридами золота и серебра. Основное промышленное значение имеют первые два типа оруденения. Следует отметить, что на месторождении широко развитие получили дорудные листвениты кварц-карбонатного и фуксит-кварц-карбонатного состава.

Главной рудовмещающей структурой месторождения служит дуплекс, расположенный в меридиональной разломной зоне. В его пределах сульфидно-кварцевое и сульфидно-кварц-альбитовое оруденение концентрируется в будинах кремнистых сланцев и туфоалевролитов (рис. 7а). Внутри будин золоторудная минерализация локализована в разрывах север-северо-восточного простирания (диаграмма на рис. 7). Они ориентированы под острым углом к простиранию разломов, ограничивающих дуплекс. В морфологическом отношении рудоносные нарушения представляют собой маломощные зоны рассланцевания и мелких сколов, часто наследующие слоистость. В процессе минерализации по ним происходили движения с правым знаком (см. рис. 7б).

Размещение рудных столбов контролируется изгибами, отклоняющимися по часовой стрелке от общего простирания разрывов. По положению и кинематике рудовмещающие разрывы соответствуют R-сколам Риделя (синтетическим сдвигам) зон правого сдвига [15]. Небольшие по мощности зоны оруденения установлены в разрывах за пределами будин и рудовмещающего дуплекса. Большого промышленного значения они не имеют. Основными рудными телами месторождения являются минерализованные будины.

Таким образом, структурные данные свидетельствуют о формировании сульфидно-кварцевой и сульфидно-кварц-альбитовой минерализации в условиях поздних правосторонних смещений по меридиональной разломной зоне. В такой динамической обстановке рудовмещающий дуплекс эволюционировал как присдвиговая структура растяжения, что привело к формированию вторичного парагенезиса R-сколов Риделя, характерного для трансенсивных дуплексов [18].

В размещении жильно-кварцевого оруденения ведущую роль играют структурные факторы. Кварцевые жилы локализованы в меридиональных сдвигах и северо-восточных трещинах отрыва. Судя по ориентировке трещин отрыва, во время образования золотоносных жил по меридиональной разломной зоне продолжались смещения с правым знаком.

Послерудная тектоника на Ганеевском месторождении проявлена слабо и существенного влияния на его структуру не оказывает. К числу наиболее крупных послерудных разломов относится сдвиг северо-восточного простирания, расположенный в южном борту карьера. Он смещает с правым знаком рудовмещающий дуплекс на расстояние около 5 м.

яния на его структуру не оказывает. К числу наиболее крупных послерудных разломов относится сдвиг северо-восточного простирания, расположенный в южном борту карьера. Он смещает с правым знаком рудовмещающий дуплекс на расстояние около 5 м.

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Для выяснения возможных источников рудного вещества Ганеевского месторождения нами определен изотопный состав серы рудного пирита, а также исследована геохимия РЗЭ во вмещающих породах и в рудном пирите.

Изотопный состав серы изучен в пирите сульфидно-кварцевых и сульфидно-кварц-альбитовых руд (табл. 2). По изотопному составу серы пирит обоих типов руд характеризуется незначительным отклонением от метеоритного стандарта. Соотношения изотопов серы в пирите сульфидно-кварцевой минерализации варьируют от -0.9 до 3.0 ‰. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите сульфидно-кварц-альбитовых руд составляют 0.9 – 3.2 ‰. Полученные данные свидетельствуют в пользу магматического источника серы.

Распределение РЗЭ исследовано в интрузивных породах, рудовмещающих кремнистых туфоалевролитах и рудном пирите сульфидно-кварцевых и сульфидно-кварц-альбитовых руд (см. табл. 1, 3).

Геохимия РЗЭ в интрузивных породах была охарактеризована выше. Концентрации РЗЭ в рудовмещающих туфоалевролитах составляют 42.42 – 69.3 г/т. Туффиты незначительно обогащены лег-

Таблица 2. Изотопный состав серы рудного пирита Ганеевского месторождения

Table 2. S isotope compositions of ore pyrite of the Ganeevka deposit

№ образца	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, ‰
14	2.7
15	3
17	-0.9
19	0.3
20	0.9
21	2.3
22	2.6
23	2.4
24	3.1
25	3.2
26	1.3

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре MAT253. Пирит сульфидно-кварцевых (14, 15, 17, 19) и сульфидно-кварц-альбитовых (20–26) руд.

Note. Data obtained by mass-spectrometer MAT253 in Far East Geological Institute FEB RAS. Pyrite of sulphide-quartz (14, 15, 17, 19) and sulphide-quartz-albite (20–26) ore.

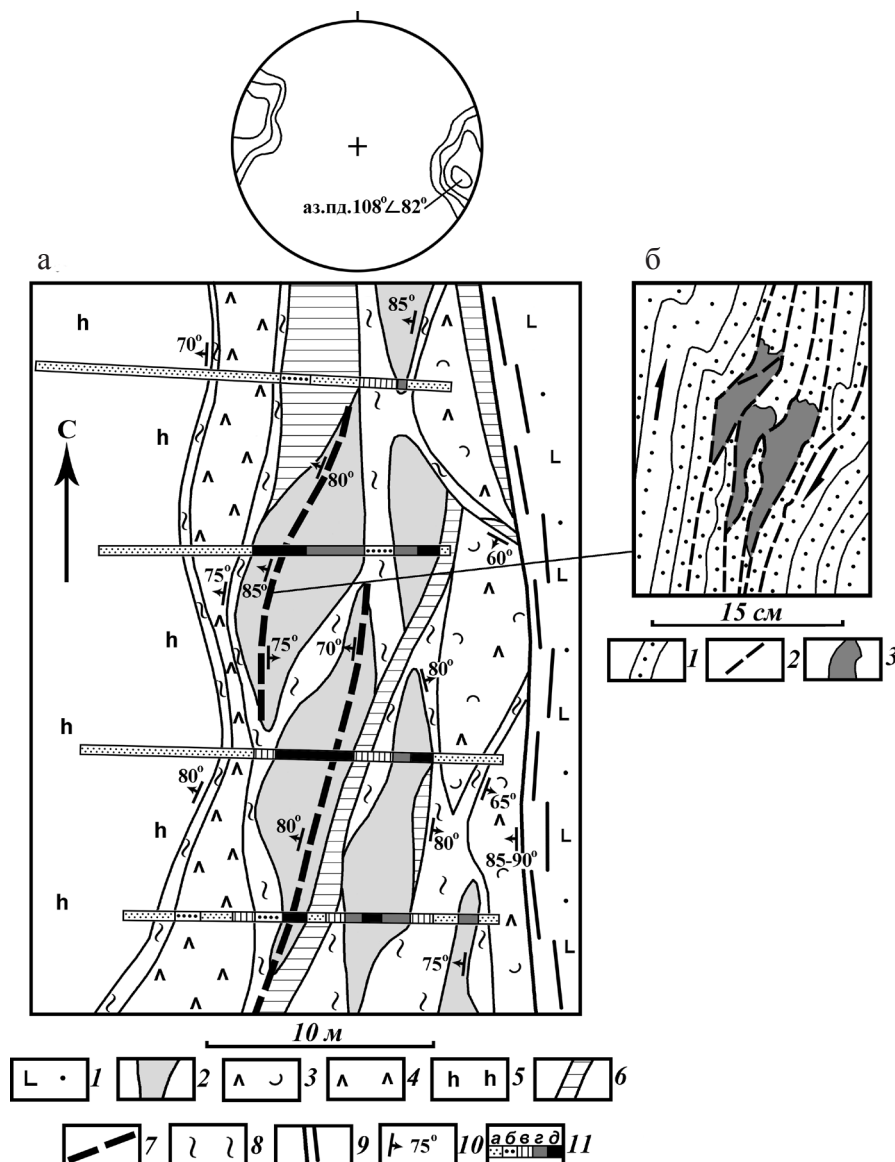


Рис. 7. Строение рудовмещающего дуплекса в северной части карьера (а) и фрагмент разрыва, вмещающего золоторудную минерализацию (б). Диаграмма (сетка Вульфа, верхняя полусфера) плотностей полюсов рудоносных разрывов (34 замера, изолинии соответствуют 1–2–4–8%).

а (карта составлена с использованием данных ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания»): 1 – туфы основного состава; 2 – минерализованные будины кремнистых туфоалевролитов и сланцев; 3 – лиственизированные и рассланцованные тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты; 4 – лиственисты; 5 – кварц-карбонат-хлоритовые сланцы; 6 – кварцевые жилы; 7 – наиболее крупные разрывы (мощность показана вне масштаба), вмещающие золоторудную минерализацию; 8 – зоны интенсивного рассланцевания и смятия с глиной трения; 9 – зеркала скольжения; 10 – элементы залегания; 11 – бороздовые пробы; содержание золота в г/т (по данным ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания»): а – < 0.4; б – 0.4–2; в – 2–4; г – 4–10; д – > 10.

б (зарисовка с фотографии): 1 – метасоматически измененные кремнистые туфоалевролиты и сланцы с вкрапленностью пирита; 2 – зоны рассланцевания с серицитом; 3 – сульфидно-кварцевые прожилки.

Fig. 7. The structure of ore-bearing duplex in the northern side of quarry (a) and a fragment of gold-bearing fault (б). The stereographic projection (equal angle, upper hemisphere) for ore-bearing fault poles (34 measurements, isolines 1–2–4–8%).

а (compiled after data of “Bashkirskaya zolotodobyvayushchya kompaniya”): 1 – tuffs of basalts; 2 – mineralized boudins of cherty tuff siltstones and shales; 3 – listwanitized and foliated thin layered shaly cherts, tuff siltstones, tuff sandstones and tuff gravelstones; 4 – listwanites; 5 – quartz-carbonate-chlorite shales; 6 – quartz veins; 7 – the biggest gold-bearing faults (thickness is shown out of scale); 8 – zones of strongly foliated and crumpled rocks; 9 – slickensides; 10 – dip direction; 11 – channel samples, concentrations of gold in ppm (after data of “Bashkirskaya zolotodobyvayushchya kompaniya”): а – < 0.4; б – 0.4–2; в – 2–4; г – 4–10; д – > 10.

б (sketch from photography): 1 – metasomatic altered cherty tuff siltstones and shales with disseminated pyrite; 2 – foliation zones with sericite; 3 – sulphide-quartz veins.

кими лантаноидами ($(\text{La/Yb})_N = 1.2\text{--}2.15$). Дифференциация внутри легких и тяжелых РЗЭ проявлена слабо, о чем свидетельствуют низкие значения коэффициентов $(\text{La/Sm})_N$ ($1.07\text{--}1.26$) и $(\text{Gd/Yb})_N$ ($1.15\text{--}1.38$). На нормированных графиках хорошо выражены отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.75$) (рис. 8).

Пирит сульфидно-кварцевых руд имеет невысокие содержания РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 4.86\text{--}17.2$ г/т) и характеризуется близкими к туффидам геохимическими отношениями: $(\text{La/Yb})_N = 0.97\text{--}2.0$; $(\text{Gd/Yb})_N = 0.78\text{--}1.32$; $(\text{La/Sm})_N = 1.11\text{--}1.36$; $\text{Eu/Eu}^* = 0.75\text{--}0.99$; $\text{Ce/Ce}^* = 0.98\text{--}1.079$. Установлена прямая корреляционная зависимость суммарных содержаний РЗЭ от величины европиевой аномалии (рис. 9).

Суммарные концентрации РЗЭ в пирите сульфидно-кварц-альбитовых руд значительно выше ($38.87\text{--}99.76$ г/т). Спектры распределения существенно обогащены легкими лантаноидами ($(\text{La/}$

$\text{Yb})_N = 7.65\text{--}20.79$). В значительно большей степени проявлена дифференциация внутри легких РЗЭ ($(\text{La/Sm})_N = 2.61\text{--}5.25$). Для пирита характерны незначительные отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.78\text{--}0.98$) и слабо выраженные разнознаковые аномалии Ce ($\text{Ce/Ce}^* = 0.80\text{--}1.22$). Корреляционная зависимость суммарных концентраций лантаноидов от величины европиевой аномалии носит отрицательный характер (рис. 9).

Пириты главных рудных ассоциаций различаются также по значениям Co/Ni отношения. В пирите сульфидно-кварцевых руд это отношение составляет $1.04\text{--}15.93$, а в сульфидно-кварц-альбитовых рудах $\text{—} 0.37\text{--}0.83$.

Исследования, выполненные в последние годы российскими и зарубежными исследователями, показали, что составы РЗЭ в сульфиде в целом наследуют состав минералообразующего флюида и могут быть использованы для оценки его ис-

Таблица 3. Содержание (г/т) редких элементов в кремнистых туфоалевролитах и рудном пирите Ганеевского месторождения

Table 3. Concentration (ppm) of trace elements in cherty tuff siltstone and ore pyrite of the Ganeevka deposit

Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Co	25.58	97.32	391.54	608.5	446.61	194.71	182.78	230.30	278.22	110.05	164.2	78.85	84.84	45.64
Ni	8.94	36.64	374.93	198.5	103.76	12.22	24.23	110.24	513.63	298.91	355.69	125.93	102.11	65.02
La	8.29	4.27	1.50	0.55	0.50	2.01	0.90	0.84	18.78	6.38	16.64	21.55	8.11	14.9
Ce	20.39	10.88	3.99	1.33	1.26	5.12	2.20	2.16	40.21	17.66	43.52	37.02	15.25	26.68
Pr	2.93	1.54	0.58	0.19	0.17	0.77	0.31	0.31	4.18	1.76	3.99	5.45	2.15	3.84
Nd	14.04	7.78	2.92	0.90	0.85	3.93	1.46	1.51	15.37	7.13	15.91	22.45	8.37	15.87
Sm	4.24	2.58	0.80	0.27	0.27	1.17	0.49	0.40	2.31	1.58	3.35	4.50	1.69	3.31
Eu	1.0	0.66	0.22	0.07	0.07	0.37	0.13	0.10	0.56	0.45	0.71	0.82	0.44	8.84
Gd	4.61	3.32	0.86	0.35	0.35	1.17	0.52	0.39	1.06	1.20	2.36	2.88	1.37	2.96
Tb	0.80	0.62	0.14	0.06	0.06	0.17	0.09	0.06	0.16	0.2	0.32	0.34	0.17	0.37
Dy	5.23	4.22	0.83	0.47	0.44	1.06	0.65	0.42	0.96	0.97	1.75	1.81	0.98	2.04
Ho	1.10	0.88	0.17	0.11	0.11	0.22	0.14	0.10	0.20	0.19	0.33	0.35	0.20	0.38
Er	3.07	2.54	0.54	0.33	0.30	0.57	0.44	0.30	0.63	0.56	1.02	1.05	0.60	1.15
Tm	0.44	0.39	0.08	0.05	0.05	0.08	0.06	0.05	0.10	0.09	0.17	0.17	0.10	0.17
Yb	2.77	2.38	0.54	0.36	0.37	0.49	0.43	0.34	0.65	0.60	1.09	1.18	0.66	1.16
Lu	0.39	0.36	0.09	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.10	0.10	0.19	0.19	0.11	0.19
Au	0.029	0.05	85.94	10.59	9.74	0.27	0.19	18.61	5.85	15.76	122.32	10.53	18.61	23.57
Co/Ni	2.86	2.66	1.04	3.07	4.3	15.93	7.54	2.09	0.54	0.37	0.46	0.63	0.83	0.70
$\Sigma\text{РЗЭ}$	69.30	42.42	13.26	5.10	4.86	17.21	7.88	7.04	85.27	38.87	91.35	99.76	40.20	81.86
$\Sigma\text{РЗЭ}_L$	50.89	27.71	10.01	3.31	3.12	13.37	5.49	5.32	81.41	34.96	84.12	91.79	36.01	73.44
$\Sigma\text{РЗЭ}_H$	18.85	14.71	3.25	1.79	1.74	3.84	2.39	1.72	3.86	3.91	7.23	7.97	4.19	8.42
$\Sigma\text{РЗЭ}_L/\Sigma\text{РЗЭ}_H$	2.76	1.88	3.08	1.85	1.79	3.48	2.30	3.09	21.09	8.94	11.63	11.52	8.59	8.72
Eu/Eu*	0.75	0.75	0.86	0.79	0.75	0.99	0.81	0.83	0.98	0.98	0.81	0.78	0.95	0.90
Ce/Ce*	1.00	1.29	1.07	1.02	1.01	1.01	0.98	1.07	1.03	1.09	1.22	0.80	0.87	0.83
$(\text{La/Yb})_N$	2.15	1.20	2.00	1.10	0.97	2.95	1.51	1.78	20.79	7.65	10.98	13.14	8.84	9.24
$(\text{Gd/Yb})_N$	1.38	1.15	1.32	0.80	0.78	1.98	1.00	0.95	1.35	1.65	1.79	2.02	1.72	2.11
$(\text{La/Sm})_N$	1.26	1.07	1.21	1.32	1.20	1.11	1.19	1.36	5.25	2.61	3.21	3.09	3.10	2.91

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН. 12–13 – кремнистый туфоалевролит; 14–25 – пирит сульфидно-кварцевых (14–19) и сульфидно-кварц-альбитовых (20–25) руд.

Note. Data obtained by ICP-MS in IGG UB RAS. 12, 13 – cherty tuff siltstones, 14–25 – pyrite of sulphide-quartz (14–19) and sulphide-quartz-albite (20–25) ore.

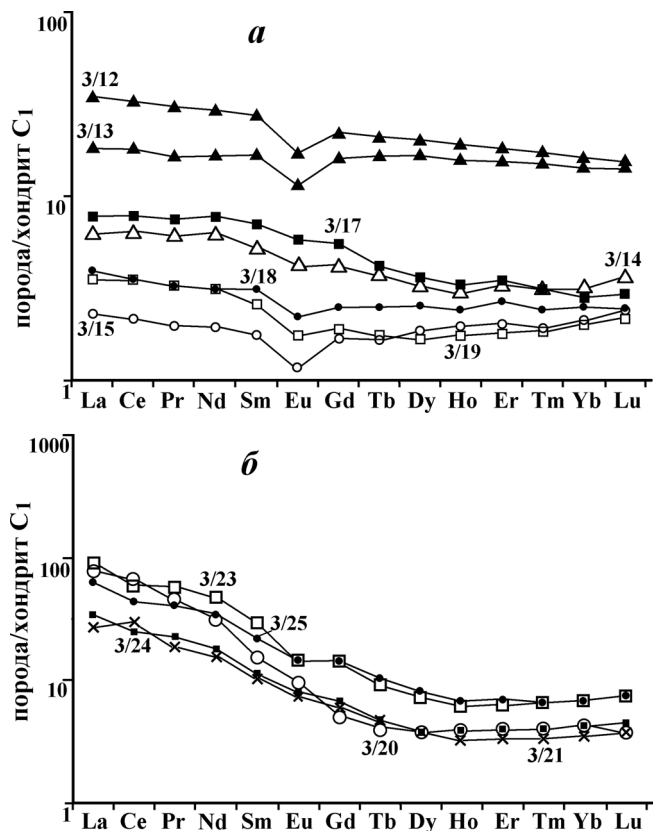


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в кремнистых туфоалевролитах и пирите сульфидно-кварцевых руд (а) и в пирите сульфидно-кварц-альбитовых руд (б).

Исходные данные приведены в таблице 3. В обозначении трендов в числителе – номер таблицы, в знаменателе – номер образца.

Fig. 8. The REE patterns in cherty tuff siltstones and pyrite of sulphide-quartz ore (a) and in pyrite of sulphide-quartz-albite mineralization (b).

Initial data is shown in table 3. Symbols of trends: in numerator – number of table, in denominator – number of sample.

точников [7, 11]. По нашим данным, близкие тренды распределения лантаноидов имеют пириты сульфидно-кварцевых руд и рудовмещающие туфоалевролиты, а также пириты сульфидно-кварц-альбитовой минерализации и интрузивные породы третьей группы (см. рис. 6, 8). Результаты исследований позволяют предполагать, что при формировании сульфидно-кварцевого оруденения, по-видимому, происходили процессы заимствования рудных компонентов из вмещающих пород, а источником рудообразующего флюида сульфидно-кварц-альбитовых руд могли служить субщелочные интрузивные породы. В пользу магматогенного источника сульфидно-кварц-альбитовой минерализа-

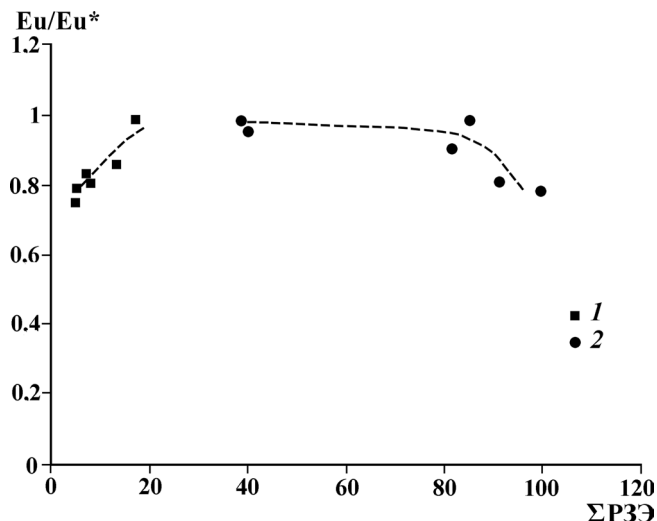


Рис. 9. Графики зависимости суммарных концентраций РЗЭ в пирите от величины европиевой аномалии.

1 – сульфидно-кварцевые руды, 2 – сульфидно-кварц-альбитовые руды.

Fig. 9. Diagram showing the Σ REE–Eu/Eu* relationship.

1 – pyrite of sulphide-quartz ore, 2 – the same of sulphide-quartz-albite mineralization.

ции свидетельствует негативная зависимость суммарных содержаний РЗЭ от величины европиевой аномалии. Такая зависимость, по данным S.F. Vityukov [16], характерна для магматических образований и отсутствует в осадочных и метаморфических породах. В этой связи следует отметить, что отрицательная зависимость суммарных содержаний РЗЭ от величины европиевой аномалии установлена О.В. Викентьевой с соавторами [2] в метасоматитах Наталкинского месторождения золота, рудообразующие флюиды которого имеют преимущественно магматогенный источник.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Как видно из приведенных данных, ведущим фактором структурного контроля золотого оруденения Ганеевского месторождения служили сдвиговые деформации. Геолого-структурная позиция месторождения определяется сдвиговым дуплексом растяжения, образовавшимся в зоне регионального Карагайлинского разлома на ступенчатом перекрытии сдвигов на месте транспрессивной структуры этого типа. Внутри дуплекса положение месторождения подчинено общей закономерности размещения оруденения в транстенсивных дуплексах, образующихся на ступенчатых перекрытиях сдвигов и характеризующихся значительным превышением длины над шириной. Оно залегает в сдвиге,

ограничивающем дуплекс. В зоне этого сдвига золоторудная минерализация локализована в правосторонних разрывах север-северо-восточного простирания, разрушающих дуплекс растяжения более высокого порядка. На месторождении отчетливо выражен литологический контроль оруденения, который заключается в преимущественном развитии рудоносных разрывов в будинах кремнистых сланцев и туфоалевролитов. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о полигенном источнике вещества главных рудных ассоциаций месторождения – сульфидно-кварцевых и сульфидно-кварц-альбитовых руд. Сера пирита обеих рудных ассоциаций имеет магматическое происхождение. Данные по геохимии РЗЭ позволяют предполагать, что при формировании сульфидно-кварцевого оруденения происходило заимствование металлов из вмещающих пород, а источником флюида сульфидно-кварц-альбитовой минерализации могли служить субщелочные габбро и гранитоиды, близкие по составу к породам Балбукского комплекса малых интрузий позднепалеозойского возраста.

Авторы признательны главному геологу ЗАО НПФ “Башкирская золотодобывающая компания” И.Б. Фадиной за помощь в проведении работ в эксплуатационном карьере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А. и др. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
2. Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С. и др. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 50, № 5. С. 414–444.
3. Заботина М.А., Краснокутская А.В., Блинов И.А. Благородная минерализация в рудах месторождений Ганеевское и Контрольное (Учалинский район, Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 174–178.
4. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
5. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. Структурные условия локализации позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 26–36.
6. Никола А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
7. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. АН. 2003. Т. 389, № 5. С. 672–676.
8. Connolly P., Cosgrove J. Prediction of fracture-induced permeability and fluid flow in the crust using experimental stress data // AAPG Bull. 1999. V. 83, № 5. P. 757–777.
9. Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A. et al. Structural and geochemical controls on the development of turbidite hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, central Victoria, Australia // Econ. Geol. 1995. V. 90. P. 1722–1746.
10. Drew L.J. Tectonic Model for the Spatial Occurrence of Porphyry Copper and Polimetalliferous Vein Deposits – Applications to Central Europe. US Geol. Surv. Scientific Investigations Report 2005–5272. 36 p.
11. Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G. et al. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // J. Rare Earths. 2009. V. 27, № 6. P. 1079–1087.
12. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
13. Rogers D.A. Analysis of pull-apart basin development produced by an echelon strike-slip faults // Sedimentation in oblique-slip mobile zones: International Association Sedimentologist Spec. Public. 1980. № 4. P. 27–41.
14. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). 1989. № 42. P. 313–345.
15. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100, № 11. P. 1666–1703.
16. Vinokurov S.F. Geochemical significance of europium anomalies in the minerals of ore deposits // Geochem. Intern. J. 1995. V. 32, № 2. P. 113–140.
17. Wilcox R.E., Harding T.R., Seely D.K. Basic wrench tectonics // AAPG 1973. V. 57. P. 74–96.
18. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // J. Structur. Geol. 1986. V. 8, № 7. P. 725–735.

Рецензент В.В. Мурзин

Structural conditions of formation and ore material sources of the Ganeevka gold deposit (Southern Ural)

S. E. Znamensky*, S. V. Michurin*, T. A. Velivetskaya, N. M. Znamenskaya***

**Institute of Geology, Ufa Scientific Centre RAS*

***Far East Geological Institute FEB RAS*

The geologic-structural position of Ganeevka gold deposit is determined by the strike-slip transtensional duplex which was formed in the zone of sub-meridional Karagayly fault on the stepped overlapping of longitudinal shears. Gold mineralization localized in the shear, limiting duplex from the east. In its limits mineralization is concentrated in faults (Riedels'R-shears) of second order transtensional duplex. Lithological control consists in predominately development of ore-bearing faults in the boudins of siliceous shale and tuffaceous siltstones. The magmatic source for sulfur of pyrites from the main sulfide-quartz and sulfide-quartz-albite ore associations was determined by the isotopic data. REE-data attest that during formftion of sulfide –quartz mineralization the ore material was taken from host rock, and the source of mineral-forming fluid for sulfide-quartz-albite ores can be sub-alkaline gabbro and granites.

Key words: transtensional duplex, shear, gold deposit, ore-bearing fault, lithological control of mineralization, sulfur isotopes, REE-distribution.