

УДК 550.93:553.441.1(470.13)

## Rb–Sr-ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕЗОТЕРМАЛЬНОГО Au-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЛОВЕЙС, ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2004 г. Ю. О. Ларионова, А. В. Самсонов, А. А. Носова

Представлено академиком О.А. Богатиковым 14.01.2004 г.

Поступило 22.01.2004 г.

Среди различных промышленных типов золоторудных месторождений важную роль играют архейские мезотермальные месторождения золота зеленокаменных поясов, выделяемые в англоязычной литературе как “lode-gold deposits” [1]. Разные по масштабам, включая крупные и уникальные, месторождения этого типа детально изучены и эксплуатируются в большинстве гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) Мира [2]. Аутсайдером остается Карельская ГЗО (Балтийский щит), на территории которой на сегодня известны лишь несколько небольших месторождений и рудопроявления золота [1, 3]. Связано ли это с особенностями тектонической эволюции и золоторудных процессов Карельской области в архее? Или же это результат структурной и вещественной переработки архейских золоторудных месторождений и перераспределения золота в палеопротерозойское время? Есть основания предполагать значимый вклад второго фактора, поскольку главным отличием Карельского блока от архейских кратонов с масштабным золотым оруденением является его интенсивная переработка в ходе свекофеннской орогении 1.95–1.80 млрд. лет назад, которая сопровождалась мезотермальной золоторудной минерализацией и в архейских, и в палеопротерозойских комплексах [3–6]. Оценка масштабов проявления свекофеннских рудных процессов в Карельском блоке и их влияния на архейскую золотую минерализацию имеет важное практическое значение. Возраст оруденения – главный критерий при выборе тектонических структур, перспективных для поисков мезотермальных месторождений. Кроме того, возраст минерализации может дать предварительную оценку масштабов оруденения

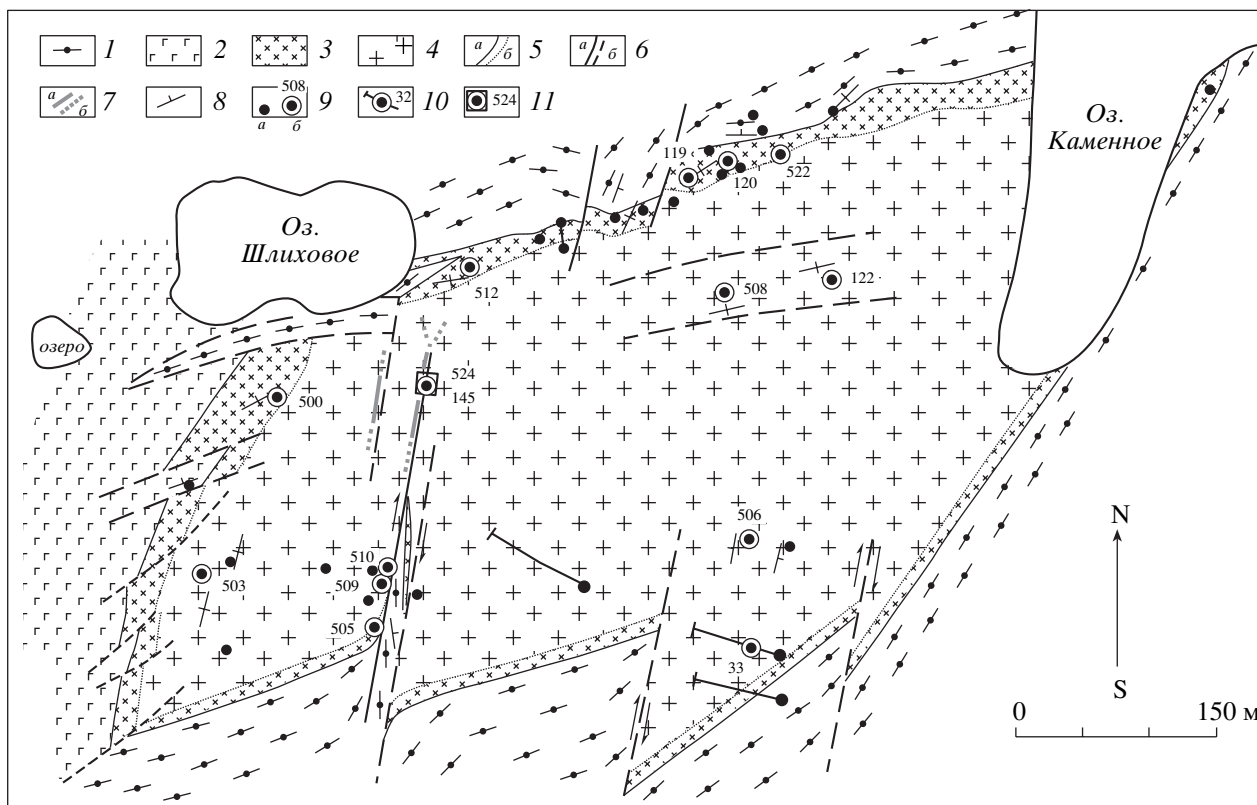
этого типа с учетом мирового опыта, свидетельствующего о значительно меньшей продуктивности палеопротерозойских месторождений золота по сравнению с архейскими [1].

Детальные исследования возрастной позиции мезотермального золотого оруденения архейских зеленокаменных поясов Карельского блока были проведены только на финской территории. Здесь в поясе Иломанси U–Pb-датирование сфенов, рутилов и монацитов из рудовмещающих пород и Pb–Pb-изучение сульфидов из рудных тел указывают на позднеархейское время золоторудной минерализации [7]. Палеопротерозойские изотопные значения возраста около 1.7 млрд. лет, полученные Pb–Pb-методом по самородному золоту и галениту [7] и K–Ar- и Rb–Sr-методами по слюдам [8], интерпретируются как результат свекофеннской ремобилизации архейского оруденения. Для российской части Карельского кратона главным критерием возрастной оценки на сегодня остаются структурные данные, на основании которых мезотермальная золоторудная минерализация разных зеленокаменных поясов относится одними исследователями к архею [3], другими – к палеопротерозою [5, 6]. Геохронологических исследований месторождений этого типа не проводилось.

Мы провели Rb–Sr-изотопное датирование рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов наиболее разведанного небольшого золоторудного месторождения Таловейс, Западная Карелия [9]. По геолого-структурной позиции, петрографическим и геохимическим особенностям околорудных метасоматитов, минералогии и геохимии руд Таловейс аналогичен архейским месторождениям типа “lode-gold deposits” [1]. Оруденение локализовано в небольшом диорит-гранодиоритовом массиве, прорывающем базальт-комагититовые толщи Костомукшской зеленокаменной структуры (рис. 1). Возраст рудовмещающих гранитоидов по данным U–Pb-метода по цирконам  $2715 \pm 5$  млн. лет [10]. Золотая минерализация приурочена к кварцевым жилам, выполняющим

*Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова*

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва*



**Рис. 1.** Геологическая карта массива Таловейс (из работ [9, 10] с дополнениями авторов). 1 – коматииты; 2 – метагэбро и метагэбазальты; 3 – диориты; 4 – гранодиориты; 5 – геологические границы массива (а) и его фаз (б); 6 – разломы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 7 – золоторудные кварцевые жилы (а – прослеженные, б – предполагаемые); 8 – элементы залегания сланцеватости пород; 9–11 – точки геологических наблюдений и опробования: 9 – по естественным обнажениям и канавам (а – геохимические пробы, б – пробы для Rb–Sr-датирования), 10 – по керну скважин, 11 – по разведочному шурфу.

систему меридиональных разломов, которые пересекают весь массив (рис. 1) и являются частью региональной сдвиговой зоны [11]. Заложение разломов и формирование кварцевых жил сопровождалось метасоматическими преобразованиями вмещающих гранитоидов. Вблизи жил гранодиориты преобразованы в кварц-карбонат-мусковитовые метасоматиты (березиты), которые на удалении сменяются ореолами березитизации и кварц-полевошпат-биотитовыми метасоматитами пропилютового типа. Диориты вблизи рудных зон претерпели кварц-альбит-амфиболовый метасоматоз.

Диориты и гранодиориты из разных частей массива (рис. 1), слабо затронутые метасоматическими процессами, в Rb–Sr-изохронных координатах дают линейную зависимость, наклон которой определяет возраст  $2637 \pm 140$  млн. лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70210 \pm 93$  (табл. 1, рис. 2). Этот возраст в пределах погрешности совпадает с временем внедрения массива по результатам U–Pb-датирования цирконов ( $2715 \pm 5$  млн. лет), что указывает на сохранность Rb–Sr-изотопной системы гранитоидов. Большой разброс аналитических

точек на изохронной диаграмме (СКВО = 66), вероятно, обусловлен нарушением Rb–Sr-изотопно-геохимической системы в объеме валовых проб гранитоидов при их метасоматической переработке. Отчетливое влияние метасоматоза и на изотопные, и на геохимические характеристики устанавливается для околорудных метасоматитов. Действительно, в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  амфиболовые метасоматиты по диоритам (обр. 505-1, 505-2) резко смещены относительно линейного “магматического” тренда в область более высоких отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , в то время как сильно березитизированный гранодиорит (обр. 524-3) имеет высокое  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -отношение при нереально низком изотопном составе стронция ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.69863$ ) в пересчете на магматический возраст (табл. 1, рис. 2). Такие изменения изотопных характеристик гранитоидов могли быть связаны с изменениями Rb–Sr-отношений в объеме валовых проб при метасоматозе, если этот процесс был существенно оторван во времени от становления гранитоидов.

Таблица 1. Rb–Sr-изотопные данные для гранитоидов и минералов массива Таловейс

№ обр.	Порода, минерал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ $t = 2637$
		мкг/г					
500-1	Диорит	82.4	628.0	0.3795	0.716477	0.000074	0.70181
119А	То же	67.8	769.4	0.2551	0.711478	0.000041	0.70162
120	»	36.3	975.6	0.1076	0.705994	0.000174	0.70184
512	»	71.4	781.2	0.2644	0.711721	0.000041	0.70150
522	»	41.7	926.6	0.1303	0.707553	0.000007	0.70252
506	Гранодиорит	116.0	573.6	0.5834	0.724421	0.000009	0.70188
122	То же	124.5	578.1	0.6228	0.725648	0.000048	0.70158
33	»	85.7	498.7	0.4970	0.720762	0.000030	0.70156
503	»	118.8	561.3	0.6126	0.725989	0.000011	0.70232
508	»	129.3	556.6	0.6724	0.727345	0.000028	0.70136
509	»	129.7	569.9	0.6584	0.726777	0.000010	0.70134
510	»	99.2	589.7	0.4869	0.722146	0.000021	0.70333
505-3	»	84.5	613.8	0.3972	0.717758	0.000008	0.70241
Метасоматиты							
505-1	Амфиболовый	60.0	564.5	0.3080	0.715987	0.000011	0.70408
505-2	То же	20.6	517.6	0.1543	0.710845	0.000011	0.70488
524-3	Березит руд.зоны	117.0	349.2	0.9695	0.736094	0.000015	0.69863
Минеральные фракции слабо березитизированного гранодиорита							
508	Плагиоклаз	38.3	744.8	0.1486	0.714416	0.000009	
508	Микроклин	225.0	1000.0	0.6409	0.726464	0.000011	
508	Биотит	658.0	160.5	11.8653	1.004717	0.000008	
Минеральные фракции сильно березитизированного гранодиорита рудной зоны							
524-3	Мусковит	97.7	37.3	7.5867	0.920595	0.000029	
524-3	Биотит	577.2	35.4	47.2417	1.896379	0.000043	
524-3	Биотит-1	579.8	18.0	94.5423	3.069652	0.000050	
524-3	Биотит-3	586.2	11.2	151.3356	4.567577	0.000032	
524-3	Биотит-2	596.0	9.1	189.1961	5.296335	0.000065	

Примечание. Погрешность  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  принята  $\pm 0.1\%$ . Измерения изотопного состава проводились на масс-спектрометре TRITON, ГЕОХИ РАН, Москва. Концентрации Rb и Sr и величины  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  определены методом изотопного разбавления с использованием трассера  $^{85}\text{Rb}-^{84}\text{Sr}$ . Погрешность в серии параллельных определений по международному стандарту SRM-987 составила  $\pm 0.001\%$  ( $2\sigma$  ед.).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0, 710255 \pm 6$  по 4 определениям.

Дифференциальная подвижность Rb и Sr при формировании метасоматитов устанавливается по геохимическим данным [10]. Образование амфиболовых метасоматитов сопровождалось приносом Na, резким выносом K, Li, Rb, Cs, Ba, в меньшей степени Ca и Sr, и уменьшением Rb/Sr-отношений. Напротив, процесс березитизации гранодиоритов, наряду с обогащением рудными элементами (S, Bi, Sb, W, Au), сопровождался приносом Si, выносом Al, Sr и Eu при слабой подвижности Rb и росте Rb/Sr-отношений.

Время метасоматических преобразований, приведших к перестройке изотопной системы в валовых пробах гранитоидов и околорудных метасоматитов, установлено при Rb–Sr-датирова-

нии мономинеральных фракций. Для слабо березитизированного гранодиорита (обр. 508), отобранного на удалении от рудной зоны, плагиоклаз, микроклин и биотит вместе с валовой пробой дают изохрону с возрастом  $1717 \pm 27$  млн. лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71074 \pm 12$ , СКВО = 1.1. Важно отметить, что исключение из расчета этой минеральной изохроны точки биотита дает тот же результат:  $1710 \pm 16$  млн. лет, СКВО = 0.89. Петрографические и микронзондовые исследования этого образца, как и других гранитоидов массива, не фиксируют высокотемпературного метаморфического процесса, который мог бы обеспечить изотопное переуравновешивание минералов с разными температурами закрытия Rb–Sr-изотоп-

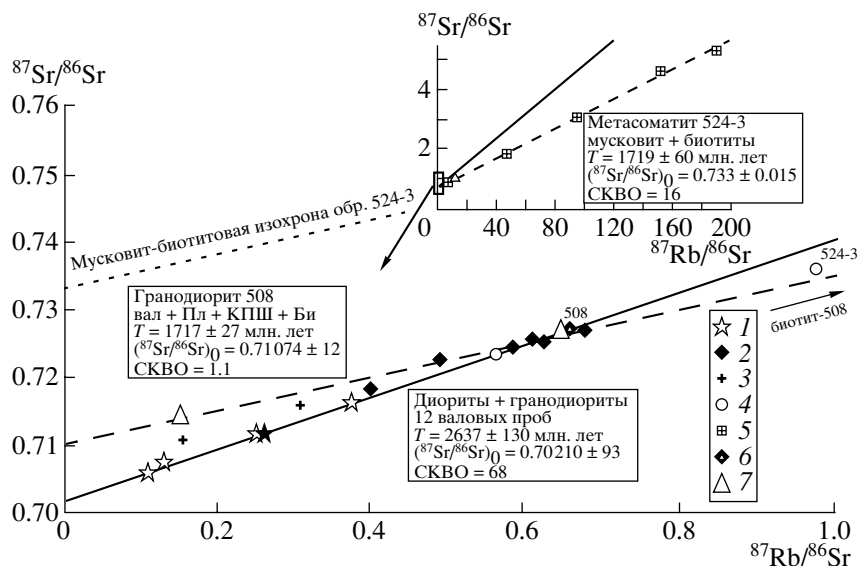


Рис. 2. Rb–Sr-изохронные диаграммы для гранитоидов и минералов массива Таловейс. 1 – диориты; 2 – гранодиориты; 3 – амфиболовые метасоматиты; 4 – сильно березитизированные гранодиориты рудной зоны; 5 – минералы сильно березитизированного гранодиорита рудной зоны 524-3; 6 – гранодиорит 508; 7 – минералы гранодиорита 508.

ной системы (от 200°C для биотита до 740°C для плагиоклаза [12]). Более вероятно, что полная перестройка Rb–Sr-изотопной системы в породообразующих минералах была достигнута в более низкотемпературных условиях, но при участии флюида в ходе метасоматической переработки гранитоидов. Влияние последней в изученном образце устанавливается по замещению биотита мушкетитом, развитию кварц-пирит-карбонат-мушкетитовых просечек и гнезд, изменению состава минералов с уменьшением основности плагиоклазов (An от 25 до 8), увеличением ортоклазовой компоненты в микроклине и повышением магnezальности биотита ( $\text{Mg}^\#$  от 53 до 56). Наиболее сильную метасоматическую переработку претерпели гранитоиды вблизи рудных зон: от первичных порфирированных структур остаются “тени” серицитизированного плагиоклаза и гранулированные линзовидные скопления кварца, погруженные в мелкозернистый кварц-альбит ( $\text{An}_2$ )-микроклин ( $\text{Or}_{96}$ )-биотит ( $\text{Mg}^\#$  57–58)-мушкетитовый ( $\text{Mg}^\#$  50–55) матрикс, обогащенный карбонатом и пиритом. Выделенные из такого сильно березитизированного гранодиорита (обр. 524-3) мушкетиты и четыре плотностные фракции биотита дают Rb–Sr-изохрону с возрастом  $1719 \pm 60$  млн. лет ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.733 \pm 0.015$ , СКВО = 16). При этом первичный изотопный состав Sr, определяемый “слюдяной изохроной”, выше, чем в образце сильно березитизированного гранодиорита (рис. 2). Такое изотопное неравновесие слюд и содержащей их метасоматической породы можно объяснить более высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во флюиде, чем в гранитоидах. Новообразованные при метасома-

тозе слюды фиксировали изотопный состав Sr флюида. Напротив, полевые шпаты, разрушаемые при березитизации гранитоидов, не достигали изотопного равновесия с флюидом и определяли смещенный по отношению к слюдам изотопный состав стронция валовой пробы метасоматизированного гранодиорита.

Таким образом, проведенные Rb–Sr-изотопно-геохимические исследования указывают на палеопротерозойское (1.7 млрд. лет) время формирования околорудных метасоматитов, ореолов березитизации и, вероятно, собственно мезотермальной золоторудной минерализации месторождения Таловейс. Предположение об изначально архейском времени образования золоторудных кварцевых жил и их последующей реактивизации в протерозое не подтверждается, поскольку ни геологические, ни петрографические данные не выявляют здесь двухактного проявления тектонических и гидротермально-метасоматических процессов, как это характерно для переработанных архейских золоторудных месторождений [8, 13]. Палеопротерозойская эндогенная активизация и золотая минерализация в Карельском блоке, вероятно, были связаны с заключительной стадией эволюции свекофеннского коллизионного орогена, структура которого, типа crocodile-structure, выявлена по сейсмическим данным в 150 км западнее изученного объекта [14].

Данная работа была бы невозможна без поддержки и деятельного участия А.Ю. Петровой. Авторы благодарны Ю.А. Костицыну за помощь и содействие в проведении изотопных исследований. Критические замечания и плодотворная дис-

куссия с К.Н. Шатагиным значительно улучшили окончательный вариант статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02–05–64989), программы № 5 Отделения наук о Земле РАН (проект 875) и гранта Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ (проект 1251. 2003.05).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Groves D.I., Barley M.E.* In: Archean Crustal Evolution. N.Y.: Elsevier, 1994. P. 461–503.
2. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R.* // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1–29.
3. *Кожевников В.Н., Голубев Ф.И., Рыбаков С.И.* // *Геология и полез. ископаемые Карелии.* 1998. В. 1. С. 5–23.
4. *Голубев А.И., Кулешевич Л.В.* // *Геология и полез. ископаемые Карелии.* 2001. В. 3. С. 15–25.
5. *Кулешевич Л.В.* *Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита.* Петрозаводск, 1992. 267 с.
6. *Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д.* *Золотоносность Восточно-Карельской подвижной зоны: Проблемы золотоносности и алмазности Севера Европейской части России.* Петрозаводск, 1997. С. 32–40.
7. *Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S.* // *Geol. Surv. Finland.* 1993. Spec. Pap. 17. P. 103–131.
8. *O'Brien H.E., Nurmi P.A., Karhu J.A.* // *Geol. Surv. Finland.* 1993. Spec. Paper 17. P. 291–306.
9. *Кулешевич Л.В.* // *Геология и полез. ископаемые Карелии.* 2002. В. 5. С. 59–72.
10. *Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О. и др.* // *Петрология.* 2004. № 5. С. 469–502.
11. *Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С.* // *Геология и полез. ископаемые Карелии.* 2002. В. 5. С. 15–26.
12. *Brabander D.J., Gilletti B.J.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1995. V. 59. P. 2223–2238.
13. *Vielreicher N.M., Ridley J.R., Groves D.I.* // *Miner. deposita.* 2002. Bd. 37. S. 737–764.
14. *Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P. et al.* // *Geophys. Res. Abstr.* 2003. V. 5. № 02801.