

МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

УДК 553.23 (25)

Условия формирования опалов Северо-Мутновской вулканической зоны, Камчатка**О.М. Топчиева^а, В.А. Петровский^б, М.А. Назарова^а, В.М. Чубаров^а,
А.Е. Сухарев^б**^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9. E-mail: topchieva2011@mail.ru;
nazarovamar@mail.ru^бИнститут геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54. E-mail: petrovsky@geo.komisc.ru;
sukharev@geo.komisc.ru*(Статья поступила в редакцию 10 ноября 2016 г.)*

Выявлены параметры образования вмещающих пород опаловой минерализации. Установлены тип метасоматоза измененных пород и его направленность. Выявлены минеральные включения в опалах, указывающие на металлоносность Мутновской гидротермальной системы. Рассмотрен вероятный механизм образования опалов Северо-Мутновской зоны, проведено сопоставление по ряду характеристик с опалами месторождения Радужное, Приморье.

Ключевые слова: *опал, Мутновский вулкан, Камчатка, месторождение Радужное, Приморье.*

DOI: 10.17072/pсу.geol.16.1.35

Введение

Как известно, месторождения *опаловой минерализации* по происхождению делятся на два типа – экзогенные и эндогенные.

Основным генетическим типом опалов является гипергенная минерализация, которая образуется в корях выветривания мел миоценового возраста. Яркими примерами такой минерализации являются месторождения Центральной Австралии (Вакин, Кирсанов, 1976; Денискина и др., 1987; Dowell et al., 2002; Jones, Segnit, 1971), на долю которых приходится до 97% мировой добычи опалового сырья. Соответственно уровень геологической изученности минерализации данного типа месторождений довольно высок. Однако к настоящему моменту большая часть осадочных месторождений выработана.

К эндогенному типу минерализации относятся месторождения, приуроченные к складчатым областям и генетически связанные с эффузивными вулканическими породами. Такие месторождения известны в США (Йеллустонский национальный парк), Центральной Америке, России (Дальний Восток, Курильские острова). Они образуются путем осаждения кремнезема из гидротермальных растворов при температуре от 50 до 200°C. На долю эндогенных месторождений приходится не более 5% мировой добычи опалов. Следовательно, степень геологической изученности данного генетического типа невелика, в том числе минералогических особенностей и деталей генезиса. Поэтому исследование эндогенного типа минерализации опалов представляет большой научный интерес.

Геологическое строение территории

Проявление опаловой минерализации приурочено к Мутновскому геотермальному району (МГР), расположенному в 70 км южнее г. Петропавловска-Камчатско-

го. В региональном плане МГР входит в состав Восточной вулканической зоны полуострова (рис. 1, а), характеризующейся проявлением длительной и интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности.

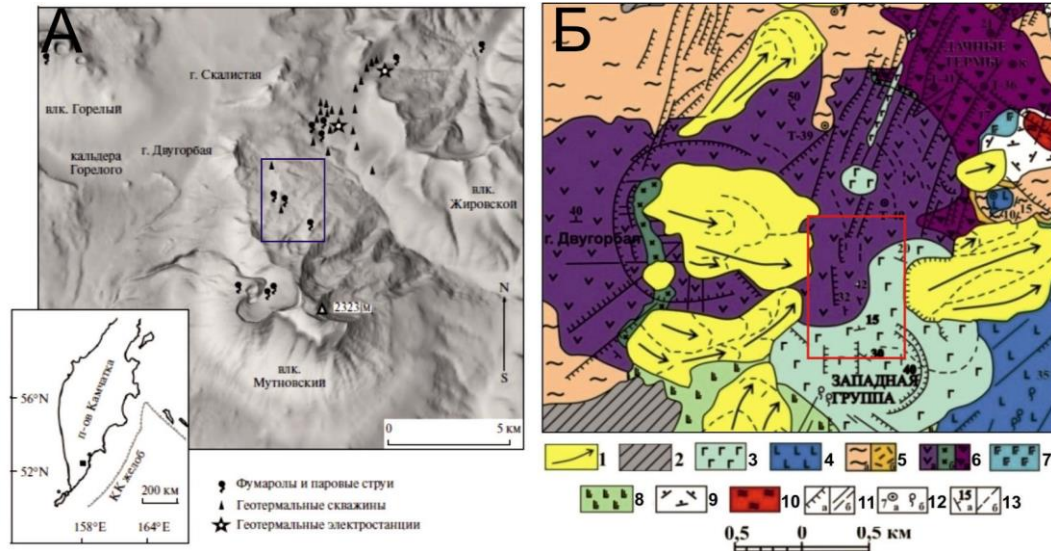


Рис. 1. Карта расположения вулканов Мутновский и Горелый (Зеленский и др. 2012) (А); основные условные обозначения к схематической геологической карте района исследований (Леонов, 1989) (Б): 1 – обвално-осыпные отложения (Q_4); 2 – пемзовые туфы перевалов (Q_4); 3 – базальты Дайковой серии и вулкана Плоского (Q^3_3); 4 – базальты, андезибазальты, андезиты вулкана Мутновского (Q^3_3); 5 – игнимбриты трещинных ареальных извержений и вулкана Горелого (второй фазы) (а) и пемзовые туфы района Дачных терм (б) (Q^2_2); 6 – андезиты, дациты, риолиты (а), базальты (б), их туфы и туфобрекчии (в) вулкана Двугорбого (Q^{2-3}); 7 – базальты, андезибазальты, их туфы и туфобрекчии вулкана Скалистого (Q^{2-3}); 8 – базальты, их туфы и туфобрекчии вулкана Пальчик (Q^{2-3}); 9 – промежуточный комплекс туфоконгломератов, туфов и туфобрекчий (Q^{2-3}); 10 – игнимбриты вулкана Горелого (первая фаза) (Q^{2-3}); 11 – разрывные нарушения с установленным вертикальным смещением (а), трещины (б); 12 – разведочные скважины (а), термоявления (б); 13 – элементы залегания пород (а), маркирующие границы внутри стратиграфических подразделений (б). Район исследований (в том числе Северо-Мутновские источники) отмечен прямоугольником

В пределах МГР расположены вулкан Мутновский с самыми мощными на Камчатке фумарольными полями и многочисленными выходами термальных вод и пара, а также вулканы Горелый, Вилючинский и разрушенный вулкан Жировской. Вулканическая и гидротермальная деятельность началась в плиоцене и продолжается до настоящего времени.

Район сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями от плиоценового до современного возраста (рис. 1, б). Отложения раннеплиоценового

возраста обнажаются в глубоких эрозионных врезках речных долин. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфогенными конгломератами, псефитовыми, псаммитовыми и алевропелитовыми туфами и толщей кислых эффузивов. Общая мощность комплекса не менее 1800–2000 м. Отложения верхнего плиоцена состоят из туфов и лав базальтового, андезибазальтового, андезитового и редко более кислого состава. Они слабают разрушенные вулканические постройки и перекрывают с угловым несо-

гласием эродированную кровлю нижежащих толщ, смятых в отлогие складки. Отложения четвертичного возраста представлены исключительно вулканитами – лавами, туфами, игнимбритами, туфобрекчиями, пемзами. Переотложенные породы имеют ограниченное распространение – это кальдерно-озерные вулканические пески и валунно-галечниковый аллювий речных долин (Браун и др. 1970).

Проявление опалов и опалитизированных пород приурочено к восточному и юго-восточному склонам горы Двугорбой и Северо-Мутновской вулканической зоны (рис. 1, А, Б). Здесь имеются кварц-чал-цедон-опаловые жилы с сульфидами мощностью до 20 см и зоны опалитизации мощностью в несколько метров. Развитие кварцевых жил прослеживается до вершины сопки Двугорбой по трещинным зонам северо-западного и северо-восточного простирания (Словцов, 1994; Шарапов и др. 1979).

Методика исследования

Для изучения пород применены методы минералогии, петрографии, проведены рентгенофазовый и рентгенофлуоресцентный анализы.

Фазовый состав пород изучался с помощью качественного рентгенофазового анализа. К изучению образцов были применены физико-химические методы исследования, дифрактометрия и инфракрасная спектроскопия. Использовалось оборудование Аналитического центра ИВиС ДВО РАН.

Дифрактограммы получены на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 MAXima (Shimadzu, Япония). Режим съемки: непрерывный, излучение $\text{CuK}\alpha$, напряжение 30 кВ, ток 30 мА, интервал углов 2θ 6–70°. Скорость сканирования 1°/мин, шаг сканирования 0,05°, экспозиция в точке 3 секунды. При съемке использовалась система поликапиллярной оптики.

Инфракрасные спектры поглощения записывались с помощью инфракрасного Фурье-спектрофотометра IRAffinity-1

(Shimadzu, Япония) в диапазоне волновых чисел 400–4000 см^{-1} ; с разрешением 2–16 см^{-1} , число сканов 45. Препараты для съемки готовили растиранием образца с бромидом калия (спектрально чистым) в агатовой ступке и прессованием в таблетки ручным мини-прессом.

Химический состав пород изучался с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра (Pioneer, Bruckner). Состав минералов определялся в аналитических центрах Института геологии Коми НЦ УрО РАН и ИВиС ДВО РАН на сканирующих электронных микроскопах VEGA 3 TESCAN. Режим съемки – ускоряющее напряжение катода 20 кВ.

Результаты исследований

Для определения параметров условий формирования опаловой минерализации необходимо было исследовать вмещающие горные породы, определение которых вызвало некоторые трудности, т. к. для района опаловой минерализации характерна интенсивная гидротермальная переработка пород.

По данным разных авторов (Браун и др., 1970; Леонов, 1989; Селянгин, 2009; Чащин, Мартынов, 2011; Шарапов и др., 1979), район сложен лавами преимущественно андезитового и дациандезитового состава. Этот факт подтверждает наличие в опалитах TiO_2 в количестве, близком к его составу в исходной породе (Белоусов 2006) (рис. 2).

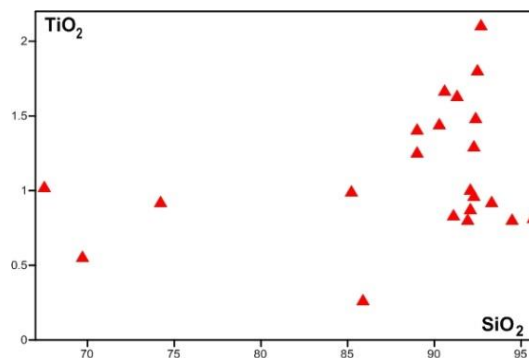


Рис. 2. Вариации петрогенного элемента по отношению к SiO_2 в опалах Северо-Мутновской зоны

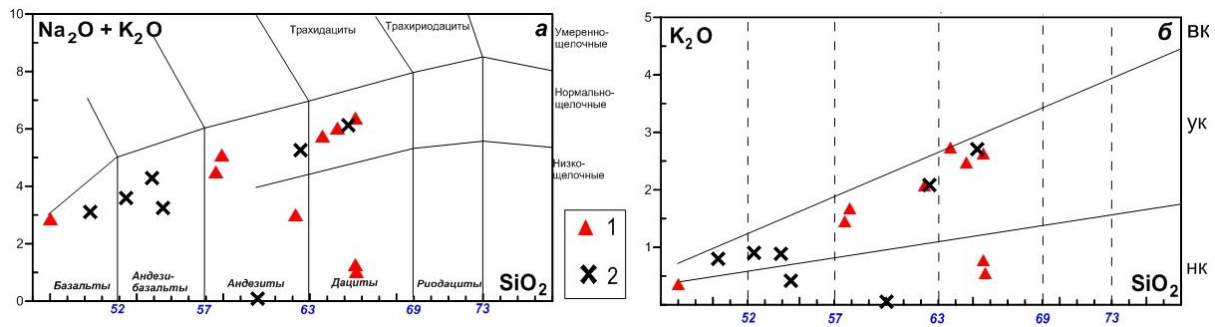


Рис. 3. Диаграммы распределения петрогенных элементов. Границы раздела областей низкой, нормальной и умеренной щелочности (а), а также границы полей калиевоности (б) приведены в соответствии с Петрографическим кодексом (2009): 1 – породы, отобранные авторами статьи; 2 – породы, отобранные другими авторами (Гриб, 1989; Чащин, Мартынов, 2011; Шарпов и др., 1979)

По составу изученные породы образуют непрерывный ряд от базальтов до дациандезитов (рис. 3), отвечают нормально-щелочным умеренно калиевым породам, в ряде случаев низкощелочным низкокалиевым. По данным авторов исследований (Гриб, 1989; Чащин, Мартынов, 2011), андезиты и дациандезиты г. Двугорбой являются производными гибридной магмы, поскольку состав некоторых вкрапленников клинопироксена в этих вулканитах обнаруживает явное несоответствие составу вмещающих пород. Высокие содержания Са и Mg указывают на кристаллизацию их при более высоких температурах и давлениях, свойственных основным расплавам. Присутствие в кислых лавах значительного количества включений базальтов, магнезиальных орто- и клинопироксенов и оливина, а также высококальциевого плагиоклаза свидетельствует о том, что в качестве теплоносителя выступали высокоглиноземистые базальтовые магмы, поступающие с глубин не более 30 км (Гриб, 1989).

Исследованием включений во вкрапленниках плагиоклаза (Чащин, Мартынов, 2011) установлено, что начало кристаллизации андезитов и дациандезитов г. Двугорбой, вмещающих опаловую минерализацию, характеризуется интервалом температур 1014 – 943°C и давлений 7-9 кбар (Гриб, 1989). Выявлено гетерогенное состояние магмы в период кристаллизации плагиоклаза, насыщение умеренно кислых

расплавов водой и низкое содержание углекислоты (Чащин, Мартынов, 2011). На этом основании можно сделать вывод о полигенном генезисе магмы, первичной для андезитов и дациандезитов г. Двугорбой.

Поскольку опаловая минерализация приурочена к Мутновскому геотермальному месторождению (Северо-Мутновская вулканическая зона), следует уточнить его параметры. Месторождение относится к высокотемпературному типу (150 °C) с двухфазовой циркуляцией (парово-жидкой) гидротермальных растворов (Словцов, 1994).

В результате взаимодействия «раствор-порода» формируется пропилит-аргиллизитовая формация с минеральными фациями. Макроскопически аргиллизация выражена осветлением пород, появлением глинистых агрегатов различных цветов (белого, бело-желтого, рыжего, серого, желтого, красного), проявлением прожилков и секретий опала, халцедона. Микроскопически в аргиллизированных вулканитах опалоносной зоны установлены вторичные минералы: монтмориллонит, каолинит, алуниит, опал, халцедон, смектит, пирит.

Опаловая минерализация относится к зоне серно-кислотного выщелачивания. Она соответствует области естественной разгрузки гидротерм на поверхность и циркуляции растворов близповерхностного формирования с температурой 50-

110°C при давлении 1 атм (табл. 1). Здесь различаются две фациальные обстановки, определяющиеся в первую очередь влиянием экзогенных факторов (Словцов, 1994). *Монтмориллонит-пиритовая с опалом* приурочена к местам выходов гидротерм на поверхность в виде парога-

зовых струй с температурой 98-110° С, *каолинит-алунит-опаловая с гидроксидами железа* – к местам выхода гидротерм на поверхность в виде горячих источников и грязевых котлов сульфатно-натриево-кислых (рН 2,6 – 3) дегазированных растворов.

Таблица 1. Температура, рН и химический состав гидротермальных вод Северо-Мутновских источников (Селянгин, 2009)

| Характеристика проб | Западные | | | | Восточные | | | |
|-----------------------------------|----------|-------|------|------|-----------|------|------|------|
| | Т-118 | | | | Т-119 | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Т, °С | 89.0 | 90.0 | 12.5 | 96.0 | 96.0 | 24.0 | 96.0 | 3.0 |
| рН | 6.6 | 2.5 | 7.72 | 7.0 | 7.8 | 7.9 | 4.8 | 7.3 |
| Макроэлементный состав, мг/л | | | | | | | | |
| NH ₄ ⁺ | 30.0 | 6.6 | 0.1 | 15.0 | 6.0 | 0.1 | 15.0 | - |
| Na ⁺ | 210.0 | 121.2 | 5.7 | 2.0 | 49.5 | 20.0 | 27.5 | 2.0 |
| K ⁺ | 1.0 | | 1.0 | 1.8 | | 5.6 | 2.6 | 1.8 |
| Ca ²⁺ | 18.0 | 7.0 | 26.0 | - | 20.4 | 30.0 | - | 3.5 |
| Mg ²⁺ | 13.0 | 41.0 | 6.9 | - | 5.0 | 1.4 | - | 0.2 |
| H ⁺ | - | 3.3 | - | 0.0 | 0.0 | - | - | - |
| Cl ⁻ | 4.0 | 14.6 | 7.9 | 3.6 | 23.4 | 75.0 | 68.9 | 9.8 |
| SO ₄ ²⁻ | 641.0 | 493.9 | 8.0 | 0.0 | - | н/о | - | н/о |
| HSO ₄ ⁻ | - | - | - | - | - | - | - | - |
| HCO ₃ ⁻ | н/о | 0.0 | 92.8 | 9.8 | 24.4 | 75.0 | 68.9 | 9.8 |
| CO ₃ ²⁻ | н/о | - | - | н/о | - | н/о | - | н/о |
| F ⁻ | 0.1 | - | 0.10 | 0.0 | - | 0.2 | 0.2 | - |
| HBO ₂ | 0.2 | сл. | 0.2 | 0.2 | 2.7 | 0.2 | - | 0.2 |
| H ₂ SiO _{3р.} | - | 206.0 | 36.0 | 22.0 | 84.5 | 66.0 | - | 22.0 |
| H ₄ SiO _{4р.} | - | - | - | - | - | - | - | - |
| SiO ₂ | 90.0 | - | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ S | | | | | - | - | - | - |
| CO ₂ | 89.0 | 4.1 | 4.3 | 5.2 | 2.5 | 72.0 | 4.3 | 2.5 |
| Минерализация, г/л | 1.1 | 0.9 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.5 |

Опалы представлены в виде россыпи с величиной обломков до 20 см. Присутствуют разные расцветки: почти белые, кремовые, серые, сизые, оранжевые, красно-вишневые, вишнево-сизые, голубоватые, смешанные. По свойствам опалы также различаются: одни хрупкие и трещиноватые, легкие, с большим количеством пустот и полостей, другие, наоборот, плотные и массивные, трещин почти нет, тяжелые, легко поддаются обработке. На исследуемом проявлении установлены три геммологические разновидности опа-

ла – прозрачный обыкновенный, непрозрачный обыкновенный (кахалонг) и благородный, т.е. опал с проявлением опалесценции (Мостовая и др., 2014).

Химический состав опалов Северо-Мутновской вулканической зоны схож по соответствующим параметрам с опалами зарубежных месторождений (Мостовая и др., 2014а; 2014б). Из редко встречающихся в опалах элементов отмечены V (до 2321 г/т), Cr (до 1191 г/т) Sr (до 500 г/т), а также La, Ce и Y, среднее содержание составляет 175, 19, 8 г/т соответственно.

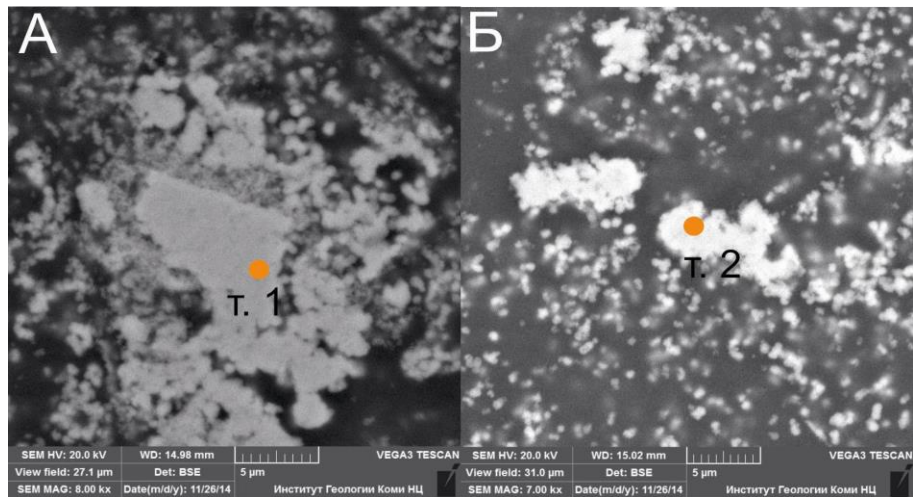


Рис. 4. Гидроксиды железа в виде сферолитов (а, б) в опале

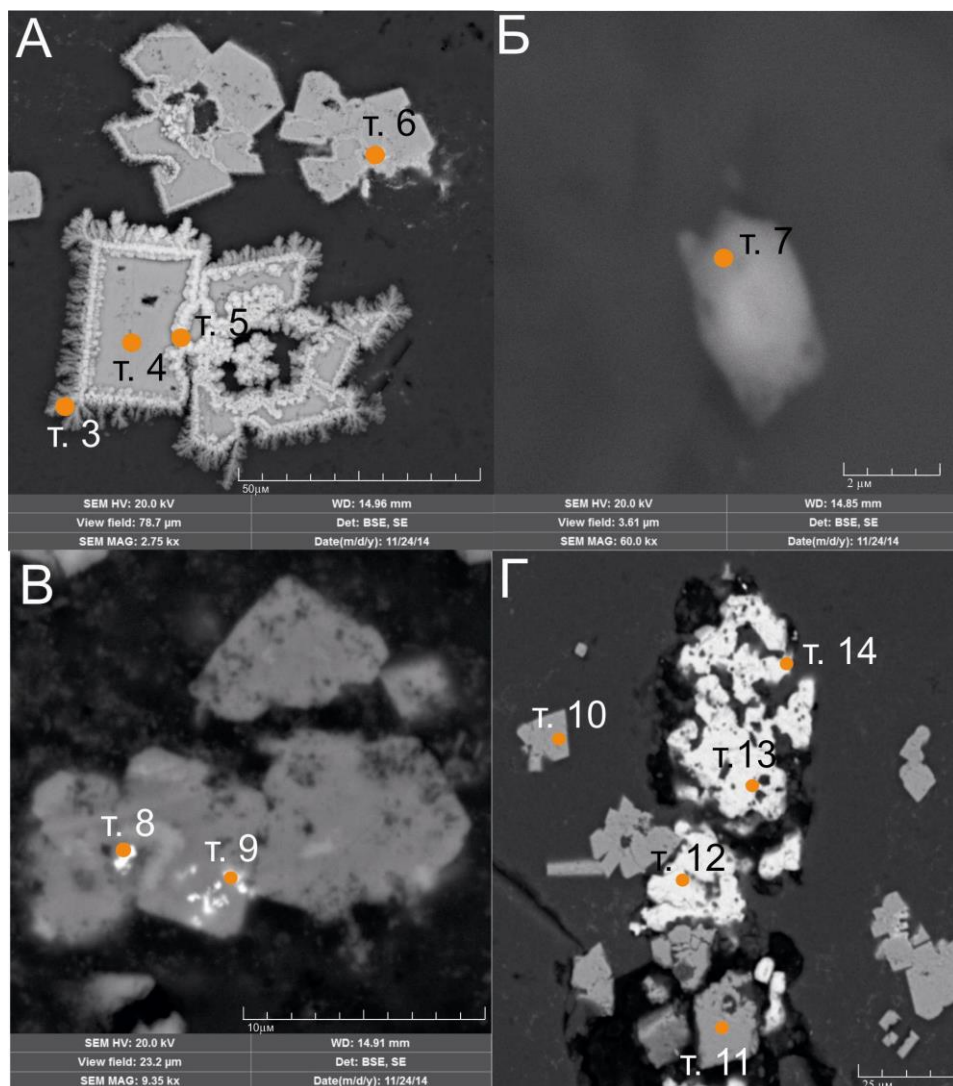


Рис. 5. Пирит с халькозиновой оторочкой и «дендритами», включающими примеси Hg, Cu, Fe, S (а); аргентит (б); пирит с включениями тиманнита (в); пирит и барит (г) в опале

Таблица 2. Химический состав проанализированных минералов (оксиды, мас. %)

| № точки | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | SO ₃ | BaO | TiO ₂ | FeO | CuO | HgO | SeO ₂ | Сумма | Минерал |
|---------|------------------|--------------------------------|-----------------|-------|------------------|-------|-------|-------|------------------|--------|--------------------------|
| 1 | 0,98 | - | 0,49 | - | 0,38 | 80,57 | - | - | - | 82,42 | Гидроксид железа |
| 2 | 2,59 | - | 0,56 | - | 0,69 | 79,18 | - | - | - | 83,01 | Гидроксид железа |
| 5 | 70,19 | - | 17,38 | - | - | 0,67 | 23,94 | 3,11 | - | 115,29 | «Дендриты» вокруг пирита |
| 8 | 6,09 | 0,8 | 12,3 | - | - | 31,68 | - | 44,2 | 0,8 | 96,2 | Тиманнит |
| 9 | 5,72 | 0,82 | 10,3 | - | 1,47 | 36,21 | - | 35,71 | 0,91 | 90,96 | Тиманнит |
| 12 | 0,71 | - | 33,28 | 66,99 | - | - | - | - | - | 100,98 | Барит |
| 13 | 0,81 | - | 33,53 | 67,20 | - | - | - | - | - | 101,54 | Барит |
| 14 | 2,01 | - | 33,58 | 66,20 | - | - | - | - | - | 101,79 | Барит |

В результате исследований опалов на сканирующем микроскопе (VEGA TES SCAN) обнаружены следующие минеральные включения.

Гидроксиды железа, представленные в виде сферических образований, размером около 1 мкм (рис. 4, а, б).

Пирит в виде кубических кристаллов размером около 25 мкм. На краях пирита присутствует оторочка из халькозина (рис. 5,а). Вокруг халькозиновой оторочки в некоторых случаях образовались своеобразные «дендриты», состоящие из Hg, Cu, Fe, S (рис. 5,а).

Аргентит (Ag₂S) в виде очень мелких кристаллов (не более 2 мкм) (рис. 5,б). Содержание Ag - до 30%, серы - до 5 %, остальное приходится на кремнезем, являющийся другой фазой.

Тиманнит (HgSe) отмечен микровключениями в пирите размером около 1 мкм. По кристаллической структуре относится к сфалериту (рис. 5,в).

Барит представлен таблитчатыми кристаллами размером до 25 мкм (рис. 5,г). Содержит до 70 мас.% бария.

Химический состав минеральных включений представлен в табл. 2 и 3.

Проведен рентгенофазовый анализ образцов. На рентгенограмме опалов присутствуют линии фаз пирита и тиманнита (рис. 6). На инфракрасных спектрах поглощения видно, что общее положение

полос находится в области колебаний Si-O-связей (рис. 7).

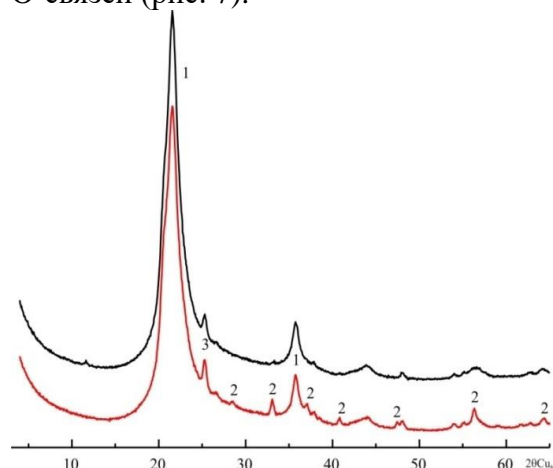


Рис. 6. Дифрактограммы образцов: а – М7-2012-1; б – М7-2012-5. 1 – опал, 2 – пирит, 3 – тиманнит

Характеристические частоты колебаний находятся в диапазонах 1080 – 1200 см⁻¹ – валентные асимметричные, в 750–850 см⁻¹ – валентные и 400–500 см⁻¹ – деформационные связи Si-O-Si в тетраэдрах SiO₄. Интенсивные полосы поглощения, находящиеся в диапазонах частот 1600–1700 см⁻¹, деформационные, в диапазонах 3200–3700 см⁻¹ – относятся к молекуле воды.

Образцы обыкновенного опала исследовались на микроструктурном уровне (Мостовая и др., 2014б) и методом рентгенофазового анализа.

Таблица 3. Химический состав проанализированных минералов (по элементам, вес. %)

| № точки | O | Si | S | Fe | Ti | Cu | Ag | Сумма | Минерал |
|---------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|--------|-----------|
| 3 | - | 0,33 | 29,72 | 10,53 | - | 49,02 | - | 89,61 | Халькозин |
| 4 | 11,99 | - | 50,67 | 43,99 | - | - | - | 106,66 | Пирит |
| 5 | 3,2 | 1,56 | 27,17 | 9,75 | 0,88 | 56,47 | - | 99,02 | Халькозин |
| 7 | 34,55 | 25,77 | 3,49 | - | - | - | 29,76 | 93,57 | Аргентит |
| 10 | - | 0,26 | 52,56 | 45,73 | - | - | - | 98,56 | Пирит |
| 11 | - | - | 51,35 | 46,27 | - | - | - | 97,62 | Пирит |

Для обыкновенного опала характерны хаотические срастания кристаллов кристобалит-тридимитового опала при их неравномерном распределении (Мостовая и др., 2014б).

Благородный опал по данным электронно-микроскопических исследований и рентгенофазового анализа (Мостовая и др., 2014б) сложен в основном α -кристобалитом и относится к кристобалит-тридимитовому опалу (КТ-опалу). К этому же типу относятся благородные опалы месторождения Радужное, Приморье (Тишкина, 2006). Однако в нашем случае выявлено значительное уширение кристобалитового рентгенодифракционного пика, что указывает на кристаллическое несовершенство α -кристобалита

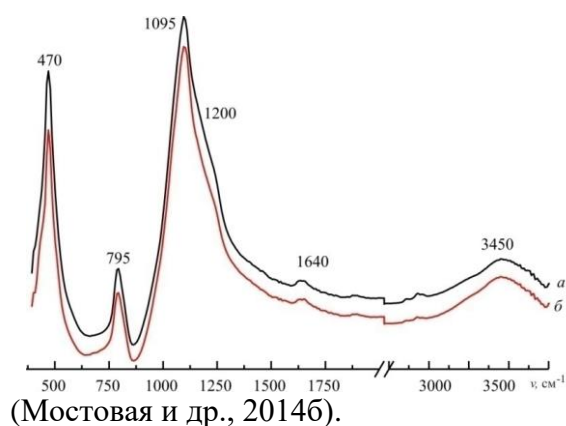


Рис.7. Инфракрасные спектры опаловых образцов: а – М7-2012-1; б – М7-2012-5

Обсуждение результатов

Механизм образования опала, в том числе благородного, схож с генезисом

опалов месторождения Радужное, Приморье (Тишкина, 2006), но в нашем случае первостепенную роль играют метасоматические замещения пород (как отмечено выше, опалы представлены в виде желваков и валунов). Кремниевый флюид (зоны замещения жил) имеет второстепенное значение.

Вероятно, как и в случае опалов месторождения Радужное, опалы Северо-Мутновской вулканической зоны образовались в результате диффузионных метасоматических процессов, главным способом является порододоминирующий режим образования (раствор – порода) (Словцов, 1994). Роль флюидодоминирующего режима до конца не ясна, но тем не менее некоторые выводы могут быть сделаны.

Согласно данным литературных источников (Гриб, 1989; Чашин, Мартынов 2011), можно утверждать, что на глубине не более 30 км существует родоначальная для андезитов и дациандезитов г. Двугорбой магма, обладающая установленными термобарогеохимическими параметрами. Условия дегазации основных, кислых магм при подъеме расплава и различных содержаниях во флюиде воды и углекислоты рассмотрены в работах (Гриб, 1989; Чашин, Мартынов, 2011).

Для андезитов и дациандезитов характерны низкие концентрации CO_2 и высокие H_2O и CH_4 . О насыщении расплава водой в процессе ее эволюции свидетельствует минеральный состав вмещающих пород, а именно наличие в них фенокри-

стов амфибола и биотита (Чащин, Мартынов 2011).

Условия образования обыкновенного опала (Главные ..., 2009) – температура до 140° С, кислые или нейтральные значения рН, но обычно кислые. Опалы встречаются в виде продуктов гидротермальных изменений.

Опаловая минерализация охватывает и термальные источники, их температура варьирует от 3 до 120° С, рН – от 2,5 до 7,9 (Ворожейкина и др., 1980). Следовательно, соблюдаются все необходимые условия образования обыкновенного опала. Также присутствуют две зоны гидротермально-измененных пород, благоприятные для отложения опала, имеющие устойчивую минеральную ассоциацию: монтмориллонитовая – пиритовая с опалом и каолинит – алунит – опаловая с гидроокислами железа.

Механизм образования благородного опала Северо-Мутновской вулканической зоны до конца не ясен. Физико-химические параметры среды, необходимые для образования благородных опалов, следующие (Тишкина, 2006).

1. Температуры от 15-20 до 150° С.

2. рН раствора изменяется от слабощелочного (рН 8-9) на стадии образования первичных глобулей. Затем, на стадии формирования сфер, щелочность возрастает (рН=7-10) и на стадии цементации необходимо наличие слабокислого (рН 6-5) раствора (Денискина и др., 1987).

3. Соленость – в начальной стадии процесса может присутствовать в незначительных количествах (до 0.2%), в конечную стадию – отсутствовать.

Согласно полученным данным (Мостовая и др., 2014б), и данным литературных источников (Словцов, 1994), можно сделать некоторые выводы.

Температура, рН, соленость и состав растворов сильно меняются с глубиной (Словцов, 1994). На поверхности рН среды варьирует в пределах 2-4, иногда достигая значений 7,5-7,9, в результате первичные глобули не могут сформироваться

в гексагональную или кубическую упаковку.

Структура благородного опала глобулярная, но в отличие от структуры опалов месторождения Радужное не слишком упорядоченная. Видимые крупные глобули состоят из скопления более мелких, т. е. весь опал представляет собой отдельные скопления глобул, но в отличие от опалов месторождения Радужное, эти скопления не имеют видимой гексагональной и кубической упаковки (Мостовая и др., 2014б). Это свидетельствует о том, что исследуемые благородные опалы формировались достаточно быстро и условия образования (в том числе повышенная щелочность растворов) были непродолжительными и неустойчивыми.

Вероятно, ведущий механизм образования обыкновенного и благородного опала – гидротермально-метасоматический, как и в случае образования опалов месторождения Радужное (Тишкина, 2006).

Отложение опалов, в том числе благородных, происходило при понижении РТ-параметров среды в близповерхностных условиях, при кислых, нейтральных, в некоторых случаях слабощелочных значениях рН растворов.

Гидротермальный процесс, приводящий к образованию опала, в том числе благородного, является продолжением процесса пропилитизации (Тишкина, 2006). В нашем случае опаловая минерализация относится к пропилит-аргилитизитовой формации.

Результаты исследований микровключений показали, что в опалах присутствуют гидроокислы железа, пирит, барит, халькозин, из редких минералов – аргентит и тиманнит. Рентгенофлуоресцентный анализа установил редко встречающиеся в опалах элементы – V, Cr, Sr, La, Y, Ce. Поскольку гидротермальные воды являются металлоносными (Набоко, 1980), то соответственно опалы могут являться минералами-индикаторами металлоносности гидротермальных источников.

Опалы Северо-Мутновской вулканической зоны, вероятно, образовались в результате выполнения трещин в андезитах и дациандезитах коллоидным раствором кремнезема, формирование которого обусловлено метасоматическими процессами. Максимальная температура образования составляла 110^oС. Отложение опала происходило на фоне пересыщения раствора кремнеземом и повышения щелочности среды от 2 до 7,9.

Заключение

Результаты проведенных исследований опаловой минерализации Северо-Мутновской вулканической зоны можно свести к следующему.

Изучение измененных вмещающих пород г. Двугорбой позволило установить тип метасоматоза и его направленность. По характеру метасоматических процессов и минеральным ассоциациям изучаемые андезиты и дациандезиты отнесены к пропилитово-аргилитизитовой формации (Словцов, 1994; Тишкина, 2006).

Рассмотрен вероятный механизм образования опала, включающий пропилит-аргилитизитовую формацию, которая связана, в некоторых случаях, со слабым ощелачиванием, в большинстве случаев – с окислением гидротермального раствора, с образованием приповерхностных и поверхностных зон серно-кислотного выщелачивания.

Благородный опал образуется из золь кремнезема, возникающих при концентрировании истинных растворов кремнезема, который продуцируется в процессе разложения минералов вмещающих пород под действием растворов первоначально кислотного характера, который в ходе эволюции и миграции меняется на щелочной (Тишкина, 2006). В нашем случае условия образования благородного опала были непостоянными и неустойчивыми, по сравнению с условиями образования благородных опалов месторождения Радужное.

Зоны пропилит-аргилитизированной формации (зоны серно-кислотного выщелачивания) оказались вмещающими для опаловой минерализации как наиболее проработанные и подготовленные для отложения опалов.

Установлено, что химический состав обсуждаемых опалов, условия образования и состав вмещающих пород сходен по соответствующим параметрам с опалами месторождения Радужного и зарубежных месторождений (Мостовая и др., 2014а; 2014б; Тишкина, 2006). Установлены минеральные включения в опалах, такие как пирит, барит, гидроокислы железа, халькозин, в том числе редкие – аргентит и тиманнит, указывающие на металлоносность Мутновской гидротермальной системы в целом.

Благодарности

За помощь в проведении исследований авторы выражают благодарность сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Е.Г. Калачевой и Р.Л. Дунин-Барковскому, а также ООО «Изыскатель» А.В. Мельниковой за полезное обсуждение полученных результатов и Т.В. Мостовой за предоставленные материалы.

Исследования были проведены по программе научно-исследовательских работ, выполняемых в Камчатском государственном университете им. Витуса Беринга в рамках государственного заказа 2012 г. (регистрационный номер НИР: 5.3799.2011).

Библиографический список

- Белоусов В.И., Мельников Д.В., Постников А.И., Белоусова С.П. Геотермальные ресурсы / Камчат. гос. пед. ун-т. Петропавловск-Камчатский, 2005. 106 с.
- Белоусов В.И. Памяти ученых вулканологов: Набоко Софья Ивановна, научная деятельность, достижения и их развитие в мировой вулканологии и геотермии. URL: <http://www.kscnet.ru/ivs/memory/naboko/index.html>. 2006. 50 с.

- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 85–114.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 347 с.
- Главные гидротермальные минералы и их значение / под ред. В.И. Белоусова; Отдел геотермальной и рудной служб Кингстон Моррис Лимитед, 2009. 40 с.
- Гриб Е.Н. Состав и условия кристаллизации лав вулканических построек Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны // Вулканология и сейсмология. 1989. № 4. С. 29–43.
- Денискина Н.Д., Калинин Д.В., Казанцева Л.К. Благородные опалы (природные и синтетические). Н.: Наука, 1987. 183 с.
- Зеленский М.Е., Таран Ю.А., Дубинина Е.О., Шапарь В.Н., Польшцева Е.А. Источники летучих компонентов для вулкана зоны субдукции: Мутновский вулкан, Камчатка // Геохимия. 2012. №6. С. 555 – 575.
- Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
- Мостовая Т.В., Топчиева О.М. Геохимические особенности опалов Мутновского геотермального района, Камчатка // Матер. VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов). Новосибирск, 2014а. С. 152–153.
- Мостовая Т.В., Топчиева О.М., Дунин-Барковский Р.Л., Петровский В.А. Опаловая минерализация на Мутновском вулкане (Камчатка) // Вестник института геологии Коми Научного центра Уральского отделения РАН. 2014б. № 6. С. 3–6.
- Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 200 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Селянгин О.Б. К вулканам Мутновский и Горелый: вулканологический и туристический путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Изд-во «Новая книга», 2009. 108 с.
- Словцов И.Б. Минералого-геохимические критерии физико-химических условий в недрах геотермальных месторождений: на примере Мутновского геотермального месторождения, Камчатка: автореф. канд. дис. М., 1994. 29 с.
- Тишкина В.Б. Генезис благородного опала в вулканитах Северянской свиты: автореф. канд. дис. / Дальневост. геол. ин-т. Владивосток, 2006. 22 с.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
- Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А., Милова Л.В., Васильева А.И. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Н.: Наука, 1979.
- Dowell K, Mavrogenes J., McPhail D.C., Watkins J. Origin and timing of formation of precious opal nobbies at Lightning Ridge / Roah, I.C. (ed.) // Regolith and landscapes in Eastern Australia. CRC LEME, 2002. P. 18–20.
- Jones J. B., Segnit E. R. The nature of opal I: Nomenclature and constituent phases // J. Soc. Austr. 1971. Vol. 6. P. 301–315.

The Conditions of Opal Formation within the North-Mutnovskaya Volcanic Zone of Kamchatka

O.M. Topchieva^a, V.A. Petrovsky^b, M.A. Nazarova^a, V.M. Chubarov^a, A.E. Sukharev^b

^a Institute of Volcanology and Seismology, Russian Academy of Sciences, 9 Piip Blvd, Petropavlovsk-Kamchatskiy 683006, Russia.

E-mail: topchieva2011@mail.ru; nazarovamar@mail.ru

^b Institute Geology Komi SC, Russian Academy of Sciences,

54 Pervomayskaya Str., Syktyvkar 167982, Russia. E-mail:

petrovsky@geo.komisc.ru; sukharev@geo.komisc.ru

The characteristics of formation of the opal mineralization in the host rock within Mutnovskaya volcanic zone were studied. The type of metasomatic rock alteration and its consecutive order were established. The results of study allowed identifying the mineral inclusions in opals, which was linked to the metalliferousness of the Mutnovsky hydrothermal system. Probable mechanism of opals formation within the North Mutnovskaya zone is considered, and its characteristics are compared to those from the opal field Raduzhnoye, Primorye.

Key words: *Opal, Mutnovsky volcano, Kamchatka, Raduzhnoye deposit, Primorye.*

References

- Belousov V.I., Melnikov D.V., Postnikov A.I., Belousova S.P.* 2005. Geotermalnye resursy [Hydrothermal reserves]. KGPU Petr.-Kamch., p. 106. (in Russian)
- Belousov V.I.* 2006. Naboko Sofya Ivanovna. p. 50. (Online) Avialable: http://www.kscnet.ru/ivs/memory/naboko/Nauch_deyatel.pdf (Accessed: January 2017). (in Russian)
- Vakin E.A., Kirsanov I.T.* 1976. Termalnye polya i goryachie istochniki Mutnovskogo vulkanicheskogo rayona [Thermal fields and hot springs of the Mutnovsky volcanic region]. In *Gidrotermalnye sistemy i termalnye polya Kamchatki*. Vladivostok, pp.85–114. (in Russian)
- Brown D.A., Campbell K.S.W., Crook K.A.W.* 1968. The Geological evolution of Australia&New Zealand. Pergamon Press. doi: 10.1016/B978-0-08-012277-9.50002-0
- Vorozheykina L.A., Kraevaya E.L., Kotelnikova T.K.* 1980. Prognoznaya otsenka geotermalnykh resursov Kamchatskoy oblasti. Otchet po rabotam 1977-1980 [Prospective estimate of geothermal resources of Kamchatka region]. Unpublished Report 1977-1980. (in Russian)
- Kingston Morrison*, 1997, Important hydrothermal minerals and their significance. Geothermal and Mineral Services Division, Kingston Morrison Limited, 7th edition, p. 73.
- Grib E.N.* 1989. Sostav i usloviya kristallizatsii lav vulkanicheskikh postroek Severo-Mutnovskoy vulkano-tektonicheskoy zony [Composition and crystallization environments of lava of volcanic structures of the Northern Mutnovskaya volcano-tectonic zone]. *Vulkanologiya i seysmologiya*. 4:29–43. (in Russian)
- Deniskina N.D., Kalinin D.V. et al.* 1987. Blagorodnye opaly (prirodnye i sinteticheskie) [Noble opal (natural and synthetic)]. Nauka, Novosibirsk, p. 183. (in Russian)
- Zelenskiy M.E., Taran Ju.A., Dubinina E.O., Shapar V.N., Polyntseva E.A.* 2012. Istochniki letuchikh komponentov dlya vulkana zony subduksii: Mutnovskiy vulkan, Kamchatka [The sources of volatiles for volcanos of subduction zone: Mutnovskiy volcano, Kamchatka]. *Geokhimiya*. 6:555 – 575. (in Russian)
- Leonov V.L.* 1989. Strukturnye usloviya lokalizatsii vysokotemperaturnykh gidroterm

- [Structural conditions of localization of the high-temperature hydrothermal vents]. Nauka, Moskva, p. 104. (in Russian)
- Mostovaya T.V., Topchieva O.M.* 2014. Geokhimicheskie osobennosti opalov Mutnovskogo geotermalnogo rayona, Kamchatka [Geochemical characteristics of opal of the Mutnovskiy geothermal region, Kamchatka]. In Proc. VII Sibirskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii molodykh uchenykh po naukam o Zemle. Novosibirsk, pp. 152–153. (in Russian)
- Mostovaya T.V., Topchieva O.M., Dunin-Barkovskiy R.L., Petrovskiy V.A.* 2014. Opalovaya mineralizatsiya na Mutnovskom vulkane (Kamchatka) [Opal mineralization at Mutnovskiy volcano (Kamchatka)]. Vestnik instituta geologii Komi Nauchnogo Tsentra Uralskogo otdeleniya RAN. 6:3–6. (in Russian)
- Naboko S.I.* 1980. Metallonosnost sovremennykh gidroterm v oblastiakh tektonomagmaticheskoy aktivnosti [Metalliferousness of modern geothermal sources at the tectonomagmatic active regions]. Nauka, Moskva, p. 200. (in Russian)
- Petrograficheskiy kodeks Rossii.* Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact materials]. VSEGEI, St. Petersburg, 2009, p. 200. (in Russian)
- Selyangin O.B.* 2009. K vulkanam Mutnovskiy i Gorelyy: Vulkanologicheskiy i turisticheskiy putevoditel [About Mutnovskiy and Gorelyy volcanoes: Volcanologic and touristic guide]. Novaya Kniga, Petropavlovsk-Kamchatskiy, p. 108. (in Russian)
- Slovtsov I.B.* 1994. Mineralogo-geokhimicheskie kriterii fiziko-khimicheskikh usloviy v nedrakh geotermalnykh mestorozhdeniy: na primere Mutnovskogo geoterma'nogo mestorozhdeniya, Kamchatka [Mineral and geochemical criteria of physio-chemical conditions within the geothermal deposits: Example of Mutnovskiy geothermal field, Kamchatka]. Diss. kand. geol.-min. nauk. Moskva. (in Russian)
- Tishkina V.B.* 2006. Genezis blagorodnogo opala v vulkanitakh Severyanskoy svity [Genesis of the noble opal in volcanite of Severyanskaya suite]. Diss. kand. geol.-min. nauk. Dalnevost. Geol. Institute, Vladivostok. (in Russian)
- Chashchin A.A., Martynov Ju.A.* 2011. Petrologiya porod vulkanov Gorelyy i Mutnovskiy (Juzhnaya Kamchatka) [Rock petrology of Gorelyy and Mutnovskiy volcanoes (South Kamchatka)]. Dalnauka, Vladivostok, p. 270. (in Russian)
- Sharapov V.N., Simbirev I.B. et al.* 1979. Magmatizm i gidrotermalnye sistemy Mutnovskogo bloka Juzhnoy Kamchatki [Magmatizm and hydrothermal systems of the Mutnovskiy block of South Kamchatka]. Nauka, Novosibirsk. (in Russian)
- Dowell K, Mavrogenes J., McPhail D.C., Watkins J.* 2002. Origin and timing of formation of precious opal nobbies at Lightning Ridge. In Roah, I.C. (Ed.), Regolith and landscapes in Eastern Australia, CRC LEME, pp. 18–20.
- Jones J. B., Segnit E. R.* 1971. The nature of opal I: Nomenclature and constituent phases. J. Soc. Austr. 6:301–315. doi: 10.1080/00167617108728743