

**КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ В РАЗРЕЗАХ СЕРЕБРЯНСКОЙ СЕРИИ
БАСЕЙНА Р. УСЬВЫ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ КВАРКУШСКО-
КАМЕННОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ)**

М.Т. Крупенин, Т.Я. Гуляева, В.Г. Петрищева

Серебрянская серия, относимая к нижнему венду, имеет преимущественно вулканогенно-терригенный состав [Аблизин и др., 1982] и объединяет танинскую вулканогенно-терригенную с тиллитовидными конгломератами, гаревскую песчаниковую, койвинскую вулканогенно-терригенную, бутонскую черносланцевую и керносскую терригенную свиты [Стратиграфические..., 1993]. Несмотря на преобладающий терригенный состав, в разрезе серебрянской серии незначительно развиты и карбонатные породы. Прослой и пакеты доломитов в нижневендских отложениях, содержащих тиллитовидные конгломераты, рассматриваются рядом авторов как результат хемогенной седиментации трансгрессивных стадий развития послеледниковых бассейнов (кэп-доломиты, венчающие флювиогляциальные микститы) [Чумаков, Сергеев, 2004]. Проведенные нами в 2007 г в верхнем течении р. Усьвы полевые наблюдения отложений серебрянской серии позволили наметить для карбонатных пород некоторые закономерности локализации и установить особенности состава, определяемые, вероятно, специфическим характером осадконакопления. Разрезы нижнего венда локализованы на субмеридиональном участке р. Усьвы от поворота к юго-востоку после длинного (18-км) субширотного отрезка, в котором обнажаются терригенные породы басегской серии верхнего рифея, до впадения в Усьву руч. М. Басег (рис. 1).

Обнажение 261 протяженностью 1350 м (см. рис. 1) вскрывается в северной части участка в 6 км западнее устья руч. Компасечного и 2,5 км к северу от устья руч. Побоище на правом берегу р. Усьвы. Разрез представлен чередованием пакетов красно-коричневых с шоколадным оттенком и зеленовато-серых тефроидов алевро-аргиллитовой, песчаной и псефитовой размерности (в дальнейшем, соответственно, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты), диамиктитов, нескольких маломощных тел доломитов и потоков пиллоу лав. Толща диамиктитов (мощностью 150 метров), подстилаемых 100 метровым пакетом зеленовато-серых алевролитов с тонкими пропластками песчаников, завершает обнажение. Диамик-

титы содержат валуны и гальки кварцитов, кварца, реже карбонатных и очень редко изверженных пород различной степени окатанности (содержание обломков до 30-40 %) и сходны с тиллитовидными конгломератами танинской свиты, обнажающимися в крыльях небольшой антиклинали в 2-4 км к западу от руч. Компасечного (см. рис. 1, обн. 257-260). Наличие в данном разрезе специфического парагенеза тефроидов, доломитов, базальтов и микститов позволяет нам сопоставить отложения описываемой толщи с нижней частью танинской свиты [Аблизин и др., 1982; Объяснительная..., 1989]. Доломиты в этом разрезе приурочены к средней части и представлены тремя пластами. Нижний пласт имеет переменную мощность 1,0-0,4 м, подстилается и перекрывается прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов мощностью до 2-3 м. Доломиты имеют серый с кремовым оттенком цвет, тонкозернистую структуру, массивную текстуру в верхней части, в нижней части содержат линзы терригенно-карбонатного состава. Доломиты неравномерно окремнены, содержат переменное количество алюмосиликатных включений: гнезда плагиоклаз-хлорит-кварцевого состава размером до 20 мм (обломки?), полуокатанные песчаные зерна темно-серого полупрозрачного кварца. Параллельно кливажу и послойно доломиты пересечены кварц-карбонатными жилами мощностью до 1-2 см, тонкими прожилками кварца с шунгитом и пиритом мощностью до 3 мм. Выше доломитов залегает поток миндалекаменных пиллоу лав мощностью 1,5-2 м с глыбами слоистого доломита мощностью до 40 см. Выше лав залегают зеленовато-серые туфоалевролиты и туфосланцы, содержащие в интервале мощностью до 10 м два пласта глинистых доломитов мощностью 1-2 м. Доломиты тонкозернистые, серые с кремовым оттенком, содержат тонкие линзы терригенно-карбонатного состава и кремней, пересечены кварц-карбонатными с шунгитом жилами. Выше расположены филлитовидные сланцы, постепенно переходящие в зеленовато-серые алевролиты, образующие мощную толщу (до 100 м) и перекрытые пачкой тиллитовидных конгломератов.

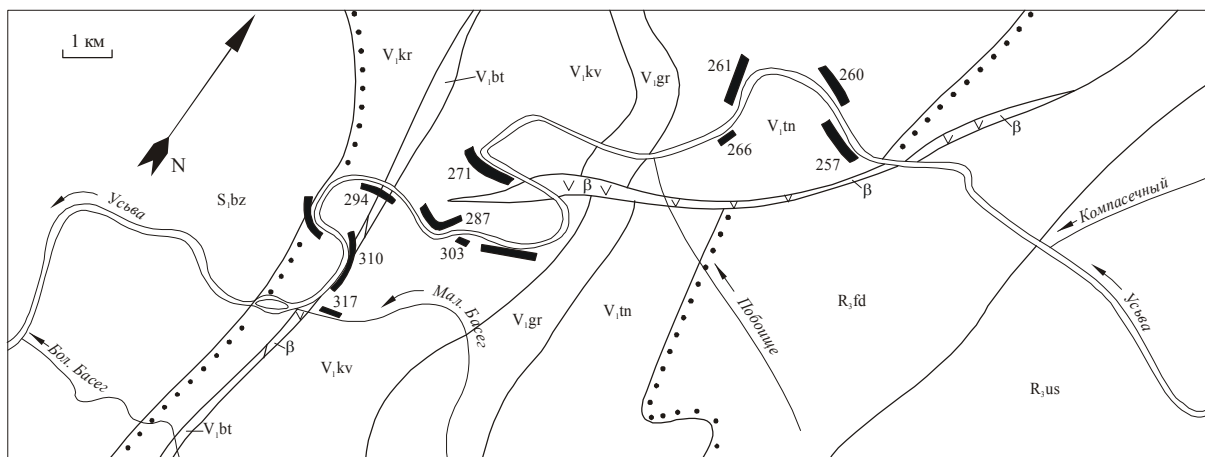


Рис. 1. Схема размещения изученных разрезов в верховьях р. Усьвы. Номера разрезов соответствуют привязке координат по высоте с помощью GPS.

Индексами обозначены свиты: R_3 – верхний рифей: us – усьвинская; fd – федотовская; V_1 – нижний венд: tn – танинская; gr – гаревская; bt – бутонская; kr – керноская; S_1 – нижний силур: bz – безгодовская; в – диабазы.

Присутствие эпигенетических выделений шунгита в доломитах данного разреза является довольно необычным. Шунгит в доломитах приурочен к секущим прожилкам с кварцем или тонким послынным прожилкам (рис. 2а). Он представляет собой однородную массу черного цвета с восковым блеском и раковистым изломом, непрозрачный. Выделения шунгита имеют остроугольно-изогнутые очертания, напоминающие брекчированные обломки размером до 3 мм. В отраженном свете шунгит имеет светло-серый с желтым оттенком цвет (рис. 2b), в поляризованном свете проявляются слабые рефлексы. Такая форма выделений подобна шунгитам из максовитов (высокоуглеродистых кварц-слюдистых и альбит-хлоритовых (рис. 2с), реже карбонатных пород заонежской свиты людиковия, нижний протерозой Карелии) [Филиппов, Бискэ, 2007]. Шунгит рентгеноаморфен, но на дифрактограмме наблюдается подъем фона в области 3,5 ангстрем, что типично для шунгитов с высоким содержанием углерода [Шунгиты..., 1984]. Рентгенографически в шунгитсодержащем доломите фиксируется присутствие кварца, плагиоклаза, хлорита, следы кальцита и пирита. Кроме шунгита фиксируется присутствие небольшого количества рассеянного органического вещества (РОВ), которое образует скопления в виде пятен и прожилков (рис. 2d), ориентированных в направлении слоистости доломита, но не имеет повышенной отражательной способности, характерной для брекчиевидных выделений

шунгита. Термический анализ позволяет детализировать состав минеральных фаз в доломите (рис. 3а). Термическое разложение РОВ характеризуется экзопиком 284 °С, пирита – пиком разложения 460 °С, сгорание шунгита начинается при 557 °С, максимум реакции – при 623 °С, диссоциация доломита с примесью кальцита характеризуется эндопиками при 774 °С и 890 °С. Термический анализ обогащенного кварц-шунгитового вещества из протравленных в HCl прожилков (рис. 3б) показывает, что РОВ сгорает в две стадии с максимумами в интервале температур 290-541 °С, разделенных экзопиком окисления пирита. Шунгит окисляется в интервале 582-746 °С с максимумом 661 °С. Вероятно, шунгит в данном случае является вторичным минералом, образованным при термальной миграции и трансформации рассеянного органического вещества (высший антраксолит) в процессе катагенеза вулканогенно-осадочного комплекса пород. Шунгиты в нижнем протерозое Карелии рассматриваются как результат миграции органического углерода в гидротермальной системе, сформированной при участии вулканических пород разреза [Melezhik et al, 1999; Бискэ, 2007]. Активное образование органического вещества связывается с периодами массового поступления пеплового вулканического материала в бассейнах седиментации и интенсивной гидротермальной (фумарольной) деятельности, поставляющей большое количество эндогенной углекислоты [Филиппов и др., 1995].

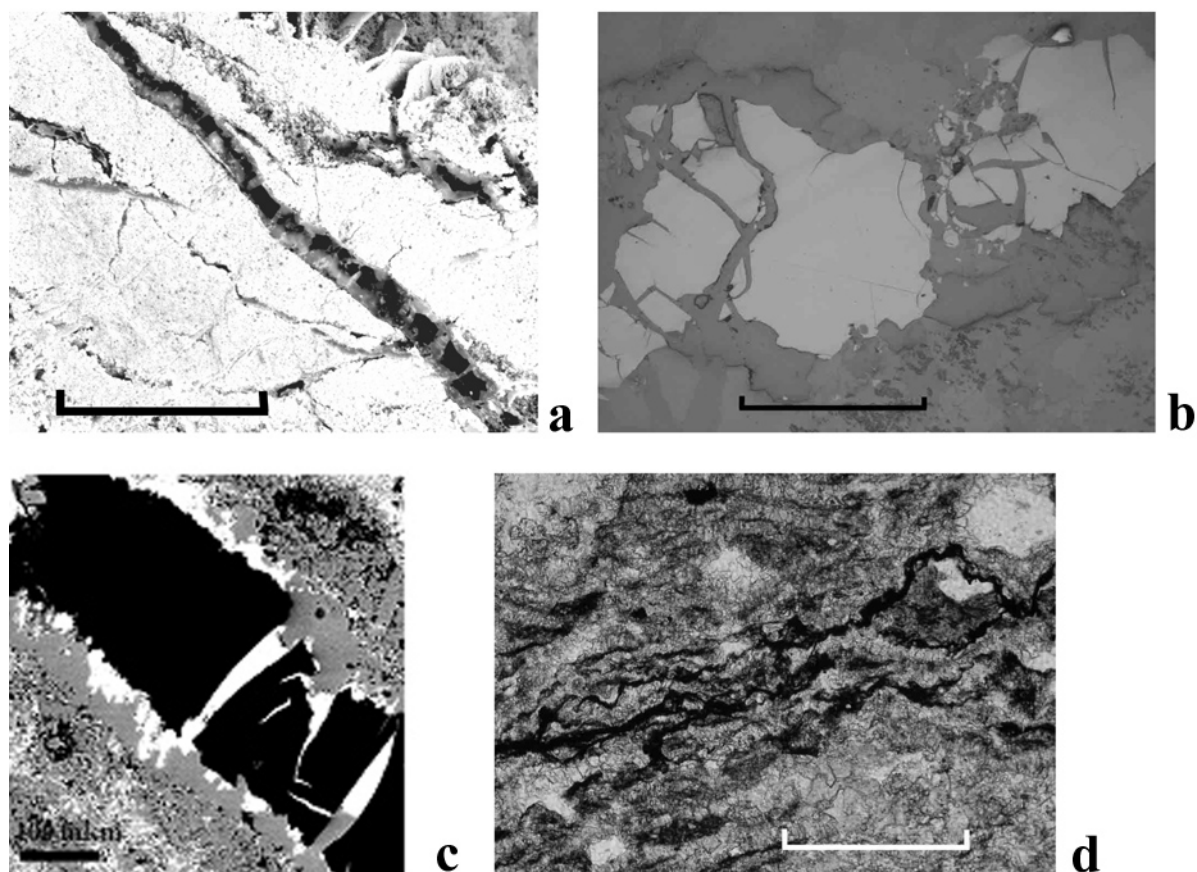


Рис. 2. Виды выделений шунгита в доломитах:

а – прожилки шунгит-доломит-кварцевого состава в доломите. Протравлен в HCl, шкала 1 см; 2b – брекчиевидные выделения шунгита (светло-серый) в кварц-карбонатных прожилках (серый), отраженный свет, шкала 0,5 мм; 2с – шунгит в максовитах нижнего протерозоя Карелии (по [Филиппов, Бискэ, 2007]); 2d – рассеянное органическое вещество в доломите в виде пятен и прожилков темного цвета, шкала 0,5 мм.

Обнажение 266 в 0,7 км ниже в (см. рис. 1) на левом берегу р. Усьва представлено пакетом переслаивающихся слоистых туфоконгломератов и туфопесчаников. Среди обломков базальтовых порфиритов присутствуют глыбы и щебень слоистых тонкозернистых серых доломитов, имеющих внешнюю кайму закалки.

Обнажение 271 протяженностью до 1,2 км находится на правом берегу р. Усьвы в 3,5 км ниже устья руч. Побоище. Карбонатная пачка мощностью до 20 м приурочена к нижней части данного разреза. Доломиты подстилаются массивными красными, с гематитом, алевролитами и миндалекаменными базальтами, перекрываются миндалекаменными пиллоу лавами. Разрез наращивается пакетами туфоконгломератов, туфоалевролитов ярко-зеленого и коричнево-красного цвета, гематитовых алевролитов, миндалекаменными пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами и гиалокластитам. Мощность разреза составляет около 400 м.

Данный разрез отнесен нами к койвинской свите. Миндалекаменные базальты (подушечные лавы с гиалокластитам) параллелизуются с аналогичными образованиями дворцевого комплекса вулканитов основного состава в бассейне р. Вильвы, где они также ассоциируют с гематитовыми породами. Доломиты данного разреза имеют серо-розовый цвет с кремовым и светло-бордовым оттенком, массивную, брекчиевидную, кокардовую, прожилково-гнездовую текстуру. Изредка в них отмечается оолитовая структура, характерная для мелководных карбонатных осадков. Породы неравномерно перекристаллизованы и пропитаны тонкодисперсным гематитом. Среди туфов из верхней части разреза встречаются тонкие линзы розово-кремовых слоистых доломитов, а в туфоконгломератах – обломки серо-розовых доломитов.

Обнажение 287 в 1,2 км южнее, после очередного петлеобразного изгиба р. Усьвы в правом берегу (в 4,2 км к юго-западу от устья

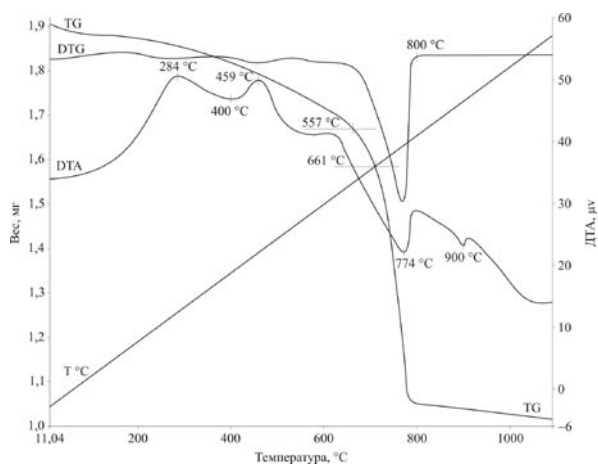


Рис. 3а. Термограмма доломита с РОВ, пиритом и шунгитом.

руч. Побоище) 7-метровый слой доломитов подстилает 20-метровую толщу миндалекаменных плагиоклазовых порфиритов и гиалокластитов, переходящих выше по разрезу в тонкослоистые гематитовые алевролиты с прослоями зеленых окремненных туффитов. Доломиты массивные с толстотаблитчатой отдельностью, светло-кремового цвета, тонкозернистые, в нижней части толщи брекчиевидные (состоят из изометричных обломков размером 5-10 мм в доломитовом матриксе).

Обнажение 303 в 500 м восточнее данного обнажения на левом берегу р. Усьва содержит доломитовые прослои мощностью до 1 м в ассоциации с миндалекаменными базальтами, их туфами и красными гематитовыми алевролитами.

Обнажение 317 в правом берегу р. М. Басег в 500 м выше устья представлено толщей полосчатых темно-вишневых гематитовых алевролитов, содержащих пласт окремненных доломитов мощностью до 2,5 м. Доломиты розово-серые тонкозернистые с тонкими линзами темно-вишневого алевролита, смятыми линзами серо-желтого кремня и секущими кварцевыми прожилками.

В обнажении 310, протяженностью до 900 м керносской свиты на левом берегу р. Усьва в 1,5 км севернее устья р. М. Басег пласт окремненных серых с розовым или кремовым оттенком доломитами, мощностью до 1,5 м, приурочен к пачке алевритистых туфосланцев красного с шоколадным оттенком цвета мощностью до 20 м. В остальной части разреза керносской свиты, представленной мощными пакетами кварц-полевошпатовых и полимикто-

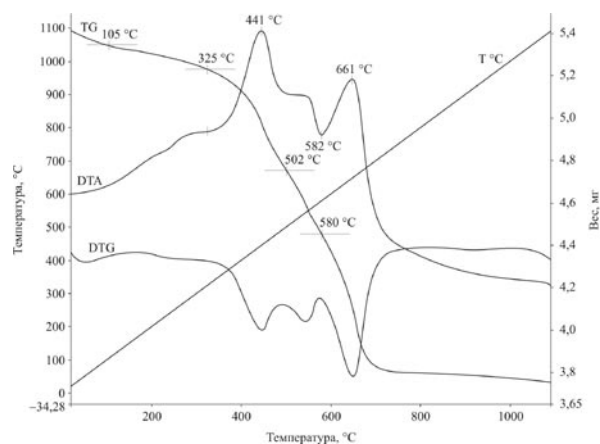


Рис. 3б. Термограмма кварц-шунгитового вещества из протравленных в HCl прожилков.

вых песчаников с гравелитами, темно-серых и зеленовато-серых алевролитов и глинистых сланцев, карбонатные прослои отсутствуют.

Маломощные прослои доломитов (до 0,5 м) были встречены в разрезе на левом берегу р. Усьва ниже о-ва Паленый, в 9 км ниже дер. Безгодново, среди пиллоу лав миндалекаменных трахибазальтов с подчиненными прослойками красных яшмоидов и черных кремнистых алевролитов [Самаркин и др., 2005]. Отложения относятся к шпалорезовскому комплексу керносской свиты [Аблизин и др., 1982]. Доломит имеет тонкослоистую текстуру, серый с розовым оттенком цвет, содержит гнезда серого кремня и секущие кварц-карбонатные с шунгитом прожилки).

Литературные данные по составу и последовательности отложений серебрянской серии показывают присутствие триады доломитов, вулканы основного состава, красный гематитовый алевролит для отложений танинской и койвинской свит [Аблизин и др., 1982; Младших, 1983; Объяснительная..., 1989 и др.]. Базальты в этой триаде могут быть замещены тефроидами, как в разрезах койвинской свиты в южной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория. Разрезы серебрянской серии в мегантиклинории имеют преобладающий терригенный состав отложений. Карбонатные породы встречаются редко и, как правило, приурочены к вулканогенным породам (покровам базальтов, их туфов) или переслаиваются с гематитсодержащими алевролитами, которые в некоторых случаях рассматриваются как железные руды. Генезис последних также, вероятнее всего, связан с проявлениями вулкани-

ческой деятельности в регионе [Курбацкая, Чайковская, 1994]. Маломощные, приуроченные к вулканогенно-терригенным парагенетическим ассоциациям карбонатные тела, являются признаком, отражающим особенности осадконакопления в серебрянское время. Отложения серебрянской серии по составу аналогичны образованиям спарагмитовой серии неопротерозоя Скандинавии в которые входят и гляциальные [Курбацкая, 1991]. Слабое развитие в них карбонатных пород может быть связано с рядом факторов, прежде всего неподходящими для карбонатакопления палеогеографическими и фациальными условиями. К ним относятся: низкая соленость бассейна, высокая скорость терригенного осадконакопления, особенно для грубозернистых осадков, бореальный тип литогенеза (тиллитоподобные конгломераты и песчаники танинской и койвинской свит), активный рифтогенный геодинамический режим [Уилсон, 1980], глубоководный характер осадконакопления (ниже уровня карбонатной компенсации). Характер текстур не позволяет сравнивать терригенные отложения серебрянской серии с глубоководными турбидитами [Аблизин и др., 1982; Младших, 1983 и др.]. Ассоциация доломитов с пиллоу лавами, туфами и гематитовыми породами позволяет предполагать, что процессы вулканической деятельности оказывали благоприятное воздействие на режим карбонатообразования. Вероятно, эксгальционная деятельность, сопровождавшая вулканизм, способствовала созданию локальных зон с повышенными температурными условиями, ростом концентраций катионов кальция и магния, насыщенности придонных зон углекислотой. Избыточное содержание углекислоты является одним из определяющих факторов карбонатакопления; вулканическая деятельность является мощным источником углекислых фумарольных эманаций (мофетты). Другим источником углекислоты могут быть сипы – зоны высачивания восстановленных газов в областях активного вулканизма, сопровождаемые различными карбонатными постройками – результат активных бентосных микробных процессов с генерацией CO₂ [Bitter et al., 1992]. Возможно, развитие микробных сообществ повышало продуктивность карбонатообразования за счет ощелачивания придонных зон [Кузнецов, 2003]. Участие вулканических эксгальций в процессе карбонатакопления в серебрянское время подтверждается не только присутствием газо-

насыщенных миндалекаменных базальтов, но и повышенной степени окремнения доломитовых слоев, присутствием тонкорассеянного гематита в карбонатных породах, прожилками и гнездами миграционного шунгита, а также наличием зон эпигенетической гематитизации, кокардовых и гнездовых текстур с гематит-кварц-карбонатным выполнением.

Распространенным является представление о приуроченности доломитов в отложениях венда к заключительным стадиям ледникового процесса, как следствие формирования хомогенных доломитов в результате резкого потепления климата [Hoffman, Schrag, 2002]. Однако, для некоторых последовательностей нижнего венда доломиты обнаружены и внутри гляциальных отложений [Chumakov, 2007]. Показанные нами для серебрянской серии слабая стратиграфическая выдержанность доломитовых слоев, резкие колебания в мощности и исчезновение из разреза, незакономерное положение относительно микститовых горизонтов ставят вопрос корректности вывода о связи доломитов именно с этим процессом. В то же время, присутствие карбонатных тел в связи с проявлениями вулканизма в отложениях венда и ряд особенностей их состава позволяют предполагать генетическое единство условий формирования вулканогенных пород и доломитов.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 06-05-64223.

Список литературы

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. и др.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Бискэ Н.С.* Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Мат-лы Всероссийской конференции. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 46-49.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- Курбацкая Ф.А.* Вендская спарагмитовая формация Западного Урала и Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 3-16.
- Курбацкая Ф.А., Чайковская Е.В.* Железные руды вендской спарагмитовой форма-

ции Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. Вып. 3. Пермь, 1994. С. 55-69.

Младших С.В. Верхний докембрий Среднего и Северного Урала / Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. С. 125-142.

Объяснительная записка. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХІ. Свердловск: Изд-во УТГУ, 1989.

Самаркин Г.И., Маслов А.В., Крупенин М.Т. и др. Шаровидные образования из разреза шпалорезовского комплекса нижнего венда (бассейн реки Усьва, западный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 103-105.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН, 1993.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Филиппов М.М., Бискэ Н.С. Биогенное породообразование в раннем протерозое Карелии // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Матлы Всероссийской конференции. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 405-408.

Филиппов М.М., Голубев А.И., Ромашкин А.Е. и др. Минеральная составляющая

шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 513-524.

Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблемы климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 271-289.

Шунгиты – новое углеродистое сырьё. Петрозаводск: Карелия, 1984. 182 с.

Bitter P.H., Scott S.D., Schenc P.E. Chemosynthesis: an alternative hypothesis for Carboniferous biots in briozone (Microbial Mounds, Newfoundland) // Chemosynthesis: geological – processes and products. Palaios, 1992. V. 7. P. 466-484.

Chumakov N.M. Climates and climate zonality of the Vendian: geological evidence // Geological Society, London, Special Publications. 2007; V. 286. P. 15-26.

Hoffman P.F., Schrag D.P. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // Terra Nova, 2002. V. 14. P. 129-155.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M. et al. Karelian shungite – an indication of 2,0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth-Science Reviews. 1999. V. 47. P. 1-40.