

УДК 553.252.2(574)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-887-909

Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье)

Г. Ю. Шардакова, А. В. Коровко, Н. А. Антонишин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 07.04.2023 г., принята к печати 15.05.2023 г.

Объект исследований. Впервые изучены минеральный состав, петро- и геохимические особенности, условия генерации и постмагматических изменений, флюидный режим (на основе анализа поведения F, Cl, S в апатитах), рудогенерирующий потенциал гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии (Западное Прибалхашье). **Методы и материалы.** Для получения результатов использованы рентгенофлуоресцентный, атомно-эмиссионный методы анализа пород (керна скважины) и микрозондовые (полированные шлифы) исследования состава минералов. **Результаты.** Установлено, что по составу породы отвечают умереннощелочным гранитам, формирование которых шло при давлении не более 2 кбар, $T = 670^\circ\text{C}$. Последующие метасоматические преобразования были среднетемпературными ($313\text{--}350^\circ\text{C}$) полистадийными: филлитизация + хлоритизация. Железистый состав хлорита, приуроченность ореолов его развития к зонам трещиноватости указывают на локальный масштаб процесса. Рудная минерализация представлена большей частью халькопиритом, иногда содержащим золото. По облику и составу апатитов из гранитов можно разделить на две группы – магматогенные разности и продукты их преобразования. На диаграмме соотношений F–Cl–S большая часть точек их составов лежит в полях пород, продуктивных на Cu-порфировое оруденение. **Выводы.** Минеральные парагенезисы, анализ поведения F, Cl, SO₃ в апатитах указывают на изменение состава флюидной фазы во времени в условиях открытой системы. Сера накапливается до максимального в апатитах (0.012 мас. % S) уровня синхронно с ростом количества хлора и падением содержания фтора. После достижения этого уровня (по сере) содержание Cl в апатитах снижается, а концентрация F – сильно растет; в результате поздние порции флюида обедняются F, обогащаются Cl, S; но в целом уровень содержания двух последних компонентов не высок по сравнению с таковым для богатых Cu-порфировых систем. Поскольку количество мобилизуемой меди зависит от содержаний во флюиде Cl и S и объема флюида (определяемого величиной самой интрузии, в нашем случае это малое тело), то прогнозируемые запасы меди на верхних горизонтах Южно-Сарышаганской интрузии невелики.

Ключевые слова: Прибалхашье, гранитоиды, медно-порфировое оруденение, хлориты, апатиты, галогены, флюидный режим

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800009-9. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Generation and alteration conditions, fluid regime features of the ore-magmatic system of the South Saryshagan granite intrusion (Western Balkhash region)

Galina Yu. Shardakova, Anatoly V. Korovko, Nikita A. Antonishin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Received 07.04.2023, accepted 15.05.2023

Для цитирования: Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Антонишин Н.А. (2023) Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье). *Литосфера*, 23(5), 887–909. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-887-909>

For citation: Shardakova G.Yu., Korovko A.V., Antonishin N.A. (2023) Generation and alteration conditions, fluid regime features of the ore-magmatic system of the South Saryshagan granite intrusion (Western Balkhash region). *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 887–909. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-887-909>

Research subject. For the first time, the mineral composition, petro- and geochemical features, generation and metasomatic alteration conditions, fluid regime (based on the behavior of F, Cl, and S in apatites), and ore-generating potential of granitoids from the South Saryshagan intrusion (Western Balkhash) were studied. **Materials and methods.** X-ray fluorescence and atomic emission methods of rock analysis (drilling well core), as well as microprobe (polished sections) studies of mineral composition. **Results.** The rock composition was found to correspond to moderately alkaline granites, formed at a generation pressure of about 2 kbar and $T = 670^{\circ}\text{C}$. Subsequent metasomatic transformations were medium-temperature ($313\text{--}350^{\circ}\text{C}$) and multistage, i.e., phyllitization followed by chloritization. The ferrous composition of chlorite and the confinement of its development area to fracture zones indicate the local scale of the process. Ore mineralization is mainly represented by chalcopyrite, occasionally containing Au. According to the morphology and composition features, apatites from granites can be divided into two groups, i.e., magmatogenic grains and products of their transformations. In a diagram of F-Cl-S ratios, most points of their composition lie in the fields of rocks productive of Cu-porphyry mineralization. **Conclusions.** Mineral associations and the analysis of F, Cl, and S behavior in apatites indicate changes in the composition of the fluid phase over time under the conditions of an open system. In apatites, sulfur accumulates to the maximum level (0.012 wt % S) simultaneously with an increase in the amount of Cl and a decrease in the amount of F. After S reaches this level, the Cl content in apatites decreases followed by a notable increase in F; as a result, the late portions of the fluid become depleted of F, but enriched with Cl and S. In general, the content of the latter two components is low, compared with that typical of rich Cu-porphyry systems. Since the amount of mobilized copper depends on both the contents of Cl and S in the fluid and the volume of this fluid (determined by the size of the intrusion itself; in our case, it is a small body), the predicted copper reserves in the upper horizons of the South Saryshagan intrusion are small.

Keywords: Balkhash region, granites, porphyry copper mineralization, chlorites, apatites, halogens, fluid regime

Funding information

This work was supported by State contracts of the IGG UB RAS No. 123011800009-9. Reequipment and complex development of the Common Use Center "Geoanalyst" is supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, project No. 075-15-2021-680

Acknowledgements

The authors are grateful to the leaders of Shagala Mining company (M.B. Bazhikov, A.V. Antonishin) for permission to use the rock material for scientific research, and express hope for further cooperation.

Посвящается В.В. Холоднову,
коллеге и учителю, который
в 2023 году отмечает 80-летие

ВВЕДЕНИЕ

С гранитоидными интрузиями, особенно с малыми, как известно, пространственно и/или генетически часто связаны месторождения цветных, благородных, редких и других металлов. Сами гранитоиды и породы их ближайших экзоконтактов подвергаются поздне- и постмагматическим изменениям, изучение которых позволяет установить природу, характер, интенсивность, зональность, время и условия проявления метаморфических преобразований и метасоматоза, предварительно оценить потенциальную рудоперспективность конкретных объектов. При этом интрузивные породы могут являться как источником, так и матриксом или флюидопроводником для рудоносных растворов.

Месторождения медно-порфирового рудноформационного типа, которые часто связаны с гранитоидами разной основности, занимают ведущее место в минерально-сырьевой базе современной цветной металлургии. Их генетическим особен-

ностям, рудно-метасоматической зональности посвящена обширная литература (Hollister, 1975; Попов, 1977; Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Кривцов и др., 2001; Seltmann, Porter, 2005; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2010; Севаркин и др., 2011; Chiaradia et al., 2012; Грабежев и др., 2017; Plotinskaya et al., 2017; Lee, Tang, 2020; и мн. др.). Показано, что, помимо меди, в состав рудной ассоциации могут входить Mo, Au, Ag, Fe, полиметаллы, и не всегда ясно, в какую из стадий метасоматических изменений сформирован тот или иной тип месторождений, какими особенностями эволюции флюида он обусловлен, поэтому информация по каждому конкретному объекту вносит определенный вклад в развитие общих представлений о рудно-магматических системах (РМС).

В данной работе мы рассматриваем минеральный состав, петро- и геохимические особенности, условия генерации и локализации, постмагматические изменения, флюидный режим и рудогенерирующий потенциал гранитоидов Южно-Сарыша-

ганской интрузии (Западное Прибалхашье), с которыми, как видно по результатам поисковых работ, связано Cu-порфировое оруденение. Одним из ключевых вопросов является анализ поведения галогенов и серы в апатитах, решение которого может служить дополнительным критерием оценки потенциальной рудоносности и промышленной значимости гранитоидов. Такая работа по апатитам магматитов Казахстана проведена впервые.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерения содержания петрогенных элементов производились на рентгенофлуоресцентном спектрометре CPM-18, Rb, Sr – на энергодисперсионном спектрометре EDX-900 HS, Fe₂O₃, Na₂O определены стандартным химическим методом (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова).

Исследование химического состава ряда минералов (апатита, биотита, граната, эпидота) выполнено в полированных шлифах на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX10 (аналитик В.В. Булатов). Поиск апатита в полированных шлифах производился по интенсивности звукового сигнала от рентгеноспектрального излучения атомов фосфора, одновременно с которым анализировались еще два летучих элемента (Cl и F или Cl и S). Методика измерения концентраций галогенов в апатитах приведена в работе (Холоднов, Бушляков, 2002). Предел обнаружения фтора составляет 0.05 мас. %, хлора – 0.01 мас. %. Содержание серы в апатитах определялось в соответствии с методикой (Коновалова и др., 2013). Предел обнаружения серы в апатитах 0.01–0.02 мас. %. Все описанные выше процедуры реализованы на базе ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

Анализы на Cu и Mo выполнены методом AES на приборе OPTIMA 7300DV (Perkin Elmer) в Испытательном центре ТОО “Центргеоаналит” (г. Караганда, Республика Казахстан).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНО-САРЫШАГАНСКОЙ ИНТРУЗИИ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Объект нашего исследования расположен западнее оз. Балхаш, в 17 км к ЮЗ от пос. Сарышаган (рис. 1). В тектоническом отношении он лежит в контурах Западно-Балхашской ветви Балхаш-Илийского верхнепалеозойского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, к которому приурочены промышленные Cu-порфировые и Cu-Mo-порфировые (Коунрад, Бозшаколь, Борлы, Нурказган и много мелких) и золоторудные (Аксу, Желамбет и др.) месторождения. Датировки ассоциированных с ними магматитов лежат в интервале от девона до триаса (Спиридонов, 1995; Heinhorst et al., 2000; Мазуров, 2003; Гео-

логическая карта Казахстана, 2004; Дегтярев, 2012; Berger et al., 2014; Макат, 2017; и др.).

Массив (ранее – безымянный), названный нами Южно-Сарышаганским, расположен в 2 км южнее более крупного Сарышаганского гранитоидного массива, с которым связано одноименное (Цаплин, 1956; Heinhorst, 2000; Макат, 2017; и др.) Cu-порфировое месторождение. В настоящее время оно считается одним из перспективных объектов Прибалхашья. Магматиты здесь (см. рис. 1б) внедрялись двухэтапно: I этап – малокалиевые биотит-амфиболовые габбро, диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры; последние занимают большую часть интрузии; II этап – биотитовые аплитовидные и пегматоидные каликатровые граниты (Геологическая карта СССР, 1970). По данным геологосъемочных работ (разных лет), возраст гранитоидов Сарышагана определялся от D₂₋₃ до C₁. Другие исследователи относят породы данного участка к пермскому торангылыкскому сиенитоидному комплексу (Бахшалиев, 2016; см. также ссылки в данной работе), что, на наш взгляд, необоснованно. Набор аналитических данных по данному объекту и его обрамлению ограничен. Сульфидная Mo-Cu минерализация штокверкового типа на месторождении Сарышаган приурочена к тектоническим зонам в плагиогранит-порфирах, по которым интенсивно развиты окварцевание и серицитизация (Геологическая карта СССР, 1970). Запасы меди, по разным фондовым данным, оценены в 455–570 тыс. т.

Данных о генетическом родстве пород собственно Сарышаганской (рудоносной) и Южно-Сарышаганской (далее – ЮСИ) интрузий не имеется. Последняя представляет собой тело неправильной формы размером около 3 × 1 км, имеющее СЗ простирание (см. рис. 1в). Магматиты секут, метаморфизуя, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего палеозоя (по (Изотов и др., 1983)). ЮСИ сложена большей частью массивными порфировидными биотит-кварц-полевошпатовыми гранитами розовато-серой окраски, структура основной массы аллотриоморфнозернистая, от мелко- до среднезернистой. Пегматоидные и аплитовидные граниты слагают небольшое тело в ЮЗ части массива. Вокруг массива развиты разрывные нарушения СЗ и субмеридионального простирания, трассируемые дайками гранит-порфиров и фельзитов. Каких-либо возрастных датировок для пород ЮСИ до сих пор не имеется. Датировки пород обрамления на картах разных лет также существенно различаются.

Сейчас на участке Шагала, в контурах которого расположена ЮСИ, компанией ООО “Shagala Mining” ведутся поисково-оценочные работы, пробурен ряд скважин. В рамках сотрудничества с данной компанией нами производится дальнейшее геологическое изучение пород и руд южной части ЮСИ.

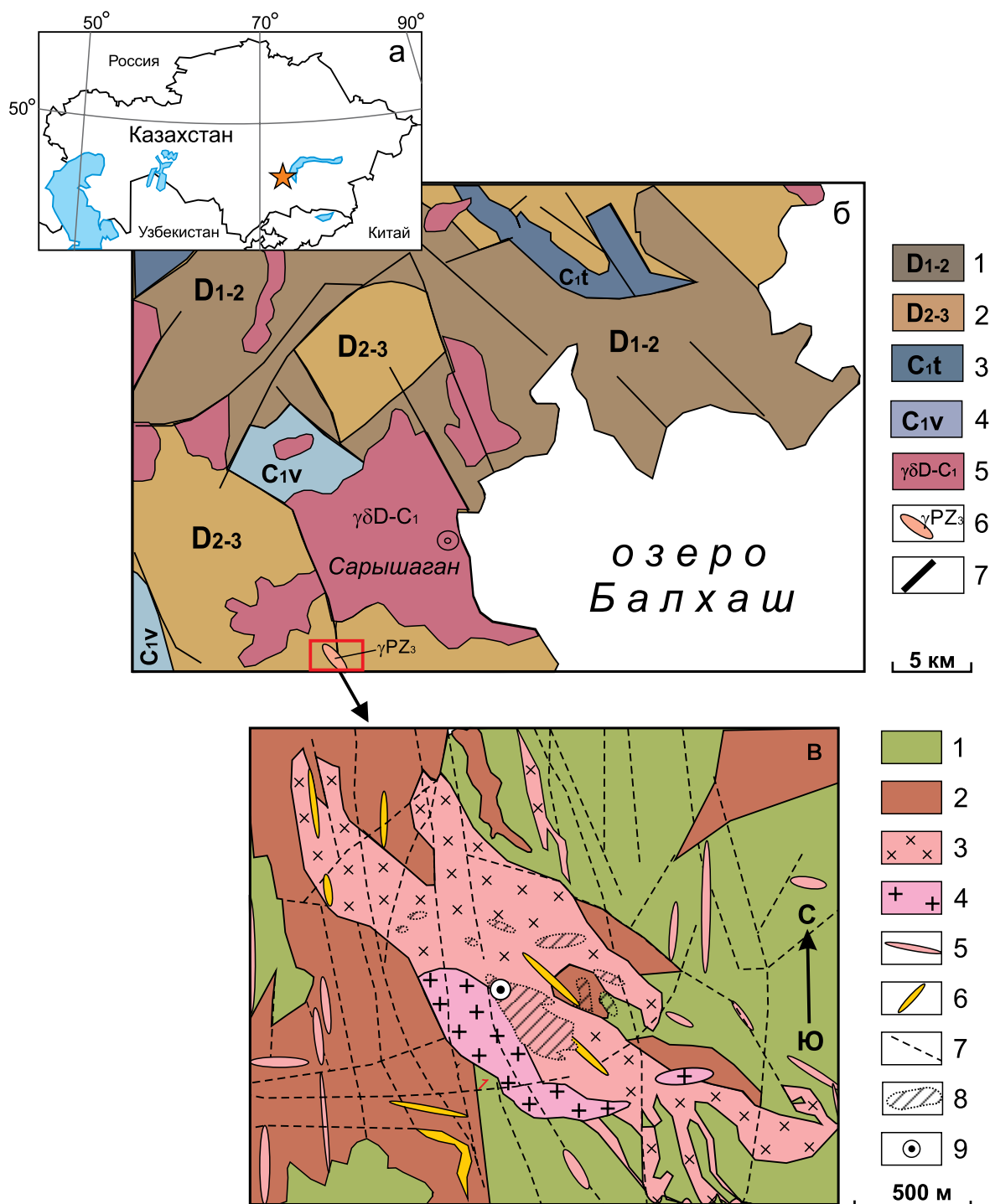


Рис. 1. Географическая позиция (а) и схематические геологические карты участков Западного Прибалхашья (б, в), по (Цаплин, 1956; Геологическая карта..., 1978; Изотов и др., 1983) с упрощениями и дополнениями.

б. Геологическая карта месторождения Сарышаган и его обрамления: 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования смешанного состава: андезитобазальтовые и андезитовые порфиры, красноцветные конгломераты, песчаники, риолит-порфиры и их туфы; 2 – андезитобазальтовые и андезитовые порфиры, риолитовые, дацитовые и трахи-риолитовые туфы, игнимбриты, красноцветные конгломераты, песчаники, прослои алевролитов; 3 – известняки, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, местами доломиты, гипс и каменная соль, редко андезитовые порфиры и существенно туфогенные породы кислого состава; 4 – красноцветные конгломераты, гравелиты, риолиты, дациты, андезито-базальты и их туфы, игнимбриты, реже песчаники, конгломераты, углистые алевролиты, известняки, мергели, глинистые сланцы, местами угленосные отложения; 5 – биотитовые лейкократовые граниты, гранодиориты, плагииграниты, кварцевые диориты, редко кварцевые диориты (космурунский и кылчинский комплексы (названия устаревшие. – прим. авт.), 6 – среднелазернистые плагиигранит-порфиры, 7 – разрывные нарушения.

в. Схематическая геологическая карта Южно-Сарышаганского массива и его обрамления (участок Шагала).

1 – алевролиты, песчаники, туфопесчаники, конгломераты (S?); 2 – туфы и субвулканические тела риодацитов (D); 3 – среднезернистые гранит-порфиры; 4 – среднемелькозернистые плагиогранит-порфиры; 5 – дайки граносиенит-порфиров; 6 – дайки фельзитов, гранит-порфиров; 7 – разрывные нарушения, 8 – проекция расчетных контуров рудных тел; 9 – позиция скв. 88.

В фондовой литературе разных лет, которой вынуждены пользоваться авторы, породы обрамления гранитных массивов датированы и обозначены по-разному.

Fig. 1. Geographical position (a) and schematic geological maps of the areas of the Western Balkhash region (б, в), according to (Tsaplin, 1956; Geological map..., 1978; Izotov et al., 1983) with simplifications and additions.

б. Geological map of the Saryshagan deposit and its framework: 1 – volcanic and volcano-sedimentary formations of different composition: andesite-basalt and andesite porphyrites, red-colored conglomerates, sandstones, rhyolitic porphyries and their tuffs; 2 – andesibasalt and andesite porphyrites, rhyolite, dacite and trachyriolite tuffs, ignimbrites, red-colored conglomerates, sandstones, siltstone interlayers; 3 – limestones, marls, sandstones, siltstones, mudstones, conglomerates, sometimes – dolomites, gypsum and salt, rarely – andesite porphyrites and substantially tuffogenic rocks of acid composition; 4 – red-colored conglomerates, gravelites, rhyolites, dacites, andesbasalts and their tuffs, ignimbrites, less often – sandstones, conglomerates, carbonaceous siltstones, limestones, marls, clay shales, in places – coal-bearing deposits; 5 – biotite leucocratic granites, granodiorites, plagiogranites, quartz diorites, rarely quartz diorites (Kosmurunsky and Kylchinsky complexes, old names); 6 – medium-fine-grained plagiogranite porphyry; 7 – faults.

в. Schematic geological map of the South Saryshagan intrusion (SSI) and hostrocks. 1 – siltstones, sandstones, tuff sandstones, conglomerates (S?); 2 – tuffs and subvolcanic bodies of rhyodacites (D); 3 – medium-grained granite porphyries; 4 – medium-fine-grained plagiogranite porphyries; 5 – dikes of granosienite porphyries; 6 – dikes of felsites, granite porphyries; 7 – discontinuous violations, 8 – projection of the calculated contours of ore bodies, 9 – position of borehole 88.

The authors are forced using of geological reports of different years, where the host rocks for the granite massifs were dated and designated differently.

Ранее нами были приведены единичные анализы магматитов и образований коры выветривания ЮСИ (Шардакова и др., 2019; Прибавкин и др., 2020) и предварительно показано, что по петрогеохимическим признакам гранитоиды близки к островодужным (надсубдукционным) образованиям.

Пройденной в последнее время на участке Шагала скважиной 88 вскрыт рудный интервал жильково-вкрапленной тонкозернистой сульфидной минерализации с содержанием халькопирита до 5–8 мас. %. Ниже рассматриваются результаты исследований образцов керна, вскрытых скважиной 88.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Скважиной 88 (глубина 110 м, мощность коры выветривания до 30 м) вскрыты относительно однородные умереннощелочные биотит-кварц-полевошпатовые гранит-порфиры (табл. 1), неравномерно гидротермально-метасоматически измененные. Текстура их – от массивной до пятнистой, местами – катакластическая, структура порфировидная, до порфировой. Фенокристы размером 0.5–2.5 мм представлены округлыми или неправильными, с извилистыми очертаниями, зернами кварца (или их сегрегациями), таблицами или неправильно-угловатыми зернами плагиоклаза; встречаются лейсты интенсивно измененного биотита. Структура базиса участками варьируется от мелко- до мелкозернистой (0.01–0.1 мм), от аллотриомофнозернистой до лепидогранобластовой. Он состоит из плагиоклаза, кварца, измененного биотита. Аксессуары представлены апатитом

и цирконом, рудные минералы – пирит, халькопирит, рутил, ильменорутит. Породы подвержены неравномерным вторичным изменениям (см. ниже). Редкий молибденит присутствует в виде тонкой вкрапленности в зальбандах кварцевых жил. Последние представлены несколькими генерациями, этапность их образования пока не изучалась.

Плагиоклаз во вкрапленниках изредка зонален, вероятно, отвечает первичному: по оптическим свойствам и составу (по данным микроанализа), соответствует олигоклазу № 12–20. Серичитизирован умеренно, в основном в нарушенных участках. В базисе плагиоклаз более кислый – An 1–9; наиболее кислые зерна представляют, вероятно, уже вторичный альбит. Степень серичитизации плагиоклаза в базисе – от 10 до 25%. Биотит с ростом гидратированности очень редко сохраняет реликтовую бурю окраску, близкие к первичным состав и облик имеют только отдельные зерна или участки в их пределах. Биотит замещается светло-серовато-зеленым хлоритом с аномальными сиреневыми цветами интерференции, в ряде случаев – агрегатом серицит + пирит или серицит + карбонат + кварц. Карбонат (кальцит, по данным микросондового анализа) неравномерно развит в базисе, вероятно, по плагиоклазу. Кое-где в мелкозернистой массе участками отмечается объемное окварцевание.

На разных интервалах скв. 88 породы разбиты сетью субгоризонтальных трещин, залеченных карбонатом и кварцем. Вблизи них изменения гранитоидов максимальны и содержания полезных компонентов (Cu, Mo) увеличиваются. Минимальный суммарный набор вторичных минералов по-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и некоторых малых (г/т) элементов в гранитоидах ЮСИ**Table 1.** Concentrations of the main (wt %) elements and some impurities (ppm) in granites of the South Saryshagan massif

Компо- нент	Пробы											
	32.1*	44.3	48.8	51.7	67.9a	67.9	76.4	83.8	88	88.9	95.7	96.8
SiO ₂	68.95	69.18	69.95	69.41	69.90	67.40	68.90	68.02	70.03	70.16	69.24	69.83
TiO ₂	0.32	0.31	0.35	0.30	0.32	0.28	0.32	0.33	0.33	0.35	0.33	0.35
Al ₂ O ₃	14.52	15.23	14.07	14.57	14.11	14.51	14.60	15.01	14.01	13.65	15.04	14.80
Fe ₂ O ₃	2.11	2.05	1.92	2.14	1.42	0.60	1.38	2.76	2.08	2.18	1.62	1.69
FeO	1.80	1.40	2.10	2.10	1.80	3.60	2.50	2.10	2.50	2.50	2.50	1.40
MnO	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.09	0.08	0.05	0.04
MgO	0.67	0.73	0.90	0.77	0.90	0.81	0.56	0.90	0.74	0.77	0.54	0.45
CaO	1.48	0.86	1.52	0.88	1.79	1.45	1.57	0.82	1.46	1.24	1.17	1.30
Na ₂ O	5.31	4.90	6.55	5.62	4.66	5.71	6.14	4.50	5.31	5.72	5.93	6.10
K ₂ O	1.88	2.61	0.68	1.48	1.54	1.38	1.16	2.06	1.64	1.66	2.28	2.11
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.06	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09
П.п.п.	1.80	1.70	1.00	1.60	2.00	1.80	1.90	2.30	1.50	1.30	1.30	1.90
Сумма	99.00	99.11	99.19	99.01	98.56	97.66	99.17	98.94	99.78	99.70	100.09	100.07
Rb	46	70	24	46	48	33	34	66	52	37	57	52
Sr	206	174	307	227	217	137	243	256	186	150	262	253
Cu	470	523	495	1838	2990	3708	3500	1116	433	145	39	10
Mo	5	5	5	5	30	65	45	5	5	5	5	5

*Цифры в нумерации проб обозначают глубину отбора пробы, м (кern скв. 88).

*The digit in the sample number means the depth of sampling, in m (well core 88).

зволюет предварительно относить данные изменения к процессу пропилитизации (см. ниже).

Апатит и хлорит – ключевые минералы в данном исследовании. В шлифах апатит представлен двумя морфологическими типами. I тип – идио-морфные призматически-таблитчатые зерна размером 45–200 мкм с четкими гексагональными поперечными сечениями, чаще – с некорродированными, редко – с разъеденными краями (рис. 2а), в BSE-изображениях имеют серую окраску. II тип – неправильные зерна с извилистыми, до игольчатыми, внешними ограничениями, контактирующие, как правило, с веерным хлоритом, замещающим биотит. Оба типа апатитов на фоне тонкозернистого базиса по размеру сопоставимы с фенокристами.

Хлорит почти повсеместно замещает биотит как во вкрапленниках, так и в тонкозернистом базисе, образуя таблитчатые, игольчатые, веерные формы, имеет плеохроизм в серовато-зеленых тонах. В некоторых зернах сохраняются реликтовые участки светло-бурого гидратированного биотита.

Набор минеральных парагенезисов позволяет предполагать полистадийный характер преобразований исходной породы с формированием нескольких генераций постмагматических минеральных ассоциаций, но решение данного вопроса требует дальнейших исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Особенности химического состава пород и минералов, условия образования и преобразования гранитоидов

Содержание петрогенных компонентов, а также Rb, Sr, Cu, Mo в гранитоидах из скв. 88 приведены в табл. 1, рис. 3. Согласно принятой классификации (Шарпенюк и др., 2013), наименее измененные породы относятся к нормально- и умереннощелочным гранитам (рис. 4). Содержание SiO₂ в них колеблется в интервале 69–70%, K₂O – от 1.1 до 2.6%. Эти граниты соответствуют калиево-натриевым умереннокалиевым разностям известково-щелочной серии пералюминиевого типа. Отношение K₂O/Na₂O в породах ЮСИ составляет 0.1–0.4, что характерно для интрузий Cu- и Au-Cu-порфиорового типа, по (Кривцов и др., 2001), отвечающих “диоритовой” модели Холлистера (Hollister, 1975). Авторы предшествующих геологических отчетов (на основе макроскопических наблюдений – изменения окраски пород до розовой) отмечают развитие калишпатизации, однако невысокие содержания калия в породах именно ЮСИ предполагают лишь очень слабое развитие этого процесса.

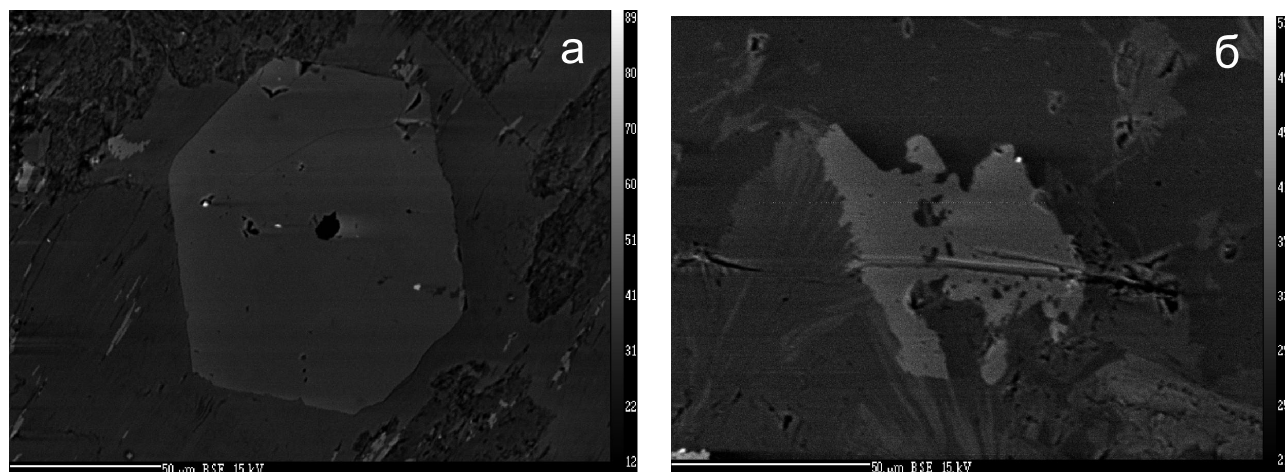


Рис. 2. Морфологические типы апатитов из гранитов ЮСИ.

а – тип I, идиоморфные зерна; б – тип II, неправильные зерна, ассоциирующие с хлоритом. BSE-изображения.

Fig. 2. Morphological types of apatites from SSI granites.

а – type I, correct grains; б – type II, incorrect grains associated with chlorite. BSE-images.

Резко порфировидный облик изучаемых гранитов указывает на небольшие глубины их кристаллизации. Это подтверждается позицией точек нормативных составов гранитов на диаграмме Ab–Q–Or (Ферштатер, 1987). Точки наименее измененных разностей, характеризующихся относительно “основным” составом плагиоклаза, лежат между изолиниями 1–2 кбар, что отвечает условиям, промежуточным между гип- и мезоабиссальной фациями. Остальные сдвинуты в сторону больших значений, по-видимому, из-за последующей альбитизации. На *P-T* диаграмме для тройного минимума гранитной системы (Ферштатер, 1987; см. также другие ссылки в работе) температура кристаллизации пород такого состава составляет около 670°C.

Состав и типизация хлоритов

Для определения параметров постмагматических преобразований изучен химический состав хлорита (табл. 2) из околорудного ореола и рассчитана температура его формирования. На классификационной диаграмме (Heu, 1954) точки составов хлоритов лежат в поле рипидолита, несколько отличаясь по $\text{Si}^{\text{IV}}\text{--Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ и $\text{Mg}\#$, по соотношениям других компонентов (рис. 5, по (Zane, Weiss, 1998)) составы сдвинуты в сторону шамозита. Хлориты из двух проанализированных проб (гл. 79 и 88 м) имеют некоторый разброс составов, что указывает на колебания термических параметров и, возможно, состава флюидной фазы. В целом следует заметить, что изученные хлориты характеризуются относительно высокой железистостью (>0.50)

и $\text{Si}^{\text{IV}} > 5.3$, достигая максимумов (0.65 и 5.68 соответственно) в пр. 88. По уровню содержаний R^{VI} и $(\text{R}^{\text{3+}})^{\text{VI}}$ хлориты всех изученных образцов отвечают химической формуле триоктаэдрических хлоритов – $(\text{R}^{2+}, \text{R}^{3+})_6(\text{Si}_{4-x} \times \text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (Bailey, 1988), в которой трехвалентные катионы – Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , двухвалентные – Mg , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} . При этом Al^{VI} слабо преобладает над Al^{IV} (их отношение близко к 1), что указывает на слабо(?)кислый состав рудообразующего флюида и подтверждается (?) повышенными содержаниями Al в кварце (по независимым данным авторов и (Знаменский и др., 2020), – до 1000 г/т).

Температуры образования хлоритов определены по четырем геотермометрам (см. нижние строки табл. 2 (Kranidiotis, MacLean, 1987; Cathelinau, 1988; Jowett, 1991; Zang, Fyfe, 1995)) Результаты, подсчитанные по формулам двух последних авторов, дают минимальные расхождения. Разброс составов для хлоритов (скв. 88) из проб с разной глубины указывает на некоторую нестабильность температурного режима: 331–346° – для пробы с глубины 79 м, шире – 313–343° для пробы с глубины 88 м; хотя в целом колебания невысокие. У первой группы, сформированной при более высоких температурах, ощутимо возрастает железистость, а магнезиальность, естественно, понижается, у второй – эта тенденция менее заметна. В целом колебания соотношений Fe и Mg (ф.е.) наиболее проявлены в интервале температур 310–340°C, далее различия нивелируются (рис. 6). По результатам замеров в зонах отдельных зерен (ядро-кайма) для кайм установлена более низкая железистость.

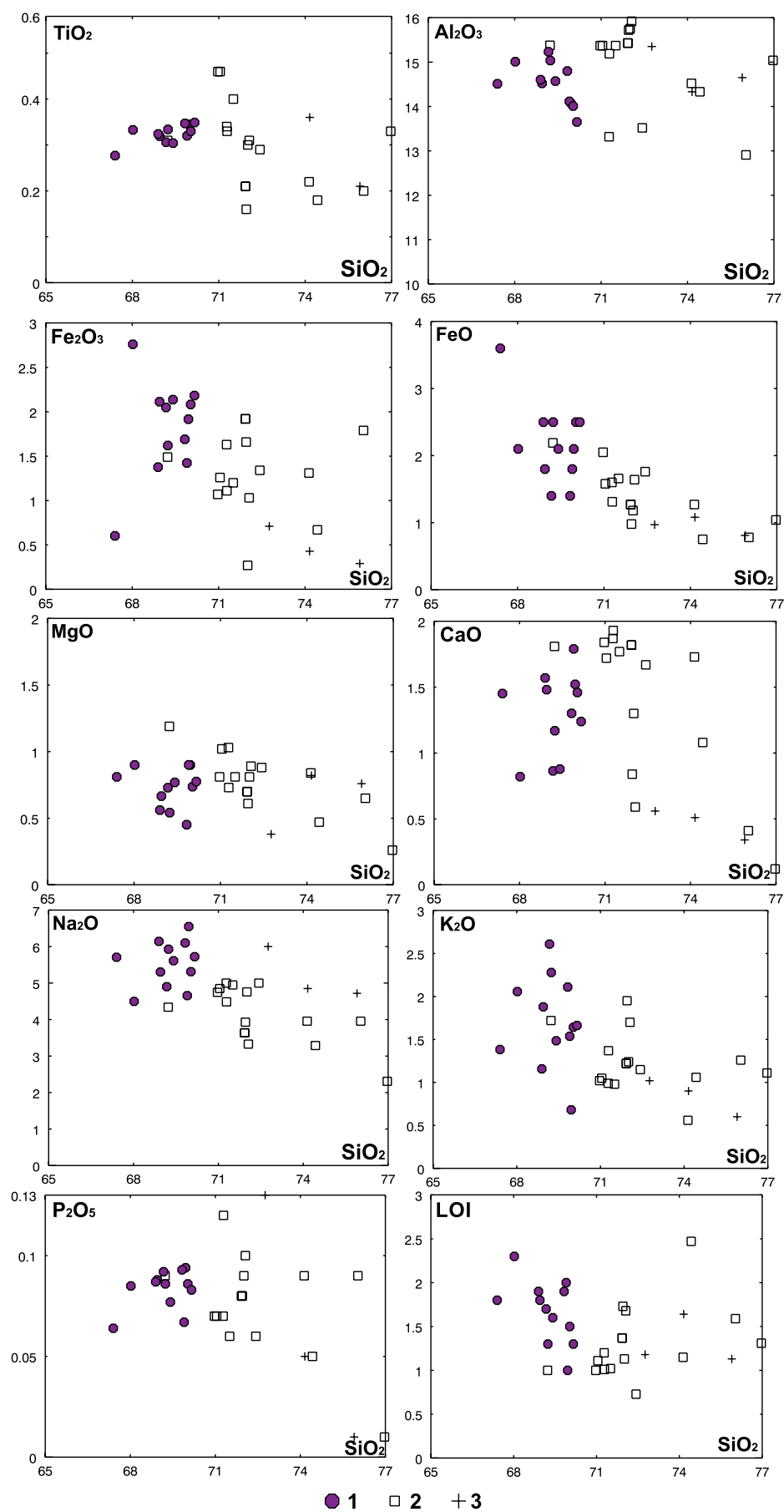


Рис. 3. Диаграммы Харкера для гранитоидов западного Прибалхашья.

1 – граниты Южно-Сарышаганской интрузии (см. табл. 1); 2, 3 – анализы пород Сарышаганского массива (район одноименного месторождения), из фондовых материалов (Полетаев и др., 1983): 2 – плагиогранит-порфиры, 3 – порфировидные плагиограниты.

Fig. 3. Harker diagrams for granitoids of the Western Balkhash region.

1 – granites of the SSI (see Table 1); 2, 3 – analyses of rocks of the main Saryshagan massif (containing eponymous deposit), from geological mapping reports (Poletaev et al., 1983): 2 – plagiogranite-porphyry, 3 – porphyritic plagiogranites.

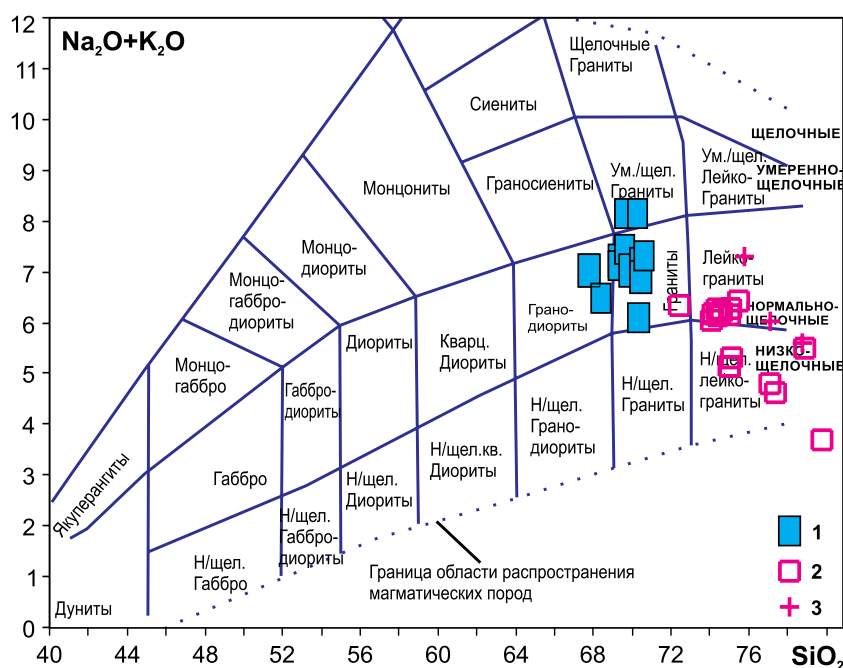


Рис. 4. TAS-диаграмма сумма щелочей–SiO₂ для плутонических пород (Шарпенюк и др., 2013).

1 – граниты Южно-Сарышаганской интрузии; 2, 3 – анализы пород Сарышаганского массива: 2 – плагиогранит-порфиры, 3 – порфировидные плагиограниты.

Fig. 4. TAS diagram for plutonic rocks (Sharpenok et al., 2013).

1 – granites of the SSI; 2, 3 – analyses of rocks of the Saryshagan massif: 2 – plagiogranite-porphyry, 3 – porphyritic plagiogranites.

Вариации состава апатитов

По химическому составу изученные разности отвечают фторапатитам. Всего было произведено 74 замера составов апатитов, особенности которых приведены на рис. 7, 8, 10. В пересчитанных на формульные единицы составах апатитов можно проследить особенности изоморфизма. Как известно, общая формула апатита – $M_1M_{2-3}(TO_4)_3X$, где M – Ca, Mn, REE, Ba, Sr, K, Na, Pb; T – P^{5+} , As^{5+} , Si^{4+} , V^{5+} , S^{6+} , S^{3+} ; X – F^- , Cl^- , $(OH)^-$.

В апатите может иметь место гетеровалентный изоморфизм между анионом $(PO_4)^{3-}$ и компенсирующей его заряд группой $(SO_4)^{2-}$ и $(SiO_4)^{4-}$ по схеме $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$ (Peng et al., 1997; и др.), реже встречается вариант $S^{6+} + Na^+ = P^{5+} + Ca^{2+}$ (Liu, Comodi, 1993).

Соотношения элементов (ф.е.) приведены на рис. 6. Как известно, главными компонентами фторапатитов являются (помимо кислорода) Ca, P, F. В нашем случае хорошо видно, что в позиции М часть кальция замещается комплексом элементов La + Ce + Na + Sr. В позиции X в координатах F–Cl четко проявлена обратная корреляция (см. рис. 7). Для позиции Т в координатах P–(Si + S) прослеживается очень слабая отрицательная корреляция в зернах из пр. 44 и 63, слабая положительная корреляция – в пр. 79, широкое “облако” – в пр. 88. Значимое количество изоморфных примесей в апатитах указывает на специфику состава сформировавшей его флюидной фазы.

Отметим, что уровни содержаний F, Cl, SO₃ несколько различаются в апатитах разных морфологических типов (см. рис. 8). В неправильных зер-

Таблица 2. Химический состав (мас. %), коэффициенты кристаллохимических формул и расчетные температуры (°C) образования хлоритов из гранитов ЮСИ
Table 2. Chemical composition (wt %), formula units and calculated temperatures (°C) for chlorites from granites of SSI

Компонент	Пробы																														
	79_4-1	79_4-2	79_4-3	79_4-4	79_4-8	79_4-9	79_5-12	79_5-13	79_5-14	79_5-15	79_5-26	79_5-29	79_5-30	79_5-31	79_5-37	79_5-38	79_5-39	88_1-45	88_1-47	88_1-49	88_1-53	88_1-56	88_2-59	88_2-60	88_4-67	88_4-68	88_7-73	88_7-74	88_7-78	88_7-79	
SiO ₂	28.55	28.25	28.06	28.27	28.13	28.37	27.82	28.88	28.98	28.93	28.76	28.94	28.09	29.07	28.89	28.62	32.49	29.25	28.74	28.37	28.68	28.53	29.55	29.18	30.11	28.67	28.75	28.19	28.35	28.70	
TiO ₂	0.01	0.07	0.01	0.23	0.02	0.23	0.07	0.05	0.00	0.11	0.05	0.13	0.15	0.17	0.09	0.00	0.02	0.08	0.00	0.17	0.23	0.17	0.00	0.06	0.23	0.65	0.09	0.09	0.34	0.15	
Al ₂ O ₃	24.40	24.51	23.88	23.73	23.91	23.81	24.10	24.06	24.17	24.25	24.06	23.84	24.43	24.14	23.91	23.90	26.14	22.76	22.05	22.25	22.70	24.20	21.75	22.62	24.70	23.17	24.46	24.57	22.62	23.91	
FeO	32.34	31.91	33.19	33.14	33.36	32.08	34.04	30.46	29.76	29.77	30.04	30.62	31.73	29.26	30.23	31.52	26.20	35.84	37.30	37.33	36.68	33.10	36.60	35.52	30.63	33.03	32.52	33.51	36.18	32.41	
MgO	14.09	14.45	14.01	13.39	13.83	14.55	13.00	15.74	16.27	16.28	16.36	15.85	14.82	16.89	16.27	15.36	12.70	10.39	10.82	10.82	10.78	13.31	10.95	11.60	12.76	13.60	13.33	12.78	11.35	13.30	
MnO	0.20	0.16	0.18	0.20	0.18	0.16	0.20	0.21	0.24	0.26	0.21	0.13	0.18	0.15	0.28	0.14	0.22	0.55	0.47	0.46	0.48	0.24	0.47	0.42	0.63	0.53	0.44	0.36	0.56	0.01	
CaO	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.07	0.00	0.06	0.07	0.05	0.07	0.05	0.02	0.01	0.03	0.00	0.07	0.21	0.11	0.07	0.09	0.03	0.09	0.13	0.06	0.06	0.05	0.02	0.10	0.08	
Na ₂ O	0.07	0.06	0.11	0.10	0.05	0.14	0.05	0.07	0.06	0.03	0.08	0.12	0.06	0.00	0.07	0.06	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.07	0.11	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.05	0.10	
K ₂ O	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.07	0.03	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.01	0.02	0.01	1.52	0.44	0.13	0.11	0.06	0.05	0.14	0.08	0.51	0.05	0.07	0.01	0.05	0.12	
Ф.е. (на 28 ат. О)																															
Si	5.38	5.33	5.33	5.38	5.35	5.35	5.31	5.40	5.40	5.38	5.36	5.40	5.29	5.39	5.38	5.38	5.82	5.59	5.55	5.49	5.52	5.39	5.68	5.58	5.58	5.42	5.41	5.35	5.46	5.46	
Ti	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.03	0.09	0.01	0.01	0.05	0.02	
Al	5.41	5.44	5.34	5.32	5.35	5.29	5.42	5.29	5.30	5.31	5.28	5.24	5.42	5.28	5.25	5.29	5.51	5.13	5.02	5.07	5.15	5.39	4.92	5.09	5.39	5.16	5.42	5.49	5.13	5.35	
Fe	5.08	5.02	5.26	5.27	5.29	5.05	5.43	4.75	4.62	4.62	4.67	4.77	4.99	4.53	4.70	4.94	3.92	5.72	6.02	6.03	5.89	5.22	5.87	5.67	4.73	5.21	5.11	5.31	5.81	5.14	
Mg	3.95	4.05	3.96	3.80	3.91	4.09	3.70	4.38	4.51	4.51	4.54	4.41	4.16	4.67	4.51	4.30	3.39	2.96	3.11	3.12	3.09	3.75	3.13	3.30	3.52	3.83	3.74	3.61	3.26	3.76	
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.09	0.08	0.07	0.08	0.04	0.08	0.07	0.10	0.08	0.07	0.06	0.09	0.00	
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	
Na	0.05	0.04	0.08	0.08	0.03	0.10	0.03	0.05	0.04	0.02	0.06	0.08	0.04	0.00	0.05	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.08	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.08	
K	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.70	0.22	0.06	0.06	0.03	0.02	0.07	0.04	0.24	0.02	0.03	0.01	0.02	0.06	
Al ^{VI}	2.79	2.77	2.66	2.71	2.70	2.65	2.74	2.69	2.69	2.69	2.64	2.64	2.71	2.67	2.63	2.67	3.33	2.72	2.57	2.56	2.67	2.78	2.60	2.68	2.97	2.58	2.83	2.84	2.59	2.81	
Al ^{IV}	2.62	2.67	2.67	2.62	2.65	2.65	2.69	2.60	2.60	2.62	2.64	2.60	2.71	2.61	2.62	2.62	2.18	2.41	2.45	2.51	2.48	2.61	2.32	2.42	2.42	2.58	2.59	2.65	2.54	2.54	
Fe _(Fe+Mg)	0.56	0.55	0.57	0.58	0.57	0.55	0.59	0.52	0.51	0.51	0.51	0.52	0.55	0.49	0.51	0.53	0.54	0.66	0.66	0.66	0.66	0.58	0.65	0.63	0.57	0.58	0.58	0.60	0.64	0.58	
T1	359	368	368	359	365	363	370	357	356	359	363	356	374	357	358	360	288	323	330	340	335	357	310	326	326	351	353	363	345	348	
T2	366	375	375	366	372	370	378	362	362	364	368	361	380	362	363	366	295	334	340	350	346	365	320	335	333	333	359	361	371	355	355
T3	338	343	344	338	342	339	347	333	332	333	336	332	346	331	333	336	289	322	326	333	330	338	313	321	317	334	335	343	335	330	
T4	338	343	344	339	342	340	347	333	332	334	336	332	346	331	333	336	289	322	326	333	330	338	313	321	317	334	336	343	335	331	

*Температуры T1–T4 рассчитаны для хлоритов из скв. 88 по формулам из работ: 1 – (Cathelineau, 1988), 2 – (Jowett, 1991), 3 – (Kranidiotis, MacLean, 1987), 4 – (Zang, Fyve, 1995). Первая цифра в номере пробы означает глубину отбора (м), вторая – номер зерна, третья – номер точки замера.

*Temperatures T1–T4 were calculated from borehole 88 in according to formulas by: 1 – (Kathelineau, 1988), 2 – (Jowett, 1991), 3 – (Kranidiotis, 1987), 4 – (Zang, Fyve, 1995). The first digit in the sample number means the depth of sampling, in meters, the second digits – number of grain, the third one means number of point for measurement.

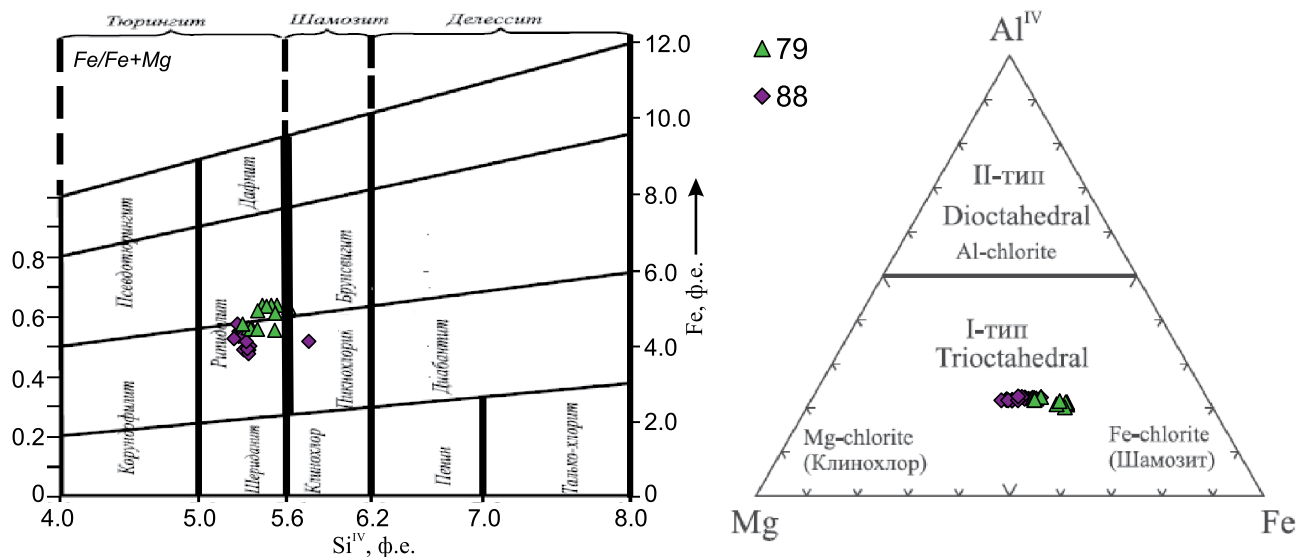


Рис. 5. Классификационные диаграммы для хлоритов (Hey, 1954; Zane, Weiss, 1998).

Номера точек соответствуют глубине (м) отбора пробы (керна).

Fig. 5. Classification diagrams for chlorites (Hey, 1954; Zane, Weiss, 1998).

The point numbers correspond to the depth (m) of sampling (core).

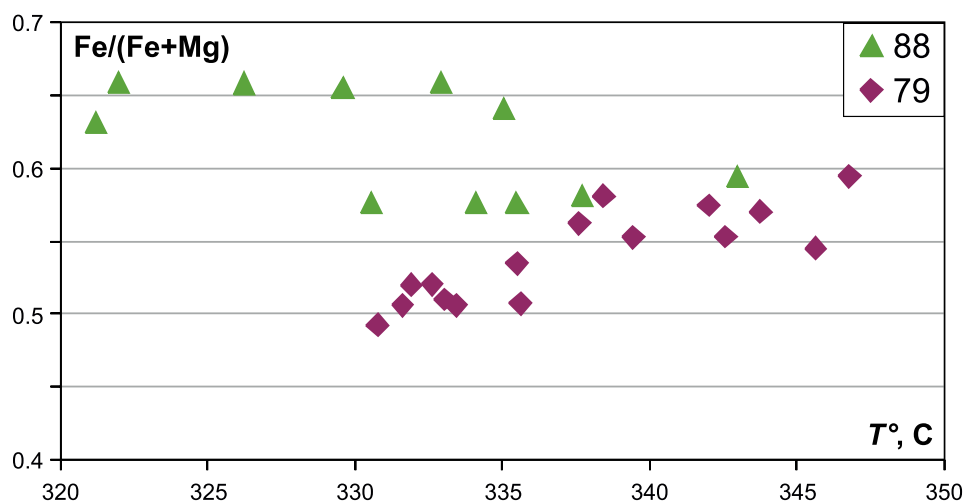


Рис. 6. Вариации железистости хлоритов в зависимости от температуры.

Построено по данным $T3$ из табл. 2. Для наиболее удачного масштабирования с графика убраны две точки с минимальными расчетными величинами. Номера точек соответствуют глубине (м) отбора пробы (керна).

Fig. 6. Variations of $Fe/(Fe + Mg)$ in chlorites depending on temperature.

It is based on the $T3$ data from Table 2. For the most successful scaling, two points with minimum calculated values have been removed from the graph. The point numbers correspond to the depth (m) of sampling (core).

нах (II тип) содержится существенно больше фтора (2.7–3.7 мас. %), при этом концентрации его понижаются к краям зерен. В них немного меньше хлора (при разбросе от 0.03 до 0.37 (max 0.5) мас. %) и содержания его растут к краям. Количество SO_3 также несколько ниже, чем в идиоморфных зернах

(I тип), также чаще всего в них не определяется La. Но при этом имеется некоторое общее “облако” перекрывающихся составов (комментарии в разделе “Обсуждение”). Величина отношения Cl/F в неправильных зернах II типа составляет 0.03–0.07 (до 0.14), тогда как в зернах I типа – 0.19–0.43.

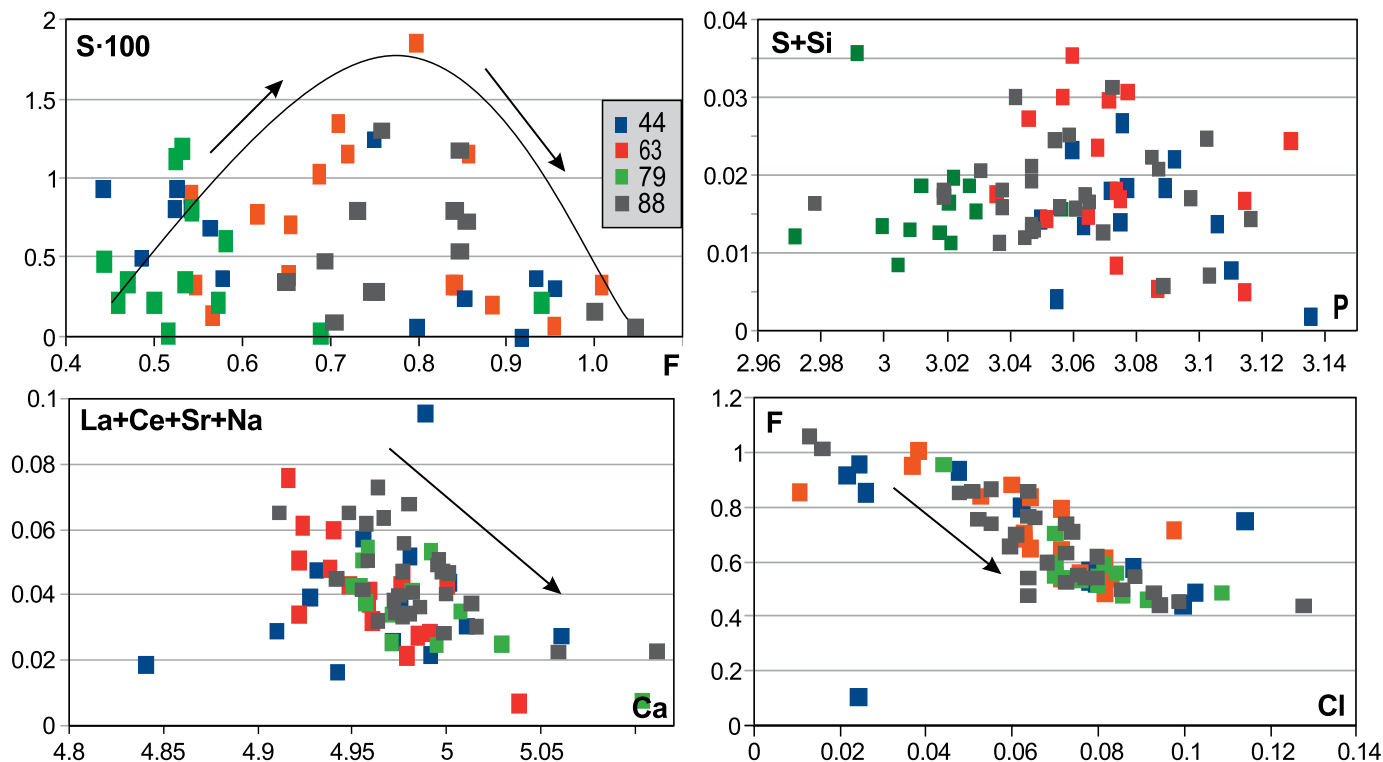


Рис. 7. Диаграмма, иллюстрирующая особенности изоморфизма в апатитах ЮСИ (ф.е.).

Номера точек соответствуют глубине (м) отбора пробы (керна).

Fig. 7. A diagram illustrating the features of isomorphism in apatites of SSI (apfu, formula units).

The point numbers correspond to the depth (m) of sampling (core).

ОБСУЖДЕНИЕ

Петрогеохимические и геодинамические сопоставления

Анализ имеющихся у нас минералого-петрографических и петрогеохимических данных по породам ЮСИ и ограниченного объема аналитической информации по гранитоидам Сарышаганского месторождения (Полетаев и др., 1983) показал следующее.

1. Сходные по содержаниям SiO_2 породы этих объектов имеют близкий минеральный состав, но разный тип структур, что может быть обусловлено, например, различными как условиями становления, так и уровнем эрозионного среза. 2. Полистадийные метасоматические изменения пород в большей степени проявлены в породах ЮСИ, в частности, в последней интенсивно проявлена хлоритизация. 3. Минимально измененные породы, с которым связано месторождение Сарышаган, существенно более кремнекислые и могут быть классифицированы как нормально- и низкощелочные лейкограниты (см. рис. 3, 4). 4. Позиция точек их

составов на диаграммах Харкера (при отсутствии анализов на микроэлементы) не позволяет говорить об их генетическом родстве с породами ЮСИ. Для этого необходимы данные о поведении микроэлементов. Вопрос об общности происхождения пород этих двух интрузий остается открытым.

По содержаниям Rb и Sr точки пород лежат в поле производных толеитовых магм (рис. 9а), которые были генерированы при мощности коры 20–30 км (рис. 9б). Отсутствие представительного количества анализов пород на микроэлементы не позволяет уверенно говорить о принадлежности изучаемых гранитоидов к адакитам. Тем не менее натровая специфика, низкая магнезиальность, соотношения $(\text{Sr}/\text{Y})-\text{Y}$ (Shen et al., 2015) и $(\text{La}/\text{Yb})_n-\text{Yb}_n$ и другие (единичные данные, анализы в (Шардакова и др., 2019)) указывают на сходство гранитоидов ЮСИ с адакитами (Лучицкая, 2022), что предполагает связь их источника с базальтоидным материалом океанической коры при небольшой контаминации коровым материалом.

В представлениях о геодинамической обстановке в данном секторе Центрального Казахстана в интервале S_2-D_3 , согласно литературным данным,

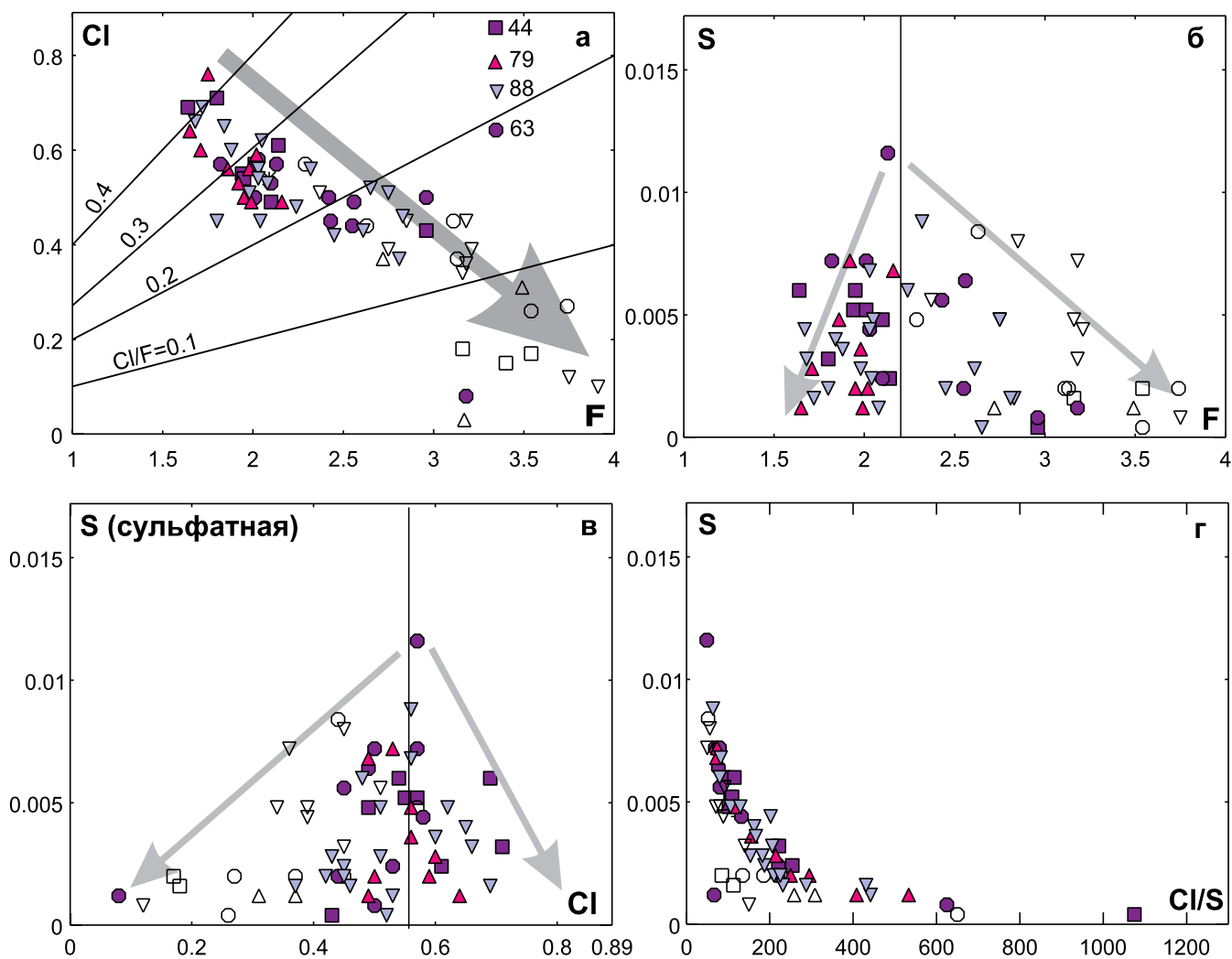


Рис. 8. Бинарные диаграммы соотношений F, Cl, S в апатитах из гранитов ЮСИ, мас. %.

а–г – пояснения см. в тексте.

Fig. 8. Diagrams of the ratios F, Cl, S in apatites from the granite of SSI, wt %.

а–г – see explanations in the text.

также имеются разночтения, поскольку, с одной стороны, первичные составы пород (как и в Уральском орогене) в существенной мере изменены коллизивно-аккреционными процессами, с другой стороны, отсутствуют корректные аналитические данные по конкретным структурно-вещественным комплексам. Ряд исследователей (Геологическое строение Казахстана, 2000; Мазуров, 2003; и др.) относят порфировые меденосные интрузии к островодужным образованиям или “сегментам базальтоидных вулканоплутонических поясов” (Звездов, 2022). Другие (Serykh, Makat, 2017) указывают, что “медно-порфировые месторождения Центрального Казахстана связаны с палеозойским орогенным известково-щелочным гранито-

идным плутолизмом всех тектоно-магматических циклов”, месторождения Нурказган и Сарышаган относятся ими к среднекаледонскому циклу. По нашему мнению, пока нет достаточных геохимических доказательств той или иной точки зрения о режиме формирования пород участка Шагала.

Условия метасоматических преобразований

Постмагматические процессы в РМС ЮСИ, вероятно, были полистадийными (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, см. выше). Нами рассчитаны температуры формирования по составам хлоритов (313–350°C), которые формально отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма. Та-

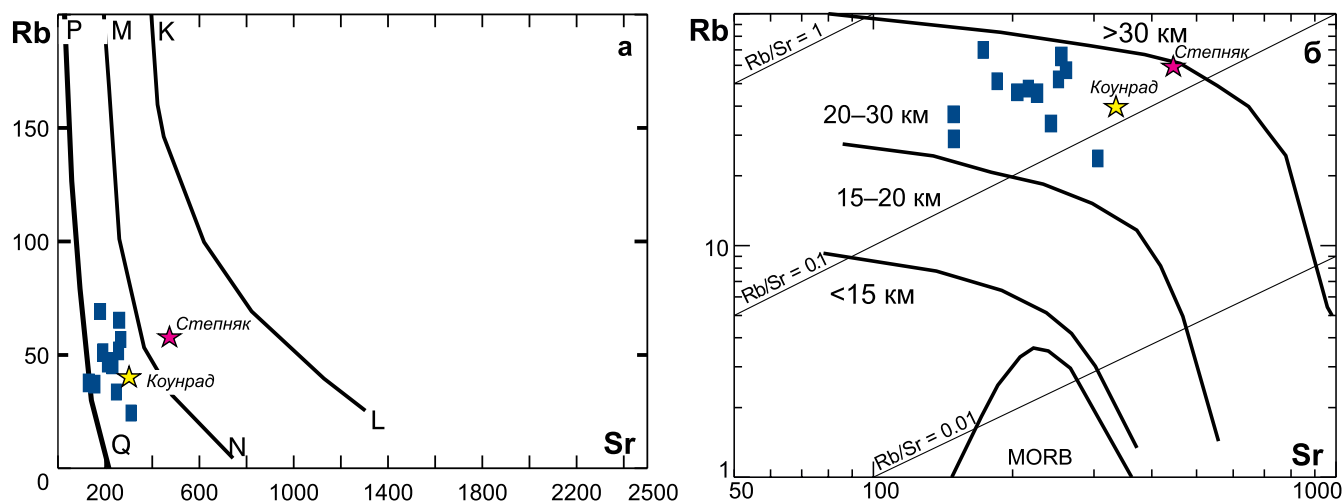


Рис. 9. Петрогенетические диаграммы соотношений Rb–Sr в магматических породах.

а – диаграмма Г.Б. Ферштатера (1987); поля производных магм: QPMN – толеитовой континентальной и островодужной, NMKL – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой, выше линии KL – латитовой, щелочно-базальтовой.

б – диаграмма К.С. Конди (1973) для определения мощности континентальной коры.

Для сравнения нанесены точки средних составов гранитоидов близлежащих степнякского (Au) и коунрадского (Cu) рудоносных комплексов Северного Казахстана по данным (Спиридонов, 1995; Heinhorst et al., 2000).

Fig. 9. Petrogenetic diagrams of Rb–Sr ratios in igneous rocks.

а – G.B. Ferstater diagram (1987); fields of magmatic sources: QPMN – tholeiitic continental and island arc, NMKL – orogenic andesite, tholeiitic, tholeiitic high alkalinity, latite, above the KL – latite, alkaline-basalt melts.

б – Diagram by K.C. Condie (1973) for determining the thickness of the continental crust. For comparison, the points of the average compositions of granitoids of the nearby Stepnyak (Au) and Kounrad (Cu) ore-bearing complexes (of the North Balkhash area, Kazakhstan) are plotted, according to (Spiridonov, 1995; Heinhorst et al., 2000).

кие же вариации температур формирования могут быть присущи и уровню березитизации-лиственизации (Сазонов, 1975; Бардина, Попов, 1991; и др.) или верхам пропилитовой зоны метасоматической колонки, т. е., по (Сазонов, 2007), продуктам “регионального среднетемпературного послемагматического метасоматизма”.

Однако термин “пропилиты” – достаточно расплывчатый, что признается многими авторами (Сазонов, 1975; Грабежев, Белгородский, 1992; Сазонов, 2007; и др.). Все же он более применим для преобразований, эддуктом которых являются породы среднего состава, чаще всего содержащие первичную роговую обманку, а в продуктах обильно присутствуют (помимо наблюдаемых в ЮСИ альбита, серицита, карбоната) эпидот и актинолит. Иногда термин “пропилиты” применяется и к измененным породам более кремнекислого состава, например риолитам (Сазонов, 1975; и др.). В нашем случае интрузия невелика, отсутствует метасоматоз “регионального” масштаба, породы максимально изменены около участков трещиноватости, т.е. процесс носит локальный характер.

К тому же известно, что “хлориты в пропилизированных породах имеют промежуточный магнезиально-железистый состав в ряду дафнит–

клинохлор и отличаются от рудных высокожелезистых разновидностей” (Сазонов, 2007). Магнезиальность-железистость хлорита зависят от ассоциирующих с ним минералов Fe. С пиритом, как в нашем случае, может существовать хлорит с $Fe/(Fe + Mg) \leq 0.6$, с магнетитом – с 0.2–0.4, с ильменитом – более железистые разности, вплоть до дафнита. В пропилитах многих медно-порфировых месторождений Урала в ореолах пропилизации или серицитизации–хлоритизации развит пеннин (Грабежев, Белгородский, 1992).

В ЮСИ распространены железистые разности (с невысоким Si), и это, наряду с “недостатком” других признаков, свидетельствует в пользу локальности процесса, вероятнее всего, аутометасоматических преобразований гранитоидов. Однако составы новообразованных минералов указывают на привнос Ca, Mg, Fe, в составе исходных гранитов минералов-носителей этих элементов недостаточно. Позиция хлорита в ряду метасоматических минералов нам не вполне ясна: возможно, он сингенетичен с образованием альбита, серицита, кварца. В геологических отчетах предшествующих лет отмечается, что медно-сульфидная минерализация развита в ореолах развития серицит-кварцевых метасоматитов по гранитоидам, однако хлорит в

этих ореолах также присутствует. Высокая железистость хлорита указывает на то, что он формировался в относительно восстановительных условиях, которые, как известно, благоприятны и для отложения сульфидов. В нашем случае хлорит часто ассоциирует с пиритом и апатитом II типа (пояснения см. ниже). Микрозондовые исследования показали присутствие золота в пирите (0.25 мас. %). Отношение Cu/Mo в гранитоидах ЮСИ составляет 76–300. В рутилах, ассоциирующих с хлоритом, содержится 0.04–0.18 мас. % Nb₂O₅.

В целом парагенезисы вторичных минералов и оцененные температуры их формирования соответствуют параметрам мезотермального метасоматоза, наложенного на рудовмещающие малые тела гранитоидов, и сопоставимы с температурами формирования метасоматитов порфировых месторождений Ю. Урала и Казахстана, на которых оруденение приурочено большей частью к филлизитовым зонам, образующимся при pH = 2–4 (Попов, 1977; Холоднов, Бушляков, 2002; Шафигуллина и др., 2020). Однако тип метасоматических изменений – недостаточный критерий для того, чтобы говорить о рудоносной специфике магматитов.

Сформировать хотя бы условную модель генерализованного метасоматического ореола для ЮСИ пока не представляется возможным, так как многочисленные генерации разнонаправленных трещин неоднократно служили проводниками для флюидов разного состава, интенсивности и возраста. Напряженная тектоническая обстановка на разных этапах “жизни” интрузии и ее ближайшего обрамления приводила к тому, что минералообразующие флюиды (несколько стадий) неравномерно рассеивались по многочисленным каналам, создавая сложную картину перемежаемости в разной степени измененных пород.

Состав апатитов как критерий оценки флюидного режима и потенциальной рудоносности гранитоидов

Обоснование рудоносности гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии

В работах уральских исследователей (Холоднов, Бушляков, 2002; Коновалова и др., 2013; Шардакова, Замятин, 2017; Коровко и др., 2018; и др.) показано, что поведение F, Cl, S в апатитах может служить косвенным индикатором потенциальной рудоносности содержащих их магматических пород. Этот подход в настоящее время становится все более популярным. В обобщающей монографии (Холоднов, Бушляков, 2002) приведены содержания этих компонентов в апатитах (а также роговых обманках и биотитах) из магматитов, с которыми связаны разные типы оруденения. Там же

представлены классификационные диаграммы соотношений галогенов и поля, позволяющие отделить друг от друга апатиты из пород с разной металлогенической специализацией (Fe-Ti, Cu, Au, редкие металлы). В более поздних работах (Холоднов и др., 2016; Знаменский и др., 2020) охарактеризовано поведение F, Cl, S в апатитах из ряда Cu-порфировых месторождений Урала, не всегда однотипное по ряду важных причин. Попытаемся проследить некоторые аналогии с Южно-Сарышаганским объектом, поскольку главная фаза ЮСИ отчетливо специализирована именно на медь. Кроме того, многие сходные по петрохимии и минеральному составу гранитные интрузии Северного Казахстана (Геологическая карта СССР, 1970; Геологическое строение Казахстана, 2000; и мн. др.) специализированы именно на Cu-порфировое оруденение. В указанном регионе есть комплексы сходного состава, несущие золотосульфидно-кварцевое оруденение, но для проведения аналогий с ними данных не достаточно.

На примере уральских объектов в работах В.В. Холоднова (Холоднов, Бушляков, 2002; Холоднов и др., 2016; и др.) показано, что гранитоидные серии с близким набором пород (диориты, гранодиориты, граниты и т. п.), в частности серии габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа, с которыми связано золотосульфидно-кварцевое оруденение (Верхисетский, Шарташский, Пластовский массивы и др.), отличаются от потенциально медно-порфировых гранитоидов по поведению Cl в апатитах, амфиболах, биотитах. В первых эти минералы практически не содержат Cl, а в поздних членах ГТГГ-серий апатиты несут более высокие начальные содержания SO₃ (до 1 мас. %) (Коновалова и др., 2013). Пониженная хлороносность – это важная черта РМС “окраинно-континентальных ГТГГ-плутонов и связанных с ними поздних продуктивных золотоносных массивов и золотосульфидно-кварцевых месторождений (Березовское, Кочкарское и др. месторождения)” (там же).

В случае ЮСИ граниты резко порфировидны, образованы на небольшой глубине. Магматогенные апатиты в гранит-порфирах большей частью имеют правильный габитус, крупные размеры и находятся в ранге фенокристов (I тип). Апатиты неправильной формы (II тип) имеют преимущественно более мелкие размеры, извилистые или занозистые внешние границы, в BSE для них характерна слегка пятнистая окраска, они срastaются с игольчатым хлоритом, порой корродирующим их, и, как правило, ассоциируют с пиритом/халькопиритом. Апатиты II типа, очевидно, представляют собой продукты изменения идиоморфных зерен I типа, состав которых модифицировался при смене физико-химических условий и эволюции состава флюида.

Поскольку поведение галогенов и серы в апатитах систематизировано и наиболее изучено на

примере рудоносных (в том числе и Cu-, Au-Cu-порфировых) объектов из разных секторов Урала, попробуем провести сопоставления с ними. В работах (Холоднов и др., 2016; Коровко и др., 2018; Знаменский и др., 2020) показано, что апатиты из гранитоидных серий, специализированных на Cu-порфировое оруденение, практически всегда выделяются повышенным уровнем концентраций хлора и значимым содержанием сульфатной серы. Наиболее высокие концентрации последней (как и фтора) фиксируются в апатитах из Cu-Mo-порфиросносных интрузий с повышенной калиевой щелочностью.

Помимо диаграмм Cl-F и Cl-S (в апатитах, амфиболах, биотитах) с полями, выделенными для составов минералов из пород разной рудоносности в указанных выше работах, коллективом авторов предложена также тройная диаграмма F-Cl-10-S-10 (Коровко и др., 2018), где приведены поля составов апатитов из магматитов, специализированных на титаномagnetитовое и скарново-magnetитовое, медно-порфировое, золотосульфидно-кварцевое и золоторедкометалльное типы оруденений (на основе статистики по Уральским объектам).

Позиции составов апатитов из исследованных нами гранитов ЮСИ показаны на рис. 10. Точки составов лежат между полями Fe-Ti и Cu-порфиросносных систем. Видно, что из-за невысоких содержаний серы все точки “сдвинуты” к стороне F-Cl при большом разбросе концентраций этих элементов. Залитыми значками на рис. 10 показана точки состава зерен апатита I типа, образованных, по нашему мнению, из флюида, сосуществующего с расплавом при кристаллизации исходной породы. Поле это достаточно компактное, что указывает на стабильность *P-T-X* условий в ходе этого процесса. При этом большая часть составов апатитов I типа лежит в поле составов апатитов из РМС, продуктивных на медно-порфировое оруденение, отражая специфику именно исходной магмы и связанного с ней “раннего” флюида. Таким образом, дальнейшие наши сопоставления особенностей рассматриваемого объекта ЮСИ с таковыми для РМС Cu-порфировых месторождений правомерны.

*Особенности состава минералов
как отражение эволюции физико-химических
условий в рудно-магматической системе*

Для последующих прогнозов важными являются вопросы о связи поведения галогенов и серы в апатитах с составом пород и причинах различий в составах апатитов разных типов. Для получения общего представления и последующих сопоставлений с апатитами ЮСИ проследим эти моменты на наиболее типичных примерах из работы (Холоднов и др., 2016). Один из них – РМС Вознесен-

ского Au-Cu-порфирового месторождения (Челябинская область, Cu/Mo = 250), в изучении которого ранее участвовали и некоторые авторы этого исследования. Островодужные магматиты (D₁) Вознесенского месторождения представлены рядом от диоритовых порфиритов до плагиогранитов (дайки), пирит-халькопиритовая минерализация локализована преимущественно в плагиогранитах.

Для апатитов из габбро-диоритов этой РМС характерна четкая прямая корреляция содержаний F и Cl. Изменения их составов прослеживаются в ходе кристаллизации изученных габбро-диоритов: от зерен с низкими содержаниями галогенов – к апатитам с более высокими их содержаниями, при стабильной величине Cl/F ≈ 0.30 . Такой тренд характеризует последовательное накопление галогенов в составе первичного магматогенного флюида. Характер соотношений Cl/F в апатитах здесь позволяет заключить, что кристаллизация апатита протекала в равновесных физико-химических условиях – в закрытой (для летучих) магматической камере. В таких случаях, как правило, имеет место накопление галогенов в сверхкритическом межзерновом флюиде, без выноса Cl (субсолидусными эманациями).

Показательно, что апатиты вознесенских габбро-диоритов не содержат SO₃. Это может быть связано с низким кислородным потенциалом (Peng et al., 1997), из-за которого во флюиде и родоначальном для диорита расплаве сера находится в менее окисленной форме (H₂S и т. п.), не входя в структуру апатита. Апатиты из пород более молодых, плагиогранитов данной РМС, несут некоторое количество SO₃ (до 0.04–0.06 мас. %) (Грабежев, Воронина, 2012), и прожилково-вкрапленные сульфидные минералы приурочены преимущественно к дайкам плагиогранит-порфиров.

Более сложная картина наблюдается в апатитах из Еленовского Mo-Au-Cu-порфирового месторождения (Оренбургская область, Cu/Mo = 122–149, серия пород – диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-плагиогранит). Бедное (Cu_{ср} $\approx 0.1\%$) прожилково-вкрапленное Cu-Mo-полиметаллическое оруденение локализовано в экзоконтактовых измененных эффузивах рамы и кислых интрузивных разностях. Неравновесные физико-химические условия стали причиной формирования нескольких дискретных по составу групп апатитов (из диоритов) (Холоднов и др., 2016). Здесь на фоне стабильных содержаний Cl содержания SO₃ дают несколько дискретных уровней: ≈ 0.05 ; 0.12–0.15; 0.20 и 0.30–0.40 мас. % S. При этом содержания сульфатной S обнаруживают прямую корреляцию с F (в апатитах трех популяций из четырех). По величине Cl/S дискретные популяции апатита также различаются. Различия по соотношениям Cl/S в составах апатита могут служить показателем “раннего проявления жидкостной несмесимости

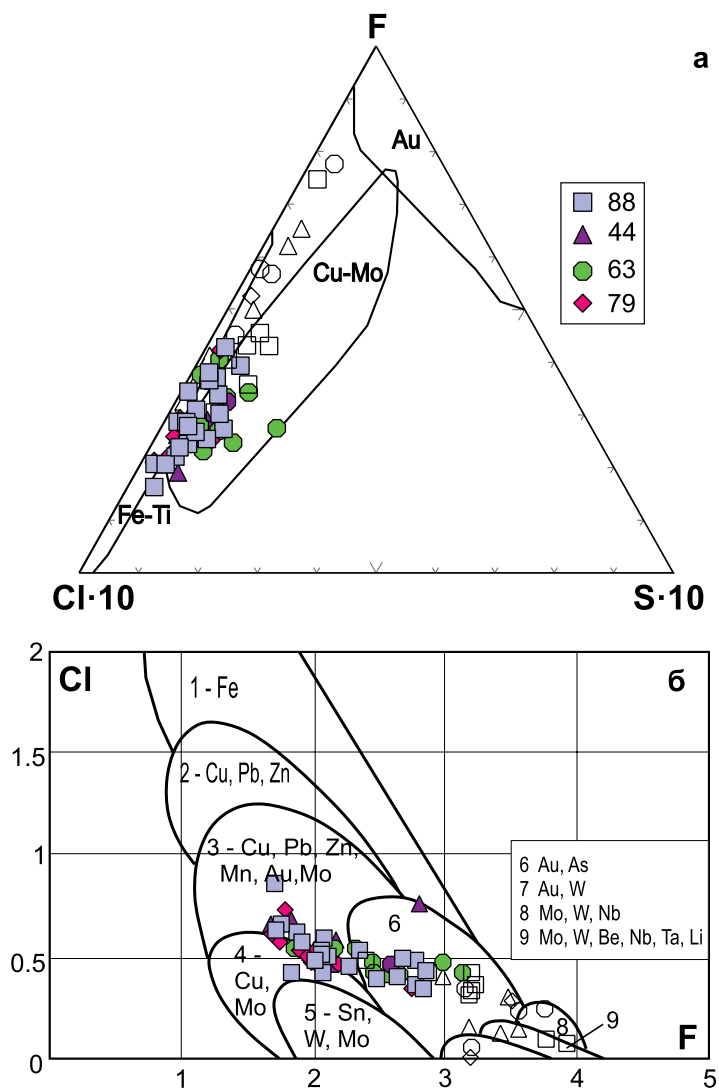


Рис. 10. Диаграмма составов апатитов, позволяющая определить потенциальную рудоносность пород.

Позиции полей – по данным работ (Холоднов, Бушляков, 2002; Коровко и др., 2018). Залитые значки – идиоморфные зерна апатитов, незалитые – неправильные зерна.

Fig. 10. Diagram of apatite compositions for determination of the potential ore potential of rocks.

The positions of the fields are based on the data from (Kholodnov, Bushlyakov, 2002; Korovko et al., 2018). Painted signs are idiomorphic grains of apatites, unshaded ones are irregularly shaped grains.

в составах сверхкритических (субликвидусных) хлоридно-сульфатных флюидов: с образованием фракции флюида, богатой Cl, но бедной F и сульфатной S, а также фракции, обогащенной сульфатной S и F – при более низком содержании Cl” (Холоднов и др., 2016).

Третий вариант поведения галогенов и серы проявлен в апатитах РМС Верхнеуральского Cu-Mo месторождения (возраст D_3-C_1 , Cu/Mo = 15, серия “шошонитового” типа – габбро-кварцевый сиенит-гранодиорит-порфир-гранодиорит, штокверковое оруденение – в зонах изменений малых тел

кислого состава). В апатитах пород повышенной основности поведение F, Cl, S в апатитах переменчиво. Обращают на себя внимание более поздние фазы: в апатитах из гранит-порфиров имеет место понижение содержаний хлора при одновременном росте содержаний фтора от апатитов ранней генерации к поздней. Вариации содержаний F составляют 1–3 мас. %. Для серы, которая изоморфно замещает фосфор, максимум содержаний (среди апатитов из пород всех типов 0.3 мас. %) приходится на апатиты из гранит-порфиров, когда в них содержится около 2 мас. % F; при дальнейшем росте со-

держаний F концентрации S падают (Холоднов, Бушляков, 2002). Это означает, что на данном месторождении породы поздних фаз, представляющие собой гранодиоритовый (“остаточный”) расплав, являются важным источником галогенов и серы в рудообразующем флюиде.

Для апатитов из пород (при очень малом разбросе содержаний SiO_2) скв. 88 наблюдается сходная картина. В апатитах от ранней генерации (тип I) к поздней (тип II) содержания F растут (от 1.6 до 3.6 мас. %), а Cl – понижаются (от 0.9 до 0.1 мас. %). То есть флюидом в процессе его эволюции в породе привносился фтор (сам флюид им обеднялся) и медленно выносился хлор.

В отношении содержаний S в апатитах из гранитов ЮСИ проявлена такая же специфическая тенденция, как и в их верхнеуральских аналогах: накопление сульфатной S идет на фоне повышения концентраций F до уровня около 2.3 мас. %, затем количество S постепенно понижается, в поздней генерации почти “обнуляясь” (см. рис. 8б, в). При этом, если рассматривать правую и левую части условной “ветви” на рис. 5, то видно, что именно в апатитах I типа (“ранняя” порция флюида) рост содержаний S (до максимума 0.12 мас. %) идет при понижении количества Cl (до 0.5 мас. %), а затем в апатитах II типа концентрации обоих компонентов падают.

В целом поведение содержаний Cl и S в апатитах из пород ЮСИ отражает главные этапы эволюции флюида, свойственные для многих медно-порфировых систем (выявленные В.В. Холодновым на примере уральских объектов): 1 – накопление этих компонентов в апатитах ранних генераций, 2 – синхронное падение – в поздних. То есть расплав, сформировавший исследуемые гранит-порфиры, служил источником Cl и S в поздне- и постмагматическом рудообразующем флюиде. Известно, что обогащение этими элементами флюидов на этапе образования расплавов промежуточного (диорит-гранодиоритового) состава приводит к резкому усилению процессов флюидно-магматического взаимодействия, а степень обогащения флюидов мобилизуемыми металлами (медь, молибден, золото и др.) определяется уровнем концентрации Cl и S и объемом флюида при условии возникновения благоприятных для рудоотложения термодинамических обстановок (Heinhorst et al., 2000; Холоднов, Бушляков, 2002). В случае с РМС ЮСИ небольшой объем самой интрузии и не очень высокие концентрации Cl и S могут косвенно свидетельствовать об ограниченных запасах меди на объекте.

Представления об источниках и механизмах накопления меди неоднозначны. Согласно одной группе гипотез, магмы могут быть исходно обогащены Cu, если имело место частичное плавление субдущированной океанической коры (Sun et al., 2010), метасоматизированной континентальной

литосферной мантии (Richards, 2009; Rielli et al., 2018), нижней части островной дуги или модифицированного флюидом мантийного клина (Hattori, Keith, 2001; Lee et al., 2012). В других гипотезах, придающих главную роль процессу дифференциации, родоначальные магмы необязательно должны быть обогащены Cu, но требуется интенсивная “продувка” (scavenging) плутонов средних и малых глубин для последующего эффективного улавливания и концентрации мобилизованной Cu в локальных резервуарах (Kay, Mpodozis, 2001; Sillitoe, 2010; Wilkinson, 2013). Для этих гипотез важными для мобилизации Cu (но не отложения?) считаются окислительные условия; но границы их существования до сих пор не вполне понятны. Согласно третьей группе гипотез, одним из факторов, влияющих на поведение Cu, является степень плавления. Удаление Cu из сульфидсодержащего источника может происходить при существенных степенях плавления (Lee et al., 2012; Ding, Dasgupta, 2017). Если магма достигает насыщения сульфидами, медь эффективно удаляется из расплава, образуя богатые кумулаты (руды). Но есть ряд осложняющих условий: например, высокая степень плавления (>20%) истощает сульфид и делает Cu несовместимой независимо от летучести кислорода. В целом в вопросах, насколько отложение Cu контролируется давлением, температурой, содержанием воды и составом расплавов, ясности пока нет (Lee, Tang, 2020).

В случае ЮСИ железистый состав хлорита, сосуществующего с пиритом, отсутствие первичного магнетита, привнос фтора указывают на восстановительные условия, существовавшие на этапе рудоотложения. Это, наряду с наличием интенсивной трещиноватости разновременных генераций, свидетельствует о том, что формирование РМС шло при доступе кислорода, т. е. в условиях периодически приоткрытой системы с утратой летучих.

Исходя из полученных нами данных по составам апатитов из пород ЮСИ, можно заключить, что по соотношениям индикаторной триады (F–Cl–сульфатная S) на потенциальную меденосность РМС указывают составы апатитов I группы, образованные на ранней стадии эволюции флюида, отделяющегося при кристаллизации магмы. Это позволяет предположить приуроченность медно-сульфидной минерализации на участке Шагала именно к такой разновидности порфировидных гранитоидов, слагающих основной объем ЮСИ и вскрытых, в частности, скважиной 88. Они, возможно, сформировались из резервуара, исходно обогащенного медью (варианты см. выше) в условиях конвергентной обстановки. Ее тип предполагается уточнить в ходе дальнейших исследований. Важную роль для изучения стадий минералообразования и изменения *P-T-X* условий могут сыграть также наблюдения за несколькими генерациями кварцевых жил, с кото-

рыми может ассоциировать эпitherмальное оруденение другого типа (Au, Au-Ag), часто пространственно сопряженное с порфировыми гранитоидными интрузиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые приведены данные по минеральному и химическому составу пород, поведению галогенов и серы в апатитах из гранитоидов рудносного Южно-Сарышаганского массива (Западное Прибалхашье). Состав апатитов из рудных объектов Казахстана ранее никем не исследовался, поэтому сопоставление новых данных с уже имеющейся информацией по уральским объектам важно для накопления статистического материала и имеет важный геологический смысл. Анализ первых полученных результатов позволяет сделать ряд выводов.

– Поведение петрогенных элементов в гранитоидах ЮСИ не дает основания для заключений о генетическом (и возрастном) родстве данных образований с гранит-порфирами близлежащего Сарышаганского массива, с которым сопряжено известное Mo-Cu-порфировое месторождение.

– Некоторые особенности состава пород ЮСИ могут указывать на связь их источника с базальтоидным материалом океанической коры, контаминированным коровым материалом, и позволяет предположить связь образования гранитов с субдукционными процессами.

– Гранитоиды подверглись нескольким стадиям среднетемпературных постмагматических изменений: филлитизация (серицит + кварц), хлоритизация, карбонатизация (прожилки), особенно интенсивно развитых вдоль тектонически ослабленных зон. Железистый состав хлорита и локальность его развития свидетельствуют о его аутометасоматической природе. Халькопирит и пирит содержат небольшое количество золота.

– В гранитоидах ЮСИ развиты апатиты двух генераций, различающиеся по уровню содержаний F, Cl, S. Соотношения этих компонентов в апатитах I типа указывают на потенциальную продуктивность пород на Cu-порфировое оруденение, что подтверждается приуроченностью прожилково-вкрапленного пирит-халькопиритового оруденения к слабоизмененным порфировидным гранитам ЮСИ, разбитым сетью тектонических нарушений.

– Анализ поведения F, Cl, SO₃ в апатитах из гранитоидов ЮСИ указывает на изменение состава флюидной фазы в ходе становления РМС в условиях открытой системы. Накопление серы до максимального в апатитах этого объекта уровня (невысокого, 0.012 мас. % S) идет синхронно с ростом количества хлора и падением содержаний фтора. После достижения “точки перегиба” содержание Cl в апатитах понижается почти до нуля, а концентрация F сильно возрастает (до 4 мас. %). В результа-

те поздние порции флюида обедняются F, обогащаются хлором и серой. Количество в таком флюиде мобилизуемой меди зависит от содержаний в нем Cl и S и объема флюида, определяемого величиной самой интрузии. Поэтому прогнозируемые запасы меди в пределах ЮСИ на верхних горизонтах невелики.

Благодарности

Авторы благодарны руководству ООО “Shagala Mining” (М.Б. Бажикову, А.В. Антонишину) за разрешение использовать каменный материал для научных исследований, выражают надежду на дальнейшее сотрудничество.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бардина Н.Ю., Попов В.С. (1991) Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин. *Сов. геология*, (6), 48-56.
- Бахшалиев Т.В. (2016) Геологическая характеристика и проект геологоразведочных работ в пределах Бие-Бесобинской площади полиметаллических руд (Республика Казахстан). Бакалаврская работа. Томск: НИИ ТПУ, 113 с.
- Валяшко В.М. (2009) Гидротермальные равновесия, явления расслаивания и гетерогенизации сверхкритических флюидов. *Современные проблемы общей и неорганической химии*. Сб. тр. 2-й Междунар. конф. М.: Изд-во ИОНХ РАН, 491-500.
- Валяшко В.М., Урусова М.А. (2010) Гетерогенизация сверхкритических флюидов и невариантные критические равновесия в тройных смесях с одним летучим (на примере водно-солевых систем). *Сверхкритические флюиды: теория и практика*, (2), 28-44.
- Геологическая карта Казахстана. (2004) М-6 1 : 1 000 000. Алматы: МПР и ООС РК.
- Геологическая карта СССР. (1970) М-6 1 : 200 000. Сер. Прибалхашская. Л. L-34-XIV. М.: МинГео СССР, Недра, 612 с.
- Геологическая карта дочетвертичных образований. (1978) М-6 1 : 1 000 000. Л. L-(42), (43) Балхаш. М.: Аэрогеология.
- Геологическое строение Казахстана. (2000) Алматы: МПР и ООС РК, 394 с.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 199 с.
- Грабежев А.И., Воронина Л.К. (2012) Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 159, 68-70.
- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. (2017) Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, (5), 113-126. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.
- Звездов В.С. (2022) Модели меднопорфировых рудно-

- магматических систем и месторождений для прогноза, поисков и оценки. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 247 с.
- Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020) Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Литосфера*, **20**(3), 397-410. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410>
- Изотов В.В., Скрипченко А.Ф., Земзюлин Д.П., Скляров Н.Д., Кудрявцев Ю.К., Мельник С.Ф., Семенов Н.С. (1983) Отчет о детальных поисковых работах в пределах Западно-Балхашского синклинали за 1978–1983 гг. Джамантурская партия. Джезказганская обл. Караганда.
- Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. (2013) Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения. *Литосфера*, **6**(6), 65-72.
- Коровко А.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Коновалова Е.В., Михеева А.В. (2018) Галогены и сера в гидроксилсодержащих минералах Восточно-Верхотурского диорит-гранодиоритового массива с минерализацией в виде самородной меди (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 165, 189-193.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 255 с.
- Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачев И.Ф. (2001) Медно-порфировые месторождения. *Модели месторождений цветных и благородных металлов*. М.: ЦНИГРИ, 232 с.
- Лучицкая М.В. (2022) Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина “адакит”. *Геотектоника*, **4**(4), 92-128. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22040051>
- Мазуров А.В. (2003) Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Томск: ТПУ, 213 с.
- Макат Д.К. (2017) Геодинамические и металлогенические закономерности развития медно-порфирового оруденения Центрального Казахстана с позиций современной изотопной геологии. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Караганда: КГТУ, 98 с.
- Полетаев А.И., Мельников Л.В., Нуртуганов П.М., Тимофеева С.Н. (1983) Отчет “Оценка перспектив Сарышаганского и Сокурского рудных узлов” за 1980–1983 годы (заключительный). Алма-Ата, Мин-Гео Казахской ССР, КазИМС, 82 с.
- Попов В.С. (1977) Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 203 с.
- Прибавкин С.В., Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Антонишин А.В. (2020) Минералы меди зоны окисления Cu(Mo)-порфирового рудопоявления (Западное Прибалхашье, Центральный Казахстан). *Минералогия*, **3**(3), 58-67. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-1-5>
- Рафальский Р.П. (1993) Взаимодействие раствор–порода в гидротермальных условиях М.: Наука, 238 с.
- Сазонов А.М. (2007) Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород. Красноярск: СФУ, 324 с.
- Сазонов В.Н. (1975) Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 175 с.
- Серавкин И.Б., Минибаева К.Р., Родичева З.И. (2011) Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор). *Геол. сборник*, **9**(9), 186-200.
- Спиридонов Э.М. (1995) Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана. *Геол. рудн. месторождений*, **37**(3), 179-207.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 394 с.
- Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. (2016) Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные). *Минералогия*, **1**(1), 54-65.
- Цаплин Г.В. (1956) Отчет Куланской геологоразведочной партии за 1955–1956 гг. Министерство геологии и охраны недр Казахской ССР, Южно-Казахстанское геологическое управление. 239 с.
- Шардакова Г.Ю., Замятин Д.А. (2017) Поведение галогенов и серы в гидроксилсодержащих минералах из гранитоидов западного склона Ср. Урала как показатель потенциальной продуктивности рудно-магматических систем. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 164, 193-198.
- Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Антонишин А.В., Бажиков М.Б. (2019) Специфика состава вмещающих пород и окисленных руд медно-порфирового рудопоявления Сарышаган (Западное Прибалхашье, Центральный Казахстан): первые данные. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 152-157.
- Шарпенюк Л.В., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Регион. геология и металлогения*, **56**(56), 40-50.
- Шафигуллина Г.Т., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2020) Условия образования золото-порфирового оруденения месторождения Большой Каран (Южный Урал) по данным хлоритовой геотермометрии. *Геол. вестн.*, **2**(2), 45-53. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4>
- Bailey S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry. *Rev. Miner.*, **19**, 347-403. Corpus ID: 133292286
- Berger B.R., Mars J.C., Denning P.D., Phillips J.D., Hammarstrom J.M., Zientek M.L., Dicken C.L., Drew L.J. (2014) Porphyry copper assessment of western Central Asia. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2010-5090-N, 219 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105090N>
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485.
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. (2012) Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas. *Sci. Rep.*, **2**(2), 685. <https://doi.org/10.1038/srep00685>
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**(9), 2981-2991.
- Ding S., Dasgupta R. (2017) The fate of sulfide during decompression melting of peridotite – implications for sulfur inventory of the MORB-source depleted upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **459**, 183-195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.031>

- org/10.1016/j.epsl.2016.11.020
- Hattori K.H., Keith J.D. (2001) Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Miner. Depos.*, **36**, 799-806. <https://doi.org/10.1007/s001260100209>
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. (2000) Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. *Tectonophysics*, **328**, 69-87. PII: S0040-1951(00)00178-5
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, **224**(XXX), 277-292.
- Hollister V.F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Miner. Sci. Eng.*, **7**(3), 225-233.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting: Program with Abstracts*, **16**, A62.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, (11), 4-9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D.M., Le Roux V., Yin Q.-z., Jin D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, **336**, 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Lee C.-T. A., Tang M. (2020) How to make porphyry copper deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **529**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115868>
- Liu Y., Comodi P. (1993) Some aspects of the crystal chemistry of apatites. *Miner. Mag.*, **57**, 709-719.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Miner.*, **82**, 1210-1224.
- Plotinskaya O., Grabezhev A., Tesselina S., Seltman R., Groznova E., Abramov S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Richards J.P. (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37**, 247-250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Rielli A., Tomkins A.G., Nebel O., Raveggi M., Jeon H., Marti L., Avila J.N. (2018) Sulfur isotope and PGE systematics of metasomatised mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **497**, 181-192. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.012>
- Seltmann R., Porter T.M. (2005) The porphyry Cu-Au-Mo deposits of Central Eurasia. 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits. *Super porphyry copper & gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing, (2), 467-512.
- Serukh V.I., Makat D.K. (2017) About Geotectonic Position of Porphyry Copper Deposits in Central Kazakhstan. *News of the National Academy of Sciences of The Republic of Kazakhstan*, **3**(423), 44-53.
- Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupova S.A. (2015) Cambrian Intra-Oceanic Subduction System in the Bozshakol Area, Kazakhstan. *Lithos*, 224-225, 61-77. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.025>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun W., Ling M., Yang X., Fan W., Ding X., Liang H. (2010) Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: an overview. *Sci. China Earth Sci.*, **53**, 475-484. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-0024-0>
- Wilkinson J.J. (2013) Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nat. Geosci.*, **6**, 917.
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **9**, 51-56.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapu Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Dep.*, **30**, 30-38.

REFERENCES

- Bailey S.W. (1988) Chlorites: structures and crystal chemistry. *Rev. Miner.*, **19**, 347-403. Corpus ID: 133292286
- Bakhshaliev T.V. (2016) Geological characteristics and the project of geological exploration within the Bie-Besobinskaya area of polymetallic ores (Republic of Kazakhstan). Bachelor's work. Tomsk, TPU Research Institute, 113 p. (In Russ.)
- Bardina N.Yu., Popov V.S. (1991) Systematics of metamorphic rocks and facies of metasomatism of shallow depths. *Sov. Geol.*, (6), 48-56. (In Russ.)
- Berger B.R., Mars J.C., Denning P.D., Phillips J.D., Hammarstrom J.M., Zientek M.L., Dicken C.L., Drew L.J. (2014) Porphyry copper assessment of western Central Asia. U.S. *Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2010-5090-N, 219 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105090N>
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485.
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. (2012) Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas. *Sci. Rep.*, (2), 685. <https://doi.org/10.1038/srep00685>
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**(9), 2981-2991.
- Degtyarev K.E. (2012) Tectonic evolution of Early Paleozoic island-arc and continental crust formation in Caledonides of Kazakhstan's. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russ.)
- Ding S., Dasgupta R. (2017) The fate of sulfide during decompression melting of peridotite—implications for sulfur inventory of the MORB-source depleted upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **459**, 183-195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.020>
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Geological map of Kazakhstan. (2004) Scale 1 : 1,000,000. Almaty, MPR and OOS RK. (In Russ.)
- Geological map of the USSR. (1970) Scale 1 : 200,000. The Balkhash series. Sheet L-34-XIV. Moscow, MinGeo USSR, Nedra Publ., 612 p. (In Russ.)
- Geological map of pre-quaternary formations. (1978) Scale

- 1 : 1000,000. Sheet L-(42), (43) Balkhash. Moscow, Aerogeologiya Publ. (In Russ.)
- Geological structure of Kazakhstan. (2000) Almaty, MPR and OOS RK, 394 p. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Belgorodskii E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 199 p. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Yu.L., Azovskova O.B. (2017) Systematization of u-pb zircon ages of granitoids from the copper porphyry deposits on the urals. *Lithosphere (Russia)*, **17**(5), 113-126. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>
- Grabezhev A.I., Voronina L.K. (2012) Sulfur in apatite from rocks of copper-porphyry systems of the Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 159, 68-70. (In Russ.)
- Hattori K.H., Keith J.D. (2001) Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Miner. Depos.*, **36**, 799-806. <https://doi.org/10.1007/s001260100209>
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. (2000) Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. *Tectonophysics*, **328**, 69-87. PII: S0040-1951(00)00178-5
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, **224**(XXX), 277-292.
- Hollister V.F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Miner. Sci. Ing.*, **7**(3), 225-233.
- Izotov V.V., Skripchenko A.F., Zemzyulin D.P., Sklyarov N.D., Kudryavtsev Yu.K., Mel'nik S.F., Semenyuk N.S. (1983) Report on detailed search operations within the West Balkhash Synclinorium for 1978-1983. Jamantuz party. Dzhezkazgan region. Karaganda. (In Russ.)
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting: Program with Abstracts*, **16**, A62.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, (11), 4-9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg, EPD UB RAS Publ., 394 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Seravkin I.B., Kosarev A.M., Konovalova E.V., Shagalov E.S. (2016) Distribution of halogens and sulfur in apatites of copper-porphyry deposits of the Southern Urals (new data). *Mineralogiya*, (1), 54-65. (In Russ.)
- Konovalova E.V., Pribavkin S.V., Zamyatin D.A., Kholodnov V.V. (2013) Mineralizing elements (sulfur and halogens) in apatites of the Shartash massif and the Berzovskiy gold deposit. *Lithosphere (Russia)*, (6), 65-72. (In Russ.)
- Korovko A.V., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Konovalova E.V., Mikheeva A.V. (2018) Halogens and sulfur in hydroxyl-containing minerals of the East Verkhotursky diorite-granodiorite massif with mineralization in the form of native copper (Middle Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 189-193. (In Russ.)
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, **224**(XXX), 277-292.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Krivtsov A.I. (1983) Geological foundations of forecasting and prospecting for copper-porphyry deposits. Moscow, Nedra Publ., 255 p. (In Russ.)
- Krivtsov A.I., Zvezdov V.S., Minina O.V., Migachev I.F. (2001) Porphyry copper deposits. *Models of deposits of non-ferrous and precious metals*. Moscow, TsNIGRI, 232 p. (In Russ.)
- Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D.M., Le Roux V., Yin Q.-z., Jin D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, **336**, 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Lee C.-T. A., Tang M. (2020) How to make porphyry copper deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **529**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115868>
- Liu Y., Comodi P. (1993) Some aspects of the crystalchemistry of apatites. *Min. Mag.*, **57**, 709-719.
- Luchitskaya M.V. (2022) The composition, petrogenesis, and geodynamic setting of adakite magmatism: An overview. *Geotectonics*, **56**(4), 486-519 (translated from *Geotektonika*, (4), 92-128). <https://doi.org/10.1134/S0016852122040057>
- Mazurov A.V. (2003) Geodynamic conditions of formation of metallogenic complexes of Kazakhstan. Dis... doct. geol.-min. of sciences. Tomsk, TPU, 213 p. (In Russ.)
- Makat D.K. (2017) Geodynamic and metallogenic patterns of the development of copper-porphyry mineralization of Central Kazakhstan from the standpoint of modern isotope geology. Dis... doct. geol.-min. of sciences. Karaganda, KGTU, 98 p. (In Russ.)
- Poletaev A.I., Mel'nikov L.V., Nurtuganov P.M., Timofeeva S.N. (1983) Report "Assessment of prospects of Saryshagan and Sokur ore nodes" for 1980-1983 (final). Alma-Ata, MinGeo of the Kazakh SSR, KazIMS, 82 p. (In Russ., unpublished)
- Popov V.S. (1977) Geology and genesis of copper and molybdenum-porphyry deposits. Moscow, Nauka Publ., 203 p. (In Russ.)
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Miner.*, **82**, 1210-1224.
- Plotinskaya O., Grabezhev A., Tessalina S., Seltman R., Groznova E., Abramov S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Pribavkin S.V., Korovko A.V., Shardakova G.Yu., Antonishin A.V. (2020) Copper minerals from the oxidation zone of the Saryshagan Cu(Mo)-porphyry deposit (Western Balkhash region, Central Kazakhstan). *Mineralogiya*, (3), 58-67. (In Russ.) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-1-5>
- Rafal'skii R.P. (1993) Solution-rock interaction in hydrothermal conditions. Moscow, Nauka Publ., 238 p. (In Russ.)
- Richards J.P. (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37**, 247-250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>

- Rielli A., Tomkins A.G., Nebel O., Raveggi M., Jeon H., Marti L., Avila J.N. (2018). Sulfur isotope and PGE systematics of metasomatised mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **497**, 181-192. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.012>
- Sazonov A.M. (2007) Petrography and petrology of metamorphic and metasomatic rocks. Krasnoyarsk, SFU, 324 p. (In Russ.)
- Sazonov V.N. (1975) Listvenitization and mineralization. Moscow, Nauka Publ., 175 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Minibayeva K.R., Rodicheva Z.I. (2011) Copper-porphyry mineralization of the Southern Urals (review). *Geol. Coll.*, (9), 186-200. (In Russ.)
- Seltmann R., Porter T.M. (2005) The porphyry Cu–Au–Mo deposits of Central Eurasia. 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits. *Super porphyry copper & gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing, (2), 467-512.
- Serukh V.I., Makat D.K. (2017) About Geotectonic Position of Porphyry Copper Deposits in Central Kazakhstan. *News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan*, **3**(423), 44-53.
- Shafigullina G.T., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. (2020) Conditions for the formation of gold-porphyry mineralization of the Bolshoy Karan deposit (Southern Urals) according to chlorite geothermometry. *Geol. Vestnik*, (2), 45-53. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4>
- Shardakova G.Yu., Korovko A.V., Pribilkin S.V., Antonishin A.V., Bazhikov M.B. (2019) Specifics of the composition of host rocks and oxidized ores of the Saryshagan copper-porphyry ore formation (Western Balkhash region, Central Kazakhstan): the first data. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 152-157. (In Russ.)
- Shardakova G.Yu., Zamyatin D.A. (2017) Behavior of halogens and sulfur in hydroxyl-containing minerals from granitoids of the western slope of the Urals as an indicator of the potential productivity of ore-magmatic systems. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 164, 193-198. (In Russ.)
- Sharpenok L.V., Kostin A.E., Kukharensko E.A. (2013) TAS-diagram sum of alkalis–silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **56**, 40-50. (In Russ.)
- Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupova S.A. (2015) Cambrian Intra-Oceanic Subduction System in the Bozshakol Area, Kazakhstan. *Lithos*, **224-225**, 61-77. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.025>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Spiridonov E.M. (1995) Inversion plutogenic gold-quartz formation of the caledonides of the north of Central Kazakhstan. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **37**(3), 179-207. (In Russ.)
- Sun W., Ling M., Yang X., Fan W., Ding X., Liang H. (2010) Ridge subduction and porphyry copper–gold mineralization: an overview. *Sci. China Earth Sci.*, **53**, 475-484. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-0024-0>
- Valyashko V.M. (2009) Hydrothermal equilibria, phenomena of delamination and heterogenization of supercritical fluids. *Modern problems of general and inorganic chemistry. Proceedings of the 2nd International Conference*. Moscow, IONKh RAS Publishing House, 491-500. (In Russ.)
- Valyashko V.M., Urusova M.A. (2010) Heterogenization of supercritical fluids and non-invariant critical equilibria in triple mixtures with one volatile (on the example of water-salt systems). *Supercritical Fluids: Theory and Practice*, (2), 28-44. (In Russ.)
- Wilkinson J.J. (2013) Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nat. Geosci.*, **6**, 917.
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **9**, 51-56.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapu Bahia gold deposit, Carajs, Brazil. *Miner. Depos.*, **30**, 30-38.
- Zaplin G.V. (1956) Report of the Kurgan Geological Exploration Party for 1955–1956. Ministry of Geology and Subsoil Protection of the Kazakh SSR, South Kazakhstan Geological Department, 239 p. (In Russ., unpublished)
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. (2020) Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(3), 397-410. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410>
- Zvezdov V.S. (2022) Models of copper-porphyry ore-magmatic systems and deposits for forecasting, prospecting and evaluation. Dis. ... doct. geol.-min. of sci. Moscow, TsNIGRI, 247 p. (In Russ.)