

## ТИПИЗАЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА И СМЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ИНДИКАТОРОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

**Б.И. Чувашов**

Начало девонского периода на Урале характеризовалось резким увеличением контрастности рельефа морского дна, а как следствие этого процесса, появлением разнообразных фациальных обстановок. На основании имеющегося фактического материала представляется возможным произвести выделение основных типов осадочных последовательностей нижнего девона для последующего восстановления палеотектоники региона.

На восточной окраине Русской платформы эмсский ярус залегает со стратиграфическим несогласием на разных уровнях венда. Основание яруса сложено породами *такатинской свиты*, представленной серыми, желто – или розовато - серыми кварцевыми песчаниками с редкими прослоями зеленых неизвестковистых аргиллитов.

В нижней части иногда присутствуют кварцевые гравелиты с мелкой, также кварцевой галькой. В одном разрезе (р. Чусовая ниже устья р. Бедька) имеется 15 см прослой мелкогалечного конгломерата; гальки представлены алевролитом и аргиллитом пород серебрянской серии венда.

В бассейне р. Вишера выделяются [Шуйский, 1999] две фациальные зоны для времени накопления такатинской и перекрывающей ее *ваняшкинской свиты* – западная Колчимская и восточная – Золотихинская. В границах первой зоны более четко выражена стадия накопления аллювиальных образований, которая последовательно сменяется озерными, озерно- болотными и лагунными отложениями. Доля «бассейновых» (лагунных и морских ) осадков возрастает к востоку при увеличении мощностей в том же направлении с 30-40 м до 100 м. Морские прослои с фауной брахиопод в верхней части такатинской свиты известны в разрезе г. Золотой Камень [Чувашов, Шуйский, 2003].

В Золотихинской зоне разрез представлен

мелкозернистыми песчаниками с параллельной или крупной косою слоистостью мощностью до 300-400м. В верховьях рр. Акчим и Язьва развита пестроцветная толща (до 600 м) зеленоватых, голубоватых, розовых темно – серых и черных аргиллитов – фациальный аналог не различаемых здесь такатинской и ваняшкинской свит.

Последовательное замещение существенно наземных такатинских и ваняшкинских отложений на широте Екатеринбурга лагунными и морскими образованиями прослежено ранее [Чувашов, Шуйский, 2003]. Крайними на востоке аналогами эмса являются кварциты и кварцитовидные песчаники синегорской свиты [Анцыгин, 1999], прослеженные вблизи меридиана Нижнего Тагила от р. Серебряная на юге, до р. Косьва – на севере.

В последующие моменты эмсского века (койвинское и бийское время) морская трансгрессия с востока охватила почти всю территорию Волго-Уральской области.

Описанные отложения относятся к Бельской СФЗ, крайним восточным членом рассматриваемого фациального ряда являются рифовые известняки верхнего силура и нижнего девона, которые с перерывами прослеживаются от Полярного Урала до широты г. Оренбург. Эта полоса рифовых структур описана в ряде работ, наиболее значимыми из которых являются монографии В.П. Шуйского [1973] и А.И. Антошкиной [2003].

К востоку от полосы рифов следует разная по ширине, и не повсеместно развитая вследствие поздней денудации, зона глубоководных кремнисто-глинисто-карбонатных и терригенных, с участием вулканитов, относительно маломощных отложений, выделяемых как Лемвинская СФЗ. Характеристика этих образований, одновозрастных и близких по фациям, в Лемвинской и расположенных южнее Бар-

дымской и Сакмарской СФЗ приводится в большой серии работ. Черты сходства и различия между названными частями единой грандиозной СФЗ рассмотрены [Пучков, Иванов, 1978], где фациальный комплекс рассматривается как батиальные осадки континентального склона. В статье Б.И. Чувашова и В.П. Шуйского (2003) вся протяженная зона развития этих отложений трактуется первым из авторов как образования западной части дна рифтовой долины. Границы фациальных зон раннего девона, в принципе, повторяют контуры окраины Русской платформы и ориентированы в субмеридиональном направлении.

На территории восточного склона Урала нижний девон представлен более разнообразными отложениями, среди которых различаются несколько принципиально различных по литологии и сопутствующим органическим остаткам последовательностей. Для выделенных типов предлагается характерный разрез, который можно назвать *биолитотипом*, поскольку каждый из них сформировался в отличных обстановках, что прямо отражается на литологическом составе и характере биоты. В процессе последующих работ биолитотип может менять своего носителя. Ниже приведены их краткие характеристики.

**I. Мелководные карбонаты с участием фистулелловых органогенных построек; биолитотип – разрез Петропавловской структурно-фациальной (СТФ) подзоны района Североуральских бокситовых рудников (СУБР) [Анцыгин, 2003; Анцыгин и др., 1999].** Этот тип разреза нижнего девона прослеживается на север в район Ивделя, Щучьинского выступа и на п-ов Ямал [Бочкарев и др., 2000]. Нижнедевонские карбонаты повсеместно подстилаются верхнесилурийскими известняками.

На территории Западной Сибири к этому типу с уверенностью можно отнести разрез скв. 50 Ханты-Мансийской площади [Чувашов, Яцканич, 2003]. Отметим кстати, что девонские карбонаты Ямала (Новопортовское месторождение) содержат газ, а Ханты – Мансийской структуры – нефть.

Известняки верхнего силура и нижнего девона прослеживаются на юг до района г. Нижнего Тагила и далее до Екатеринбурга. Расположенные в этой полосе скарново-магнетитовые месторождения г. Высокой, Лебяжинское, Гороблагодатское и др. обязаны своим

происхождением взаимодействию силурийско-нижнедевонских карбонатов с интрузиями щелочных пород.

Слоистые и рифовые известняки этого типа разреза известны на р. Реж у с. Арамашево [Шуйский, Ширшова, 1991а], на р. Бобровке у дд. Кислянка и Малое Трифоново, западнее г. Артемовск [Шуйский, Ширшова, 1991б]. На р. Багаряк, (широта г. Каменск – Уральский) [Шуйский, 1991], карбонаты верхнего силура (лландовери) и биогермные известняки нижнего девона (лохков) обнажены между дд. Колпаково и Зотино [Шурыгина, Милицына, 1996а].

Практически на той же широте и в том же Восточно-Уральском прогибе, но значительно западнее багарякского разреза силурийско-нижнедевонские карбонатные отложения образуют непрерывную последовательность известняков силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона в районе г. Челябинск у пос. Первомайский [Шурыгина, Милицына, 1996б]. Известняки силура в этом разрезе содержат тела андезитов и андезитовых туфов. Девонские карбонаты лишены признаков вулканизма.

В северо-восточном борту карьера колчеданного месторождения им. XIX партсъезда (в настоящее время засыпанном) выявлена следующая последовательность девонских карбонатов [Грешнер, Чувашов, 1974].

1. В основании разреза залегают с крутым падением на северо-восток светло-серые массивные известняки с разнообразной фауной фораминифер, строматопороидей, кораллов (ругоз и табулят), брахиопод, криноидей, с разнообразными водорослями, которые относятся к эмскому ярусу нижнего девона. Рассчитанная мощность, вскрытой карьером части разреза – 160 м.

2. Последующая часть разреза залегает на рифогенных известняках эмса по тектоническому контакту. Породы в этой зоне расланцованы, перетерты, включают крупные (до 1,5 м) глыбы рифогеного известняка верхнего эмса. Выше следуют такие пачки пород:

3.1. Темно-зеленые, иногда сиреневые туфы кварцевых порфиров с прослоем плитчатого песчаника, сложенного (на 70 %) обломками и кристаллами пирита и халькопирита.....5 м.

3.2. Зеленовато-серые кремнистые алевропелиты.....4 м.

3.3. Сиреневые тонкослоистые криноидные гравелиты с примесью туфогенного

материала.....7 м.

3.4. Розовато-серые массивные и брекчированные криноидные известняки.....8 м.

3.5. Глыбовый горизонт – скопление крупных (до 10-15 м) глыб разных по цвету и структуре известняков и других пород; заполняющее вещество брекчии – разноразмерная древесина и щебень тех же пород. Цемент – глинистый, рыхлый. Мощность глыбовой брекчии.....20 м.

3.6. Серые и темно-серые слоистые (20-40 см) детритовые (пакстоуны грейнстоуны) известняки с кораллами, амфипорами и строматопорами. Известняки по результатам определения ругоз и табулят отнесены к животскому ярусу.....20 м.

Карбонаты нижнего девона-эмса (эйфеля в старом понимании) вскрыты многочисленными скважинами на обширной площади в районе пос. Межозерного. Кроме приведенного разреза известняки имеются также в подрудной толще месторождения «Молодежное». Известняки эмса были вскрыты также скважиной в районе д. Урляды.

II. Для понимания особенностей развития региона очень важен **турьинский тип разреза нижнего девона**. В качестве его биолитотипа можно назвать совмещенный разрез скважин и обнажений на р. Вагран в районе Усольцева Лога [Анцыгин, 2003]. Здесь в скв. 3860, глубиной около 1400 м был составлен [Шатров, Черных, 1971] следующий разрез (снизу).

1. Полимиктовые песчаники, туфопесчаники, глинистые сланцы, туфобрекчии, серые известняки, пироксен – плагиоклазовые порфириты. По всему разрезу встречаются прослои известняков толщиной 0,1-3-4 м.....600 м.

2. Туфоконгломераты из полуокатанных обломков известняка, туфопесчаника, порфирита, цементированных тонким туфовым материалом.....100 м.

3. Толща переслаивающихся зеленовато-серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, черных глинистых сланцев и темно-серых глинистых известняков.....650 м.

На глубине 474 м здесь определены граптолиты *Monograptus uniformis*, вида определяющего основание девонской системы. В интервале 115-152 м. В.В. Черных определил конодонты: *Hindeodella priscilla* Stauffer, *Neoprioniodus bicurvatus* (Branson et Mehl.), *Ozarkodina denckmanni* Ziegler, *Spatha-*

*gnathodus steinchornensis remscheidensis* Walliser, *S. steinchornensis eosteinchornensis* Walliser. На этом основании верхняя (третья) толща была отнесена к жединскому ярусу нижнего девона. По современной биостратиграфической шкале девонской системы это будет лоховский ярус, следовательно, две нижние толщи являются силурийскими.

Более высокие части нижнедевонской последовательности изучены по обнажениям в карьере левого борта Усольцева Лога, где составлен следующий разрез:

1. Аргиллит темно-зеленовато-серый, на свежей поверхности темно-серый, неясно слоистый, с редкими и маломощными (2-5, редко до 15 см) прослоями глинистого пелитоморфного известняка. Видимая мощность – 11 м.

2. Следующая пачка сложена аналогичными аргиллитами и известняками, но с многочисленными и более мощными (10-30 см) прослоями пелитоморфного глинистого известняка, гофрированного мелкой складчатостью в шиферообразные пластины. Известняковые слои разделяются прослоями зеленовато-серого известковистого аргиллита с толщиной слоев 0,5-1,2 м. Мощность – 12 м.

3. Вышележащая пачка отличается от подстилающих образований наличием более мощных известняковых слоев, которые деформированы в результате оползания. Сплошность многих слоев нарушена, часто они сложно закручены в колобки, имеют раздувы в мощности, оторваны от «материнского» слоя. В средней части выделяется интервал, где порода может быть названа валунно-глыбовым конгломератом с размером овальных олистолитов до 60 см, с преобладанием фрагментов размером 10-20 см. Вмещающими породами являются зеленовато-серые мягкие известковистые аргиллиты. Они же и цементируют оползший материал. По структуре известняки пелитоморфные, реже детритовые. Вмещающие аргиллиты и некоторые прослои известняка содержат разнообразную фауну: кораллы ругозы и табуляты, брахиоподы, относительно редкие раковины гониатитов, мшанки, криноидеи (членики и крупные обломки стеблей). На поверхностях наложения некоторых слоев совместно с раковинами головоногих присутствуют многочисленные кониконхии. Найдены обломки панцирей рыб. Некоторые прослои известняков обогащены примесью пеплового туфового материала.

Определения кораллов (табулят и ругоз),

брахиопод, аммоноидей показывают эмский возраст толщи, более точные данные имеют по конодонтам (определения В.В. Черных), комплекс которых датируется второй сверху в эмском ярусе зоной *serotinus*. Общая мощность слоя – 8, 4 м.

4. Верхняя (туфогенная часть разреза) заметно отличается от подстилающих пород и представлена тонким (5-10 см) чередованием темно-серых и серо-зеленых аргиллитов с многочисленными прослоями пелитоморфных, иногда песчаных с примесью туфового материала известняков, в основании есть прослой (12 см) полимиктового песчаника. Некоторые прослой аргиллита и известняка имеют характерную «сиреневую» окраску. Видимая мощность пачки – до 8 м. Органических остатков в этой части разреза не обнаружено.

Приведенная вулканогенно-осадочная последовательность турьинского биолитотипа нижнего девона наращивает собой силурийскую часть разреза. В качестве общей закономерности изменения хода седиментации от силура к концу раннего девона следует отметить уменьшение глубины осадконакопления, что сопровождалось увеличением разнообразия биоты за счет бентоса и нектона. Эта направленность седиментогенеза подтверждается также тем обстоятельством, что в хорошо изученном районе СУБРа [Анцыгин, 2003; Анцыгин и др., 2000; Наседкина, Зенкова, 1999] установлено, что нижнедевонские мелководные карбонатные отложения Петропавловской подзоны и одновозрастные им более глубоководные отложения Турьинской подзоны постепенно сменяются мелководными карбонатами среднего девона. Турьинский тип разреза изучен слабо и точного аналога этой последовательности в других районах рассматриваемой территории пока неизвестно.

Некоторое сходство с ним имеет **Николаевский биолитотип**, описанный на территории Тюменско-Кустанайского прогиба. Здесь [Иванов и др., 1998]. Здесь в бассейне р. Аят силурийские отложения представлены песчано-сланцевой толщей с эффузивами основного и среднего состава. Выше следует толща полимиктовых, мелкозернистых мелководных (по авторам) песчаников, чередующихся с прослоями аргиллитов и известняков (микритов). Авторы оценивают мощность песчаников в 500 м, однако, на приведенной схеме по ширине выходов (около 5 км) и замеренных углах паде-

ния (75-80°) мощность песчаников должна быть значительно большей. Брахиоподы нижнего девона собраны в 30 м от восточной границы песчаников при их западном падении, т. е. в нижней части разреза. Возраст комплекса – пражский, т. е. он относится к средней части нижнего девона. Кроме этого слоя с брахиоподами, в западной части поля песчаников обнаружены мшанки, гастроподы, наутилоидеи, тентакулиты, трилобиты. По последним организмам возраст фауны определен как средний девон.

Стратиграфическому интервалу песчаников и аргиллитов, весьма сходных с породами зилаирской серии верхнего девона, соответствует карбонатный (рифовый) массив раннего – среднего девона (р. Аят у пос. Кызылжар), который перекрывают бокситы палеогенового (? Б.Ч.) возраста. Следовательно, в рассмотренном районе, как и на севере Урала, в близком соседстве присутствует контрастная в фациальном отношении пара разрезов – карбонаты и глинисто-песчаниковая толща.

**Камышлыаятский биолитотип.** К этому типу седиментационной последовательности целесообразно отнести разрез, кратко описанный [Иванов, 2001] по р. Камышлы Аят и обособленный в одноименную свиту. Разрез слагается кремнями с прослоями аргиллитов и кремнистых аргиллитов, в средней части имеются пакеты чередующихся песчаников и аргиллитов, по автору несколько сходные с породами зилаирской серии. Стратиграфический интервал распространения таких отложений – верхи нижнего девона – фаменский ярус верхнего девона. Органические остатки представлены спорадически распространенными радиоляриями и конодонтами. Верхняя часть разреза (верхи фамена – низы карбона), связанная с подстилающими отложениями постепенным переходом, слагается кварцевыми песчаниками, которые в настоящее время относятся к венду или ордовику.

К.С. Иванов [2001] сравнивает этот разрез с кызылфлотской (ранний – средний девон) и франской-егиндинской свитами Сакмарской зоны и делает осторожное предположение о былом близком расположении этих двух фациальных зон. Если можно согласиться с некоторым внешним сходством камышлыаятской, с одной стороны, кызылфлотской и егиндинской свит, с другой, то второе предположение является, по меньшей мере, странным, даже по ин-

тервалам разрезов сравниваемых толщ, не говоря уже о первичном палеотектоническом их разобщении.

**Вулканогенный тип** нижнедевонского разреза с минимальным участием осадочных пород, в том числе и известняков достаточно полно изучен в западной части Магнитогорской мегаструктуры [Маслов, 1980; Маслов, Артюшкова, 2000]. Здесь к нижнему девону относятся *баймак-бурибаевская и ирендикская свиты* и низы *туратской толщи*.

Изложенный материал дает основание для вывода, что в раннем девоне вся территория восточного склона Урала представляла собой серию контрастных структур с накоплением разных типов разреза; каждая структура характеризуется определенным комплексом осадочных пород и ассоциированной биоты. Для многих разрезов начало такой седиментации относится еще к позднему силуру. Карбонатные породы накапливались на горстовых структурах, погружающихся при полной компенсации накоплением мелководных, в том числе, и биогермных карбонатов. Некоторые горстовые структуры служили участками денудации. Вулканогенные и терригенные породы строго привязаны к грабенам, начало накопления кремнисто-глинисто-карбонатных и вулканогенных пород в грабенах также начинается еще в силуру.

В заключение, следует сказать несколько слов о соотношении нижнедевонских отложений с перекрывающими породами среднего отдела этой системы. В этом аспекте территория восточного склона Урала и примыкающих районов Западной Сибири может быть поделена на несколько крупных тектонических блоков. На территории Магнитогорской мегаструктуры (ММ) и Мугоджар среднедевонские отложения сохранились в небольшом числе районов. К их числу можно отнести район месторождения имени XIX партсъезда [Грешнер, Чувашов, 1973], где живетский ярус представлен мелководными известняками с разнообразной фауной.

В других местах этой обширной территории живетские известняки в виде разной величины карбонатных блоков, валунов и галек присутствуют в горизонтах обломочных пород франского яруса, в фаменской части большого числа разрезов зилаирской серии. Эти сведения дают основание для вывода, что на территории ММ и на ее продолжении в Мугоджарах

средний девон был представлен, главным образом, довольно однообразными мелководными карбонатами, которые были разрушены в результате последующих денудационных процессов в течение франского и фаменского веков. Основные моменты разрушения ранее сформировавшихся осадков отчетливо фиксируются на границе живета и франа (в старом понимании объема ярусов), а также вблизи границы франского и фаменского ярусов.

Примыкающая к ММ с востока территория Тюменско-Кустанайского прогиба (ТКП) отличается широким распространением живетских карбонатов, которые постепенно сменяют терригенно-вулканогенные, существенно наземные, часто красноцветные образования нижнего девона и эйфеля [Омаров, 1988]. Следовательно, будет правомерным заключение, что ТКП и ММ представляли собой единый по условиям образования блок до конца живетского века, а в последующем территория ТКП обнаруживает устойчивую тенденцию к погружению (до начала серпуховского века, включительно).

Структура ММ в период франского и фаменского веков девона и начала карбона (турнейский век, ранний визе) представлял собой комбинацию блоков с разным режимом погружения. Единый блок ММ обнаруживал устойчивое погружение с компенсацией накоплением мелководных карбонатов с начала позднего визе до середины, а местами до конца башкирского века. При этом в течение позднего визе и серпуховского века произошло почти полное выравнивание рельефа морского дна.

На восточном склоне Среднего Урала в междуречье Реж – Нейвы и их притоков также прослеживается серия разрезов, в которых мелководные, в том числе и рифовые известняки нижнего девона также сменяются живетскими известняками [Пронин, 1960, Шуйский, 1991] без признаков каких-либо тектонических событий на этом рубеже. В отличие от ММ на восточном склоне Среднего и Северного Урала процессов разрушения среднедевонских отложений в течение последующей позднедевонской эпохи не наблюдается.

Следовательно, в девонско-каменноугольной истории седиментогенеза восточного склона Урала и прилегающих территорий Западной Сибири существуют два периода тектонического покоя: короткий – в живетский век среднего девона и более длительный – в тече-

ние позднего визе, серпуховского и первой половины башкирского веков, редко до конца этого века.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ грант № 06-05-65022.*

#### Список литературы

- Антошкина А.И.* Рифообразование в палеозое – север Урала и сопредельные территории. Екатеринбург: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2003. 303 с.
- Анцыгин Н.Я.* О возрасте синегорской свиты на Среднем Урале // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», 1999. С. 20-23.
- Анцыгин Н.Я.* Путеводитель геологической экскурсии по девонским отложениям Североуральского района. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. 28 с.
- Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А., Зенкова Г.Г., Ширшова Д.И.* О стратотипах тошемского и карпинского горизонтов нижнего девона на Урале // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 3-20.
- Бочкарев В.С., А.М. Брехунцев, Л.Г. Перегудов, Л.В. Смирнов.* Природа карбонатных отложений девона на правом берегу реки Щучьей и Нововпортовского месторождения пюва Ямал // Новосибирск, 2000. С. 100-104.
- Грешнер С.Г., Чувашов Б.И.* К геологии месторождения им. XIX партсъезда // Ежегодник-1973. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. С. 13-18.
- Иванов К.С.* К стратиграфии и тектонике девонских кремнистых толщ Зауралья // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 6. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 3-11.
- Иванов К.С., А.Г. Мизенс, Л.И. Мизенс, Сапельников В.П.* Геология и брахиоподы терригенных отложений разреза р. Аят (Южный Урал, Зауральская структурно-фациальная зона) // Палеогеография венда и раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98-107.
- Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ Уфимского научного центра РАН, 2000. 141 с.
- Наседкина В.А., Зенкова Г.Г.* Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», 1999. С. 51-74.
- Омаров О.У.* Геология девонских отложений Тургайского прогиба и западной части Центрального Казахстана. Алма-Ата: Институт геологических наук АН КССР, 1988. 26 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника, 1987. № 2. 1987. С. 24-34.
- Чувашов Б.И., Шуйский В.П.* Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса, Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение) // Литосфера, 2003. № 2. С. 3-26.
- Чувашов Б.И., Яцканич Е.А.* Карбонатная платформа Ханты-Мансийской впадины Западно-Сибирской плиты: история развития и фациальная природа слагающих пород // Докл. РАН, 2003. Т. 388. № 6. С. 784-787.
- Шатров В.П., Черных В.В.* О находке нижнедевонских конодонтов в Турьинской фациальной зоне // Ежегодник-1970. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1971. С. 164-166.
- Шуйский В.П.* Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука, 1973. 155 с.
- Шуйский В.П.* Карбонатные отложения верхнего силура и нижнего девона на р. Багаряк // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1991. С. 15-23.
- Шуйский В.П., Д.И. Ширшова.* Восточно-Уральская зона, бассейны рр. Реж и Бобровка Егоршинской // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1991а. С. 47-53.
- Шуйский В.П., Ширшова Д.И.* Кислянский биоморфный (амфиоровый) многослой эмса на р. Бобровке // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1991б. С. 47-53.
- Шурыгина М.В., Милицина В.С.* Силурийские отложения по рекам Исток и Багаряк

## СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

в районе г. Каменск-Уральский на востоке Среднего Урала // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996а. С. 25-37.

*Шурыгина М.В., Милицина В.С.* Силурийские и нижнедевонские отложения южной

части Восточно-Уральского прогиба (окрестности пос. Первомайский, район г. Челябинска) // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996б. С. 38-49.