

УДК 553.464'494'311(470.5)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ СУРОЯМСКОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2010 г. Член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, И. В. Жилин, Ю. Л. Ронкин,
Ю. А. Волченко, О. П. Лепихина

Поступило 09.09.2009 г.

Суоямский щелочной гипербазит-сиенитовый (существенно пироксенитовый) массив, содержащий одноименное апатит-титаномагнетитовое месторождение, находится на западном склоне Среднего Урала, в пределах Уфимского амфитеатра, и является составной частью Нязепетровской структурно-формационной зоны.

Нязепетровский комплекс тектонически перекрывает преимущественно осадочные шельфовые и батинальные отложения края палеозойского континента (рис. 1) и представляет собой верхнюю из развитых здесь тектонических пластин. Комплекс сложен вулканогенно-осадочными и интрузивными породами ордовикско-раннедевонского возраста, примерно сопоставимыми с океанической, ранне- и позднеостроводужной формациями Тагильской, зоны [1]. Находящийся среди этих пород Суоямский массив по своему составу и металлогенической специализации напоминает массивы палладиеносной “ветви” Платиноносного пояса Урала. Возраст его, охарактеризованный Rb–Sr-изохроной, составляет $415.2 \pm \pm 1.1$ млн. лет. Полученные новые данные подтверждают аллохтонный характер массива и его связь с Тагильской зоной.

В стратиграфическом разрезе Нязепетровской зоны, в котором преобладают вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, при подчиненном развитии кремнистых пород, алевролитов и песчаников выделяются три формации (от древней к молодой): базальтовая, базальт-андезит-базальтовая и трахибазальт-трахитовая. Возраст толщ по редким находкам радиолярий, конодонтов и макрофауны оценивается как ордовик-ранний девон.

Суоямский массив находится в южной части зоны, занимая ее осевую часть. Он сложен в ос-

новном апатит-титаномагнетитовыми клинопироксенитами, подвергнутыми мощному наложенному калиево-натриевому метасоматозу, связанному с проявлениями щелочного магматизма [2]. Природа массива является предметом дискуссии. Высказывались представления о его платформенном происхождении [3, 4], однако убедительных доказательств не было представлено. Мы же находим черты сходства Суоямского массива с особой группой массивов Платиноносного пояса с титаномагнетитовым оруденением, куда входят, в частности, Качканарский и Волковский.

Наиболее распространены среди пород Суоямского массива (рис. 2) высокожелезистые клинопироксениты. Макроскопически это зеленые и темно-зеленые породы от мелкозернистой до крупнозернистой и пегматоидной структуры. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен, титаномагнетит, апатит и флогопит. Количественные соотношения этих минералов крайне непостоянные, причем центральная часть Суоямского массива сложена крупнозернистыми титаномагнетитовыми клинопироксенитами типа косьвитов с содержаниями 6–25% титаномагнетита, а в краевой части преобладают апатит-титано-магнетитовые разновидности, содержащие 2.9–16.5% апатита. Структура недеформированных пород сидеронитовая и гранобластовая.

Клинопироксен образует коротко- и длинно-призматические зерна. Представлен диопсид-геденбергином с содержанием 25–30% геденбергитовой молекулы. По данным химических анализов, железистость пироксена колеблется от 14 до 26% и в среднем составляет 20 ат.%. Отмечается несколько повышенное содержание (2.49–5.05%) глинозема с колебаниями величины авгитовости от 6 до 11%.

Титаномагнетит малотитанистый, присутствует в виде ксеноморфных зерен с образованием сидеронитовой структуры, а также образует пылевидные, пластинчатые, дендритовидные и каплевидные включения в клинопироксене. Распределение титаномагнетита в породе в целом равномерное, однако встречаются участки с полосовидным рас-

*Институт геологии Уральского научного центра
Российской Академии наук*

Челябинский государственный университет

*Институт геологии и геохимии им. В.С. Соболева
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург*

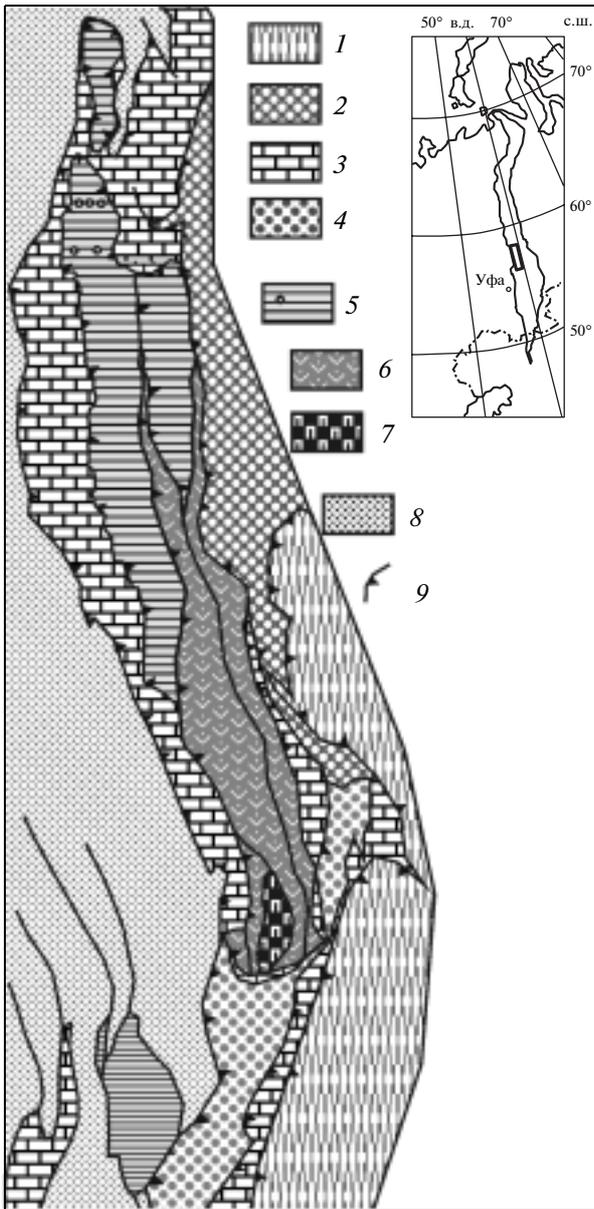


Рис. 1. Структурные комплексы Бардымо-Нязепетровского района Среднего Урала.

Автохтон и параавтохтон (1–4): 1 – докембрийский фундамент, 2 – ордовикские рифтовые комплексы, 3 – ордовикско-раннекаменноугольные комплексы шельфа; 4 – зилаирский флиш (D₃–C_{1t}); 5–7 – аллохтоны: 5 – Бардымский аллохтон (ордовикско-позднедевонские батинальные комплексы); кружками помечены скважины, вскрывшие параавтохтон, 6 – нязепетровский аллохтон (ордовикско-раннедевонские океанические и островодужные комплексы), 7 – Сураямский массив, 8 – неавтохтон (среднекаменноугольно-пермские известняки, флиш и моласса); 9 – крупноплювиальные надвиги и шарьяжи.

пределением рудного минерала. В титаномагнетите наблюдаются включения ксеноморфного клинопироксена и призматического апатита, иногда рудный в виде прожилков проникает в

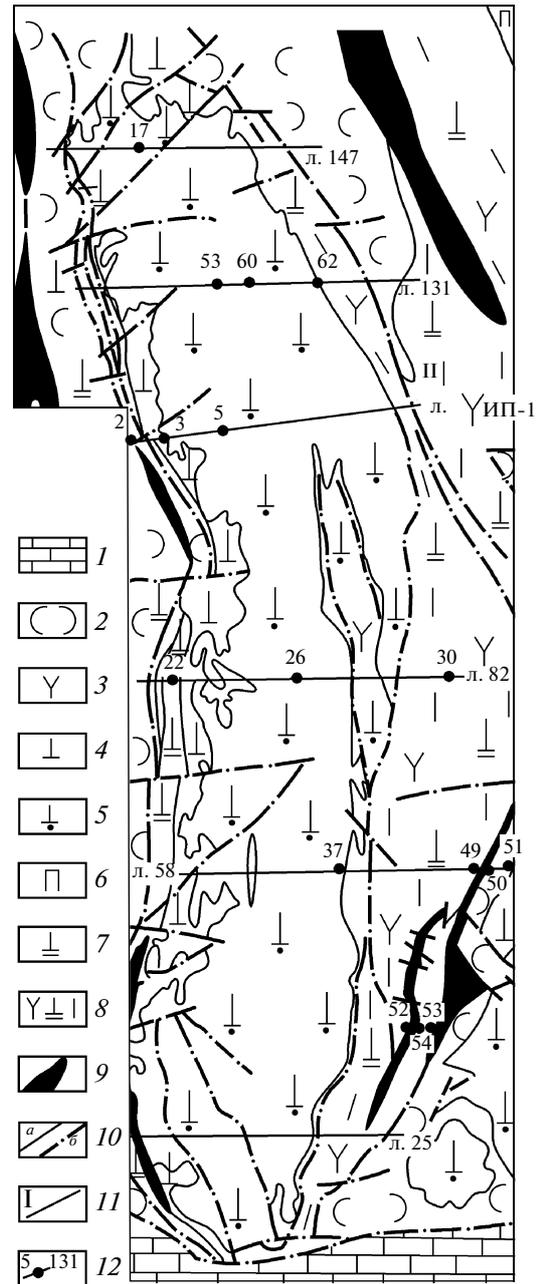


Fig. 2. Упрощенная геологическая схема Сураямского массива. 1 – палеозойские отложения параавтохтона; 2 – туфы порфиритов базальтового состава; 3 – сиениты; 4 – клинопироксениты нерасчлененные; 5 – клинопироксениты апатит-титаномагнетитовые (рудные); 6 – клинопироксениты безрудные; 7 – верлиты; 8 – клинопироксениты и верлиты калишпатизированные; 9 – серпентиниты; 10 – геологические границы нормальные (а) и тектонически нарушенные (б); 11 – линии петрофизических разрезов; 12 – линии геолого-геофизических разрезов; точками показаны поисковые скважины.

апатит, в других случаях призматический апатит расположен в рудном. Под микроскопом в титаномагнетите наблюдается структура распада твердых растворов с пластинчатыми вростками

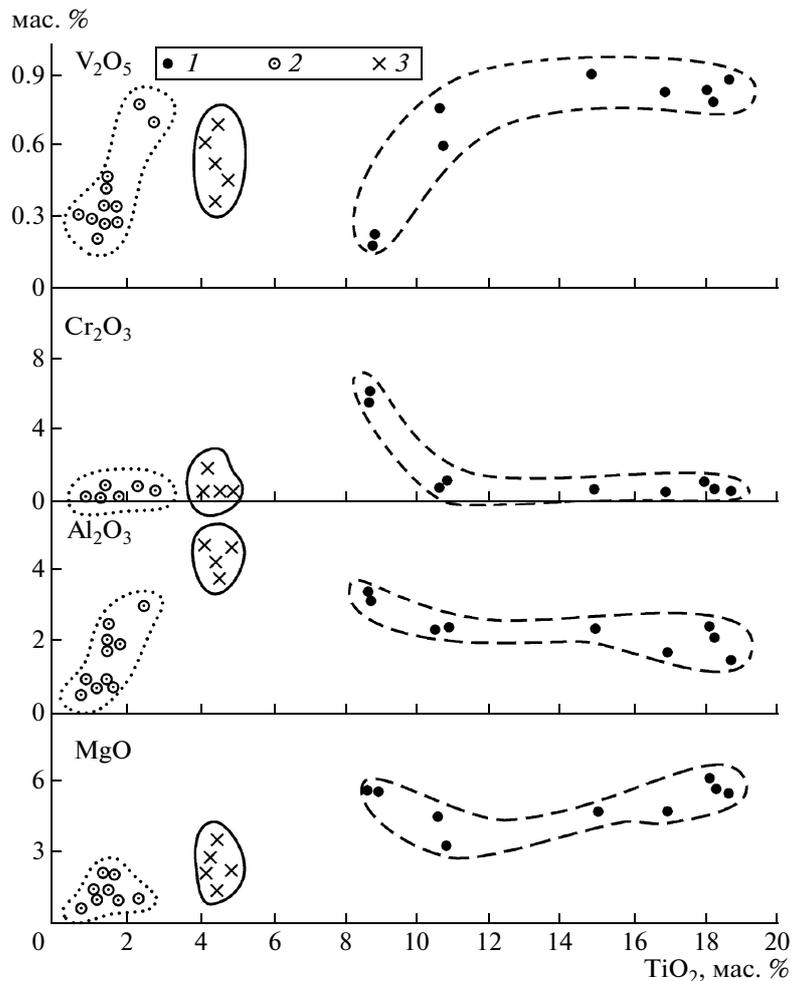


Рис. 3. Диаграмма TiO_2 – оксиды металлов (V_2O_5 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO) для магнетитов из пироксенитов различных провинций. 1 – из рудных пироксенитов Гулинского плутона, 2 – из рудных пироксенитов Сураямского массива, 3 – из рудных пироксенитов Качканарского массива.

ильменита, составляющими до 3–5 % от площади зерна. Содержания элементов-примесей в титаномагнетите Сураямского и Качканарского массивов очень близкие (рис. 3), с незначительными отклонениями. Наоборот, сравнивая составы титаномагнетитов Сураямского массива с платформенными (Гулинский плутон), мы видим, что последние сильно отличаются: они более обогащены титаном (13.57%), алюминием (2.56%), магнием (5.03%), хромом (1.99%), ниобием и цирконием (0.01%).

Породообразующим минералом пироксенитов является и апатит, концентрирующийся по преимуществу в краевых частях Сураямского массива, **которой** нередко образует включения в пироксене. В более крупных зернах апатита отмечаются включения пироксена, биотита, магнетита, сульфидов. Мелкие зерна в шлифах чистые, прозрачные. Форма зерен апатита столбчатая, округлая, идиоморфная.

По данным химических анализов в апатите содержится 53.14–53.74% кальция, 39.8–40.79% пятиоксида фосфора, 0.47% стронция, 14 г/т урана, 14 г/т тория, 1.9 % фтора и 0.2% хлора. Из редких земель (в сумме РЭЗ 0.33%) преобладают легкие лантаноиды: церий (32.7–36.6% от суммы РЭЗ) и неодим (21.6–22.5%), что характерно для пород с повышенной щелочностью. По содержанию РЭЗ и галогенов (фтор, хлор) апатит пироксенитов Сураямского массива близок к апатиту Волковского габброидного массива Платиноносного пояса Урала.

Флогопит (калиевый флогопит-биотит) присутствует в описываемых породах в переменных количествах, содержание его колеблется от 0 до 17%. Распределен крайне неравномерно в виде единичных пластинок размером 0.1–0.3 мм, гнезд, шпиров до 15–20 мм и жилковидных скоплений. Минерал является более поздним, чем пироксен, магнетит и апатит; содержит их включе-

ния. По данным химических анализов в слюде содержится 8.30–9.02% калия, 0.73–0.76% натрия, 2.30–2.73% титана, 21.34–22.98% магния, 15.89–16.22% глинозема, 5.77–7.95% суммарного железа. Железистость составляет 12–17 ат. %.

Типоморфные для гипербазитов интрузивных комплексов платформенных областей редкие металлы, в частности ниобий, тантал, бериллий в пироксенитах Суроямского массива не обнаружены. Это не позволяет, вопреки мнению ряда исследователей [3, 4], включать его в группу ультраосновных–щелочных массивов с карбонатами, тяготеющих преимущественно к древним платформам, но присутствующих и на Среднем Урале. Наоборот, ведущая роль железа при значительном присутствии фосфора, титана, ванадия, является аргументом в пользу сходства массива с Качканарским.

Особое значение для сравнительной характеристики массивов имеет также присутствие и состав благородных металлов. В свое время для установления наличия в суроямских рудах платиноидов Миасской ГРП было отобрано 524 пробы, причем в 284 пробах обнаружен палладий и в 138 пробах платина. Количеством преобладает палладий. Соотношения содержаний палладия и платины составляют 3–4:1 и в единичных случаях 7:1 до 15:1, что равно или несколько ниже, чем в качканарских пироксенитах (10:1–20:1). Отмечены повышенные содержания золота. Анализ коллективной пробы **из взятых** В.Н. Пучковым и И.В. Жилиным в 2006 г., проведенный Ю.А. Волченко в лаборатории ИГГ УНЦ РАН, показал, что носителем благородных металлов являются сульфиды, мг/т: Pd 4000; Pt 1700 и Au 900. Все это служит дополнительным аргументом в пользу сходства Суроямского массива с ранее описанным [5] Волковско-Баронским типом массивов Платиноносного пояса Тагильской зоны.

По поводу роли метасоматических процессов в образовании пироксенитов и руд высказывались разные мнения. Однако сильно отрывать во времени участвовавшие в образовании пироксенитов магматические и метасоматические процессы вряд ли целесообразно. Продолжая аналогии Суроямского комплекса с Волковско-Баронским, процитируем авторов, изучавших последний: “Руды представляют собой продукт кристаллизации остаточных рудоносных расплавов на поздней стадии дифференциации рудоносной габброидной магмы. Естественно, что высокая флюидонасыщенность таких расплавов способствовала проявлению автосоматоза и собирательной перекристаллизации с образованием такситовой разновидности габбро и нередко наблюдаемого метасоматического облика пород и руд” [6]. Ранее в том же духе высказывались и другие авторы [7, 8], изучавшие рудоносные габбро и пироксениты Волковского и Качканарского массивов.

В отличие от концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала на площади Суроямского массива наблюдается просторная совмещенность линейно вытянутых тел рудных магнетитсодержащих клинопироксенитов с серпентизированными дунит-гарцбургитовыми, причем последние приурочены к краевым частям массива. Кроме того, здесь отсутствуют габбро и более кислые дифференциаты, характерные для Платиноносного пояса. Эти отличия могут быть связаны с большей тектонической фрагментированностью (усеченностью) Суроямского массива и вмещающих его пород. На простирании Суроямского массива находятся Нязепетровский и Церковский, сложенные как раз “недостающими” габбро и диоритами. С вмещающими вулканогенными породами массив контактирует по разломам, причем западный контакт более пологий, он падает на восток под углами 20°–30°, а восточный имеет тоже восточное, но крутое падение. По геофизическим данным, массив в целом имеет бескорневую блоковую структуру при увеличении вертикальной мощности блоков с юга на север от 500 до 1500 м.

Внутреннее строение массива симметрично-линейно-зональное, при этом центральная (осевая) часть массива сложена титаномагнетитовыми пироксенитами, преимущественно крупнозернистыми и пегматоидными, которые прослеживаются с юга на север в виде полосы шириной от 200 до 1000 м. К востоку и западу от осевой части расположены флогопит-апатит-магнетитовые пироксениты, часто обогащенные наложенной вкрапленностью халькопирита с платиноидами. Далее, в краевой части массива, развиты оливковые пироксениты, верлиты и альпинотипные серпентиниты с переменными содержаниями клинопироксена. В восточной части массива благодаря высокой проницаемости зоны из-за обилия тектонических нарушений сильно развиты эпигенетические процессы, особенно калишпатизация. Пироксениты, метасоматически измененные в ходе калишпатизации, отличаются от неизмененных разновидностей более мелкозернистой структурой и полосчатой текстурой. В ходе метасоматического процесса пироксен, изменяясь, становится более железистым (до 34 ат. %), и в конечном итоге парагенетическая ассоциация пироксен + магнетит + апатит + флогопит замещается ассоциацией калиевый полевой шпат + цеолиты.

Тектонический характер контактов массива с вмещающими породами ордовика и силура не дает ответа на вопрос о его возрасте, который трактовался по-разному – от докембрийского до позднепалеозойского. С учетом этого обстоятельства образцы пироксенитов Суроямского массива, содержащие флогопит, были проанализированы в ИГГ УрО РАН для определения их абсолютного возраста.

та Rb–Sr-методом. Изучалась соответствующая изотопная систематика непосредственно пироксенитов и выделенных из них флогопитов. Характеристика пород и флогопитов, соотношения и состав минеральных фаз приведены выше.

Определение отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), путем кислотного разложения смесей исходных образцов и трассера с последующим анализом на прецизионном твердофазном (TIMS) мультиколлекторном анализаторе “Triton”.

Наблюдаемые концентрации Rb и Sr в исследованных образцах составляют соответственно 2.4–20 и 330–1983 ppm для пироксенитов, и 177–244 и 276–440 ppm для флогопитов. Диапазон вариаций отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для флогопитов 1.359–2.56, тогда как аналогичные величины для валовых составов, определяющих по сути, в силу своей локализации в начале координат графика $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, величины близкие к первичным отношениям изотопов стронция, локализованы в интервале 0.703660–0.704402.

На графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ данные для пироксенитов аппроксимируются изохроной (СКВО = 1.6), наклон которой соответствует возрасту 417 ± 10 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7036093 \pm 0.000008$. Калькуляция Rb–Sr данных для соответствующих пар “пироксенит–флогопит” характеризуется довольно узким интервалом значений 414.6 – 416.6 млн. лет, совпадая в пределах наблюдаемых погрешностей, с изохронным возрастом, найденным по образцам пород в целом, что допускает вычисление Rb–Sr возраста по всей совокупности аналитических данных. В этом случае возраст 415.2 ± 1.1 млн. лет определяется изохроной (СКВО = 0.72) с первичным отношением 0.703610 ± 0.000007 (рис. 4).

Отметим, что в недавней публикации [9] приведена Sm–Nd-изохронная датировка для апатитового косьвита (вал, апатит, клинопироксен) Суоярмя: 444 ± 27 млн. лет. Эта датировка древнее полученной по нашим образцам, однако с учетом ее большого доверительного интервала и хорошей повторяемости приведенных выше Rb–Sr определений, последние представляются нам более приемлемыми. Тем не менее, следует иметь в виду, что низкие концентрации Rb в пироксенитах накладывают определенные ограничения на представительность Rb–Sr-датировок валовых составов, и поэтому при характеристике Rb–Sr-изотопных соотношений был использован флогопит, а он является более поздним, чем пироксен, магнетит, апатит и содержит их включения.

Полученные данные не противоречат выводу о генетическом родстве Суоярмяского массива с зо-

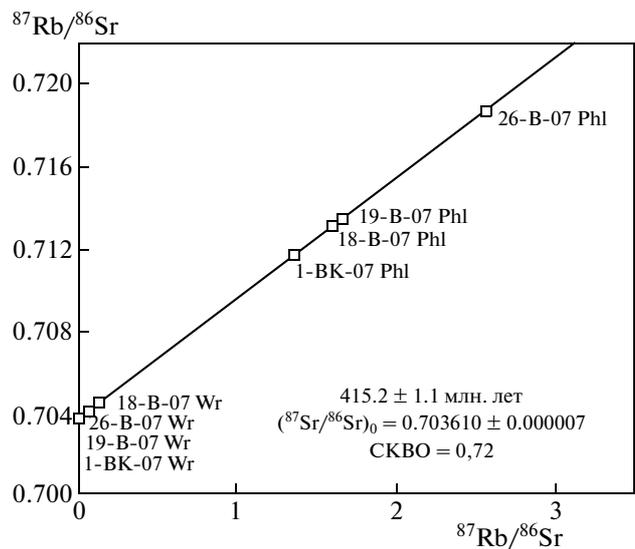


Рис. 4. Rb–Sr-эволюционная диаграмма для пироксенитов и выделенных из них флогопитов Суоярмяского массива, Средний Урал. Аналитические погрешности не соответствуют размерам приведенных квадратов.

лото-палладиеносной “ветвью” Платиноносного пояса и вполне вписываются в представления об аллохтонной природе Нязепетровского комплекса и его первичной связи с корневой, Тагильской зоной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В.Н., Косарев А.М., Жилин И.В. // Геол. сб. ИГ УНЦ РАН. 2008. № 7. С. 180–186.
2. Жилин И.В., Фоминых В.Г. // ДАН. 1977. Т. 233. № 2. С. 465–467.
3. Белковский А.И., Селиверстов Г.Ф. ДАН СССР. 1976. Т. 230. № 3. С. 660–663.
4. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
5. Золотов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометаллическая минерализация в геологических комплексах Урала. Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, 2001. – 199 с.
6. Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. // Геохимия. 2006. № 2. С. 167–190.
7. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. В сб.: Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1992. С. 89–97.
8. Попов В.А. В сб.: Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 63–77.
9. Попов В.С. В сб.: Геодинамика подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 238–242.