

## НОЙОН-ТОЛОГОЙСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И РУД, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (*Восточное Забайкалье*)

**Б.Н. Абрамов**

*Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672014, Чита, ул. Недорезова, 16 а, Россия*

Нойон-Тологойское полиметаллическое месторождение соответствует акатуевскому типу полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Эти месторождения ассоциируют с вулканоплутоническими образованиями акатуевского комплекса. По содержаниям элементов полиметаллические руды Нойон-Тологойского месторождения близки к вулканогенно-гидротермальным (VHMS-тип) месторождениям юга Сибири. Рудные тела имеют пластообразную, штокверкоподобную и жильную формы. Они локализованы в зонах тектонических нарушений. Среднее содержание Pb в рудах составляет 4.9 %; Zn — 6.8 %; Ag — 272 г/т. Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, галенит и сфалерит. В рудных кварцах величины  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) колеблются от  $-3.9$  до  $+10.6$  ‰. Изотопный состав кислорода во флюиде (при температурах  $250$ — $275^\circ\text{C}$ ) колеблется от  $-12.80$  до  $+2.79$  ‰, что свидетельствует об участии в рудообразовании метеорных вод. Вмещающими породами являются вулканогенно-терригенные отложения мулинской серии ( $J_{2-3}$ ) и сиенит-порфиры акатуевского комплекса ( $J_{2-3}$ ). По геохимическим особенностям сиенит-порфиры близки адакитовым интрузиям. Изотопный возраст сиенит-порфиров (Rb-Sr метод) составляет  $150 \pm 9$  млн лет. Первичное отношение изотопов стронция в них составляет  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70698 \pm 0.0004$ , что указывает на мантийно-коровый источник образования.

*Полиметаллические руды, метеорные воды, акатуевский тип, адакиты, Нойон-Тологойское месторождение, Восточное Забайкалье.*

## THE NOION–TOLOGOI POLYMETALLIC DEPOSIT: FORMATION CONDITIONS AND PETROGEOCHEMICAL PECULIARITIES OF ROCKS AND ORES (*eastern Transbaikalia*)

**B.N. Abramov**

The Noion–Tologoi polymetallic deposit corresponds to the Akatui type of polymetallic deposits of eastern Transbaikalia. These deposits are associated with volcanoplutonic rocks of the Akatui complex. In element contents the polymetallic ores of the Noion–Tologoi deposit are similar to ores of volcanohydrothermal (VHMS type) deposits of southern Siberia. The orebodies are tabular, stockwork- and vein-like. They are localized in fault zones. The ores contain, on the average, 4.9% Pb, 6.8% Zn, and 272 ppm Ag. The most common ore minerals are pyrite, galena, arsenopyrite, and sphalerite. The  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) values in the ore quartz range from  $-3.9$  to  $+10.6$  ‰. The isotopic composition of oxygen in the fluid (at  $250$ – $275$  °C) varies from  $-12.80$  to  $+2.79$  ‰, indicating the participation of meteoric waters in mineralization. The enclosing rocks are the volcanoterrigenous deposits of the Mulino Group ( $J_{2-3}$ ) and syenite porphyry of the Akatui complex ( $J_{2-3}$ ). In geochemical characteristics the syenite porphyry is similar to adakite intrusions. The Rb–Sr isotopic age of syenite-porphyry is  $150 \pm 9$  Ma. The initial ratio of strontium isotopes in these rocks is  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70698 \pm 0.0004$ , which indicates their mantle–crustal source.

*Polymetallic ores, meteoric waters, Akatui type, adakites, Noion–Tologoi deposit, eastern Transbaikalia*

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время продолжается разведка открытого в начале 1990-х гг. Нойн-Тологойского полиметаллического месторождения с перспективой его промышленного освоения. Российское предприятие «Байкалруд» со 100%-м китайским капиталом (компания «Баодзинь») осенью 2016 г. планирует запустить обогатительную фабрику. Проектом предполагается отправка обогащенной руды в Китай.

В опубликованной литературе недостаточно сведений по геологическому строению, петрогеохимическим особенностям пород и руд, условиям образования Нойон-Тологойского месторождения и его сравнительному анализу с другими месторождениями полиметаллического пояса Восточного Забайкалья и Сибири. Представленная работа в некоторой степени дополнит информацию по этому объекту. В основе статьи приведен фактический материал автора, а также фондовые и опубликованные данные.

© Б.Н. Абрамов , 2017

 e-mail: b\_abramov@mail.ru

DOI: 10.15372/GiG20170203

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования проведены в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение элементного состава пород проводилось РФА методом на спектрометре ЭДПС-1 (аналитик Б.Ж. Жалсараев). Содержание редкоземельных элементов установлено ICP-AES-методом (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой). Средство измерения — атомно-эмиссионный спектрометр OPTIMA 2000 DV (фирмы PerkinElmer) (аналитики Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова). Содержание петрогенных компонентов определялось полным химическим составом пород и минералов.

Для описания шлифов использовался микроскоп AXIO SKOPE A1.

Определение изотопного состава кислорода проводилось с использованием установки MIR 10-30 системы лазерного нагрева с лазером CO<sub>2</sub> мощностью 100 Вт и длиной волны 10.6 мкм в инфракрасной области, в присутствии реагента BrF<sub>5</sub> по методу [Sharp, 1990] (аналитик В.Ф. Посохов, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Для получения данных об изотопах Rb-Sr валовые пробы были подвергнуты химическому разложению по микроволновой системе и хроматографическому выделению чистых фракций рубидия и стронция для последующего изотопного анализа. Методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1201 «Т» (ГИН СО РАН г. Улан-Удэ) были получены данные по содержанию Rb. Изотопный состав <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и концентрация изотопов были определены методом двойного изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского центра коллективного пользования (г. Иркутск). Погрешность определения отношения <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr составляла не более 0.5 %, и погрешность определения отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr — не более 0.05 % при 95 % доверительного интервала. Rb-Sr возрасты были вычислены с помощью общепринятой программы «ISOPLOT». Для контроля правильности измерений изотопного состава <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr использовался стандарт NBS SRM-987, по которому получилось значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710261. Аналитик В.Ф. Посохов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

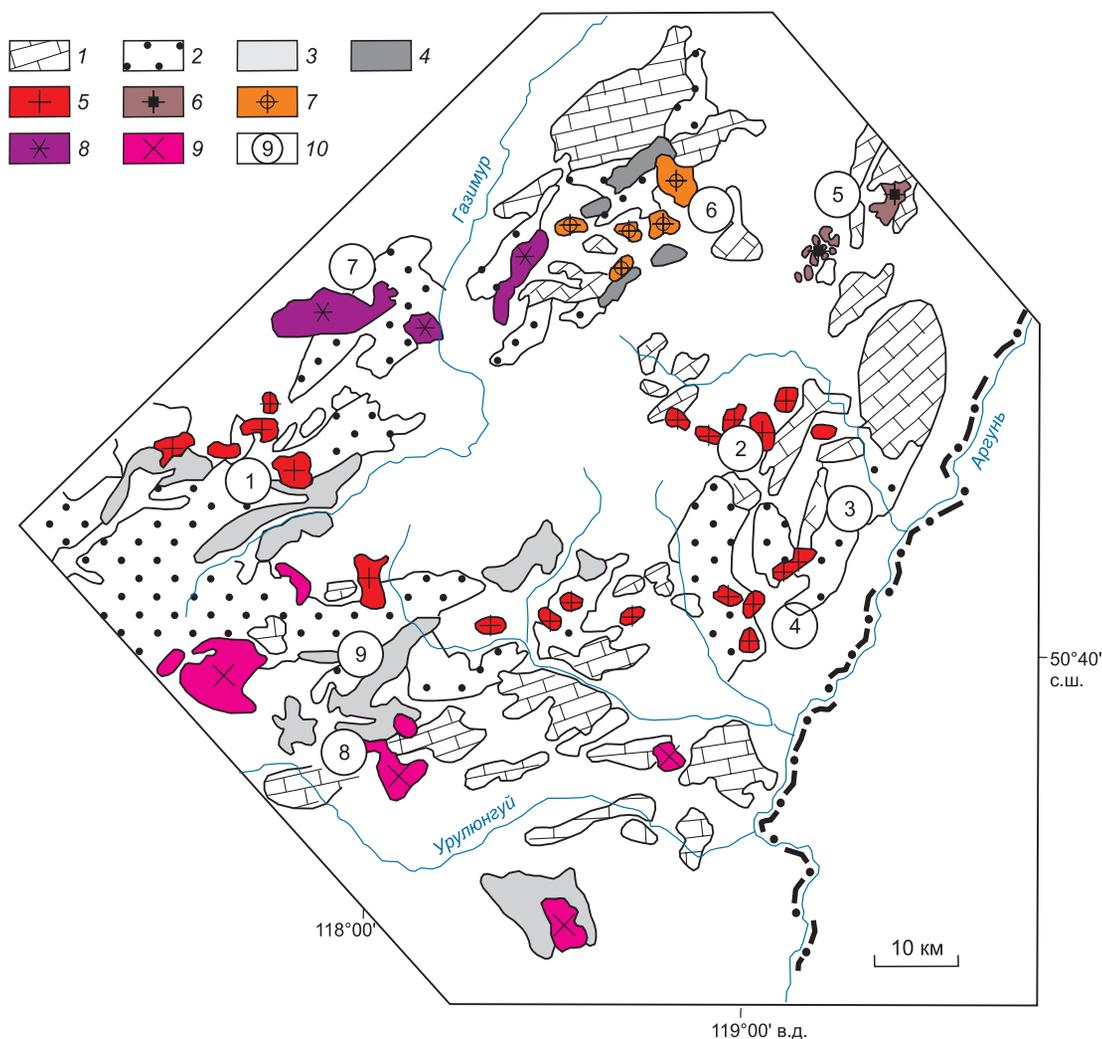
## ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Восточном Забайкалье известно более 300 свинцово-цинковых месторождений и проявлений. Характерной особенностью данных месторождений является их групповое размещение в тесной пространственной ассоциации с интрузивными и эффузивными образованиями, объединенными в единые вулканоплутонические комплексы.

Впервые классификация полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья проведена С.С. Смирновым [Смирнов, 1944]. Он выделил четыре главных типа руд: 1) пирит-арсенопиритовый, 2) буланжерит-галенит-арсенопиритовый, 3) галенит-сфалерит-пиритовый и 4) галенит-сфалеритовый. Позднее по минеральному составу, источникам и условиям формирования полиметаллические месторождения разделили на три типа: галенит-сфалеритовый (акатуевский), скарново-галенит-сфалеритовый (кличкинский) и сульфосольно-галенит-сфалеритовый (благодатский) [Добровольская, Шадлун, 1974; Санин, Зорина, 1980]. Нойон-Тологойское месторождение соответствует акатуевскому типу месторождений.

В Восточном Забайкалье выделяются следующие рудные поля свинцово-цинковых месторождений: Кличкинское, Акатуевское, Кадаинское, Нерчинско-Заводское и др. (рис. 1). В пределах этих полей установлены две группы вулканоплутонических комплексов, сопровождающиеся полиметаллическим оруденением. Первая группа представлена интрузиями кукульбейского комплекса (J<sub>3</sub>) с комагматичными им позднеюрскими эффузивами (Шерловогорское, Хапчерангинское оловополиметаллические месторождения и др.), вторая группа — интрузиями габбро-монцит-сиенитов, габбро-диорит-гранодиоритов акатуевского комплекса (J<sub>2-3</sub>) с близкими им по времени образования эффузивами шошонит-латитовой серии (Акатуевское, Североакатуевское полиметаллические месторождения и др.) [Таусон, Захаров, 1974; Санин, Зорина, 1980]. К этой группе относится и Нойон-Тологойское месторождение.

Выявлено, что рудные поля полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья характеризуются локальными максимумами Δg [Духовский и др., 1998]. Они отмечаются в рудных полях Кадаинского, Воздвиженского, Акатуевского, Ново-Широкинского и Преображенского полиметаллических месторождений. В сейсмическом разрезе, пересекающем рудные поля этих месторождений, выделяются два слоя — верхний и нижний, отображающие неоднородное строение кристаллического фундамента. Граница между ними колеблется на глубинах от 2 до 11 км, в среднем составляя 5—6 км [Духовский и др., 1998]. Изучение Мулинского рудного поля, в состав которого входит Нойон-Тологойское месторождение, выявило на глубине 0.8—1.5 км в сейсмическом разрезе наличие крупной нескрытой магматической камеры. Непосредственно над этой камерой расположено Нойон-Тологойское месторождение.



**Рис. 1. Схема размещения рудных полей свинцово-цинковых месторождений и юрских вулканоплутонических комплексов Восточного Забайкалья, по [Санин, Зорина, 1980].**

1 — известняки, доломиты (PZ); 2 — песчаники, алевролиты (J); 3 — базальты, андезибазальты, андезиты, риолиты акатуевского ( $J_{2-3}$ ) и нерчинскозаводского ( $J_{2-3}$ ) комплексов; 4 — базальты, андезибазальты, андезиты широкинского комплекса ( $J_{2-3}$ ); интрузивные комплексы ( $J_{2-3}$ ): 5 — акатуевский, 6 — нерчинско-заводский, 7 — широкинский, 8 — позднешахтаминский, 9 — кукульбейский, 10 — рудные узлы свинцово-цинковых месторождений: 1 — Акатуевский, 2 — Михайловский, 3 — Кадаинский, 4 — Запокровский, 5 — Нерчинско-Заводский, 6 — Широкинский, 7 — Шахтаминский, 8 — Кличкинский, 9 — Нойон-Тологойский.

По составу интрузивных образований на дневной поверхности высказано предположение, что породы, слагающие камеру, сложены сиенодиоритами, монцодиоритами, сиенитами и гранитами [Духовский и др., 1998].

Единство источников интрузивного магматизма и эффузивных образований, ассоциирующих с полиметаллическим оруденением, подтверждается близостью их изотопного состава, едиными временными интервалами их образования. Так, в Александрово-Заводской мульде в андезибазальтах шадаронской серии ( $J_{2-3}$ ) отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  равно 0.7065, соответственно в сиенит-порфирах акатуевского комплекса — 0.7060 [Сасим, Дриль, 2011].

Образование рудоносных вулканоплутонических комплексов происходило в среднепозднеюрское время при коллизионных процессах надвигания Сибирского континента на Монголо-Китайский континент [Зорин и др., 1998]. В результате этих процессов при закрытии Монголо-Охотского залива под континентальной литосферой была погребена океаническая рифтовая зона. Ее продолжающаяся активность вызвала существование мантийных источников расплавов и субщелочной уклон коллизионного магматизма [Зорин и др., 1998]. С данными процессами тесно связано образование мезозойских золото-рудных месторождений [Спиридонов и др., 2006; Абрамов, 2014, 2015; Чернышов и др., 2014].

Таблица 1. Среднее содержание основных рудных компонентов и элементов-примесей в полиметаллических рудах месторождений Сибири

Месторождение	Число проб	Zn	Pb	Cu	Ba	As	Sb	Bi	Cd	In	Mo
Корбалихинское*	27	9.81	2.01	1.46	0.3	2100	500	90	810	1	5
Юбилейное*	35	8.08	2.15	1.46	5.02	7800	3300	52	520	1	20
Захаровское*	33	10.6	5.96	2.03	0.3	4400	1500	180	890	15	5
Кызыл-Таштыгское*	91	10.3	2.85	0.65	3.8	2800	100	15	312	9	7
Холоднинское*	43	5.2	0.79	0.04	< 0,01	500	83	—	140	—	—
Озерное*	62	6.2	1.2	0.01	0.12	700	40	—	150	—	—
Нойон-Тологойское	12	14.3	4.52	5.94	0.003	49300	8764	—	594	558	45
Кличкинское	10	7.56	3.15	0.22	0.007	25100	1054	—	311	17,6	4
Акатуевское	11	15.7	7.43	—	0.0006	36430	193	—	1107	60,7	7
Шерловогорское	10	12.1	3.71	0.87	0.007	41377	708	—	2334	290	5
Хапчерангинское	13	18.9	2.23	0.68	0.004	1094	242	—	1567	190	14

Примечание. Zn, Pb, Cu, Ba — в %, остальные элементы — в г/т, прочерк — нет данных.

\* Данные [Гаськов и др., 2005].

На территории Восточного Забайкалья образование многих полиметаллических месторождений связано с формированием магматических комплексов. Существует следующий ряд прямых признаков, указывающих на их связь с магматизмом: 1) рудные тела Акатуевского месторождения пересекаются дайками лампрофиров и граносиенит-порфиров акатуевского комплекса [Санин, Зорина, 1980]; 2) изучение изотопного состава свинца Акатуевского месторождения указывает на существование двух источников: «мантийного» и «корового». Природа «мантийного» источника вещества обосновывается тем, что тренд эволюции свинца в своей радиогенной части примыкает к полю составов пород габбро-монзонитовой серии Акатуевского массива [Татарников и др., 2008]; 3) на Михайловском месторождении дайки лампрофиров акатуевского комплекса отделяют во времени колчеданную стадию рудного процесса от полиметаллической [Санин, Зорина, 1980]; 4) в Октябрьском месторождении рудные залежи прорываются дайкой гранодиорит-порфиров Запокровского массива [Горжевский, Козеренко, 1965]. При этом отмечается близость изотопно-свинцовых соотношений Нойон-Тологойского и Акатуевского месторождений, характеризующихся повышенными содержаниями изотопа  $^{206}\text{Pb}$ . Значения изотопов свинца этих месторождений указывают на существенное влияние корового источника в рудах [Дриль и др., 2012; Чугаев и др., 2013].

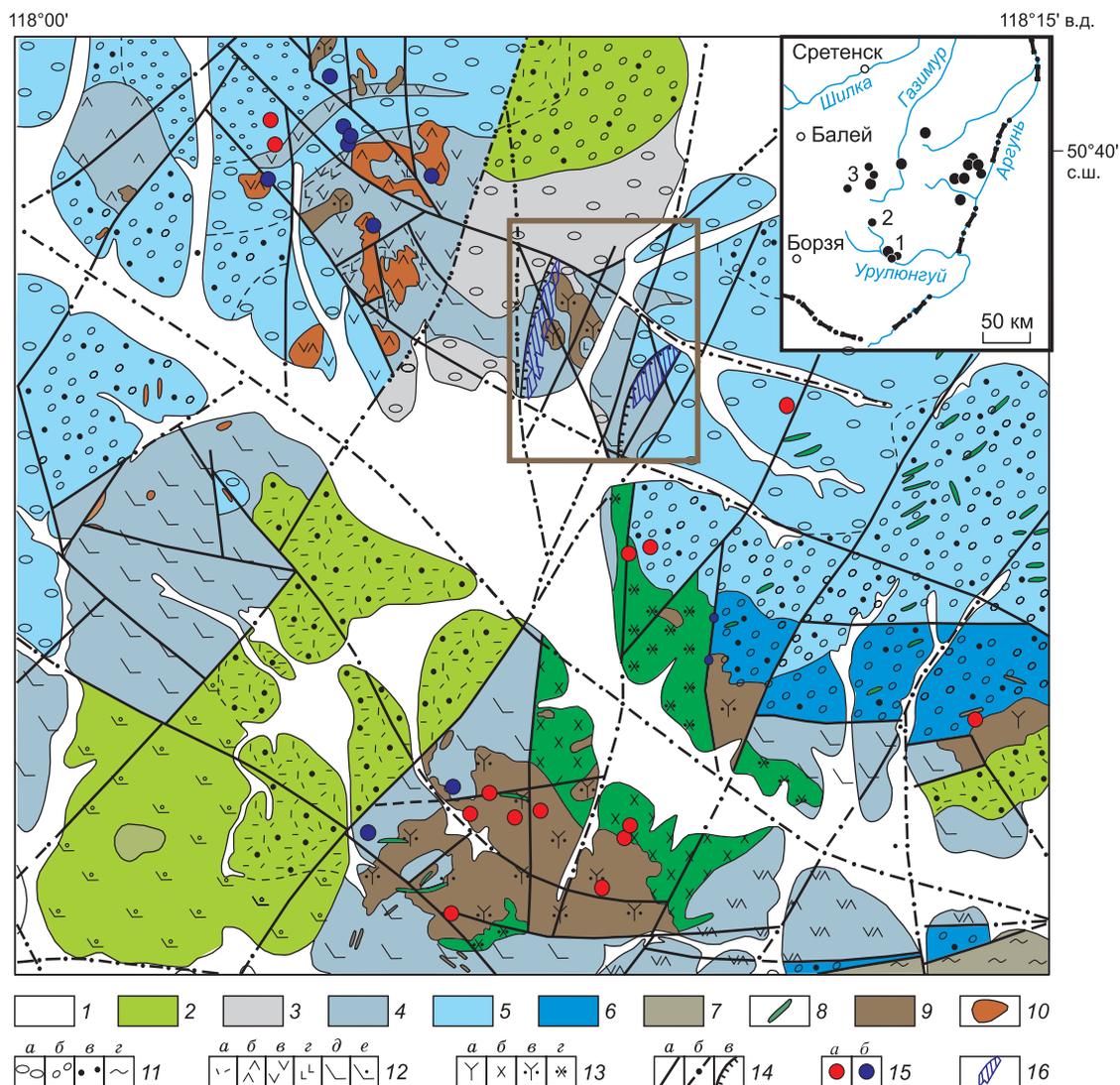
Сравнительный анализ показал, что содержания элементов в рудах полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья близки к концентрациям элементов в рудах вулканогенно-гидротермальных месторождений юга Сибири (VHMS-тип) и превышают концентрации в рудах вулканогенно-осадочных месторождений (SEDEX-тип) юга Сибири (табл. 1) [Гаськов и др., 2005]. Это косвенно свидетельствует о связи магматизма с рудообразованием в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья. Отличительными особенностями полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья относительно месторождений юга Сибири являются более высокие концентрации в рудах индия и пониженные содержания бария.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА НОЙОН-ТОЛОГОЙСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нойон-Тологойское полиметаллическое месторождение расположено в северной части Кличкинского рудного района, в северо-западной оконечности Западно-Урулюнгуевской впадины (рис. 2, 3). Месторождение было открыто экспедицией 324 «Сосновгеология» в ходе поисково-оценочных работ 1989—1994 гг. По запасам Нойон-Тологойское месторождение относится к числу крупных (Pb — 920, Zn — 1090, Ag — 4 тыс. т) [Чечеткин и др., 2011].

На Нойон-Тологойском полиметаллическом месторождении проведены геолого-разведочные работы, результаты которых приводятся в данной статье. В районе месторождения отмечается тесная пространственная приуроченность полиметаллического и золотого оруденения к выходам интрузий акатуевского комплекса (см. рис. 2).

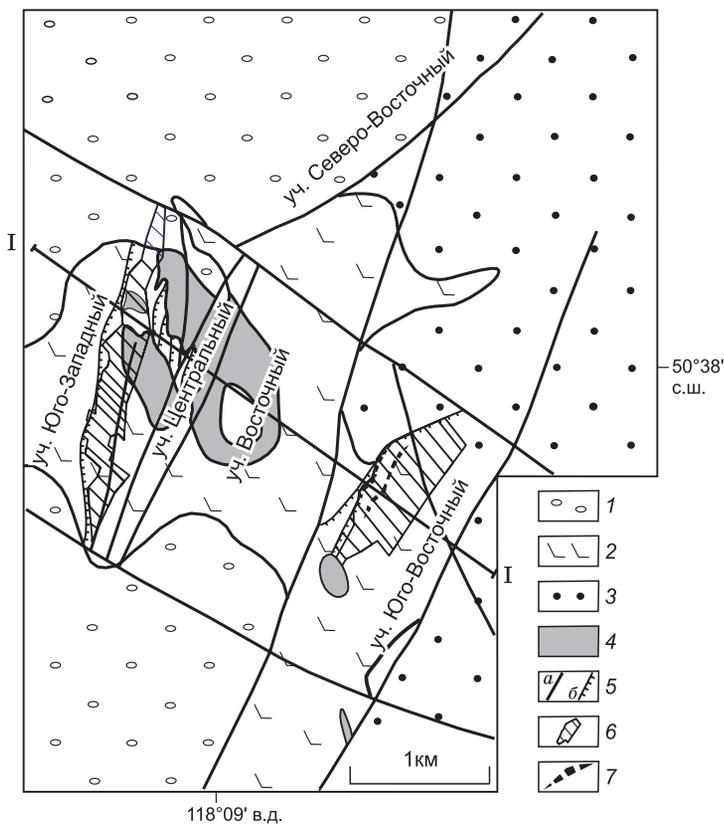
В геологическом строении месторождения принимают участие осадочные отложения болбойской ( $J_3$ ) и верхнегазимурской ( $J_2$ ) свит, вулканогенно-осадочные отложения залгатуйской свиты ( $J_{2-3}$ ) мулинской серии и интрузии акатуевского комплекса ( $J_{2-3}$ ) (см. рис. 3) [Гарабарко, Губкин, 1996].



**Рис. 2. Схема геологического строения района Нойон-Тологойского полиметаллического месторождения (по А.И. Брель, 2011 г.).**

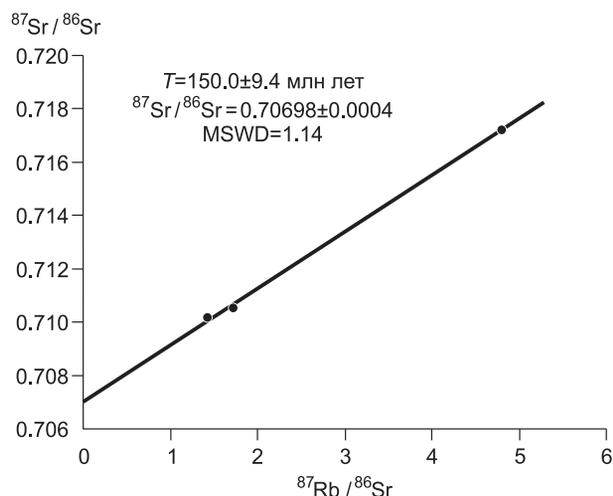
1 — аллювиально-пролювиальные отложения Q (пески, валуны, супеси, суглинки с дресвой и щебнем); 2 — тургинская свита K<sub>1</sub>tr (трахибазальты, песчаники, алевролиты, конгломераты); 3 — болбойская свита J<sub>3</sub>Vl (конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, дациты, андезидациты, их туфы); 4 — мулинская серия J<sub>2-3</sub>; свиты: залгатуйская (Zl), кайлакская (Ks) (трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, песчаники, гравелиты, конгломераты); 5 — верхнегазимурская свита J<sub>2</sub> (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты); 6 — бохтинская свита J<sub>2</sub> (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты); 7 — протерозой-вендские отложения PR-V (сланцы с прослоями песчаников, карбонатных пород, туфов); акатуевский комплекс J<sub>2-3</sub>; 8 — дайки сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров; 9 — штоки сиенит-порфиров, сиенитов, монцонитов; 10 — мулинский комплекс J<sub>2-3</sub> (штоки, дайки трахиандезибазальтов, трахитов, сиенит-порфиров); 11 — мулинская серия J<sub>2-3</sub>: а — валунно-галечные конгломераты, б — галечные конгломераты, в — гравелиты, песчаники, алевролиты, г — сланцы; 12 — литологические разности пород: а — риолиты, б — андезиты, в — базальты, г — андезибазальты, д — лавобрекчии; 13 — интрузивные разности пород: а — сиениты, б — монцониты, в — сиенит-порфиры, г — монцонит-порфиры; 14 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — скрытые под чехлом четвертичных отложений, в — пологопадающие межпластовые срывы; 15 — рудопоявления: а — золота, б — полиметаллов; 16 — проекция выходов на дневную поверхность рудных зон Нойон-Тологойского месторождения. Прямоугольник — площадь Нойон-Тологойского месторождения. Врезка — месторождения рудопоявления полиметаллов Восходно-Забайкалья: 1 — Кличкинское, 2 — Нойон-Тологойское, 3 — Акатуйское.

Структурное положение района месторождения определяется приуроченностью к северо-западному замыканию Западно-Урулюнгуйской впадины, осложненной тектоническими нарушениями и мульдообразными впадинами. Среди тектонических нарушений выделяются крутопадающие, имеющие северо-восточное, северо-западное и меридиональное направления. Они разграничивают площади руд-



ров акатуевского комплекса Нойон-Тологойского месторождения с использованием Rb-Sr изотопной системы (табл. 2). Изотопный возраст этих пород (предварительные данные) равен  $150 \pm 9$  млн лет (рис. 4). Начальное отношение изотопов стронция пород составляет  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70698 \pm 0.0004$ , что указывает на мантийно-коровый источник их образования. Эти значения совпадают с отношениями изотопов стронция в монцонитовом массиве Акатуевского полиметаллического месторождения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70644 - 0.70677$  [Сасим, Дриль, 2011]. Их изотопный возраст, по данным Ar-Ar датировки амфиболов,  $154 \pm 4.4$  млн лет [Сасим и др., 2012]. Установлено, что Ar-Ar возраст амфиболов эффузивов кайласской свиты ( $J_{2,3}$ ) района Акатуевского месторождения составляет  $161 \pm 1.7$  млн лет, что свидетельствует о близком временном периоде их образования [Сасим и др., 2012]. Сходство геологического строения составов интрузивных и эффузивных образований Акатуевского и Нойон-Тологойского месторождений, сформированных в одно время: одинаковые отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  интрузивных пород, одинаковый набор основных рудных минералов — указывают на то, что эти месторождения были сформированы в сходных условиях.

**Рис. 4. Рубидий-стронциевая изохрона для сиенит-порфиров акатуевского комплекса Нойон-Тологойского месторождения.**



**Рис. 3. Схема геологического строения Нойон-Тологойского полиметаллического месторождения (по А.И. Брель, 2011 г.).**

1 — болбойская свита ( $J_3$ ), конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы; 2 — залгатуйская свита ( $J_{2-3}$ ), покровы андезитобазальтов, базальтов, трахиандезитов с прослоями песчаников, туфов, алевролитов, конгломератов; 3 — верхнегазимурская свита ( $J_2$ ), конгломераты с прослоями песчаников, алевролитов; 4 — акатуевский интрузивный комплекс ( $J_{2-3}$ ), сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры; 5 — тектонические нарушения: а — крутопадающие, б — пологозалегающие (межпластовые срывы); 6 — контуры сводных проекций рудных залежей с разведанными запасами; 7 — рудные тела с полиметаллическим оруденением.

ных участков. Наряду с крутопадающими нарушениями широко развиты зоны пологих межпластовых срывов, являющиеся главными рудовмещающими элементами.

Среди интрузивных образований наиболее крупным является лакколит сиенит-порфиров акатуевского комплекса ( $J_{2-3}$ ). Мощность его достигает 200 м, протяженность 1200 м. Минеральный состав сиенит-порфиров представлен калиевым полевым шпатом (ортоклаз) — 40—50 %, плагиоклазом (олигоклаз, альбит, андезин) — 15—25 %, кварцем — 15—20 %, роговой обманкой и биотитом — 10—15 %.

Проведены геохронологические исследования валовых проб сиенит-порфи-

В процессе геолого-разведочных работ в районе Нойон-Тологойского месторождения установлена связь магнитных аномалий с интрузиями сиенит-порфиров и габброидов акатуевского комплекса. Предполагается, что эти породы имели единый магматический источник [Скобельцын, 2013].

Основное промышленное оруденение сосредоточено в мульдообразных погружениях, выполненных эффузивами залгатуйской свиты. Установлено, что большая часть рудных тел развита на участках: Центральном, Юго-Восточном, Восточном, Северо-Восточном и Юго-Западном (см. рис. 3). Они отличаются масштабами оруденения и строением рудных зон.

Таблица 2. Rb-Sr изотопные данные по сиенит-порфирам акатуевского комплекса Нойон-Тологойского месторождения

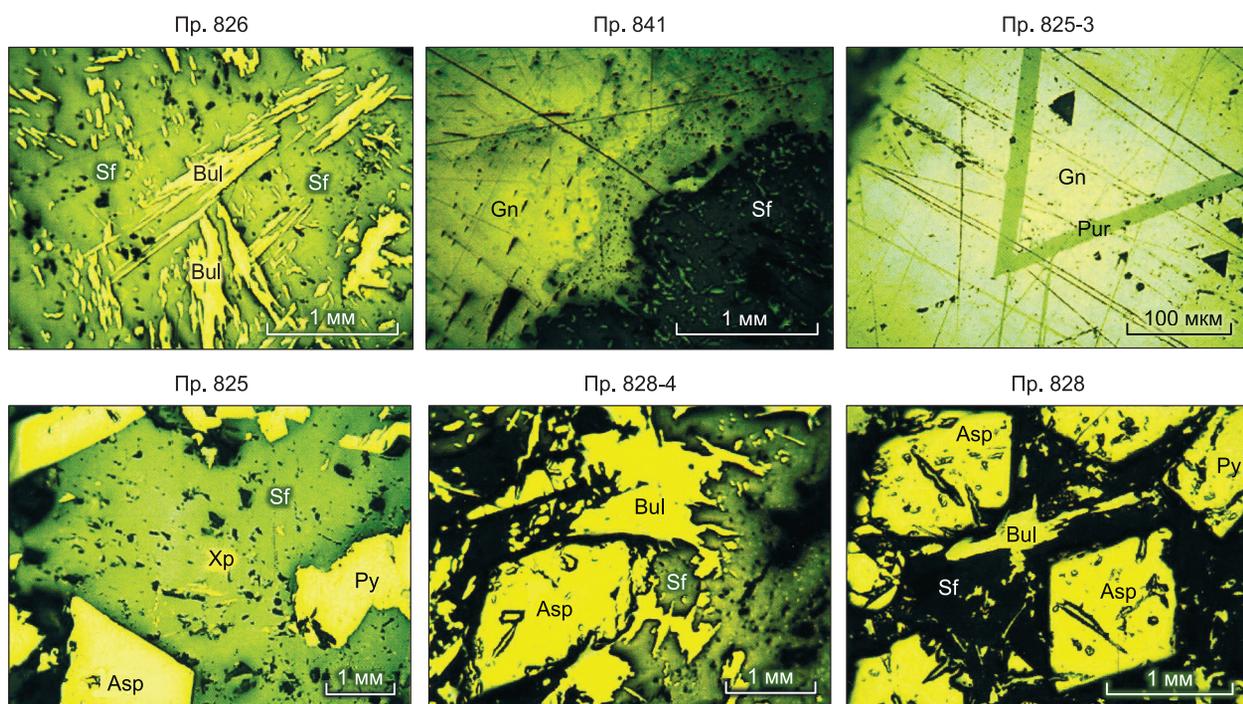
№ пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr
835	248	165	4.781	0.71721
836	163	390	1.43	0.71016
837	188	360	1.715	0.7105

Минерал	Этап минералообразования			
	гидротермальный			гипергенный
	Минеральная ассоциация			
	арсенопирит-пиритовая	галенит-сфалеритовая	сульфосольная	
Кварц				
Доломит				
Кальцит				
Турмалин				
Пирит				
Арсенопирит				
Пирротин				
Галенит				
Сфалерит				
Халькопирит				
Молибденит				
Борнит				
Висмутин				
Серебро самородное				
Золото				
Буланжерит				
Фрейбергит				
Тетраздрит				
Теннантит				
Джемсонит				
Антимонит				
Пираргирит				
Ковеллин				
Малахит				
Азурит				
Ярозит				
Псиломелан				
Скородит				
Плюмбоярозит				
Гетит				
Гидрогетит				
Смитсонит				
Церрусит				
Температура гомогенизации, °С	Арсенопирит–275, Буланжерит–270, Сфалерит –250, Кальцит–220			

■ 1    ▨ 2    □ 3

Рис. 5. Последовательность выделения минералов Нойон-Тологойского полиметаллического месторождения.

Минералы: 1 — главные, 2 — второстепенные, 3 — редкие.



**Рис. 6. Взаимоотношения рудных минералов Нойон-Тологойского месторождения.**

826 — выделения буланжерита (Bul) в сфалерите (Sf); 841 — выделения буланжерита (Bul) между зернами сфалерита и галенита (Gn) и в виде включений в сфалерите (Sf); 825-3 — образование пираргирита (Pur) по спайности в зернах галенита (Gn); 825 — зерна арсенопирита (Asp) и пирита (Py) в сфалерите (Sf); 824-4, 828 — последовательность выделения минералов: пирит (Py) + арсенопирит (Asp) → сфалерит (Sf) → буланжерит (Bul), Хр — халькопирит.

В зависимости от морфологии тектонических элементов рудные тела имеют пластообразную, штокверкоподобную и жильную формы. Они локализуются в зонах тектонических нарушений и на контактах литологических разновидностей пород. Мощность рудных тел колеблется от 1.0 до 44.0 м, в среднем составляя 2.0—3.0 м, протяженность по латерали до 1.0 км.

Преобладающая часть полиметаллического оруденения развита в вулканогенных образованиях, в меньшей мере — в терригенных осадочных отложениях и интрузиях акатуевского комплекса. Основные запасы полиметаллических руд отмечаются в пластообразных рудных телах на сорванном контакте подошвы андезибазальтов залгатуйской свиты с подстилающей терригенной толщей (см. рис. 3). Определяющим критерием в локализации оруденения является наличие разнонаправленных систем тектонических нарушений и неоднородность физико-механических свойств вулканогенно-осадочной толщи, способствующих заложению послойных срывов и штокверковых зон [Тарабарко, Губкин, 1996].

В рудных телах наиболее распространенными минералами являются пирит, арсенопирит, галенит и сфалерит. Менее развиты буланжерит, тетраэдрит, фрейбергит и др. Анализ взаимоотношений рудных минералов позволяет выделить такую последовательность их выделения: арсенопирит + пирит → галенит + сфалерит → буланжерит (рис. 5, 6).

Средние температуры гомогенизации флюидных включений минералов Нойон-Тологойского месторождения составляют: арсенопирит — 275 °С, буланжерит — 270 °С, сфалерит — 250 °С, кальцит — 220 °С (см. рис. 5). Определения проводились в ИГЕМ РАН (г. Москва).

Существуют несколько разновидностей галенита, пирита, арсенопирита и сфалерита, отличающихся последовательностью выделений, размерами зерен и ассоциациями. Сульфосоли свинца представлены буланжеритом, джемсонитом, замещающими галенит ранних ассоциаций. В рудных телах содержание их не превышает 15 %. Серебросодержащие минералы представлены фрейбергитом, тетраэдритом, пруститом, пираргиритом и аргентитом. Размеры их составляют доли миллиметра. Редко отмечается самородное серебро.

Метасоматически преобразованные породы развиты преимущественно в зонах тектонических нарушений. Они отмечаются в эффузивных, реже в осадочных образованиях. При этом наиболее распространены зоны березитизации и пропилитизации пород. В результате более поздних и слабо проявленных процессов аргиллизации в измененных базальтах появляются микропрожилки глинистых минералов.

Таблица 3. Содержание элементов в рудах Нойон-Тологойского полиметаллического месторождения

Компонент	825	825-1	825-2	825-4	826	826-1	826-3	826-5	827-5	828	828-1	828-2	828-4
Ag	190	135	—	133	207	114	1530	185	140	—	—	250	210
Cu	—	—	0.015	—	—	—	—	—	1.17	0.52	0.002	0.75	0.49
Zn	8.5	8.2	13.0	5.5	14.0	18.4	12.7	9.3	20.0	25.5	0.87	8.3	6.9
As	5.2	3.1	0.30	2.9	4.9	3.1	0.15	0.02	2.2	2.7	0.027	2.3	5.0
Pb	8.7	4.1	0.6	2.8	13.7	5.7	7.6	2.1	1.2	0.6	0.79	10.2	4.0
Bi	—	—	130	—	8	16	16	—	16	7	13	15	28
Sn	990	112	—	215	3020	243	268	100	115	97	—	500	167
Sb	2.61	0.02	—	0.04	6.06	0.22	0.10	0.05	0.01	0.005	—	0.57	0.15
Cd	1150	730	—	400	1650	1290	870	667	1400	2170	—	680	700
In	125	146	—	80	—	390	—	41	550	500	—	53	92
Mo	—	27	5	—	190	32	32	30	18	28	8	0	—
La	19.2	39.4	16.5	—	<2	—	—	3.5	—	3.7	69.2	3.7	—
Ce	30.7	77.0	32.0	—	<4	—	—	7.4	—	4.3	155.0	4.3	—
Pr	3.15	7.3	2.9	—	<3	—	—	<3	—	<2	17.0	<2	—
Nd	13.3	33.1	14.4	—	<2	—	—	3.1	—	<2	72.6	<2	—
Sm	3.1	7.25	3.05	—	<1	—	—	<1	—	<1	13.9	<1	—
Eu	0.59	1.20	1.05	—	0.2	—	—	0.23	—	0.11	2.32	0.11	—
Gd	2.3	5.0	2.5	—	<1	—	—	<1	—	<1	8.0	<1	—
Tb	<0.5	<0.5	<0.5	—	<0.5	—	—	<0.5	—	<0.5	0.88	<0.5	—
Dy	1.2	2.3	1.6	—	<1	—	—	<1	—	<1	4.2	<1	—
Ho	<0.5	<0.5	<0.5	—	<0.5	—	—	<0.5	—	<0.5	0.69	<0.5	—
Er	0.60	0.70	0.6	—	<0.5	—	—	<0.5	—	<0.5	1.7	<0.5	—
Tm	<0.3	<0.3	<0.3	—	<0.3	—	—	<0.3	—	<0.3	0.26	<0.3	—
Yb	0.30	0.56	0.43	—	0.2	—	—	0.2	—	<0.3	1.5	<0.3	—
Lu	<0.15	<0.15	<0.15	—	<0.15	—	—	<0.15	—	<0.15	0.15	<0.15	—
Y	4.1	8.1	8.9	—	3.0	—	—	2.0	—	<1	21.9	<1	—
∑TR	74.44	173.81	75.33	—	0.40	—	—	14.43	—	8.11	347.4	23.43	—
(La/Yb) <sub>n</sub>	44.53	48.88	26.62	—	—	—	—	12.11	—	—	32.10	49.60	—
Eu/Eu*	0.68	0.61	1.16	—	—	—	—	—	—	—	0.67	—	—
Eu/Sm	0.19	0.17	0.34	—	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—

Примечание. As, Pb, Zn, Cu, Sb в %, остальные — в г/т. Прочерк — нет данных. Во всех пробах, кроме пр. 828-1, руды характеризуются массивной текстурой, крупно-среднезернистой структурой. В пр. 828-1 наблюдается вкрапленная текстура (включения галенита и сфалерита размерами до 0.2 см в эффузивах). В пробах 825-1, 825-4, 828-2 галенит-сфалеритовые образования цементируют угловатые обломки нерудного материала. Размер обломков достигает 3 см, количество — до 10 %. В пробах 825-2, 826, 826-1, 827-5, 828-1 в галенит-сфалеритовых агрегатах отмечаются карбонатные и кварцево-карбонатные прожилки мощностью до 1 см. В пробах 825-4, 826-1, 827-5, 828, 828-1, 828-2, 828-4 в галенит-сфалеритовых агрегатах отмечаются включения, гнезда и прожилки пирита. Размер гнезд пирита достигает 5 см.  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$ .

Кварцево-серицит-сульфидные метасоматиты развиты преимущественно в центральных частях рудных зон, хлорит-карбонатные метасоматиты — на флангах рудных зон [Тарабарко, Губкин, 1996].

По серициту рудовмещающих березитов К-Аг методом определен их возраст, составляющий  $132 \pm 5$  млн лет [Тарабарко, Губкин, 1996]. Распределение оруденения — неравномерное. Низкие содержания основных рудных компонентов связаны с бедными прожилково-вкрапленными рудами, высокие — со сливными сульфидными жилами. По данным технологического опробования, содержание Pb в рудах достигает 4.9 %, Zn — 6.8 %, Ag — 272 г/т, Au — 0.56 г/т. К числу попутных полезных компонентов относятся Sn, Sb, Cd и др. (табл. 3).

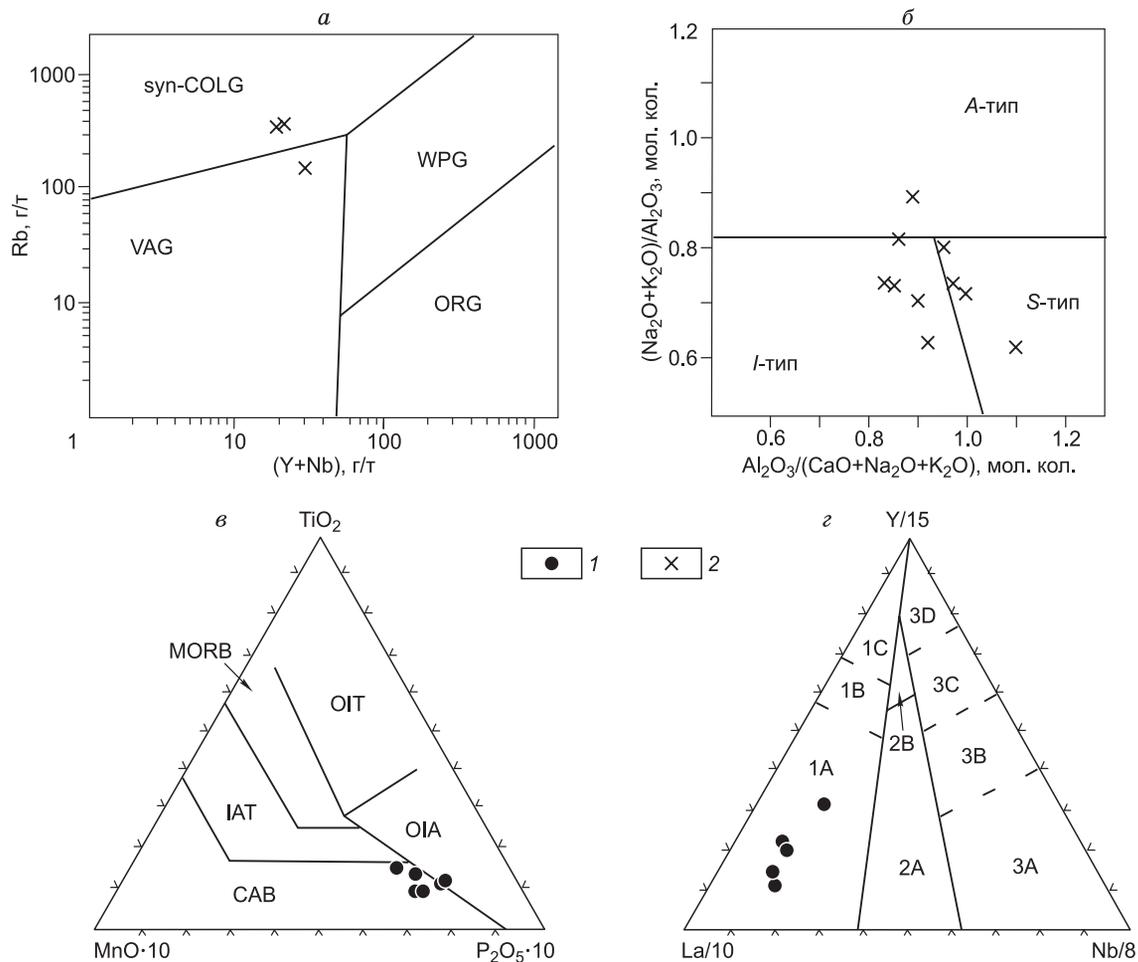
Зона окисления на месторождении имеет ограниченное развитие и охватывает верхние части рудных залежей, выходящих под четвертичные отложения. Глубины ее распространения составляют 40—60 м, в пределах тектонически ослабленных зон и разломов открытого типа до 120—180 м, редко 250 м. В зоне окисления наиболее распространены гидроксиды железа, марганца, плюмбоярозит, церуссит, миметезит, скородит. Нерудные минералы представлены гидрослюдами и карбонатами.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РУД НОЙОН-ТОЛОГОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В районе месторождения вулканоплутонические комплексы представлены сиенит-порфирами акатуевского комплекса ( $J_{2-3}$ ) и эффузивами залгатуйской свиты ( $J_{2-3}$ ) мулинской серии. Геохимические особенности сиенит-порфиров акатуевского комплекса и базальтов залгатуйской свиты соответствуют породам, образованным в коллизионной обстановке (рис. 7, а). Установлено, что источники расплавов среднепозднеюрских магматических образований, сформировавшихся в процессе коллизии, находились как в коре, так и в мантии. Это объясняется тем, что при коллизионных процессах при надвигании Сибирского континента на Монголо-Китайский была погребена океаническая рифтовая зона. Ее продолжающаяся активность обеспечила существование мантийных источников расплавов [Зорин и др., 1998].

На диаграммах  $MnO \cdot 10—TiO_2—P_2O_5 \cdot 10$  и  $La/10—Y/15—Nb/8$  базальты залгатуйской свиты отечают базальтам известково-щелочной серии (см. рис. 7, в, з).

Сиенит-порфиры и базальты характеризуются повышенными значениями коэффициента магнезильности и глиноземистости (табл. 4). Отношения изотопов стронция в сиенит-порфирах ( $^{87}Sr/^{86}Sr =$



**Рис. 7. Квалификационные диаграммы интрузивных и эффузивных образований Нойон-Тологойского месторождения.**

а — дискриминационная диаграмма Rb—Y + Nb для разделения гранитоидов различных геодинамических обстановок. Граниты: VAG — вулканических дуг, ORG — океанических хребтов, WPG — внутриплитные, syn-COLG — коллизионные; б — диаграмма  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3—Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  для гранитоидов. Используются данные геолого-съемочных работ м-ба 1:50 000 (Тарабарко А.Н. и др., 1996 г.); в — дискриминационная диаграмма  $MnO—TiO_2—P_2O_5$  для базальтов.

На диаграмме: CAB — известково-щелочные базальты, IAT — островодужные толеиты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIT — толеиты океанических островов, OIA — андезиты океанических островов; з — дискриминационная диаграмма  $La—Y—Nb$  для базальтов. 1 — базальты вулканических дуг (1А — известково-щелочные базальты, 1В — известково-щелочные базальты и островодужные толеиты, 1С — островодужные толеиты); 2 — континентальные базальты (2А — континентальные базальты, 2В — базальты задуговых бассейнов); 3 — океанические базальты (3А — щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3В, 3С — E-тип MORB (3В — обогащенные; 3С — слабообогатенные), 3D — N-тип MORB).

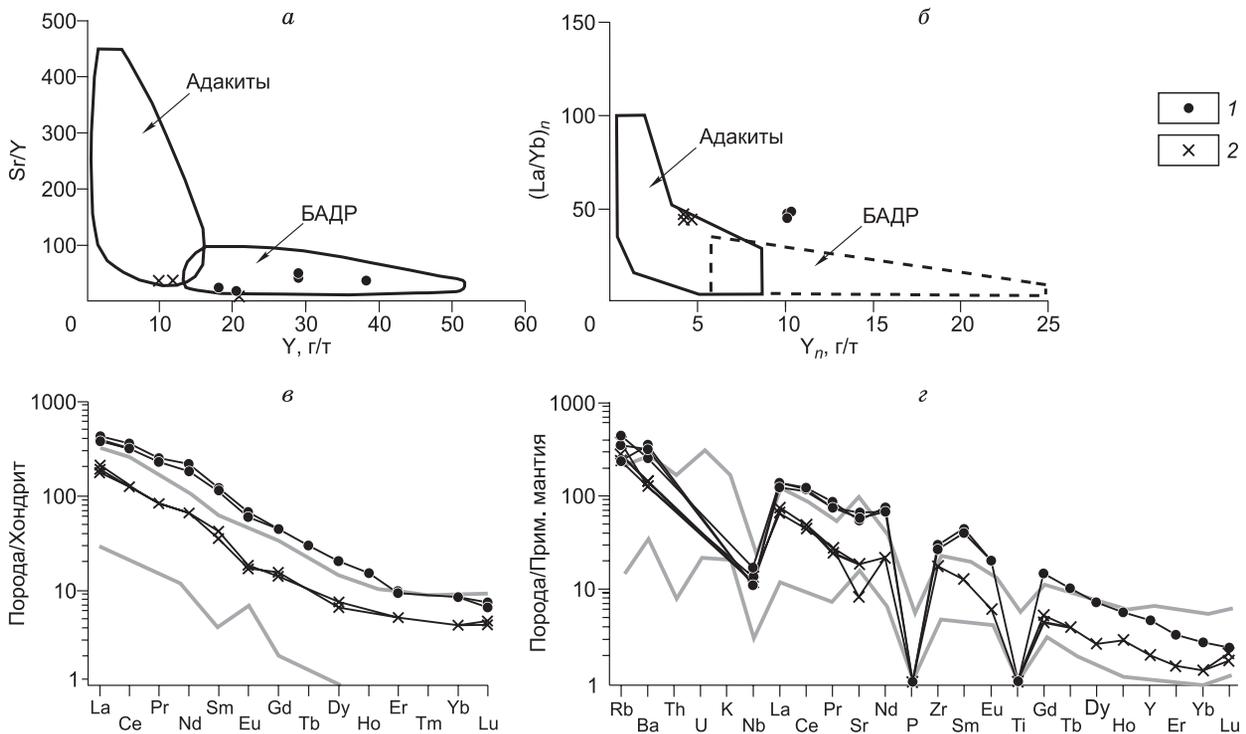
1 — базальты залгатуйской свиты, 2 — сиенит-порфиры акатуевского комплекса.

Таблица 4.

**Содержание петрогенных компонентов (мас. %) и микроэлементов (г/т)  
в сиенит-порфирах и базальтах Нойон-Гологойского месторождения**

Компонент	823	824	829	830	832	835	836	837
SiO <sub>2</sub>	47.10	48.30	47.90	—	—	67.10	67.20	66.40
TiO <sub>2</sub>	1.14	1.11	1.13	—	—	0.44	0.40	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	14.30	14.30	—	—	15.90	16.40	15.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.33	1.35	1.91	—	—	1.69	2.74	2.35
FeO	5.17	5.99	5.37	—	—	0.43	0.35	0.31
MnO	0.25	0.23	0.17	—	—	0.06	0.03	0.09
MgO	5.79	6.68	6.17	—	—	1.07	0.40	0.65
CaO	6.56	5.33	5.92	—	—	0.52	0.64	2.45
Na <sub>2</sub> O	0.77	1.84	0.89	—	—	1.38	3.41	2.63
K <sub>2</sub> O	5.68	4.98	5.72	—	—	5.36	5.00	5.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.80	0.79	0.80	—	—	0.22	0.19	0.19
П.п.п.	10.59	9.29	10.00	—	—	2.35	2.74	3.79
Сумма	99.58	100.19	100.28	—	—	97.52	99.50	100.02
Zn	120	260	280	660	106	20300	540	760
As	30	119	140	195	62	165	27	37
Pb	84	263	255	745	172	1031	182	363
Rb	230	160	274	195	128	248	163	188
Sr	1420	1230	1120	400	380	165	390	360
Zr	300	290	320	210	320	205	200	210
Nb	9	10	12	8	12	10	9	9
Mo	9	—	—	—	6	10	—	—
Sn	—	7.7	3.9	29	17	22	20	11
Sb	19	77	27	175	33	60	150	180
Ba	2250	2620	1920	940	1320	905	900	1030
La	94.5	95.4	101.5	—	—	46.4	50.1	47.8
Ce	201.0	200.0	213.5	—	—	84.0	87.5	84.5
Pr	21.7	21.5	23.2	—	—	7.8	7.9	7.7
Nd	90.8	90.3	98.3	—	—	30.4	30.1	29.5
Sm	17.8	17.5	18.9	—	—	5.5	5.4	5.4
Eu	3.42	3.41	3.71	—	—	1.02	1.05	1.09
Gd	9.6	9.4	9.8	—	—	3.1	2.8	3.0
Tb	1.06	1.1	1.1	—	—	<0.5	<0.5	<0.5
Dy	5.26	5.15	5.5	—	—	2.1	1.95	2.0
Ho	0.96	0.91	0.99	—	—	<0.5	<0.5	<0.5
Er	1.6	1.6	1.7	—	—	0.8	0.80	0.78
Yb	1.4	1.4	1.42	—	—	0.71	0.73	0.72
Lu	0.18	0.17	0.18	—	—	<0.15	<0.15	<0.15
Y	21.4	21.0	21.9	—	—	8.8	8.7	9.6
(La/Yb) <sub>n</sub>	46.87	46.31	49.61	—	—	46.41	47.66	46.83
Eu/Eu*	0.81	0.81	0.83	—	—	0.76	0.82	0.83
Eu/Sm	0.19	0.19	0.20	—	—	0.19	0.19	0.20
∑TR	470.68	468.84	501.70	—	—	190.63	197.03	192.09
TE <sub>1</sub>	0.98	0.97	0.98	—	—	0.96	0.93	0.93
al'	1.17	1.02	1.06	—	—	4.98	4.70	4.72
Mg#	0.64	0.65	0.65	—	—	0.64	0.53	0.50
Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	—	—	—	—	—	0.71721	0.71016	0.71005

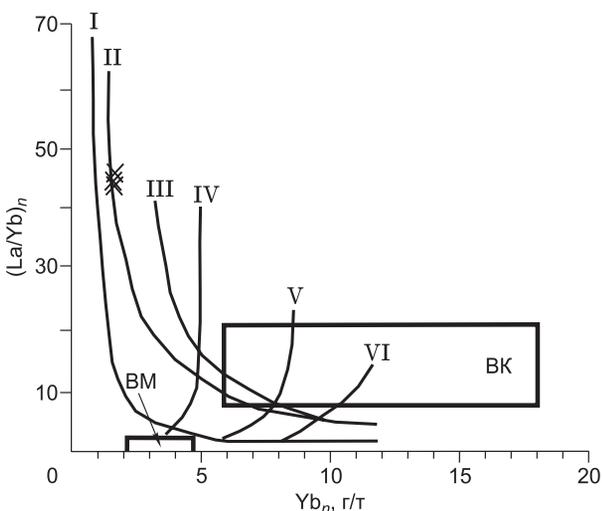
Примечание. Пробы: 823, 824, 829, 830, 832 — базальты залгатуйской свиты, 835, 836, 837 — сиенит-порфиры акатуевского комплекса.  $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ .  $Mg\# = MgO / (MgO + FeO + 0.85Fe_2O_3)$  в молекулярных количествах.  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm \times Gd)_n^{1/2}$ .  $TE_1 = \sqrt{(Ce)_n / [(La)_n^{2/3} \times (Nd)_n^{1/3}] \times (Pr)_n / [(La)_n^{1/3} \times (Nd)_n^{2/3}]}$ .



**Рис. 8. Дискриминационные диаграммы и геохимические спектры интрузивных и эффузивных образований Нойон-Тологойского месторождения.**

*a* — дискриминационная диаграмма  $Sr/Y—Y$ , по [Defant, 1992]; *б* — дискриминационная диаграмма  $(La/Yb)_n—Yb_n$ , по [Martin, 1999]. БАДР — породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин; *в* — редкоземельный; *г* — геохимический спектры сиенит-порфиров акатуевского комплекса и базальтов залгатуйской свиты. Нормирование проводилось по составу примитивной мантии [MacDonough, Sun, 1995]. Серые линии на рис. *в* и *г* ограничивают вариации составов адакитов. 1 — базальты залгатуйской свиты, 2 — сиенит-порфиры акатуевского комплекса.

= 0.7107—0.7121) свидетельствуют о существенном составе в них коровой компоненты. Петрогеохимические особенности сиенит-порфиров указывают на их соответствие гранитоидам *I*- и *S*-типов (см. рис. 7, *б*). По геохимическому составу сиенит-порфиры близки к адакитовым гранитоидам (рис. 8, табл. 4). Адакитовые интрузии имеют следующие геохимические особенности: величина  $(La/Yb)_n$  не более 10, содержание  $Yb$  — менее 1.8 г/т,  $Y < 18.0$  г/т,  $Sr > 300$  г/т [Ефремов, 2010]. На диаграммах  $Sr/Y—Y$ ,  $(La/Yb)_n—Y_n$  сиенит-порфиры отвечают адакитовым интрузиям (см. рис. 8, *a*, *б*). При этом значения базальтов залгатуйской свиты выходят за рамки ограничений адакитов (см. рис. 8). Часть петрохимических и геохимических значений интрузивных и эффузивных образований не отвечают адакитам, более того, адакиты являются единственным геохимическим типом гранитоидов, для которого доказана специализация лишь на золото, медь и молибден (табл. 4) [Gonzales-Partida et al., 2003; Wang et al., 2006]. Несмотря на неполное соответствие данных пород адакитам, в их составе есть доля мантийных образующих.

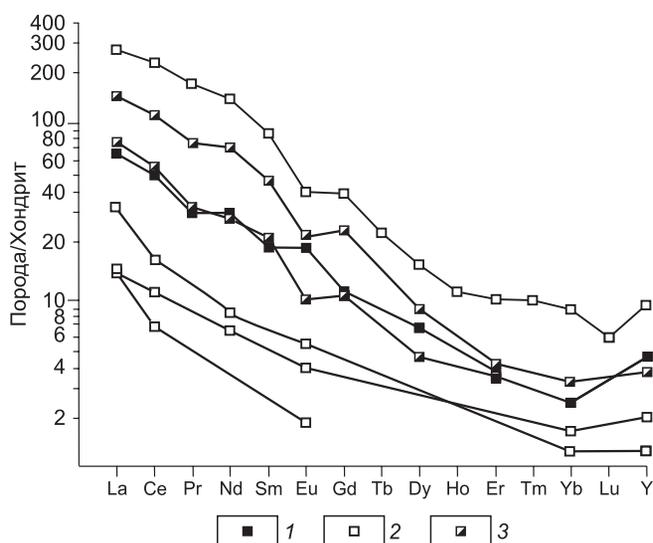


**Рис. 9. Положение сиенит-порфиров акатуевского комплекса на диаграмме  $(La/Yb)_n—Yb_n$  [Shaw et al., 2003].**

Тренды плавления различных источников: I — кварцевые эклогиты, II — гранатовые амфиболиты, III — амфиболиты, IV—VI гранатосодержащая мантия с содержанием граната 10 % (IV), 5 % (V), 3 % (VI); BM — верхняя мантия, BK — верхняя кора: тоналиты, плагиограниты, плагиогранитоиднейсы. Крестом обозначены сиенит-порфиры акатуевского комплекса.

**Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в свинцово-цинковых рудах Нойон-Тологойского месторождения.**

Полиметаллические руды: 1 — с изотопами  $\delta^{18}\text{O}$ , ‰ > 0 в кварце; 2 — с изотопами  $\delta^{18}\text{O}$ , ‰ < 0 в кварце; 3 — руды с неопределенными значениями изотопов в кварце.



На диаграмме  $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$  точки состава сиенит-порфиров локализируются вдоль линии трендов плавления гранатсодержащей мантии и коровых амфиболитов (рис. 9) [Shaw et al., 2003]. Эти данные подтверждают соответствие сиенит-порфиров адакитовым интрузиям.

Образование адакитов связано с процессами плавления субдуцировавшей океанической литосферы, деламинации континентальной коры [Martin, 1999; Ефремов, 2010]. Установлено, что в Забайкальском крае порфировые граниты шахтаминского комплекса ( $J_{2-3}$ ), с которыми связано молибденовое оруденение Шахтаминского месторождения, соответствуют К-адакитам [Берзина и др., 2013].

Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) указывает на то, что магматические очаги сиенит-порфиров акатуевского комплекса и базальтов залгуйской свиты имели близкие значения степени дифференциации ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.76-0.83$ ) и глубины образования ( $\text{Eu}/\text{Sm} = 0.19-0.20$ ) (см. табл. 4) [Винокуров, 1996]. При этом сиенит-порфиры и базальты Нойон-Тологойского месторождения характеризуются отсутствием тетрад-эффектов (ТЭФ) в спектрах лантаноидов. Это указывает на отсутствие в магматических очагах, за счет которых они сформированы, повышенных концентраций летучих компонентов (см. табл. 4) [Ясыгина, Рассказов, 2008; Перетяжко, Савина, 2010]. Наличие ТЭФ выражается в нарушении плавной формы спектров нормированных содержаний РЗЭ в четырех группах (тетрадах): La–Nd, Sm–Gd, Gd–Ho и Er–Lu. Величина спектров ТЭФ рассчитывается по отклонению концентраций середины тетрады относительно краевых значений.  $\text{TE}_i = \sqrt{X_2/X_1^{2/3} X_4^{1/3} \times X_3/X_1^{1/3} X_4^{2/3}}$ . Значения РЗЭ нормированы к хондриту. Спектры ТЭФ принимаются значимыми, если  $\text{TE}_1 > 1.1$  (M-тип),  $\text{TE}_1 < 0.9$  (W-тип) [Перетяжко, Савина, 2010]. Различия в распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) в полиметаллических рудах можно объяснить наличием нескольких разноуровневых в разной степени дифференцированных рудоносных магматических очагов. Они отличаются концентрациями РЗЭ, отношениями  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $\text{Eu}/\text{Sm}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  (рис. 10, см. табл. 4).

Для изучения изотопного состава кислорода были отобраны образцы кварца из кварцево-полиметаллических руд. Изотопный состав в кварце изменяется от  $-3.9$  до  $+10.6$  ‰. Изотопный состав кислорода гидротермального флюида рассчитан в системах кварц–вода по уравнению  $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.34 (10^6/T^2) - 3.31$ , где  $T$  — температура по Кельвину [Matsuhisa et al., 1979]. Рассчитанный изотопный со-

Таблица 5. **Изотопный состав кислорода и расчетный состав флюида при формировании Нойон-Тологойского месторождения**

№ пробы	Состав руд	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ (SMOW)	Изотопный состав флюида при различных температурах, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$			
				220 °C	250 °C	270 °C	275 °C
825-2	Pr-Gn-Sf	Кварц	10.6	0.17	1.71	2.58	2.79
826	Gn-Sf	»	8.0	-2.43	-0.90	-0.02	0.19
825-3	Pr-Gn-Sf	»	-3.3	-13.75	-12.20	-11.32	-11.11
826-5	Gn-Sf	»	-2.1	-12.53	-11.00	-10.12	-9.91
826-4	»	»	-1.3	-11.73	-10.20	-9.32	-9.11
828	Ars-Gn-Sf	»	-3.9	-14.33	-12.80	-11.92	-11.71
828-1	Pr-Gn-Sf	»	-2.8	-13.23	-11.70	-10.82	-10.61
828-4	»	»	-3.4	-13.81	-12.30	-11.42	-11.21
841	»	»	0.4	-10.03	-8.50	-7.62	-7.40

Примечание: Ars — арсенопирит, Pr — пирит, Gn — галенит, Sf — сфалерит.

став кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа 250—275 °С меняется от –12.80 до +2.79 ‰ (табл. 5). Эти данные можно объяснить взаимодействием рудоносных флюидов с метеорной водой. Установлено, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  флюида ртутно-сурьмяных месторождений Юго-Западной Аляски варьируют от –12 до +14 ‰, что предполагает участие в рудообразовании метеорных вод [Gray et al., 1997]. В полиметаллических рудах месторождений Прогноз и Купольное (Якутия) изотопные составы кислорода рудоносных флюидов при температуре 200 °С колеблются от –8.0 до +2.0 ‰, что указывает на участие метеорных вод в рудообразовании [Бортников, 2006].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, Тойон-Тологойское полиметаллическое месторождение по условиям образования, минеральному составу аналогично полиметаллическим месторождениям Восточного Забайкалья, ассоциирующим с вулканоплутоническими образованиями акатуевского комплекса. По содержаниям элементов полиметаллические руды Тойон-Тологойского месторождения близки к вулканогенно-гидротермальным (VHMS-тип) месторождениям юга Сибири. Рудные тела локализованы в зонах тектонических нарушений. Вмещающими породами являются вулканогенно-терригенные отложения мулинской серии ( $J_{2-3}$ ) и сиенит-порфиры акатуевского комплекса ( $J_{2-3}$ ). Значительную роль в рудообразовании играли метеорные воды. По геохимическим особенностям сиенит-порфиры акатуевского комплекса в основном соответствуют адакитам. Вероятнее всего, источниками полиметаллических руд Нойон-Тологойского месторождения явились адакитоподобные магмы с существенной долей переплавленного корового вещества. Известно, что формирование адакитов часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда.

Автор благодарен К.Р. Ковалеву и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

## ЛИТЕРАТУРА

**Абрамов Б.Н.** Условия образования, петрохимические и геохимические особенности пород и руд Дельмачикского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Литосфера, 2014, № 3, с. 93—101.

**Абрамов Б.Н.** Ключевское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Восточное Забайкалье) // ДАН, 2015, т. 464 (1), с. 85—90.

**Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон О.В., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А.** Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

**Бортников Н.С.** Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48 (1), с. 3—28.

**Винокуров С.Ф.** Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // ДАН, 1996, т. 346 (6), с. 792—795.

**Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р.** Факторы концентрирования элементов-примесей в рудах колчеданных месторождений юга Сибири // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (3), с. 303—317.

**Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.** Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965, 300 с.

**Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н.** Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М., Наука, 1974, 194 с.

**Дриль С.И., Герасимов Н.С., Сасим С.А., Владимирова Т.А., Спиридонов А.М., Ильина Н.Н., Чуканова В.С.** // Изотопная эволюция Pb некоторых золоторудных и полиметаллических месторождений Монголо-Охотского складчатого пояса.

**Духовский А.А., Амантов В.А., Артамонова Д.Н., Панфильцев Д.Н., Ступак В.М.** Сейсмические и гравитационные образы ведущих рудных районов Юго-Восточного Приаргунья (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40 (2), с. 99—111.

**Ефремов С.В.** Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия, 2010, № 11, с. 1185—1201.

**Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скларов Е.В., Томуртоого О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч.** Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 11—25.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А.** Тетрад-эффекты гранитоидных пород — следствие процессов жидкостной несмесимости в богатых фтором силикатных расплавах // ДАН, 2010, т. 433 (4), с. 524—529.

**Санин Б.П., Зорина Л.Д.** Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Наука, 1980, 195 с.

**Сасим С.А., Дриль С.И.** Изотопно-геохимические характеристики пород Акатуевского массива Восточного Забайкалья и связанных с ним полиметаллических руд // Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2011, № 1, с. 78—85.

**Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В.** Изотопно-геохимическая систематика и геохронология пород шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины Юго-Восточного Забайкалья // Материалы совещания «Современные проблемы геохимии». Иркутск, 22—26 октября 2012 г. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2012, т. 2. с. 241—245.

**Скобельцын Е.В.** Формирование дайковых комплексов основного состава, оказывающих воздействие на природу магнитных аномалий месторождения Нойон-Тологой // Вестник Забайкальского государственного университета, 2013, № 9, с. 37—45.

**Смирнов С.С.** Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Л., Госгеолтехиздат, 1944, 92 с.

**Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2006, 291 с.

**Тарабарко А.Н., Губкин Г.Н.** Основные черты геологического строения месторождения Нойон-Тологой / Ред. Г.А. Юргенсон // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию академика С.С. Смирнова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1996, с. 190—196.

**Татарников С.А., Дриль С.И., Владимиров Т.А., Сасим С.А.** Изотопный состав Pb и источники рудного вещества полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья // Материалы I Международной конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитных батолитов. Улан-Удэ, 26—29 августа 2008 г. Улан-Удэ, Изд-во Бурят. НЦ СО РАН, 2008, с. 370—372.

**Таусон Л.В., Захаров М.Н.** Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья // Геохимия, 1974, № 3, с. 380—381.

**Чернышов И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Зорина Л.Д.** Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2014, т. 56, № 1, с. 3—18.

**Чечеткин В.С., Харитонов Ю.Ф., Чабан Н.Н., Тарабарко А.Н.** Минерально-сырьевые ресурсы Забайкальского края. Перспективы освоения и развития // Материалы IX конференции «Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии». Чита, 2—5 октября 2011 г. Чита, 2011, с. 12—17.

**Чугаев А.В., Чернышов И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю.** Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MS-ICP-изучения изотопного состава Pb) // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55 (4), с. 282—294.

**Ясныгина Т.А., Рассказов С.В.** Редкоземельные элементы с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия, 2008, № 8, с. 877—889.

**Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., De Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H.** The geochemistry of young volcanism throughout Western Panama and Southeastern Costa Rica: an overview // J. Geol. Soc. London, 1992, v. 149, p. 569—579.

**Gonzales-Partida E.G., Levrèse G., Carrillo-Cavez A., Cheillett A., Gasquet D.** Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics // J. Geochem. Explor. 2003, v. 80, p. 25—40.

**Gray J.E., Gent Snee L.W., Wilson F.H.** Epithermal mercury-antimony and gold-bearing vein lodes of southwestern Alaska // Econ. Geol., Monograph., v. 9, 1997, p. 287—305.

**Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos, 1999, v. 46, p. 411—429.

**Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N.** Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water // Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43, p. 1131—1140.

**McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

**Sharp Z.D.** A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 1353—1357.

**Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M.** Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed lithosphere — asthenosphere source activated by lithospheric extension // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 9, p. 1657—1679.

**Wang Qiang., Xu Ji-Feng, Jian Ping, Bao Zhi-Wei, Zhao Zhen-Huan, Li Chao-Feng, Xiong Xiao-Lin, Ma Jin-Long.** Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 1, p. 119—144.

**Zheng Y.-F.** Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochem. J.*, 1999, v. 33, p. 109—126.

*Рекомендована к печати 26 апреля 2016 г.  
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию  
15 января 2016 г.*