

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СВЯЗИ ИНТРУЗИВНЫХ И ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АХУНОВСКОГО И КАРАГАЙСКОГО ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2017 г. В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Г. А. Каллистов, Е. В. Коновалова

Как известно, с завершающими членами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) серий, в некоторых случаях сопровождающихся крупным золотым и вольфрамовым (шеелит) оруденением кварц-жильного типа (Шарташский, Пластовский массивы, золотые и шеелитовые месторождения Березовского рудного поля, Кочкарское, шеелитовые месторождения Гумбейской группы и др.), часто ассоциируют рои даек кислого состава. Они подробно охарактеризованы в некоторых трудах [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Сазонов, Коротеев, 2009; и др.].

На Южном Урале рои даек гранит-порфиров широко развиты в пределах Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала (север Магнитогорской мегазоны). В данный ареал объединены следующие массивы: габбро-диорит-гранитный Петропавловский (347 млн лет) и гранитные Ахуновский, Карагайский (307 млн лет) и Уйскоборский (304 млн лет) [Богатов и др., 2000; Холоднов и др., 2009а, б]. С этими массивами также ассоциируют дайковые поля гранит-порфиров. Изучение связи этих поздних образований с гранитными плутонами, особенностей состава пород и минералов, позволит получить дополнительное представление о генезисе и потенциальной рудоносности массивов в составе Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала.

Рассмотрим последовательно химический состав пород главных фаз перечисленных массивов и ассоциированных с ними даек. Граниты Ахуновского и Карагайского массивов – малокальциевые с повышенным содержанием глинозема, натрия, стронция (500–950 г/т) и бария (450–650 г/т), а также других элементов-примесей, характерных для окраинно-континентальных мантийно-коровых плутонов [Ферштатер, 2013; Холоднов и др., 2009а, б; и др.]. Интрузивные породы этих двух массивов выделены на рис. 1 собственным трендом фракционирования  $K_2O$  с увеличением  $SiO_2$ . Повышение содержания калия, натрия и кремнезема наблюдается и от гранитов Ахуновского массива к Карагайскому, отражая общую эволюцию составов пород. Карагайский массив относительно Ахуновского дифференцирован более интенсивно. Здесь на завершающем этапе формируется крупное поле пегматоид-

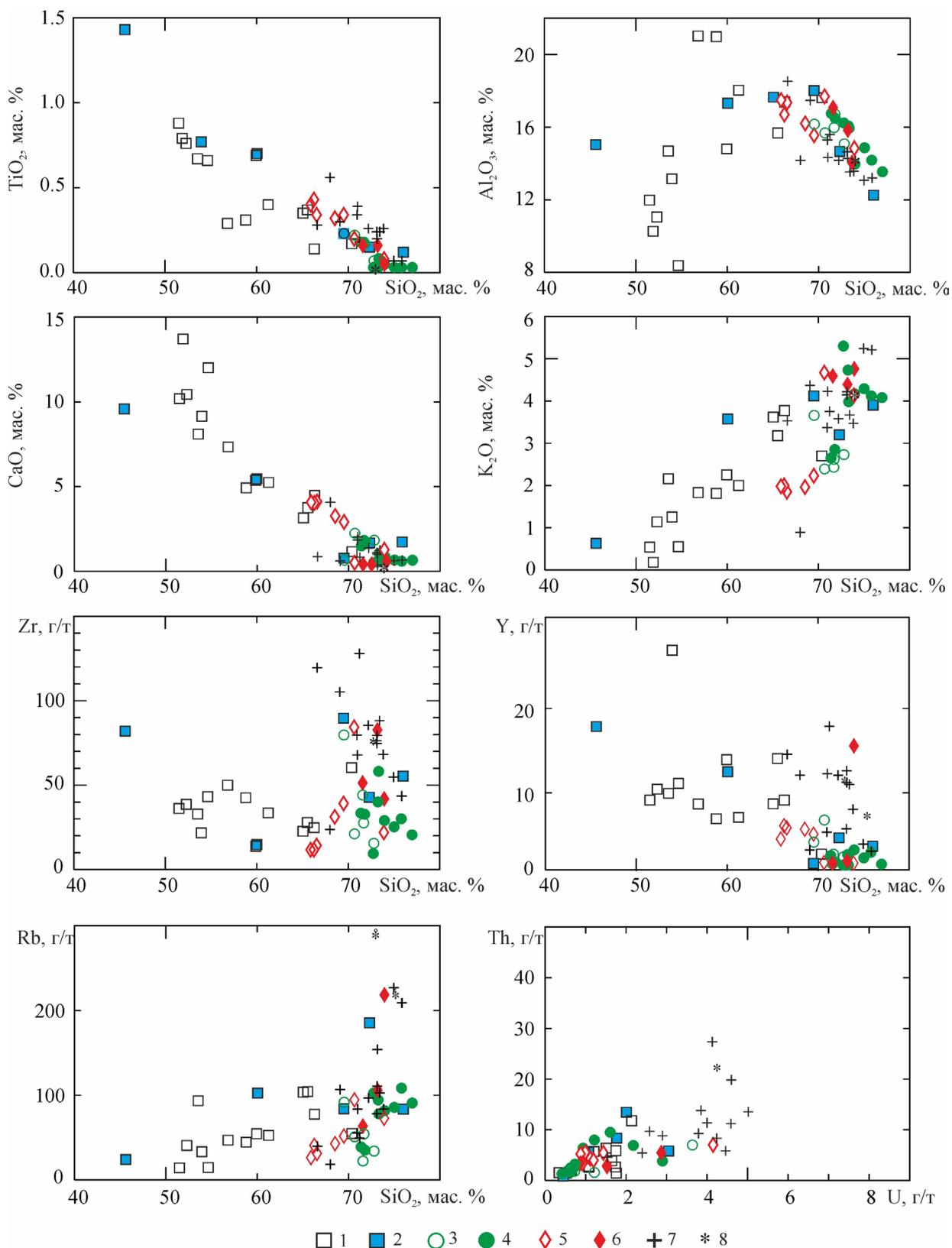
ных гранитов с дайками и жилообразными телами пегматитов и аплитов, обогащенных монацитом.

От гранитов Ахуновского и Карагайского массивов по содержанию ряда малых и рассеянных элементов отличаются аналогичные по составу (но иные по возрасту) породы Петропавловского и Уйскоборского массивов [Холоднов и др., 2009а, б] (см. рис. 1, 2). Последние, в частности, обогащены K и Rb. Для пород Уйскоборского массива также характерно максимальное содержание Zr, Th, U и ТРЗЭ в ареале.

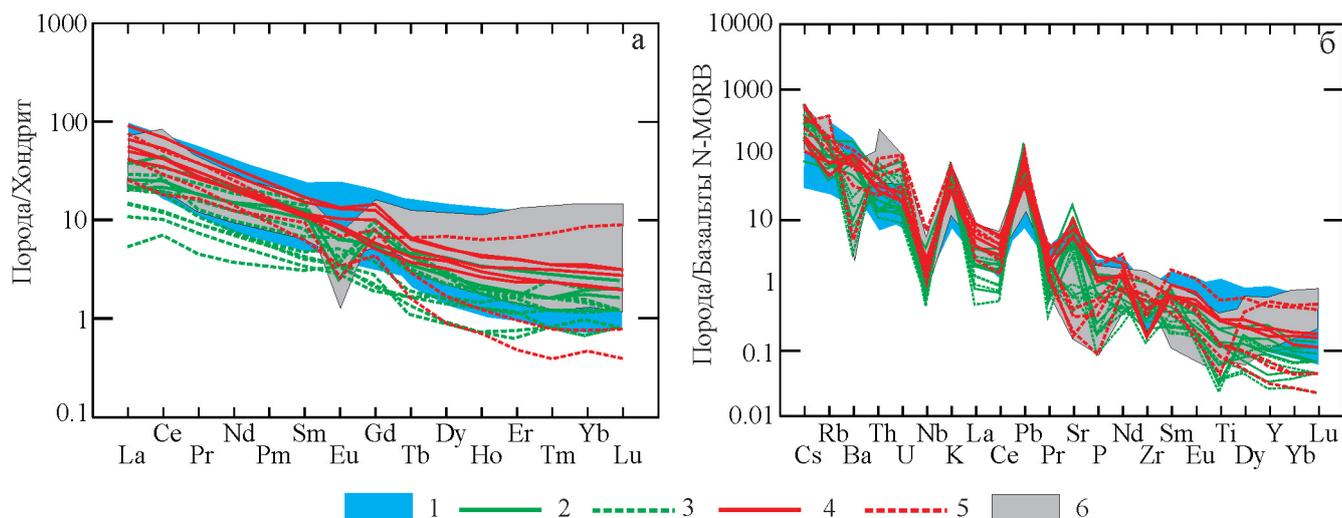
К геохимическим особенностям всех гранитоидных интрузий Ахуново-Петропавловского ареала относится повышенное содержание в породах W. В Ахуновском и Карагайском массивах оно достигает 60–170 г/т. Это в 30–80 раз выше среднего содержания W в верхней части континентальной коры [Григорьев, 2009].

Состав РЗЭ в породах Ахуновского и Карагайского массивов фракционирован более сильно относительно пород Петропавловского и Уйскоборского массивов (см. рис. 2а). Аномалия Eu варьирует по значениям от положительных величин (Ахуновский массив) до отрицательных – в более дифференцированных (с меньшим содержанием плагиоклаза) породах Карагайского массива. На трендах, нормированных на БСОХ, в гранитах этих двух массивов наблюдаются положительные аномалии Sr, Ba и Pb и отрицательные – Th, Nb, Zr, Ti (см. рис. 2б). Напротив, в гранитах Уйскоборского массива аномалия Sr резко отрицательная. В целом характер распределения элементов-примесей на спайдер-диаграммах указывает на надсубдукционную окраинно-континентальную природу магматических образований.

На Южном Урале диапазон формирования гранитоидов Ахуново-Петропавловского ареала (360–304 млн лет) отвечает этапу инверсии геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизийный и трансформно-сдвиговый (“рифтогенный”), свойственный зонам скольжения литосферных плит [Салихов и др., 2016]. Такой режим трансформных континентальных окраин [Ханчук и др., 1995, 2013; и др.] характеризуется разнообразием магматических пород с широким рас-



**Рис. 1.** Харкеровские диаграммы для пород Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала.  
 1, 2 – породы Петропавловского массива: 1 – габбро, диориты, граниты, 2 – дайковая серия; 3, 4 – породы Карагайского массива: 3 – граниты, 4 – дайковая серия; 5, 6 – породы Ахуновского массива: 5 – гранодиориты, граниты, 6 – дайковая серия; 7, 8 – породы Уйскоборского массива: 7 – адамеллиты, граниты, 8 – дайковая серия.



**Рис. 2.** Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Ахуново-Петропавловского ареала нормированных на хондрит (а) и базальт N-MORB (б) [Sun, McDonough, 1989].

1 – породы Петропавловского массива; 2, 3 – породы Карагайского массива: 2 – граниты, 3 – дайковая серия; 4, 5 – породы Ахуновского массива: 4 – гранодиориты, граниты, 5 – дайковая серия; 6 – породы Уйсковского массива.

пространением субщелочных и щелочных разновидностей. Формирование подобных серий связывается с деструкцией субдуцирующей океанической плиты, образованием slab-window с подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа в подобной обстановке отмечаются и значительные объемы мантийно-коровых и коровых гранитоидов, близких гранитоидам ильменитовой серии I- и S-типов.

В Приморском крае и Якутии гранитоидные батолиты (не имеющие вулканических комагматов) с мантийно-коровыми изотопными отношениями, специализированные на W, также образуются при смене субдукционного режима на трансформно-сдвиговой. Их становление связано с обстановкой трансформной континентальной окраины [Симаненко и др., 2006; Гвоздев, 2010; и др.]. К этим plutонам и сопровождающим их рудоносным штокам в Сихоте-Алинской аккреционно-складчатой области приурочен ряд крупных эксплуатируемых скарновых шеелит-сульфидных месторождений – Лермонтовское, Восток-2 и др.

В Ахуновском и Карагайском массивах дайки представлены мелкозернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранит- и адамеллит-порфирами, биотит-мусковитовыми гранит-аплитами и аплитами (с монацитом, ксенотимом и марганецсодержащим ильменитом – до 7–8 мас. % MnO), пегматоидными гранитами и пегматитами. Все эти жильные породы характеризуются повышенной, относительно вмещающих интрузивных пород, концентрацией  $K_2O$  (см. рис. 1), Rb, Zr, Bi и Pb. Напротив, в дайках фиксируются пониженное содержание Sr, Ba, Y, Nb, Yb, PЗЭ (см. рис. 2б) и PЗЭ (см. рис. 2а). При

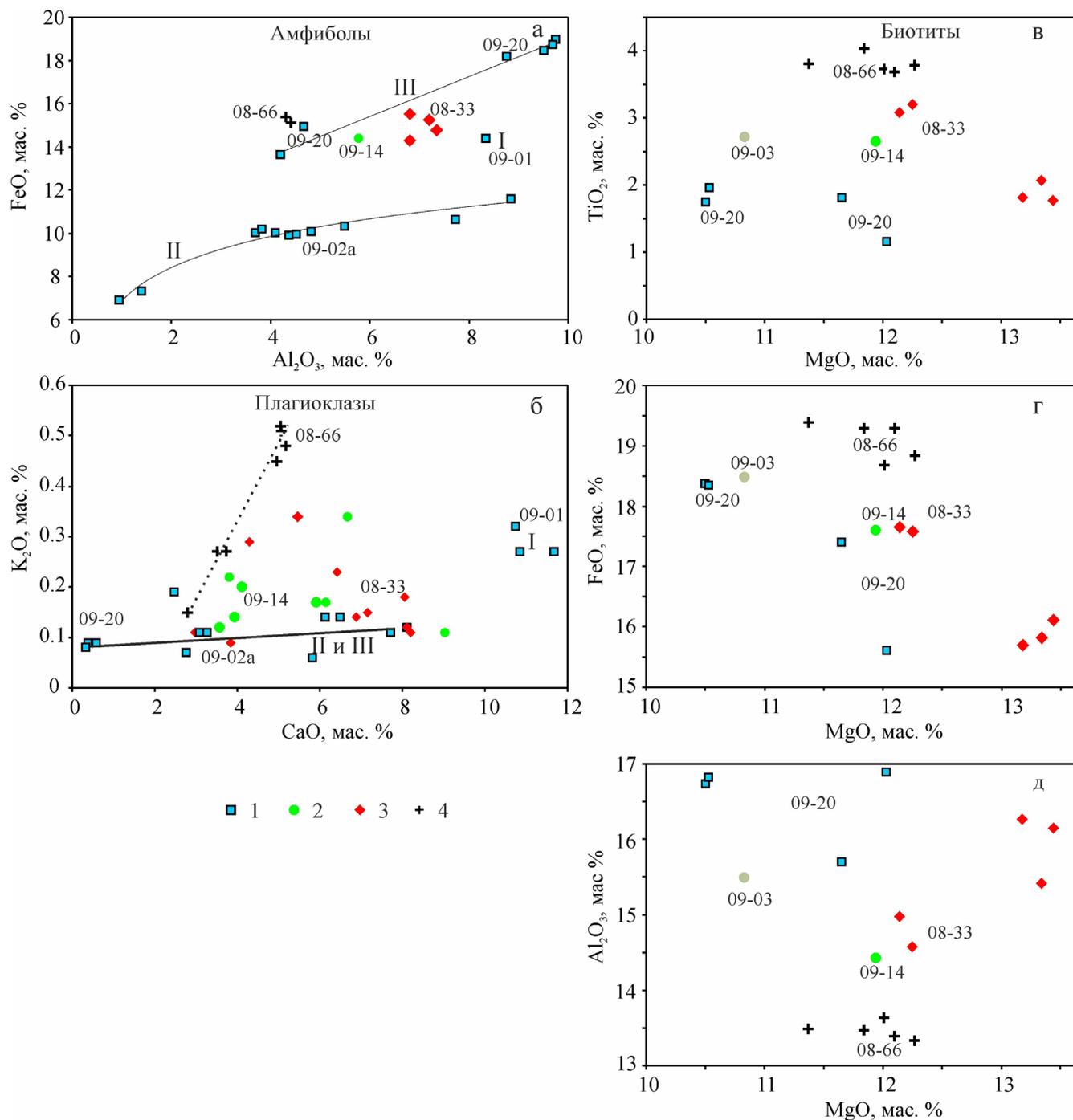
этом уровень концентрации PЗЭ в ахуновских дайках выше, чем в карагайских. Во всех дайках отмечается отчетливая отрицательная Eu-аномалия и ярко выраженный минимум по Ti (см. рис. 2б). В дайковых породах Ахуновского и Карагайского массивов также сохраняется специализация на W.

В целях поиска дополнительных критериев типизации дайковых серий, генетически связанных с разными интрузиями Ахуново-Петропавловского ареала, проведены микрозондовые исследования составов породообразующих и ряда акцессорных минералов (рис. 3). Наибольшее внимание уделено составам минералов дайковых роев Ахуновского и Карагайского массивов, поскольку с гранитоидами здесь связаны золотоносные кварцевые жилы (Воронцовская, Ахуновская и др.). Распределение галогенов и серы в апатитах в интрузивных и дайковых породах этих массивов близко таковому в апатитах из гранитоидов и метасоматитах Шарташско-Березовского золотоносного рудного поля [Коновалова и др., 2013] и подтверждает потенциальную продуктивность этих массивов на золотое оруденение [Холоднов и др., 2012]. Однако вопрос о вольфрамоносности остается открытым.

Далее приведено описание проб с привязками отобранного материала и результаты исследования составов минералов.

#### Ахуновский массив. Проба 08-33. Гранодиорит главной фазы

Слабо гнейсовидная среднезернистая порфирировидная биотит-амфиболовая порода из коренных выходов у тракта пос. Ахуново–г. Учальы, в 2 км от пос. Ахуново, на левом берегу р. Буйда. Обнаже-



**Рис. 3.** Соотношения некоторых индикаторных элементов в минералах из пород Ахуново-Петропавловского ареала.

Минералы (а – амфиболы, б – плагиноклазы, в–д – биотит) из пород: 1 – Петропавловский массив: I – габбро, II – кварцевый диорит, III – граносиенит; 2 – Карагайский массив; 3 – Ахуновский массив; 4 – Уйскоборский массив. Номера исследованных проб отражены на рисунке.

ние гранодиорита находится вблизи интрузивного контакта (50 м от него на восток) с вмещающими ороговикованными вулканитами (базальтами и диабазами) поляковской свиты (S<sub>1</sub>). Контакт ориентирован по азимуту СВ 40°.

**Плагиноклаз** в гранодиорите варьирует по составу от An<sub>40</sub> до An<sub>15</sub>. Выделяются три генерации, содержащие 8–9, 6–7 и 3–4 мас. % СаО. Наиболее основные по составу плагиноклазы образуют крупные порфирированные сложно-зональные кристаллы.

В центральной части таких кристаллов зоны с наиболее основным плагиоклазом (CaO – 8.20, Na<sub>2</sub>O – 6.80–7.00, K<sub>2</sub>O – 0.17, SrO – 0.10–0.13 мас. %) чередуются с плагиоклазами промежуточного состава (CaO – 5.4–7.9, Na<sub>2</sub>O – 7.0–8.3, K<sub>2</sub>O – 0.10–0.20, SrO – 0.10 мас. %). В краевой части порфиридные кристаллы обрастают каймой кислого плагиоклаза (CaO – 4.23, Na<sub>2</sub>O – 9.11, K<sub>2</sub>O – 0.10–0.20 мас. %), при этом отмечается снижение содержания SrO до 0.01 мас. %. В центральной зональной части кристаллов встречаются мелкие включения ильменита и эпидота. Этот эпидот близок магматическим эпидотам в породах ГТГГ-типа [Смирнов, Зинькова, 1993]. Наряду с крупным зональным плагиоклазом в парагенезисе с амфиболом и одной из генераций биотита встречаются крупные сравнительно однородные по составу зерна плагиоклаза (An<sub>18–20</sub>). Все генерации плагиоклаза в пробе гранодиорита образуют единый тренд составов (см. рис. 3б), в котором по мере уменьшения содержания CaO снижается и содержание K<sub>2</sub>O. Данный тренд отличается от такового в составах плагиоклаза в граносиените и габбро Петропавловского массива и богатых калием плагиоклазов Уйскоборского массива.

В значительном количестве присутствует решетчатый **калиевый полевой шпат**, содержащий 0.6–0.7 мас. % Na<sub>2</sub>O. Наблюдается также калий-натриевый полевой шпат иного состава: 7.24 мас. % K<sub>2</sub>O при 2.52 мас. % Na<sub>2</sub>O и 1.38 мас. % CaO. В целом в процессе кристаллизации гранодиорита в КПШ увеличивается доля натрийсодержащей фазы при понижении содержания калия. Это согласуется с появлением в плагиоклазах поздних кислых облочков, обогащенных натрием.

**Амфибол** в гранодиорите образует крупные зерна, имеет устойчивый состав, соответствующий магнезиальной роговой обманке (см. рис. 3а). Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6–8 мас. %, FeO – 14–16, MgO – 13–14 мас. %. Железистость 0.50–0.54. Амфибол заметно обогащен Na<sub>2</sub>O – 1.1–1.6 мас. % – при содержании K<sub>2</sub>O 0.4–0.6 мас. %. Повышенное содержание Na<sub>2</sub>O отличает амфиболы Ахуновского массива от амфиболов других массивов этого ареала. Другая особенность – низкое содержание F и Cl – 0.07–0.13 и 0.01–0.03 мас. % соответственно. Давление при кристаллизации амфибола 2.0–2.5 кБар, температура порядка 625 °С по термобарометрам [Otten, 1984; Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991].

В амфиболе наблюдаются включения **гидроксилфтороапатита** (2.14–2.32 мас. % F) и **сфена**, содержащего 1.13 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0.06 мас. % F. Имеются включения **эпидота** с существенно более высоким содержанием FeO (13.45–13.20 мас. %) относительно его включений в плагиоклазе (7.8 мас. %). Содержание MnO здесь увеличивается до 0.27–0.42 мас. %.

**Биотит.** В отличие от амфибола он обнаруживает широкий спектр составов. На рис. 3в–д виден

ряд особых трендов, отличных от таковых биотитов Петропавловского и Уйскоборского массивов. В целом на фоне уменьшения содержания MgO (с 13.5 до 12.0 мас. %) в биотитах гранодиорита Ахуновского массива возрастает содержание FeO (с 16 до 18 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (с 2.0 до 3.5 мас. %). Содержание глинозема понижается. Содержания MgO–FeO, MgO–TiO<sub>2</sub> образуют тренды корреляции с обратной зависимостью между содержаниями MgO и FeO, TiO<sub>2</sub>.

В гранодиорите Ахуновского массива можно выделить две генерации биотита. Ранний более магнезиальный биотит (I) (железистость 0.54) образует крупные выделения. Его состав, мас. %: MgO – 13.44–13.20, TiO<sub>2</sub> – 1.77–2.00, K<sub>2</sub>O – 9.20–8.20, FeO – 16.10–15.70, MnO – 0.36–0.40, F – 0.32–0.23, Cl – 0.01. Железистость биотита (I) близка таковой амфибола. В биотите (I) присутствуют включения *apatita* с содержанием 2.46–2.90 мас. % F, 0.07–0.09 MnO, 0.26–0.29 FeO\*, 0.08–0.21 мас. % SiO<sub>2</sub>, Cl отсутствует. Более высокий уровень содержания F в апатите-узнике из амфибола, возможно, свидетельствует о более ранней кристаллизации амфибола по сравнению с биотитом (I).

Биотит (II) поздний, образует каймы вокруг биотита (I), реже – самостоятельные крупные зерна. От биотита (I) он отличается повышенной железистостью (до 0.58), более высоким содержанием TiO<sub>2</sub> – 3.10–3.20 мас. %, FeO – 17.58–17.65, MnO – 0.44, K<sub>2</sub>O – 9.45–9.60 при снижении концентраций MgO до 12.25–12.14 и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 14.50–15.00 мас. %. Содержание F 0.16–0.24 мас. %, Cl – 0.01. В биотите (II) наблюдается зональное распределение компонентов: в краевой зоне относительно центра увеличивается содержание K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, SiO<sub>2</sub>, F. В краях биотита (II) встречаются включения *гематита*. Наличие двух генераций биотита свидетельствует о том, что он кристаллизуется в течение длительного времени: начинает кристаллизацию почти одновременно с амфиболом, а завершает ее позднее.

Обнаружен **псевдуртил** – редкий минерал для гранитоидов [Шагалов и др., 2004; Prochazka et al., 2010; Полякова, 2013]. При эндогенных процессах он образуется весьма редко. Возможно, он сформировался при высокотемпературном окислении ильменита. Однако очень тонкие смеси гётита и рутила, которые очень похожи на псевдуртилы, могут иметь и гидротермальный генезис [Grey et al., 1983]. Состав псевдуртила, мас. %: TiO<sub>2</sub> – 62.31, FeO – 34.21, CaO – 0.19, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.50.

#### Проба 09-14. Ахуновский массив. Адамеллит-порфир

Обнажение в 300 м к северу от предыдущей точки. Порода содержит крупные порфиридные выделения зонального плагиоклаза, заключенного в

мелкозернистый базис, состоящий из кварца, биотита и полевых шпатов. **Плагиоклаз** в центре зональных зерен соответствует  $An_{42}$  (при 0.20 мас. %  $K_2O$ ). Здесь он несколько более основной, чем самый ранний плагиоклаз в пробе 08-33 (см. рис. 3б). В краях состав меняется до  $An_{17}$  с содержанием  $K_2O$  0.10–0.17 мас. %. Плагиоклаз этой породы по соотношению кальция и калия полностью аналогичен плагиоклазу в пробе 08-33 (гранодиорит), свидетельствуя о принадлежности этих двух типов пород к единой генетической серии. Плагиоклаз из фенокристов в адамеллит-порфире окружен тонкой каймой *калшпата*. КППШ обеднен  $Na_2O$  – 0.40 мас. % – относительно раннего КППШ из пробы 08-33. В КППШ находятся включения *анатимита* с повышенным содержанием  $F$  – 3.96 мас. %. В нем присутствуют, мас. %:  $Cl$  – 0.01,  $MnO$  – 0.06,  $SiO_2$  – 0.11,  $Na_2O$  – 0.05. Высокое содержание  $F$  в апатите-узнике указывает на позднюю кристаллизацию КППШ.

**Биотит** характеризуется повышенным содержанием  $TiO_2$  и  $FeO$  – 2.65 и 17.6 мас. % соответственно, железистость 0.59. Содержание других компонентов, мас. %:  $MgO$  – 11.94,  $MnO$  – 0.40,  $F$  – 0.14,  $Cl$  – 0.01. По составу биотит аналогичен биотиту (II) из гранодиорита пробы 08-33. Это также является свидетельством принадлежности данных пород к единой серии. **Апатит** из включения в биотите имеет более низкое содержание  $F$  – 3.73 мас. %, чем апатит-узник из КППШ. Содержание хлора – 0.01 мас. %, марганца – 0.07, кремнезема – 0.22, натрия – 0.14 мас. %. В этом апатите в повышенном количестве наблюдается сульфатная сера (до 0.44 мас. %).

**Амфибол** в адамеллит-порфире образует крупные ксеноморфные зерна. Его состав, мас. %:  $Al_2O_3$  – 5.80,  $FeO$  – 14.40,  $MgO$  – 13.50,  $K_2O$  – 0.46,  $Na_2O$  – 1.10,  $TiO_2$  – 0.77,  $F$  – 0.23,  $Cl$  – 0.01,  $Fe/(Fe+Mg)$  – 0.52. Такой амфибол близок по составу к амфиболу из гранодиорита пробы 08-33 (см. рис. 3а). Однако содержание  $Al_2O_3$  указывает уже на существенно меньшее давление при его кристаллизации –  $P = 1.3$  кБар и  $T = 615^\circ C$  по **термобарометрам** [Otten, 1984; Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991].

Амфибол содержит включение *анатимита*. Содержание фтора в центре – 3.6 мас. %, в крае – 3.4. Это заметно ниже, чем в апатите-узнике из КППШ и биотита. Порядок кристаллизации минералов в породе: амфибол – биотит – КППШ. Содержание сульфатной серы в центре зерна апатита выше (0.45 мас. %), чем в крае (0.09 мас. %). Это коррелирует со снижением содержания натрия с 0.14 до 0.05 мас. % (центр–край). Близкий тип зональных по сере и натрию апатитов мы описывали в гранитах Шарташского массива, продуктивного на  $Au$  и  $W$ , и дайках гранит-порфиров Березовского золоторудного месторождения [Коновалова и др., 2013].

### Проба 09-03. Карагайский массив. Гранит-порфир

Розовая порода из дайкового поля в северной части Карагайского массива, непосредственно к западу от санатория “Карагайский бор”. Азимут простирания дайки СВ  $50^\circ$ , ее мощность около 3 м. Это наиболее молодая генерация гранитных даек. Здесь полевые шпаты и кварц образуют крупные фенокристы до 1–3 см в поперечнике. Они заключены в тонкозернистый агрегат, состоящий из мелкого идиоморфного кислого плагиоклаза, кварца, ксеноморфного КППШ, редких чешуек биотита и мелких зерен гематита.

Крупные кристаллы **плагиоклаза** имеют зональное строение, отраженное в составе. В центре и краях зерен состав плагиоклаза  $An_{15}$  и  $An_{18}$  соответственно, содержание  $K_2O$  – 0.43 и 0.14 мас. %. В промежуточных зонах наблюдается более основной плагиоклаз  $An_{27}$  ( $K_2O$  – 0.17 мас. %). Эта рекуррентная зональность, возможно, отражает дегазацию расплава с потерей воды и других летучих, что вызывает рост температуры. В мелкозернистом базисе породы наблюдаются мелкие идиоморфные выделения более кислого плагиоклаза  $An_{16-13}$  ( $K_2O$  – 0.10–0.30 мас. %).

На рис. 3б плагиоклазы этой пробы по соотношению  $CaO-K_2O$  близки плагиоклазам двух предыдущих проб, образуя вместе с ними практически единый тренд эволюции, указывая и на заметную роль кристаллизационной дифференциации в формировании интрузивных пород и даек.

Состав ксеноморфного интерстициального КППШ, цементирующего выделения более идиоморфного плагиоклаза в мелкозернистом базисе породы, аналогичен таковому КППШ в адамеллит-порфире. Включение *биотита* в плагиоклазе является наиболее железистым (0.62) в ряду охарактеризованных биотитов Ахуновского и Карагайского массивов (см. рис. 3в–д). Содержание, мас. %:  $TiO_2$  – 2.50–2.70,  $FeO$  – 18.50–18.70,  $MgO$  – 10.80–11.14,  $MnO$  – 0.30. Этот биотит отличает самое высокое содержание фтора (0.74–0.84 мас. %) при полном отсутствии хлора. В составе *анатимита* содержание фтора варьирует здесь от 3.0 до 3.9 мас. %, сульфатной серы – 0.10–0.30 мас. %.

Таким образом, можно сделать ряд общих выводов. Имеющиеся петрохимические и геохимические данные подтверждают принадлежность Ахуновского и Карагайского массивов к заключительным позднекаменноугольным сериям в составе окраинно-континентальных мантийно-коровых батолитов ГТГГ-типа. Все указанные закономерности позволяют объединить Ахуновский и Карагайский массивы в единый ахуново-карагайский интрузивно-дайковый комплекс. Состав минералов и геохимические особенности пород Карагайского массива свидетельствуют также о том, что это –

завершающий член единого по генезису ахуново-карагайского плутонического комплекса.

В данном комплексе выявлены признаки генетического родства интрузивных пород и дайковых образований. Установлено, что все генерации плагиоклазов в породах комплекса имеют низкое содержание калия. Это отражает исходную малокалиевость родоначального анатектического адамеллит-гранодиоритового расплава. Плагиоклазы из даек (гранит-порфира 09-03, адамеллит-порфира 09-14) закономерно вписываются в эту картину.

По содержанию калия плагиоклазы ахуново-карагайского комплекса отличаются от плагиоклазов Уйскоборского и Петропавловского массивов.

Составы биотита и амфибола являются дополнительными индикаторами генетической связи даек и интрузивных пород в ахуново-карагайском комплексе. Для биотитов установлен общий тренд изменения соотношений  $MgO-FeO$ ,  $TiO_2-FeO$  с возрастанием железистости от интрузивных пород к дайкам (до более калиевых и фтороносных гранит-порфиров). Для амфиболов из пород ахуново-карагайского комплекса характерны устойчивые соотношения  $Al_2O_3$  и  $FeO$ .

По составу биотиты и амфиболы данного комплекса отличаются от аналогичных минералов в Уйскоборском и Петропавловском массивах. Это вместе с особенностями химизма пород и изотопно-геохимических параметров [Холоднов и др., 2009а, б; и др.] свидетельствует о гетерогенности магматических источников и процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании разновозрастных массивов в составе Ахуново-Петропавловского гранитоидного ареала.

Состав апатита в породах Ахуновской и Карагайской интрузий отражает специфику флюидного режима на этапе анатектического гранитообразования, характерную и для других мантийно-коровых батолитов ГТГГ-типа. Хлор для апатитов и других гидроксилсодержащих минералов этих массивов не характерен. Содержание фтора в апатитах увеличивается от гранодиоритов Ахуновского массива (от 2.14–2.90 мас. %) к гранит-порфирам Карагайского массива (до 3.96 мас. %). Одновременно с фтором в апатитах из даек адамеллит- и гранит-порфиров увеличивается содержание  $SO_3$  (до 0.45 мас. %). Наблюдается дискретность в распределении содержания  $SO_3$  в кристаллах апатита с резким снижением содержания от центра к краю (с 0.56 до 0.10 мас. %). Такая же зональность ранее обнаружена при изучении апатитов из пород Шарташского массива и Березовского месторождения [Коновалова и др., 2013]. Данные особенности состава апатита отражают потенциальную рудоносность этих массивов на золото-кварцево-жильное (с шеелитом?) оруденение.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. Анализы на

элементы-примеси выполнены методом ICP-MS (ELAN-9000) группой аналитиков под руководством Д.В. Киселёвой, на петрогенные элементы (РФА СРМ-35) – группой аналитиков под руководством Н.П. Горбуновой, микронзондовые исследования минералов (РФМА САМЕСА SX100) выполнил Д.А. Замятин.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН № 15-18-5-24 и гранта РФФИ № 15-05-00576.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатов В.И., Шатагин К.Н., Чаплыгина Н.Л. Источники коллизионных гранитоидов северной части Магнитогорского прогиба // Коллизионная стадия развития подвижных поясов: мат-лы VI Чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 11–12.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Госгеолтехиздат, 1947. 261 с.
- Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 338 с.
- Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 162 с.
- 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.
- Полякова Е.В. Ассоциация ильменита, пиррофанита и псевдорутила в гранитах Северного массива (Чукотка) // Зап. Горного ин-та. 2013. Т. 200. С. 258–262.
- Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. Каменноугольно-пермский магматизм и связанное с ним оруденение (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны Южного Урала) // Литосфера. 2016. № 5. С. 35–57.
- Симаненко В.П., Сахно В.Г., Голозубов В.В., Стрижкова А.А. Хунгари-Татибинский плутонический пояс (ранний мел) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 327–332.
- Смирнов В.Н., Зинькова Е.А. Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 1993. Т. 329, № 3. С. 332–334.
- Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 365 с.
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
- Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного

- Приморья) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С.* Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo и др.) // Вестн. Урал. отд. РМО. № 6. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009а. С. 3–29.
- Холоднов В.В., Шагалов В.С., Бородин Н.С.* Петрогенезис, геохимическая и металлогеническая специализация гранитоидных интрузий на севере Магнитогорской мегазоны // Петрогенезис и рудообразование: мат-лы XIV Чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009б. С. 122–125.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В.* (2012) Элементы-минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудогенезе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская мегазона в позднем девоне и карбоне // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: мат-лы всерос. науч. конф. с междунар. участием. XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 269–271.
- Шагалов Е.С., Ерохин Ю.В., Вахрушева Н.В., Сустанов С.Г., Норкина Ю.С.* Титан-ниобиевая минерализация пегматитовой жилы Южная (Адуйский участок, Средний Урал) // Уральская минералогическая школа – 2003. Екатеринбург: УГГА, 2004. С. 80–84.
- Grey I.E., Li C., Watts J.A.* Hydrothermal synthesis of goethite-rutile intergrowth structures and their relationship to pseudorutile // *Am. Miner.* 1983. V. 68. P. 981–988.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-A.* Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Amer. Miner.* 1986. V. 71 (11/12). P. 1297–1313.
- Otten M.T.* The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 189–199.
- Prochazka V., Uher P., Matejka D.* Zn-rich ilmenite and pseudorutile: subsolidus products in peraluminous granites of the Melečov Massif, Moldanubian Batholith, Czech Republic // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen.* 2010. P. 249–263.
- Schmidt M.W.* Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C, 3.5–13.0 kbar // *Terra abstracts.* 1991. V. 3. P. 30.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the oceanic Basins.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.