

СОСТАВ ФЛЮИДА В ПОЛИХРОННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

© 2016 г. Е. В. Коновалова, Г. А. Каллистов

На Урале широко распространены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) массивы золото-металлогенического профиля, представляющие собой надсубдукционные образования [15]. Одними из крупнейших объектов, специализирующихся на золотое оруденение кварцево-жильного типа, являются Верхисетский и ассоциирующийся с ним Шарташский гранитные массивы (на Среднем Урале) и Челябинский плутон (на Южном Урале). Более подробная информация о геологическом строении рассматриваемых объектов приведена в работах [5, 6, 14].

Верхисетский плутон сопровождается рядом других малых массивов и интрузий, образующих более крупный ареал. В пределах этого ареала располагаются многочисленные золоторудные месторождения и рудопроявления кварцево-жильного типа [11]. Ранние серии Верхисетского массива (габбро-диориты и тоналит-трондьемиты) имеют возрастные характеристики U-Pb датирования цирконов в пределах 370 и 367 млн лет [13, 16]. Поздние серии массива (тоналит-гранодиоритовая и адамеллит-гранитная) очень близки по структурным и вещественным характеристикам с золотоносными гранитами Шарташского массива. Возраст последних составляет 302–305 млн лет [9].

Золотое оруденение кварц-жильного типа в Верхисетском и Шарташском массивах отмечается во всех сериях пород, связанных гомодромной последовательностью: от ранних фаз (позднедевонские габбро-диориты, тоналиты) к поздним (каменноугольные гранодиориты и граниты) Верхисетского и Шарташского массивов [1]. При этом наиболее крупное Березовское золоторудное месторождение формируется в надинтрузивной зоне Шарташского массива. Наряду с золото-кварцевой минерализацией на Березовском месторождении наблюдается и шеелитовое оруденение [12].

В Челябинском батолите золотое оруденение кварц-жильного типа ассоциировано с позднедевонско-раннекаменноугольными (360 млн лет) кварцевыми диоритами и гранодиоритами, в меньшей мере оно связано с каменноугольными гранитами (345 млн лет) [1]. Пространственно с породами Челябинского плутона ассоциируют пермские (275 млн лет) субщелочные флюоритсодержащие лейкократовые граниты Кременкульского массива, специализирующиеся преимущественно на молиб-

деновое оруденение. Последнее приурочено к зонам грейзенизации [2]. Необходимо отметить, что кварцевые диориты, гранодиориты позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, каменноугольные граниты и пермские лейкократовые граниты Кременкульского массива имеют разный возраст протолита и, вероятно, его природу. В отличие от пород Верхисетского массива становление пород Челябинского батолита нельзя рассматривать как результат эволюции единого источника.

Образование рассматриваемых объектов происходило в эпоху мощного гранитоидного магматизма – от позднего девона до позднего карбона. Исключения составляют пермские лейкократовые граниты Кременкульского массива, образование которых относится к завершающей стадии коллизионного этапа [3, 10].

Гранитоиды Верхисетского и Челябинского батолитов характеризуются нормальной щелочностью и по содержанию главных петрогенных элементов, а также РЭ и РЗЭ близки между собой. Важное отличие в составе пород рассматриваемых батолитов заключается в повышенном содержании K_2O и пониженном – Na_2O в челябинских гранитоидах. Изотопно-геохимические параметры свидетельствуют о том, что в источнике пород рассматриваемых объектов присутствуют компоненты как мантийной, так и коровой природы. В гранитах поздних фаз внедрения Челябинского батолита увеличивается доля “коровой” составляющей.

В качестве основного минерала-индикатора флюидного режима использован состав апатита. По мере становления пород батолитов от ранних гранитоидов к поздним происходит увеличение концентраций фтора и сульфатной серы в апатите (рис. 1), что отчетливо коррелирует с увеличением концентраций K_2O и SiO_2 в породах. Главными особенностями состава апатитов в рассматриваемых золотоносных плутонах являются повышенные содержания в них сульфатной серы на фоне существенных различий в содержаниях фтора в апатитах Челябинского и Верхисетского массивов (рис. 2). В апатитах Шарташского массива и Березовского месторождения концентрации серы достигают максимальных значений до 1.0 мас. % [7]. Апатиты в гранитах Кременкульского массива наиболее богаты фтором (при наличии высоких содержаний сульфатной серы), а сами породы характе-

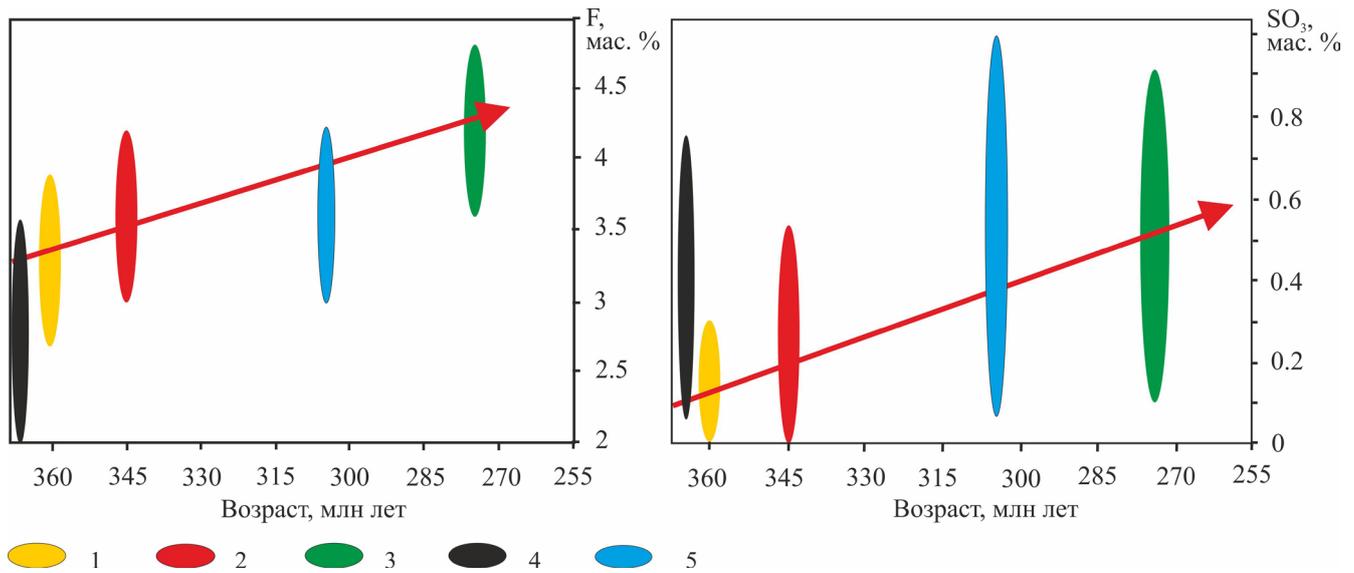


Рис. 1. Поведение галогенов в апатитах из разновозрастных гранитоидов Челябинского и Верхисетского батолитов.

1 – кварцевые диориты, Челябинский батолит; 2 – граниты, Челябинский батолит; 3 – лейкократовые граниты, Кременкульский массив; 4 – Верхисетский батолит; 5 – граниты, гранит-порфиры, березиты, Шарташский массив.

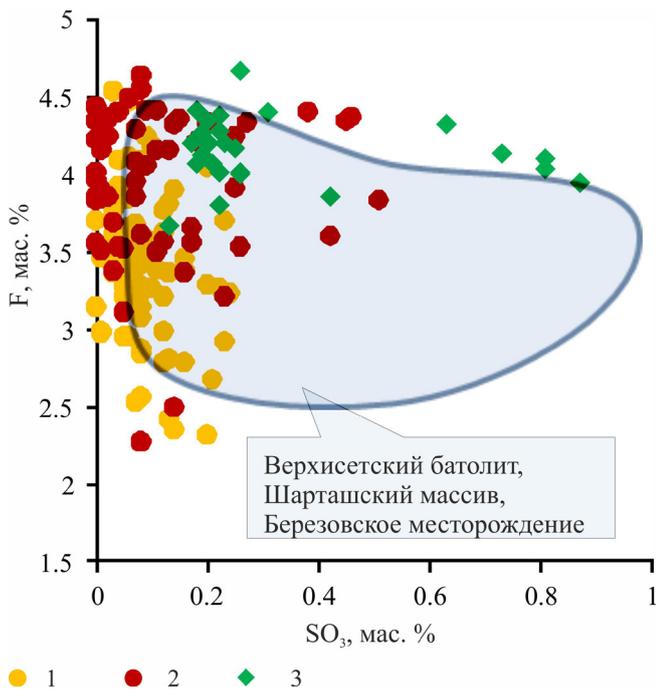


Рис. 2. Концентрации фтора (F) и сульфатной серы (SO₃) в апатитах из пород Челябинского и Верхисетского батолитов.

1 – кварцевые диориты, Челябинский батолит (360 млн лет); 2 – граниты, Челябинский батолит (345 млн лет); 3 – граниты, Кременкульский массив (275 млн лет).

ризуются наличием акцессорного флюорита. Это в целом указывает на существенно фтористый состав флюида на момент их кристаллизации. Необходимо

отметить, что в апатитах Верхисетского и Челябинского батолитов и Кременкульского массива отсутствует хлор. Это характеризует низкий уровень его содержания в расплаве и флюидах.

Гранитоиды Верхисетского батолита характеризуются низкими первичными отношениями изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -initial = (0.7042–0.7043) [17]. С этими данными согласуются и отношения изотопов стронция в апатите $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -initial = (0.70415–0.70425) [17]. В апатите гранитоидов Шарташского массива измеренное отношение изотопов стронция несколько повышается (0.70440) [17]. Такие же характеристики отмечаются и в гранитах Шарташского массива.

В раннепалеозойских гранитоидах Челябинского батолита изотопные составы Sr и Nd варьируют. Это свидетельствует об изотопной неоднородности источников для этих пород. Челябинские гранитоиды отличаются повышенными, по сравнению с гранитоидами Верхисетского массива, первичными отношениями изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -initial = (0.70508–0.70574) и $(\epsilon\text{Nd})_t$, равными от –0.35 до –3.74 [8]. Приведенные величины изотопного состава Sr и Nd обусловлены формированием расплава из источников с существенным преобладанием древнего сиалического материала и незначительным влиянием вещества с “мантийными” изотопными метками. Об этом свидетельствует и присутствие реликтов цирконов докембрийского возраста (665 млн лет) в каменноугольных гранитах Челябинского батолита. Лейкократовые граниты Кременкульского массива характеризуются повышенными (относительно та-

ковых в раннепалеозойских гранитоидах) отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -initial от 0.70551 до 0.70672 и значениями $(\epsilon\text{Nd})_t$ от -3.35 до -4.68, что связано с преобладанием в протолите молодой (палеозойской) сиалической коры. Вместе с тем в гранитах массива присутствуют реликтовые, унаследованные из субстрата, цирконы позднесирурийско-раннедевонского возраста (416 млн лет) [4].

Можно предполагать, что различия в субстратах пород Верхисетского, Челябинского батолитов и отдельно Кременкульского массива наряду с геологическими особенностями оказали влияние на состав флюидов. В Верхисетском батолите в гомодромной последовательности пород благодаря высоким концентрациям серы во флюиде стало возможным образование крупного (с W) золотого оруденения (Березовское месторождение). Пониженная активность серы и повышенная – фтора во флюиде на этапе становления гранитоидов ранних фаз Челябинского батолита, вероятно, повлияла на меньшие масштабы золотого оруденения. Высокие концентрации K_2O в породе, фтора (до 4.8 мас. %), серы (до 0.8 мас. % SO_3) в апатитах в пермских гранитах Кременкульского массива могли стать одной из причин специализации данных гранитов на Mo минерализацию.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грабежжев А.И., Левитан Г.М., Вигорова В.Г. и др. Золото в орогенных гранитоидах эвгеосинклинальной зоны Урала // Изв. АН СССР. Серия геол. 1986. № 4. С. 105–116.
2. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормилль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала // Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской области, ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
3. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 251 с.
4. Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Возраст и природа субстрата раннепермских редкометалльных лейкогранитов Кременкульского массива (Южный Урал) – изотопно-геохронологические ограничения // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: мат-лы I междунар. конф. Улан-Удэ: БНЦ СЦ РАН, 2008. С. 172–173.
5. Каллистов Г.А. Флюоритсодержащие лейкограниты Челябинского гранитоидного батолита (Южный Урал) // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 90–95.
6. Каллистов Г.А. Длительность и этапы становления пород Челябинского гранитоидного батолита // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161. 2014. С. 434–449.
7. Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения // Литосфера. 2013. № 6. С. 65–72.
8. Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б. Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd данным // Изотопные системы и время геологических процессов: мат-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИП Калкина, 2009. Т. II. С. 68–71.
9. Прибавкин С.В., Монтеро, Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb возраст и состав пород Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 1. С. 136–145.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
11. Сазонов В.Н., Огородников В.Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 1999. 570 с.
12. Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф., Михайлова Л.В., Бирюков В.Ф. О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Геология руд. месторождений. 1973. Т. XV, № 1. С. 110–117.
13. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита (Восточный склон Среднего Урала) // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: мат-лы Всерос. науч. конф. IV Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 256–258.
14. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Рапорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 135 с.
15. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
16. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1349–1364.
17. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.