

УДК 553.81(571.62)

**МОНЦОНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛАЗУРНОЕ:
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Pb- И K–Ar-ДАТИРОВАНИЯ
И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА РУДОНОСНЫХ МАГМ
ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
(ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ)**

© 2011 г. Член-корреспондент РАН В. Г. Сахно, С. В. Коваленко, А. А. Аленичева

Поступило 15.12.2010 г.

В последнее десятилетие особое внимание уделяется вопросам выявления крупнообъемных месторождений меди различного типа. Наиболее перспективными среди них являются месторождения медно-порфирирового типа, связанные с формированием магматических комплексов в протяженных глобальных вулканоплутонических и плутонических поясах, обрамляющих континентальные окраины Тихого океана. Среди них известны крупнейшие месторождения Чили, Перу, Панамы, Мексики на американской ветви Циркум-Тихоокеанского магматического пояса. К структурам подобного типа относится и Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный пояс, один из фрагментов Восточно-Азиатского магматического линиамента, протянувшегося более чем на 8 тыс. км вдоль восточной окраины континентальной Азии [1].

В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (ВСАВП) широко распространены рудопроявления меди во всех металлогенических зонах. Они относятся к трем генетическим типам, имеющим промышленное значение: медно-порфирировым, медно-колчеданным и скарновым. Все они сопряжены с вулканоинтрузивными и плутоническими комплексами ВСАВП. Медно-порфирировые оруденения, связанные с вулканоплутоническими и плутоническими гранитоидными массивами Центральной металлогенической зоны, являются наиболее перспективными. Эта зона контролируется Центрально-Сихотэ-Алинским глубинным разломом. Здесь известны ме-

сторождения и перспективные рудопроявления золота, вольфрама с медью (Восток-2, Малиновское и др.). Здесь же располагаются несколько сближенных рудопроявлений медно-порфирирового типа (Соболиная площадь), в которой ресурсы медных руд и золота могут быть отнесены к разряду крупных месторождений. Наиболее изученным является месторождение Лазурное, где проводились разведочные работы (бурение и проходка канав), что позволило выделить это месторождение как весьма перспективное.

Детальное изучение такого объекта предполагает, прежде всего, изучение магматических комплексов и характера оруденения, его генетической связи с породами определенного петрогеохимического типа. Взаимоотношение и возраст гранитоидных массивов и медного оруденения являются предметом дискуссий. Это связано и с тем, что имеющиеся в настоящее время датирования, главным образом, K–Ar, недостаточно точны, а иногда противоречивы. Это не позволяет провести возрастную корреляцию и на основе датирования и петролого-геохимических характеристик выделить наиболее перспективные магматические массивы в регионе. Более надежными являются изотопное U–Pb-датирование по циркону, а для определения петрогенетических характеристик рудоносности комплексов – изучение изотопных систем и спектров РЗЭ, позволяющих решать вопросы генезиса рудно-магматических систем (РМС).

В данной работе представлены первые результаты U–Pb-датирования и характеристики поведения микро- и редкоземельных элементов, а также изотопные данные (Nd, Pb, Sr, $\delta^{18}\text{O}$ и Hf) по магматическим породам медно-порфирирового месторождения Лазурное (рис. 1).

Месторождение Лазурное располагается в южной части Лужкинской металлогенической зоны в непосредственной близости от Соболинского

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
ОАО "Приморгеология", Владивосток
Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург*

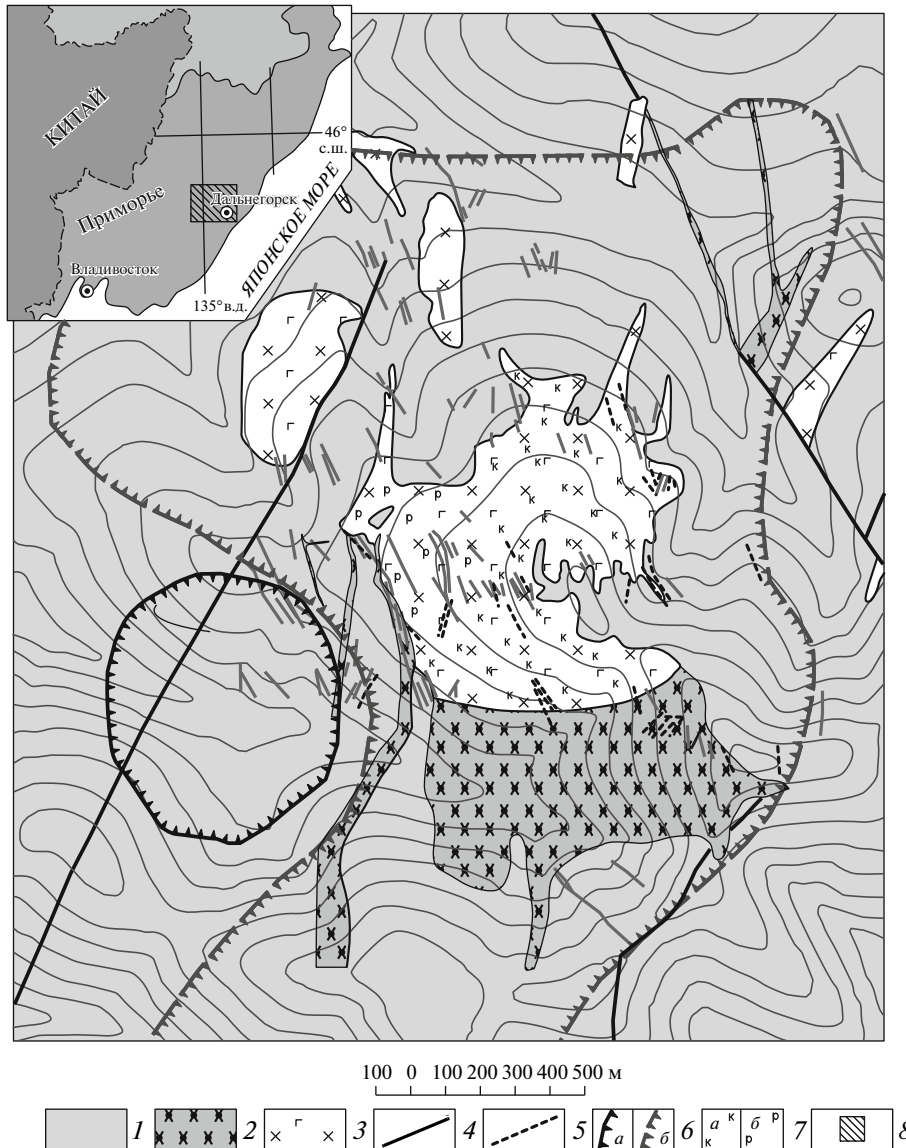


Рис. 1. Геологическая схема месторождения Лазурное, по [14] с изменениями и дополнениями авторов. 1 – осадочные породы раннемелового возраста; 2 – монцодиориты, монцогранодиориты; 3 – габбро-монцодиориты, диориты; 4 – дайки кварцевых монцодиоритов; 5 – кварц-сульфидные жилы и зоны сульфидизации; 6 – проекции на плоскость: а – контур скрытого порфирового интрузива на глубине 300–500 м, б – контур развития медно-порфирового типа минерализации; 7: а – калишпатизация (калишпат, биотит, серицит, хлорит, магнетит, сульфиды), б – пропилитизация (кварц, серицит, хлорит, эпидот); 8 – район исследований.

рудного узла, расположенного в пределах Журавлевского террейна и имеющего золото-полиметаллическую и оловорудную специализацию. Журавлевский терреин представляет собой структуру задугового бассейна, сложенного отложениями флишоидной формации валанжин- и готерив-альбского возраста общей мощностью около 5–5.5 км. С запада структура ограничена зонами Центрального, а с востока Фурмановского глубинных разломов, в центре осложнена зоной Березовского (Параллельного) разлома, который контролирует размещение порфирировых интрузий, в том числе и шток Лазурный.

Интрузия является ядром интрузивно-купольного типа, выраженным в рельефе купольной морфоструктурой диаметром 5–6 км. В плане имеет форму субмеридиально ориентированного овала, осложненную многочисленными, часто протяженными до 2–3 км апофизами преимущественно северо-восточного направления. Интрузия представлена двумя штоками. Северный шток имеет в разрезе воронкообразную форму с крутопадающими контактами на глубине. Южный шток имеет сложную форму. По данным магнитной съемки он погружается к югу. Северный шток характеризуется зональным строением. Его

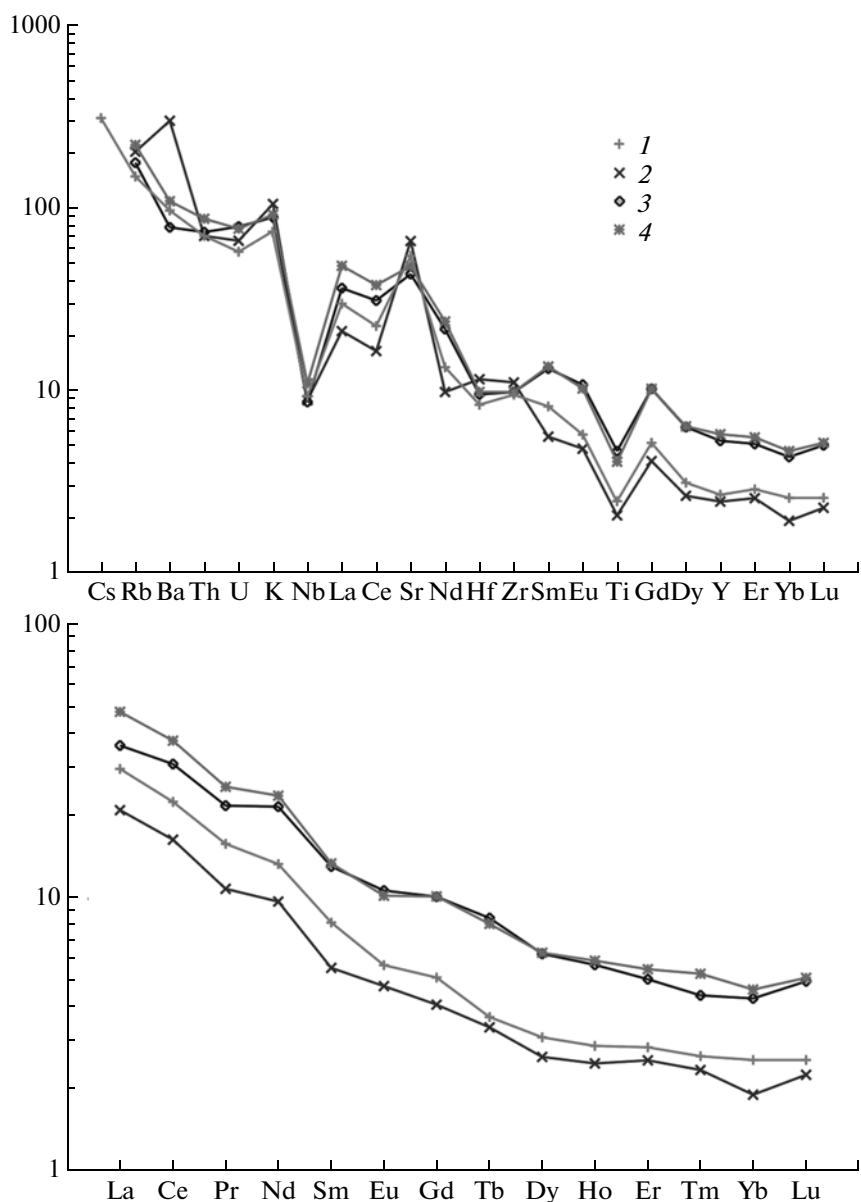


Рис. 2. Мультикомпонентные диаграммы (спайдер-диаграммы) элементов, нормированных к примитивной мантии [12]. 1, 2 – монцодиориты Южного штока: 1 – Лаз-1-10, 2 – Скв-06-09); 3, 4 – габбро-монцодиориты Северного штока, 3 – Скв-06-08, 4 – С-05-01).

центральная часть сложена монцодиоритами, в которых отмечаются кумулаты габбро-монцодиоритов. Последние слагают краевые части интрузии, где их часто прорывают мощные дайковые тела (до 10–20 м) монцодиоритов. Неоднородность массива на поверхности подчеркивается постепенной сменой химического состава пород. В местах проявления дайковых тел монцодиоритового состава контакты имеют магматическую природу. Восточнее этого штока располагается интрузия монцогранодиоритов, имеющая, как и Лазурная, рвущие магматические контакты с многочисленными апофизами. Вместе с послед-

ней она слагает единую рудно-магматическую систему (рис. 1).

Зона Березовского разлома, контролирующая порфировые интрузии, сопровождается мощным дайковым поясом, вытянутым вдоль этого разлома в северо-восточном направлении.

Интрузия Лазурная представлена двумя фазами, которые характеризуются порфировым обликом, обусловленным присутствием порфировых выделений плагиоклаза, роговой обманки, калиевого полевого шпата, пироксена, а в некоторых разностях – кварца и биотита и аксессуарных минералов – магнетита, апатита, сфена, редко –

Таблица 1. Петрохимический (мас. %), микроэлементный (ppm) составы, изотопные отношения и абсолютный возраст (U–Pb и K–Ar) представительных магматических пород медно-порфирового месторождения Лазурное (Южное Приморье)

Компонент	Лаз-1-10	Скв-06-09 (646-680)	Скв-06-08 (40-60)	С-05-01 (201-203)
SiO ₂	58.35	63.61	50.85	53.35
TiO ₂	0.48	0.39	0.88	0.77
Al ₂ O ₃	15.57	15.54	16.51	16.62
Fe ₂ O ₃	1.93	4.03	9.97	8.33
FeO	4.75			
MnO	0.098	0.07	0.19	0.12
MgO	4.27	3.28	5.51	4.99
CaO	5.51	4.60	9.38	7.66
Na ₂ O	3.50	3.90	2.60	3.26
K ₂ O	3.71	3.40	2.86	2.97
P ₂ O ₅	0.26	0.17	0.55	0.39
H ₂ O ⁻	0.23	0	0.14	0.2
П.п.п.	1.30	1.12	0.58	1.07
Сумма	99.96	100.12	100.02	99.72
Sc	16.60	13.88	27.03	29.35
V	148.50	154.38	361.76	303.65
Cr	242.80	311.44	80.36	121.80
Co	18.97	15.99	34.32	29.80
Ni	67.46	32.32	32.04	28.04
Cu	59.01	49.06	178.02	943.15
Rb	82.89	113.50	98.76	123.40
Sr	1033.00	1246.63	821.12	910.46
Y	10.43	9.57	20.68	22.44
Zr	92.79	108.79	96.23	96.33
Nb	6.04	5.75	5.62	7.12
Mo	2.48	9.95	6.64	12.20
Sb	0.18	0.19	0.30	0.26
Ba	608.80	1892.51	492.63	685.54
La	18.84	13.33	22.95	30.44
Ce	35.97	26.19	49.58	60.30
Pr	3.99	2.73	5.50	6.45
Nd	16.23	11.85	26.33	28.91
Sm	3.27	2.23	5.25	5.39
Eu	0.86	0.72	1.61	1.54
Gd	2.75	2.19	5.43	5.45
Tb	0.36	0.33	0.83	0.79
Dy	2.09	1.75	4.17	4.20
Ho	0.43	0.37	0.85	0.88
Er	1.24	1.11	2.20	2.39
Tm	0.18	0.16	0.30	0.36
Yb	1.14	0.85	1.91	2.06
Lu	0.17	0.15	0.33	0.34

Таблица 1. Окончание

Компонент	Лаз-1-10	СКВ-06-09 (646-680)	СКВ-06-08 (40-60)	С-05-01 (201-203)
Hf	2.34	3.23	2.66	2.75
Ta	0.47	0.42	0.35	0.51
W	1.64	9.41	2.75	3.69
Pb	5.92	4.05	5.55	4.25
Th	6.21	6.20	6.49	7.69
U	1.27	1.46	1.74	1.70
Возраст	K–Ar (Hb) 102 ± 4 U–Pb 103.5 ± 1.5	– –	– –	K–Ar (Hb) 110 ± 4 K–Ar (Bi) 101 ± 2.5
$\delta^{18}\text{O}$	(Hb) 5.9‰	(Hb) 5.7‰	(Pl) 7.2‰	(Pl) 8.3‰
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704569 ± 12	0.704185 ± 24	–	0.705155 ± 14
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512733 ± 13	0.512762 ± 9	–	0.512579 ± 5
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.319 ± 0.001	15.511 ± 0.001	–	15.603 ± 0.001
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.189 ± 0.001	18.256 ± 0.001	–	18.607 ± 0.001
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.241 ± 0.001	38.173 ± 0.001	–	38.707 ± 0.002
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.2828270–0.2831770	–	–	0.2822227–0.2826510

циркона, который более характерен для монцогранодиоритов Южного штока. Соотношения темноцветных, среди которых преобладает роговая обманка, с другими фенокритами меняются и имеют широкие вариации. Петрохимический и микроэлементный составы некоторых магматических пород интрузии Лазурная представлены в табл. 1, а основные их характеристики отражены на спайдер-диаграммах (рис. 2). Эти данные позволяют считать, что магматические породы первой фазы (Северный шток) и второй фазы (Южный шток) относятся к монцонитоидной магматической формации, для которой характерны повышенная щелочность, соотношение K/Na, близкое к единице, и высокая магнезиальность роговой обманки.

Из таблицы видно, что монцонитоиды Южного штока более примитивны, несут некоторые черты адакитовой специфики, что отражается высокими концентрациями хрома и никеля, свойственными адакитам трансформных окраин [2–4 и др.].

Для Северного штока, где проявлена высокая концентрация рудных компонентов (прежде всего меди с широким спектром медносодержащих сульфидных минералов – халькопирита, борнита, халькозина, а также молибденита и самородного золота), свойственны площадная калишпатизация, появление вторичного биотита, кварц-карбонатных с сульфидами прожилков, в которых содержание меди резко возрастает в сравнении с рассеянной медной сульфидизацией. В западной части Северного штока проявлена пропилитизация. Сульфидизация отмечается и за

пределами Северного штока в осадочных породах (рис. 1).

Наиболее явно различия в микроэлементном составе первой и второй фаз выявляются на спайдер-диаграммах (рис. 2), особенно в спектрах РЗЭ, где четко прослеживается более низкая концентрация средних и тяжелых РЗЭ. Это же отмечается и в характере изотопии стронция, неодима и свинца (табл. 1). Прежде всего отмечаются более низкие соотношения изотопов стронция и свинца и высокое содержание неодима. Наряду с другими эти характеристики позволяют сделать вывод, что породы второй фазы имеют глубинные (мантийные) корни и связаны с плавлением протолита в условиях высокого давления водного флюида [3, 5, 6 и др.].

Одной из важных задач было определение возраста магматических пород месторождения Лазурное на основе новых изотопных методов. Одним из них является U–Pb-метод определения возраста по цирконам (SHRIMP). Изотопное определение возраста проводилось в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Этот метод является непревзойденным по точности и локальности. Кроме того в цирконах определяли концентрации редкоземельных элементов с целью установления модальности популяции дат, а также природы расплавов или характера изменений цирконов метасоматическими процессами, возможно, приводящими к нарушению изотопного равновесия [7].

Исследовали цирконы как в породах первой фазы (монцогаббро-диоритах), так и второй фазы (монцодиоритах). Подготовка для изучения цир-

Таблица 2. Изотопное U–Pb-датирование цирконов магматических пород медно-порфиривого месторождения Лазурное

Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U ppm	Th ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	Возраст, млн лет					1σ
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	
Габбро-монцодиорит Северного штока, обр. С-05-01											
3.1	0.58	211	196	0.96	5.49	191 ± 2.2	0.0567 ± 6.2	0.0521 ± 7.7	0.216 ± 7.8	0.03009 ± 1.2	0.150
10.1	0.68	161	101	0.65	5.88	266 ± 3.2	0.0572 ± 2.9	0.0517 ± 6.9	0.301 ± 7	0.04216 ± 1.2	0.176
4.1	0.04	917	263	0.30	33.4	267 ± 2.1	0.05175 ± 1.3	0.05146 ± 1.4	0.3005 ± 1.7	0.04236 ± 0.8	0.482
1.1	0.19	435	228	0.54	16.1	272 ± 2.5	0.0538 ± 2	0.0523 ± 3	0.3105 ± 3.2	0.04308 ± 0.94	0.298
5.1	0.17	423	69	0.17	15.7	272 ± 2.5	0.0524 ± 2	0.0511 ± 2.8	0.3035 ± 2.9	0.0431 ± 0.94	0.322
8.1	0.20	724	136	0.19	26.9	273 ± 2.6	0.0538 ± 1.5	0.0522 ± 2.9	0.311 ± 3.1	0.04321 ± 0.98	0.320
2.1	0.08	1206	288	0.25	45.4	276 ± 2.1	0.05171 ± 1.1	0.05104 ± 1.6	0.308 ± 1.8	0.04377 ± 0.79	0.437
9.1	0.31	334	132	0.41	12.6	277 ± 2.6	0.0514 ± 6.2	0.0488 ± 7.2	0.295 ± 7.3	0.04383 ± 0.96	0.132
6.1	0.56	243	80	0.34	16.9	499 ± 4.6	0.064 ± 5.6	0.0594 ± 6.7	0.66 ± 6.8	0.0805 ± 0.96	0.142
11.2	0.10	407	155	0.39	29	514 ± 5.0	0.0573 ± 2.3	0.0565 ± 2.4	0.646 ± 2.6	0.08293 ± 1	0.394
7.1	0.08	683	425	0.64	48.9	516 ± 3.9	0.05841 ± 1.1	0.05778 ± 1.2	0.6636 ± 1.4	0.08329 ± 0.8	0.552
11.1	0.39	212	78	0.38	15.6	527 ± 13	0.0626 ± 2.6	0.0594 ± 4.3	0.698 ± 5	0.0852 ± 2.6	0.520
Монцодиорит Южного штока, обр. Лаз-1-10											
1.1	0.65	1552	2428	1.62	22.60	108 ± 2.4	0.0547 ± 2.5	0.0496 ± 5.9	0.1152 ± 6.4	0.01686 ± 2.3	0.358
2.1	0.00	2252	4621	2.12	32.40	107 ± 2.3	0.04812 ± 1.9	0.04811 ± 1.9	0.111 ± 2.9	0.01674 ± 2.1	0.748
3.1	0.27	1393	2680	1.99	18.90	101 ± 2.3	0.0493 ± 2.2	0.0472 ± 5	0.1026 ± 5.5	0.01576 ± 2.3	0.414
4.1	0.06	517	719	1.44	6.87	99 ± 2.3	0.047 ± 3.4	0.0466 ± 3.6	0.0993 ± 4.3	0.01547 ± 2.3	0.538
5.1	0.28	1783	2955	1.71	25.00	104 ± 2.2	0.05228 ± 1.9	0.0501 ± 3.5	0.1122 ± 4.1	0.01626 ± 2.2	0.529
6.1	0.00	1168	1244	1.10	16.50	105 ± 2.3	0.0465 ± 2.4	0.0483 ± 2.9	0.1096 ± 3.7	0.01647 ± 2.2	0.604
7.1	0.15	2339	4151	1.83	32.30	103 ± 2.2	0.04995 ± 1.7	0.0488 ± 2.8	0.1078 ± 3.5	0.01603 ± 2.2	0.614
8.1	0.10	1668	2967	1.84	23.10	103 ± 2.2	0.04888 ± 2	0.0481 ± 2.6	0.1069 ± 3.4	0.01612 ± 2.2	0.642
9.1	0.55	654	826	1.30	9.24	105 ± 2.4	0.0509 ± 3.1	0.0465 ± 5.9	0.1048 ± 6.3	0.01635 ± 2.3	0.364

Примечание. Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно.

конов проводилась по методике, разработанной в ЦИИ ВСЕГЕИ. Изотопные измерения вели с использованием стандартных процедур по методике, описанной в [8, 9].

Предварительные исследования цирконов в шлифах магматических пород месторождения Лазурное показали, что в монцогаббро-диоритах первой фазы отмечались популяции цирконов различных габитусов, что позволяло предположить различные источники их происхождения. В табл. 2 представлены результаты измерений, а на рис. 3а отображены графически результаты этих определений. Намечается несколько возрастных кластеров цирконов в одном образце: по средневзвешенным определениям – 510, 272 и 191 млн лет, что не отвечает действительному возрасту. Это свидетельствует о наличии анатектического компонента в монцогаббро-диоритах и захвате расплавом ниже-среднекоровых пород протолита различного состава. Дополнительные аргументы получены при определении РЗЭ в цир-

конах (рис. 3в). Спектр распределения имеет характерный вид: для древних цирконов с возрастом более 500 млн лет отмечается ярко выраженное обеднение легких РЗЭ с положительной аномалией церия и в разной степени отрицательной аномалией Eu. В эту же группу попадают и более молодые цирконы (191 и 266 млн лет). Широкий интервал вариаций РЗЭ и ярко выраженная аномалия церия характерны для гранитоидных пород. Для другой группы цирконов со средним возрастом около 272 млн лет спектр РЗЭ отличается от предыдущего небольшим обеднением легкими РЗЭ, широкими вариациями содержаний, особенно La и Ce, отсутствием положительной аномалии Ce и невыраженной отрицательной для Eu, что может быть свойственно основным породам протолита. Эти данные прежде всего свидетельствуют о том, что в генерацию расплавов габбро-диоритового состава вовлекались породы фунда-

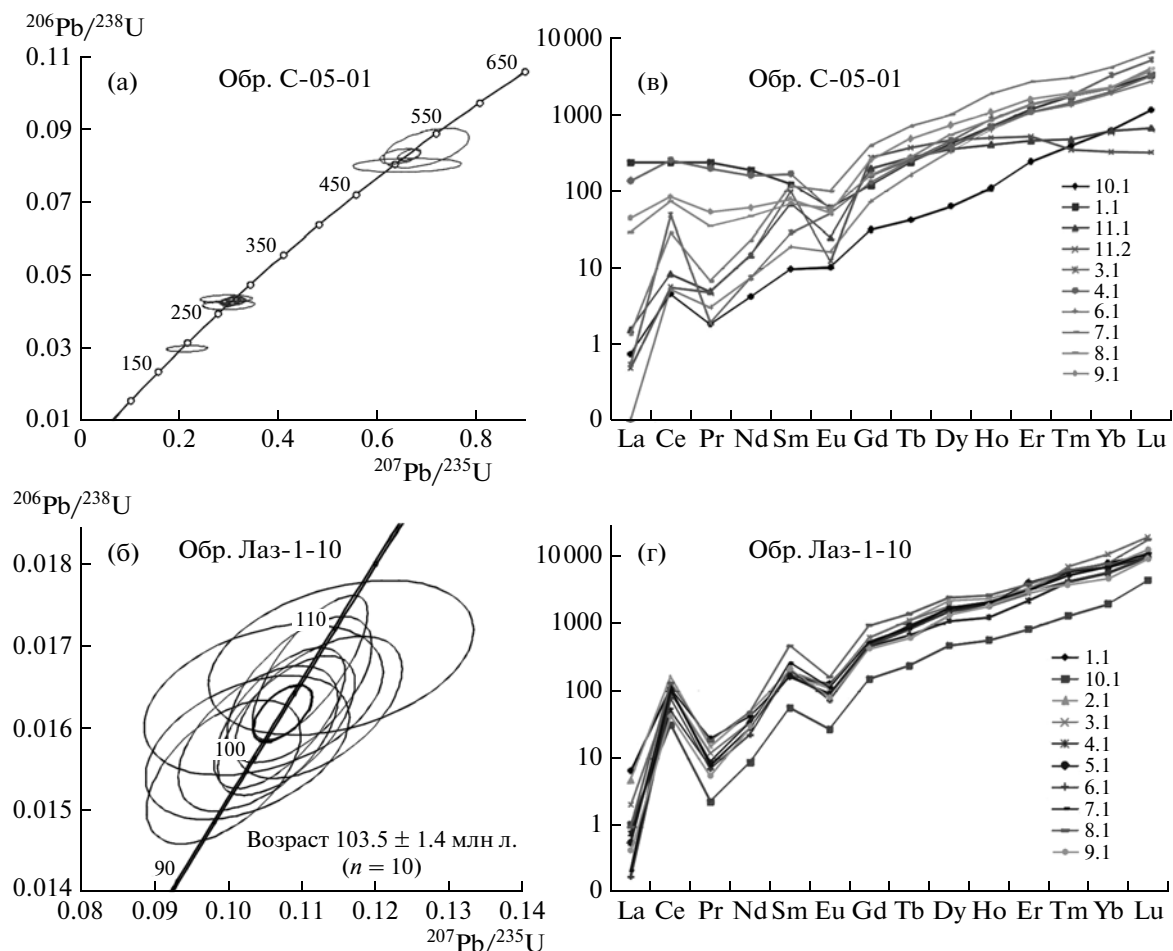


Рис. 3. Геохимические особенности и U–Pb-даты для цирконов из монцонитоидов массива Лазурный. а – конкордия для совокупности всех анализов цирконов в габбро-монцодиоритах (обр. С-05-01) Северного штока. Эллипсы показывают совокупность трех разновозрастных кластеров (см. в тексте). б – диаграмма Везерилла для совокупности всех анализов цирконов из монцодиоритов обр. Лаз-1-10 Южного штока; размер эллипсов соответствует величине 2σ , средневзвешенный результат показан утолщенным эллипсом. в, г – диаграммы распределения РЗЭ в цирконах из габбро-монцодиоритов обр. С-05-01 (в) и монцодиоритов обр. Лаз-1-10 (г). Концентрации элементов нормализованы к хондриту [13]. Условные обозначения соответствуют точкам анализа. Построения здесь и далее с помощью ISOPLOT [9].

Для магматических пород Северного штока за отсутствием родственных цирконов возраст определялся К–Аг-изотопным методом по роговой обманке и биотиту. Возраст по магматической роговой обманке 110 ± 4 млн лет, а по вторичному биотиту, связанному с биотитизацией, 101 ± 2.5 млн лет (табл. 1).

Возраст пород Южного штока, которые по составу относятся к монцодиорит-гранодиоритам и монцогранодиоритам, определяли U–Pb (SHRIMP)-методом по цирконам (табл. 2, рис. 3б). Для монцодиоритов по цирконам конкордантный средневзвешенный возраст 103.5 ± 1.4 млн лет при разбросе индивидуальных дат от 108 до 99 млн лет, что, возможно, связано с небольшой потерей Pb. Католюминесцентные исследования цирконов

показали определенные метасоматические изменения по краям кристаллов (табл. 2).

Параллельно в монцодиоритах (Лаз-1-10) проведены определения по роговой обманке в лаборатории изотопных исследований ИГЕМ. Результат – 102 ± 4 млн лет, что очень близко к U–Pb-определению по цирконам.

Одновременно цирконы проанализированы на распределение РЗЭ (рис. 3г), для них характерен спектр, обедненный легкими РЗЭ относительно тяжелых, с четко выраженной положительной аномалией Ce и Sm и отрицательной – для Eu, что типично для цирконов магматических пород (средне-кислого состава). Сравнительно узкий интервал вариаций РЗЭ здесь позволяет судить об унимодальной генерации расплава. Некоторый разброс является результатом метасомати-

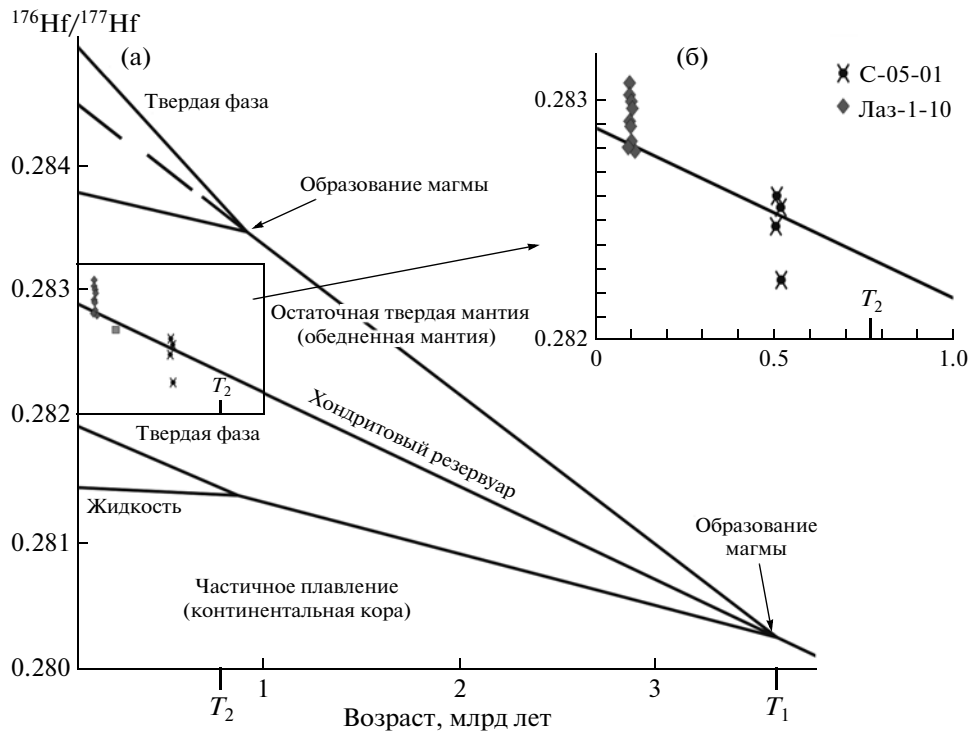


Рис. 4. Изотопная эволюция гафния в хондритовом резервуаре [10]. а – диаграмма частичного плавления в хондритовом резервуаре во время T_1 , дающая жидкость и остаточные твердые фазы. Последующее плавление приводит к образованию магм с высоким $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Плавление коровых пород порождает обеднение ^{176}Hf . Смешение этих расплавов определяет степень контаминированности мантийных магм, выраженную отношениями изотопов гафния. б – отношения изотопов гафния в породах месторождения Лазурное.

ческого воздействия флюидов и концентрации их во флюиде относительно расплава [7]. Этот факт можно объяснить с позиции высокого флюидного режима при генерации пород второй фазы, что подтверждается и высоким содержанием в них водосодержащего минерала – роговой обманки (Hb).

В цирконах измеряли изотопные отношения гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$), иттербия и лютеция (ЦИИ ВСЕГЕИ). Определение таких параметров позволяет судить об образовании расплавов из мантии и о ее контаминации породами континентальной коры. При плавлении смешение расплавов приводит к промежуточным значениям отношения гафния [10]. Для магматических пород месторождения Лазурное представляется возможным утверждать, что в первой фазе, проявленной в Северном штоке, с которой связано медно-порфировое месторождение с золотом и молибденом, магмы были контаминированы породами коры. Изотопные отношения гафния характеризуются более низкими значениями (ϵ_{Hf} отрицательное), но именно наиболее низкие свойственны цирконам из древних пород с возрастом более 500 млн лет (табл. 1, рис. 4).

Для пород Южного штока контаминация коровым материалом отсутствует (табл. 1, рис. 4).

Это предполагает, что их плавление связано с обедненной мантией [10] в условиях высокого давления водного флюида [4, 5, 11 и др.]. Это подтверждается данными о низких отношениях стронция, высоких – неодима и мантийным $\delta^{18}\text{O}$ (5.7 ‰) (табл. 1).

Из представленных данных следует сделать следующие выводы:

1. Магматические образования месторождения Лазурное формировались как единая рудно-магматическая система, сопряженная с глубинными разломами, представляющими собой зону скольжения блоков и развития содвиговых структур (“окон”) растяжения, уходящих глубоко в мантию.

2. Изотопно-геохронологическими и изотопно-геохимическими исследованиями установлено, что массив Лазурный формировался в две близковременные интрузивные фазы. Ранняя, с возрастом 110 ± 4 млн лет, представленная монцогаббро-диоритами Северного штока, наиболее сильно контаминирована породами нижней коры с одновременным проявлением процессов дифференциации в пределах плутона, что отражается и в характере распределения микро- и редкоземельных элементов, и в петрохимическом составе – появлением более кремнекислых пород.

Вторая фаза (Южный шток), с возрастом внедрения 103.5 ± 1.5 млн лет, интродуцирует первую. При этом существуют факты, которые позволяют считать, что внедрение происходило в еще не закристаллизованные породы первой фазы. Эта фаза представлена, главным образом, фациями монцо-диоритов. В ней отсутствуют признаки контаминированности породами коры. Она несет черты примитивных магм по данным как микроэлементного состава, так и изотопов Nd, Sr, $\delta^{18}\text{O}$ и особенно гафния (табл. 1, рис. 4). Этим породам свойственны черты адакитовых лав, генезис которых связан с генерацией деплетированной мантии при высоком давлении водного флюида [3, 5, 6 и др.].

3. Медно-порфировая и молибденовая с золотом рудоносность главным образом сосредоточена в Северном штоке и вокруг него в виде многочисленных жил карбонат-сульфидной и рассеянной вкрапленности сульфидных минералов в магматических породах первой фазы, для которой характерны высокотемпературная калишпатизация, биотитизация и низкотемпературная пропилитизация и сульфидизация. Изотопный состав серы, $\delta^{34}\text{S}$, определенный в пиритах и халькопиритах из карбонат-сульфидных жил и рассеянных минералов в породах, позволяет считать ее происхождение магматическим ($\approx +0.3-0.62$). Изотопный состав кислорода ($= 7.2\text{‰}$) в плагиоклазе, находящемся в измененных породах, определяет флюидное равновесие с мантией.

Характер изменения пород первой фазы и ее медно-порфировое оруденение связываются с внедрением пород второй фазы, насыщенных флюидами, что обусловило изменения пород Северного штока, в том числе высокотемпературную биотитизацию. Возраст вторичного биотита в монцогаббро-диорите (табл. 1) совпадает с возрастом внедрения магматических пород второй фазы.

4. Совмещение во времени внедрения мантийных магм и высокой флюидонасыщенности в

магматическом очаге ранней фазы определило перенос рудных компонентов и образование рассеянной и прожилковой минерализации порфинового типа, в данном случае медно-порфировой с золотом и молибденом.

Работа выполнена при финансовой поддержке фундаментальных исследований ОНЗ РАН, проект № 10-1-П14-02, и Роснедра по контракту АЛ-20-06/35.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
2. Сахно В.Г., Мусеенко В.Г. // ДАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 103-108.
3. Kay R.W. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 497-522.
4. Keleman P.B. // Miner. Mag. 1994. V. 58A. P. 464-465.
5. Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F., et al. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1987. V. 32. P. 233-245.
6. Stern R.A., Hanson G.N. // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 201-238.
7. Hoskin P.V., Schaltegger U. // Miner. Soc. Amer. 2003. V. 53. P. 27-62.
8. Williams I.S. // Revs Econ. Geol. 1988. V. 7. P. 1-35.
9. Ludwig K.R. // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2003. V. 4. 70 p.
10. Фоп Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
11. Farmer G.L., Donold J. De Paolo // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1142-1151.
12. Wood D.A. // J. Geol. 1979. № 3. P. 499-503.
13. MCDounough W.F., Sun S.S. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1000000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист L-52 (Пограничный), L-53 (Ханка), K-53 (Находка) / Под ред. С.В. Коваленко. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2006.