

**О РОЛИ ВЕЩЕСТВА БАЗИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТОВ  
В ФОРМИРОВАНИИ ПРЕДУДНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ  
ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

*Л.Г. Филимонова, А.В. Чугаев*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

В результате исследования минерального состава риолитов Дукатской вулcano-плутонической структуры выделен обширный (около 15 км<sup>2</sup>) локальный ареал распространения послемагматических минералов (ПМ), вмещающий уникальное Au-Ag месторождение Дукат. Предрудные ПМ, выполняющие системы микротрещин и полостей во флюидалных риолитах, представлены кварц-клиноцоизит-хлоритовой и кварц-хлорит-фенгитовой ассоциациями, характерными соответственно для внешней и внутренней зон ареала. Полученные данные о химическом составе ПМ, изотопном составе Sr клиноцоизитов, кальцитов, калиевых полевых шпатов и вмещающих вулканитов дали основание считать, что ПМ были сформированы в условиях пропилитов в восстановительной обстановке гетерогенной минералообразующей среды, что вещество базитов играло определенную роль в химическом составе ранних порций гидротермальных растворов рудообразующей системы. На ранней стадии развития гидротермальной системы происходило снижение температур кристаллизации ПМ от 350 до 250 °С, сокращение роли в составе гидротермальных растворов Са, Мп, Fe, Ti, Sr, повышение – Si, Al, К, Rb и H<sub>2</sub>O. Эволюция системы сопровождалась ростом интенсивности взаимодействия растворов двух типов. Один из них, связанный с «базитовым» источником, обладал низким значением отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (< 0.7046). В другом источнике, связанном с вмещающими К-риолитами, значение этого отношения превышало 0.7060.

**Ключевые слова:** риолиты, андезиты, базитовая магматическая камера, послемагматические минералы, изотопный состав стронция, рудообразующая система, Северо-Восток России.

### ВВЕДЕНИЕ

В результате изучения геологического строения Балыгачан-Сугойского (Омсукчанского) прогиба, последовательности формирования в его пределах контрастных орогенных вулcano-плутонических комплексов и ассоциированного с ними уникального Au-Ag месторождения Дукат сложилось представление о том, что процессы формирования гидротермальных рудных тел тесно связаны со становлением и эволюцией риолит-гранитных вулcano-плутонических комплексов. По мнению М. М. Константинова, В. Е. Наталенко, А. И. Калинина и др. [3], Р. Г. Кравцовой, М. Н. Захарова [4], для кислой вулканогенной магмы характерны процессы остаточного концентрирования летучих (В, F) и рудных элементов (Ag, Sn, Pb и др.). Образование месторождения происходило в послемагматический этап в связи с формированием длительно развивающейся гидротермальной системы. Главные компоненты руд, как полагают авторы, были заимствованы из вмещающих риолитов путем инфильтрации метеорных вод и их рециклинга. Во всех моделях, построенных для месторождения, среди продуктов гидротермальной деятельно-

сти фигурируют только последовательно образованные рудные тела. Данные о локальных гидротермальных изменениях вмещающих пород, которые обычно сопровождают богатые рудные тела, практически отсутствуют.

При изучении минерального состава вулканических пород Дукатской вулcano-плутонической структуры (ВПС) нами были впервые обнаружены разнообразные ассоциации послемагматических минералов (ПМ), выполняющих системы прожилков и полостей в флюидалных риолитах. Особенности их химического состава и характер взаимоотношений с вмещающими породами позволили отнести ПМ к продуктам, отложенным из гидротермальных растворов на различных стадиях эволюции рудообразующей системы [12, 13]. В настоящей статье приводятся материалы об особенностях состава и локализации наиболее ранних, предрудных ассоциаций ПМ. Полученные данные, включающие данные об изотопных отношениях Sr в некоторых минералах и вмещающих породах, позволили сделать определенные выводы об условиях формирования рудообразующей системы и ее эволюции на ранней стадии развития.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДУКАТСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Дукатская ВПС локализована в субмеридиональном рифтогенном Омсукчанском (или Балыгчан-Сугойском) прогибе, примыкающем с севера к краевому Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Ее позиция фиксируется узлом пересечения субширотных, субмеридиональных и северо-западных систем разломов, прослеженных далеко за пределы прогиба, а центр обозначен субвулканическим телом раннемеловых крупнопорфировых риолитов (невадитов). Концентрические системы даек, штоков и силлов риолитов маркируют периферические зоны разломов (рис. 1). Данные о геологическом строении ВПС и изотопные возрасты вулкано-плутонических и гидротермальных образований приведены в монографии [3].

Фундаментом структуры служат триасово-юрские метаморфизованные отложения верхоянского комплекса. На них с резким угловым несогласием налегают континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. В раннем мелу, в условиях интенсивного прогибания, были сформиро-

ваны кислые К-риолиты аскольдинской и осадочные угленосные толщи омсукчанской свит. Возраст К-риолитов составляет  $123.5 \pm 3$  млн лет при начальном  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношении, равном  $0.7031 \pm 3$ . Позднемеловые средние и кислые вулканиды с угловым несогласием перекрывают раннемеловые вулканогенно-осадочные толщи. Андезиты тавватумской свиты и их субвулканические аналоги распространены на периферии структуры. К-Na-риолиты наяханской свиты характерны для ее западного фланга. Их Rb-Sr возраст составляет  $90.5 \pm 2.5$  млн лет, а начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7047 \pm 3$  [2]\*. Разновозрастные кислые вулканиды преобладают в вулканогенной толще. Среди них выделяются пачки разнообразных игнимбритов, туфолав, штоки невадитов, силлы и дайки мелкопорфировых, афировых, флюидалных риолитов.

Интрузия позднемеловых биотитовых гранитов омсукчанского комплекса располагается на глубине 960–1320 м от современной поверхности. По K-Ar датировкам возраст интрузии находится в интервале от 80 до 82 млн лет.

Наиболее поздний импульс магматической активности в пределах Дукатской ВПС зафиксирован

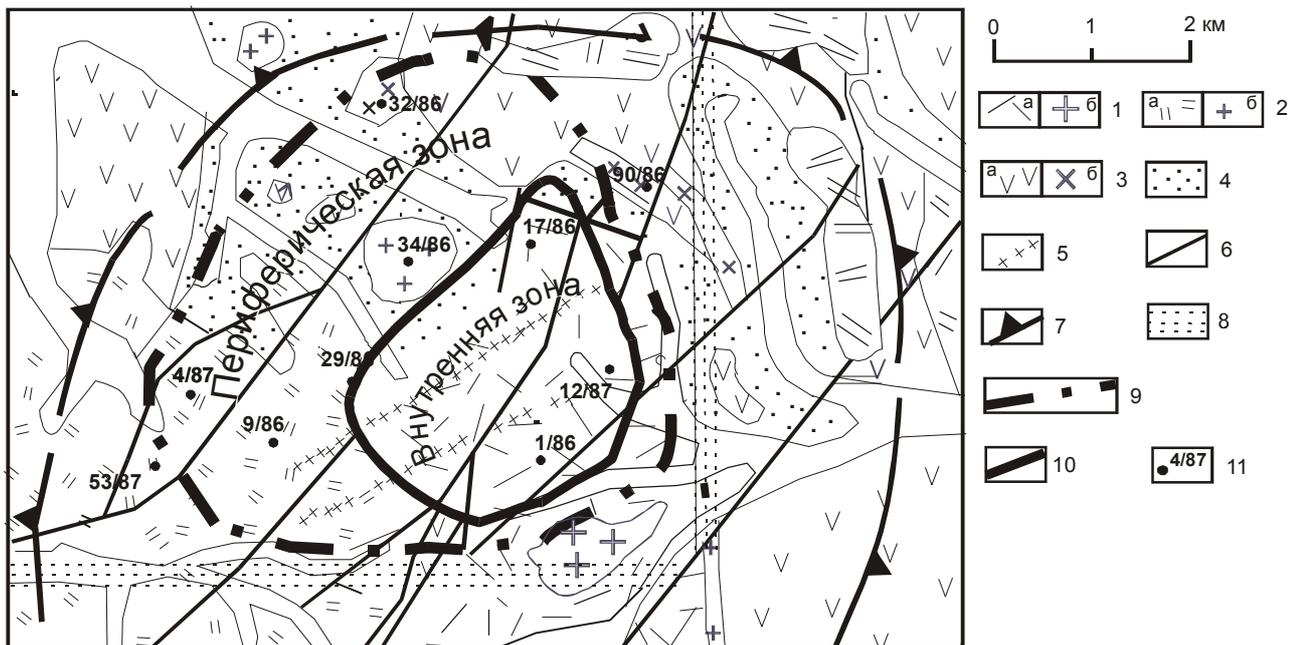


Рис. 1. Схема геологического строения северной половины Дукатской ВПС.

1 – раннемеловые вулканиды аскольдинской свиты: К-риолиты (а) и невадиты (б); 2 – позднемеловые вулканиды наяханской свиты: К-Na-риолиты (а) и невадиты (б); 3 – позднемеловые вулканиды тавватумской свиты: андезиты (а) и диориты (б); 4 – раннемеловые угленосные отложения омсукчанской свиты. 5 – дайки базальтов; 6 – разломы; 7 – границы Дукатской ВПС; 8 – зоны скрытых глубинных разломов, фрагментов субширотной Буюндино-Гижигинской и субмеридиональной Омсукчанской систем; 9 – граница ареала локальных послемагматических изменений, вмещающих Au-Ag месторождение Дукат; 10 – условная граница, разделяющая внешнюю зону ареала с кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциацией ПМ от внутренней с кварц-хлорит-фенгитовой ассоциацией; 11 – точки отбора образцов и их номера, указанные в табл. 1, 2, 3.

\*Полученные нами Rb-Sr данные для риолитов наяханской свиты Дукатской ВПС ложатся на изохрону, полученную Д. И. Колесниковым, Ю. П. Шергиной, М. И. Розиновой и др. [2] для аналогичных риолитов прилегающей Кенской площади.

дайками андезибазальтов, характерных для рудного поля и секущих все известные магматические и гидротермальные образования.

Рудные тела месторождения Дукат компактно размещаются среди риолитов аскольдинской свиты в северной части структуры. К наиболее важным особенностям руд месторождения относятся: большое разнообразие серебросодержащих минеральных видов; широкое распространение силикатов и карбонатов Mn; ограниченное содержание сульфидов, среди которых преобладают галенит и сфалерит. Главные продуктивные минералы представлены акантитом, кюстелитом, самородным серебром и его сульфосолями. Руды месторождения были сформированы в два этапа. В течение раннего этапа были последовательно образованы кварц-хлорит-полисульфидные рудные тела и секущие их кварц-хлорит-адуляровые жилы, продуктивные в отношении Ag. Формирование последних, по данным Rb-Sr метода, происходило  $84 \pm 1$  млн лет назад [3]. В поздний этап развития рудной минерализации были сформированы мощные плитообразные кварц-родонит-родохрозитовые рудные тела.

Проведенные нами исследования минерального состава вулканитов Дукатской ВПС позволили выделить локальный ареал предрудных послемагматических изменений риолитов, вмещающих руды Дукатского месторождения. Ниже приводятся данные о внутреннем строении ареала, химическом составе ПМ и результаты их Rb-Sr изотопного исследования.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные о парагенезисах ПМ из локальных зон изменений риолитов были получены в результате изучения образцов, отобранных из коренных пород естественных обнажений и бульдозерных зачисток. Исследуемая территория характеризуется высокой расчлененностью рельефа (абсолютные отметки варьируют в пределах 800–1200 м), а также отсутствием растительности. Такой способ сбора коллекции образцов дает возможность в наиболее полной мере (в отличие от просмотра керн скважин) проследить латеральные вариации минерального состава пород, выявить зоны концентрации микротрещин и полостей, выполненных ПМ. В процессе работы было просмотрено и исследовано около 500 штуфных образцов. Для детальных исследований отбирались те, которые содержали в полостях и прожилках максимальное количество новообразованных минералов. Морфология, соотношения индивидов в минеральных агрегатах изучались визуально, в шлифах и в сканирующем электронном микроскопе. Химический состав отдельных минералов изучался с помощью рентгено-спектрального микроанализа MS-46 Сатеса, аналитик И. П. Лапутина. Картины микро-

дифракции электронов для тонкодисперсных минеральных фаз были получены Н. В. Трубкиным в просвечивающем электронном микроскопе JEM-100С, оборудованном рентгеновским энергодисперсионным спектрометром, который позволяет регистрировать химические элементы от Na до U.

Rb-Sr изотопные исследования образцов были проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН с применением традиционных методов и подходов. Разложение валовых проб и силикатных минералов осуществлялось в смеси кислот  $\text{HNO}_3$  и HF (1:3). Кислотная смесь вместе с навеской образца выдерживалась во фторопластовом сосуде при температуре 80 °С до полного растворения пробы. Затем раствор упаривался досуха. Для перевода солей Rb и Sr в хлориды полученный осадок обрабатывался концентрированной HCl. Кальцит растворялся в 2N HCl, после чего раствор центрифугировался и упаривался. Выделение Rb и Sr было выполнено с помощью ионообменной хроматографии. Разделение элементов осуществлялось в среде 2N HCl в кварцевых колонках, заполненных 3 см<sup>3</sup> ионообменной смолой Dowex50X8. Суммарный уровень фона по всей процедуре химической подготовки образцов для Rb не превышал 0.1 нг, а для Sr – не более 0.15 нг. Для определения концентрации Rb и Sr в образцах использовался метод изотопного разбавления, где в качестве трасера выступала смесь изотопов <sup>85</sup>Rb и <sup>84</sup>Sr. Измерение изотопных отношений Rb и Sr проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Sector 54 (Великобритания). Для Rb применялся трехленточный режим с двумя Ta испарителями и одним Ta ионизатором. Анализ изотопного состава Sr выполнялся в традиционном одноленточном режиме на окисленном тантале [15]. Учет фракционирования изотопных масс в процессе измерения осуществлялся по отношению  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ . Надежность получаемых отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  контролировалась с помощью международного стандарта NBS SRM987.

Для того чтобы получить представление о соотношениях изотопов Sr к моменту активизации гидротермальных процессов в рудообразующей системе, нами были получены Rb-Sr изотопные характеристики для риолитов, практически не затронутых локальными послемагматическими изменениями. Кроме того, нами были рассчитаны значения изотопного состава Sr ПМ и вмещающих пород на возраст 84 млн лет [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{84}$ ] и  $\epsilon_{\text{Sr}}^*$  на тот же возраст.

\*Величина  $\epsilon_{\text{Sr}}$  использована нами в работе для более наглядного представления полученных данных с близкими значениями  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{84}$  на диаграммах. По Г. Фору [14], величина  $\epsilon_{\text{Sr}}$  представляет собою разницу между величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , рассчитанной для образца на определенный момент времени, и соответствующим значением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в однородном резервуаре на этот же момент времени.

Время начала гидротермальной деятельности в рудообразующей системе, соответствующее  $84 \pm 1$  млн лет, принято нами условно, поскольку образование ранних ПМ во времени и пространстве тесно связано с процессами рудоотложения, происходившими в этот период, и отделено значительной паузой (3–10 млн лет) от окончательного становления вулканогенной толщи наяханской свиты ( $90.5 \pm 2.5$  млн лет).

#### ОСОБЕННОСТИ ПРЕДУРНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ РИОЛИТОВ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

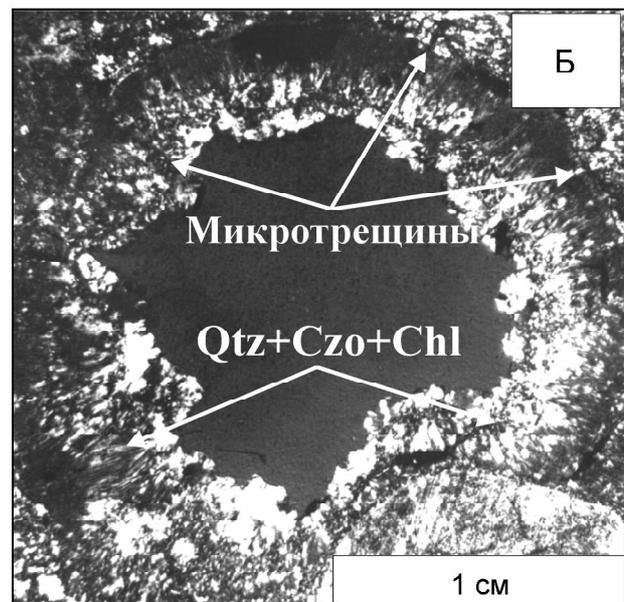
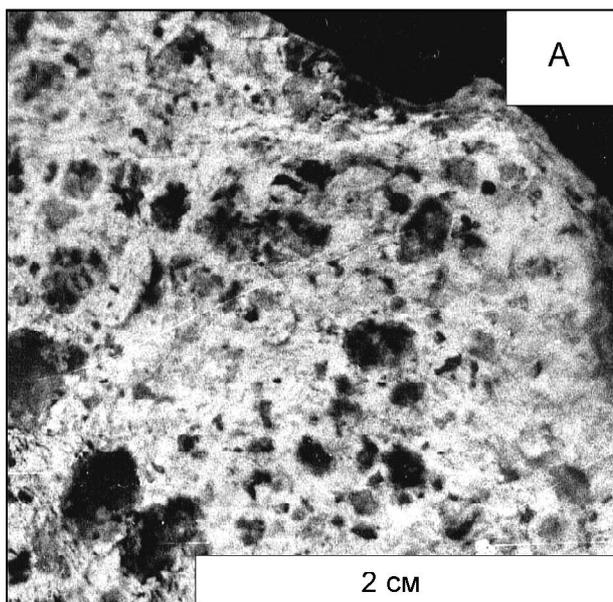
Предурные послемагматические изменения пород в пределах Дукатского рудного поля наиболее интенсивно проявлены в силах и дайках афировых, мелко- и крупнопорфировых разностей флюидальных риолитов, трассирующих системы радиально-концентрических разломов вулканической структуры. Площадь овального ареала их распространения около  $15 \text{ км}^2$  (рис. 1). Послемагматические минералы в измененных породах выполняют единую систему микротрещин и полостей, которая была благоприятна для циркуляции послемагматических растворов (рис. 2). Мощность микротрещин невелика и редко достигает 1–2 мм. Размеры полостей, приуроченных к узлам пересечения микротрещин или к центрам литофиз, могут достигать нескольких сантиметров. Наиболее крупные кристаллы ПМ (до 1–2 см) приурочены к стенкам полостей, где они образуют разнообразные по морфологии колонии и микроагрегаты.

Предурные ПМ образуют кварц-клиноцоизит-хлоритовую и кварц-хлорит-фенгитовую ассоциацию. Ассоциация, включающая клиноцоизит, характерна для краевой зоны ареала. Строение зоны асимметрично (рис. 1). Ее максимальная (до 5 км) мощность наблюдается на северном и западном флангах ареала. В южной и восточной частях ареала внешние границы зоны определяются позицией фрагментов систем скрытых региональных глубинных разломов субширотной Буюндино-Гижигинской и субмеридиональной Омсукчанской ослабленных зон.

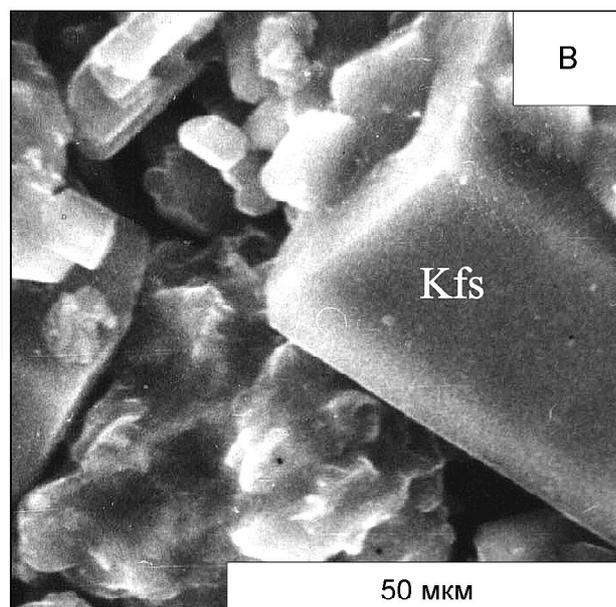
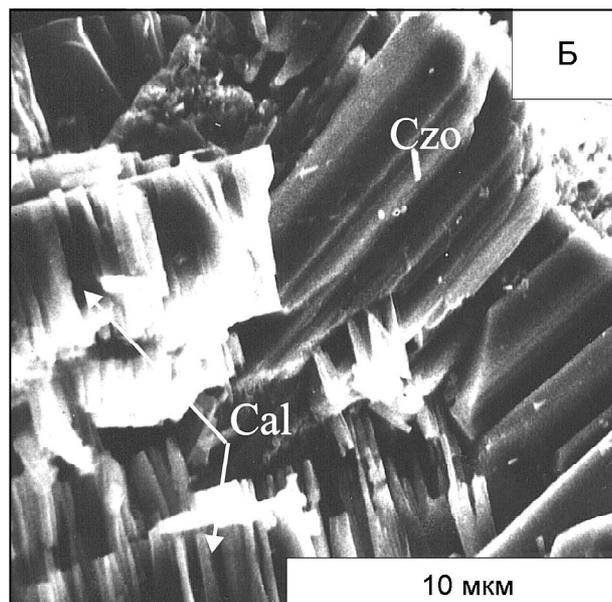
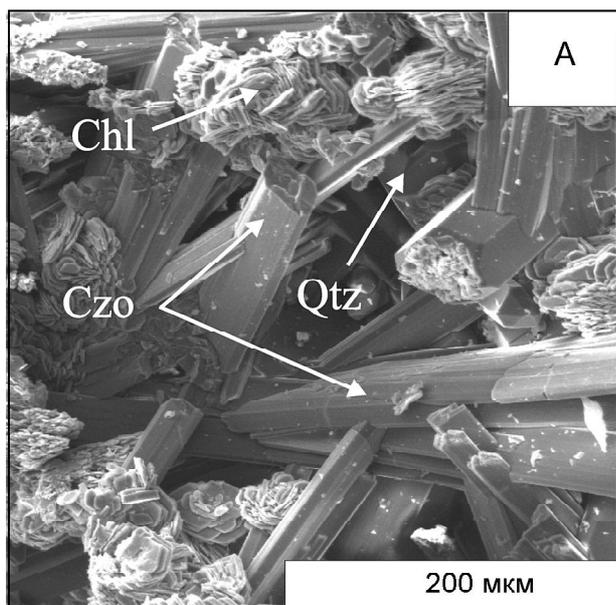
Кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация минералов представлена последовательно образованными крупными (до 1–1.5 см) кристаллами кварца, клиноцоизита и тесно срастающимися с ними более мелкими ( $< 1 \text{ мм}$ ) кристаллами хлорита, калиевого полевого шпата, более позднего кальцита (рис. 3).

Минералы кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации ПМ характерны для внутренней зоны ареала, где располагается основная часть продуктивных руд месторождения. В составе этой ассоциации наиболее распространены крупные призматические кристаллы кварца и различно ориентированные пакеты пластин хлорита (рис. 4). Среди них присутствуют кристаллы фенгита и адуляра.

Химический состав флюидальных риолитов, содержащих перечисленные ПМ, существенно отличается от состава аналогичных пород, не затронутых локальными послемагматическими изменениями (табл. 1). Разновидности риолитов, обогащенные



**Рис. 2.** Флюидальные риолиты наяханской свиты. В штучном образце риолита (А) и на фото прозрачного шлифа (Б) прослеживаются флюидальная структура основной массы риолита (А), микротрещины (Б) и многочисленные полости, выполненные различными ПМ. Символы минералов см. табл. 3.



**Рис. 3.** Минералы кварц-клиноцозит-хлоритовой ассоциации ПМ из литофиз флюидальных риолитов (СЭМ).

А – кристаллы кварца (Qtz), клиноцозита (Czo), микроагрегаты пластин хлорита (Chl); Б – пластины кальцита (Cal) и кристаллы клиноцозита; В – брусковидные кристаллы калиевого полевого шпата (Kfs) и чешуйки хлорита.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРЕДУДНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ Rb-Sr ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведенное нами исследование двух предрудных ассоциаций ПМ показало, что их распределение в пределах ареала не зависит от вариаций химического состава разновозрастных вмещающих риолитов. В табл. 2, 3 и 4 приводятся данные о химическом составе ПМ, а также величины  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопных отношений для некоторых минералов и вмещающих пород, на рис. 5 в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - \epsilon_{\text{Sr}}$  изображены соответствующие им точки.

#### Кварц-клиноцозит-хлоритовая ассоциация

Клиноцозит образует колонии бледно-розовых, желтовато-розоватых радиально-лучистых, параллельно-шестоватых кристаллов (рис. 3а, б). Для многих из них характерен скелетный, футлярообразный облик, многочисленны сингенетические полости, микротрещины, включения. Химический состав минерала (табл. 3) характеризуется невысокими величинами содержания оксидов Fe (6.29–9.28 мас. %), повышенными – оксида Mn (0.90–1.78 мас. %). В некоторых зернах были обнаружены примеси  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (до 0.09 мас. %) и ZnO (до 0.06 мас. %). Величина содер-

клиноцозитом и ассоциирующими с ним минералами, относительно обогащены оксидами Ca, Mn, Fe. Присутствие новообразованных карбонатов фиксируется повышением доли  $\text{CO}_2$  (до 0.11 мас. %). Разновидности риолитов, включающих хлорит, адуляр и фенгит, характеризуются повышенными содержаниями оксидов Fe и K.

Соотношения рудных тел и вмещающих их измененных разностей риолитов позволяют полагать, что ПМ, выполняющие системы прожилковых зон, и позднее сформированные гидротермальные руды составляют единую цепочку событий, проявленных в послемагматический период развития рудоносного блока после окончательного становления всей вулканогенной толщи.

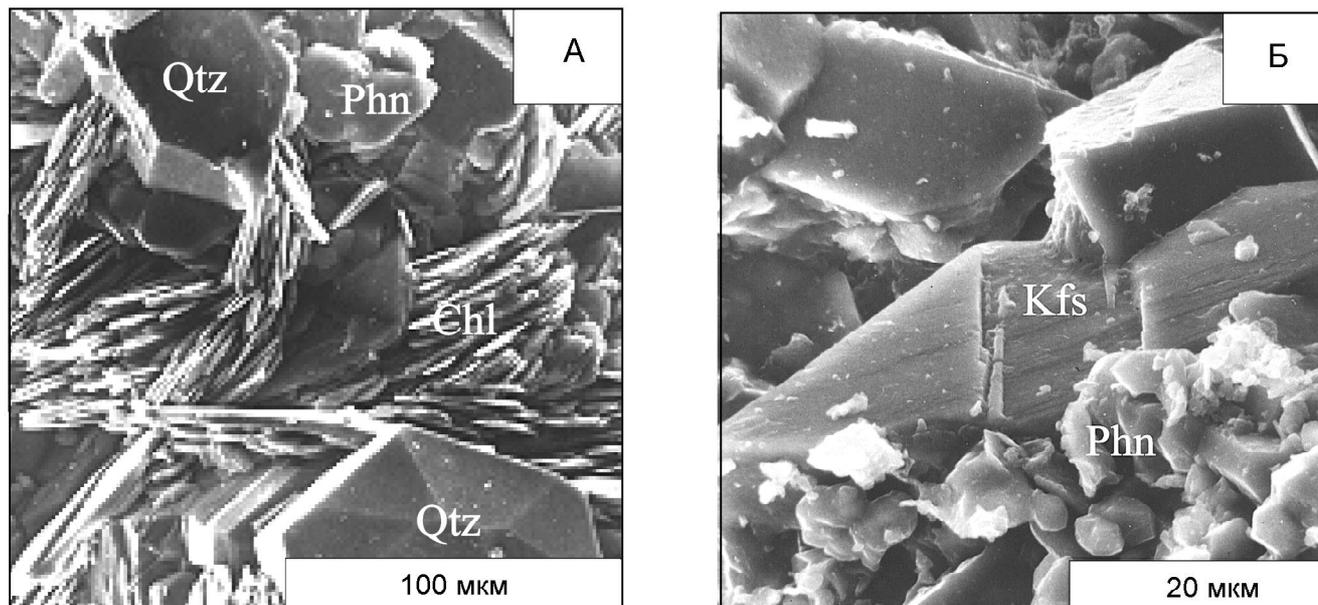


Рис. 4. Минералы кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации, расположенные на стенке полости литофизы из калиевого риолита (СЭМ).

А – кристаллы кварца (Qtz) с пластинами хлорита (Chl) и фенгита (Phn); Б – ромбовидные зерна адуляра (Kfs) среди массы хлорита и кварца.

Таблица 1. Химический состав вулканических пород Дукатской ВПС.

Возраст Свита	Ранний мел		Поздний мел				
	Аскольдинская		Тавгагумская		Наяханская		
Порода (№ пробы)	Игнимбрит (17/86)	Олигофировый флюид. риолит (12/87)	Двупироксеновый габбродиорит (32/86)	Кварцевый диорит (90/87)	Невадит (34/86)	Невадит (53/86)	Полифировый флюид. риолит (4/87)
Главные ПМ		Qtz, Chl, Kfs, Phn					Czo, Qtz, Chl, Kfs,
SiO <sub>2</sub>	71.66	79.46	54.27	63.74	75.23	75.20	73.48
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.14	1.46	0.82	0.12	0.15	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.48	11.86	18.29	16.80	12.95	12.53	14.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.84	1.84	1.13	1.45	0.31	1.20
FeO	0.41	0.41	6.07	3.61	0.64	1.31	0.87
MnO	0.03	0.03	0.22	0.07	0.05	0.07	0.10
MgO	0.04	0.04	3.52	1.51	0.13	0.09	0.08
CaO	0.11	0.05	8.50	4.46	0.53	0.50	1.08
Na <sub>2</sub> O	3.07	0.09	3.04	3.02	3.97	3.18	4.46
K <sub>2</sub> O	6.65	4.83	0.75	1.88	4.21	5.30	4.21
H <sub>2</sub> O	1.35	1.77	1.64	1.58	0.33	0.79	0.50
CO <sub>2</sub>							0,11
Сумма	99.44	99.63	99.69	98.62	99.77	99.56	100.28

жания пистацидового компонента (Ps), характеризующего долю Fe<sup>+3</sup> в октаэдрической позиции, занятой Al и Fe, невелика и колеблется от 0.13 до 0.18 форм. ед. Концентрации Rb и Sr были определены в двух образцах (табл. 4). Клиноцоизит характеризуется достаточно высокими концентрациями Sr (171 и 289 г/т), тогда как для Rb установлены низкие значения содержаний (1.4 и 0.07 г/т). Величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношений в изученных образцах близки друг к другу и составляют 0.70494±4 и 0.70491±4 (табл. 4).

К-полевой шпат представлен прозрачными бесцветными кристаллами брусковидного облика (рис. 3в). Величина содержания Na<sub>2</sub>O достигает 3.33 мас. %, Sr и Rb – соответственно 196 и 8.7 г/т. Для минерала характерны низкие <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr изотопные отношения, равные 0.128±1 и 0.70475±2 соответственно. Рассчитанное значение (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>84</sub> ниже, чем у клиноцоизита, и равно 0.7046 (табл. 4).

Таблица 2. Rb–Sr изотопные данные для пород аскольдинской (1), тавватумской (2) и наяханской (3) свит.

Номер	Анализируемый материал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (на 84 млн лет)	$\epsilon_{\text{Sr}}$ (T=84 млн лет)	Ссылки
К-риолиты (1)								
614	порода	189	40	13,74	0,7267±2	0,7103	+83	
615	—«—	216	32	19,78	0,7380±2	0,7144	+141	
630	—«—	235	55	12,49	0,7249±4	0,7100	+79	[3]
662	—«—	160	100	4,63	0,7113±2	0,7060	+19	
677	—«—	236	40	17,08	0,7333±3	0,7129	+120	
Габбродиорит, диорит (2)								
32/86	плаггиоклаз из двупироксенового габбродиорита	13,8	534	0,075	0,70462±2	0,7045	+1,8	данные авторов
90/87	кварцевый диорит плаггиоклаз	33,1 5,6	410 969	0,2335 0,017	0,70467±1 0,70445±2	0,7044 0,7044	-3,2	
К-Na-риолиты (3)								
869	порода	233	60	11,26	0,7233±1	0,7099	+77	
872	—«—	249	42	18,8	0,7322±1	0,7098	+76	[3]
822	—«—	209	33	18,48	0,7306±2	0,7085	+59	
34/86	порода	154	145	3,08	0,70868±2	0,7050	+8,2	
53/86	полевой шпат	212	225	2,73	0,70832±2	0,7049	+6,9	данные авторов
	порода	161	86,4	5,41	0,71134±2			
1625	полевой шпат	85	204	1,21	0,70618±2	0,7047	+3,8	
	порода	106	164	1,87	0,7069±1			
730	—«—	130	97	3,89	0,7096±1	0,7050	+7,9	
732	—«—	128	103	3,59	0,7089±1	0,7046	+3,0	
725	—«—	95	158	1,74	0,7067±1	0,7046	+3,1	[2]
726	—«—	126	143	2,55	0,7078±1	0,7048	+5,0	
734	—«—	105	117	2,60	0,7078±1	0,7047	+4,2	

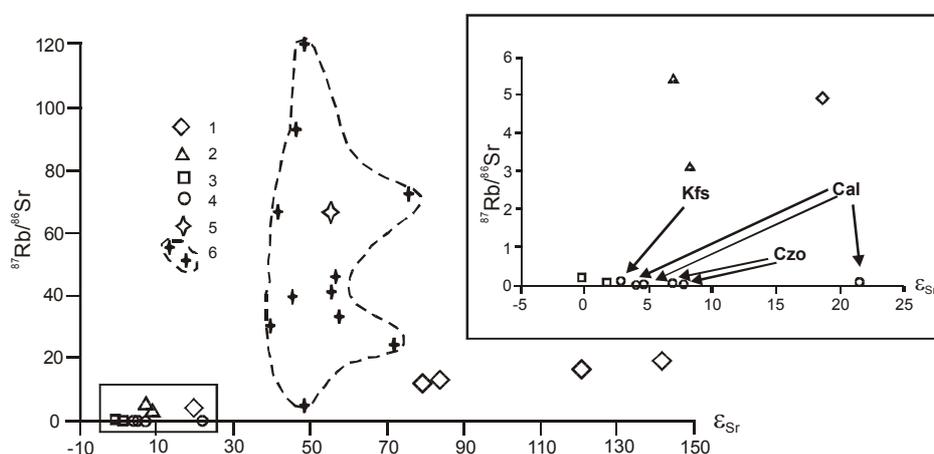


Рис. 5.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $\epsilon_{\text{Sr}}$  диаграмма, на которой показаны области значений для вулканитов аскольдинской (1), наяханской (2), тавватумской (3) свит, а также значения, соответствующие минералам кварц-клиноцистит-хлоритовой (4) и кварц-хлорит-фенгитовой (5) ассоциаций ПМ. Пунктирной линией (6) оконтурена область, соответствующая адулярам из рудных тел раннего этапа месторождения Дукат. Все значения  $\epsilon_{\text{Sr}}$  для пород и минералов приведены для возраста 84 млн лет.

Железистый хлорит представлен овальными темно-зелеными пластинами. Они слагают лентовидные агрегаты (рис. 4а). К наиболее характерным особенностям химического состава хлоритов (табл. 3) относятся высокие содержания оксидов Mn (до 6.58 мас. %) и Fe (до 38.58 мас. %). При этом величины содержаний MgO в них не превышают 1.29 мас. %. Величина железистости (Fe/Fe+Mg) – 0.94–0.95. Велика доля Al<sup>IV</sup> (от 2.4 до 2.6 форм. ед.).

Кальцит представлен параллельно-шестоватыми агрегатами, образующими различно ориентированные пластины толщиной несколько микрон (рис. 3б). Края пластин, разделяющих полые пространства на отдельные сегменты, прочно соединяются с расположенными на стенках полостей более ранними кристаллами кварца и клиноцистита. В химическом составе кальцита обнаружены примеси оксидов Mn, Fe, Mg, величины содержаний кото-

Таблица 3. Химический состав предрудных ПМ из флюидальных риолитов Дукатского рудного поля.

свита	Наяханская, поздний мел							Аскольдинская, ранний мел					
Мин. ассоц.	Кварц-кальцит-калишпат-клиноцоизитовая							Кварц-адуляр-фенгит-хлоритовая					
№ обр.	4/87				9/86			29/86		1/86			
минерал	Czo	Chl	Kfs	Cal	Czo	Chl	Cal	Czo	Cal	Chl	Phn	Phuc	Kfs
SiO <sub>2</sub>	38.20	23.46	65,35		38.71	23.51		38.97		25.53	45.33	46.65	64,17
TiO <sub>2</sub>	0.07									0.03			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.65	21.36	18,86		28.02	21.05		24.83		20.13	30.22	26.76	19,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.90				6.29			9.28					
FeO		38.58		0,15		35.02				36.70	4.87	4.90	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.03								0.12	0.04	1.14	
MnO	0.90	3.58		4,11	1.69	6.58	0,06	1.78	3,20	3.76	0.05	0.01	
CaO	21.79			51,62	23.27		56,02	22.63	52,51				
MgO		1.11				1.29			0,19	2.19		0.45	
K <sub>2</sub> O			11,80								9.15	9.45	15,65
Na <sub>2</sub> O			3,33										0,34
CO <sub>2</sub>				43,15			44,00		43,40				
Сумма	96.50	88.12	99,34	99,03	97.99	87.45	100,08	97.49	99,30	88.46	89.66	89.36	99,70
Si	3.00	5.43	2.99		3.01	5.56		3.09		5.77	6.47	6.72	2.98
Ti	0.01									0.02			
Al <sup>IV</sup>		2.57				2.44				2.23	1.53	1.28	
Al <sup>VI</sup>	2.65	3.20			2.57	3.14		2.32		3.27	3.55	3.26	
Al <sup>+3</sup>			1.02										1.03
Fe <sup>+3</sup>	0.40				0.37			0.51					
Fe <sup>+2</sup>		7.40				6.73		0.04		6.39	0.58	0.59	
Cr										0.05		0.13	
Mn	0.06	0.67		0.12	0.11	1.32		0.12	0.09	0.73			
Ca	1.88			1.88	1.94		2.00	1.92	1.90				
Mg		0.38				0.46			0.01	0.72	0.01	0.10	
Na			0.30										0.03
K			0.69								1.67	1.73	0.93
Катионы Fe/Fe+Mg	8.00	19.69	4.99	2.00	8.00	19.64	2.00	8.00	2.00	19.57	13.81	13.83	4.98
		0.95				0.94				0.90	0.99	0.87	
Ps	0.13				0.13			0.18					
T °C		350				330				300	250	260	

Примечание. Минералы: Czo – клиноцоизит, Chl- хлорит, Cal – кальцит, Kfs – калиевый полевой шпат, Phuc – фуксит, Phn – фенгит. Температуры образования хлоритов и фенгитов рассчитаны соответственно по уравнениям:  $T = 61,92 + 321,98 \cdot (Al^{IV})$  и  $T = 0,7928 - R_{Cr}/0,0025$  с точностью до 10 °C [19, 20]. Оксиды – в мас. %, катионы – в форм. ед.

Таблица 4. Rb–Sr изотопные данные для послемагматических минералов флюидальных риолитов Дукатского рудного поля.

Номер образца	Минерал	Rb, ppm	Sr, ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (на 84 млн лет)	ε <sub>Sr</sub> (T=84 млн лет)
Кварц-клиноцоизит-хлоритовая минеральная ассоциация							
9/86	Клиноцоизит	0,07	289	0,001±5	0,70494±4	0,70494	+7,6
4/87	—«—	1,40	171	0,02±1	0,70491±4	0,70489	+6,9
4/87	Адуляр	8,7	196	0,128±1	0,70475±2	0,70460	+2,8
9/86	Кальцит	0,03	161	0,001±3	0,70469±2	0,70469	+4,1
4/87	—«—	1,00	58	0,046±8	0,70597±3	0,70592	+21,0
29/86	—«—	0,40	148	0,008±5	0,70474±6	0,70473	+4,7
Кварц-хлорит-фенгитовая минеральная ассоциация							
16/86	Адуляр	93	4,1	66,8±2	0,7880±1	0,70827	+54,0

рых соответственно не превышают 4.11, 0.15 и 0.15 мас. %. Результаты Rb-Sr изотопного исследования трех образцов показали заметные вариации изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, значения которых варьиру-

ют от 0.7047 до 0.7060 (табл. 4). Эти вариации не зависят от концентраций Rb, значения которых невелики и изменяются от 0.03 до 1 г/т. Максимальная величина отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr фиксируется в образце с наиболее низким содержанием Sr (58 г/т).

### Кварц-хлорит-фенгитовая ассоциация

Железистый хлорит представлен хорошо оформленными гексагональными пластинами, окрашенными в травяно-зеленые тона различной интенсивности (рис. 4а). Размер отдельных кристаллов колеблется от 10 до 500 мкм. По своему химическому составу и структурному состоянию хлорит из данного парагенезиса близок к хлориту из кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциации (табл. 3). Он также характеризуется значительной железистостью, высокими содержаниями MnO (от 3.76 до 5.96 мас. %), присутствием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (до 0.12 мас. %), ZnO (до 2.29 мас. %), S (до 2.1 мас. %). При этом величина  $\text{Al}^{\text{IV}}$  понижена (до 2.08 форм. ед.). Этот хлорит весьма близок по составу к хлоритам ранних продуктивных рудных зон месторождения Дукат. По данным, которые приводят О. В. Русинова и В. Л. Русинов [10], последний также относится к высокожелезистой разновидности и содержит повышенные содержания Mn.

Железистый фенгит образует мелкие (диаметром до 1.0 мм), изогнутые, овальные белые пластины, тесно срастающиеся с хлоритом и кварцем (рис. 4а). Все проанализированные фенгиты, как и подобает этому минералу, содержат в октаэдрической позиции  $\text{Fe}^{+2}$  в количестве до 0.60 форм. ед. (табл. 3). Дефицит положительных зарядов компенсируется уменьшением содержания  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и соответствующим ростом  $\text{Si}^{+4}$ . Фуksит, Sr-содержащая разновидность фенгита, образует разрозненные микроагрегаты изогнутых светло-зеленых чешуек. При достижении величины содержания фуksитового компонента в минерале значения 6.5%, его железистость изменяется от 1.00, характерной для обычного фенгита, до 0.87 (табл. 3).

Адуляр представлен уплощенными, молочно-белыми и розоватыми, ромбоэдрическими кристаллами, величина которых может достигать нескольких миллиметров (рис. 4б). По сравнению с K-полевым шпатом, ассоциирующим с клиноцоизитом, адуляр содержит значительно меньше  $\text{Na}_2\text{O}$  (всего 0.34 против 3.33 мас. %) и Sr (4 против 196 г/т) при высокой концентрации Rb (94 г/т). Рассчитанное значение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{84}$  для этого минерала составляет 0.7083 (табл. 4).

Приведенные данные об ареалах распространения, химическом составе ПМ из двух парагенезисов указывают на их принадлежность к рудообразующей системе, образовавшей месторождение Дукат. Об этом свидетельствуют высокое содержание Mn в минералах рудных тел и зон локальных послемагматических изменений, а также присутствие в ПМ примесей Zr и S. Реконструкция условий формирования прерудных ПМ может дать представление о некоторых параметрах состояния рудообразующей системы на ранних стадиях ее развития, непосредственно предшествующих массовому рудоотложению.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Физико-химические параметры условий формирования прерудных ПМ могут быть реконструированы с помощью известных геотермометров, а также с привлечением экспериментальных данных и теоретических расчетов, касающихся параметров областей устойчивости некоторых минеральных парагенезисов.

Температуры кристаллизации хлоритов и фенгитов, приведенные в табл. 3, были рассчитаны по уравнениям, предложенным М. Кателино [19, 20]. Изучение новообразованных белых слюд и хлоритов из различных гидротермальных и метаморфических систем, проведенное этим автором, показало, что существуют четко выраженные зависимости вариаций содержания  $\text{Al}^{\text{IV}}$  у хлоритов и пиррофиллитового компонента у белых слюд от температур, при которых кристаллизовались эти минералы.

Судя по рассчитанным температурам кристаллизации Fe-хлорита, кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация минералов могла быть образована при температурах 330–350 °С. Этот интервал близок к значениям температур (около 320 °С), при которых по расчетам Д. Берда и др. [17] могут совместно существовать клиноцоизит и калиевый полевой шпат. Fe-хлориты и Fe-фенгиты из кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации внутренней зоны ареала могли формироваться в интервале 250–300 °С. Снижение температуры кристаллизации минералов, последовательно образованных в периферической и центральной частях ареала, фиксируется также в различиях морфологического облика калиевого полевого шпата и его химического состава. По данным, которые приводит В. А. Павлишин [7], псевдотетрагональные (брусковидные) кристаллы калиевого полевого шпата (габитусные формы {010} и {001}, вытянутость по {100}) из кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциации формируются при более высоких температурах по сравнению с температурами образования кристаллов адуляра (габитусные грани {110} и {101}), ассоциирующего с кварцем и хлоритом.

Значения температур и других параметров кристаллизации изученных нами ПМ соответствуют измеренным и рассчитанным аналогичным значениям для сходных парагенезисов гидротермально измененных пород современных активных и древних геотермальных систем, данные по которым представлены в [6, 16, 18, 21, 22, 26]. На территориях современных геотермальных систем в 3-х километровой толще гидротермально измененных пород зафиксирована четкая минеральная зональность, которая обус-

ловлена закономерным изменением физико-химических условий в местах разгрузки растворов по мере их удаления от глубинного источника тепла. В связи с этим есть все основания полагать, что изученные нами предрудные ПМ были образованы в глубинной (1500–800 м от палеоповерхности) части рудообразующей системы. Согласно представлениям Р. Г. Силлитоу [27], Д. В. Рундквиста [9], Р. Хенли и А. Элліса [25] и Д. Хаяба и др. [23] подобные глубинные высокотемпературные области “вулканогенных” рудообразующих систем представляют собой восходящие гидротермальные плюмы. Их образование связывается с возникновением на глубине 4–5 км магматической камеры, являвшейся источником тепла, необходимого для активизации гидротермальной деятельности. Предполагается, что первоначальный состав восходящих гидротермальных растворов был образован при смешении пневматолито-гидротермальных флюидов, отделявшихся от магматического очага, и метеорных вод.

Определенная последовательность кристаллизации предрудных ПМ от внешней зоны ареала к его внутренней части может быть связана с изменениями характера флюидного режима системы. Как показали исследования Д. Хеденквиста [24], наиболее высокие температуры кристаллизации минералов краевой зоны могут быть связаны со снижением объема растворенных газов в минералообразующей среде за счет их удаления в окружающее пространство. Напротив, повышенная роль летучих в растворах центральной части системы могла привести к вскипанию растворов и кристаллизации ПМ при более низких температурах.

Минералообразующая среда, в которой последовательно формировались изученные ПМ, характеризовалась низкой фугитивностью кислорода. Расчеты фугитивности  $O_2$  для аутигенных эпидотсодержащих минеральных ассоциаций из активных геотермальных систем Салтон Си (Калифорния), Серро Приэто (Мексика), Лардерелло-Тревел (Италия), Сан Мартин (Мал. Антильские о-ва) показали, что маложелезистые ( $P_s = 15–30$ ) эпидоты кристаллизуются в условиях низкой фугитивности  $O_2$ , контролируемой кварц-фаялит-магнетитовым буфером, и ассоциируют с высокожелезистым хлоритом. Активными восстановителями в системе могли быть соединения углерода, о чем свидетельствует появление кальцита, образованного вслед за кристаллизацией клиноцоизита, хлорита и калиевого полевого шпата [16, 18, 21].

Повышение активности кислорода в локальных участках эволюционирующей системы, приведшее к образованию кальцита в ассоциации с клиноцоизитом и фуксита в ассоциации с Fe-хлоритом, следует связывать с процессами взаимодействия

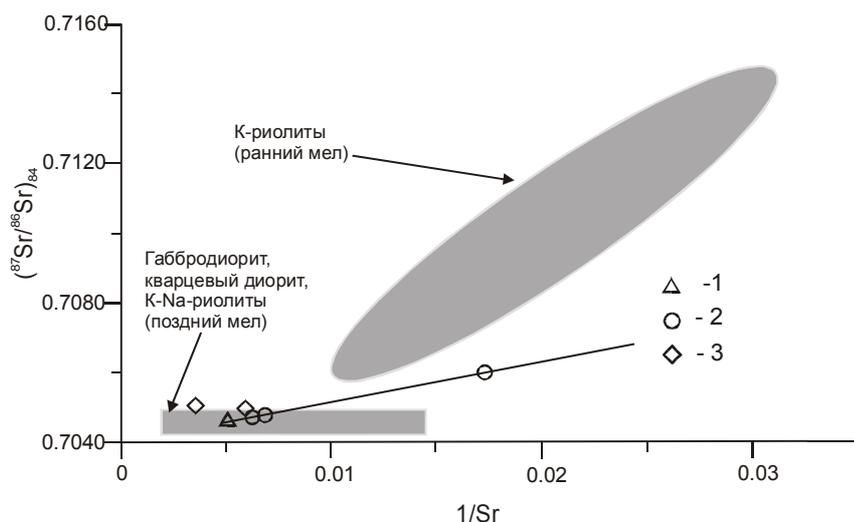
восстановленных гидротермальных растворов и поровых растворов вмещающих риолитов. Исследования, проведенные Н. П. Лаверовым, В. Л. Барсуковым, В. И. Мальковским и др. [5], показали, что именно такой характер взаимодействия рудоносных растворов и вмещающей среды проявляется в тех случаях, когда продуктивные жильные зоны сочетаются со слабо проявленными метасоматическими изменениями боковых пород.

Веским аргументом, свидетельствующим в пользу существования процессов смешения в гидротермальной системе, является четко проявленная корреляция между величинами содержаний Sr и значениями первичных изотопных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в ПМ. Эта зависимость показана на рис. 6. Четыре точки, соответствующие адуляру и трем кальцитам, образуют прямую линию. Выявленная линейная зависимость для этих проб может быть описана моделью изотопного смешения Sr из двух источников, различающихся величиной отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Изотопные составы Sr крайних членов этой смеси могут характеризовать потенциальные источники поступления Sr в гидротермальный раствор. Для одного из них величина  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения  $> 0.7060$ , а для другого  $< 0.7046$ . Точки, соответствующие на этом графике клиноцоизиту, лежат выше этой линии. Вероятно, изотопный состав Sr в этом минерале определялся более сложной моделью смешения.

Таким образом, полученные нами данные о составах и свойствах предрудных ПМ указывают на то, что они были образованы в глубинной части гетерогенной рудообразующей системы в условиях формирования пропилитов при низкой фугитивности  $O_2$ . На ранней предрудной стадии развития рудообразующей системы происходили процессы смешения растворов, обладающих разным изотопным составом Sr.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленный нами перечень предрудных ПМ Дукатского рудного поля в общих чертах сходен с приводимым Н. В. Петровской [8] и Л. В. Таусоном и др. [11] перечнем продуктов ранних стадий рудообразования в большинстве гидротермальных месторождений (за исключением колчеданных). Для них отмечается существенная роль кварца, а также слюды, хлоритов, полевых шпатов, карбонатов. Отличительной особенностью исследованных нами ассоциаций является широкое распространение клиноцоизита. Широкое распространение среди двух предрудных ассоциаций минералов фемического состава позволяет полагать, что вмещающие кислые вулканические породы вряд ли могли являться главным источником компонентов для ранних порций гидротермальных растворов.



**Рис. 6.**  $1/Sr - (^{87}Sr/^{86}Sr)_{84}$  диаграмма демонстрирует зависимость между величиной, обратно пропорциональной концентрации Sr, и его начальным изотопным составом в минералах кварц-клиноцоизит-хлоритовой ассоциации ПМ.

1 – калиевый полевой шпат; 2 – кальцит; 3 – клиноцоизит. На этой диаграмме также показаны области для вулканических пород, данные по которым приведены в таблице 2.

Известные и полученные нами Rb-Sr данные для вулканитов и ПМ, особенности химического состава последних (табл. 2, 3, 4) предоставляют возможность получить дополнительную информацию о геохимических особенностях различных источников, образующих ранние порции гидротермальных растворов. На рис. 5 нанесены точки, соответствующие главным разновидностям вулканогенных пород и изученным ПМ. Положение точек, соответствующих К-риолитам, обособлено. Эти породы характеризуются самыми высокими значениями  $\epsilon_{Sr}$  ( $>+19$ ). Напротив, для позднемеловых вулканитов и ПМ клиноцоизитсодержащей ассоциации характерны низкие значения  $\epsilon_{Sr}$  (соответственно от  $-3.2$  до  $+6.9$  и от  $+2.8$  до  $+21.0$ ). Точки для этих ПМ образуют на диаграмме четко выраженный линейный тренд. Его образование можно связать с процессами смешения Sr из двух источников, характеризующихся различными величинами  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения и  $\epsilon_{Sr}$ . Один из них обладал низкими значениями этих двух параметров и мог принадлежать либо древним породам нижней коры с низким  $^{87}Rb/^{86}Sr$  отношением, либо магматическим образованиям, отделившимся от мантии незадолго до 84 млн лет. Однако широкое распространение в пределах рудного поля фемических ПМ (фуксита, Sr-содержащих клиноцоизита и Fe-хлорита), поздних даек базальтов, а также известные выходы на поверхность ультраосновных пород в регионе свидетельствуют в пользу второго предположения. Это позволяет ставить вопрос о участии “базитового” источника в формировании химического состава гидротермальных растворов.

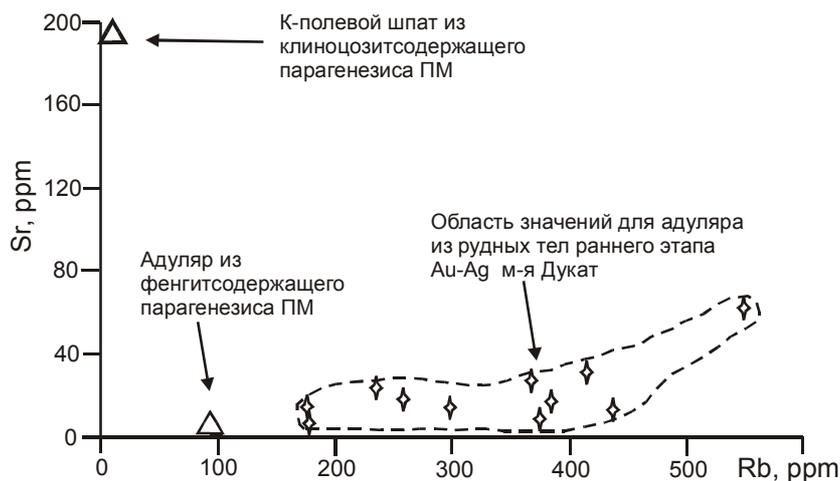
В качестве источника с повышенными значениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения и  $\epsilon_{Sr}$  могли выступать легко проницаемые К-риолиты, насыщенные микротрещинами и полостями. Поскольку в ранних ПМ установлены весьма низкие значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношений, то процессы химического взаимодействия в системе

флюид – вмещающие породы на ранней стадии развития рудообразующей системы были ограничены.

Rb-Sr изотопная систематика адуляра из кварц-хлорит-фенгитовой ассоциации существенно отличается от систематики калиевого полевого шпата, ассоциирующего с клиноцоизитом (табл. 4). Минерал характеризуется высокими  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношениями ( $66.8 \pm 2$  и  $0.7880 \pm 1$  соответственно). Соответствующая ему точка с высоким значением  $\epsilon_{Sr}$  (54.0) на рис. 5 располагается в области значений, характерных для адуляров из продуктивных рудных тел месторождения Дукат.

Сопоставление минералогических, геохимических и изотопных данных, полученных для последовательно образованных минералов кварц-клиноцоизит-хлоритовой и кварц-хлорит-фенгитовой ассоциаций, позволяет рассмотреть особенности эволюции рудообразующей системы на предрудной стадии ее развития. Судя по изменению химических составов главных ПМ двух ассоциаций, образованных по мере снижения температур от  $350$  до  $250$  °C, в системе происходило снижение содержаний Ca, Mn, Fe, Ti, Sr и повышение – K, Rb и  $H_2O$ . Изменения соотношений Rb и Sr в гидротермальной системе нашло свое отражение в изменении содержаний этих элементов в калиевых полевых шпатах послемагматических предрудных ассоциаций и рудных тел (рис. 7).

Значительный разрыв в значениях содержаний Na, Sr, Rb, а также изотопного состава Sr у калиевых полевых шпатов из двух ассоциаций указывает на то, что эволюция рудообразующей системы на ранней предрудной стадии ее развития носила скачкообразный характер. В период, разделяющий образование клиноцоизит- и фенгитсодержащих ассоциаций, произошла ее перестройка. В результате в системе резко изменился изотопный состав Sr в сторону роста содержания его радиогенного компонента. При этом гидротермальные растворы обогащались литофильными элементами (Si, Al, K и Rb), которыми



**Рис. 7.** Диаграмма зависимости концентрации Rb и Sr для адуляра из двух последовательно образованных ассоциаций предрудных ПМ. Здесь же показана область значений для адуляра рудных тел раннего этапа месторождения Дукат.

так богаты вмещающие К-риолиты. Фемические компоненты, включающие Fe, Ca, Sr и Sr, были унаследованы от самых ранних порций гидротермальных растворов.

Данные о перераспределении химических элементов в последовательно образованных ранних продуктах гидротермальной деятельности весьма сходны с основными чертами геохимической зональности, отмеченными Д. В. Рундквистом и И. А. Нежинским [9] для малоглубинных гидротермальных месторождений.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные о составе и распределении ПМ в риолитах Дукатской ВПС указывают на то, что их образование было тесно связано с эволюцией рудообразующей системы, сформировавшей уникальное Au-Ag месторождение Дукат. Формирование предрудных ПМ происходило на глубинах 800–1200 м от палеоповерхности в восстановительной обстановке по мере снижения температуры системы от 350 до 250°C. Во внешней зоне обширного ареала (около 15 км<sup>2</sup>) проявлена кварц-клиноцоизит-хлоритовая ассоциация ПМ, а во внутренней, вмещающей продуктивные рудные тела – кварц-хлорит-фенгитовая.

Полученные данные по изотопному составу Sr ПМ позволили установить, что в формировании химического состава ранних порций гидротермальных растворов рудообразующей системы принимали участие два типа источников с различными значениями отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. В качестве источника с низким изотопным составом Sr могла выступать базитовая магма, служившая источником тепла, необходимого для активизации гидротермальной деятельности. Это положение подтверждается широким распространением среди ПМ минералов фемического профиля, примесями Sr в клиноцоизитах и хлоритах, а также присутствием Sr-содержащей слюды – фуксита.

Последовательное образование минералов клиноцоизит- и фенгитсодержащих предрудных ассоциаций указывает на то, что эволюция рудообразующей системы на предрудной стадии ее развития сопровождалась снижением роли Fe, Ti, Mn, Ca, Sr, появление которых мы связываем с "базитовым" источником, и повышением роли литофильных элементов (Si, Al, K, Rb). Эти тенденции сопровождалось ростом влияния источника, характеризующегося высоким <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношением. В качестве последнего могли выступать К-риолиты аскольдинской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64160 и мас. 01-05-06117).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А., Русинов В. Л., Маракушев А. А. и др. Метасоматизм и метасоматические горные породы. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
2. Колесников Д. И., Шергина Ю. П., Розинов М. И., и др. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (северо-восток России) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 80–86.
3. Константинов М. М., Наталенко В. Е., Калинин А. И. и др. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 204 с.
4. Кравцова Р. Г., Захаров М. Н. Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-сереброносной рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 5. С. 28–38.
5. Лаверов Н. П., Барсуков В. Л., Мальковский В. И., Пэк А. А. Гидродинамические условия смешения растворов при формировании секущих рудных жил в слоистых толщах // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37, № 4. С. 344–357.
6. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Наука, 1963. 172 с.
7. Павлишин В. И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.
8. Петровская Н. В., Мозгова Н. Н., Бородаев Ю. С. и др.

- Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. М.: Наука, 1987. 228 с.
9. Рундквист Д.В., Нежинский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
  10. Русинова О. В., Русинов В. Л., Тронева Н. В. Состав и некоторые особенности структуры и условия образования околорудных и рудных хлоритов и бартьеритов // *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений*. М.: Наука, 1986. С. 5–40.
  11. Таусон Л. В., Гундобин Г. Н., Зорина Л. Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
  12. Филимонова Л. Г. Индикаторы оруденения в вулканитах Востока СССР // *Тихоокеан. геология*. 1991. № 6. С. 54–66.
  13. Филимонова Л. Г. Парагенезисы гидроокислов марганца в орогенных вулканитах, как индикаторы эрозивного среза сереброносных рудных полей // *Докл. РАН*. 1995. Т. 344, № 4. С. 513–515.
  14. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 600 с.
  15. Чернышев И.В., Сердюк Н.И., Журавлев Д.З. и др. Прецизионный изотопный анализ стронция с использованием одноленточного режима ионизации // *Масс-спектрометрия и изотопная геология*. М.: Наука, 1983. С. 30–43.
  16. Beaufort D., Patrier, P., Meunier A. et al. Chemical variations in assemblages including epidote and/or chlorite in the fossil hydrothermal system of Saint Martin (Lesser Antilles) // *J. of Volcan. and Geothermal Research*. 1992. V. 51, N 1–2. P. 95–114.
  17. Bird, D. K., Schiffman, P., Elders, W. A. et al. Calc-silicate mineralization in active geothermal systems // *Econ. geol.* 1984. V. 79, N 4. P. 671–695.
  18. Caruso, L. J., Bierd, D., K., Cho, M. et al. Epidote-bearing veins in the state 2–14 drill hole: implications for hydrothermal fluid composition // *Journal of Geophysical Research*. 1988. V. 93, N B11. P. 13.123–13.133.
  19. Cathelineau M., Izquierdo G. Temperature – composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system // *Contrib Mineral. Petrol.* 1988. V. 100, N 4. P. 418–428.
  20. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay Minerals*. 1988. V. 23, N 4. P. 471–485.
  21. Cavarretta, G., Gianelli, G., Puxeddu, M. Formation of authigenic minerals and their use as indicator of the physico-chemical parameters of the fluid in the Larderello-Traval geothermal field // *Econ. Geol.* 1982. V. 77, N. 5. P. 1071–1084.
  22. Elders, W. A., Bird, D. K., Williams A. E. et al. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico // *Geothermic*. 1984. N 13. P. 27–47.
  23. Hayba D. O., Bethke P. M., Heald P., Foley N. K. Geologic mineralogic, and geochemicals of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits // *Reviews in economic geology. Geology and geochemistry of epithermal systems*. 1985. V. 2. P. 129–167.
  24. Hedenquist J. W. Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation in late Cenozoic Volcanism in New Zealand // *The Royal Society of New Zealand Bulletin*. 1986. V. 23. P. 134–168.
  25. Henley R. W. and Ellis A. J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // *Earth-science reviews*. 1983. V. 19, N 1. P. 1–50.
  26. Hulden J. B., Nelson D. L. Hydrothermal alteration in the Baca geothermal system, Radondo Dome, Valles Caldera, New Mexico // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91, N B2. P. 1867– 1886.
  27. Sillitoe R. H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1973. V. 68, N 6. C. 799–815.

Поступила в редакцию 8 апреля 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

**L. G. Filimonova, A. V. Chugaev**

### **The role of basite matter and host rhyolites in the formation of the pre-ore postmagmatic minerals of the Dukat ore field, Northeast Russia**

The study of chemical composition and variations in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in postmagmatic minerals and host rhyolites of the unique Au-Ag Dukat ore field indicated that the minerals formed from heterogeneous hydrothermal solutions in reducing conditions of the propylitic facies, and basite matter took part in the chemical composition of the early pre-ore portions of the postmagmatic hydrothermal solution. The evolution of the ore-bearing system proceeded with the temperature dropping from 350 to 250°C at the early stage of its development. Fe, Mn, Ca, Ti, and Sr contents were reduced, and K, Rb,  $^{87}\text{Sr}$  contents increased with the temperature reduction and the quartz-clinozoisite-chlorite and quartz-chlorite-phengite mineral assemblages formation. The host rhyolites were the source of the strontium radiogenic component and lithophile elements.