



Borissiak Paleontological Institute
Russian Academy of Sciences

Upper Vendian macrofossils of Eastern Europe. Middle and Southern Urals

A.Yu. Ivantsov, A.A. Razumovskiy, M.A. Zakrevskaya

Moscow
PIN RAS 2018

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка
Российская академия наук

Макрофоссилии верхнего венда
Восточной Европы.
Средний и Южный Урал

А.Ю. Иванцов, А.А. Разумовский, М.А. Закревская

Москва
ПИН РАН 2018

ISBN 978-5-9500685-1-5

УДК 551.72(447.8)

Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. А.Ю. Иванцов и др. - М.: ПИН РАН, 2018. 190 с., 9 ил., 11 фототабл.
На русском и английском языках.

Публикация представляет собой вторую часть серии «Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы». В данной сводке рассматриваются ископаемые Среднего Урала (Свердловская область и Пермский край) и Южного Урала (Челябинская область и Республика Башкортостан). Как и в первой части, в ней собраны описания родов и видов макрофоссилий преимущественно в ранних редакциях, изображения типовых экземпляров, информация об их местонахождении и месте хранения. Значительный раздел публикации составляет обзор геологической изученности венда региона с ревизией сведений о местонахождениях макрофоссилий.

Ключевые слова: Средний Урал, Южный Урал, эдиакарий, венд, Metazoa, следы жизнедеятельности. ISBN 978-5-9500685-1-5

Перевод на английский

М.А. Закревской, С.И. Соловьевой, А.А. Разумовского

Translated by

M.A. Zakrevskaya, S.I. Solovjeva, A.A. Razumovskiy

Upper Vendian microfossils of Eastern Europe. Middle and Southern Urals.

A.Yu. Ivantsov et al. - Moscow.: PIN RAS, 2018. 190 p., 9 ill., 11 plates.

In Russian and English.

The publication represents the second part of the series «Upper Vendian microfossils of Eastern Europe». Fossils of the Middle Urals (Sverdlovsk Region and Perm Territory) and the Southern Urals (Chelyabinsk Region and the Republic of Bashkortostan) are discussed in this report. As in the first part, it contains descriptions of genera and species of microfossils mainly in early editions, images of typical specimens, information on their location and a place of storage. A significant section of the publication is an overview of the geological study of the Vendian of the region with a revision of the information about the localities of microfossils.

Key words: Middle Urals, Southern Urals, Ediacaran, Vendian, Metazoa, trace fossils.



ISBN 978-5-9500685-1-5

© Коллектив авторов. 2018

© Обложка: А.А. Ермаков. 2018

Содержание/Content

1. Введение	6
2. Венд Урала (А.А. Разумовский)	7
2.1. Общая характеристика Тиманского орогена	7
2.2. Распространение и корреляция вендских отложений Тиманского орогена	8
2.3. Геологическое строение сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала)	11
2.3.1. Стратиграфия разрезов сылвицкой серии	12
2.3.1.1. Старопечнинская свита	13
2.3.1.2. Перевалокская свита	14
2.3.1.3. Чернокаменная свита	14
2.3.1.4. Усть-сылвицкая свита	18
2.3.2. Условия образования пород сылвицкой серии	19
2.4. Геологическое строение ашинской серии (западный склон Южного Урала)	21
2.4.1. Стратиграфия разрезов ашинской серии	21
2.4.1.1. Бакеевская, толпаровская и суировская свиты	21
2.4.1.2. Урюкская свита	23
2.4.1.3. Басинская свита	23
2.4.1.4. Куккараукская свита	25
2.4.1.5. Зиганская свита	25
2.4.1.6. Малоямантауская свита	26
2.4.2. Условия образования пород ашинской серии	27
2.5. Геологическое строение тогузак-аятской свиты (Зауральская зона, Южный Урал)	29
Табл. 1. Местонахождения вендских макрофоссилий Среднего и Южного Урала	30
3. Атлас макрофоссилий верхнего венда и нижнего кембрия(?) Среднего и Южного Урала (А.Ю. Иванцов, М.А. Закревская)	32
Список литературы	72
Рисунки и подписи к ним/Pictures and captions	81
1. Introduction	94
2. Vendian of the Urals (A.A. Razumovskiy)	95
2.1. General characteristics of the Timan orogen	95
2.2. Distribution and correlation of Vendian deposits of the Timan orogen	96
2.3. Geological structure of the Sylvitsa group (western slope of the Middle Urals)	99
2.3.1. Stratigraphy of the Sylvitsa group section	100
2.3.1.1. Staropechny formation	100
2.3.1.2. Perevalok formation	101
2.3.1.3. Chernyi kamen formation	102
2.3.1.4. Ust-Sylvitsa formation	106
2.3.2. Conditions of the formations of the Sylvitsa group rocks	107
2.4. Geological structure of the Asha group (western slope of the Southern Urals)	109
2.4.1. Stratigraphy of the Asha group sections	109
2.4.1.1. Bakeevo, Tolparovo, and Suirovo formations	109
2.4.1.2. Uryuk formation	111
2.4.1.3. Basa formation	111
2.4.1.4. Kukkarauk formation	113
2.4.1.5. Zigan formation	113
2.4.1.6. Maly Yamantau formation	114
2.4.2. Conditions of the formation of the Asha rocks	115
2.5. Geological structure of the Toguzak-Ayat formation (Transuralian zone, the Southern Urals)	117
Table 1. Localities of Vendian macrofossils of the Middle and Southern Urals	118
3. Atlas of Upper Vendian and Lower Cambrian(?) macrofossils, Middle and Southern Urals) (A.Yu. Ivantsov, M.A. Zakrevskaya)	120
References	158
Фототаблицы и объяснения к ним/Plates and captions	167

1. ВВЕДЕНИЕ

Настоящая публикация представляет собой вторую часть серии «Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы». Первая часть, в которую вошли описания макрофоссилий верхнего венда и основания нижнего кембрия Среднего Приднестровья и Волыни, вышла из печати в 2015 г. (Иванцов и др., 2015). В данной сводке рассматриваются ископаемые Среднего Урала (Свердловская область и Пермский край) и Южного Урала (Челябинская область и Республика Башкортостан). При ее подготовке были использованы за малым исключением материалы статей и соответствующие коллекционные образцы Юрия Рафаиловича Беккера (1931-2013) – первооткрывателя и главного исследователя уральской вендской «фауны».

Работа проведена в соответствии с планами научных исследований ГИН РАН, тема № 0135-2015-0020 (раздел 2) и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 17-05-02212-а «Становление метазойной организации. Поздний протерозой» (раздел 3). Фотографии выполнены С.В. Багировым (ПИН РАН).

Авторы признательны сотрудникам ВСЕГЕИ: и.о. заведующего Сектором геологии докембрия Валерию Алексеевичу Крупенику за предоставленный доступ к коллекциям Беккера и ведущему специалисту ЦНИГР музея Нине Михайловне Кадлец за помощь в оформлении переданных в музей материалов.

Широкий круг вопросов геологического строения вендских комплексов Урала, в процессе работы над данной публикацией, обсуждался с Н.Б. Кузнецовым, А.В. Рязанцевым и К.Е. Дегтяревым (ГИН РАН), К.Э. Якобсоном (ВСЕГЕИ) и И.А. Новиковым (ИГЕМ); осмотр рабочей коллекции Беккера и выявление в ней типовых экземпляров осуществлялся совместно с Е.А. Серезниковой (Лужной) (ПИН РАН). Всем этим лицам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

В работе использованы следующие сокращения названий научных учреждений:

ВСЕГЕИ – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург);

ГИН РАН – Геологический институт Российской академии наук (Москва);

ИГЕМ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (Москва);

ИГ УНЦ РАН – Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (Уфа);

ЦНИГР музей – Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей им. Ф.Н. Чернышева, ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург);

ЦСГМ – Центральный сибирский геологический музей (Новосибирск).

2. ВЕНД УРАЛА

По сравнению с другими регионами мира, первые находки макрофоссилий в докембрии Урала были сделаны сравнительно недавно – в 1972 г., Юрием Рафаиловичем Беккером в долине р. Косьва в отложениях чернокаменной свиты сылвицкой серии, которая тогда рассматривалась в составе рифея (Беккер, 1977). Данные сборы, так же как и многочисленные находки последующих лет, локализованы в верхневендских образованиях западного склона Урала в пределах Кваркушко-Каменногорского и Башкирского поднятий (мегантиклинориев). По представлениям большинства современных исследователей (Пучков, 2010 и ссылки в этой работе), к поздневендскому времени регионы северо-востока и востока сегодняшних Русской плиты и части западного склона Урала представляли собой пассивную окраину континента Балтики. В позднем венде коллизия фрагментов Родинии и образование Гондваны для уральской окраины Балтики ознаменовались тиманским орогенезом, а в образовавшемся прогибе стала накапливаться моласса.

2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИМАНСКОГО ОРОГЕНА

Комплекс тиманид на Урале, как предшествующий собственно уралидам (поздний кембрий – пермь), выделялся под названием «доуралиды» (Херасков, 1948), но обычно для его обозначения использовался термин «байкалиды» (Шатский, 1945). В конце прошлого века более ранний термин «тиманиды», также предложенный Н.С. Шатским, но только для ранних образований собственно Тиманского кряжа, было предложено вернуть в научный оборот (Puchkov, 1997) и в последние годы он используется подавляющим большинством исследователей. В то же время, при производстве геолого-съёмочных работ под «тиманидами» по-прежнему понимаются лишь среднерифейско-ранневендские образования собственно Тиманской системы (Геология..., 2011); одновозрастные образования на окраине Восточно-Европейской платформы при этом выделяются как ранние, а поздневендско-раннекембрийские – как поздние байкалиды (Геология..., 2006). Такое разделение нам представляется устаревшим, как и значительная часть терминологии геосинклинальной концепции, поэтому в данной работе термин «тиманиды» используется в современном его понимании (Puchkov, 1997; Pease et al., 2004; Пучков, 2005, 2010 и др.).

В современной структуре западной Евразии реликты Тиманского орогена, в широком смысле этого слова, образуют северо-восточное обрамление Восточно-Европейской платформы от Мугоджар до Варангер-фьорда в Норвегии, где срезаются скандинавскими каледонидами (Пучков, 2010 и др.). Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы сформировался в результате столкновения протократонов Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии в составе суперконтинента Колумбия около 2 млрд л.н. После распада Колумбии протократон Балтика был включен в суперконтинент Родинию, а после ее частичного раскола, в отделившийся от него мегаконтинент Паннотию. Отделение Балтики от Лаврентии и Амазонии предположительно произошло на границе рифея и венда около 600 млн л.н. (Bogdanova et al., 2001, 2008; Rogers, Santosh, 2002; Li et al., 2008; Лубнина, 2009; Kuznetsov et al., 2014). Возникновение Тиманского орогена связывается с аккрецией и последующей коллизией островной дуги (или дуг) и террейнов с пассивной окраиной Балтики (Scarrow et al., 2001; Pease et al., 2004; Хераскова и др., 2010), либо объясняется столкновением двух континентальных блоков (Кузнецов и др., 2005). Существует точка зрения, что тиманский орогенез не был проявлен в Северных Мугоджарах, а местоположение на окраине Балтики в позднем венде – кембрии энсиалической островной дуги (лушниковский комплекс) предопределило границу палеоконтинентального и палеоокеанического секторов уралид для южно-уральского региона (Самыгин и др., 2010). Появившиеся в последние годы вендские датировки для различных плутонических комплексов с надсубдукционными характеристиками (Петров, 2016) позволяют предполагать развитие Тиманского орогена в результате аккреции на активной континентальной окраине (Рязанцев, в печати).

Сутурные зоны, разделяющие структурные элементы Тиманского орогена, на севере Урала с резким азимутальным несогласием секутся уралидами, а на Южном Урале в значительной

степени телескопируются зоной Главного Уральского Разлома (Пучков, 2010 и др.). Комплексы тиманид обнажаются вдоль всего Урала в виде цепочки выступов (поднятий, антиклинориев) Центрально-Уральской зоны (рис. 1). Несовпадение структурных планов уралид и тиманид обуславливает резкое различие обнажающихся комплексов последних, таким образом, что в северной части региона обнажаются интерниды, а в центральной и южной экстерниды Тиманского орогена. Экстерниды тиманид интерпретируются как часть до того единой пассивной окраины континента Балтики, с принадлежащей ей Притиманской перикратонной структурой и наложенным на нее краевым прогибом, захваченные складчатостью, а во внутренних зонах и метаморфизмом (Пучков, 2010). Все описанные на настоящий момент достоверные вендские макроископаемые Урала происходят из местонахождений, расположенных в разрезах верхнего венда Притиманского краевого прогиба.

2.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНСКОГО ОРОГЕНА

Вендский комплекс, как особое надрифейское стратиграфическое подразделение, был выделен в середине XX в. (Соколов, 1952; Решения..., 1965). За прошедшие годы венд, как ни одно другое подразделение Общей стратиграфической шкалы, являлся предметом острой полемики. Разнообразие высказываемых мнений отражало спорность объема и структуры внутренних подразделений венда, его позиции в общей иерархической системе стратонев, а также методических принципов его выделения и расчленения. Единой позиции не существует и на сегодняшний день. Например, изучение редкогалечных конгломератов нижневендского лапландского горизонта в Приладожье и на Южном Урале показало, что для них характерна не ледниковая, а флюидно-эксплозивная природа (Казак и др., 2008), что позволило, вкуче с другими аргументами, предложить вообще исключить лапландский горизонт из Общей стратиграфической шкалы (Якобсон, 2014). Для Урала и Приуралья, помимо общеизвестных различий с Международной стратиграфической шкалой (рис. 2), разделение вендских образований и их корреляция претерпевали существенные трансформации за годы их изучения различными исследователями. В качестве примера можно привести ашинские отложения Южного Урала, возраст которых считался первоначально девонским, затем позднекембрийско-ордовикским, кембрийским и, наконец, рифейским, из которого и был выделен как вендский (Беккер, 1968). В настоящем Атласе используется схема корреляции вендских отложений северо-востока – востока Восточно-Европейской платформы и Западного Урала, приведенная в работе А.В. Маслова (2006), с некоторыми изменениями, основанными на данных, полученных в последующие годы (Воробьева и др., 2006; Беккер, 2010; Пучков, 2010) (рис. 2).

В рассматриваемом регионе вендские образования известны в разрезах Мезенской впадины (синеклизы), Волго-Уральской области (антеклизы), а также в пределах Среднеуральского и Южноуральского сегментов Центрально-Уральской зоны. Разрезы терригенных толщ чурочной серии, фрагментарно обнаженные в пределах северо-уральского Полюдова Кряжа (Колчимское поднятие), сопоставляются с докембрийскими разрезами Среднего и Южного Урала (Беккер, 1988; Сергеев и др., 2012). Находки макрофоссилий в отложениях чурочной серии не известны, новых геологических данных после обобщающей работы Ю.Р. Беккера 1988 г. в печати выявлено сравнительно не много (Анфилогов и др., 2007; Сергеев и др., 2012; Чумаков и др., 2013), структура расположена близко к разрезам Вычегодского прогиба и Кваркушко-Каменногорского поднятия и в настоящем обзоре не рассматривается.

В пределах Мезенской впадины нижневендские отложения выделены лишь в разрезе скважины 1-Кельтминской, в южной части Вычегодского прогиба, в объеме вычегодской свиты (Воробьева и др., 2006), либо только средней-верхней ее части (Воробьева, Сергеев, 2014). Ранневендский возраст установлен на основе изучения ассоциации микрофоссилий пертататакского типа (эдиакарского комплекса акантоморфных акритарх) (Воробьева и др., 2006; Воробьева, Сергеев, 2014). Следует отметить, что существует точка зрения о поздневендском (редкинском) возрасте этой специфической кельтменской ископаемой микробиоты (Подковыров и др., 2011).

Верхневендские образования Мезенской впадины традиционно делятся на усть-пинежскую и мезенскую свиты, в объеме редкинского и котлинского горизонтов, соответственно (Верхний докембрий..., 1986). На севере – северо-западе Мезенской синеклизы в пределах Юго-Восточного Беломорья усть-пинежская свита была разделена на лямичскую, верховскую и зимнегорскую, а мезенская, для данного региона, переименована в ергинскую (Гражданкин, 2003). U-Pb изотопный возраст цирконов из пепловых прослоев основания верховской свиты составляет 558 ± 1 млн л. (Гражданкин, 2003), из подошвы зимнегорской свиты $555,3 \pm 0,3$ млн л. (Martin et al., 2000), из разрезов на р. Золотица $550 \pm 4,6$ млн л. (Llanos et al., 2005). Поздневендские толщи Юго-Восточного Беломорья вмещают одну из наиболее обширных по масштабу и, вероятно, лучшую по степени сохранности организмов, группу местонахождений вендских макрофоссилий в мире (Федонкин, 1981; Fedonkin et al., 2007 и др.).

На юго-востоке Мезенской впадины в пределах Вычегодского прогиба усть-пинежская и мезенская свиты верхнего венда прослежены в разрезах двух параметрических (1-Сторожевская, 1-Сереговская) и ряда разведочных скважин. Здесь отличительной особенностью верхневендских отложений является наличие в их составе эвапоритов (Оловянишников, 1998). В керне обеих глубоких скважин обнаружены ихнофоссилии и фрагменты бесскелетных макрофоссилий, характерных для поздневендского времени (Оловянишников, 1996; Оловянишников, Гражданкин, 1999). Эти находки дополнительно связывают местонахождения Юго-Восточного Беломорья с разрезами Среднего Урала, однако, в связи с тем, что указанные авторы не приводят описания отмеченных ими форм, в данный Атлас эти сборы не включены.

На Среднем Урале вендские отложения Кваркушко-Каменногорского поднятия традиционно выделялись в объеме серебрянской и сылвицкой серий (Аблизин и др., 1982; Стратиграфические..., 1993 и др.), большинство современных исследователей относят породы серебрянской серии к завершающему рифею (Петров и др., 2005; Маслов, 2006; Пучков, 2010), а в объеме венда рассматривают только образования сылвицкой серии. Терригенный разрез сылвицкой серии включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты (Младших, Аблизин, 1967 и др.). С породами верхних свит связаны многочисленные находки докембрийских макроископаемых (Беккер, 1977, 1980; Кривошеев, Поленов, 2001; Гражданкин и др., 2005, 2010; Puchkov et al., 2016); подробная характеристика сылвицких отложений приведена ниже в соответствующем разделе.

Вендские образования Волго-Уральской области широкой полосой протягиваются вдоль участка западного края Тиманского орогена и выполняют две впадины: Верхнекамскую и Шкапово-Шиханскую, разделенные Сарапульско-Яныбаевской седловиной, на севере смыкаясь с Вычегодским прогибом Мезенской впадины, а на востоке с разрезами Кваркушко-Каменногорского и Башкирского антиклинориев (рис. 1) (Пучков, 2010). В пределах Верхнекамской впадины нижневендские отложения представлены веслянской свитой, вышележащие верхневендские породы объединяются в ласьвинский комплекс и представлены кыквинской, верещагинской, велвинской и краснокамской свитами (рис. 2). Две нижние свиты, кыквинская и верещагинская, объединяются в бородулинскую, а вышележащие – велвинская и краснокамская, в кудымкарскую серии. В пределах Шкапово-Шиханской впадины нижневендские образования не установлены, в верхневендских породах в объеме бижбулякского комплекса выделена нижняя каировская серия, объединяющая байкибашевскую и старопетровскую свиты, и вышележащая шкаповская серия, включающая в себя салиховскую и карлинскую свиты (Стратиграфическая..., 2000).

На западном крыле Башкирского поднятия отложения венда выделяются как ашинская серия (Козлов, 1982; Беккер, 1985б; Стратиграфические..., 1993). Последние десятилетия большинство исследователей к нижневендским отложениям относят бакеевскую свиту и ее фациальные аналоги – толпаровскую и суировскую свиты, а перекрывающий их разрез, связанный между собой постепенными переходами урюкской, басинской, кукаркаульской и зиганской свит – к верхнему венду (Беккер, 1985б; Стратиграфическая..., 2000 и др.). Локально развитая малоямантауская свита имеет четкую структурную позицию в верхней части разреза ашинской серии и, в силу специфики литологического состава и особенностей присутствующего ихноценоза, предположительно относится (Беккер, Кишка, 1991; Беккер, 2010) к нижнему кембрию. С образованиями басинской

и зиганской свит связаны многочисленные находки вендских ихнофоссилий и бесскелетных макроскопаемых (Беккер, 2013; Kolesnikov et al., 2015 и др.). Более детальная характеристика отложений ашинской серии приведена ниже в соответствующем разделе.

Корреляция нижневендских образований для перечисленных регионов (рис. 2) в достаточной степени условна и осуществляется на основании положения толщ в разрезе и общего формационного сходства. Современные изотопные датировки, подтверждающие допоздневендский возраст, известны лишь для пород западной части Башкирского и Кваркушко-Каменногорского поднятий (подробнее см. в описании стратиграфии старопечнинской, толпаровской и бакеевской свит).

В составе верхневендских отложений по особенностям строения и комплексу литологических характеристик хорошо сопоставляются друг с другом разрезы ласьвинского комплекса Верхнекамской впадины и бижбулякского комплекса Шкаповско-Шиханской впадины Волго-Уральской области. Также общепринятой на сегодня является точка зрения о посвитной корреляции бижбулякского комплекса Шкаповско-Шиханской впадины и ашинской серии Башкирского поднятия (Маслов, Ишерская, 1998; Стратиграфическая..., 2000; Маслов и др., 2006б). Отрицательная европиевая аномалия в аргиллитах основания карлинской свиты Шкапово-Шиханской впадины сопоставляется с аналогичной аномалией в основании котлинского горизонта Русской плиты (Маслов, Ишерская, 2006). Граница перевалокской и чернокаменской свит Кваркушко-Каменногорского поднятия хорошо коррелирует с границей урюкских и басинских отложений ашинской серии и обычно отождествляется с подошвой молассы (Пучков, 2010, 2012). Единство литогеохимических характеристик показано для складчатой (Кваркушко-Каменногорское и Башкирское поднятия) и не складчатой (Шпаково-Шиханская впадина, Вычегодский прогиб) молассы на основе анализа тонкозернистых обломочных пород (Маслов и др., 2009, 2013в; Маслов, Подковыров, 2013). Образование на фронте Тиманского орогена и заполнение молассой описано на основании современных данных (Пучков, 2005, 2010 и др.) для поздневендских образований Мезенской впадины (Маслов и др., 2008а). Для поздневендского Мезенского палеобассейна, в который выделяющие его авторы объединяют разновозрастные отложения Мезенской впадины и Кваркушко-Каменногорского поднятия, на основании литогеохимического анализа тонкозернистой алюмосиликокластики делается вывод об относительной изолированности источников сноса и отсутствии гомогенизации осадка в пределах самого палеобассейна (Маслов и др., 2013а). Подобный вывод, правда, вполне очевидно следует как из большой (не менее 1200 км) протяженности палеобассейна, так и существенно преобладающей мелководности слагающих его отложений.

В породах зиганской свиты ашинской серии Башкирского поднятия установлен очень специфический характер палеомагнитной записи (Levashova et al., 2015; Vazhenov et al., 2016). А именно, в этих породах зафиксирована исключительно высокая частота смены полярности, которая до недавних пор была не известна в магнитной летописи нашей планеты. Многократная геомагнитная инверсия на протяжении всего нескольких миллионов лет могла обусловить длительный период резкого ослабления защитного магнитного поля Земли, с чем указанными авторами связывается вымирание эдиакарской биоты и начало кембрийской «скелетной революции» (Meert et al., 2016). В настоящее время сходная палеомагнитная запись установлена в разрезе одного из стратиграфических подразделений на северо-востоке Енисейского Кряжа (юго-западная окраина Сибирской платформы), сопоставляемого с самыми верхами венда (Шацилло и др., 2015). Для настоящей работы более важно, что аналогичный характер палеомагнитной записи ранее был выявлен в разрезах верхневендского котлинского горизонта в пределах Юго-Восточного Беломорья в районе Зимнего Берега, р. Золотица и скв. Верхотина (Porov et al., 2002, 2005; Llanos et al., 2005). Идентичный характер палеомагнитной записи, на данный момент не известный ни в более древних допоздневендских, ни в более молодых фанерозойских породах, позволяет надежно сопоставлять зиганскую свиту ашинской серии Южного Урала с разрезами верхней части котлинского горизонта Юго-Восточного Беломорья.

И в настоящее время корреляция различными исследователями позднекембрийских отложений региона далека от единообразия. На восточном крыле Башкирского поднятия в составе нижнего венда ранее выделялись кургашлинская и ее фациальный аналог аршинская (не путать

с ашинской) свиты, исторически сопоставлявшиеся с бакеевской свитой западной части антиклинория (Беккер, 1988; Стратиграфические..., 1993 и др.). Позже для пород кургашлинской свиты было высказано мнение о согласном залегании туфопесчаников, содержащих флюидолитовые обособления, на непереработанных флюидами песчаниках и туфопесчаниках криволукской свиты рифея (Казак и др., 2008). Сравнительно недавно на основании полученных новых изотопных возрастов аршинская свита была отнесена к завершающему рифею и переведена в ранг серии, состоящей из четырех свит: байнасской, махмутовской, игонинской и шумской (Козлов и др., 2008, 2011; Пучков, 2010; Краснобаев и др., 2012). В работах последних лет бакеевская и кургашлинская свиты относятся к раннему венду, а накопление ледниковых образований данных свит соотносится с гляциальным периодом Гаскье (584-582 млн л.) (Пучков и др., 2014; Lubnina et al., 2014).

Недавно была предложена новая схема корреляции вендских отложений, когда в результате проведенного секвенс(секвент)-стратиграфического анализа для Юго-Восточного Беломорья были выделены четыре секвенции: агминская, солзенская, зимнегорская и ергинская. Выделенные латеральные ряды («тракты») и разделяющие их поверхности миграции фаций были прослежены через скважины, вскрывающие северо-восток Мезенской синеклизы, и скоррелированы с разрезами сылвицкой серии Кваркушко-Каменногорского антиклинория в рамках единого Мезенского палеобассейна. В предлагаемой конструкции агминская секвенция, включающая лямичскую свиту и нижнюю подсвиту верховской свиты, на Среднем Урале соответствует отложениям старопечнинской и перевалокской свит (Маслов и др., 2008а; Гражданкин, Маслов, 2009; Гражданкин и др., 2009; Маслов и др., 2013а). Высказано предположение об одновозрастности подошв лямичской и старопечнинской свит (поверхность максимальной регрессии агминской секвенции) основанию бакеевской свиты (Гражданкин и др., 2011а, б), которую, как уже было отмечено выше, большинство исследователей относит к раннему венду (Маслов, 2006; Беккер, 2010 и др.). Солзенская секвенция, представленная образованиями верхней подсвиты верховской свиты, в пределах Кваркушко-Каменногорского поднятия сопоставляется с нижней (вилухинской) подсвитой чернокаменной свиты. Зимнегорская секвенция, включающая отложения одноименной свиты в Юго-Восточном Беломорье, на Среднем Урале охватывает разрез шурышской и черемуховской подсвит чернокаменной свиты. Завершающая последовательность позднего венда на северо-востоке Русской плиты ергинская секвенция, образованная отложениями ергинской же свиты, по мнению выделивших ее авторов, в пределах Среднего Урала соответствует синекаменной, коноваловской и крутихинской подсвитам чернокаменной свиты (Гражданкин, Маслов, 2009; Гражданкин и др., 2010). В обсуждаемой схеме возраст самой верхней усть-сылвицкой свиты сылвицкой серии однозначно не устанавливается. Предполагается либо одновозрастность отложений усть-сылвицкой свиты образованиям локально выделяемой кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты (Гражданкин и др., 2010), либо ее корреляция с падунской свитой Юго-Восточного Беломорья, для которой теми же авторами ранее был указан раннекембрийский возраст (Маслов, 2006; Гражданкин, Краюшкин, 2007). Также усть-сылвицкую свиту иногда относят к переходному интервалу венда – кембрия, сопоставляя с немакит-далдынским горизонтом Сибири (Чумаков, Сергеев, 2004).

Для двух верхних свит ашинской серии, куккараукской и зиганской, на основании находок в ней фосфатной кластики, интерпретируемой как фрагменты раковин брахиопод, обосновывается возраст не древнее среднекембрийского (Кузнецов, Шацилло, 2011). Моласса этого возраста, по мнению Н.Б. Кузнецова, является дополнительным доказательством высказываемого им ранее предположения о раннепалеозойском времени тиманской орогении (Кузнецов и др., 2005).

2.3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

Кваркушко-Каменногорский (Вишерско-Чусовской, Басегско-Синегорский) мегантиклинорий располагается в пределах Центрально-Уральской зоны и охватывает основную часть западного склона Среднего Урала (рис. 1). В его строении выделяются два крупных кулисообразно расположенных антиклинорных поднятия: Кваркушко-Басегское (Вогульское) на северо-западе и Каменногорское (Синегорское) на юго-востоке, разделенные Усьвинско-Сылвицкой

(Вильвенско-Сылвицкой, Усьвинско-Серебрянской) седловидной структурой (Геология..., 1969; Аблизин и др., 1982). На севере мегантиклинория выделяется сложно построенный метаморфический комплекс, сочетающий высокотемпературные и высокобарические парагенезисы, возраст метаморфизма которого оценивается как доордовикский. С востока Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий ограничен зоной Главного Уральского разлома. Развитые в западной части данной разломной зоны ордовикско-девонские шельфовые отложения отделяют описываемый мегантиклинорий от расположенного на Северном и Приполярном Урале Ляпинского (Ляпинско-Кутимского) поднятия. Позднерифейские образования Ляпинской структуры прослеживаются узкой полосой далеко на юг вдоль восточного края Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (Аблизин и др., 1982; Маслов и др., 1996; Пучков, 2000; Петров, 2015). На протяжении всего мегантиклинория его западная часть выделяется как Язьвинско-Серебрянский (Цепельско-Вижайский) моноклинорий, ширина которого составляет 15-30 км. Средняя часть моноклинория осложнена Безгодовой синформой, вероятно, аллохтонной природы, выполненной отложениями позднего ордовика – силура – девона, западная часть моноклинория сложена образованиями сылвицкой серии (Геология..., 1969; Аблизин и др., 1982) (рис. 3).

Докембрийские образования Кваркушко-Каменногорского поднятия представлены породами кедровской, басегской, серебрянской и сылвицкой серий. Для вулканогенно-осадочных пород кедровской и басегской серий установлен позднерифейский возраст (Аблизин и др., 1982; Стратиграфические..., 1993; Петров и др., 2005). Традиционно рассматриваемая в объеме раннего венда серебрянская серия (Аблизин и др., 1982; Стратиграфические..., 1993; Суслов и др., 2002; Петров, 2015) по совокупности современных изотопно-геохронологических данных для размываемых и секущих серию комплексов, относится к завершающему рифею – аршинию (Петров и др., 2005; Маслов, 2006; Пучков, 2010). Однако совсем недавно опубликованы данные о ранневендском возрасте цирконов из щелочных базальтов нижней (танинской) свиты серебрянской серии (Маслов и др., 2013б). Авторы данной работы при этом отмечают, что полученный ими возрастной диапазон серебрянско-раннесылвицких ледниковых образований более чем на порядок превышает продолжительность известного для эдиакария гляциального события (Маслов и др., 2013б). Таким образом, можно констатировать, что проблема возрастной принадлежности серебрянской серии на сегодня не решена. Северная часть Усьвинско-Сылвицкой седловидной структуры (верховья р. Усьва) сложена вулканогенно-осадочными комплексами вильвинской и першинской свит, хорошо коррелируемых по составу с разрезом серебрянской серии (Карта..., 1983; Петров, 2015) (рис. 3), в единичных случаях эти комплексы датируются поздним вендом (Аблизин и др., 1982). Выше серебрянской серии с размывом залегает сылвицкая серия, терригенные породы которой, также с глубоким размывом, перекрываются отложениями силура или такатинской свиты эмсского яруса нижнего девона (Аблизин и др., 1982; Суслов и др., 2002; Пучков, 2010).

2.3.1. СТРАТИГРАФИЯ РАЗРЕЗОВ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Сылвицкая серия была выделена в результате проведения детальных геологосъемочных работ в 1950-60-х гг. и свое название получила по р. Сылвице, где располагаются ее наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы (Младших, Аблизин, 1967). Этими же авторами впервые высказана точка зрения о докембрийском возрасте сылвицкой серии, которая ранее на Среднем Урале выделялась под названием ашинской свиты и параллелизовалась с одноименным стратонем Южного Урала, время образования которого оценивалось в различные годы от девона до кембрия (Аблизин и др., 1982). Сегодня по особенностям строения и литологического состава сылвицкая серия подразделяется на четыре свиты: старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую (рис. 4) (Младших, Аблизин, 1967; Гражданкин и др., 2010 и др.). Общая мощность сылвицкой серии оценивается от 2650-2850 (Аблизин и др., 1982) до 1800 м (Гражданкин и др., 2010).

2.3.1.1. СТАРОПЕЧНИНСКАЯ СВИТА

Первоначально старопечнинская свита была выделена как нижняя старопечнинская толща ашинской свиты Б.Д. Аблизиным с соавторами в 1959 г. В ранге свиты толща рассматривается с 1966 г. Отложения старопечнинской свиты прослеживаются от бассейна р. Кусья на северо-западе до бассейна р. Межевая Утка на юго-востоке (рис. 3) (Аблизин и др., 1982). Залегание базальных конгломератов старопечнинской свиты на разных горизонтах верхней (керносской) свиты серебрянской серии однозначно свидетельствует о предшествующем ее образованию размыве. Дополнительно это подтверждает состав галек нижних слоев старопечнинской свиты, которые в значительной степени сложены керносскими породами (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

По своему литологическому составу в разрезе свиты выделяются две толщи: нижняя диамиктитовая и верхняя – алевролитно-аргиллитовая. Стратотип свиты расположен в долине р. Сылвицы в ур. Старопечный Кордон в 2 км ниже по течению устья р. Кернос. Нижняя толща здесь образована чередованием редкогалечных конгломератов и крупнозернистых песчаников. При этом размер обломков в собственно диамиктитовых слоях колеблется от гравийной до валунной размерности, сложены они аркозовыми песчаниками, кремнистыми и карбонатными породами, реже встречаются кислые магматические породы. Обломки погружены в голубовато-серые, зеленовато-серые тонкослоистые песчаные алевролиты. Для песчаников характерна грубая горизонтальная, волнистая и косая слоистость и примесь окатанных обломков галечно-гравийной размерности. Общая мощность диамиктитовой толщи составляет около 20 м. Выше с постепенным переходом залегают желтовато-зеленовато-серые «табачные» алевролиты с линзовидными прослоями песчаников. Алевролиты сменяются тонкослоистыми пестроцветными аргиллитами, фиолетово-зеленые породы преобладают в нижней, а вишнево-красные в верхней части разреза. Аргиллиты содержат маломощные (до 1 см) прослои алевролитов и белых или розовых туфов (до 0,5 см). Общая мощность тонкоплитчатой алевролитно-аргиллитовой толщи около 180 м (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

В целом сохраняя близкое строение, образования старопечнинской свиты прослеживаются от ур. Старопечный Кордон на юго-восток через долину р. Серебряная до р. Межевая Утка, где мощность свиты увеличивается до 440-450 м. Севернее стратотипа, в долине нижнего-среднего течения р. Кусья, мощность нижней диамиктитовой толщи увеличивается до 95 м, верхняя толща сложена зеленовато-серыми алевролитами с прослоями песчаников, содержащими гальку кварцитов, и имеет мощность около 430 м (Аблизин и др., 1982). Верхние алевролиты северных (рр. Вижай, Койва) разрезов содержат марказитовые конкреции (Беккер, 1988). Максимальная мощность старопечнинской свиты составляет до 550 м (Аблизин и др., 1982).

Отложения старопечнинской свиты прорываются гипабиссальными интрузивными телами кусьинского пикрит-эссекситового комплекса (Суслов и др., 2002). Эксплозивные брекчии пикритов данного комплекса датированы Rb/Sr методом в диапазоне 608 ± 3 млн л. (Карпухина, 2000; Карпухина и др., 2001), что вслед за рядом исследователей (Петров и др., 2005; Пучков, 2012) можно интерпретировать как нижнее возрастное ограничение для всей сылвицкой серии. U-Pb изотопное датирование (LA-ICP-MS метод) цирконов из туфовых прослоев верхней части старопечнинской свиты (левый берег р. Усьва выше устья р. Вилуха) позволяет оценить время их образования в диапазоне 561 ± 36 млн л. (Маслов и др., 2013б). Накопление осадков старопечнинской свиты предполагается в ранней – начале поздней эпохи вендского периода (Маслов, 2006; Маслов и др., 2013б).

Никаких палеонтологических остатков в породах старопечнинской свиты не установлено (Гражданкин и др., 2010).

2.3.1.2. ПЕРЕВАЛОКСКАЯ СВИТА

Изначально перевалокская свита была выделена в 1959 г. Б.Д. Аблизиним с соавторами как вторая толща ашинской свиты, а в 1966 г. была переведена в ранг свиты. Отложения перевалокской свиты прослеживаются узкой полосой западнее образований старопечнинской свиты от долины р. Усьва, в районе устья р. Вилуха, на северо-западе до бассейна р. Межевая Утка на юго-востоке (рис. 3). С породами подстилающей старопечнинской свиты отложения перевалокской свиты связаны постепенным переходом (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

В стратотипической местности (правый берег р. Межевая Утка, выше устья руч. Б. Перевалок, расположенного в 10 км к ВСВ от устья самой р. Межевая Утка) нижняя граница перевалокской свиты проводится по появлению в разрезе серых и темно-серых слюдистых алевролитов. Алевролиты переслаиваются с аргиллитами и содержат тонкие (0,5-1 см) прослои песчаников, количество псаммитового материала возрастает вверх по разрезу, мощности прослоев буровато-серых слюдистых тонко-волнистослоистых песчаников увеличиваются до 1,5 м. Мощность всей алевролит-аргиллит-песчаниковой толщи составляет около 270 м. Венчает разрез свиты в стратотипе пачка мощностью 50 м, сложенная темно-серыми, бурыми слюдистыми рассланцованными песчаниками (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010). Перевалокская свита демонстрирует выдержанный характер строения и литологического состава по всей площади распространения (Аблизин и др., 1982), хотя ряд исследователей отмечает уменьшение количества прослоев песчаников по направлению на северо-запад (Гражданкин и др., 2010) или даже отсутствие верхних песчаниковых слоев в разрезе свиты (Беккер, 1988). Характерной особенностью пород свиты является повышенное содержание фосфора, что хорошо выражено в присутствии линзовидных прослоев и конкреций алевролитовых фосфоритов. Также отмечаются марказитовые конкреции и наличие тонких пленок углефицированной органики, подчеркивающих слоистость. Мощность свиты составляет 150-300 м (Аблизин и др., 1982; Беккер, 1988; Гражданкин и др., 2010).

Представления о поздневендском возрасте отложений перевалокской свиты являются общепринятыми. Полученный LA-ICP-MS методом U-Pb возраст вулканогенных цирконов из туфового прослоя нижней части разреза перевалокской свиты (на левом берегу р. Усьва, в 2-2,5 км ниже по течению устья р. Вилуха, в береговом обрыве под названием Крутая Гора) равен $567,2 \pm 3,9$ млн л. (Гражданкин и др., 2010, 2011a, б). В пределах этого же обнажения, в тонкослоистых аргиллитах перевалокской свиты отмечен богатый по массовости захоронения, распространенности и таксонометрическому разнообразию комплекс углефицированной органики, сопоставляемый с миаохонской ископаемой биотой Южного Китая (Гражданкин и др., 2007).

На подошве песчаниковых слоев в разрезе перевалокской свиты широко распространены палеопасихниды различной степени сохранности (Гражданкин и др., 2005). Из отмеченных находок в данный Атлас включены объемные остатки палеопасихнид местонахождения, получившего здесь наименование Сылвица-5 (рис. 5С) (табл. 1).

2.3.1.3. ЧЕРНОКАМЕНСКАЯ СВИТА

Чернокаменная свита была выделена в 1959 г. как третья и четвертая толща ашинской серии Б.Д. Аблизиним с соавторами, и также с 1966 г. рассматривается как самостоятельная свита. Породы чернокаменной свиты широко распространены по площади среди образований сылвицкой серии и слагают значительную часть западного крыла Язьвинско-Серебрянского моноклинория (рис. 3). Стратотип свиты описан по правому берегу нижнего течения р. Сылвица в районе скалы Черный Камень, расположенной в 2 км к ЮЮЗ от устья р. Гаревой (руч. Гаревого). В составе чернокаменной свиты Б.Д. Аблизиним с соавторами выделена мощная (до 1500 м) нижняя и маломощная (150-200 м) верхняя подсвиты, имеющие близкий литолого-фациальный состав (Аблизин и др., 1982). Верхняя часть нынешней чернокаменной свиты была поделена на ялунинскую и красногорскую толщи (Ключина, Пинегин, 1961), однако данная схема широкого распространения не получила. Проведенное в 2002–2009 гг. Д.В. Гражданкиным с соавторами детальное изучение ряда разрезов сылвицкой серии позволило им выделить среди отложений чернокаменной свиты набор толщ, различающихся по литологии и характеру цикличности. Данные толщи

рассматриваются в ранге подсвит, а в качестве составного гипостратотипа всей чернокаменной свиты предлагается набор стратотипов вновь выделенных стратонов. Были выделены следующие подсвиты: вилухинская, шурышская, черемуховская, синекаменная, коноваловская, крутинская и кобылоостровская (Гражданкин, Маслов, 2009; Гражданкин и др., 2009, 2010).

Осадочные отложения чернокаменной свиты в бассейне р. Чусовой (нижнее течение рр. Усьва, Вильва) прорываются дайками габбро-долеритов, изотопный возраст которых Ю.Р. Беккером, без ссылок на источник, указывался как позднерифейский – вендский (613 и 575 млн л.) (Беккер, 1988). Современные U-Pb датировки бадделеита из дайки габбро-долеритов, секущей образования чернокаменной свиты, составляют $377,2 \pm 0,9$ млн л. (Puchkov et al., 2016) и, таким образом, не могут служить прямым указанием на время образования пород средней части сылвицкой серии. Изотопный U-Pb возраст цирконов из прослоев вулканических туфов отложений вилухинской подсвиты чернокаменной свиты (правый берег р. Усьва, около 1 км выше по течению от устья р. Вилуха) составляет 557 ± 13 млн л. Данный этап тектономагматической активности сопоставляется установленными его авторами с аналогичными по возрасту гранитоидами, присутствующими в фундаменте Печорской плиты (Ронкин и др., 2006; Маслов и др., 2006а; Гражданкин, Маслов, 2009), внедрение которых, в свою очередь, связывается с заключительными стадиями Тиманского орогенеза (Pease et al., 2004).

Общая мощность отложений чернокаменной свиты составляет около 1700 м (Аблизин и др., 1982), либо не превышает 1300 м, к северо-западу сокращаясь до 800 м (Гражданкин и др., 2010). Породы свиты в целом имеют ярко выраженный полимиктовый характер. Принадлежность пород чернокаменной свиты верхнему венду на сегодняшний день не вызывает разногласий.

2.3.1.3.1. ВИЛУХИНСКАЯ ПОДСВИТА

Разрезы вилухинской подсвиты чернокаменной свиты описаны выделившим ее коллективом авторов в разрезах по долинам рр. Усьва, Сылвица, Межевая Утка. В качестве составного стратотипа вилухинской подсвиты предлагается совокупность разрезов по р. Усьве вблизи устья р. Вилуха (урочище Вилуха). В основании подсвиты здесь выделяется трансгрессивная пачка мелко-среднезернистых песчаников видимой мощностью 13 м; непосредственно сама нижняя граница подсвиты не обнажена. Нижняя часть пачки образована слоями песчаников с эрозионной подошвой, знаками ряби на кровле, массивными, либо с грубой горизонтальной или бугорчатой слоистостью, реже с косой и косоволнистой слоистостью. Песчаники разделены слоями алевропелитов. В средней части пачки мощность слоев песчаников уменьшается, для них характерна косоволнистая слоистость. Верхняя часть пачки состоит уже из переслаивания алевролитов и аргиллитов с отдельными прослоями мелко-крупнозернистых песчаников с разнонаправленной косоволнистой слоистостью. Вышележащий разрез вилухинской подсвиты в стратотипической местности образован чередованием серо-зеленых песчаниковых пачек с фишашково-зелеными и вишнево-красными тонкослоистыми алевропелитами. Пакеты слоев песчаников внутри пачек также разделены прослоями алевролитов и алевропелитов. Отмечаются как песчаники без видимой слоистости, так и грубослоистые, волнисто-слоистые и с пологой косой слоистостью. Также в песчаниках отмечаются следы размыва и скопления плоских аргиллитовых галек (Гражданкин и др., 2009, 2010).

В разрезах вилухинской подсвиты, описанных по рр. Сылвице и Межевой Утке, из разреза выпадает базальная песчаниковая пачка, и на образованиях перевалокской свиты залегает пачка тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов с редкими линзами песчаников и тонкими туфовыми прослоями. Для верхней части разреза на р. Межевой Утке характерно отсутствие грубозернистых разновидностей пород. Мощность отложений вилухинской подсвиты достигает 250 м (Гражданкин и др., 2010).

По данным Д.В. Гражданкина с соавторами макрофоссилии, обнаруженные Ю.Р. Беккером в 1977 г. в отложениях чернокаменной свиты на северном краю Широковского водохранилища (долина р. Косьва), приурочены к песчаникам основания вилухинской подсвиты (Гражданкин и др., 2010). В данном Атласе – это местонахождение Широковское-1 (рис. 5А). В 21-22 км к югу, на правом берегу р. Усьва расположено местонахождение Усьва-Вилуха (рис. 5А), также приуроченное к песчаниковой пачке основания вилухинской подсвиты (табл. 1).

2.3.1.3.2. ШУРЫШСКАЯ ПОДСВИТА

Разрезы шурышской подсвиты чернокаменной свиты имеют ограниченное распространение в юго-восточной части западного крыла Язьвинско-Серебрянского моноклинория – это разрезы по рр. Сылвице, Серебряной и Межевой Утке. Название подсвиты дано по руч. Шурыш, левому притоку р. Серебряной (8 км к ССВ от ее устья). Выделившими подсвиту исследователями предлагается составной стратотип как совокупность разрезов по р. Сылвице между самым устьем р. Гаревой и южной частью урочища у скалы Черный Камень – около 3 км на ЮЮЗ от устья р. Гаревой (Гражданкин и др., 2009, 2010). Следует отметить, что ранее именно эти разрезы были описаны как составной стратотип для большей части чернокаменной свиты (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

Шурышская подвита сложена ритмичным флишеподобным чередованием светло-серых песчаников и алевролитов. Нижняя часть разреза подсвиты образована более мощными слоями песчаников с тонкими до 1 см прослоями алевропелитов. В средней части подсвиты соотношение песчаников и алевролитов примерно одинаковое, а в верхней части разреза подсвиты алевролиты преобладают над песчаниками. Для тонких (до 5 см) прослоев песчаников характерна градационная, реже косоволнистая слоистость, в более мощных (10-20 см) проявлена тонкая горизонтальная, бугорчатая, реже конволютная слоистость. В верхней части разреза подсвиты отмечаются дисгармоничные конседиментационные складки оползания. Мощность подсвиты оценивается в 200 м (Гражданкин и др., 2010).

Никаких палеонтологических остатков в породах шурышской подсвиты не установлено (Гражданкин и др., 2010).

2.3.1.3.3. ЧЕРЕМУХОВСКАЯ ПОДСВИТА

Черемуховская подвита описана в единственном обнажении на правом берегу р. Усьва, ниже по течению острова Черемухового, примерно в 2 км к востоку от устья р. Крутиха. Черемуховская подвита рассматривается как фациальный аналог расположенной юго-восточнее шурышской подсвиты. Контакты подсвиты с подстилающими и перекрывающими отложениями не обнажены. Разрез подсвиты образован светло-серыми, зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками, разделенными прослоями алевролитов. Развита косослоистые и горизонтально-слоистые песчаники, для песчаников верхней части подсвиты характерна крупная мультислоистая косая слоистость и линзы, обогащенные плоскими аргиллитовыми гальками. Видимая мощность подсвиты 35 м (Гражданкин и др., 2010).

Палеонтологических остатков в черемуховской подвите не найдено (Гражданкин и др., 2010).

2.3.1.3.4. СИНЕКАМЕНСКАЯ ПОДСВИТА

Синекаменная подвита получила свое название по скале Синий Камень; разрез подсвиты здесь расположен на правом берегу р. Чусовой в 1,2 км к западу от дер. Нижняя Ослянка. Данный разрез описывается выделившими подсвиту Д.В. Гражданкиным с соавторами как наиболее полный и, по-видимому, подразумевается как стратотипический. Юго-восточнее скалы Синий Камень образования подсвиты описываются по р. Чусовой выше по течению с. Верхняя Ослянка и далее по простиранию на ЮЮВ в долине р. Серебряная. Северо-западнее скалы Синий Камень отложения подсвиты изучены в долине р. Сылвица в 3-3,5 км к СВ выше ее устья. Еще дальше на северо-запад в долине р. Усьва отложения синекаменной подсвиты выпадают (выклиниваются) из разреза. Взаимоотношения с подстилающими отложениями для пород синекаменной подсвиты не описываются (Гражданкин и др., 2009, 2010).

Наибольшую мощность разрезы синекаменной подсвиты имеют в долине р. Сылвицы и на р. Чусовой в береговых обрывах скалы Синий Камень. Здесь в основании подсвиты отмечается маломощная (2 м) пачка переслаивания горизонтально-волнисто-слоистых песчаников и тонкослоистых аргиллитов. Выше залегает пачка мощностью около 30 м, сложенная зеленовато-серыми тонкослоистыми алевролитами в нижней части которых отмечаются слепки каналов и тонкие (до 6 см) прослои косоволнистых песчаников. Вышележащая толща общей мощностью около

120 м объединяет десять ритмов с пачкой зеленовато-серых песчаников в основании каждого ритма, которая с постепенным переходом сменяется пачкой зеленовато-серых светло-фиолетовых тонкослоистых алевролитов. Слои песчаников в базальных пачках ритмов характеризуются тонкой горизонтальной, косой либо грубой волнистой слоистостью, для них характерны подводно-оползневые текстуры и слепки каналов, глубина вреза которых увеличивается вверх по разрезу, при этом U-образная форма таких каналов меняется на V-образную (Гражданкин и др., 2009, 2010).

Максимальная мощность отложений синекаменной подсвиты отмечается в береговых обнажениях скалы Синий Камень на р. Чусовой, где она достигает 150 м. Юго-восточнее на протяжении около 4 км мощность подсвиты сокращается до 40 м за счет уменьшения мощностей пачек алевролитов, вплоть до их полного выклинивания. При этом относительное увеличение количества псаммитового компонента разреза сопровождается сохранением характера цикличности (Гражданкин и др., 2010).

С отложениями синекаменной подсвиты связаны многочисленные находки макрофоссилий эдиакарского облика (Гражданкин и др., 2005, 2009, 2010) сделанные в нижнем течении р. Сыльвица. В данном Атласе – это местонахождения Сыльвица-2, Сыльвица-3 и Сыльвица-4 (рис. 5С) (табл. 1).

2.3.1.3.5. КОНОВАЛОВСКАЯ ПОДСВИТА

Отложения коноваловской подсвиты изучены выделившими ее исследователями в береговых обнажениях р. Сыльвица, в 1,2 км к северо-востоку от ее устья, где расположены развалины недостроенного в начале XX в. Конваловского лесопильного завода. Синекаменная подсвита также прослежена на р. Чусовой, выше с. Верхняя Ослянка; северо-западнее долины р. Сыльвица, на левом берегу р. Усьва породы подсвиты обнажены в 1-1,5 км выше по течению от устья р. Крутиха, в береговом обрыве под названием скала Красная Гора (Гражданкин и др., 2010).

В стратотипическом разрезе коноваловской подсвиты в левом обрывистом борту р. Сыльвица отмечается резкий трансгрессивный контакт с породами подстилающей синекаменной подсвиты. Нижняя часть разреза подсвиты образована пачкой переслаивания темно-серых тонкослоистых алевролитов с многочисленными линзами и прослоями косослоистых песчаников. Мощность нижней пачки около 60 м. Вышележащая мощная (до 70 м) пачка объединяет темно-серые, светло-шоколадные переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты с отдельными и сближенными слоями волнисто-слоистых песчаников. Выше располагается пачка тонкопереслаивающихся зеленовато-серых, шоколадно-коричневых, пятнистых алевролитов и аргиллитов мощностью 10 м. Завершает стратотипический разрез коноваловской подсвиты также маломощная (10 м) пачка тонкослоистых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность отложений подсвиты в стратотипической местности составляет 150 м, в северо-западной части площади развития коноваловских отложений (р. Усьва) обнажено менее 20 м верхней части подсвиты (Гражданкин и др., 2010).

В верхней пачке тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, завершающей разрез стратотипа коноваловской подсвиты, были сделаны многочисленные находки поздневендских макрофоссилий (Гражданкин и др., 2005, 2009, 2010), в данном Атласе – это местонахождение Сыльвица-1 (рис. 5С) (табл. 1).

2.3.1.3.6. КРУТИХИНСКАЯ ПОДСВИТА

Крутихинская подсвита слагает береговые обнажения на р. Усьва, в устье р. Сыльвица и на р. Чусовой, выше с. Верхняя Ослянка. Название подсвиты дано по р. Крутиха, правому притоку р. Усьва. Расположенные вверх по левому берегу р. Усьва, выше устья р. Крутиха, береговые обрывы скалы Красная Гора описываются выделившими крутихинскую подсвиту авторами в качестве опорного разреза; ранее (Аблизин и др., 1982) данные обнажения относились к разрезам усть-сылвицкой свиты (Гражданкин и др., 2010).

На р. Усьва в обнажении скалы Красная Гора нижняя граница крутихинской подсвиты проводится по подошве пачки мощностью около 3 м, сложенной зеленовато-серыми средне-крупно-

зернистыми песчаниками, горизонтально-слоистыми, косослоистыми с большим количеством аргиллитовой гальки в основании. Контакт с подстилающими породами коноваловской подсвиты резкий. Следующая пачка крутихинской подсвиты характеризуется чередованием зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто тонкопереслаивающихся, с грубо-слоистыми, линзовидно-слоистыми зеленовато-серыми песчаниками, обогащенными аргиллитовой галькой, со следами размыва и слепками каналов. Для песчаников также характерна многоэтажная косая слоистость, на кровле слоев сохраняются знаки ряби. Мощность пачки около 13 м. Вышележащая пестроцветная толща общей мощностью около 180 м образована переслаиванием тонкослоистых голубовато-серых, красно-коричневых, пятнистых аргиллитов и волнистослоистых зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Также отмечаются линзы грубозернистых песчаников с эрозионной подошвой, косой слоистостью и аргиллитовыми гальками на плоскостях напластования. Верхняя часть крутихинской подсвиты, описанная ниже по течению р. Усьва, образована чередованием пятнистых пачек серо-вишневых, зеленовато-серых переслаивающихся алевролитов и аргиллитов с зеленовато-серыми алевролитами и коричнево-серыми песчаниками, массивными, либо с косоволнистой слоистостью. К подошве слоев песчаников бывают приурочены слепки трещин усыхания и глиптоморфозы по кубическим кристаллам соли. Общая мощность отложений крутихинской подсвиты достигает 400 м (Гражданкин и др., 2009, 2010).

В обнажениях по рр. Сылвице и Чусовая крутихинская подсвита имеет постепенный переход с нижележащими коноваловскими отложениями. Нижняя граница крутихинской подсвиты в этих случаях проводится по появлению в разрезе зеленовато-серых, красновато-коричневых среднезернистых песчаников с многоэтажной либо мульдообразной косой слоистостью (Гражданкин и др., 2010).

В верхней части крутихинской подсвиты в разрезе на р. Усьве, внутри песчаниковых слоев, были обнаружены многочисленные отпечатки арумберий (Гражданкин и др., 2010; Колесников и др., 2012). В данный Атлас это местонахождение включено под наименованием Усьва-Крутиха (рис. 5А) (табл. 1).

2.3.1.3.7. КОБЫЛООСТРОВСКАЯ ПОДСВИТА

Кобылоостровская подсвита выделена Д.В. Гражданкиным с соавторами и описана в единственном обнажении в долине р. Усьва в 1,7 км выше по течению острова Кобылий, расположенного напротив устья р. Шишкина. Нижняя граница подсвиты резкая и проводится по появлению в пестроцветном разрезе верхней части крутихинской подсвиты мощных русел, образованных серыми, зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Линзы массивных песчаников разделены плоскогалечными аргиллитовыми конгломератами; прослоями аргиллитовых галек подчеркивается крупная мульдообразная слоистость песчаников. Мощность нижней пачки подсвиты около 5 м. Вышележащая, хорошо обнаженная толща общей мощностью около 23 м, образована переслаивающимися разнозернистыми серо-зелеными песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами. Характерны прослои плоских аргиллитовых галек, волнисто-косослоистые песчаники на кровле пластов часто несут знаки ряби. Следующая пачка сложена преимущественно зеленовато-серыми, коричневатыми тонкослоистыми алевролитами, мощность пачки 15 м. Видимый разрез подсвиты завершают фрагментарно обнаженные зеленовато-серые косослоистые песчаники. Общая мощность кобылоостровской подсвиты оценивается примерно в 100 м (Гражданкин и др., 2009, 2010).

Кобылоостровская подсвита завершает разрез чернокаменной свиты, палеонтологические остатки в ее отложениях не обнаружены, выделившие подсвиту исследователи допускают ее соответствие усть-сылвицкой свите (Гражданкин и др., 2010).

2.3.1.4. УСТЬ-СЫЛВИЦКАЯ СВИТА

Усть-сылвицкая свита первоначально выделена в 1959 г. как пятая толща ашинской серии Б.Д. Аблизиным с соавторами, а с 1966 г. рассматривается в ранге свиты. По данным выделивших свиту исследователей, ее отложения распространены от низовий р. Косьва на северо-западе

до левобережья р. Чусовая в 3 км выше устья р. Сылвица на юго-востоке (Аблизин и др., 1982). Южнее отложения усть-сылвицкой свиты, так же как и образования верхних подсвит чернокаменной свиты, уничтожены предтакатинским размывом (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

Стратотип свиты расположен в долине р. Чусовой ниже устья р. Сылвица. Подошва усть-сылвицкой свиты проводится здесь по появлению в разрезе пестроцветных алевролитов – аргиллитов крутихинской подсвиты чернокаменной свиты вишнево-бурых, сиренево-коричневых мелко- и среднезернистых песчаников. Вышележащий разрез усть-сылвицкой свиты сложен красно-бурыми, желто-бурыми, сиреневатыми, серо-зелеными песчаниками со скоплениями аргиллитовой гальки и маломощными прослоями тонкослоистых алевролитов. Для песчаников характерно как отсутствие всякой слоистости, так и грубая горизонтальная, а также косая слоистость, вплоть до крупной мультислоистой. На поверхностях слоев встречаются знаки ряби. В песчаниках отмечаются прослои обогащенные гематитом и лейкоксеном. Мощность разреза усть-сылвицкой свиты в стратотипе составляет 350 м, на ней с базальными конгломератами в основании залегают песчаники такатинской свиты нижнего девона (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

На северо-западе описываемой площади, в междуречье рр. Вильвы и Косьвы, усть-сылвицкая свита характеризуется более грубозернистым составом, вплоть до присутствия гравийных разностей, и большей (до 600 м) мощностью. Отложения свиты с размывом перекрываются такатинскими песчаниками эмского яруса нижнего девона (Аблизин и др., 1982). Ряд исследователей включает усть-сылвицкую свиту в состав верхней «пестроцветной» толщи чернокаменной свиты (Кривошеев, Поленов, 2001) или допускает ее разновозрастность с кобылоостровской подсвитой чернокаменной свиты (Гражданкин и др., 2010). Также существует возможность корреляции отложений усть-сылвицкой свиты с предположительно раннекембрийскими образованиями падунской свиты Юго-Восточного Беломорья (Гражданкин, Маслов, 2009; Гражданкин и др., 2010).

В стратотипической местности, в устье р. Сылвица, в отложениях усть-сылвицкой свиты палеонтологические остатки не обнаружены (Гражданкин и др., 2010). Первая находка арумберий на Урале была сделана в отложениях, относящихся к усть-сылвицкой свите в нижнем течении р. Койва (Беккер, 1980). По приведенным Ю.Р. Беккером описаниям разрезов, Д.В. Гражданкин с соавторами коррелирует их с кобылоостровской подсвитой чернокаменной свиты (Гражданкин и др., 2010), в данном Атласе – это местонахождение Койва (рис. 5В) (табл. 1). К толщам усть-сылвицкой свиты приурочено местонахождение Широковское-2 (рис. 5А) (табл. 1). Также с отложениями усть-сылвицкой свиты связаны находки макрофоссилий в низовьях р. Вижай (Беккер, 2013), здесь – местонахождение Вижай (табл. 1), точную привязку которого нам установить не удалось.

2.3.2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Накопление нижних, диамиктитовых пород старопечнинской свиты связывается с ранненевендскими гляциальными событиями, которые на прилегающей суше – современной Восточно-Европейской платформе – проявились в виде лапландского покровного оледенения. Большинство исследователей рассматривает тиллитоподобные нижнепечнинские образования как продукт ледового разноса – дистальные отложения шельфовых ледников и отделившихся от них айсбергов. В составе диамиктитовой толщи также принимают участие обломочные породы межледниковых стадий и подводно-оползневые отложения, свидетельствующие об относительной глубоководности условий образования описываемых мариногляциальных пород. В качестве источника обломочного материала в старопечнинское время выступала современная северо-восточная окраина Восточно-Европейской платформы (Чумаков, Сергеев, 2004; Маслов, 2006; Пучков, 2010).

Образование толщ преобладающих тонкослоистых алевролитов и аргиллитов верхней части старопечнинской и перевалокской свит интерпретируется как отложение в гидродинамически спокойных условиях и последовательная сортировка донного осадка волнами. По мнению

Д.В. Гражданкина с соавторами (2010), наличие своеобразных концентрических осадочных текстур («знаков танца») (swing marks) ограничивает область отложения осадков фотической зоной. В целом обстановки осадконакопления позднестаропечнинского и перевалокского времени интерпретируются как подводные илистые равнины (Гражданкин и др., 2010). Литогеохимические характеристики глинистых пород перевалокской свиты указывают на их образование вне зон возможного влияния гидротермальных эксгальций и позволяют не связывать имеющиеся в разрезе свиты фосфориты с продуктами основного или ультраосновного магматизма (Маслов и др., 2007).

На границе перевалокского и чернокаменского времени происходит смена основного источника сноса, что фиксируется резким изменением минерального состава тяжелой фракции и состава пород в целом (Курбацкая, 1979; Аблизин и др., 1982). Как правило, данное событие интерпретируется как начало накопления молассы – продукта тиманского орогенеза (Пучков, 2010 и др.). Для всей сыльвицкой серии на основании литогеохимического анализа устанавливается доминирование в областях питания блоков, сложенных зрелой континентальной корой с подчиненной ролью пород основного состава (Гражданкин и др., 2010).

Вилухинское время совпадает с началом формирования обширного мелководного бассейна. В целом образование чернокаменской и усть-сылвицкой свит происходило в условиях самых разнообразных мелководных обстановок осадконакопления. При этом в указанных разрезах не отмечено отложений, характерных для высокоэнергетических прибойных обстановок, также отсутствуют глубоководные фации (Гражданкин и др., 2010). Геохимический анализ глинисто-алевритовых пород чернокаменской свиты указывает на пресноводные или в значительной степени опресненные условия их формирования, а также полное отсутствие влияния эксгальтивных компонентов (Беккер, 1978; Гражданкин и др., 2010). Широкое распространение получила шагреневая текстура подошвенных слоев песчаников как результат биостабилизации песчаного осадка, характерной особенности докембрийского седиментогенеза (Atlas..., 2007). В отложениях верхней части крутихинской подсвиты установлены слабообразованные недифференцированные палеопочвы, указывающие на периодическое кратковременное осушение отдельных участков палеобассейна. Предполагается, что в целом осадконакопление в чернокаменско-устьсылвицкое время происходило в условиях «донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом» (Гражданкин и др., 2010, с. 85). В данном случае, по всей видимости, речь идет о характерных досреднепалеозойских прибрежных амфибиотических ландшафтах без стабильной береговой линии, которые исчезли с появлением и развитием сосудистой растительности. Наиболее близким современным аналогом набора таких фациальных обстановок являются ватты – разновидность аккумулятивных берегов (Пономаренко, 1993).

Обстановка формирования флишеподобных толщ шурышской подсвиты, реконструируется как дистальная область шлейфа подводного волнового и штормового разноса. Фациальный аналог шурышской подсвиты – черемуховские отложения – формировались в это время на песчаном мелководье в области разгрузки мутьевых потоков. Для всего же среднеуральского сегмента этому этапу соответствуют условия общей регрессии, изоляции шурышско-черемуховского бассейна, на большей части площади связанные с перерывом в осадконакоплении (Гражданкин и др., 2010).

Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что во время образования чернокаменской свиты сама область осадконакопления (современная северо-восточная окраина Восточно-Европейской платформы) находилась в приэкваториальных широтах северного или южного полушария (Федорова и др., 2014). В то же время имеющиеся палеомагнитные данные позволяют предполагать и существенно отличное от указанного положение Балтики в поздневендское время (Голованова и др., 2011; Баженов, Левашова, 2016).

Влияние горного источника сноса, сформировавшего в пределах современного Южного Урала толщу конгломератов кукураукской свиты, не прослеживается в отложениях сыльвицкой серии Среднего Урала и Мезенской впадины, что может свидетельствовать о меньшей геоморфологической выраженности более северного сегмента Тиманского орогена (Маслов, 2007), либо о формировании описываемых разрезов на относительно большем от него расстоянии.

2.4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АШИНСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Башкирский мегантиклинорий формально располагается в южной части Центрально-Уральской зоны, но при этом занимает в известной степени промежуточное положение между Центрально-Уральской и Западно-Уральской зонами (мегазонами) (рис. 1, рис. 6). Несмотря на то, что повсеместно в пределах Башкирского поднятия обнажаются докембрийские образования, только в восточной его части складчатость и метаморфизм фундамента проявились и в протерозое, и в палеозое. В то же время, в пределах большей – западной части мегантиклинория складчатый кристаллический фундамент имеет архейско-раннепротерозойский возраст и располагается, преимущественно, на глубинах более 10 км. Кроме того, палеозойские отложения данной части залегают на докембрийских без углового несогласия и деформированы совместно с ними только в позднем палеозое, при этом существенные метаморфические преобразования здесь отсутствуют (Пучков, 2008).

В северной части Башкирского поднятия обнажается архейско-раннепротерозойский метаморфический тараташский комплекс основания, являющийся непосредственным продолжением фундамента Восточно-Европейской платформы, сегмента Волго-Уралии (Пучков, 2008 и др.). Перекрывающий комплекс основания разрез образован преимущественно осадочными породами. Его нижняя, более мощная часть, сложена рифейскими комплексами (Стратотип рифея, 1983 и др.). Вышележащая часть разреза на западе Башкирского поднятия выделяется как ашинская серия венда (Козлов, 1982; Стратиграфические..., 1993 и др.). Ашинская серия залегают на подстилающих породах рифея с размывом и, в свою очередь, со стратиграфическим (параллельным) несогласием перекрывается преимущественно обломочными образованиями такатинской свиты нижнего девона (эмса), а на юге и востоке локально – породами среднего-верхнего ордовика (Беккер, 1988; Пучков, 2010).

2.4.1. СТРАТИГРАФИЯ РАЗРЕЗОВ АШИНСКОЙ СЕРИИ

Ашинская серия была выделена О.П. Горяиновой с соавторами в 1931 г. в ранге свиты эйфельского возраста и существенно меньшего, чем сегодня, объема, по лучшему из известных на тот момент разрезов по р. Аше (Горяинова и др., 1931). По-видимому, впервые предположение о докембрийском возрасте ашинских отложений было высказано Н.С. Шатским, которые он охарактеризовал как молассу, завершающую рифейский цикл байкальской складчатости (Шатский, 1945). В настоящее время по особенностям своего литологического состава серия подразделяется на ряд свит: толпаровскую, суировскую, бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую, зиганскую и малоямантаускую (рис. 7). Как уже было отмечено выше, толпаровская и суировская свиты являются корреляционными аналогами бакеевской, вверх же по восходящему разрезу свиты между собой связаны согласными переходами (Беккер, 1985б; Стратиграфическая..., 2000 и др.). Исследователи последних лет рассматривают толпаровский и суировский стратотипы в ранге толщ, слагающих бакеевскую свиту (Пучков и др., 2014). В составе ашинской серии выделяется нижнеашинская подсерия, объединяющая бакеевскую, урюкскую и басинскую свиты, и верхнеашинская, в которую включаются куккараукская и зиганская свиты (Беккер, 1985б; Стратиграфическая..., 2000 и др.), а также, по логике, должна включаться и малоямантауская свита. Наличие у каждой из свит ашинской серии набора специфических параметров и различие их между собой было показано на основании использования системы петрохимических модулей (Гареев, 1998). Общая мощность отложений ашинской серии колеблется от 1400 до 2600 м (Козлов и др., 2002).

2.4.1.1. БАКЕЕВСКАЯ, ТОЛПАРОВСКАЯ И СУИРОВСКАЯ СВИТЫ

Бакеевская свита (название по с. Бакеево) выделена Ю.Р. Беккером как доурюкский базальный горизонт ашинской серии (Беккер, 1975). В стратотипическом разрезе на левом берегу р. Зилим ниже устья р. Куртаза, выше уксских отложений каратауской серии рифея, снизу вверх выделяются пять пачек. Пачка 1 сложена серыми, темно-серыми, бордовыми, охристыми

ми сильно гематитизированными песчаниками, мощность пачки составляет не менее 50 м; контакт с залегающими ниже по течению р. Зилим укскими породами в стратотипе не обнажен (Беккер, 1975). Непосредственное залегание ожелезненных песчаников основания бакеевской свиты на закарстованных укских карбонатах обнажено в 2-2,5 км восточнее стратотипа в долине р. Зилим в устье р. Сарышка (Беккер, 1988; Маслов и др., 2001). Пачка 2 образована переслаиванием тонкослоистых, редко косослоистых, серых, зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов, алевропелитов, аргиллитов и песчаников, мощность пачки 18 м. В алевролитах нижней части пачки присутствует аутигенный (крупные изометричные зерна, размерами превышающие кластогенные компоненты породы) глауконит (Беккер, 1975). Пачка 3 сложена гематитовыми рудами и гематитовыми, реже хлоритовыми песчаниками. Отмечается как переслаивание, так и латеральное замещение песчаников гематитовыми рудами. Мощность гематитовых прослоев составляет от 0,5 до 25 см, общая мощность пачки 6 м (Беккер, 1988). Пачка 4 образована переслаивающимися зеленовато-серыми алевропелитами и алевролитами, мощность пачки 7 м, в ее нижней части отмечены два прослоя гематитовых руд. Пачка 5 сложена тонкослоистыми зеленовато-серыми, серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, мощность пачки 60 м. Суммарная мощность бакеевской свиты в стратотипическом разрезе 140 м (Беккер, 1975).

Гипостратотипический разрез бакеевской свиты, предложенный В.И. Козловым, располагается на правом берегу р. Зилим в 250 м выше по течению устья р. Сарышка. Разрез характеризуется сокращенной (120 м) мощностью, отсутствием гематитовых руд и в целом меньшим распространением ожелезненных пород (Козлов, 1982).

Севернее стратотипа бакеевской свиты на правобережье р. Зилим в районе с. Толпарово под отложениями урюкской свиты Б.М. Келлером в едином терригенном разрезе были выделены две свиты: толпаровская и суировская, являющиеся фациальными аналогами бакеевской свиты (Стратотип рифея, 1983; Келлер и др., 1984). Толпаровская свита образована песчаниками с маломощными прослоями и линзами конгломератов, алевролитов и аргиллитов, ее мощность достигает 600 м. Суировская свита сложена плохо сортированными песчаниками, алевролитами с валунами, прослоями аргиллитов и завершающим, по данным В.М. Горожанина, микститовый разрез тиллитоподобных пород маломощным слоем доломитов (характерные для ледниковых конгломератов т. н. "cap dolomite"), общая мощность свиты достигает 350 м (Маслов и др., 2001; Пучков, 2010).

Севернее с. Толпарово, также в долине р. Зилим, в устье р. Б. Реват, описываемый стратиграфический уровень образован полимиктовыми конгломератами с галькой габбро-долеритов и различной степени окатанности обломками пород каратауской серии рифея. Среди последних уверенно различаются глинистые известняки катавской свиты, серые алевролиты инзерской и светло-серые доломиты миньярской свит; видимая мощность обнаженной части толщи составляет 22 м, истинная мощность, по-видимому, существенно больше (Беккер, 1975, 1988). Данные конгломераты ранее выделялись под названием калыштинской свиты, соотносимой с нижне-урюкской подствитой (Беккер, 1968). В.И. Козловым и Н.Д. Сергеевой данные тиллитоподобные конгломераты были описаны как базальный горизонт бакеевской свиты, общая мощность ее здесь оценивается в интервале 340-700 м, а толпаровская и суировская свиты рассматриваются в ранге толщ, составляющих бакеевскую свиту (Пучков и др., 2014).

На правом берегу р. Юрюзань, на восточной окраине г. Усть-Катав устанавливается непосредственное залегание базальных конгломератов бакеевской свиты на неровной, с крупными (до 3 м) карманами, поверхности подстилающих укских известняков. Вышележащий разрез бакеевской свиты образован чередованием зеленовато-серых, иногда с глауконитом, аргиллитов и алевролитов, завершает разрез пачка зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность бакеевской свиты здесь составляет 50 м (Козлов и др., 1995).

На юге площади развития отложений ашинской серии западного склона Башкирского поднятия в бассейне рр. Урюк и Нугуш ее базальные горизонты образованы конглобрекциями из практически неокатанных обломков кремней миньярской свиты каратауской серии рифея (Беккер, 1988).

Возраст глауконита из песчаников 2-й пачки стратотипического разреза бакеевской свиты по К-Аг методу составляет 609 ± 13 млн л. (Беккер, 1988). Изотопный возраст первой генерации аутигенного иллита (частично гидролизованного мусковита) из аргиллитов толпаровской свиты по Rb-Sr методу составляет 593 ± 15 млн л. (Зайцева и др., 2012). Для глауконита из разреза бакеевской свиты скважины № 23, пробуренной примерно в 200 м к северу от стратотипического разреза бакеевской свиты, на правом берегу р. Зилим, изотопный возраст, определенный Rb-Sr методом, составляет 618 ± 13 млн л. (Горожанин, 1995). Микрофоссилии, извлеченные из аргиллитов бакеевской свиты керны скважины № 23, считаются отличными от позднерифейских (Козлова, 1990). Как уже было отмечено выше, большая часть исследователей относят бакеевскую и ее фациальные аналоги – толпаровскую и суировскую свиты – к раннему венду (Стратиграфическая..., 2000; Маслов, 2006; Пучков и др., 2014).

В породах 2-й пачки стратотипического разреза бакеевской свиты установлены слепки микробных колоний типа *Intrites*, а в алевролитах 5-й пачки отпечатки, описанные как телесные макроископаемые (Беккер, 1992); их биогенная природа сомнительна (см. 3 настоящего Атласа). В данном Атласе – это местонахождение Бакеево (рис. 9А) (табл. 1).

2.4.1.2. УРЮКСКАЯ СВИТА

Урюкская свита была выделена А.И. Олли в 1940 г. (Олли, 1948). Отложения данной свиты распространены в бассейнах рр. Басу, Инзер, Зилим, Зиган, Урюк (Козлов и др., 2002). Стратотип свиты расположен в бассейне р. Ямаш (Ялмаш), правого притока р. Урюк (Беккер, 1988). Нижняя граница урюкской свиты обычно описывается как резкая и четкая смена состава пород, при согласном залегании на породах бакеевской (Беккер, 1975, 1988 и др.) или суировской (Маслов, 2006) свит. Реже, на основании присутствия в песчаниках и мелкогалечниковых конгломератах основания урюкской свиты обломков алевролитов с глауконитом, сходных по своему облику с аналогичными породами бакеевской свиты, предполагается размыв в основании урюкской свиты (Маслов и др., 2001). В нижней своей части урюкская свита сложена преимущественно аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и железистыми конкрециями, некоторые линзы аркозовых песчаников расцементированы и превращены в пески. Верхняя часть разреза свиты образована алевролитами и песчаниками с редкими прослоями аргиллитов; в бассейне рр. Зилим и Зиган светло-серые песчаники частично фациально замещаются, а частично перекрываются красноцветами, бордовые песчаники и гравелиты в этом случае слагают верхнюю часть урюкской свиты (Беккер, 1988; Маслов и др., 2001). В разрезах на р. Катав урюкские отложения представлены светло-серыми, преимущественно кварцевыми кварцитовидными песчаниками, в западном направлении сменяющимися аркозами (Беккер, 1988). Для песчаников урюкской свиты часто отмечается разномасштабная косая слоистость (Беккер, 1968; Маслов и др., 2001), суммарная мощность свиты оценивается от 200-240 м (Беккер, 1988) до 300-350 м (Козлов и др., 2002).

Сингенетичный глауконит из песчаников двух разрезов урюкской свиты, проанализированный К-Аг методом, имеет изотопный возраст 582 и 569 млн л. (Стратотип рифея, 1983), более современные датировки нам не известны. Подавляющее большинство современных исследователей относит урюкскую свиту к позднему венду (Стратиграфическая..., 2000; Маслов, 2006 и др.).

Макрофоссилии, в том числе следы жизнедеятельности, в породах урюкской свиты не установлены.

2.4.1.3. БАСИНСКАЯ СВИТА

Басинская свита также была выделена А.И. Олли в 1940 г. (Олли, 1948). Отложения басинской свиты широко распространены в пределах площади выходов пород ашинской серии юго-западной части Башкирского поднятия. Образования свиты развиты от бассейна р. Басу на севере, на юг в бассейн р. Мендим, где слагают максимальной ширины полосу развития (до 12-14 км) и еще южнее – до широтного течения р. Белая (Козлов и др., 2002). Ни нижняя, ни верхняя границы басинской свиты не связаны с перерывами в осадко-

накоплении. Нижняя граница с урюкскими песчаниками проводится в большинстве разрезов условно, верхняя же более четкая и проводится в основании бордовых песчаников куккараукской свиты (Беккер, 1968).

Басинские отложения разделяются на ниже- и верхнебасинские (рис. 7), граница между подсвитами проводится по основанию маркирующего слоя граувакковых песчаников и гравелитов с высоким содержанием магнетита (Беккер, 1968). Нижнебасинская подсвита развита несколько более широко, чем верхнебасинская. В составе нижнебасинской подсвиты выделяются нижняя кулмасская и верхняя карликовская толщи. Преимущественно песчаная кулмасская толща сложена зеленовато-серыми, серыми мелкозернистыми, часто плитчатыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями алевропелитов. Мощность кулмасской толщи достигает 150 м, граница с вышележащей карликовской толщей постепенная. Преимущественно алевропелитовая карликовская толща сложена пестроцветными алевропелитами и алевролитами с маломощными прослоями песчаников. Разрез карликовской толщи имеет отчетливо ритмичный характер с преобладанием пелитового материала в разрезе, мощность толщи достигает 250-300 м (Беккер, 1988).

В разрезе верхнебасинской подсвиты выделяются нижняя вальничная и верхняя агардинская толщи. Вальничная толща сложена зеленовато-серыми грубозернистыми граувакковыми, часто слюдистыми песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов и алевропелитов, количество последних увеличивается вверх по разрезу толщи. Для отложений вальничной толщи характерна градационная слоистость, знаки ряби и косая слоистость, распространены гиероглифы на подошвах слоев песчаников. Мощность образований вальничной толщи составляет до 300 м (Беккер, 1968, 1988). Агардинская толща сложена алевропелитами с прослоями алевролитов, преобладающими в средней части толщи. В отдельных разрезах, от р. Такаты на севере до р. Нугуш на юге, в верхней части агардинской толщи, под отложениями куккараукской свиты, выделяется характерный маркирующий горизонт – калгасинские слои, сложенные тонкослоистыми пестроцветными алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями алевропелитов, характерны знаки ряби. Мощность калгасинской пачки составляет 40-70 м, а мощность всей агардинской толщи верхнебасинской подсвиты достигает 300 м (Беккер, 1968, 1988; Беккер, Кишка, 1989). Суммарная мощность басинской свиты составляет от 700 (Козлов и др., 2002) до 1000 м (Беккер, 1988). При оценке мощности свиты следует иметь в виду, что иногда исследователи, при послойном описании отложений басинской свиты, ошибочно в составе единого последовательного разреза могут описывать повторы прилегающих крыльев складок (Маслов и др., 2001, Т. III. Стр. 75-77).

В двух разрезах басинской свиты К-Аг методом по глаукониту в песчаниках определен изотопный возраст, составивший 557 и 600 млн л. (Стратотип рифея, 1983). При этом следует учитывать, что большинство зерен глауконита, распространенных в терригенных породах басинской свиты, имеют размеры, близкие к величине заведомо кластогенных компонентов породы (Беккер, 1988). Минимальный возраст детритовых цирконов из песчаников басинской свиты составляет $755 \pm 25,2$ млн л. (Кузнецов и др., 2012). Подавляющее большинство современных исследователей связывает накопление отложений басинской свиты с поздневендским временем (Стратиграфическая..., 2000; Пучков, 2010 и др.).

С калгасинскими слоями верхней части басинской свиты связаны первые находки отпечатков фоссилий эдиакарского облика для Южного Урала (Беккер, Кишка, 1989), здесь собрана наиболее богатая для региона коллекция ихнофоссилий (Беккер, 2013). К отложениям басинской свиты приурочены местонахождения: Усть-Катав (рис. 8А), Веселый (рис. 8В), Зуяково, Басу, Манайсу (рис. 8С), Куккараук (рис. 9В) и Урюк (рис. 9С) (табл. 1). В пределах верхнебасинской подсвиты локализовано местонахождение Нугуш (рис. 9С), а к конкретно вальничной толще в ее составе – местонахождение Зиган-2 (рис. 9В). Калгасинская пачка вмещает находки макрофоссилий местонахождений: Мендим (рис. 9А), Бол. Рязяк, Мал. Рязяк и Зиган-1 (рис. 9В) (табл. 1).

В 2016 г. И.А. Новиковым (ИГЕМ) и Д.С. Шваковым в придорожной выемке трассы Стерлитамак – Белорецк на новом (южном) участке дороги Макарово – Кулгунино ($53^{\circ}34,165'$ с.ш.,

56°43,112' в.д.) найден отпечаток *Kuckaraukia multituberculata*. Новое местонахождение Япаш (по названию реки, правого притока р. Зиган) локализовано в образованиях верхнебасинской подсвиты басинской свиты (рис. 9В) (табл. 1) и, по всей видимости, приурочено к той же пачке, что и расположенное северо-восточнее по простиранию местонахождение Куккараук (Разумовский и др., 2015б).

2.4.1.4. КУККАРАУКСКАЯ СВИТА

Куккараукская свита выделена А.И. Олли в 1940 г. (Олли, 1948). Отложения свиты прослеживаются маркирующим горизонтом, иногда прерывистой полосой, от бассейна р. Инзер на севере до широты р. Урюк на юге (Козлов и др., 2002). Стратотип свиты расположен на руч. Куккараук (Беккер, 1988), часть которого в настоящее время представляет собой памятник природы. Особенностью куккараукской свиты является наличие конгломератов в средней части ее разреза, в кровле и подошве прослеживаются песчаники, также характерным является красноцветность пород свиты. На верхнебасинских образованиях песчаники куккараукской свиты залегают согласно (Беккер, 1988).

В составе куккараукской свиты выделяются две подсвиты (рис. 7). Нижнекуккараукская подсвита сложена бордовыми песчаниками с галькой полимиктового состава и линзами аргиллитов. Максимальная мощность нижнекуккараукской подсвиты составляет 140 м (Беккер, 1968, 1988). Верхнекуккараукская подсвита часто имеет четко выраженное двухчленное строение. Нижняя кибизская толща сложена валунно-галечными и галечными полимиктовыми конгломератами с линзами песчаников и гравелитов. Мощность толщи достигает 80 м, ее границы с выше- и нижележащими отложениями постепенные (Беккер, 1988). Породы кибизской толщи – это наиболее грубозернистые образования не только для ашинской серии Башкирского поднятия, но и для вендских отложений всего описываемого региона. Завершает разрез верхнекуккараукской подсвиты гумеровская толща, она сложена бордовыми полимиктовыми песчаниками, содержащими линзы гравийных и галечно-гравийных конгломератов. Мощность гумеровской толщи около 30 м (Беккер, 1988). Мощность отложений всей куккараукской свиты колеблется от 50-100 м в бассейне р. Такаты до 350 м в стратотипе на руч. Куккараук (Козлов и др., 2002).

Как уже было отмечено выше, из грубозернистых песчаников куккараукской свиты был описан фосфатный детрит, представляющий собой, по мнению авторов упомянутой работы, обломки раковин брахиопод среднего кембрия (Кузнецов, Шаццлло, 2011). Микроклин из гальки гранитов конгломератов куккараукской свиты по Ar-Ar методу имеет возраст 530–550 млн л. (Glasmacher et al., 1999), а минимальный возраст детритовых цирконов из песчаников куккараукской свиты составляет $616,7 \pm 9,7$ млн л. (Кузнецов и др., 2012). В большинстве работ последних десятилетий образования куккараукской свиты связывают с процессами континентального молассообразования в позднем венде (Беккер, 1988; Пучков, 2010 и др.).

С отложениями нижнекуккараукской подсвиты связано первое упоминание о фауне эдиакарского типа и ихнофоссилиях на Южном Урале (Беккер, 1988), подробное описание которых было сделано позже (Беккер, Кишка, 1989), в данном Атласе – это местонахождение Бужур (рис. 9В) (табл. 1).

2.4.1.5. ЗИГАНСКАЯ СВИТА

Зиганская свита также была выделена А.И. Олли в 1940 г., ее отложения прослеживаются западнее полосы распространения куккараукских песчаников. Стратотип свиты расположен на р. Зиган ниже по течению от устья руч. Угойкан (Олли, 1948). Позднее разрез в нижнем течении ручья Куккараук был предложен в качестве парастратотипа свиты (Козлов, 1982). Нижняя граница зиганской свиты характеризуется постепенным переходом с куккараукскими песчаниками (Беккер, 1988 и др.).

В составе зиганской свиты также выделяются две подсвиты (рис. 7), граница между ними проводится по подошве слоя полимиктовых конгломератов, установленных в части разрезов

свиты (Беккер, 1968). В составе нижнезиганской подсвиты выделяется две толщи: нижняя савкинская и верхняя шемакская. Нижняя, преимущественно песчаная, савкинская толща сложена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, мощность толщи 150 м. Верхняя, более глинистая, шемакская толща образована преимущественно алевропелитами, с прослоями алевролитов и аргиллитов, среди последних отмечаются карбонатные конкреции, мощность толщи достигает 250 м. Иногда между савкинской и шемакской толщами выделяют т. н. «сиказинскую связку», образованную тонкозернистыми породами (Беккер, 1968, 1988). Верхнезиганская подсвита сложена преимущественно зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, реже алевропелитами, в основании подсвиты отмечаются прослои гравелитов, мощность верхнезиганской подсвиты составляет 80-100 м (Беккер, 1968). В средней части зиганской свиты в локальных разрезах отмечаются доломиты. Общая мощность отложений зиганской свиты, главным образом, определяется глубиной предпалеозойского размыва и составляет 300-500 м (Беккер, 1988; Козлов и др., 2002).

Ортоклаз из аркозовых песчаников зиганской свиты по Ar-Ar методу имеет изотопный возраст 590–630 млн л. (Glasmacher et al., 1999). Возраст цирконов из туфовых прослоев низов разреза зиганской свиты, определенный по U-Pb методу, оценивается в диапазоне от $548,2 \pm 7,6$ млн л. (Гражданкин и др., 2011б) до $547,6 \pm 3,8$ млн л. (Levashova et al., 2013). Большинство исследователей соотносит зиганскую свиту с завершающей частью ашинской серии, а время ее образования с концом позднего венда (Стратиграфическая..., 2000; Пучков, 2010 и др.).

Первые находки макрофоссилий в зиганской свите ашинской серии сделаны Ю.Р. Беккером (Беккер, 1996). Позже новое местонахождение арумберий было найдено В.М. Горожаниным (ИГ УНЦ РАН) и Н.Б. Кузнецовым (ГИН РАН) и описано А.В. Колесниковым с соавторами (Колесников и др., 2012). В настоящем Атласе рассмотрены макрофоссилии из местонахождений зиганской свиты Такаты-1, Такаты-2 (рис. 9А), Кисе-Арка и Картавое (рис. 9В) (табл. 1). Местонахождение Каранюрт (рис. 8С) локализовано в отложениях нижнезиганской подсвиты, предположительно шемакской толщи. Местонахождение Сосновка (рис. 9А) приурочено к кровле савкинской толщи нижнезиганской подсвиты.

2.4.1.6. МАЛОЯМАНТАУСКАЯ СВИТА

Малоямантауская свита была выделена в одной из последних работ Ю.Р. Беккера (2010), однако находка малоямантауской ихноассоциации и описание толщ, позднее объединенных в самостоятельный малоямантауский стратон, были сделаны существенно раньше (Беккер, Кишка, 1991). Хр. Малый Ямантау (не путать с широко известными одноименными вершинами в бассейне р. Инзер Белорецкого района) расположен южнее широтного колена долины р. Белая, на самом юге структуры Башкирского поднятия. Образования малоямантауской свиты выполняют ядро антиклинали, крылья которой сложены ордовикско-силурийско-девонско-каменноугольным разрезом. Ранее картируемые здесь доордовикские отложения ашинской серии относились к басинской либо зиганской свитам. Однако выявленные существенные отличия данного разреза, сложность его корреляции с известными подразделениями ашинской серии, а также своеобразии изученного ихноценоза позволили выделить здесь самостоятельную малоямантаускую свиту (Беккер, 2010).

В составе малоямантауской свиты выделяются три толщи. Нижняя казмашская толща сложена зеленовато-серыми алевролитами, полимиктовыми субгравакковыми песчаниками с прослоями гравийных конгломератов, мощность толщи составляет более 120 м. Нижняя граница средней урокайской толщи проводится в достаточной мере условно, толща сложена зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами, часто плитчатыми. Характерна тонкая ленточная слоистость, мощность урокайской толщи 220 м. Верхняя зиреклинская толща представляет собой маркирующий горизонт, выделяясь красноцветной окраской. Нижняя граница толщи четкая и резкая, толща образована плитчатыми алевролитами, алевропелитами и песчаниками мощностью до 30 м. Развита зиреклинская толща не повсеместно, и часто полностью уничтожена предордовикским размывом (Беккер, Кишка, 1991).

Описанный разрез, очевидно, принадлежит ашинской серии; его структурная позиция и соотношения с вышележащими осадками весьма четкие: зиреклинские слои малоямантауской свиты с размывом перекрываются отложениями среднего ордовика, содержащими остатки криноидей. По комплексу структурно-вещественных характеристик отложения малоямантауской свиты считаются надстраиваемыми зиганский разрез и завершающими последовательность ашинской серии Башкирского поднятия (Беккер, Кишка, 1991; Маслов и др., 1996; Беккер, 2010). Вероятным возрастным аналогом для образований малоямантауской свиты может являться падунская свита Беломорской части Мезенской впадины, для которой предполагается раннекембрийский возраст (Маслов, 2006; Гражданкин, Краюшкин, 2007). Открытым также остается вопрос о соответствии отложений малоямантауской свиты предполагаемому возрастному аналогу – немакит-далдынскому горизонту Сибири, содержащему дотоммотскую мелкоракловинную фауну. Существуют данные о наличии в верхней части зиганской свиты, в верховьях р. Скимка (Аскын) ихнофоссилий, характерных для немакит-далдынского горизонта (Маслов, 2006).

Ископаемые следы жизнедеятельности малоямантауской свиты имеют локальное развитие в отложениях зиреклинской толщи. На местонахождении Ямантау (рис. 9С) (табл. 1) они приурочены к метровому горизонту плитчатых красноцветных алевролитов с редкими округлыми зеленовато-серыми обособлениями (Беккер, Кишка, 1991).

2.4.2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД АШИНСКОЙ СЕРИИ

Теригенная толща, объединяющая толпаровскую и суировскую свиты и являющаяся фаціальным аналогом бакеевской свиты, отличается от нее существенно большей мощностью и выполняет впадину-фьорд, оставленную ледником в отложениях каратавия (Горожанин, 1988). Принимая ранневендский возраст этих образований, по аналогии с другими разновозрастными разрезами мира, их происхождение связывается с масштабным гляциоэвстатическим падением уровня Мирового океана (Маслов, Крупенин, 1998). Ледник, сформировавший описываемые толщи, по всей видимости, представлял собой фрагмент выводного обрамления, существовавшего в это время на современной Восточно-Европейской платформе ледникового щита (Чумаков, Сергеев, 2004 и др.). Увеличение свободного молекулярного кислорода в атмосфере (обратный парниковый эффект), способствовавшее развитию оледенения, также привело к насыщению глубоководных частей океана и возобновлению джеспилитообразования. В результате окисления и выпадения в осадок растворенного в морской воде первоначально двухвалентного (закисного) железа, мариногляциальные образования бакеевской свиты оказались насыщены гематитовыми рудами (Klein et al., 1992; Bekker et al., 2014). Также следует отметить, что, согласно распространенным палеогеографическим реконструкциям, южно-уральская часть Балтики в данное время располагалась в районе 70° ю.ш., соответственно, в условиях нивального климата (Smith, 2001; Lubnina et al., 2014). Диссонансом в этой связи звучат литологические и изотопно-геохимические данные изучения «венчающих доломитов» суировской свиты, свидетельствующие об их формировании в условиях тепловодного замкнутого (континентального) бассейна (Горожанин и др., 2012). Следует отметить, что для занимающих схожее структурное положение доломитов позднерифейской приладожской свиты на сегодняшний день доказывается гидротермальное происхождение (Якобсон, 2014).

Формирование отложений урюкской свиты происходило в прибрежно-морских условиях т. н. многоруслых аллювиальных равнин (Беккер, 1968; Маслов, 2006). Микрорельеф поверхности зерен кластогенного кварца из песчаников урюкской свиты содержит набор элементов, свидетельствующий о флювиальном способе переноса осадка, а также о наследовании морфологии кластики материнских кристаллических пород (Ялышева, 2013б). Снос основной массы обломочного материала при этом происходил с запада, северо-запада (в современных координатах) с территории нынешней Восточно-Европейской платформы (Беккер, 1968; Маслов, 2006; Маслов и др., 2008б).

Наступление басинского времени характеризуется сменой преобладающего источника сноса на восточный (в современных координатах), что устанавливается на основании изучения ориентировок косой слоистости и асимметричных знаков ряби (Беккер, 1968), изменения мине-

рального состава тяжелой фракции (Willner et al., 2001), а также смены состава мусковита на более высокобарическую фенгитовую разновидность (Willner et al., 2004). Появление обломочных цирконов ранневендского возраста в надурюкских образованиях дополнительно подтверждает снос материала с востока, так как на западе, на Русской плите, интрузии этого возраста отсутствуют (Willner et al., 2003). Массовое датирование обломочных цирконов басинской и куккараукской свит также согласно существенному уменьшению роли Восточно-Европейской области сноса в формировании послеурюкских толщ (Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014). Смену источников питания с басинского времени и начало формирования молассы Притиманского краевого прогиба также подтверждают закономерные изменения литогеохимических особенностей песчаников (Маслов и др., 2010) и сопоставление составов и спектров РЗЭ для глинистых пород (Маслов, 2014) по разрезу ашинской серии.

Осадконакопление в басинское время преимущественно происходило в условиях мелководного морского бассейна; ограниченное распространение имеют отложения прибрежных фаций (Беккер, 1968). Предположение о периодическом осушении значительной части басинского бассейна (Беккер, 1968; Маслов, 2006), основанное на выделении поверхностей алевропелитов с трещинами усыхания (Беккер, 1968), требует дополнительного изучения, так как в этих трещинах повсеместно отсутствует заполнение вышележащими осадками, и, таким образом, они могут иметь не седиментационную, а диагенетическую или постдиагенетическую природу. Образование калгасинских слоев верхней части разреза басинской свиты связывается с обстановкой замкнутого озерного бассейна – реликта басинского моря (Беккер, 1988).

В куккараукское время восточнее описываемого района (в современных координатах) произошло существенное усиление орогенического процесса, глубина эрозионного вреза увеличилась, а границы области сноса расширились. При этом поднятия не прекращались в течение всего куккараукского времени и достигли максимума примерно в его середине (Беккер, 1968). Максимальное расстояние переноса обломочного материала куккараукских конгломератов оценивается не более чем в 200 км, направление сноса подтверждается ориентировками удлиненных галек и косой слоистости, выклиниванием конгломератов на запад, в сторону Шкапово-Шиханской впадины, а также улучшением окатанности обломочного материала конгломератов в западном направлении (Беккер, 1968). Особенности микрорельефа поверхности кластогенных зерен кварца матрикса куккараукских конгломератов указывают на флювиальную природу осадка (Ялышева, 2013б). В целом для обломочных пород куккараукской свиты с помощью методов изучения коэффициентов формы и диаграмм коэффициентов формы-изометричности были установлены аллювиальный и гляциофлювиальный типы отложений, сочетание которых характерно для пролювиальных шлейфов горных стран; при этом разные типы отложений соответствует различным фациям этого единого комплекса (Ялышева, 2013а).

Начало зиганского времени характеризуется резким уменьшением размерности поступающего в предгорный прогиб материала, что, скорее всего, было связано с пенеппенизацией областей сноса. Кратковременные активизации тектонического режима фиксируются по появлению гравийных отложений в разрезе тонкозернистых обломочных пород (Беккер, 1968). Осадконакопление происходило в мелководно-морских условиях, количество псаммитового материала уменьшается к западу (в современных координатах) (Беккер, 1968). Недифференцированные примитивные палеопочвы были установлены в породах зиганской свиты в разрезе на окраине г. Усть-Катав. Развитые в песчаниках изученного разреза специфические деформационные структуры считаются характерными для специфических подпочвенных горизонтов, а также описаны в отложениях субаридных перигляциальных обстановок (Маслов, Гражданкин, 2011). В соответствии с последними палеомагнитными реконструкциями, в позднезиганское время современная восточная окраина Балтики находилась в экваториальных широтах вблизи 15° (Levashova et al., 2013; Lubnina et al., 2014); при этом анализ большого спектра палеомагнитных данных показывает, что в целом проблема кинематики Балтики в доордовикское время весьма далека от своего решения (Голованова и др., 2011; Баженов, Левашова, 2016).

В малоямантауское время происходила постепенная ликвидация палеобассейна; разнозернистые кластогенные осадки формировались на ограниченной территории (Беккер, 2010), а площадь их развития была сокращена предпалеозойским размывом.

На основании изучения литогеохимических особенностей песчаников урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свит сделан вывод об их формировании в условиях семиаридного-семигумидного климата (Маслов и др., 2015; Маслов, 2007). В то же время некоторая часть песчаников куккараукского возраста могла образовываться и в условиях гумидного климата (Маслов и др., 2015), что может быть связано с вертикальной климатической зональностью имевшегося горного источника сноса. Развитие структур подводного оползания в отложениях ашинской серии может указывать на высокую сейсмическую активность, сопровождавшую образование молассы (Беккер, 2010).

2.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТОГУЗАК-АЯТСКОЙ СВИТЫ (ЗАУРАЛЬСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В пределах северной части Зауральской зоны в терригенных образованиях диамиктитового основания тогузак-аятской свиты были описаны 17 видов ихнофоссилий (Беккер, Кишка, 2003). В различной степени дислоцированные отложения данной свиты фрагментарно обнажены по долинам верхнего течения рек, сливающихся в рр. Тогузак и Аят. Свита сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, породы локально метаморфизованы до кварцитов и серицит-кварцевых сланцев. Отложения тогузак-аятской свиты с размывом залегают на осадочных образованиях среднего и верхнего рифея (Козлов и др., 2002; Беккер, Кишка, 2003). Гальки тогузак-аятских песчаников содержатся в нижних частях разреза варненской свиты, возраст которой оценивается от среднего ордовика (Беккер, Кишка, 2003) до раннего силура (Пучков, 2000). Мощность тогузак-аятской свиты составляет около 2000 м (Козлов и др., 2002). Возраст свиты первоначально рассматривался в диапазоне девона–карбона, позднее был условно определен как ордовикский (Петренко, 1946), до последнего времени при проведении региональных геолого-съёмочных работ считался вендским (Козлов и др., 2002), а по характеру выделяемой ихноассоциации был отнесен к переходному венд-раннекембрийскому стратиграфическому уровню (Беккер, Кишка, 2003). На основании находок ордовикских сколекодонтов и акритарх (Чибрикова, Олли, 2006) и особенностей литологического состава образования тогузак-аятской свиты рассматриваются в последние годы в составе позднекембрийско-раннеордовикских рифтогенных формаций, предвзявших раскрытие Уральского палеоокеана (Пучков, 2010). Указанная трактовка в целом не противоречит появившимся в самое последнее время данным о массовом U-Pb-изотопном датировании обломочных цирконов из проб песчаников тогузак-аятской свиты (суммарное количество датированных зерен 129, из которых для 122 зерен получены датировки с дискордантностью менее 10%). В соответствии с этими данными, самая молодая популяция обломочных цирконов (45 зерен или чуть более 40% всех датированных зерен) из этих песчаников попадает в диапазон от 548 ± 4 млн л. (верхнее ограничение «седиментационного» возраста) до 731 ± 4 млн л. (устное сообщение Н.Б. Кузнецова, ГИН РАН). Это может быть указанием на послевендский возраст тогузак-аятской свиты. В этой связи, а также учитывая совершенную атипичность для венда выделенных (Беккер, Кишка, 2003) в разрезе тогузак-аятской свиты ихнородов, упомянутые таксоны нами в настоящий Атлас не включены.

Табл. 1. Местонахождения вендских макрофоссилий Среднего и Южного Урала

№ п/п	Место-нахождение	Географическое расположение	Стратиграфическое распространение
1	Широковское-1	Пермский край, Кизеловский район, берег Широковского вдхр., 1,5 км на ЮЗЗ от устья р. Няр	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, основание вилухинской подсвиты
2	Широковское-2	Пермский край, Губахинский район, берег Широковского вдхр., правый берег р. Верхняя Мутная, вблизи ее устья	верхний венд, сылвицкая серия, усть-сылвицкая свита
3	Усьва-Вилуха	Пермский край, Гремячинский район, правый берег р. Усьва, в 11,4 км к ЮВВ от плотины Широковского вдхр.	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, основание вилухинской подсвиты
4	Усьва-Крутиха	Пермский край, Гремячинский район, левый берег р. Усьва, выше по течению, вблизи скалы Мултык, в 13 км к ЮВЮ от плотины Широковского вдхр.	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, верхняя часть крутихинской подсвиты
5	Вижай	Пермский край, Чусовской район, нижнее течение р. Вижай, до скалы Разбойник (около 10 км к ЮВВ от устья р. Вижай)	верхний венд, сылвицкая серия, усть-сылвицкая свита
6	Койва	Пермский край, Горнозаводский район, долина р. Койва, в 7-8 км к С от пос. Усть-Койва	верхний венд, сылвицкая серия, усть-сылвицкая свита
7	Сылвица-1	Свердловская область, Пригородный район, левый берег р. Сылвица, в 1,3 км к СВ от ее устья	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, коноваловская подсвита
8	Сылвица-2	Свердловская область, Пригородный район, правый берег р. Сылвица, в 2,7 км к ССВ от ее устья	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, синекаменная подсвита
9	Сылвица-3	Свердловская область, Пригородный район, левый берег р. Сылвица, в 3,6 км к СВ от ее устья	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, синекаменная подсвита
10	Сылвица-4	Свердловская область, Пригородный район, левый берег р. Сылвица, в 4,3 км к ССВ от ее устья	верхний венд, сылвицкая серия, чернокаменная свита, синекаменная подсвита
11	Сылвица-5	Свердловская область, Пригородный район, правый берег р. Сылвица, в 11,5 км к СВ от ее устья	верхний венд, сылвицкая серия, переваловская свита
12	Усть-Катав	Челябинская область, Усть-Катавский городской округ, правый борт долины р. Юрюзань, карьер в 1,7 км на С от ж.д. ст. Усть-Катав	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
13	Веселый	Челябинская область, Ашинский район, правый борт долины руч. Веселый, в 1,9 км к ЮВ от пос. Вилай	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
14	Зуяково	Республика Башкортостан, Белорецкий район, долина реки Инзер, в 3,3-4 км к СЗ от пос. Зуяково	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
15	Басу	Республика Башкортостан, Архангельский район, правый борт долины р. Басу, в 2 км к СЗ от с. Кулмас на трассе Уфа-Белорецк	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
16	Манайсу	Республика Башкортостан, Белорецкий район, верховья р. Манайсу, в 5-5,5 км к В от с. Кулмас на трассе Уфа-Белорецк	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
17	Каранюрт	Республика Башкортостан, Архангельский район, верховья р. Каранюрт, левого притока р. Скимка (Аскын)	верхний венд, ашинская серия, зиганская свита, нижнезиганская подсвита

18	Такаты-1	Республика Башкортостан, Гафурийский район, правый борт долины в среднем-нижнем течении р. Такаты	верхний венд, ашинская серия, зиганская свита
19	Такаты-2	Республика Башкортостан, Гафурийский район, бассейн р. Такаты	верхний венд, ашинская серия, зиганская свита
20	Сосновка	Республика Башкортостан, Гафурийский район, ур. Сосновка, верховья р. Терякле	верхний венд, ашинская серия, зиганская свита, нижнезиганская подсвита, кровля савкинской толщи
21	Мендим	Республика Башкортостан, Гафурийский район, долина р. Мендим, в 4 км к ЮВ от дер. Мендим	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита, калгасинская пачка
22	Бакеево	Республика Башкортостан, Белорецкий район, левый берег р. Зилим, ниже устья р. Куртаза, в 5,3 км к СВ от с. Бакеево	нижний венд, ашинская серия, бакеевская свита
23	Бол. Рязяк	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, левый берег р. Бол. Рязяк, в 1,9 км к В от слияния с р. Мал. Рязяк	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита, калгасинская пачка
24	Мал. Рязяк	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, долина р. Мал. Рязяк, в 0,5 км ниже устья руч. Шаги	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита, калгасинская пачка
25	Бужур	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, правый берег р. Мал. Рязяк, в 0,7 км к ЗСЗ от устья руч. Бужур	верхний венд, ашинская серия, куккараукская свита, нижнекуккараукская подсвита
26	Кисе-Арка	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, левый борт долины р. Рязяк, хр. Кисе-Арка	верхний венд, ашинская серия, зиганская свита
27	Куккараук	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, правый борт долины руч. Куккараук, в 6 км к ВЮВ от его устья	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
28	Япаш	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, северный фланг бассейна р. Япаш, новая дорога Стерлитамак-Белорецк, в 2,5 км к ССВ от места впадения р. Япаш в р. Зиган	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита
29	Картавое	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, ур. Картавое, новая дорога Стерлитамак-Белорецк, в 9 км к ЮЮВ от с. Макарово	верхний венд, ашинская серия, зиганская свита
30	Зиган-1	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, верховья р. Зиган, выше устья его левого притока руч. Угойкан	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита, калгасинская пачка
31	Зиган-2	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, верховья р. Зиган, выше устья его левого притока руч. Муйняк	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита, вальничная толща
32	Урюк	Республика Башкортостан, Ишимбайский район, долина р. Урюк, выше устья правого притока р. Ямаш	верхний венд, ашинская серия, басинская свита
33	Нугуш	Республика Башкортостан, Мелеузовский район, правый берег р. Нугуш, выше устья правого притока – р. Урюк, г. Индя-Тау	верхний венд, ашинская серия, басинская свита, верхнебасинская подсвита
34	Ямантау	Республика Башкортостан, Кугарчинский район, хр. Малый Ямантау, в 16,5 км к СВ от села Мраково	нижний кембрий(?), ашинская серия, малоямантауская свита, зиреклинская толща

3. АТЛАС МАКРОФОССИЛИЙ ВЕРХНЕГО ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ(?) СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Ю.Р. Беккер за почти 40 лет изучения найденной им биоты описал большое число родов и видов вендских макрофоссилий, в том числе новых и неизвестных за пределами Урала. К сожалению, он не проявлял необходимой заботы о маркировке исследуемых образцов и не успел подготовить их к музейному хранению. Однако большая часть коллекции Беккера сохранилась в его рабочем кабинете во ВСЕГЕИ. В 2014 г. она была обследована нами в рамках проводимого изучения вендских макрофоссилий Восточной Европы. При этом основная часть оригиналов к статьям была обнаружена и передана на хранение в ЦНИГР музей им. Ф.Н. Чернышева (колл. № 11406).

Многие определения, данные Беккером найденным им отпечаткам, дискуссионны или прямо ошибочны (Kolesnikov et al., 2015). К тому же интерпретации ряда широко распространенных вендских макроископаемых за последнее время существенно изменились. Эта информация содержится в расширенной рубрике «Замечания». В отличие от первой сводки (Иванцов и др., 2015), все таксоны приводятся в единой последовательности без разделения на группы. Указания на отсутствие текстов рубрик «Диагноз» (у рода) и «Описание» (у вида) касаются только публикаций по данному региону.

Мы старались как можно точнее воспроизвести авторские тексты Беккера, однако в ряде случаев, особенно в описаниях 1996 г., пришлось заменить некоторые неправильно употребленные слова и поменять порядок слов в предложениях. Из текстов изъяты ссылки на литературу и на иллюстрации. Достаточно часто опускалась рубрика «Сравнение», поскольку в работах Беккера она обычно содержит только замечания общего характера, и сравнения как такового в ней не дается. Измененные части оригинальных текстов, редакторские правки и примечания заключены в угловые скобки и выделены курсивом. Рубрики «Замечания» без ссылок на публикации написаны А.Ю. Иванцовым. Местонахождения образцов уточнены по данным А.А. Разумовского.

Беккер различает несколько форм и разновидностей рельефа ископаемых остатков:

эпирельеф – отпечаток на кровле слоя,

гипорельеф – отпечаток на подошве слоя,

полный рельеф – по-видимому, объемный отпечаток внутри слоя,

негативный рельеф – отпечаток, вдавленный вглубь породы,

позитивный рельеф – отпечаток, выступающий над поверхностью породы,

семирельеф – не вполне понятный термин; судя по образцам, это либо отпечаток, отдельные части которого имеют разную высоту и глубину, либо отпечаток, сохранившийся одновременно на кровле и подошве двух соприкасающихся слоев.

В контексте данной публикации нами используются также следующие термины:

отпечаток – отображение на породе внешней поверхности ископаемого в инвертированном рельефе, то есть негативный отпечаток в обычном понимании,

слепок – отображение внешней поверхности ископаемого в прямом рельефе, то есть позитивный отпечаток в обычном понимании. Все это нашло отражение в добавлениях к рубрике «Замечания».

ОПИСАНИЕ ИСКОПАЕМЫХ

Род *Acanthorhapha* Ksiazkiewicz, 1977

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Тонкие ветвящиеся нерегулярно меандрирующие следы с боковыми шиповидными аппендиксами.

Acanthorhapha incerta Ksiazkiewicz, 1977

Табл. VIII, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Горизонтальный след на поверхности тонкоплитчатого слоистого мелкозернистого песчаника в форме узкого, рельефно изгибающегося микротуннеля с преимущественно односторонними короткими нерегулярными боковыми отростками, выходящими почти под прямыми углами (70-90°) большей частью от выпуклых дуг.

З а м е ч а н и я. Данный фрагментарный экземпляр располагается на подошве той же плитки песчаника, что и экземпляр, определенный Беккером (2013) как *Torrowangea rosei* (см. ниже). Образцы очень похожи друг на друга. В коллекции имеются и противоположные отпечатки обоих экземпляров на кровле нижележащего слоя песчаника. Одинаковые изгибы «туннелей» и сходный характер их ветвления позволяют предположить, что оба экземпляра представляют одну форму ископаемых остатков. Происхождение ископаемого не ясно, возможно, оно имеет абиогенную природу (Kolesnikov et al., 2015). На кровле обоих слоев, несущих отпечатки и противоположные «*A. incerta*» и «*T. rosei*» присутствуют также текстуры *Arumberia banksi*. Местонахождение Такаты-1.

Род *Arenicolites* Salter, 1857

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Вертикально ориентированные U-образные следы без горизонтальных перегородок – шпреитов.

Arenicolites isp.

Табл. V, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе следы сохраняются на подошве бордового слоистого алевролита в виде парных, тесно расположенных и подобных по размеру и форме овалов. В групповых скоплениях отмечается до пяти парных обособлений. Заполнение следа близко вмещающим слоям. Вокруг выхода норки на поверхность иногда сохраняются неровности, связанные с переработкой осадка. Ассоциируют с *Gordia*.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Уральские отпечатки, в отличие от некоторых позднефанерозойских, характеризуются небольшими расстояниями между норками и по этому параметру подобны *Arenicolites* из венд-кембрийских слоев Канады и Англии.

З а м е ч а н и я. По Беккеру выпуклые кольца на подошве породы представляют собой слепки с выходов U-образных норок. Однако попарное расположение индивидов неочевидно, а порода внутри колец идентична окружающей их снаружи. Нет никаких доказательств принадлежности данных образований не только к *Arenicolites*, но и к следам вообще. Могут быть слепками частично разрушенных микробных колоний (Kolesnikov et al., 2015), наподобие *Beltanelliformis minutae* (см. замечания при описании видов рода *Gordia*). Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Arumberia* Glaessner et Walter, 1975

Д и а г н о з (Беккер, 1980). Серия радиально расходящихся от пологого возвышения преимущественно прямолинейных ребер, разделенных неглубокими желобками.

З а м е ч а н и я. Беккер по-разному интерпретирует арумбериоморфные текстуры, считая их то остатками организмов (1980, 1985, 1996), то желобками струек стекания (1988). Относительная сложность отпечатков арумберий, а также их высокое морфологическое разнообразие и ряд особенностей тафономии (Колесников и др., 2012) не позволяют сомневаться в их биогенной природе.

В работе А.В. Колесникова и соавторов (2012) арумбериоморфные образования названы текстурами, но некоторые оговорки в тексте (например, принятие возможности переноса арумберий течениями), а также само применение для их различия Кодекса зоологической номенклатуры позволяет предположить, что авторы видели в них, прежде всего, «телесные» остатки. Однако экземпляр арумберии в целом безусловно нельзя считать остатком организма, поскольку он не имеет собственных границ и может быть прослежен на неопределенное расстояние по несущей его поверхности. При этом он не демонстрирует необратимых морфологических изменений в каком-либо направлении, но с определенной периодичностью воспроизводит одни и те же элементы. Этим арумберия похожа на текстуры отпечатков микробных матов, например, на такую, как «кожа старого слона». Текстуры поверхности, напоминающие *Arumberia*, иногда наблюдаются на современных микробных биопленках, созданных осцилляториевыми цианобактериями (Kolesnikov et al., 2017).

Arumberia banksi Glaessner et Walter, 1975

Табл. I, фиг. 1, 2

О п и с а н и е (Беккер, 1980, 1985). На поверхности песчаника три рельефных радиально ребристых слепка. На каждом из них преимущественно прямолинейные ребра разделены неглубокими желобками. Слепки различаются степенью сохранности, деталями строения и поэтому описываются отдельно.

На первом слепке <...> в центральной части образца отчетливо устанавливается возвышение <...>, от которого полукругом радиально расходятся ребра, разделенные параллельными желобками. Ребристость достаточно выдержанная и лишь в нескольких случаях наблюдается раздвоение ребер. Высота ребер не превышает 1-1,5 мм, а их протяженность изменяется от 1 до 4,5 см. Ширина ребер от 2 до 5 мм. В некоторых случаях отмечается увеличение ширины ребер по мере удаления от центрального поднятия. В этом направлении уменьшается рельефность ребристости. Профиль ребристости обычно выпуклый, реже уплощенный. Разделяющие ребра желобки заметно уже ребер <...>. Все желобки отчетливо выполаживаются к центральному поднятию и значительно реже, в виде исключения, выклиниваются по мере удаления от вершинки. Помимо многочисленных продольных желобков, иногда наблюдаются редкие короткие косые желобки, разделяющие ребра на отдельные сегменты.

На втором слепке <...> степень сохранности не позволяет наблюдать возвышение. Отчетливо устанавливается параллельная рельефная ребристость протяженностью до 5 см. В сохранившемся смежном слое видна ребристость подобного же направления.

На третьем слепке <...> сохранилась лишь часть возвышения. Прямолинейная рельефная ребристость прослеживается фрагментарно. В смежных слоях отчетливо наблюдается ребристость двух различных направлений. Величина несогласия между двумя разными направлениями ребристости достигает 90°. Глесснер и Уолтер (Glaessner, Walter, 1975) считают ребристость подобного типа отпечатком дистального края рассматриваемых форм.

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Ископаемые отпечатки обычно развиты на неровных поверхностях напластования, рельеф которых характеризуется небольшими поднятиями и депрессиями. Приподнятые участки имеют форму изолированных холмиков, покрытых темными пленками, по-видимому, органического происхождения. Вершины поднятий уплощены, а пологие склоны иногда содержат слабовыраженную, веерообразно расходящуюся штриховку.

Зоны депрессий покрыты четкой параллельной ребристостью, которая не всегда проходит в зоны поднятий. Ребристость отчетливо фиксируется не только на слабо выветрелых поверхностях, но устанавливается и на свежих сколах. Интерес представляет многослойная ребристость различных направлений. Наряду с преобладающим субпараллельным расположением ребер, отмечаются их сочленения под различными (острыми и тупыми) углами на единых поверхностях напластования. Помимо подобных торцовых сочленений, наблюдается наложение разнонаправленных систем ребристости с сохранением в качестве преобладающей одной из них. Степень

выраженности ребристости неоднозначна, наряду с достаточно резко проявленной, отмечается сравнительно слабая пунктирная. Обычно она более или менее прямолинейна, но не повсеместно, так как элементы дихотомии вполне отчетливы у отдельных ее представителей. Расстояния между ребрами обладают определенной регулярностью, хотя нередки и случаи ее нарушения. Ширина ребер не остается неизменной на всем их протяжении, отмечаются микрорасширения, которые устойчиво повторяются. Ребристость ассоциирует с одиночными сфероидальными текстурами, несколько напоминающими отпечатки капель дождя в их слабом развитии. Небольшие бугорки или углубления имеют фрагментарное развитие.

С р а в н е н и е (Беккер, 1980). По сравнению с описанными формами (Glaessner, Walter, 1975) уральский экземпляр скорее приближается к наименьшим из общих размеров, но отличается несколько большей шириной желобков.

З а м е ч а н и я. Образцы происходят из местонахождений Койва и Каранюрт.

Arumberia banksi banksi Glaessner et Walter, 1975

О п и с а н и е. Формальное описание отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционные номера не указаны, фотографии образцов опубликованы (Колесников и др., 2012, рис. 3, верхнее фото в правом ряду, рис. 4, правый ряд). Местонахождения Усьва-Крутиха и Картавое, соответственно.

Arumberia banksi vindhyanensis Kumar et Pandey, 2008

О п и с а н и е. Формальное описание отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционные номера не указаны, фотографии образцов опубликованы (Колесников и др., 2012, рис. 3, верхнее фото в левом ряду, рис. 4, нижнее фото в левом ряду). Местонахождения Усьва-Крутиха и Картавое, соответственно.

Arumberia banksi usvaensis Kolesnikov et al., 2012

О п и с а н и е. Формальное описание отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография образца опубликована (Колесников и др., 2012, рис. 3, среднее и нижнее фото в левом ряду). В последующем исследовании (Kolesnikov et al., 2017) самостоятельность таксона подвергается сомнению. Местонахождение Усьва-Крутиха.

Arumberia banksi multykensis Kolesnikov et al., 2012

О п и с а н и е. Формальное описание отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Колесников и др., 2012, рис. 3, второе сверху фото в правом ряду). В последующем исследовании (Kolesnikov et al., 2017) самостоятельность таксона подвергается сомнению. Местонахождение Усьва-Крутиха.

Arumberia banksi ollii Kolesnikov et al., 2012

О п и с а н и е. Формальное описание отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционные номера не указаны, фотографии образцов опубликованы (Колесников и др., 2012, рис. 3, третье сверху фото в правом ряду, рис. 4, верхнее фото в левом ряду). В последующем исследовании (Kolesnikov et al., 2017) ископаемое интерпретируется как нитчатое образование, не имеющее отношения к *Arumberia*. Местонахождения Усьва-Крутиха и Картавое, соответственно.

Arumberia banksi beckeri Kolesnikov et al., 2012

О п и с а н и е. Формальное описание отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Колесников и др., 2012, рис. 3, нижнее фото в правом ряду). В последующем исследовании (Kolesnikov et al., 2017) ископаемое интерпретируется как нитчатое образование, не имеющее отношения к *Arumberia*. Местонахождение Усьва-Крутиха.

Род *Askinica* Bekker, 1996

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Небольшие медузоиды с отчетливо проявленным центральным поднятием, смыкающимся с приподнятой радиальной зоной, которая делит отпечаток на примерно равные половины. Бугорки центральной зоны, возможно, отвечают гонадам.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). По общим особенностям строения организм несколько напоминает представителей родов *Beltanella* и *Elasenia*. От рода *Beltanella* отличается наличием центрального поднятия и существенно иными размерами, а от *Elasenia* – двудольной симметрией строения.

З а м е ч а н и я. Как было показано в статье Дж. Гелинга с соавторами, большинство неопротерозойских дисковидных отпечатков является вариантами сохранности *Aspidella terranovica* Billings, 1872. В синонимику *A. terranovica* этими исследователями было включено 24 вида (Gehling et al., 2000). Однако близких по морфологии ископаемых описано достаточно много, и список синонимов может быть существенно расширен. Гелинг с соавторами выделяет 3 формы сохранности аспиделлы: *Ediacaria*-type (высокорельефные выпуклые отпечатки), *Spriggia*-type (низкорельефные выпуклые отпечатки) и *Aspidella*-type (выпукло-вогнутые отпечатки). Здесь мы различаем следующие формы сохранности базального образования *A. terranovica*: 1) “*Ediacaria*” (позитивный слепок с нижней поверхности, *Ediacaria*-type, часть *Aspidella*-type и часть *Spriggia*-type системы Гелинга с соавторами), 2) “*Protodipleurosoma*” (негативный отпечаток верхней поверхности, часть *Aspidella*-type), 3) “*Nimbia*” (плоские отпечатки с выпуклой каймой – результат сжатия базального образования в однородном осадке, часть *Spriggia*-type).

Askinica dimerus Bekker, 1996

Табл. II, фиг. 4

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Рельефный округлый отпечаток с неровной волнистой поверхностью, над которой доминирует центральное поднятие. С одной стороны к концентру прилегают два бугорка, а с другой – радиальный валик. В совокупности они образуют осевое поднятие, делящее отпечаток на две почти симметричные доли. Внешняя зона круто воздымается над вмещающими отложениями и локально приобретает облик краевого валика шириной 2-3 мм, который местами раздваивается и выполаживается.

З а м е ч а н и я. Морфология слепка вполне вписывается в вариации сохранности *Aspidella terranovica* (форма “*Ediacaria*”). Складка, пересекающая внутреннюю часть слепка, сходящаяся на клин на одном своем конце и распадающаяся на бугорки на другом, может быть результатом прижизненного взаимодействия организма с неоднородным осадком, или же является вторичной деформацией ископаемого. В работе говорится о существовании двух экземпляров вида. Но в отсутствие фотографий и авторской маркировки образцов, найти второй экземпляр в сохранившейся части коллекции Беккера было невозможно. Местонахождение Каранюрт.

Род *Barmia* Bekker, 1996

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Медузоидные организмы, дающие средние по размеру вздутые отпечатки округлой формы с отчетливо проявленной концентрической зональностью и почти не возвышающимся центром. Организм обладал эластичной поверхностью, которая легко деформировалась и образовывала складки смятия.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Отдаленно напоминает *Conomedusites*, но полностью лишен четырехсторонней симметрии. В отличие от представителей рода *Nemiana*, в центральной зоне устанавливаются элементы концентрической зональности.

Barmia lobatus Bekker, 1996

Табл. II, фиг. 6; табл. V, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Овальный вздутый отпечаток с неровной бугристой поверхностью, на которой проступает прерывистая концентрическая штриховка. Наиболее четко концентрическая зональность выражена во внутренней части формы, где наблюдается центральный бугорок и обрамляющие его округлые зоны. Симметрию организма нарушает наличие кли-

новидного сегмента, протягивающегося от центра до края отпечатка и ограниченного радиальными бороздками. Генетическая природа сегмента, отмеченного на двух отпечатках, не вполне ясна. Возможно, он представляет собой складки смятия, возникшие в результате деформации эластичного покрова.

З а м е ч а н и я . Голотип вида представляет собой желвак неясной природы. Второй экземпляр типовой серии может быть отнесен к *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). «Клиновидный сегмент» экз. ЦНИГР музей, № 5/11406 является механическим дефектом – фрагментом слепка, возможно, выпавшим при извлечении образца из породы. Местонахождения Сосновка и Каранюрт, соответственно.

Род *Beltanella* Sprigg, 1947

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Предусматривает круговое расположение восьми гонад, разделенных четырьмя радиальными каналами, а также наличие периферийной тонкой зонтиковой структуры или паруса и изометричного ротового отверстия.

Beltanella cf. *gilesi* Sprigg, 1947

Табл. IV, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Выпуклый отпечаток, ограниченный двумя краевыми валиками, расположенными конусообразно. Степень реализации ограничения фрагментарная из-за неполной сохранности краевых валиков и наложения других медузоидных отпечатков. Рельеф внешней зоны неровен; слабовыраженные округлые депрессии рассматриваются как следы гонад или результат патологического изменения покрова. Элементы весьма слабой радиальной струйчатости проявлены локально. Центральная зона обособляется круговым валиком и эксцентрично расположенным бугорком.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). По особенностям строения описываемая форма близка к уменьшенной копии голотипа. От *Beltanella zilimica* отличается иной конфигурацией краевой зоны.

З а м е ч а н и я . На образце представлена группа плохо сохранившихся позитивных слепков. Беккер, по-видимому, считает их остатками нескольких видов «медузоидных» организмов. Однако различия между индивидуумами этой группы являются следствием неодинаковой полноты сохранности. Особенности рельефа лучше всего сохранившегося экземпляра, который и был определен как *Beltanella* cf. *gilesi* (на фото – средний слева), объясняются неоднородностью несущей породы. Все экземпляры данной группы могут быть отнесены к *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). Местонахождение Сосновка.

Beltanella zilimica Bekker, 1992

Табл. V, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 1992). Округлый вздутый отпечаток со слабо проявленным и несколько смещенным концентром. Поверхность отпечатка распадается на ряд секторов, ограниченных то более, то менее четко выраженными радиальными ребрами, отходящими от небольшого центрального диска. В пределах одного из секторов, вдоль внешнего периметра проявились слабые концентрические бороздки. В краевой части поверхность отпечатка осложнена двумя округлыми бугорками, которые обычно принимались за следы гонад, а в последнее время интерпретируются как результат патологического изменения покровов. Генетическая природа этих образований, которые М. Глесснер назвал уникальными, еще долго будет предметом оживленных дискуссий, но, несомненно, важное их диагностическое и морфологическое значение в систематике древнейших ископаемых животных. Узкая краевая зона несколько деформирована, но достаточно резко отделяет отпечаток от вмещающей породы. Позднейшими деформациями, по-видимому, определяется и общая несколько вытянутая его форма.

С р а в н е н и е (Беккер, 1992). По нескольким существенным особенностям строения напоминает *Beltanella gilesi* Sprigg и, возможно, является по отношению к ней предковой формой. Вместе с тем эти формы не тождественны и рассматриваемый вид отличается более слабо выраженной концентрической зональностью и меньшими размерами. Близкая по морфологическим

особенностям форма была описана из ломозовских слоев Подолии и условно отнесена к роду *Elasenia* <...>.

З а м е ч а н и я . Образец представляет собой плоский желвак, заключенный в толщу породы, с одного края разделенный на доли. Его биогенная природа неочевидна. Местонахождение Бакеево.

Род *Beltanelloides* Sokolov, 1972

Д и а г н о з . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Ископаемые данного рода представляют собой форму сохранности (отпечатки или слепки концентрически складчатых тел, иногда со следами органического вещества) сферических колоний *Beltanelliformis brunsaе* Menner, 1974 (Ivantsov et al., 2014).

Beltanelloides sorichevae Sokolov, 1972

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2010, рис. 24а). Местонахождение Сыльвица-4.

Beltanelloides (?) sp.

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, 1992, табл. без номера, фиг. 8). На фотографии видны два низких овальных отпечатка, располагающиеся на сколе породы. Такого рода отпечатки обычно оставляют аргиллитовые гальки. Биогенная природа этих образований неочевидна. Местонахождение Бакеево.

Род *Bergaueria* Prantl, 1946

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Вертикальные норки цилиндрические до полусферических с бесструктурным заполнением. В поперечном сечении норки округлые до эллиптических. Основание следа с или без небольшого центрального углубления и радиальных насечек.

Bergaueria perata Prantl, 1946

Табл. III, фиг. 7

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Вертикальные, в поперечном сечении округлые следы с почти гладкой или овально ориентированной внешней стенкой и небольшой центральной депрессией с нерегулярными слабыми радиальными насечками. Наблюдаются на единых поверхностях с *Bergaueria radiata*.

З а м е ч а н и я . В работе 1996 г. Беккер описал тот же самый экземпляр как *Pollukia serebrina* (см. замечания при описании этого вида). Местонахождение Сосновка.

Bergaueria radiata Alpert, 1973

Табл. V, фиг. 4а, 4б

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Округлый вздутый отпечаток с обособленной центральной депрессией, от которой отходят нерегулярные радиальные бороздки, глубоко рассекающие приподнятую внешнюю часть следа на разные по размеру сегменты, тесно примыкающие друг к другу. В пределах отдельных сегментов сохраняются слабые радиальные насечки и вторичные радиальные хребтики. Высота отпечатка меньше его диаметра.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). По морфологическим параметрам уральский экземпляр отвечает голотипу, характеризуясь менее регулярной радиальной ребристостью.

З а м е ч а н и я . Группа железистых, исходно, по-видимому, пиритовых конкреций, располагающаяся на поверхности отдельности внутри одной плитки песчаника. На фото (табл. V, фиг. 4а) справа можно видеть отпечаток выпавшей конкреции. Отношение данных образований к следам или «телесным» остаткам доказать невозможно. Местонахождение Сосновка.

Bergaueria isp. 1

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 5), скорее всего, он представляет собой седиментологическую структуру. Местонахождение Вижай.

Bergaueria isp. 2

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экз. ЦСГМ, № 2053-53, 54, фотографии образцов опубликованы (Kolesnikov et al., 2015, рис. 10A, 10B). Местонахождение Каранюрт.

Род *Bunyerichnus* Glaessner, 1969

Д и а г н о з . Отсутствует.

Bunyerichnus isp.

О п и с а н и е (Беккер, 1992). Дугообразно изгибающийся лентовидный отпечаток, характеризующийся наличием четырех субпараллельных валиков, три из которых проявлены достаточно резко. Расстояние между валиками плавно меняется по их простиранию. Валики разделены углублениями, в пределах которых прослеживается система радиальных канавок, ориентированных перпендикулярно по направлению к контуру изогнутого отпечатка. Канавки секут слаборельефные валики и выклиниваются, подходя к более рельефным <используются не вполне адекватные слова: канавки не радиальные, а поперечные, и они не выклиниваются, так как не сходят на клин, а прерываются>. Наиболее проявлен первый, внутренний валик. Рельефность остальных валиков уменьшается по мере удаления от него. В результате вогнутая часть следа приобретает большую рельефность по сравнению с выпуклой.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография единственного образца опубликована (Беккер, 1992, табл. без номера, фиг. 4; 2010, табл. I, фиг. 1), его биогенная природа неочевидна (Kolesnikov et al., 2015). Образец происходит из местонахождения Бакеево.

Род *Catellichnus* Bekker, 1989

Д и а г н о з (Беккер, 1989). Система следов в форме двух тесно сопряженных синусоидальных гармоник, образующих протяженную цепочку.

С р а в н е н и е . Отсутствует.

Catellichnus oktonarius Bekker, 1989

О п и с а н и е (Беккер, 1989). Позитивный эпирельеф представляет совокупность двух синусоидальных валиков, наложенных друг на друга. Более поздний след в зоне сочленения с более ранним несколько деформирует его и образует конусовидную цепочку, состоящую из шести замкнутых и двух полузамкнутых овалов. Особенностью двух из них является наличие слабо выраженных морщинок, отходящих от синусоидального следа и затухающих в центре овала.

С р а в н е н и е (Беккер, 1989). Отпечаток напоминает некоторые сетчатые формы позднего фанерозоя. Но в этой ассоциации след обособляется ограниченным использованием пространства в пределах узкой однорядной цепочки.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография единственного образца опубликована (Беккер, Кишка, 1989, табл. без номера, фиг. 6; Беккер, 2013, табл. I, фиг. 6). На поверхности изображенной плитки отсутствуют изолированные синусоидальные валики; случайное и столь точное наложение двух встретившихся следов маловероятно. Скорее всего, образец является фрагментом постройки палеопасцихниды (Kolesnikov et al., 2015) вида *P. renarius*. При такой интерпретации овалы образованы стенками частично разрушенных капсул (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). Местонахождение Мал. Рязуяк.

Род *Charniodiscus* Ford, 1958

Д и а г н о з . Отсутствует.

Charniodiscus sp.

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экз. ЦСГМ, № 2053-3 (Гражданкин и др., 2011, рис. 3е; Kolesnikov et al., 2015, рис. 7В). Местонахождение Каранюрт.

Род *Chomatichnus* Donaldson et Simpson, 1962

Д и а г н о з . Отсутствует.

Chomatichnus loevcensis Gureev, 1984

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). Внутренние следы жизнедеятельности проявляются в эпирельефе в виде округлых возвышений или неглубоких углублений, которым отвечает наклонная относительно плоскости напластования норка. Алевролитовое заполнение норки однородно либо с намечающейся поперечной сегментацией в виде тонких прослоев иного состава. По мере углубления норка выполаживается и утоньшается, теряясь в алевролитовом прослое.

З а м е ч а н и я . Экземпляры не найдены, фотографии двух образцов опубликованы (Беккер, Кишка, 1991, табл. I, фиг. 1-3) с привязкой к местонахождению Ямантау. Колесников и соавторы (Kolesnikov et al., 2015) относят ископаемое к *Bergaueria* isp.

Род *Chondrites* Sternberg, 1833

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Туннельная система, состоящая из нескольких главных стволов, открытых и уходящих на глубину, формируя ветвистые сети.

Chondrites intricatus (Brongniart, 1828)

Табл. VI, фиг. 3а, 3б

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе на поверхности тонкозернистого безызвестковистого песчаника сложная система многочисленных ходов, разветвляющихся под острыми углами. Преобладает двупорядковая система ветвистости. Разнонаправленные пучки прямых и слабо изогнутых тонких нор сближаются в центре, тесно примыкая друг к другу. Ассоциируют с круговыми *C. stellaris*.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). По морфологическим параметрам близки следам жизнедеятельности из мела Западной Европы. Обилие норок на поверхности напластования – примечательная особенность таксона. От *C. targionii* отличается наличием многочисленных разнонаправленных, обычно соприкасающихся пучков нор.

З а м е ч а н и я . Слепки прямых стержнеподобных образований с угловатым контуром поперечного сечения, равномерно покрывающие подошву массивного слоя песчаника. Интерпретация этих образований как биогенных нуждается в дополнительном обосновании. Но гораздо более вероятно соотнесение их с минеральными объектами, и Колесников с соавторами считают их псевдоморфозами по кристаллам (Kolesnikov et al., 2015). Для того чтобы образовались слепки, вещество кристаллов, очевидно, должно было исчезнуть еще до момента литификации породы. Удлиненный габитус кристаллов, их сравнительно крупные размеры и наблюдаемое в некоторых случаях их взаимное расположение под углами, близкими к 60° и 120°, позволяет предположить, что минералом, сформировавшим эти эфемерные кристаллы, был лед. Местонахождение Манайсу.

Chondrites stellaris Uchman, 1999

Табл. VI, фиг. 3а, 3б

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности тонкозернистого песчаника – небольшие следы в форме примыкающих друг к другу прямых и тонких радиусов, расходящихся от центра по круговой орбите. Ветвление преимущественно второго порядка с углами менее 40°. Рельефность следа неоднородна, некоторые норки прерываются, образуя на уплощенной поверхности пунктирные формы.

З а м е ч а н и я . Данный «след» располагается на той же плитке, в том же скоплении линейных слепков, что и *C. intricatus* и, очевидно, имеет такое же происхождение. Местонахождение Манайсу.

«Ходы аннелид типа *Chondrites*(?)»

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экз. ЦНИГР музей, № 23/11406 (Беккер, 1977, табл. без номера, фиг. 4). На сколе массивного слоя грубозернистого песчаника видны неясные темные линии, изогнутые и ветвящиеся, могущие быть как следами, так и остатками слоевищ макроводорослей плохой сохранности. Местонахождение Широковское-2.

Chondrites targionii (Brongniart, 1828)

Табл. IX, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе сохранился фрагмент разветвляющейся системы с углами около 35°. Первое раздвоение наблюдается четко, тогда как второе выражено локально и менее ясно. Краевая система ходов несколько деформирована и смещена. По простиранию след теряет свою прямолинейность и несколько изгибается, сохраняя уплощенный облик. Поверхность норок на субпараллельных плоскостях напластования неровная, местами усложнена поперечной морщинистостью. Элементы нерегулярной поперечной сегментации известны и в позднефанерозойских формах.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Система ветвления древних следов принципиально не отличается от той, что описана в фанерозое, но интенсивность ветвления несколько ослаблена.

З а м е ч а н и я . Плохо сохранившаяся постройка палеопасцихрид рода *Orbisiana* Sokolov, 1976 (*O. simplex*, см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Circulichnis* Vialov, 1971

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Кольцевой след, образованный одним валиком.

Circulichnis montanus Vialov, 1971

Табл. III, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Следы сохраняются в позитивном гипорельефе на подошве тонкозернистых песчаников и алевролитов в форме замкнутых овалов, образующих почти правильные круги. Ширина стенки овала меняется. Утолщение овала интерпретируется как завершение продюсером кругового движения и возвращение в начальную позицию, иногда с замыканием «внахлест», отмеченное и на приднепровском материале. След имеет невыдержанную рельефность, местами заметно понижается и почти прерывается. Поверхность следа ровная гладкая или покрыта нерегулярными поперечными насечками. Переход во вмещающие слои то постепенный, то достаточно резкий. Внутренняя поверхность, ограниченная овалом, слабо бугристая, уплощенная, может нести одиночные радиальные микробороздки.

З а м е ч а н и я . Изображенный Беккером экземпляр является слепком мягкого округлого объекта. В процессе захоронения объект был смят, о чем свидетельствуют в частности субрадиальные бороздки. Может быть слепком *Aspidella terranovica* плохой сохранности. Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Curvolithus* Fritsch, 1908

Д и а г н о з . Отсутствует.

Curvolithus? davidis Webby, 1970

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). След сохраняется в виде позитивного семирельефа в пачке переслаивания бордовых алевролитов и алевропелитов. След субгоризонтальный, прямолинейный или несколько искривленный, гладкостенный, сложен алевролитом. В местах лучшей сохранности след имеет центральный, наиболее рельефный и широкий валик и два более

узких и менее рельефных валика, отделенных неглубокими ложбинами. В других случаях может быть явно выражен лишь один из боковых валиков или вся скульптура проявлена слабо.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1991). Наличие у следов трех валиков позволяет отождествлять их с *Curvolithus? davidis*. Обусловленное сохранностью некоторое отклонение от характерной скульптуры не препятствует такому определению, так как изменения происходят по длине одного и того же следа, а не на разных экземплярах. Аналогичные изменения можно наблюдать на изображениях типового экземпляра.

З а м е ч а н и я. Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, Кишка, 1991, табл. II, фиг. 5). Биогенная природа ископаемого не может быть подтверждена. Местонахождение Ямантау.

Род *Cyclomedusa* Sprigg, 1947

Д и а г н о з. Отсутствует.

Cyclomedusa sp.

О п и с а н и е. Отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2010, рис. 15). Данный экземпляр, как и ряд других позитивных слепков с концентрическим ступенчатым рельефом, Д.В. Гражданкин и Г. Гердес считают остатками колоний микроорганизмов неясной природы (Grazhdankin, Gerdes, 2007). Однако аргументы, приводимые этими исследователями, представляются несостоятельными (Иванцов, 2016). Экземпляр может быть отнесен к *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). Местонахождение Усьва-Вилуха.

Род *Dickinsonia* Sprigg, 1947

Д и а г н о з. Отсутствует.

Dickinsonia sp.

О п и с а н и е. Отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2005, рис. 2г; 2010, рис. 26а). Местонахождение Сылвица-1.

Dickinsonia с продольными морщинами

О п и с а н и е. Отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2005, рис. 2б). Похожие «продольные морщины» достаточно часто наблюдаются у верховских, зимнегорских и ергинских дикинсоний Зимнего берега (Архангельская область). Они интерпретируются как остатки пищеварительно-распределительной системы (Dzik, Ivantsov, 2002; Иванцов, 2004). Местонахождение Сылвица-1.

Род *Diplichnites* Dawson, 1873

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Двурядная следовая дорожка, разделенная междурядьем. Ориентировка удлиненных отпечатков в каждом ряду почти перпендикулярна продольной оси следа.

Diplichnites isp.

Табл. X, фиг. 4

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Фрагмент следовой дорожки на поверхности бордового песчаника, в позитивном гипорельефе в виде двух периклинально сходящихся рядов, разделенных междурядьем – центральным понижением шириной 5-14 мм. Каждый ряд включает около десятка субпараллельных отпечатков единой направленности. Симметрично расположенные парные отпечатки представлены преобладающими выпуклыми и редкими вогнутыми разновидностями. По простиранию одна разновидность иногда сменяет другую. Внешняя часть удлиненных отпечатков каждого ряда обычно более круто чем внутренняя переходит во вмещающую породу. Отпечатки следовой дорожки ориентированы под углами 60-90° по отношению к центральной

оси следа. Близкая ориентировка наблюдается и во второй, неполно сохранившейся следовой цепочке. Точечные отпечатки, рассматриваемые как следы когтей, сохранились фрагментарно во внешней краевой зоне междурядья <...>. По-видимому, след отражает передвижение билатерально симметричного организма с конечностями полукруглого сечения.

С р а в н е н и е . Своеобразие экземпляра определяется его периклиналильным замыканием.

З а м е ч а н и я . Фрагменты двух (?) построек палеопасцихрид рода *Palaeopascichnus* (*P. renarius*, см. замечания при описании рода). Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Ediacaria* Sprigg, 1947

Д и а г н о з . Отсутствует.

Ediacaria flindersi Sprigg, 1947

Табл. II, фиг. 8

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Фрагмент уплощенного отпечатка, в котором выделяются три зоны. Внешняя зона в виде слабовыпуклого неширокого валика несет тонкую, не полностью сохранившуюся, радиальную и концентрическую струйчатость. Край отпечатка резкий, местами осложненный концентрической бороздкой. Средняя зона дисковидная, лишена ясно выраженной скульптуры. Внутренняя зона отчетливо проявляется в негативном микрорельефе. Слабо возвышающийся центральный бугорок разделен на несколько долей и имеет сложное строение.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Рассматриваемая форма близка к голотипу, индивидуальные особенности заключаются в меньшем размере и слабом проявлении радиальной струйчатости, которая приобретает существенное значение при обособлении от *Tirasiana disciformis*.

З а м е ч а н и я . Индивидуальные особенности экземпляра не выходят за пределы вариации *Aspidella terranovica* (форма “*Ediacaria*”). Местонахождение Сосновка.

Род *Elasenia* Fedonkin, 1983

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Мелкий дисковидный организм, сохранившийся в позитивном гипорельефе в виде полусферического слепка, внутренняя зона которого занята относительно крупным центральным диском, а во внешней кольцевой зоне расположен ряд мелких круглых бугорков, прилегающих к центральной зоне.

Elasenia (?) sp.

Табл. III, фиг. 8

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . На образце представлены два тесно сближенных позитивных слепка, расположенных на кровле слоя песчаника. Интерпретация их как биогенных объектов нуждается в дополнительном обосновании. Местонахождение Сосновка.

Elasenia uralica Bekker, 1996

Табл. II, фиг. 9

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Рельефный отпечаток четко ограничен краевым концентрическим валиком. Своеобразие строения внешней зоны заключается в наличии округлых бугорков, обычно отождествляемых с гонадами. Бугорки примыкают с одной стороны к центральному диску, а с другой – к краевому валику и состоят из краевого поднятия и небольшого понижения. Другим существенным компонентом внешней зоны являются редкие радиальные бороздки, количество которых не менее трех. Они отходят от центрального диска и утыкаются в краевой валик, разделяя внешнюю зону на несколько секторов. Центральный диск приподнят над внешней зоной и содержит отчетливый оральный центр.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Рассмотренный организм, сохраняя общие особенности типового вида, отличается радиальной ребристостью и присутствием орального центра.

З а м е ч а н и я . Ископаемое является вариацией сохранности *Aspidella terranovica* (форма “*Ediacaria*”). Местонахождение Каранюрт.

Род *Flexorhappe* Kappel, 2003

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Неветвистые следы небольшого диаметра с меандрами первого порядка большой амплитуды, не всегда четко направленными.

Flexorhappe crassa (Heer, 1877)

Табл. X, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Меандрирующий след на поверхности бордовых алевролитов и алевропелитов. Меандры параллельные, сжатые, прямолинейные или слабо выпуклые с резкими перегибами. На поверхностях отпечатков наблюдается нерегулярная поперечная ребристость, обособляющая различные по протяженности сегменты. Сближенные меандры образуют удлиненную однонаправленную спираль. В поперечном сечении форма хода от круглой до уплощенной. Норка сложена материалом субстрата.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013) <по сути, замечания>. Близкие меандры известны в венд-кембрийских слоях Чейпел Айленд Ньюфаундленда. Южноуральские *F. crassa* отличаются от *Nereites irregularis* большей прямолинейностью сегментов меандр, меньшей сжатостью и крупными размерами.

З а м е ч а н и я . Отпечатки цепочки сжатых капсул крупной постройки палеопасцихиды *P. delicatus* (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Furculosus* Roniewicz et Pienkowski, 1977

Д и а г н о з . Отсутствует.

Furculosus carpaticus Roniewicz et Pienkowski, 1977

Табл. VII, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). Следы сохраняются в виде позитивного гипорельефа в пачке тонкого переслаивания бордовых алевролитов и алевропелитов, они выполнены алевролитом или мелкозернистым песчаником. Валики на подошве слоя перегибаются и имеют параллельные удлиненные окончания или более короткие, несколько сходящиеся. Поверхность валиков гладкая, переход во вмещающую породу плавный.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1991). Описываемые следы жизнедеятельности отличаются от голотипа тем, что образуют несколько менее сжатые перегибы <...>, экземпляр <...> отличается лишь более короткими, сходящимися окончаниями. Этот экземпляр внешне напоминает *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, но изучение перпендикулярного напластованию среза показало, что след не образует характерной для этого вида вертикально ориентированной спирали.

З а м е ч а н и я . Ископаемое является простым горизонтальным следом (Kolesnikov et al., 2015); его отнесение к роду *Furculosus* нуждается в обосновании. Местонахождение Ямантау.

Род *Fustiglyphus* Vialov, 1971

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Горизонтальные цилиндрические следы различной протяженности с четковидными, более или менее регулярными расширениями, без признаков ветвления.

Fustiglyphus annulatus Vialov, 1971

Табл. VII, фиг. 4

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Сочетание в позитивном гипорельефе двух прямолинейных, но различных по размеру сегментов единого следа под углом 110°. На большем сегменте обособляется 8 бусоподобных утолщений, изолированных или парных, тесно примыкающих друг к другу. Форма утолщений лишена постоянства и приближается в одних случаях к сферидальной, а в других – к чашеобразной. В пределах короткого, но несколько более широкого сегмента наблюдается только одно чашеобразное утолщение. Все расширения нанизаны на узкий горизонтальный цилиндрический стержень, контуры которого просматриваются в приконтактных зонах бусоподобных узлов. Оба сегмента следа завершаются широкими, несколько деформированными валиками, лишенными четкой структуры и фиксирующими, по-видимому, продвижение продюсера на поверхности субстрата. Бусоподобный след наложен

на несколько приподнятую часть субстрата диаметром 44 мм. Поднятие отчетливо обособляется на поверхности тонкозернистого песчаника благодаря круговым трещинам, маркирующим его контур. Сонахождение бусоподобных и округлых форм на поднятии субстрата отмечается и среди других местонахождений (Подолия и др.).

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Уральский бусоподобный след близок, но не идентичен меловым экземплярам Польских Карпат. Своеобразными чертами древнего следа является деформированность краевых зон и криволинейность стержня <...>. Близкие по возрасту бусоподобные биоглифы развиты не только на Урале, но, по-видимому, и в Подолии, где они описаны как *Atakia vermiformis* Palij или как дисковидные слепки с примыкающим червеобразным телом <...>.

З а м е ч а н и я. Экземпляр может быть как плохо сохранившимся следом, так и седиментологической структурой. Имеющихся данных недостаточно для установления биогенной природы образца. Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Garania* Bekker, 1996

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Небольшой медузоидный организм зонального строения. Общий облик формы определяется сочетанием широкой центральной зоны, разделенной радиальными бороздками на ряд ячеек, и узкого конусовидного внешнего обрамления концентрического сложения.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Центральная часть экземпляра несколько напоминает *Protoniobia* Sprigg, но внешние зоны совершенно не сопоставимы. В отличие от *Bonata* Fedonkin характеризуется немногочисленностью радиальных бороздок, сходящихся в центре, а также конусовидностью узкой внешней зоны.

Garania petali Bekker, 1996

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Серия расходящихся радиальных бороздок делит центральную зону на округлые лепестковидные доли, характеризующиеся обычно негативным рельефом. Отчетливо проявлена система двух перпендикулярных диаметров, разделяющих центральную зону на четыре наиболее крупные доли, очертания которых усложнены дополнительной ребристостью. Ребристый узор не проходит во внешнюю узкую зону, иногда выклинивающуюся из-за подвертывания краевых частей организма. Конусовидные очертания отпечатков характеризуются концентрической зональностью.

З а м е ч а н и я. Голотип не найден, фотография опубликована (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 5). Невозможность изучить голотип не позволяет сделать каких-либо заключений о природе ископаемого. Вероятно, образец является сростком нескольких индивидуумов *Aspidella terranovica*. Местонахождение Сосновка.

Род *Gordia* Emmons, 1844

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Горизонтальные свободно изгибающиеся, не ветвистые, но пересекающиеся следы постоянного диаметра, образующие характерные петлеобразные формы.

Gordia arcuata Ksiazkiewicz, 1977

Табл. I, фиг. 4а, 4б

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном семирельефе на поверхности плитчатого песчаника многочисленные различно ориентированные аркоподобные дуги, раскрытые и замкнутые овалы. Короткие следы с гладкой поверхностью сближаются, утыкаются и пересекают друг друга.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Уральские ихнофоссилии по морфологии, ширине норк подобны олигоценовому голотипу, отличаясь меньшей плотностью заселения субстрата <...>.

З а м е ч а н и я (Беккер, 2013). Ровную поверхность плитки покрывают слепки мелких округлых образований, а также кольца такого же, как слепки диаметра и фрагменты колец различной полноты. Биологические объекты, по которым сформированы слепки, имели изометрическую, вероятно, сферическую форму, плотные стенки и могли каким-то образом прикрепляться

к поверхности грунта. Оболочки лопнувших сфер остались на месте и дали начало кольцам и дугам, видимым на образце. Ископаемые представляют собой различные варианты сохранности *Beltanelliformis minutae* McIlroy, Crimes, Pauley, 2005 (см. соответствующий параграф при описании *Gordia marina* и *Intrites punctatus*). Они идентичны образованиям, собранным в том же местонахождении, но определенным Беккером как *Intrites punctatus*. Непосредственно сам описываемый образец происходит из местонахождения Манайсу.

Gordia marina Emmons, 1844

Табл. I, фиг. 4а, 4б

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Следы на поверхностях мелкозернистого песчаника в форме неветвящихся тонких, то резко изгибающихся, то пологих дуг. Дуги пересекаются, но какого-либо закономерного рисунка часто не образуют. Характерные петлеобразные ходы появляются не регулярно и имеют то овальные, то угловатые очертания. Отмечаются следы в виде замкнутых или полузамкнутых восьмерок. Заполнение норок не отличается от вмещающего субстрата.

З а м е ч а н и я. На приведенных фотографиях экземпляров, определенных как *Gordia arcuata* и *G. marina* (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 12, 13), изображены разные участки поверхности одной плитки. Местонахождение Манайсу.

Род *Harlaniella* Sokolov, 1972

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Плетевидные, несколько скрученные отпечатки с четкой косой морщинистостью.

Harlaniella uralica Bekker, 2013

Табл. VII, фиг. 7

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На верхней поверхности алевролита относительно прямолинейный выпуклый след с четкой, но нерегулярной косой морщинистостью. Бороздки односторонне направленные субпараллельные под углом около 20° разделяют отпечаток на различные по длине участки.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). В отличие от *H. podolica* характеризуется редкой и нерегулярной морщинистостью прямолинейных отпечатков.

З а м е ч а н и я. В коллекции Беккера обнаружен только голотип, являющийся линейным слепком небольшой длины. На одном из его участков видно пять или шесть косых борозд, напоминающих насечки, характерные для видов рода *Harlaniella* (Иванцов, 2013). Распространяются ли борозды на весь слепок и насколько закономерно их присутствие, установить невозможно. Материал настолько скуден, что отнесение образца к роду *Harlaniella*, а тем более выделение особого вида, некорректно. Образец может представлять собой слепок простого прямого следа (Kolesnikov et al., 2015). Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Helminthopsis* Heer, 1877

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Нерегулярно меандрирующие горизонтальные следы, обычно не пересекающиеся и не ветвящиеся.

Helminthopsis cf. *granulata* Ksiazkiewicz, 1977

Табл. VII, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На подошве бордового алевролита несколько субпараллельных тралов с различными синусоидальными, подковообразными, почти прямолинейными и даже парными сегментами, которые чередуются без ясной последовательности. Контур сегментов не всегда четкие, а сочленение достаточно резкое, и местами нарушающее единство траектории. Поверхность следов тонко орнаментирована бороздками и разнородными бородавками, овальными, продольными и поперечными к оси норок. Орнаментация не регулярная, на одних сегментах частая, на других – редкая. Ширина и рельефность ихнитов заметно изменяется.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Голотип из польских Карпат близок уральскому экземпляру, но имеет более крупный размер <...>. Своеобразие уральскому следу придают немногочисленные сегменты с двойным тралом.

З а м е ч а н и я . Скопление по-разному изогнутых стержней, которые могут быть слепками горизонтальных норок (Kolesnikov et al., 2015) или внутренними слепками трубок. Местонахождение Сосновка.

Helminthopsis hieroglyphica Wetzel et Bromley, 1996

Табл. XI, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности алевролита тонкие меандрирующие нити. Меандры широкие и нерегулярные. След образован устойчивым сочетанием относительно прямолинейных и полого синусоидальных сегментов, различных по размеру и направленности. Стыковка сегментов достаточно четкая, без разрыва единства трала. Поверхность следа лишена продольного орнамента, но несет нерегулярную слабо рельефную поперечную штриховку.

З а м е ч а н и я . Тонкие линейные слепки, располагающиеся на подошве одного из слоев внутри пакета тонкослоистых алевролитов. Ископаемые могут быть слепками горизонтальных норок (Kolesnikov et al., 2015), а также сжатых трубок или стержней водорослевой природы. Местонахождение Нугуш.

Род *Helminthorhapse* Seilacher, 1977

Д и а г н о з . Отсутствует.

Helminthorhapse miocenica (Sacco, 1888)

Табл. X, фиг. 8

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Фрагмент постройки палеопаспихниды рода *Palaeopascichnus* (см. замечания при описании этого рода). На образце виден низкорельефный отпечаток однорядной цепочки крупных капсул. Местонахождение Мендим.

Род *Inaria* Gehling, 1988

Д и а г н о з . Отсутствует.

Inaria sp.

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2005, рис. 2а). К австралийскому роду *Inaria* Гражданкин (Grazhdankin, 2000) ошибочно относит негативные отпечатки *Aspidella terranovica*. Местонахождение Сылвица-3.

Род *Intrites* Fedonkin, 1980

Д и а г н о з (Беккер, 1992). Серия мелких караваеобразных слепков с углублениями в средней части каждого из них. Очертания слепков и апикальных углублений не всегда выражены в одной серии. След сохраняется на нижней поверхности слоя.

Intrites punctatus Fedonkin, 1980

Табл. I, фиг. 3а, 3б

О п и с а н и е (Беккер, 1992). На поверхности серых алевролитов многочисленные следы жизнедеятельности в виде прямых цилиндрических и слегка наклонных конусовидных слепков. Преобладают мелкие формы, среди которых выделяются одиночные более крупные разновидности. В своей центральной части на закругленных окончаниях слепки несут небольшое углубление.

С р а в н е н и е (Беккер, 1992). По своим морфологическим и, возможно, отчасти генетическим особенностям рассматриваемый таксон близок к палеозойским *Bergaueria* <...>. Отличия заключаются в иных, существенно меньших размерах представителей таксона *Intrites*, выявленных в более древней стратиграфической нише.

З а м е ч а н и я . Оригинальные экземпляры к работе 1992 г., происходящие из бакеевской свиты, в коллекции Беккера не обнаружены. Имеются экземпляры из басинской свиты, изображенные, но не описанные в работе 2013 г. На плитке видны многочисленные округлые

слепки разной высоты, равномерно покрывающие гладкую поверхность напластования, вероятно, являющуюся отпечатком микробного мата. Слепки окружают характерные кольцевые бороздки, образовавшиеся вследствие неравномерного уплотнения материала слепка и несущей его породы. Изредка наблюдаются ямки от выпавших объемных слепков. Ископаемые идентичны *Beltanelliformis minutae* McIlroy, Crimes et Pauley, 2005 (McIlroy et al., 2005) и, скорее всего, являются слепками мелких плотных микробных колоний, некогда закрепленных на поверхности микробного мата (Ivantsov et al., 2014). Похожие остатки найдены в зильмердакской свите Южного Урала (Гражданкин и др., 2012). Непосредственно сам описываемый образец происходит из местонахождения Манайсу.

Род *Isopodichnus* Bornemaun, 1889

Д и а г н о з . Отсутствует.

Isopodichnus isp.

Табл. V, фиг. 6, табл. VII, фиг. 8

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экз. ЦНИГР музей, № 73/11406 – слепки в виде конусов с угловатыми вершинами, рассеянные по подошве тонкого слоя песчаника; биогенная природа их неочевидна. Экз. ЦНИГР музей, № 72/11406 – одиночный случайный слепок на подошве тонкослоистого песчаника; для уверенного отнесения структуры к следам, тем более, к определенному их роду, нужно большее количество материала. Местонахождения Бол. Рязук и Мал. Рязук, соответственно.

Род *Iterichnus* Bekker, 2013

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Прямолинейные цилиндрические норки с облицованными внешними и внутренними поверхностями. Внешняя орнаментация овальная, секущая по отношению к оси следа <вероятно, имеется в виду, что ископаемое представляет собой трубку, внешняя и внутренняя поверхности которой различаются по скульптуре: на внешней поверхности имеются овальные выпуклости, ориентированные своей длинной осью поперек оси трубки>.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Сегментированные ихнофоссилии морфологически несколько напоминают *Ophiomorpha*, а также близкие по строению *Walpia*, *Alcyonidiopsis*. Тем не менее, уральские экземпляры обособляются по ряду существенных признаков: 1) парной или малогрупповой локализацией; 2) прямолинейностью ходов, лишенных ветвлений и значительных меандр; 3) заполнением следа мелкими пеллетами при отсутствии характерного для офиоморф центрального канала; 4) наличием скульптурного рельефа как на внешних, так и на внутренних стенках, в отличие от гладких внутренних ограничений офиоморф; 5) упорядоченной и регулярной сегментацией наружных стенок, орнаментированных угловатыми и округлыми элементами; 6) иными, нередко на порядок меньшими размерами. Судя по имеющимся данным, параметры 4-6 отличают уральский след как от *Walpia*, так и от *Alcyonidiopsis* <...>. На единичных поверхностях напластования след ассоциирует с *Neonereites biserialis*, *N. multiserialis*.

З а м е ч а н и я . Ископаемые принадлежат к особой форме палеопасцихрид, не известной за пределами Урала (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus* и *P. delicatus*).

Iterichnus ternarius Bekker, 2013

Табл. IX, фиг. 2, 4

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности темно-серого мелкозернистого песчаника, переслаивающегося с бордовым аргиллитом, выявлены прямолинейные норки в форме уплощенных цилиндров. Следы резко отделяются от субстрата и имеют орнаментированную поверхность. Облицовка отмечена как на внешней, так и на внутренней стенках нор. Наружная облицовка овально сегментирована, перпендикулярна оси следа. Сохранилось 7-8 полных овалов и их фрагменты, фиксирующие, возможно, стадии продвижения продюсера. Овалы параллельны, близки по размеру и форме и имеют трехчленное строение. Каждый овал состо-

ит из центрального четырехугольника и примыкающих к нему с обоих торцов двух меньших по размеру пелитоморфных <пелитоморфных?> сегментов. Тесно прилегая друг к другу, овалы и деформированные сегменты образуют единую постройку, которая в одних случаях периклинально замыкается, а в других – частично нарушена и локально вскрывает внутреннюю облицованную стенку. Во втором, неполно сохранившемся отпечатке наблюдается заполнение древней норы мелкими (0,5 мм) округлыми пеллетами.

З а м е ч а н и я . Образцы происходят из местонахождения Манайсу.

Род *Jurtia* Bekker, 1996

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Медузоидный организм овальной формы, в строении которого отчетливо проявлена концентрическая зональность. Основные элементы строения – рельефный внешний валик и центральный бугорок, окруженный дополнительным полукольцом.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). По общему облику напоминает некоторых представителей рода *Medusinites*, но особенности строения центральной зоны и почти полное отсутствие радиальной ребристости не позволяют эти организмы отождествлять.

Jurtia paliji Bekker, 1996

Табл. IV, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Отпечаток эллипсоидной формы обрамляется внешним валиком, который раздваивается, образуя полукольцевую бороздку, выполаживающуюся по мере его сужения. Внутренняя поверхность рельефного валика несет три поперечные насечки. Центральный бугорок окружает полукольцевой постепенно выполаживающийся валик с радиальными насечками.

З а м е ч а н и я . Давая новое родовое название известному из Подолии виду *Medusinites paliji* Gureev, 1987, Беккер неправомерно называет голотипом экземпляр из собственных сборов в Горной Башкирии. Слепок располагается на подошве тонкого слоя песчаника и представляет собой частично вдавленный экземпляр *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). Местонахождение Каранюрт.

Род *Kuckaraukia* Ivantsov, Novikov et Razumovskiy in Razumovskiy et al., 2015

Д и а г н о з (Разумовский и др., 2015а). Округлый негативный плоскодонный отпечаток, покрытый многочисленными, тесно расположенными однообразными ямками и окруженный узким слабо выступающим валиком.

С р а в н е н и е (Разумовский и др., 2015а). Несколько напоминает укороченные отпечатки *Kimberella quadrata* (Glaessner et Wade, 1966) при условии сохранения только бугорчатого спинного покрова, а также *Armillifera parva* Fedonkin, 1980 и *Solza margarita* Ivantsov, 2004 (Ivantsov, 2012, рис. 16, 17, 18). Однако все эти ископаемые имеют удлиненные очертания, боковой край у них уплощенный, покрытый тонкими частыми субрадиально вытянутыми бороздами, а ямки существенно мельче и расположены более тесно.

Kuckaraukia multituberculata Ivantsov, Novikov et Razumovskiy in Razumovskiy et al., 2015

Табл. XI, фиг. 5

О п и с а н и е (Разумовский и др., 2015а). Ископаемые представлены небольшими отпечатками, сформированными на поверхности напластования, разделяющей слой песчаника и слой аргиллита. Большинство из них сохранено на подошве песчаника в негативном гипорельефе, а один сопровождается противоотпечатком, сохраненном на кровле аргиллита в позитивном эпирельефе. Отпечатки одиночные, в плане круглые или эллиптические, неглубокие, плоскодонные окруженные слабо выраженным узким валиком. Поверхность отпечатка покрыта многочисленными, расположенными равномерно (по гексагональной решетке), но не соприкасающимися, однообразными ямками с округлыми или овальными контурами. Овальные ямки приурочены к краям отпечатка и вытянуты перпендикулярно его радиусам. В центре некоторых ямок

наблюдаются достаточно ясно выраженные возвышения, иногда слегка смещенные в одну сторону от центра ямки. Диаметр ямок находится в диапазоне 0,5-1,2, в среднем 0,7-0,9 мм и практически не зависит от размера отпечатка. Изменяется количество ямок от нескольких у самого маленького экземпляра до сотен – у наибольших.

З а м е ч а н и я (Разумовский и др., 2015а). Ископаемое представляет собой отпечаток верхней стороны биогенного образования дисковидной формы. Микрорельеф поверхности отпечатков может свидетельствовать либо о скульптуре поверхности самого организма, состоящей из равномерно расположенных полусферических бугорков, либо о существовании плотных сферических элементов его внутреннего строения. Вследствие уплотнения осадка и компрессии ископаемого, бугорки на краях диска изменили форму до овальной, а их вершины оказались продавленными. Однонаправленный характер замятий может быть объяснен их возникновением в результате приложения скользящего сдавливающего усилия при катастрофическом для организма захоронении. В аналогичном ключе может быть рассмотрено возникновение выступающего валика, кольцеобразно расположенного вокруг дисковидного углубления. Формирование такого валика может быть обусловлено продавливанием в осадок некоей верхней (внешней), по-другому не сохранившейся части организма.

Таким образом, *Kuckaraukia multituberculata* может быть реконструирована как двухслойный диск, состоящий из относительно плотного структурированного нижнего слоя и менее стойкого, возможно, бесструктурного – верхнего. Исходя из отсутствия следов передвижения, ее можно расценивать и как унитарный организм, и как связанную колонию донных неподвижных организмов. Местонахождение Куккараук.

Род *Kullingia* Glaessner, 1979

Д и а г н о з. Отсутствует.

Kullingia concentrica Glaessner in Føyn et Glaessner, 1979

Табл. II, фиг. 10

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Особенностью строения рассматриваемой формы является тонкая концентрическая зональность <бороздчатость?> в ее уплощенной внешней зоне. Расстояние между концентрическими бороздками 1-2 мм. В наложенной центральной зоне характер зональности меняется, она становится менее регулярной. Центральная зона отпечатка несколько приподнята над внешней и характеризуется четко обособленным концентром. Концентрическая зональность <бороздчатость?> в центре выражена слабее, чем в краевой части отпечатка.

З а м е ч а н и я. С. Йенсенем с соавторами достаточно давно показано, что *Kullingia* Glaessner – это ложное ископаемое, представляющее собой серию концентрических царапин на грунте и образованное вследствие кругового вращения некоего гибкого предмета, одним из своих концов прикрепленного к поверхности осадка (Jensen et al., 2002). По наблюдениям этих исследователей, таким предметом могла быть проникающая сквозь осадок трубка наподобие *Calyptrina* Sokolov, 1965. Трубка калиптрин состояла из вложенных один в другой конических сегментов, каждый из которых нес оторочку на своем расширенном конце. При вращательном движении, совершаемом согнутой течением трубкой над дном, на его поверхности могла образоваться неглубокая депрессия в форме окружности, покрытая концентрическими бороздками. Таким образом, концентрическими элементами отпечатка (слепка) кулингии, располагающегося на подошве слоя, являются гребни или валики. Этим кулингия резко отличается от слепков прикрепительных образований петалонам (позитивной формы сохранности аспиделлы). Кулингия является одной из разновидностей так называемых знаков танца – эрозионных структур, сформированных в результате колебательного (или вращательного) движения неких закоренных на дне гибких объектов. Знак танца обычно имеет вид сектора окружности и редко, как в случае кулингии – полной окружности. Структура широко распространена в поздневендских отложениях Юго-Восточного Беломорья и встречается в ашинской серии Южного Урала; по мнению Гражданкина в ее образовании принимают участия талломы водорослей (Гражданкин, 2003) или тела перовидных петалонам «фрондоморф» (Гражданкин и др., 2011).

Продемонстрированный Беккером слепок располагается на подошве слоя песчаника и покрыт бороздками. Ископаемое имеет полностью замкнутый круговой контур, но при этом его центр располагается несимметрично. Оба наблюдения делают невозможным отнесение слепка к *Kullingia*. Данный экземпляр, как и многие другие в коллекции Беккера, должен быть отнесен к *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). Местонахождение Каранюрт.

Kullingia aff. *concentrica* Glaessner, 1979

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1989). Уплощенный диск, на поверхности которого расположены многочисленные тонкие концентрические бороздки, обрамляющие слабо рельефную центральную зону. Концентрические ребра большей рельефности наблюдаются главным образом по периферии отпечатка и реже появляются в более внутренней зоне. Элементы радиальной скульптуры полностью отсутствуют.

З а м е ч а н и я. Экземпляр не найден, судя по фотографии (Беккер, Кишка, 1989, табл. без номера, фиг. 5), отпечаток располагался внутри слоя и имел овальную форму. Расстояние между тонкими субконцентрическими складками на видимом широком участке отпечатка больше, чем на узком. Оба этих факта не позволяют относить ископаемое к *Kullingia*. Скорее всего, оно представляет собой отпечаток какого-то исходно мягкого образования, возможно, глинистой гальки или фрагмента микробной пленки, захороненного в переотложенном состоянии в толще песчаного осадка. Местонахождение Бужур.

Род *Lockeia* James, 1879

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Небольшие округло-удлиненные, стреловидные следы в форме миндалин с гладкой поверхностью и иногда продольным гребнем.

Lockeia avalonensis Fillion et Pickerill, 1990

Табл. V, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе на подошве серого тонкозернистого песчаника развиты многочисленные следы жизнедеятельности, изолированные или сгруппированные, иногда соприкасающиеся. Следы округлые и удлиненные, обычно двусторонне сужающиеся, близкие по размеру. У лучше сохранившихся экземпляров отмечается срединный киль, делящий отпечаток на две неравные части, придающие следу асимметричный облик.

З а м е ч а н и я. Структуры неясной, возможно, абиогенной природы. Местонахождение Урюк.

Род *Mammillichnis* Chamberlain, 1971

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Небольшое холмовидное поднятие с выпуклой или вогнутой полукруглой вершиной и сосковидным выступом в центре.

Mammillichnis aggeris Chamberlain, 1971

Табл. IV, фиг. 6, 7

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе на подошве зеленовато-серого алевролита обособляются округлые двуступенчатые конические возвышения со слабо рельефной внешней кромкой, образующей первую ступень, и более рельефным соскообразным бугорком – второй ступенью. Внешняя кромка в отдельных экземплярах полусферическая. Центральный бугорок несколько уплощен. Внешняя часть сосковидного бугорка прилипает к противоположному отпечатку и обламывается, что затрудняет восстановление первичного рельефа. Поверхность вертикального следа относительно сглаженная с нерегулярными радиальными насечками.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Уральские следы близки верхнепалеозойскому голотипу, отличаясь от карпатских и альпийских форм слабо выраженной вершинной депрессией вокруг центрального сосковидного бугорка.

З а м е ч а н и я. Группа слепков маленького размера, лежащих на поверхности с текстурой микробного мата (мелкими бугорками). Ископаемые идентичны ювенильным экземплярам *Aspidella terranovica* (форма сохранности “Ediacaria”). Местонахождение Каранюрт.

Род *Mawsonites* Glaessner, Wade, 1966

Д и а г н о з . Отсутствует.

Mawsonites reticulatus (Gehling et Rigby, 1996)

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2010, рис. 24б). Гражданкин относит уральский экземпляр, сохранившийся позитивно и несущий корневые выросты по всей поверхности, к австралийскому виду *Palaeophragmodictya reticulata* Gehling et Rigby, 1996, описанному по негативным отпечаткам с остатками спикул, и перемещает этот вид в род *Mawsonites*, но не дает никаких пояснений. Однако столь решительные действия нуждаются в обосновании. По наличию длинных неветвящихся корнеподобных выростов данный экземпляр может быть отнесен к *Hiemalora pleiomorpha* Vodanjuk, 1989 или *Eoporpita medusa* Wade, 1972. Местонахождение Сылвица-2.

Род *Medusinites* Glaessner et Wade, 1966

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Центральный диск составляет примерно одну четвертую часть полного экземпляра. Диск глубокой бороздой отделяется от внешней зоны, пересеченной радиальными бороздками. Внешняя зона ограничена краевой бороздкой.

Medusinites applanatus Bekker, 1996

Табл. IV, фиг. 4

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Несколько деформированный кольцевой валик четко обособливает уплощенный эллипсовидный отпечаток. В широкой внешней зоне устанавливаются фрагменты радиального узора. Они выражаются в слаборельефных коротких ресничках, примыкающих местами к внутренней части кольцевого валика, и в радиальных насечках, две из которых выражены достаточно резко. Центральная зона, составляющая почти четвертую часть формы, проявлена в виде отчетливой депрессии в эпирельефе и соответствующем поднятием в гипорельефе.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Сохраняя общие особенности, присущие представителям этого рода, рассматриваемая форма отличается уплощенностью, несколько иной конфигурацией радиального узора и кольцевого валика.

З а м е ч а н и я . Данное ископаемое, как и экземпляр *Medusinites* sp. (Беккер, Кишка, 1989; Becker, 1990) сохранился на поверхности отдельности внутри пласта тонкослоистого песчаника. Идентичные формы из Подолии интерпретируются как абиогенные образования – результат избирательного выветривания (Иванцов и др., 2015, см. замечания при описании *Medusinites patellaris*). Местонахождение Кисе-Арка.

Medusinites sp.

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1989). В пределах уплощенно-конусовидного отпечатка обособляются две зоны: внешняя и центральная. Внешнюю зону пересекают глубокие радиальные бороздки, которые ограняют конусовидную поверхность. По периферии внешняя зона несколько деформирована, в связи с чем краевая концентрическая бороздка слабо проявлена. Центральная зона уплощена и окружена слабым рельефным валиком.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1989). По ряду существенных особенностей рассматриваемая форма близка к *Medusinites patellaris* Sokolov. Отличается большей конусовидностью, меньшими размерами, деформированностью внешней зоны.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, Кишка, 1989, табл. без номера, фиг. 3; Becker, 1990, табл. 89, фиг. 3). Экземпляр не найден. Образец происходит из местонахождения Бол. Рязук. См. также замечания при описании *Medusinites applanatus*.

Род *Monocraterion* (?) Torell, 1870

Д и а г н о з . Отсутствует.

Monocraterion (?) *tentaculum* Torell, 1870

Табл. XI, фиг. 4

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В зеленовато-сером слоистом песчанике выявлен вертикальный след в форме гладкостенной прямой воронки, постепенно и неравномерно сужающейся книзу и имеющей сложное строение. На верхней эродированной поверхности конуса наблюдается несколько обособлений, отвечающих, по-видимому, самостоятельным небольшим воронкам, на разную глубину проникающим в осадок в пределах единого составного следа. В центре вогнутой чашеобразной воронки обособляется небольшое поднятие, принадлежащее осевому стержню. На верхнем поперечном срезе воронка имеет эллипсовидную форму и содержит вторую вложенную конусовидную воронку, которая выклинивается книзу и отсутствует на нижнем сечении. Контуров внутренней и внешней воронок лишены подобия, особенно в местах, где ограничения конуса прямолинейны и отражают механические особенности субстрата. Внешняя стенка воронки сечется прямолинейными радиальными насечками, которые сохранились локально. Местами насечки выходят за пределы внешней стенки и достигают осевого стержня. Минимальное расстояние между насечками 1-2 мм <...>. Помимо насечек <...>, наблюдаются субгоризонтальные трубчатые дуги, выходящие за пределы воронки и, возможно, представляющие фрагменты сохранившихся текстур <структур> с щупальцами <...>. Дуги длиной 16-70 мм и диаметром 3-4 мм фиксируются на шлифовках и характеризуются повышенной слюдистостью и пористостью. Они нередко прямолинейны, но по мере удаления от воронки приобретают волнистые очертания. Дуги устанавливаются на разных уровнях верхней части воронки в единичных экземплярах различной сохранности. Слоистость в песчанике в приконтактной зоне с вертикальным следом отчетливо прогнута вниз, несколько нарушена вплоть до локального исчезновения слоистых текстур <структур> <...>.

З а м е ч а н и я . Беккер описал группу мешковидных, открытых сверху отпечатков, залегающих в толще массивного слоя песчаника. В подобном стиле сохраняются остатки петалонам в вендских отложениях Намибии и Белого моря. Распознаваемые Беккером двойные стенки (две «воронки», вложенные одна в другую или воронка и «осевой стержень») и радиальные трещины – «насечки», соединяющие стенки, являются характерными признаками *Ernietta pateauensis* Pflug, 1966, типичной петалонамы намского комплекса. Однако плохая сохранность ископаемых препятствует их точному определению. Местонахождение Манайсу.

Monomorphichnus Crimes, 1970

Д и а г н о з . Отсутствует.

Monomorphichnus isp.

Табл. VII, фиг. 5

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Позитивный слепок изолированной сдвоенной борозды на подошве тонкого слоя песчаника. В отсутствие сведений об аналогичных структурах с той же поверхности утверждение о биогенной природе данного образования не корректно. Местонахождение Мал. Рязук.

Род *Nemiana* Palij, 1976

Д и а г н о з (Беккер, 1992). Отпечатки сидячих животных в виде позитивного гипорельефа и негативного эпирельефа. Слепки представляют собой выпуклые диски с гладкой поверхностью, расположенные группами или реже – в одиночку.

З а м е ч а н и я . Ископаемые данного рода представляют собой форму сохранности (объемные слепки) сферических колоний *Beltanelliformis brunsaе* Menner, 1974 (Ivantsov et al., 2014).

Nemiana bakeevi Bekker, 1992

О п и с а н и е (Беккер, 1992). Выпуклые округлые слепки, обычно лишённые радиальной и сколько-нибудь ярко выраженной концентрической зональности, с отчетливым поднятием в центре, выполняющим роль центрального бугорка. Обычно отмечаются одиночные, реже групповые (два-три экз.) расположения отпечатков.

С р а в н е н и е (Беккер, 1992). От типового вида отличается наличием центрального бугорка и отсутствием значительных колониальных поселений.

З а м е ч а н и я. Голотип не найден. Изображение голотипа (Беккер, 1992, табл. без номера, фиг. 3) резко отличает ископаемое от немиан тем, что состоит из двух наложенных друг на друга дисков и несет центральный бугорок. В отсутствие ископаемого материала его можно условно сопоставить с *Aspidella* (форма “*Ediacaria*”).

Следует признать, что в комплексе структур из бакеевской свиты, изображенных Беккером (1992) (*Beltanella zilimica* Bekker, 1992, *Beltanelloides* (?) sp., *Bunyerichnus* isp., *Nemiana bakeevi* Bekker, 1992), бесспорные биогенные образования отсутствуют. И только ископаемое, определенное как *Intrites punctatus* Fedonkin, 1980, вероятно, имеет биогенную природу. Однако эти «интритесы» являются не следами, а слепками микробных колоний *Beltanelliformis minutae*. Установлено, что в пресноводных отложениях остатки *B. minutae* появляются уже в позднем рифее (Callow et al., 2011). Таким образом, возраст бакеевской свиты может быть рифейским. Местонахождение Бакеево.

Nemiana simplex Palij, 1976

Табл. III, фиг. 4; табл. IV, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 1996). В негативном <позитивном> гипорельефе выпуклые округлые отпечатки, достаточно резко отделяющиеся от вмещающей породы слабо деформированным кольцевым поднятием. Небольшие округлые углубления в переходной зоне от породы к отпечатку, по-видимому, являются результатом подобной деформации. Рельефность уральских немиан различная, значительная и сравнительно слабая в тонкозернистых вмещающих породах. Встречаются формы с выростами, напоминающих слепки почкующихся организмов. На некоторых слепках в их центральной части наблюдается слабая радиальная морщинистость.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Отдельные представители уральских и подольских немиан во многом схожи. Особенностью уральских немиан является почти полное отсутствие колониальных поселений, столь характерных для Приднестровья. В уральских местонахождениях обычно распространены одиночные формы.

З а м е ч а н и я. Один экземпляр (табл. III, фиг. 4) – это выпуклый отпечаток, который может быть немианой, однако он одиночный и имеет несколько несимметрично расположенную бороздку, чем сходен с ювенильными формами «протодиплевросом» (см. замечания к описанию *Protodipleurosoma wardi*). Другой экземпляр (табл. IV, фиг. 3) – это выпуклый двухуровневый диск. На образце он одиночный, но на той же ископаемой поверхности Беккером найдены «тиразианы». Этот второй экземпляр, скорее всего, является ювенильным представителем позитивной формы *Aspidella*. Местонахождения Широковское-1 и Каранюрт, соответственно.

Nemiana simplex Palij, 1976

О п и с а н и е. Отсутствует.

З а м е ч а н и я. Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2005, рис. 2 ж; 2010, рис. 24 г). Местонахождение Сыльвица-2.

Род *Neonereites* Seilacher, 1960

Д и а г н о з (Беккер, 2013). От прямых до извилистых цепочек, состоящих из одного или нескольких рядов пеллет.

Neonereites biserialis Seilacher, 1960

Табл. VIII, фиг. 9

О п и с а н и е (Беккер, 2013). След сохранился в позитивном гипорельефе в виде преимущественно небольших прямолинейных участков двурядной цепочки. Округлые бугорчатые пеллеты соприкасаются друг с другом, слипаются и слегка деформируются. Сближенные ряды пеллет лишены подобия и несколько смещены вдоль оси следа. Цепочки либо ограничены негативными формами микрорельефа, либо плавно переходят во вмещающую породу. Наблюдаются постепенные переходы двурядных цепочек в многорядные и резкие контакты под углом около 90° двурядных и однорядных следов.

З а м е ч а н и я. Описываемые образования располагаются на бугристой подошве тонкого слоя песчаника. Судя по приводимым признакам (однорядность некоторых цепочек, переход других из двурядных в многорядные, резкие утыкания одних в другие), данные структуры могут быть случайным сочетанием бугров на слепке поверхности микробного мата. Местонахождение Каранюрт.

Neonereites multiserialis Pickrill et Harland, 1988

Табл. IX, фиг. 1a, 1б

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном семирельефе на поверхности темно-серого мелкозернистого песчаника на контакте с бордовым аргиллитом – прямолинейные или несколько ундулирующие многорядные цепочки пеллет. Количество рядов непостоянно и изменяется от 3 до 7, увеличиваясь на слабо рельефных и уменьшаясь на более рельефных участках следа. Пеллеты разнообразны по форме, от округлых изометричных до удлинённых, ориентированных поперек оси следа. Плотнo соприкасаясь, пеллеты иногда образуют характерные пятигранники. Невыдержанная многорядность, разнородность форм и размеров пеллет – главные особенности следа.

З а м е ч а н и я. Ископаемое представляет собой особую форму палеопасцихрид (см. замечания при описании *Iterichnus ternarius* и *Palaeopascichnus delicatus*). Местонахождение Манайсу.

Neonereites renarius Fedonkin, 1980

Табл. X, фиг. 3

О п и с а н и е. Отсутствует.

З а м е ч а н и я. Фрагмент постройки палеопасцихриды *P. renarius* (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). На образце виден слепок двух или трех капсул с продавленными или отсутствующими серединами. Капсулы отстоят друг от друга, что довольно обычно для рода. Местонахождение Мал. Рязяк.

Neonereites uniserialis Seilacher, 1960

Табл. VIII, фиг. 8

О п и с а н и е (Беккер, 2013). След сохраняется в позитивном гипорельефе в виде отдельных цепочек, состоящих из 10-15 примыкающих друг к другу пеллет округлой или несколько удлинённой формы. Размер и рельефность пеллет изменяется, наблюдается однонаправленное увеличение размера пеллет в пределах единой цепочки. Удлинённые пеллеты ориентированы перпендикулярно основному направлению следа и имеют обычно гладкую поверхность. Цепочки различны по форме и размеру: короткие прямолинейные или круто изогнутые, почти эллипсовидные, прерывистые, близкие к голотипу. Ассоциируют с *N. renarius*.

З а м е ч а н и я. Экземпляр не найден. С тем же определением Беккер опубликовал фотографию другого экземпляра (Becker, 1990, табл. 89, фиг. 3). На фотографии изображен слепок цепочки округлых образований, скорее всего, относящихся к палеопасцихридам (Kolesnikov et al., 2015) рода *Palaeopascichnus* (см. замечания при описании этого рода). На слегка сжатом латерально образце видны две цепочки слепков капсул палеопасцихриды *P. renarius*. Местонахождение Бол. Рязяк.

Род *Nereites* MacLeay in Murchison, 1839

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Меандрирующие горизонтальные следы, состоящие из узкой срединной борозды (туннеля), ограниченной двусторонне овальными, листовидными или перистыми долями.

Nereites cf. *jacksoni* Emmons, 1844

Табл. VIII, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности плитчатого алевролита – след в виде изогнутой в плане борозды, двусторонне окаймленной поднятиями, которые на участках лучшей сохранности состоят из соприкасающихся долей, круглых, полукруглых или несколько деформированных. Доли ориентированы почти перпендикулярно общему направлению следа. Центральная борозда четко обособляется, разделяя доли разных сторон, но на отдельных участках она выполаживается. Переход следа во вмещающую породу постепенный.

З а м е ч а н и я. Колесников с соавторами относят данное образование и близкие к нему по морфологии структуры из того же местонахождения к следам рода *Didymaulichnus* Young, 1972 (Kolesnikov et al., 2015). Местонахождение Каранюрт.

Nereites irregularis (Schafhäütl, 1851)

Табл. X, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном семирельефе на поверхности бордовых пелитов система выпуклых, узких, тесно расположенных параллельных меандр. Следы плавно изгибаются, повторяя фрагменты спиралевидного узора округлой или удлинённой формы. Меандры центра иногда шире периферийных. Нерегулярные поперечные насечки осложняют строение следа.

З а м е ч а н и я. Ископаемое находится внутри пакета тонких слоев песчаника, и располагается на кровле одного и подошве другого слойка. Оно представляет собой фрагмент постройки палеопасихниды *P. delicatus*, состоящий из сжатых при захоронении капсул (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). Местонахождение Бол. Рязук.

Nereites macleayi Murchison, 1839

Табл. VIII, фиг. 4

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Следы наблюдаются в тонкоплитчатых слоистых алевролитах, в серии следующих одна за другой поверхностей напластования, где они, не образуя массовых скоплений, устойчиво повторяются в форме узких протяженных, слабо изгибающихся борозд. С обеих сторон борозды ограничены параллельными возвышениями, состоящими из ряда поперечно сегментированных небольших долей. Сегментация достаточно частая, на отдельных участках траектории – фрагментарная из-за неполной сохранности.

З а м е ч а н и я. См. замечания при описании *Nereites* cf. *jacksoni*. Местонахождение Каранюрт.

Род *Nimbia* Fedonkin, 1980

Д и а г н о з. Отсутствует.

Nimbia dniesteri Fedonkin, 1983

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Небольшие организмы с плоской центральной зоной и рельефным краевым валиком трапециевидной формы. От краевого валика отходят редкие радиальные отростки, принадлежащие, возможно, щупальцам.

З а м е ч а н и я. Экземпляр не найден, фотография единственного образца опубликована (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 10). Местонахождение Сосновка.

Nimbia occlusa Fedonkin, 1980

Табл. IV, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 1996) <порядок предложений и отдельных слов в некоторых предложениях здесь изменен>. Небольшие, почти идеально круглые отпечатки, ограниченные

краевым валиком. Рельефность <высота?> валика не остается постоянной, местами она <он?> выполаживается. На поверхности валика отмечаются невыдержанные поперечные и продольные насечки. Центральная зона либо гладкая, либо слабо бугристая. Наблюдаются формы продольного деления организмов. Представители рассматриваемого вида образуют обширные колониальные поселения, где ассоциируют с другими медузоидными организмами.

З а м е ч а н и я . Маленький кольцевидный слепок, расположенный на подошве тонкого слоя песчаника. Подобные слепки могут являться различными образованиями как абиогенной, так и биогенной природы (следами, микробными колониями, вариантами сохранности приростительных образований перовидных петалонам). Местонахождение Каранюрт.

Род *Oscillorhapse* Seilacher, 1977

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Норы высоко амплитудных меандр с поперечными короткими поднятиями в зонах резких поворотов следа.

З а м е ч а н и я . Беккер (2013) относит объекты неясной природы к кайнозойскому роду следов. Однако принадлежность их к следам, и вообще к биогенным образованиям, нуждается в обосновании.

Oscillorhapse telumis Bekker, 2013

Табл. VII, фиг. 6

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе следы представлены устойчивым сочетанием двух сегментов – одного прямолинейного, а другого слабо изогнутого стреловидного – образующих сходящиеся или расходящиеся асимметричные тралы. Сегменты односторонне ориентированы и срезаются коротким поперечным поднятием. На поверхности следа отмечаются нерегулярные слабые поперечные насечки, которые на стреловидных формах обычно отсутствуют.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). По морфологии древние ихнофоссилии близки кайнозойским *Oscillorhapse*, отличаясь наличием характерных стреловидных сегментов и меньшими размерами.

З а м е ч а н и я . Местонахождение Мал. Рязяк.

Oscillorhapse venezuelana Seilacher, 1977

Табл. VII, фиг. 9

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном гипорельефе – след в форме двух расходящихся под острым углом ($\approx 30^\circ$) однонаправленных сегментов, берущих начало с небольшого поперечного поднятия. Сегменты близки по протяженности, но различаются по форме: один почти прямолинейный, а другой – дугообразный, выпуклый. В совокупности парные сегменты образуют удлиненный незамкнутый полуовал.

З а м е ч а н и я . Местонахождение Мал. Рязяк.

Род *Palaeopascichnus* Palij, 1976

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Система тесно расположенных параллельных мелких желобков в негативном эпирельефе или узких валиков в позитивном гипорельефе. Окончания желобков закругленные.

З а м е ч а н и я . Палеопасцихниды – большая группа сериально построенных образований, широко распространенных в поздневендских отложениях мира. В настоящее время считаются «телесными» остатками. Основной формообразующей единицей «тела» палеопасцихнид являлась капсула с плотными стенками и мягкой сердцевинкой (Seilacher et al., 2003). Комплексы капсул образовывали сложные постройки, стелившиеся по поверхности ископаемого грунта, а у отдельных форм, возможно, поднимавшиеся над ним. Имеют две основные формы сохранности – песчаные слепки капсул, отпечатки от них и пиритовые (лимонитовые) псевдоморфозы по стенкам капсул. Часто интерпретируются как следы питания. При этом за след принимаются вереницы слепков капсул, или цепочки колечек, образованных стенками частично разрушенных капсул. По крайней мере у одного рода (*Palaeopascichnus*) ближайшие капсулы в цепочке

не имеют общей стенки, неплотно прилегают друг к другу и даже могут разделяться небольшими промежутками.

Описано несколько видов палеопасцихрид, но все они нуждаются в ревизии. Виды с территории Восточно-Европейской платформы и Урала предварительно можно отнести к трем родам и шести видам.

Род *Palaeopascichnus* Palij, 1976. Короткие и широкие крупные капсулы, составляющие однорядные ветвящиеся цепочки. Два вида:

P. delicatus Palij, 1976 (= *Yelovichnus gracilis* Fedonkin, 1985). Ширина капсул существенно больше (иногда в несколько раз) их длины и может сильно увеличиваться на протяжении одной ветви. Соседние капсулы ветви прилегают друг к другу.

P. renarius (Fedonkin, 1980) (= *Neonereites renarius*; *P. sinuosus* Fedonkin, 1981; *Intrites punctatus* Fedonkin, 1980). Ширина капсул немного больше длины и на протяжении одной ветви изменяется незначительно. Соседние капсулы часто не соприкасаются друг с другом и могут быть разделены расстоянием, иногда превышающим их длину.

Род *Orbisiana* Sokolov, 1976 (*O. simplex* Sokolov, 1976, а также *Neonereites biserialis* Seilacher, 1960 и *N. uniserialis* Seilacher, 1960 в интерпретации М.А. Федонкина (1981 и последующие работы)). Округлые маленькие капсулы, образующие ветвящиеся цепочки или скопления. Размер капсул в пределах одной постройки изменяется незначительно. Три вида:

O. simplex Sokolov, 1976. Цепочка состоит из двух-трех, вероятно, навивающихся друг на друга рядов капсул.

O. uniserialis comb. nov. Цепочка капсул однорядная.

Orbisiana sp. Капсулы формируют однослойные более или менее изометричные скопления.

Род *Iterichnus* Bekker, 2013 с единственным видом *I. ternarius* Bekker, 2013. Капсулы различной ширины, образующие многорядную неразветвленную цепочку; на протяжении цепочки может изменяться как форма капсул, так и количество их рядов.

Palaeopascichnus delicatus Palij, 1976

Табл. IX, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Следы лучше сохраняются в позитивном гипорельефе и представляют <собой> цепочки слабо изогнутых дуг, соприкасающихся и вытянутых поперек оси отпечатка. Количество дуг в цепочке обычно 4-10, редко бывает больше. В поперечном сечении дугообразные валики почти круглые, их окончания закруглены, они резко переходят в субстрат. Траектория следов изменяется от синусоидальной до почти прямолинейной. Ихниты со сложной синусоидальной траекторией иногда обособляются в самостоятельный ихновид *P. sinuosus*. Ширина следов может сохраняться более или менее постоянной, меняться закономерно или однонаправлено возрастать. Значительные скопления не известны, следы отмечаются в парных или одиночных формах.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Ихниты Урала подобны типовому материалу Подолии, а также побережья Белого моря, отличаясь несколько большими максимальными размерами и меньшей удлиненностью дуг.

З а м е ч а н и я . Экземпляр, изображенный Беккером (2013), входит в скопление сходно построенных слепков, также описанных в этой статье как *Neonereites multiseriatis* и *Iterichnus ternarius*. Все они, по-видимому, являются фрагментами нескольких экземпляров особой формы палеопасцихрид, довольно сложной конструкции – *Iterichnus ternarius*. Насколько можно судить по сохранившимся разрозненным остаткам, эта конструкция слагалась на одном из своих концов тремя рядами удлиненных крупных капсул, а на другом – несколькими рядами более или менее изометрических капсул меньшего размера (табл. IX, фиг. 1-4). Внешний вид ископаемых остатков позволяет предположить, что исходно конструкция была объемной и возвышалась над грунтом; крупные капсулы могли составлять ее стембель, а мелкие – крону. Местонахождение Манайсу.

«Палеопасцихниды» gen. et sp. indet.

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Один экз. без номера (Гражданкин и др., 2010, рис. 24д) по видимым морфологическим признакам может быть отнесен к *Palaeopascichnus delicatus*. Образец найден в местонахождении Сылвица-5. Другой экз. без номера (Гражданкин и др., 2010, рис. 7), возможно, относится к роду *Harlaniella* Sokolov, 1972, с которым палеопасцихнус имеет некоторое внешнее сходство (Палий, 1976; Иванцов, 2013); образец найден в местонахождении Сылвица-2. Экз. ЦСГМ, № 2062-1, 2 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9А, 9В) – *Palaeopascichnus renarius*; образцы найдены в местонахождении Басу. Экз. ЦСГМ, № 2053-7 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9С) – *Palaeopascichnus renarius*; образец найден в местонахождении Каранюрт. Экз. ЦСГМ, № 2062-3 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9D) – *Orbisiana uniserialis* (?); образец найден в местонахождении Манайсу. Экз. ЦСГМ, № 2062-4, 5 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9Е, 9F) – *Iterichnus ternarius*; образцы найдены в местонахождении Зуяково. Экз. ЦСГМ, № 2062-6, 7 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9G, 9H) – *Palaeopascichnus delicatus* (?); образцы найдены в местонахождении Мал. Рязук. Экз. ЦСГМ, № 2063-3, 4 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9I, 9J) – *Orbisiana uniserialis* (?); образцы найдены в местонахождении Веселый. Экз. ЦСГМ, № 2062-8 (Kolesnikov et al., 2015, рис. 9K, L) – *Palaeopascichnus renarius*; образец найден в местонахождении Усть-Катав.

Род *Palaeophragmodictya* Gehling et Rigby, 1996

Д и а г н о з . Отсутствует.

«*Palaeophragmodictya*» *spinosa* Serezhnikova, 2007

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2010, рис. 24в). В этой работе родовое название заключено в кавычки, тем самым отнесение вида из Юго-Восточного Беломорья к австралийскому роду ставится под сомнение. Однако пояснений не приводится. Местонахождение Сылвица-2.

Род *Palaeophycus* Hall, 1847

Д и а г н о з (Беккер, Кишка, 1991). Гладкие и орнаментированные, облицованные, существенно цилиндрические, преимущественно горизонтальные, ветвящиеся или неветвящиеся норки различного диаметра; заполнение идентичное вмещающей породе, обычно без текстур.

Palaeophycus aff. *heberti* (Saporta, 1872)

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). След горизонтальный, сохранился в виде полного рельефа в пачке тонкого переслаивания бордовых алевропелитов и алевролитов. Правая часть следа имеет в поперечном сечении форму плоско-выпуклой линзы. След имеет довольно толстую облицовку, которая отделилась от заполнения норки и сохранилась на противоположной плоскости. В левой части форма поперечного сечения меняется по простиранию следа от треугольника с закругленными углами (при этом стороны, примыкающие к одному из углов, несколько вогнуты) до асимметричной линзы с осложняющим плавным слаборельефным продольным следу углублением в центре и (до) симметричной, плавно переходящей во вмещающую породу <порядок слов в предложении изменен>. Заполнение следа алевролитовое, на всем протяжении разбито поперечными трещинами, которым на противоположной и внутренней стороне облицовки отвечают тонкие гребни. Поверхность следа, а также неширокой примыкающей полосы вмещающей породы вокруг следа (1-2 мм) покрыта иссиня-черной глянцевой (органической?) пленкой.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, опубликованные фотографии (Беккер, Кишка, 1991, табл. III, фиг. 6; Беккер, 2010, табл. I, фиг. 11), вероятно, изображают изолированную структуру, биогенная природа которой неочевидна. Местонахождение Ямантау.

Род *Paliella* Fedonkin, 1980

Д и а г н о з . Отсутствует.

Paliella patelliformis Fedonkin, 1980

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1989). В пределах округлого и более или менее уплощенного отпечатка отчетливо обособляются две зоны: внешняя и внутренняя. Внешняя зона содержит радиальные бороздки с различной интенсивностью проявления от достаточно рельефных до едва заметных или почти не заметных. Внутренняя зона, отчетливо обособленная кольцевым валиком, лишена радиальной ребристости. На некоторых отпечатках в центральной части внутренней зоны намечается округлое возвышение.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1989). По общим очертаниям и размеру близка к *Medusinites asteroides* Sprigg, но отличается уплощенностью и отсутствием эпикраевой бороздки. От *Tirasiana disciformis* Palij рассматриваемая форма обособляется по наличию радиальной ребристости.

З а м е ч а н и я . Фотография одного из шести упомянутых в работе образцов опубликована в двух статьях (Беккер, Кишка, 1989, табл. без номера, фиг. 4; Becker, 1990, табл. 89, фиг. 4). Экземпляр не найден. В его отсутствие идентификация ископаемого невозможна. Наличие резко выраженного кольцевого валика, окружающего внутреннюю зону, отличает данный экземпляр от *Paliella patelliformis* и от других вариантов сохранности *Aspidella terranovica*. Местонахождение Бол. Рязяк.

Род *Phycodes* Richter, 1850

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Горизонтальные пучки цилиндрических ходов, веерообразно расходящихся и ветвящихся в дистальной части и сходящихся в главный ствол в проксимальных сечениях.

Phycodes bilix (Ksiazkiewicz, 1977)

Табл. VIII, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности зеленовато-серого алевролита наблюдаются сжатые пучки субпараллельных борозд, которые выходят из единой небольшой депрессии и разветвляются под острыми углами (20-40°). Они образуют веерообразные формы из нескольких (3-5) слабо изогнутых, почти прямолинейных ветвей. Сохранились реликты поперечной штриховки, усложняющей отдельные сегменты следа. В дистальных частях веера отмечаются несколько шишек, возможно принадлежащих норкам с диаметром 2-4 мм.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Южноуральские следы близки голотипу по основным признакам: количеству борозд в пучке и их диаметру. Отличаются несколько более узкими и короткими веерами.

З а м е ч а н и я . Единственный найденный в коллекции Беккера отпечаток располагается внутри пакета тонких слоев мелкозернистого песчаника (?), на подошве одного из слоев. На отпечатке видна ветвящаяся структура, отдаленно напоминающая перо так называемых «фрондоморф» (Kolesnikov et al., 2015), или же коллапсировавшую ветвь водорослеподобного образования *Harlaniella podolica* Sokolov, 1972 (Иванцов, 2013). Местонахождение Каранюрт.

Phycodes cf. *coronatum* Crimes et Anderson, 1985

Табл. VI, фиг. 4a-4в

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности плитчатого мелкозернистого песчаника фиксируется округлый отпечаток, ограниченный внешними и внутренними овалами, приподнятыми над конусовидно прогнутой центральной частью следа. Овалы соединены более или менее регулярными радиальными насечками, которые отмечены в голотипе, но не на реконструкции следа. Вдоль внешнего круга расположены изоморфные сечения, по-видимому, вертикальных каналов, количество которых превышает 14. Точное число установить сложно в связи с неполной сохранностью. По периферии следа наблюдаются угловатые фрагменты *Treptichnus* isp.

З а м е ч а н и я . Беккером произвольно выбран участок скопления линейных слепков, образовавшихся, возможно, по ледяным кристаллам (см. замечания при описании *Chondrites intricatus*). Местонахождение Манайсу.

Phycodes isp.
Табл. VIII, фиг. 6

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . В том же местонахождении на аналогичной поверхности подошвы слойка песчаника найдены и другие похожие образования (см. замечания при описании *Neonereites biserialis*). Образец происходит из местонахождения Каранюрт.

Род *Planolites* Nicholson, 1873

Д и а г н о з (Беккер, Кишка, 1991). Необлицованные, редко ветвящиеся, прямые или извилистые норки, гладкие, кольчатые или с неровными стенками, округлыми до эллиптических в поперечном сечении, различного размера и конфигурации, внутреннее заполнение, по существу, без текстур, отличается по составу от вмещающей породы.

Planolites annularis Walcott, 1890

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). След в виде заполненной алевролитом норки (полный рельеф) эллипсовидной формы в поперечном сечении. Норка кольчатая, что обусловлено наличием регулярных поперечных пережимов, лучше проявленных на ее верхней поверхности. На нижней поверхности вблизи места углубления норки во вмещающую породу кольчатость проявлена менее отчетливо. В продольном сечении пережимы норки плавные. Норка незначительно изгибается в горизонтальной плоскости.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, Кишка, 1991, табл. III, фиг. 3). По мнению Колесникова с соавторами (Kolesnikov et al., 2015), ископаемое является простым горизонтальным следом. Местонахождение Ямантау.

Planolites beverleyensis (Billings, 1862)

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). Следы сохраняются в виде позитивного гипорельефа в пачке тонкого переслаивания бордовых алевропелитов и алевролитов. Валики сложены алевролитом, гладкостенные, в поперечном сечении от округлых до линзовидных, в плане прямолинейные или плавно извилистые. Изгибаются в вертикальной плоскости, заглубляясь в породу и проявляясь на поверхности в виде относительно небольших участков переменной длины и ширины. На некоторых экземплярах наблюдается поперечная трещиноватость. Иногда след выделяется более светлой окраской заполнения, часто его поверхность и примыкающий осадок покрыты черным сплошным или в виде мелких пятен органическим налетом. Переход от валика к вмещающей породе чаще постепенный. Некоторые следы извлекаются из породы, представляя полнорельефные, в поперечном сечении линзовидные, часто с уплощенным верхом норки. Встречаемость от единичных до многочисленных сближенных норок.

З а м е ч а н и я . Экземпляры не найдены, фотографии опубликованы (Беккер, Кишка, 1991, табл. I, фиг. 3, табл. II, фиг. 1). Группа линейных слепков, иногда, возможно, спирально завивающихся. А.В. Колесников с соавторами (Kolesnikov et al., 2015) относят их к следам горизонтальной направленности. Местонахождение Ямантау.

Planolites cf. *montanus* Richter, 1937

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). Следы сохраняются в виде позитивного гипорельефа в пачке тонкого переслаивания бордовых алевропелитов и алевролитов. Валики гладкостенные, в поперечном сечении округлые или слегка уплощенные, сложены алевролитом, иногда лимонитизированные. В горизонтальной плоскости плавно, но значительно изгибаются. В одном случае, по-видимому, представлено взаимное перекрытие норок без их пересечения, на этом же образце отчетливо наблюдается значительное изгибание следа в вертикальной плоскости. Переход от валика к породе либо резкий, либо плавный в местах уплощения.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1991). Следы данного типа отличаются от *Planolites beverleyensis* более изогнутой траекторией, что, несмотря на некоторое перекрытие <сходство?> в размерах, позволяет <вынуждает?> относить их к *P. montanus*.

З а м е ч а н и я . Экземпляры не найдены, фотографии опубликованы (Беккер, Кишка, 1991, табл. II, фиг. 3, 4). По мнению А.В. Колесникова и соавторов (Kolesnikov et al., 2015), ископаемые являются простыми горизонтальными следами. Местонахождение Ямантау.

Род *Planomedusites* Sokolov, 1972

Д и а г н о з . Отсутствует.

Planomedusites grandis Sokolov, 1972

Табл. III, фиг. 6

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Дiskoобразный уплощенный отпечаток, ограниченный кольцевым валиком. Центральный бугорок не всегда полностью сохраняется и имеет в осевой зоне небольшое понижение. Внешняя зона заметно шире внутренней.

З а м е ч а н и я . Слепок на подошве тонкослоистого песчаника достаточно плохой сохранности. Перечисленные в описании признаки полностью вписываются в вариации сохранности *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). Однако он также может быть и неорганическим образованием – см. Иванцов и др., 2015, замечания при описании *Medusinites patellaris* и *P. grandis*. Местонахождение Каранюрт.

Род *Pollukia* Gureev, 1987

Д и а г н о з (Беккер, 1996). Медузоиды с неровной (морщинистой или бугристой) внешней зоной.

Pollukia serebrina (Palij, 1969)

Табл. III, фиг. 7

О п и с а н и е (Беккер, 1996). Овальные рельефные отпечатки, напоминающие фрагмент конуса, косо усеченного в его нижней части. Узкой внешней зоне присущи элементы концентрического сложения. Наружные валики, располагаясь кулисообразно, окружают с трех сторон приподнятую центральную зону и почти полностью срезаются или выколаживаются с четвертой стороны. Количество валиков обычно не превышает 6-7. Обширная центральная зона составляет около 2/3 полного отпечатка. Она лишена зональности, имеет неровную бугристую поверхность и слабовыраженный концентр.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Общие особенности строения сближают рассматриваемый организм с *Pollukia serebrina* (Palij, 1969). Различия заключаются в большей рельефности и в строении неполно сохранившейся центральной зоны, где овальный концентр, присущий днестровским экземплярам, выражен менее отчетливо. Отсутствие концентрической зональности в центральной зоне и конусовидность отличают рассматриваемую форму от *Kullingia concentrica* Glaessner.

З а м е ч а н и я . Позднее Беккер (2010, 2013) относил это ископаемое к *Bergaueria perata*. Экземпляр представляет собой фрагментарно сохранившийся слепок «телесного» биогенного объекта, его точное определение невозможно. Местонахождение Сосновка.

Род *Protodipleurosoma* Sprigg, 1949

Д и а г н о з (Беккер, Кишка, 1989). Отпечаток эксумбреллы округлый. Широкое внешнее кольцо (валюм?) покрыто узкими концентрическими бороздками. Срединное поле большое, округлое, с овоидальным, неровно сжатым и разделенным на лопасти центральным пространством (желудок?) и нерегулярно развитыми радиальными желобками (радиальные каналы?), недихотомически ветвящимися. Первичные желобки глубокие, достигающие субмаргинального желобка (радиальный канал?), дающие начало более коротким желобкам путем разветвления.

З а м е ч а н и я . Как было отмечено выше (см. замечания при описании рода *Askinica*), виды данного «рода» представляют собой вариации формы сохранности “*Protodipleurosoma*” формального вида *Aspidella terranovica*. Особенности отпечатков, прежде всего, присущий им

негативный рельеф (выпуклость многих отпечатков и негативность, то есть инвертированность рельефа) напрямую не связаны друг с другом и объясняются тем, что отпечатки образованы от верхней стороны базального диска. Центральная депрессия или глубокая щель, к которой сходятся субрадиальные борозды, образована основанием коллапсированного стебля. Заваливание стебля в ту или иную сторону в процессе захоронения определяет направление и величину смещения от центра отпечатка места схождения субрадиальных борозд.

Protodipleurosoma asymmetrica Bekker, 1996

Табл. III, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 1996). В краевой части центрального диска четко обособляется асимметрично расположенная депрессионная зона со своеобразным радиальным рисунком. Радиальные бороздки сопрягаются с дугообразными и образуют веерообразно расходящиеся пучки, которые выклиниваются, создавая одностороннее обрамление центральной зоны. В пределах центрального диска, занимающего около половины уплощенного отпечатка, возвышается округлый бугорок. Внешний диск обрамляется приподнятым краевым поднятием, содержащим слабо выраженные радиальные насечки.

С р а в н е н и е (Беккер, 1996). Общий план строения нового вида несколько напоминает *Protodipleurosoma wardi*, но рассматриваемая форма заметно отличается иным строением центра, почти полным отсутствием концентрической зональности во внешней зоне и своеобразным обликом асимметрично расположенной депрессионной зоны.

З а м е ч а н и я. Экземпляр имеет выпуклую форму, но в то же время является негативным. Асимметрия в той или иной степени выраженности присуща всем протодиплевросомам, в том числе голотипу *P. wardi*. Отсутствие концентрических колец у внешнего края отпечатка может быть объяснено индивидуальными особенностями сжатия данного экземпляра. Голотип, единственный экземпляр протодиплевросом, отнесенный к виду *P. asymmetrica*, располагается на подошве тонкого слоя песчаника, покрытой многочисленными бугорками – текстурой отпечатка поверхности микробного мата. С этой же поверхности, по-видимому, происходят и отпечатки, определенные Беккером как *P. wardi* (см. ниже), что увеличивает вероятность принадлежности всех этих отпечатков к одному ископаемому виду. Местонахождение Каранюрт.

Protodipleurosoma paulus Bekker in Becker, Kishka, 1989

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1989). Хорошо ограниченный округлый отпечаток, по периферии которого отчетливо обособляется внешнее кольцо. Внутренний диск разделяется центральной бороздой на две примерно равные части. С одной стороны центральная борозда пересекает и внешнее кольцо, которое в месте пересечения слегка деформировано. Мелкие бороздки, радиально отходящие от центральной борозды, выполаживаются и почти не заходят во внешнюю кольцевую зону. Степень сохранности внешней зоны не связана с размером отпечатков, ибо в наименьших из них она хорошо представлена, а в более крупных может быть редуцирована.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1989). Отличается от уже известных представителей рода наименьшими размерами, отсутствием боковых выростов во внешней зоне, а также элементов ветвления радиальных каналов и более слабым их развитием во внутренней зоне.

З а м е ч а н и я. Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, Кишка, 1989, табл. без номера, фиг. 1; Becker, 1990, табл. 89, фиг. 1). Низкорельефный выпуклый, но, скорее всего, негативный отпечаток обладает редуцированным набором признаков *Aspidella terranovica*. Маленькие размеры (диаметр отпечатка 8 мм) позволяют предположить, что это ювенильная, не полностью развитая особь. Местонахождение Мал. Рязяк.

Protodipleurosoma wardi Sprigg, 1949

Табл. III, фиг. 1, 3

О п и с а н и е (Беккер, 1996). В пределах уплощенного округлого слепка отчетливо устанавливается зональное строение. Несколько удлиненная внутренняя зона разделяется радиальными бороздками на доли, имеющие бугристую поверхность. Особое значение приобретает центральное понижение, которое делит внутреннюю зону на две асимметрично устроенные

части. Слабовыраженный бугорок расположен эксцентрично. Внешней зоне присуща радиальная и концентрическая зональность. Для рассматриваемой формы характерна четкая, но не регулярная радиальная ребристость. Нередко она сквозная и проходит во внутреннюю зону. Устанавливается отмеченное для голотипа разветвление радиальных ребер и наличие узкого радиального валика. Концентрическая зональность во внешней зоне выражена менее четко, чем радиальная, и обычно проявлена фрагментарно.

З а м е ч а н и я . Оба образца, отнесенные Беккером к описываемому виду, сильно отличаются друг от друга неодинаковым развитием внешней и внутренней зон, количеством, глубиной и степенью разветвленности радиальных борозд. Однако эти различия, скорее всего, отражают онтогенетические преобразования базального образования *Aspidella terranovica*. Меньший из экземпляров, по-видимому, близок к ювенильному состоянию, когда «родовые» признаки еще только начинают проявляться. В этот же тренд возрастных изменений может быть вписан также экземпляр, определенный Беккером как *Nemiana simplex* (табл. III, фиг. 4). Он имеет внешнее кольцо и глубокую щель, отвечающую сжатому стеблю, но в связи, по-видимому, с очень маленькими размерами, у него еще не развиты субрадиальные борозды. Местонахождение Каранюрт.

Род *Psammichnites* Torrell, 1870

Д и а г н о з . Отсутствует.

Psammichnites isp.

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экз. ЦСГМ, № 2053-1 (Гражданкин и др., 2011, рис. 3г; Grazhdankin, 2014, рис. 8-6; Kolesnikov et al., 2015, рис. 10E). Местонахождение Каранюрт.

Род *Pseudobergaueria* Bekker, 2013

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Серия односторонне выпуклых дуг, примыкающих к пологому возвышению и образующих слегка изгибающийся единый след.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013) <родовое сравнение отсутствует; модифицированный фрагмент взят из видового сравнения>. Голотип *Bergaueria* Prantl отличается отсутствием дугообразной зоны.

Pseudobergaueria baschkiricus Bekker, 2013

Табл. X, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Отпечаток состоит из двух различных по морфологии частей: одной – поднятия эллипсоидальной формы, слабо рельефного, бугристого, плавно переходящего во вмещающую породу; другой – состоящей из ряда (>12) односторонне выпуклых, возрастающих по размеру и частично облекающих поднятие дуг. Крутые перегибы соприкасающихся дуг ориентированы поперек оси отпечатка. Разнородные по размеру дуги лишены боковых ограничений и лучше сохранились в центре следа. Покрытая дугами зона приподнята относительно субстрата, ее ширина увеличивается по мере удаления от возвышений, а весь след плавно изгибается.

З а м е ч а н и я . Случайное наложение слепков двух изометрических объектов неясной природы (на фотографии – справа внизу и вверху) и фрагмента постройки палеопасцихниды рода *Palaeopascichnus* (слева). Местонахождение Мал. Рязуяк.

Род *Pseudorhizostomites* Sprigg, 1949

Д и а г н о з . Отсутствует.

Pseudorhizostomites howchini Sprigg, 1949

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1989). Выпуклый отпечаток, лишенный четких боковых ограничений. От пониженной щелевидной центральной части веерообразно расходится серия разветвленных рельефных бороздок, которые выполаживаются по периферии отпечатка и придают его поверхности неровные бугристые очертания.

З а м е ч а н и я . Экземпляр не найден, фотография опубликована (Беккер, Кишка, 1989, табл. без номера, фиг. 2; Becker, 1990, табл. 89, фиг. 2). Одна из распространенных в поздневенд-

ских терригенных отложениях структур, располагается на границе глинистого (снизу) и песчаникового (сверху) слоев. По-видимому, связана с микробными поверхностями и образована в результате втягивания части илистого осадка (микробного мата?) вглубь перекрывающего слоя песчаного осадка. Такое втягивание могло происходить при дегазации захороненного и разлагающегося органического вещества (Fedonkin et al., 2007). Местонахождение Бол. Рязяк.

Род *Punctorhaphe* Seilacher, 1977

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Отражение вертикальных следов и их второстепенных мелких изгибов, связанных с тесными меандрами первого порядка.

Punctorhaphe parallela Seilacher, 1977

Табл. VIII, фиг. 7

О п и с а н и е (Беккер, 2013). След сохранился в позитивном гипорельефе на следующих одна за другой поверхностях напластования слоистого алевролита в форме разнорельефных бугорков, тесно примыкающих друг к другу и формирующих параллельные цепочки. Однонаправленные цепочки связаны резкими перегибами, которые сохраняются локально. Точечные цепочки, неоднородные по протяженности, но постоянные по ширине, ограничены узкими параллельными бороздками. Рельефность следа постепенно утрачивается в направлении простиранья следовых цепочек, количество которых превышает 9-10 штук.

З а м е ч а н и я . Фрагмент постройки палеопасцихниды *P. delicatus* (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). На образце видны плохо сохранившиеся слепки нескольких неполных капсул. Местонахождение Мал. Рязяк.

Род *Rhombidictyon* Bekker, 2013

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Парные ромбические ячейки, обрамленные рядами прерывистых линейных следов.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Отпечатки несколько напоминают ромбические формы цистоидей <...>. Ромбоидальные знаки ряби по масштабу проявления и морфологии заметно обособляются от уральских отпечатков с закономерной парностью ромбоидов с центрами <...>.

Rhombidictyon uphimus Bekker, 2013

Табл. VI, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Обособленные след на поверхности тонкозернистого песчаника в виде тесно соприкасающихся парных ячеек и их фрагментов. Форма ячеек четырехугольная, ромбоидальная. Грани толстостенные и несколько округленные. Углы сочленения граней составляют 60° и 120°. Ячейки близки по размеру и ориентированы примерно в одном направлении. В центральных частях ромбоидов фиксируются небольшие округлые поднятия, плавно сменяющиеся по периферии периклинальными понижениями. Пространственно парные ячейки разобщены рядами обрамляющих линейных текстур, имеющих близкую направленность. Ширина линейных биоглифов заметно меняется, нередко они частично или полностью пережимаются, распадаясь на отдельные нерегулярные сегменты различной протяженности. Форма сегментов изменяется от синусоидальной, гантелеобразной, угловатой до почти линейной. В целом, сегменты образуют многорядовую систему обрамления ячеистых текстур.

З а м е ч а н и я . Описанное образование относится к группе псевдофоссилий и, скорее всего, является фрагментом текстуры киннея (*kinneyia structure*) (Kolesnikov et al., 2015). Происхождение текстуры киннея связывают с течением нелитифицированного осадка под слоем микробного мата (Porada et al., 2008). Местонахождение Мал. Рязяк.

Род *Sokolovichnites* Gureev, 1983

Д и а г н о з . Отсутствует.

Sokolovichnites aff. angelicae Gureev, 1983

Табл. VII, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, Кишка, 1991). Следы сохраняются в виде позитивного гипорельефа. В плане имеют форму запятой. Узкий конец следа, представляющий собой валик, в одном

направлении плавно погружается в породу, а в другом, несколько увеличиваясь в поперечнике, прослеживается в область терминального расширения. Валик более резко переходит в породу на выгнутой стороне, а расширенная часть следа – на вогнутой. Поверхность следа гладкая. На одном образце, близ окончания следа со стороны расширения, берет начало другой след. Он как бы выходит из первого, но степень сохранности его не позволяет определить, является ли он самостоятельным следом жизнедеятельности, или частью описанного.

С р а в н е н и е (Беккер, Кишка, 1991). Описываемые здесь следы по общему плану строения близко напоминают *Sokolovichnites* Gureev, 1983, но значительно превосходят типовой ихновид *S. angelicae* Gureev по размерам. Хотя Ю.А. Гуреев при описании специально не останавливался на характере сочленения валика с терминальным расширением, на приведенных им фотографиях видно, что переход от валика к расширению достаточно резкий. Здесь же расширение следа происходит постепенно и одинаково на обоих экземпляра, хотя они и различаются по размерам. Это позволяет объединить их в один таксон, и считать следами, близкими к *S. angelicae*. Слепки, аналогичные *S. angelicae*, и по размерам сопоставимые с нашими, описал В.М. Палий из бернашевских слоев Подолии.

З а м е ч а н и я. Структура неясной природы. На приведенной в настоящей работе фотографии представлен противоотпечаток образца, изображенного Беккером и Кишкой (1991, табл. III, фиг. 5). Прямые отпечатки в коллекции не обнаружены. Местонахождение Ямантау.

Род *Spicodiscus* Bekker, 1990

Д и а г н о з (Беккер, 1990). Отпечатки уплощенной конусовидной конфигурации, на которых отчетливо обособляется медианная борозда и отходящие от нее боковые ответвления без листообразных тел. Характерен парагенезис с отпечатками дисковидной формы. Конусовидные и дисковидные отпечатки, по-видимому, представляют части одного организма.

С р а в н е н и е (Беккер, 1990). Известно несколько ископаемых организмов позднего докембрия, которые близки к отпечаткам, происходящим с Урала.

1. *Charniodiscus concentricus* Ford <...>. При сходстве общего плана строения британские и уральские формы различаются по особенностям ветвления и размерам. Уральские формы характеризуются отсутствием листообразных, и на порядок меньшими размерами стеблевидных тел, при близости размеров дисковидных образований. В сравнении с *Charniodiscus* обращает на себя внимание некоторая диспропорция в размерах стеблевидных и дисковидных отпечатков в уральских формах. На внешнем кольце диска *Spicodiscus*, в отличие от британских форм, нередко наблюдаются элементы радиальной ребристости. Кроме того, если для *Charniodiscus* достоверно установлено сочленение стеблевидных и дисковидных форм в виде прикрепления первых к центру вторых, то для *Spicodiscus* такие данные пока отсутствуют. Здесь стеблевидные отпечатки находятся на периферии дисковидных, и ни в одном случае не наблюдалось их прикрепления к центру.

2. *Rangea schneiderhoehni* Gürich <...>. Несмотря на наличие некоторых общих элементов строения, индивидуальные черты уральских форм столь значительны, что их самостоятельность сомнений не вызывает.

З а м е ч а н и я. См. замечания при описании вида *S. siganus*.

Spicodiscus siganus Bekker, 1990

Табл. XI, фиг. 1, 2

О п и с а н и е (Беккер, 1990). В ряде стеблевидных отпечатков может быть обособлено три повторяющихся элемента: 1) медианная (центральная) борозда, 2) боковые ответвления, 3) зона прикрепления.

Медианная борозда (рахис) представляет собой центральную ось всех отпечатков, разделяя их на две примерно равные, но асимметричные части. По форме они различаются на прямые, изогнутые и синусоидальные. С обеих сторон под углом 30-45° к каждой бороздке примыкают боковые ответвления, создавая коленообразные сочленения и нарушая прямолинейность рахиса. Иногда величина угла сочленения превышает 45°. Возможно, это результат позднейшей деформации, особенно там, где наблюдается наложение смежных боковых ответвлений. Причленение боковых ответвлений носит поочередный, а не симметричный характер, что нарушает

подобие разделенных рахисом частей отпечатка. Количество боковых ответвлений изменяется от 7 до 12-14 с каждой стороны. По конфигурации они прямые или слегка изгибающиеся, укорачивающиеся к вершине и подошве, что придает отпечаткам остроконечный или уплощенно-веретенообразный облик. Дихотомия для них не характерна. Обращает на себя внимание отчетливо ориентированное расположение стеблевидных форм на поверхностях напластования, что является результатом действия течений.

Зона прикрепления лишена боковых ответвлений, и только медианная борозда разделяет ее на две примерно равные части.

Стеблевидные отпечатки ассоциируют с дисковидными, имеющими концентрическое сложение. Это сочетание весьма характерное, стеблевидные отпечатки «утыкаются» своей нижней частью, залегают поверх дисковидных, и развиты вместе с ними на одних и тех же поверхностях напластования.

Диск диаметром до 60 мм состоит из трех концентрических зон, различающихся по тональности серой окраски и в меньшей мере по характеру рельефа. Периферийный концентр слабо приподнят над вмещающей породой и иногда характеризуется тонкой радиальной струйчатостью, в других случаях его поверхность может быть совершенно гладкой. Средний концентр лишен радиальной ребристости и обладает ровной гладкой поверхностью. Центральное кольцо содержит бугорок, который несколько возвышается над поверхностью дисковидного отпечатка.

Помимо дисковидных, со стеблевидными отпечатками ассоциируют многочисленные органические пленки шаровидной <круглой>, эллипсовидной формы, диаметром 6-30 мм. В свежем и несколько увлажненном состоянии в них иногда проступает радиальная текстура, но в выветрелых разновидностях она отсутствует. Взаимное соотношение органических пленок, стеблевидных и дисковидных отпечатков во многом подобно. Органические пленки перекрывают или подстилают отпечатки, что свидетельствует, по-видимому, о том, что те и другие находятся в перемещенном состоянии на единых поверхностях напластования.

З а м е ч а н и я . В коллекции Беккера содержится массовый материал по данному ископаемому, представленный как «дисковидными», так и «стеблевидными» отпечатками. Вторые правильнее называть «перовидными», поскольку они не напоминают по форме стебель, и сами стеблей как таковых не имеют. Только на одном образце (голотип) наблюдается контакт дисковидной и перовидной форм. Здесь базальные части двух перьев утыкаются в край крупного диска (табл. XI, фиг. 1). Такое сближение может быть случайным, тем более что на остальных экземплярах коллекции признаков взаимной связи дисков и перьев не имеется. На поверхности нескольких дисков, в том числе и на голотипе, сохранилась белая, легко отделяющаяся пленка карбонатного вещества, резко контрастирующего с силикатным материалом породы; цвет породы под пленкой имеет более темный оттенок (табл. XI, фиг. 1а). Диски, по сути, являются радиально-лучевыми трещинами, заполненными вторичным минералом. Это отличает их от всех других вендских макрофоссилий, в том числе и от присутствующих рядом перовидных отпечатков. Скорее всего, возникновение дисковидных структур связано с диагенетическими преобразованиями глинистого осадка. Следствием данного предположения может стать сокращение диагноза рода и описания вида за счет удаления сведений о дисковидной части, и закрепление наименования *Spicodiscus siganus* только за перовидными отпечатками.

В коллекции Беккера имеется фрагмент отпечатка крупного экземпляра *Charnia masoni* Ford, 1958, сохранившийся на таком же сером сланце, что и экземпляры *S. siganus* и, по-видимому, происходящий из того же местонахождения. Ископаемые остатки *C. masoni* и *S. siganus* похожи общим веретеновидным абрисом, наличием боковых элементов, отходящих от оси отпечатка в чередующемся порядке. И если за элементы конструкции на отпечатках *S. siganus* принимать не борозды, а ограниченные ими участки, то сходство станет достаточно близким. Местонахождение Зиган-2.

Под *Steinsfordichnus* Whitaker, 1980

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Система сближенных, но не соприкасающихся субпараллельных валиков, ориентированных почти перпендикулярно к общему направлению следа. Валики уплощены и иногда загибаются под углами около 40° к их простиранию.

Steinsfjordichnus brutoni (Whitaker, 1979)

Табл. X, фиг. 7

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности серого алевролита цепочка субпараллельных слабо рельефных валиков, расположенных перпендикулярно общему направлению следа. Валики уплощенные, дугообразные или почти прямые с гладкой и неровной, иногда раздвоенной поверхностью, не соприкасаются друг с другом и могут загигаться под углами 40-45°. Следовые цепочки включают 8-10 сходных по размеру дуг и характеризуются прямой траекторией.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Отпечатки близки голотипу, где промежутки между валиками несколько более широкие и уплощенные <...>. Ходы напоминают *Palaeopascichnus delicatus*, но выделяются по наличию устойчивых промежутков в следовой цепочке <...>.

З а м е ч а н и я. Отпечаток цепочки капсул постройки палеопасцихниды *P. renarius* (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). Местонахождение Мал. Рязук.

Steinsfjordichnus turbidus Bekker, 2013

Табл. X, фиг. 6

О п и с а н и е (Беккер, 2013). В позитивном семирельефе на поверхности бордового алевролита – узкая следовая цепочка разнообразных по форме, но близких по размерам гладких валиков, образующих то выпуклые, то вогнутые дуги. В краевых зонах они прерываются и по простиранию местами сменяются точечным пунктиром пеллет. Взаимное расположение валиков в цепочке не постоянно, субпараллельное или непараллельное, а ориентировка почти перпендикулярная, кососекающая по отношению к оси следа. Количество дуг в цепочке достигает 13-15, расстояние между ними меняется, но в сравнительно ограниченных пределах. Следы довольно резко переходят во вмещающую породу.

З а м е ч а н и я. Фрагмент постройки *P. renarius* (см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). На образце виден слепок цепочки капсул, далеко отстоящих друг от друга. Местонахождение Зиган-1.

Род *Tirasiana* Palij, 1975

Д и а г н о з (Беккер, 1977). Слепки выпуклой формы вплоть до конической, с концентрической скульптурой в виде уступов и валиков.

З а м е ч а н и я. Тиразианы представляют собой один из типичных вариантов сохранности *Aspidella terranovica* (форма “Ediacaria”). Несколько описанных Беккером видов тиразиан происходит из одного местонахождения и, вероятно, с одной поверхности напластования.

Tirasiana cocarda Bekker, 1985

Табл. II, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 1985). Рельефный выпуклый слепок, имеющий форму близкую эллипсовидной и состоящий из пяти вложенных друг в друга колец-валиков, последовательно уменьшающегося диаметра. Первые два внешних валика выражены резко, но проявлены не повсеместно, в частности, в левой части изображения неотчетливо выражены. Другие три, более внутренние, валики прослеживаются повсеместно без всяких перерывов. В наиболее выпуклой центральной части эллипса имеется округлый бугорок. Наиболее рельефен третий валик, резко возвышающийся над поверхностью, образованной первыми двумя внешними валиками. Другой отличительной особенностью третьего и второго валиков является тонкая продольная <концентрическая?> морщинистость, облекающая эти поднятия. На втором валике также повсеместно прослеживаются три морщины (руги) и локально появляется четвертая. Количество руг на третьем валике достигает 7, однако устойчиво выдерживаются по всему периметру валика лишь два, остальные местами теряются. В отличие от других, на третьем валике имеются три радиальные насечки, рассекающие его на три различные сегмента. Слепок в целом имеет форму уплощенного конуса с пятью уступами различной рельефности.

С р а в н е н и е (Беккер, 1985). От других представителей рода отличается размерами <максимальный диаметр эллипсовидного слепка – 60 мм>, большей выпуклостью, а главное, более сложной скульптурой, выражающейся в развитии пяти колец-валиков и наличии тонкой продольной <концентрической?> морщинистости.

З а м е ч а н и я . В английской версии коллективной монографии «Вендская система» вид вновь назван новым (Becker, 1990). Это очевидная ошибка, поскольку статья в переводе была дополнена материалом из Южного Урала и, по сути, является особой публикацией.

Числу концентрических структур на слепках ряда радиально-симметричных вендских ископаемых, кроме Беккера, придавали таксономическое значение также В.М. Палий (1976) и Ю.А. Гуреев (1987). И хотя этому не было дано внятного анатомического обоснования, такое различие форм имело смысл в то время, когда «циклические» ископаемые считались остатками тел свободно плававших медуз. Однако впоследствии было показано, что все они являются слепками достаточно просто устроенных седентарных биологических объектов частью – микробных колоний (Steiner, 1997; Steiner, Reitner, 2001; Grazhdankin, Gerdes, 2007; Ivantsov et al., 2014), а частью – прикрепительных органов петалонам (Jenkins, Gehling, 1978; Gehling et al., 2000; Hofmann et al., 2008). Для тех и других обычен аккреционный тип нарастания, выражающийся в приращении новых концентрических структур (Grazhdankin, Gerdes, 2007; Ivantsov, 2016). Поэтому использовать признак стало уже невозможно.

Рельеф нижней поверхности погруженного в осадок органического тела формируется в результате взаимодействия тела и окружающего его осадка. Очевидно, он находится в сильной зависимости от механических свойств грунта. Формирование ступенек на слепке может быть следствием исходного присутствия в осадке нескольких прослоев, различных по составу и неодинаково уплотнившихся в ходе диагенеза (Gehling et al., 2000). Местонахождение Широковское-1.

Tirasiana concentralis Bekker, 1977

Табл. II, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, 1977). Рельефный слепок имеет эллипсоидную форму и состоит из четырех вложенных друг в друга колец-валиков последовательно уменьшающегося диаметра. В центральной, наиболее выпуклой части эллипса имеется бугорок. Наибольшим рельефом характеризуется второй и четвертый валик; на поверхности второго валика наблюдается слабо выраженный округлый желобок, который местами сходит на нет. В целом слепок имеет форму уплощенного конуса эллипсоидной формы с четырьмя уступами различной рельефности.

С р а в н е н и е (Беккер, 1977). От вида *Tirasiana coniformis* Palij отличается более сложной скульптурой в виде четырех (а не трех) валиков и менее выпуклой конусовидной формой. Отличия от вида *T. disciformis* Palij ясны, если учесть, что эта форма характеризуется более простым строением, с двумя концентрическими валиками.

З а м е ч а н и я . В двух других работах (Беккер, 1985; Becker, 1990) вид также описывается как новый, с тем же голотипом. Даваемый Беккером во всех статьях диагноз вида практически не отличается от диагноза *T. cocarda* Bekker, 1985. См. также замечания при описании *T. cocarda*. Местонахождение Широковское-1.

Tirasiana cf. concentralis Bekker, 1977

Табл. II, фиг. 7

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Экземпляр относится к *Aspidella terranovica* (форма сохранности “Ediacaria”). Местонахождение Широковское-1.

Tirasiana cf. coniformis Palij, 1975

Табл. II, фиг. 5

О п и с а н и е (Беккер, 1977). Отпечаток имеет эллипсоидную форму и образован тремя вложенными друг в друга кольцами-валиками различной рельефности и выпуклым центральным бугорком.

З а м е ч а н и я . Экземпляр может быть отнесен к *Aspidella terranovica* (форма сохранности “Ediacaria”). Однако резкие высокие бугорки на его поверхности напоминают основания корнеподобных выростов, характерных для *Eoporpita medusa* Wade, 1972 и *Hiemalora stellaris* (Fedonkin, 1980). Таким образом, таксономическая принадлежность экземпляра не может быть точно установлена. Местонахождение Широковское-1.

Tirasiana disciformis Palij, 1975

Табл. II, фиг. 3

О п и с а н и е (Беккер, 1985). Одиночные слепки слабо возвышающиеся над поверхностью напластования и образованные вложенными друг в друга дисками различного размера. Наружный диск всегда больше внутреннего. Ограничения дисков, в особенности внешнего, достаточно резкие. Округлый бугорок не всегда занимает центральное положение, а иногда несколько смещен к краю второго диска.

С р а в н е н и е (Беккер, 1985). От других представителей рода отличается наиболее простым строением, обусловленным наличием двух дисков.

З а м е ч а н и я . Экземпляр относится к *Aspidella terranovica* (форма сохранности “Ediacaria”). См. также замечания при описании *T. coccarda*. Местонахождение Широковское-1.

Род *Torrowangea* Webby, 1970

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Хаотично меандрирующие тралы, образующие замкнутые и полузамкнутые полигоны различного размера.

Torrowangea rosei Webby, 1970

Табл. VIII, фиг. 2

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Следы сохраняются в позитивном гипорельефе на неровных поверхностях серых алевролитов, песчаников в виде сложной системы пологих дуг, меандр и почти прямолинейных участков. Изгибы следа лишены регулярности, хаотичны с пересечениями, вздутиями и поперечными пережимами. Сегментация меандр не четкая, проявлена локально, может отсутствовать. Выделяется основной наиболее широкий протяженный и рельефный трал, от которого отходят под различными углами более тонкие, формируя нерегулярную сеть замкнутых и полузамкнутых полигонов разного размера. Ширина трала неустойчива и меняется на коротких расстояниях. Главный ствол – основная трасса многократного передвижения илоедов, обеспечивающих достаточно полную переработку осадков.

З а м е ч а н и я . Ископаемое неясной, возможно абиогенной природы (см. замечания при описании *Acanthorhapha incerta*). Местонахождение Такаты-2.

Род *Treptichnus* Miller, 1889

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Простая или зигзагообразная нора с прямыми и изогнутыми сегментами, для которых характерна тройная пространственная морфология. Сегменты разделены небольшими углублениями или короткими выступами.

Treptichnus pedum Seilacher, 1955

Табл. VI, фиг. 1

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности мелкозернистого песчаника – полукруглый след, разделенный на отдельные сегменты небольшими, преимущественно односторонними ответвлениями, косо отходящими от основного трала.

З а м е ч а н и я . Структура, определенная Беккером (2010, 2013) как *Treptichnus pedum* (на фото – вверху слева) представляет собой случайное сочетание складок тонкого слоя породы; а образование (на фото – слева), интерпретированное как «телесное» ископаемое, близкое к *Corumbella wernerii* Hahn et al., 1982 (Беккер, 2013, с. 77), является единичной бороздой выпавивания. Местонахождение Манайсу.

Treptichnus isp.

Табл. VI, фиг. 4а–4в

О п и с а н и е (Беккер, 2013). На поверхности мелкозернистого плитчатого песчаника клиновидные следы, расположенные по периферии *Phycodes* cf. *coronatum*. Стороны клина имеют трехчленное строение и разделены двумя желобками на примерно равные части. Клиновидные формы вложены друг в друга, плотно соприкасаются и имеют общее простирание. Помимо остроугольных систем полного развития, на поверхности напластования отмечены их фрагменты, сохраняющие особенности строения, но несколько деформированные.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). Уральские отпечатки по внешнему облику и размерам близки голотипу *T. triplex* из хмельницкой свиты балтийской серии Украины, но характеризуются несколько худшей сохранностью и более тесной упаковкой клиновидных форм.

З а м е ч а н и я . Экземпляр расположен на одной плитке с *Phycodes* cf. *coronatum* и происходит из того же местонахождения Манайсу, что и *Chondrites intricatus*. За особые виды ископаемых Беккером, по-видимому, были приняты дефекты кристаллических образований (см. замечания при описании *Chondrites intricatus*).

Род *Tuapseichnium* Vialov, 1971

Д и а г н о з (Беккер, 2013). Радиальные, ветвистые, иногда сетеподобные норы с билатеральной симметрией.

Tuapseichnium radialis Bekker, 2013

Табл. IX, фиг. 6

О п и с а н и е (Беккер, 2013). Система узких радиально-ветвистых цепочек, выходящих из центрального эллипсоидного погружения под углами 40-50°. По мере удаления от центра прямолинейные цепочки разветвляются под углами 80° и более градусов, сохраняя элементы двусторонней симметрии и формируя внутренние круговые сегменты. Цепочки образованы небольшими субпараллельными волнистыми дужками, односторонне ограниченными прямолинейными и радиальными валиками. Общий контур следа округлый, неравномерно рельефный.

С р а в н е н и е (Беккер, 2013). В отличие от *T. cervicorne*, уральский отпечаток характеризуется ветвистостью радиальных цепочек, иным их количеством и наличием круговых сегментов.

З а м е ч а н и я . На подошве одного из слоев пакета тонкослоистых песчаников на фоне мелкобугорчатой текстуры микробного мата располагается группа плохо сохранившихся построек палеопасцихрид. Ископаемые, вероятно, относятся к роду *Orbisiana* Sokolov, 1976 (*O. simplex*, см. замечания при описании рода *Palaeopascichnus*). Беккером и нами здесь изображена одна постройка из группы; на фотографии видны слепки с верениц мелких камер. Местонахождение Бол. Рязук.

Род *Vaizitsinia* Sokolov et Fedonkin in Fedonkin, 1983

Д и а г н о з . Отсутствует.

Vaizitsinia sophia Sokolov et Fedonkin in Fedonkin, 1983

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2005, рис. 2д; 2010, рис. 24е). По общей форме и наличию базального расширения экземпляр может быть отнесен к перовидным петалонамам; каких-либо признаков, указывающих на принадлежность именно к роду *Vaizitsinia*, он не имеет. Местонахождение Сылвица-2.

Род *Yorgia* Ivantsov, 1999

Д и а г н о з . Отсутствует.

Yorgia sp.

О п и с а н и е . Отсутствует.

З а м е ч а н и я . Коллекционный номер не указан, фотография опубликована (Гражданкин и др., 2005, рис. 2з; 2010, рис. 26б). Экземпляр, очевидно, относится к классу Cephalozoa типа Proarticulata Fedonkin, 1985, однако от представителей рода *Yorgia* он отличается тонкими и многочисленными для столь небольших размеров тела изомерами. Экземпляр напоминает *Archaeaspinus fedonkini* (Ivantsov, 2001), но без информации о форме, ориентировке боковых концов изомеров и о морфологии головного отдела обоснованных сравнений с каким-либо родом проартикулят сделать невозможно. Местонахождение Сылвица-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Анфилов В.Н., Крайнев Ю.Д., Кораблев Г.Г.* Геологическое строение и природа алмазности Колчимского поднятия (Северный Урал) // Литосфера. 2007. № 5. С. 151–163.
- Баженов М.Л., Левашова Н.М.* Сравнение палеомагнитных полюсов по докембрию и фанерозою Балтики и Лаврентии: что бы это значило? // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 1. С. 42–43.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- Беккер Ю.Р.* О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 125–129.
- Беккер Ю.Р.* Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 90–100.
- Беккер Ю.Р.* О геохимических особенностях позднедокембрийских моласс Урала // Геохимические исследования осадочных пород для решения геологических задач. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 67–76.
- Беккер Ю.Р.* Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 2. С. 480–482.
- Беккер Ю.Р.* Metazoa из венда Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. Под ред. Б.С. Соколова и М.А. Федонкина. М.: Наука, 1985а. С. 107–112.
- Беккер Ю.Р.* Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Под ред. Б.С. Соколова и М.А. Федонкина. М.: Наука, 1985б. С. 76–83.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Беккер Ю.Р.* Новый представитель древнейшей фауны Урала // Докл. АН СССР. Т. 310. № 4. 1990. С. 969–974.
- Беккер Ю.Р.* Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 16–24.
- Беккер Ю.Р.* Открытие эдиакарской биоты в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 111–131.
- Беккер Ю.Р.* Геологический потенциал древних ихнофоссилий в стратотипе позднего докембрия Южного Урала // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 18–35.
- Беккер Ю.Р.* Ихнофоссилии – новый палеонтологический объект в стратотипе позднего докембрия Урала // Литосфера. 2013. № 1. С. 52–80.
- Беккер Ю.Р., Кишка Н.В.* Открытие эдиакарской биоты на Южном Урале // Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии. Л.: Наука, 1989. С. 109–120.
- Беккер Ю.Р., Кишка Н.В.* Ископаемые следы в верхневендских отложениях Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 66–78.
- Беккер Ю.Р., Кишка Н.В.* Ихнофоссилии в стратиграфии древних толщ Зауралья // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 5–20.
- Верхний докембрий европейского севера СССР: объяснительная записка к схеме стратиграфии. Сыктывкар. ИГ КФ АН СССР. 1986. 40 с.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Семихатов М.А.* Уникальная нижневендская кельтминская микробиота Тимана: новые данные о палеонтологии венда и его глобальной характеристике // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 3. С. 366–371.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н.* Радикальные изменения в биосфере при переходе от позднего рифея к венду // Водоросли в эволюции биосферы. Отв. ред. С.В. Рожнов. Серия «Гео-биологические процессы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2014. С. 6–36.
- Гарань М.И., Тяжеева А.П.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-XI. Южно-Уральская серия. Ред. Н.Ф. Мамаев. М.: Недра, 1967.
- Гареев Э.З.* Петрохимия и эволюция составов терригенных пород как отображение процессов осадконакопления на примере стратотипа ашинской серии венда на Южном Урале // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 56–63.

- Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Кн.1. Запад России и Урал. Запад России. Ред. Б.В. Петров, В.Л. Кириков. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
- Геология и полезные ископаемые России. Т.1. Кн.2. Запад России и Урал. Урал. Ред. О.А. Кондияйн. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.
- Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть I. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра, 1969. 304 с.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И. и др. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. 2011. № 7. С. 67–79.
- Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1988. С. 41–45.
- Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 1995. 23 с.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Биктимерова З.Р. Новые изотопные и геохимические данные по неопротерозойским тиллитам Южного Урала (толпаровский разрез) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 9-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Материалы. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 6–9.
- Горяинова О.П., Дорофеев Н.В., Наливкин Д.В. и др. Стратиграфия древних “немых” толщ западного склона Южного Урала // Изв. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1931. Т. 50. Вып. 70. С. 1037–1099.
- Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–24.
- Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в Юго-Восточном Беломорье // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 4. С. 514–518.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Маслов А.В. Новые данные о возрасте сыльвицкой и ашинской серий // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы научно-практической конференции. 2011а. Вып. 11. С. 3–4.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011б. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Секвентная стратиграфия верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 1. С. 66–70.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мастилл Т.М.Р., Крупенин М.Т. Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 6. С. 784–788.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 280 с.
- Гражданкин Д.В., Наговицын К.Е., Маслов А.В. Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 1. С. 1–6.
- Гуреев Ю.А. Морфологический анализ и систематика вендиат. Киев: ИГН АН УССР, 1987. 54 с.
- Есипов П.М., Младших С.В. Геологическая карта Урала масштаба 1:200000. Лист О-40-ХI. Южно-Уральская серия. Ред. М.И. Гарань. Глав. ред. И.Д. Соболев. Главное управление геодезии и картографии Министерства геологии СССР, 1966.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Rb-Sr изотопная система глинистых минералов из осадочных пород венда Южного Урала // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. СПб.: СПбГУ. 2012. Т. 2. С. 57–59.
- Зорин В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Пермская серия. Геологическая карта дочетвертичных образований. О-40-ХVII (Горнозаводск). Ред. Г.Г. Морозов. Министерство природных ресурсов РФ, 2002.
- Иванцов А.Ю. Новые проартикуляты из вендских отложений Архангельской области // Палеонтол. журн. 2004. №3. С. 21–26.

- Иванцов А.Ю.* Новые данные о поздневендских проблематических ископаемых рода *Harlaniella* // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 21. № 6. 2013. С. 25–34.
- Иванцов А.Ю.* Реконструкция *Charniodiscus yorgensis* (макробиота венда Белого моря) // Палеонтол. журн. 2016. № 1. С. 3–13.
- Иванцов А.Ю., Гриценко В.П., Палий В.М.* и др. Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь. М.: ПИН РАН, 2015. 143 с.
- Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э.* Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. Ред. К.Э. Якобсон. СПб.: ГГУП «Минерал», 2008. 36 с.
- Карпухина Е.В.* Петрология и геохронология ультрамафитовых и мафитовых пород западного склона Урала (Пермский регион). Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. ИГЕМ РАН. 2000. 23 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.* Петрология щелочного вулканизма — индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480–503.
- Карта геологических формаций Урала масштаба 1:1000000. Ред. О.А. Кондияйн. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М.* Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.
- Клюжина М.Л., Пинегин Е.Ф.* Ашинская свита Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 6. С. 1432–1434.
- Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 – Уфа. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
- Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука. 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Макушин А.А., Шалагинов В.В.* Геологическая карта Российской Федерации и сопредельных территорий республики Казахстан. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист N-40(41)-Уфа. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А.* и др. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геол. сборник. ИГ УфНЦ РАН, 2011. № 9. С. 3–8.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н.* К вопросу о строении пограничных слоев верхнего рифея и венда в Тирлянском районе на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы VII Межрегиональной конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 112–117.
- Козлов В.И., Синицина З.А., Кулагина Е.И.* и др. Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Отв. ред. В.Н. Пучков. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 177 с.
- Козлова Е.В.* Находки микрофоссилий в рифейских отложениях востока Русской плиты // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Отв. ред. А.А. Алексеев. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1990. С. 50–56.
- Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Арумбериформные текстуры в верхнем венде Урала // Докл. АН. 2012. Т. 447. № 1. С. 66–72.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н.* и др. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–139.
- Кривошеев В.И., Поленов Ю.А.* Бескелетная фауна сыльвицкой серии Среднего Урала // Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск: Изд-во научно-технической литературы, 2001. С. 148–150.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В.* и др. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии («Australia Upside Down conception») // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид – тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В.* Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.

- Курбацкая Ф.А.* Парагенетический анализ разрезов как метод расчленения отложений верхнего докембрия (на примере Среднего Урала) // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Отв. ред. Б.М. Келлер, М.А. Семихатов. Л.: Наука, 1979. С. 98–100.
- Лубнина Н.В.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2009. 41 с.
- Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Редкинский этап эволюции вендских макрофитов // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 5. С. 658–664.
- Маслов А.В.* Крупные осадочные комплексы различного состава и генезиса в разрезах венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 68–84.
- Маслов А.В.* Глобальные палеотектонические и палеоклиматические реконструкции и региональная палеогеография венда востока и северо-востока Восточно-Европейской платформы // Фундаментальные проблемы геотектоники. Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 9–12.
- Маслов А.В.* Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н.* Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 3. С. 320–338.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В.* Литохимические особенности пород верхнего венда с признаками влияния процессов педогенеза (окрестности г. Усть-Катав) // Ежегодник-2010. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 113–118.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н.* и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2008а. № 3. С. 290–312.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н.* и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена // Геохимия. 2009. № 12. С. 1294–1318.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Крупенин М.Т.* Особенности изменения ряда литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных пород позднего венда Мезенского палеобассейна // Литосфера. 2013а. № 3. С. 25–42.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л.* Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006а. № 3. С. 45–70.
- Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М.* и др. Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала: Путеводитель геол. экскурсий Всерос. совещ. «Палеогеография венда-раннего палеозоя». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 116 с.
- Маслов А.В., Ишерская М.В.* Основные черты стратиграфии и палеогеографии позднего венда западного склона Южного Урала и прилегающих районов востока Русской платформы // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 30–43.
- Маслов А.В., Ишерская М.В.* Вариации Eu/Eu^* в аргиллитах венда Волго-Уральской области и трассирование границы редкинского и котлинского горизонтов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 57–64.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Новые данные по геологии и седиментологии верхнедокембрийских и раннепалеозойских отложений в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория и Зилаирского мегасинклинория к югу от широты с. Кага // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 113–125.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). В IV томах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А.* и др. Некоторые геохимические особенности и условия образования тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльвицкой серий Среднего Урала // Литосфера. 2007. № 2. С. 3–28.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М.* и др. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Докл. АН. 2013б. Т. 449. № 3. С. 322–327.

- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Верхневендская нескладчатая моласса северо-восточной, восточной и юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы: основные черты геохимии // *Геохимия*. 2013. № 1. С. 50–71.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В.* и др. Некоторые литогеохимические особенности тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой молассы венда (западная мегазона Южного и Среднего Урала, восток и северо-восток Русской платформы) // *Литосфера*. 2013в. № 1. С. 17–35.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Граунов О.В.* Песчаники куккараукской свиты венда Южного Урала: особенности валового химического состава и палеоклиматические реконструкции // *Ежегодник-2014*. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 162. 2015. С. 56–63.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Ишерская М.В., Лепихина О.П.* Систематика редкоземельных элементов и Nd-модельный возраст аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины // *Докл. АН*. 2006б. Т. 410. № 6. С. 1–5.
- Маслов А.В., Степанов А.И., Петров Г.А., Крупенин М.Т.* Возраст галек граносиенитов из конгломератов урюкской свиты Южного Урала // *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Материалы VII Межрегиональной конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008б. С. 131–132.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1967. № 2. С. 67–80.
- Олли А.И.* Древние отложения Западного склона Урала. Саратов: СГУ, 1948. 414 с.
- Оловянишников В.Г.* Вендские отложения Вычегодского прогиба северо-востока Европейской платформы // *Палеогеография венда – раннего палеозоя (ПРВП-96)*. Екатеринбург. 1996. С. 112–114.
- Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: ИГ КНЦ УрО РАН, 1998. 157 с.
- Оловянишников В.Г., Гражданкин Д.В.* Следы жизнедеятельности бесскелетной фауны в верхнедокембрийских отложениях Вычегодского прогиба // *Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы*. Отв. ред. М.А. Семихатов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. Ч. 2. С. 54–55.
- Палий В.М.* Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Подолии // *Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы*. Киев: Наукова думка. 1976. С. 63–77.
- Петренко А.А.* Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала // *Труды ИГН АН СССР. Угольная серия*. М., 1946. Вып. 79. № 1. 178 с.
- Петров Г.А.* Кваркушко-Каменногорский антиклинорий – фрагмент позднепротерозойской рифтогенной континентальной окраины // *Ежегодник-2014*. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 162. 2015. С. 127–131.
- Петров Г.А.* Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ. 2016. 42 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.* Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // *Литосфера*. 2005. № 4. С. 42–69.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // *Литология и полезн. ископаемые*. 2011. № 5. С. 484–504.
- Пономаренко А.Г.* Основные события в эволюции биосферы // *Проблемы доантропогенной эволюции биосферы*. М.: 1993. С. 15–25.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146с.
- Пучков В.Н.* Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // *Проблемы тектоники Центральной Азии*. М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.
- Пучков В.Н.* Тектоника Башкирского мегантиклинория // *Природный комплекс Южно-Уральского государственного природного заповедника и сопредельных территорий*. Труды ЮУГПЗ. Уфа: Принт, 2008. Вып. 1. С.163–178.

- Пучков В.Н.* О возрасте ашинской серии Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геозкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 9-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Материалы. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 47–51.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Ратов А.А.* Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения // Геологический сборник № 11. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 22–36.
- Разумовский А.А., Иванцов А.Ю., Новиков И.А., Корочанцев А.В.* Kuckaraukia multituberculata: новое вендское ископаемое из басинской свиты ашинской серии Южного Урала // Палеонтол. журн. 2015а. № 5. С. 3–9.
- Разумовский А.А., Иванцов А.Ю., Новиков И.А., Корочанцев А.В.* Kuckaraukia multituberculata: новое вендское ископаемое позднего венда Южного Урала // Prehistoric. Палеонтологическое наследие: изучение и сохранение. М.: Медиагранд. 2015б. С. 15–19.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г., с унифицированными стратиграфическими и корреляционными таблицами. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 79 с.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* и др. U-Pb (SHRIMP-II) – возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сылвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 3. С. 354–359.
- Рослякова Е.П., Есипов П.М.* Геологическая карта Урала масштаба 1:200000. Лист О-40-Х. Южно-Уральская серия. Ред. П.А. Софроницкий. Глав. ред. И.Д. Соболев. Главное управление геодезии и картографии Министерства геологии СССР, 1966.
- Рослякова Е.П., Есипов П.М., Белковская Р.П.* Геологическая карта Урала масштаба 1:200000. Лист О-40-XXIII. Южно-Уральская серия. Ред. П.А. Софроницкий. Глав. ред. И.Д. Соболев. Главное управление геодезии и картографии Министерства геологии СССР, 1967.
- Рязанцев А.В.* Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // Докл. АН. В печати.
- Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А.* Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 644–649.
- Сергеев В.Н., Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии в венчающих доломитах чурчинской свиты нижнего венда Полуодова Кряжа (Северный Урал): палеобиологический подход к интерпретации позднепротерозойских оледенений // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 20–27.
- Синицын И.И., Синицына З.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-Х. Южно-Уральская серия. Ред. А.И. Олли. М.: Недра, 1959.
- Синицын И.И., Синицына З.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-XV. Южно-Уральская серия. Ред. А.И. Олли. М.: Недра, 1962.
- Синицын И.И., Синицына З.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-XXI. Южно-Уральская серия. Ред. А.И. Олли. М.: Недра, 1968.
- Синицын И.И., Синицына З.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-XXVII. Южно-Уральская серия. Ред. А.И. Олли. М.: Недра, 1975.
- Соколов Б.С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21–31.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка // Отв. ред. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 81 с. и схема на 2-х листах.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Объяснительная записка. Екатеринбург: МСК России, 1993. 152 с. и 151 схема.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-XVII. Объяснительная записка. Пермь: Геокарта, 2002. 172 с.
- Федонкин М.А.* Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. Тр. ГИН АН СССР, Вып. 342. 98 с.

- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Меерт Дж.Дж.* и др. Новые палеомагнитные данные для Восточно-Европейской платформы по верхневендским отложениям западного склона Среднего Урала // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 1. С. 77–81.
- Херасков Н.П.* Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 121–134.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
- Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Еще раз о допалеозойских отложениях на Южном Урале и в Приуралье // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Материалы VI Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 54–56.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Маслов А.В.* Стратиграфическое положение и значение карбонатных пород, связанных с неопротерозойскими ледниковыми горизонтами Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 6. С. 3–24.
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н.* Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Гл. ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004. Тр. ГИН РАН, вып. 550. С. 271–289.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М: МОИП, 1945. 131 с.
- Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э.* и др. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.
- Якобсон К.Э.* Проблемы венда Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 109–116.
- Яковлев Г.Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-XVI. Южно-Уральская серия. Ред. А.И. Иванов. М.: Недра, 1962.
- Яковлев Г.Б., Решетников Н.Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-40-XXII. Южно-Уральская серия. Ред. Я.Я. Вецлер. М.: Недра, 1967.
- Яльшиева А.И.* Морфологические типы обломков пород из потоковых отложений верхнего докембрия и палеозоя (Южный и Средний Урал) // Ежегодник-2012. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013а. С. 76–81.
- Яльшиева А.И.* Характеристика микроморфологии кластогенного кварца вендских терригенных пород Башкирского мегантиклинория // Ежегодник-2012. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013б. С. 82–87.
- Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record // Atlases in Geoscience, 2. Eds. Schieber J., Bose P.K., Eriksson P.O., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W., Catuneau O. Elsevier, 2007. 311 p.
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G.* et al. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 435. P. 124–135.
- Becker Yu.R.* Vendian Metazoa from the Urals // Sokolov B.S., Ivanovski A.B. (eds.) The Vendian System V. 1. Paleontology. Berlin: Springer. 1990. P. 121–131.
- Bekker A., Planavsky N.J., Rasmussen B.*, et al. Iron Formations: their origins and implications for seawater chemistry // Treatise on Geochemistry (Second Edition). Eds. Holland H., Turekian K. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 561–628.
- Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., and Taran L.N.* Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 39–66.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R.*, et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. Is. 1–2. P. 23–45.
- Callow R.H.T., Battison L., Brasier M.D.* Diverse microbially induced sedimentary structures from 1 Ga lakes of the Diabaig Formation, Torridon Group, northwest Scotland // Sediment. Geol. 2011. V. 239 (3). P. 117–128.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., and Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes, 2013. V. 36. No. 3. P. 199–204.
- Dzik J., Ivantsov A.Yu.* Internal anatomy of a new Precambrian dickinsoniid diplozoan from northern Russia // N. Jb. Geol. Palaont. Mh. Stuttgart, 2002. V. 7. P. 385–396.

- Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K., et al. The rise of animals: evolution and diversification of the kingdom Animalia. Johns Hopkins Univ. Press. 2007. 326 p.
- Føyn S., Glaessner M.F. *Platysolenites*, other animal fossils, and the Precambrian-Cambrian transition in Norway // Norsk Geol. Tids. 1979. V. 59. P. 25–46.
- Gehling J.G., Narbonne G.M., Anderson M.M. First named Ediacaran body fossil *Aspidella terranovica* // Palaeontology. 2000. V. 43. Pt. 3. P. 427–456.
- Glaessner M.F., Walter M.R. New Precambrian fossils from the Arumbera Sandstone, Northern Territory, Australia // Alcheringa: Austral. J. Palaeontol. 1975. V. 1. P. 59–69.
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., et al. 40Ar/39Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, southern Urals, Russia // Geologische Rundschau. 1999. V. 87. No. 4. P. 515–525.
- Grazhdankin D.V. The Ediacaran genus *Inaria*: a taphonomic/morphodynamic analysis // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen. 2000. V. 216. P. 1–34.
- Grazhdankin D.V. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // J. Paleontol. 2014. V. 88. No. 2. P. 269–283.
- Grazhdankin D.V., Gerdes G. Ediacaran microbial colonies // Lethaia. 2007. V. 40. P. 201–210.
- Hofmann H.J., O'Brien S.J., King A.F. Ediacaran biota on Bonavista Peninsula, Newfoundland, Canada // J. Paleont. 2008. V. 82. No. 1. P. 1–36.
- Ivantsov A.Yu. Paleontological data on the possibility of Precambrian existence of mollusks // A. Fyodorov, H. Yakovlev (eds). Mollusks: Morphology, Behavior and Ecology N.Y.: Nova Science Publishers. 2012. P. 153–179.
- Ivantsov A.Yu., Gritsenko V.P., Konstantinenko L.I., Zakrevskaya M.A. Revision of the Problematic Vendian Macrofossil *Beltanelliformis* (= *Beltanelloides*, *Nemiana*) // Paleontol. J. V. 48. No 13. 2014. P. 1–26.
- Jenkins R.J.F., Gehling J.G. A review of the frond-like fossils of the Ediacara assemblage // Rec. S. Aust. Museum. 1978. V. 17. No. 23. P. 347–359.
- Jensen S., Gehling J.G., Droser M.L., Grant S.W.F. A scratch circle origin for the medusoid fossil *Kullingia* // Lethaia. 2002. V. 35. P. 291–299.
- Klein C., Beukers N., Holland H. et al. Proterozoic atmosphere and ocean // The proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. Eds. J.W. Schopf and C. Klein. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 135–174.
- Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M. et al. Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // Bull. de la Societ. Geolog. de France, 2017. V. 188. No. 1–2. P. 1–10.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E. et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Res. 2015. V. 263. P. 59–78.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic – Middle Cambrian (?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: a test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 288–305.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., et al. Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus ocean // Gondwana Res. 2015. V. 28. Is. 1. P. 191–208.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Res. 2008. V. 160. Is. 1–2. P. 179–210.
- Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V., Abalmasova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. Is. 3–4. P. 732–747.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N., et al. New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // International J. Earth Sci. 2014. V. 103. Is. 5. P. 1317–1334.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841–845.
- McIlroy D., Crimes T.P., Pauley J.C. Fossils and matgrounds from the Neoproterozoic Longmyndian Supergroup, Shropshire, UK // Geol. Mag. V. 142. No. 4. 2005. P. 441–455.

- Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L.*, Landing Ed. Rapid changes of magnetic Field polarity in the Late Ediacaran: linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // *Gondwana Res.* 2016. V. 34. P. 149–157.
- Pease V., Dovshikova E., Belyakova L., Gee D.G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc. Eds D.G. Gee, V.L. Pease.* London: Memoirs, 2004. V. 30. P. 75–85.
- Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhovina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // *Russian J. Earth Sci.* 2005. V. 7. No. 2. P. 1–29.
- Popov V., Iosifidi A., Khramov A.*, et al. Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. No. B11. EPM 10. P. 1–8.
- Porada H., Ghergut J., Bouougri E.H.* Kinneyia-type wrinkle structures – critical review and model of formation // *Palaios* V. 23. 2008. P. 65–77.
- Puchkov V.N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen // *Orogeny through time: Geol. Soc. Spec. Publ.* London, 1997. No. 121. P. 201–236.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A.* et al. A Devonian >2000-km-long dolerite dyke swarm-belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // *GFF*. 2016. doi:10.1080/11035897.2015.1118406
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Meso-proterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. Is. 1. P. 5–22.
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals: an extension of Cadomian arc? // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. Is. 1–4. P. 255–275.
- Seilacher A., Grazhdankin D., Leguta A.* Ediacaran biota: the dawn of animal life in the shadow of giant protists // *Paleontol. Res.* 2003. V. 7. No. 1. P. 43–54.
- Smith A.G.* Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // *The ecology of the Cambrian radiation.* N.Y.: Columbian Univ. Press, 2001. P. 11–46.
- Steiner M.* *Chuar*ia circularis Walcott 1899 – “Megasphaeromorph acritarch” or prokaryotic colony? // *Acta Universitatis Carolinae, Geologica.* V. 40. 1997. P. 645–665.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L.*, et al. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. Is. 1–4. P. 215–239.
- Willner A.P., Sindern S., Ermolaeva T.*, et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Precambrian Res.* 2003. V. 134. Is. 1. P. 1–20.
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N.* Laser ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high-pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // *Geol. Mag.* 2004. V. 141. Is. 2. P. 161–172.

РИСУНКИ И ПОДПИСИ К НИМ

PICTURES AND CAPTIONS

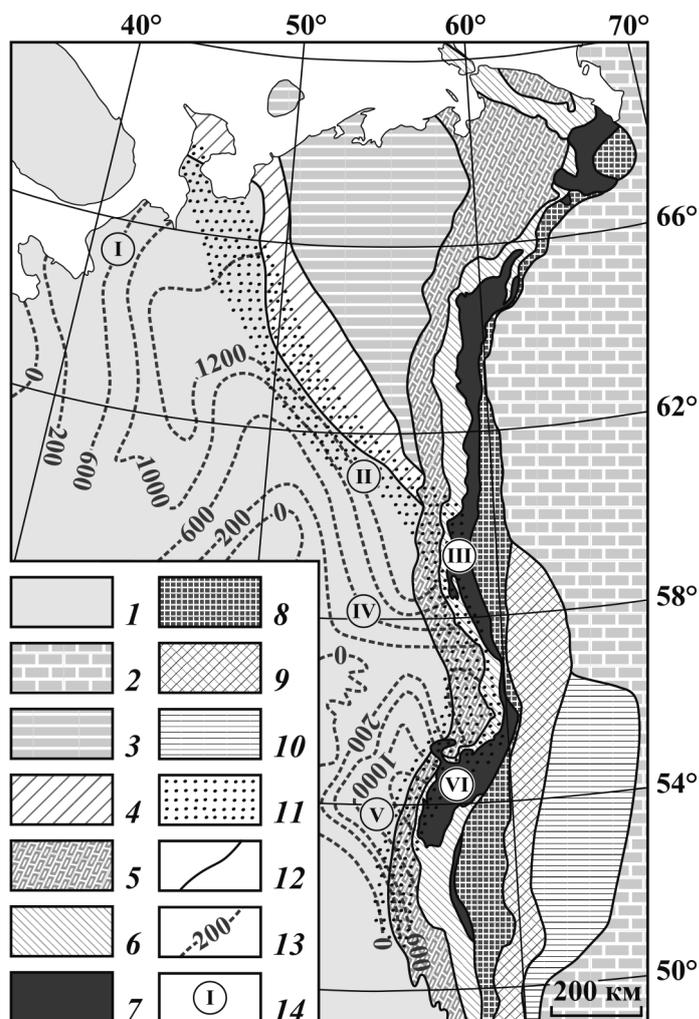


Рис. 1. Схема вендских отложений на восточной – северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы и западном Урале (по: Оловянишников, 1998; Маслов, 2006; Пучков, 2010, с изменениями); обозначения: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – чехол Западно-Сибирской плиты; 3 – Печерская синеклиза; 4 – Тиманская гряда; 5 – Предуральский краевой прогиб; 6 – Западно-Уральская зона; 7 – Центрально-Уральская зона; 8 – Тагил-Магнитогорская зона; 9 – Восточно-Уральская зона; 10 – Зауральская зона; 11 – Притиманский краевой прогиб; 12 – границы тектонических зон; 13, 14 – венд востока и северо-востока Русской плиты: 13 – изопахиты, 14 – основные разрезы: I – Юго-Восточное Беломорье, II – Вычегодский прогиб; III – Кваркушко-Каменногорское поднятие, IV – Верхнекамская впадина, V – Шкаповско-Шиханская впадина, VI – Башкирское поднятие. Здесь и далее на рисунках и в тексте все координаты указаны в системе Пулково, 1942 г.

Fig. 1. Scheme of Vendian deposits on the eastern – north-eastern margin of the East European Platform and in the western Urals (according to Olovyanishnikov, 1998; Maslov, 2006; Puchkov, 2010 with changes); legend: 1 – East European Platform; 2 – cover of the West Siberian Platform; 3 – Pechera syncline; 4 – Timan ridge; 5 – Preuralian fore deep; 6 – Western-Uralian zone; 7 – Central Uralian zone; 8 – Tagil-Magnitogorsk zone; 9 – Eastern-Uralian zone; 10 – Transuralian zone. 11 – Pritimanian fore deep; 12 – boundaries of tectonic zones; 13, 14 – the Vendian of the east and north-east of the Russian Platform: 13 – isopachytes, 14 – main sections: I – South-Eastern White Sea Coast, II – Vychegda depression; III – Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium, IV – Bashkirian anticlinorium. Here and further on the figures and in the text, all coordinates are given in the Pulkovo system, 1942.

Рис. 2. Схема корреляции отложений венда северо-восточного – восточного обрамления Восточно-Европейской платформы и Западного Урала (по Маслов, 2006; Воробьева и др., 2006; Беккер, 2010; Пучков, 2010; Марусин и др., 2011, с изменениями). Общие стратиграфические подразделения отмечены в соответствии с Стратиграфический кодекс..., 2006, а помеченные * – в соответствии с ICS-2013 (Cohen et al., 2013).

Fig. 2. The correlation scheme of Vendian deposits from the north-eastern-eastern framing of the East European Platform and Western Urals (according to Maslov, 2006; Vorob'eva et al., 2006; Becker, 2010; Puchkov, 2010; Marusin et al., 2011 with changes). General stratigraphic subdivisions are marked in accordance with *Stratigraphicheskiy...*, 2006, and the ones marked * in accordance with ICS-2013 (Cohen et al., 2013).

Свита Formation																													
Зона	Эратема	Система	Отдел	Горизонт	Возраст, млн лет	И. Юго-Восточное Беломорье Southeastern White Sea region	II. Вычегодский прогиб Vycheгда depression	III. Кваркушско-Каменное поднятие Kvarakush-Kamennogorsk anticlinorium	IV. Верхнекамская впадина Verkhnekamsk depression	V. Шкапово-Шиханская впадина Shkarovo-Shikhan depression	VI. Башкирское поднятие Bashkirian anticlinorium																		
Протерозой Proterozoic *	Верхнепротерозойская Upper Proterozoic	Криогений * Cryogenian*	Нижний Lower	Лапландский Lapland	600	Лямцкая Lyamtsa	Вычегодская Vycheгда	Старопечнинская Staropetchny	Весьлянская Veslyana	Байкибашевская Baikibashevo	Урюкская Uruk																		
												Эдиакария * Ediacaran *	Верхний Upper	Редкинский Redkino	Зимнегорская Zimnie Gory	Усть-пинейская Ust-Pinega	Чернокаменная Chernyi Kamen	Велвинская Velva	Салиховская Salikhovo	Куккараукская Kukkatauk									
																					Вендская Vendian	Верхний Upper	Котлинский Kotlin	Ергинская Erga	Мезенская Mezen	Усть-сылвицкая Ust-Sylvitsa	Краснокамская Krasnokamsk	Карлинская Karlin	Зиганская Zigan
Фанерозой Phanerozoic	Палеозой Paleozoic	Кембрийская Cambrian	Нижний Lower	Ландский Land	541*	Падунская Padun	Вычегодская Vycheгда	Камменное поднятие Kamennogorsk anticlinorium	Верхнекамская впадина Verkhnekamsk depression	Шкапово-Шиханская впадина Shkarovo-Shikhan depression	Башкирское поднятие Bashkirian anticlinorium																		
												Верхнепротерозойская Upper Proterozoic *	Верхний Upper	Котлинский Kotlin	Ергинская Erga	Мезенская Mezen	Усть-сылвицкая Ust-Sylvitsa	Краснокамская Krasnokamsk	Карлинская Karlin	Зиганская Zigan									
Фанерозой Phanerozoic	Палеозой Paleozoic	Кембрийская Cambrian	Нижний Lower	Ландский Land	635*	Падунская Padun	Вычегодская Vycheгда	Камменное поднятие Kamennogorsk anticlinorium	Верхнекамская впадина Verkhnekamsk depression	Шкапово-Шиханская впадина Shkarovo-Shikhan depression	Башкирское поднятие Bashkirian anticlinorium																		

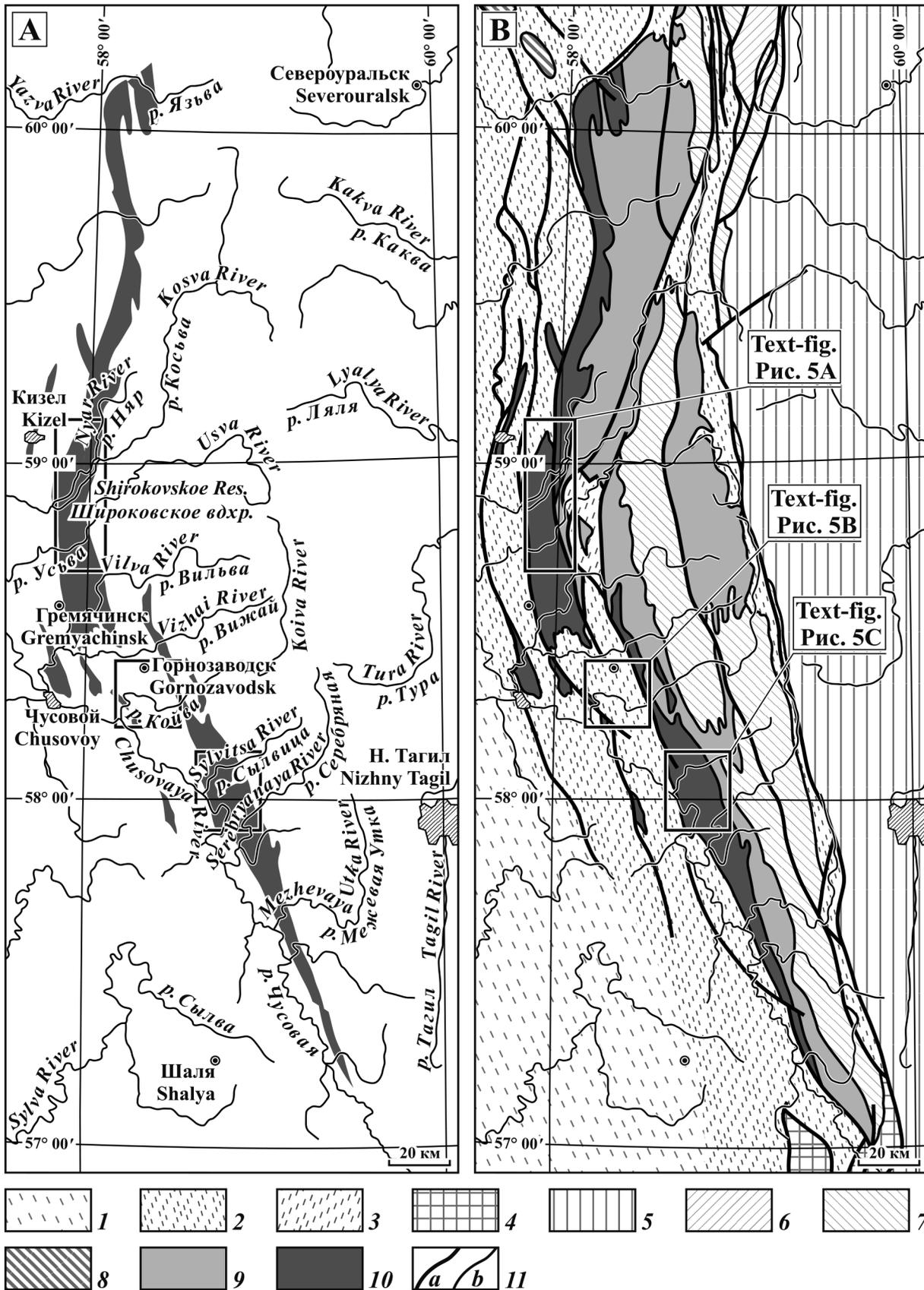


Рис. 3. Подпись см. с. 86.

Fig. 3. Caption on page 86.

Рис. 4. Подпись см. с. 86.

Fig. 4. Caption on page 86.

Серия Group	Свита Formation	Подсвита Subformation	Колонка Lithology	Максимальная мощность (м) Maxim. thick. (m)	Характеристика пород Description			
Сылвицкая Sylvitsa	Чернокаменная Chernyi Kamen	Усть-Сылвицкая Ust-Sylvitsa		600	Песчаники, алевролиты, аргиллитовые гальки, гравелиты Sandstone, siltstone, pebble of mudstone, granule conglomerate			
		Крутихинская Krutikha		400	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, аргиллитовые гальки Siltstone, mudstone, sandstone, pebble of mudstone			
				Коновалов- ская Kovalovka		150	Алевролиты, песчаники, аргиллиты Siltstone, sandstone, mudstone	
						Синекамен- ская Sinekamen		150
				Шурьшская Shurysh Черемуховская Cheremukhovi				200
		35						
		Вилухин- ская Vilukha		250	Песчаники, алевропелиты, алевролиты Sandstone, muddy siltstone, siltstone			
		Перевалокская Perevalok		300	Алевролиты, аргиллиты, песчаники Siltstone, mudstone, sandstone			
		Старопечнинская Staroprechny		550	Алевролиты с валунами и гальками, крупнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, песчаники Siltstone with boulders and pebbles, gritstone, siltstone, mudstone, sandstone			

Рис. 3. Кваркушко-Каменногорское поднятие и его обрамление: А – речная сеть и населенные пункты, В – структурно-геологическая схема (по Геология., 1969; Аблизин и др., 1982; Карта..., 1983; Петров, 2015, 2016); обозначения: 1-3 – палеозойские осадочные комплексы: 1 – Сылвинской впадины Предуральского краевого прогиба, 2 – Западно-Уральской зоны внешней складчатости и Центрально-Уральской зоны, 3 – Безгодовской синформы; 4 – северное погружение Уфалейского антиклинория и северный край Бардымского аллохтона Центрально-Уральской зоны; 5 – Тагильская зона; 6-10 – комплексы Ляпинского и Кваркушко-Каменногорского поднятий: 6 – комплексы среднего рифея, 7 – комплексы верхнего рифея, 8 – рифейско-вендские отложения Полудова Кряжа нерасчлененные; 9 – серебрянская серия, вильвинская и першинская свиты; 10 – сылвицкая серия венда; 11 – границы: а – тектонические, б – геологические.

Fig. 3. Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium and its framing: A – river net and human settlements, B – structural-geological scheme (according to *Geologiya.*, 1969; Ablizin et al., 1982; *Karta.*, 1983; Petrov, 2015, 2016); legend: 1-3 – Paleozoic sedimentary complexes: 1 – from the Sylva depression of Preuralian fore deep, 2 – from the Western-Uralian zone of the outer folding and the Central-Uralian zone, 3 – Bezgodov synform; 4 – the northern depression of Ufalei anticlinorium and the northern margin of the Bardym allochthon form the Central-Uralian zone; 5 – Tagil zone; 6-10 – complexes of Lyapin and Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium: 6 – Middle Riphean complexes, 7 – Upper Riphean complexes, 8 – Riphean – Vendian deposits of the Poludov Ridge; 9 – Serebryanaya group, the Vilva and Persha formations; 10 – Sylvitsa group of the Vendian; 11 – boundaries: a – tectonic, b – geological.

Рис. 4. Стратиграфическая колонка сылвицкой серии Кваркушко-Каменногорского поднятия; мощности показаны вне масштаба (по Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

Fig. 4. Stratigraphic column of the Sylvitsa group of Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium; thicknesses are shown beyond scale (according to Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

Fig. 5. A – scheme of geological structure of the area of Shirokovskoe Reservoir – the basin of the middle reaches of the Usva River (according to Yesipov, Mladshikh, 1966; Roslyakova, Yesipov, 1966; Ablizin et al., 1982; *Karta.*, 1983; Becker, 1977, Grazhdankin et al., 2010; Kolesnikov et al., 2012; Puchkov et al., 2016); B – scheme of the geological structure of the lower reaches of the basin Koiva River (according to Becker, 1980; Zorin, 2002; Puchkov et al., 2016); C – scheme of geological structure of the lower reaches of the Sylvitsa River basin (according to Roslyakova et al., 1967; Zorin, 2002; Grazhdankin et al., 2005, 2010; Puchkov et al., 2016); legend: 1 – Lower Permian terrigenous-carbonate deposits; 2 – Carboniferous carbonate and terrigenous-carbonate deposits; 3 – Devonian terrigenous-carbonate deposits; 4 – Upper Ordovician – Lower Silurian terrigenous-carbonate deposits, more rarely – basic effusive ones; 5-9 – deposits of the Sylvitsa group: 5 – Ust-Sylvitsa formation, 6 – Chernyi Kamen formation, 7-9 – Staropechny and Perevalok formations: 7 – non dissected ones, 8 – Perevalok formation, 9 – Staropechny formation; 10 – Serebryanaya group deposits with the intersecting bodies of the Pre-Paleozoic intrusions, non dissected ones; 11 – deposits of the Basega group of the Upper Riphean; 12 – Post Early Carboniferous dikes of alkaline picrites; 13 – Late Devonian dikes of gabbro-dolerites; 14 – boundaries: a – tectonic, b – geological; 15: a – strike and dip of strata, b – position and numbers of localities of macrofossils. Localities of macrofossils: 1 – Shirokovskoe-1, 2 – Shirokovskoe-2, 3 – Usva-Vilukha, 4 – Usva-Krutikha, 6 – Koiva, 7 – Sylvitsa-1, 8 – Sylvitsa-2, 9 – Sylvitsa-3, 10 – Sylvitsa-4, 11 – Sylvitsa-5.

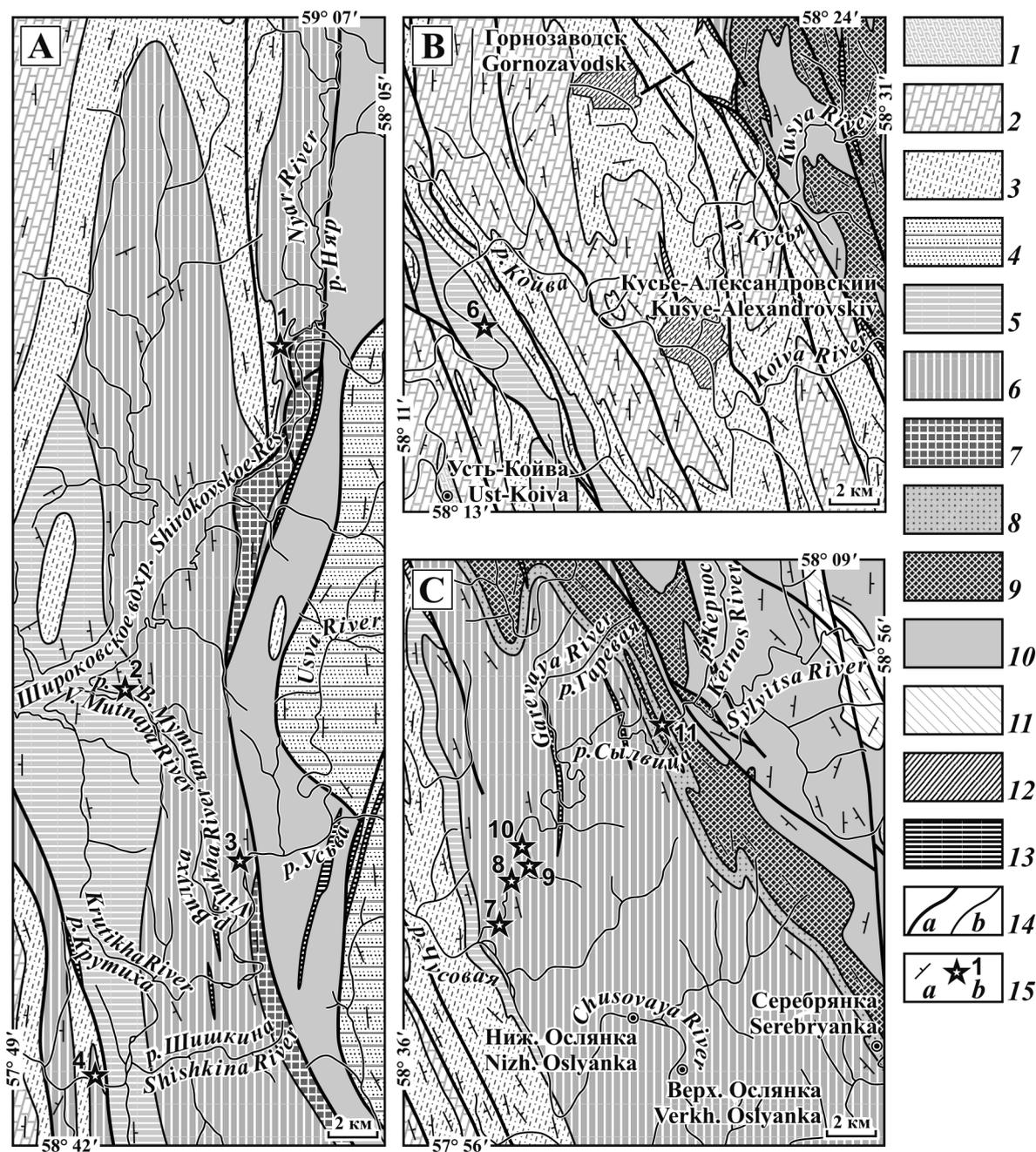


Рис. 5. А – схема геологического строения района Широковского водохранилища – бассейна среднего течения р. Усва (по Есипов, Младших, 1966; Рослякова, Есипов, 1966; Аблизин и др., 1982; Карта., 1983; Беккер, 1977, Гражданкин и др., 2010; Колесников и др., 2012; Puchkov et al., 2016); Б – схема геологического строения нижнего течения бассейна р. Койва (по Беккер, 1980; Зорин, 2002; Puchkov et al., 2016); С – схема геологического строения нижнего течения бассейна р. Сыльвица (по Рослякова и др., 1967; Зорин, 2002; Гражданкин и др., 2005, 2010; Puchkov et al., 2016); обозначения: 1 – нижнепермские терригенно-карбонатные отложения; 2 – каменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 3 – девонские терригенно-карбонатные отложения; 4 – верхнеордовикско-нижнесилурийские терригенно-карбонатные отложения, реже основные эффузивы; 5-9 – отложения сыльвицкой серии: 5 – усть-сылвицкая свита, 6 – чернокаменная свита, 7-9 – старопечнинская и перевалокская свиты; 7 – нерасчлененные, 8 – перевалокская свита, 9 – старопечнинская свита; 10 – отложения серебрянской серии с секущими телами допалеозойских интрузий нерасчлененные; 11 – отложения басегской серии верхнего рифея; 12 – послераннекаменноугольные дайки щелочных пикритов; 13 – позднедевонские дайки габбро-долеритов; 14 – границы: а – тектонические, b – геологические; 15: а – падение слоистости, b – положение и номера местонахождений макрофоссилий. Местонахождения макрофоссилий: 1 – Широковское-1, 2 – Широковское-2, 3 – Усва-Вилуха, 4 – Усва-Крутиха, 6 – Койва, 7 – Сыльвица-1, 8 – Сыльвица-2, 9 – Сыльвица-3, 10 – Сыльвица-4, 11 – Сыльвица-5.

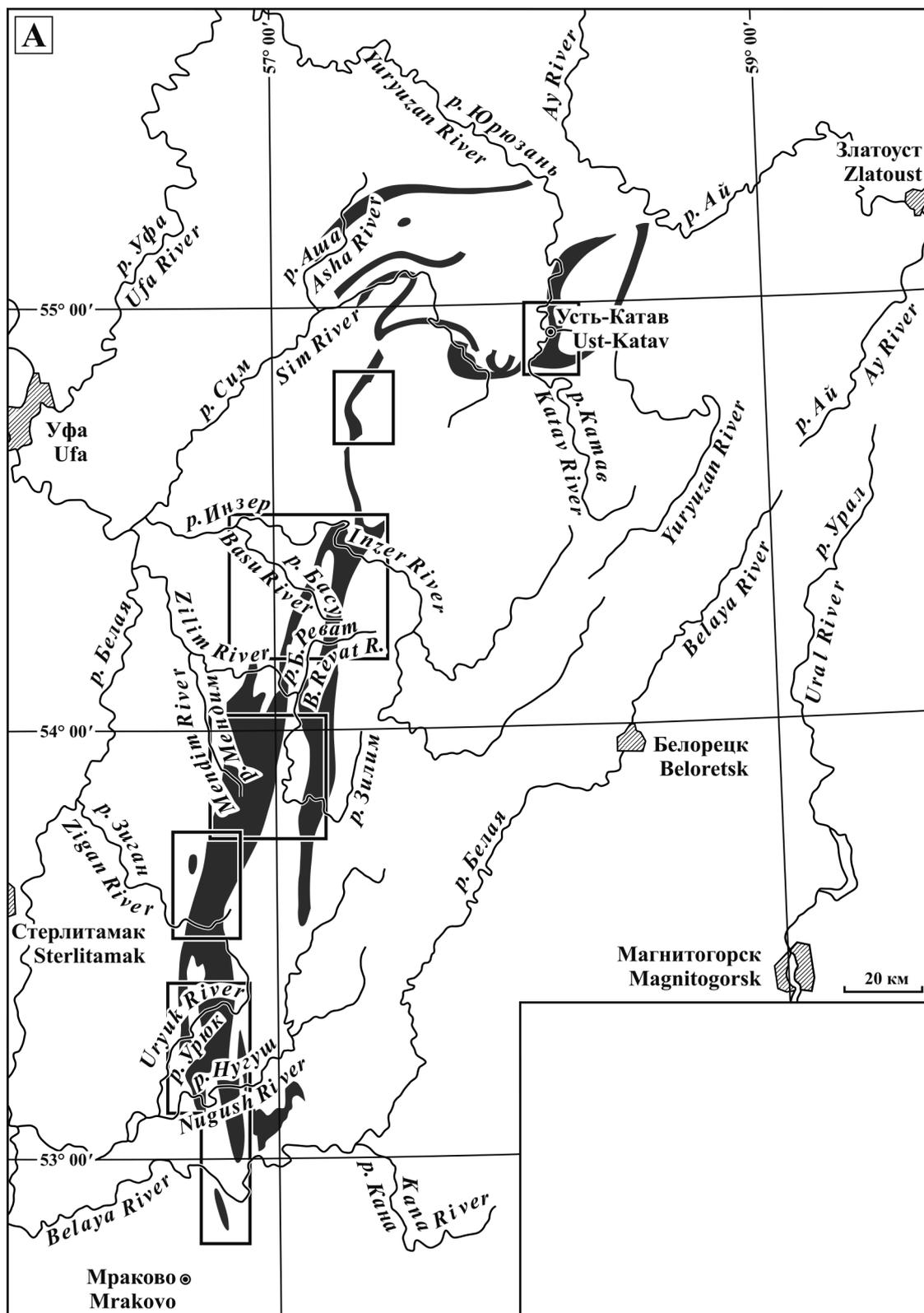


Рис. 6. Башкирское поднятие и его обрамление: А – речная сеть и населенные пункты, В – структурно-геологическая схема (по Козлов и др., 2002; Князев и др., 2013); обозначения: 1-3 – палеозойские осадочные комплексы: 1 – восточного края Волго-Уральской антеклизы Русской плиты и Предуралья краевого прогиба, 2 – Западно-Уральской зоны внешней складчатости и Башкирского поднятия, 3 – Зилаирского синклиниория; 4 – Кракинский аллохтон; 5 – Уралтауский антиклинорий; 6 – Магнитогорская зона; 7-12 – комплексы Башкирского поднятия: 7 – архейско-раннепротерозойский тараташский комплекс, 8 – комплексы нижнего рифея (бурзяния), 9 – комплексы среднего рифея (юрматиния), 10 – комплексы верхнего рифея (каратавия), 11 – кургашлинская свита и аршинская серия, 12 – ашинская серия венда; 13 – границы: а – тектонические, б – геологические.

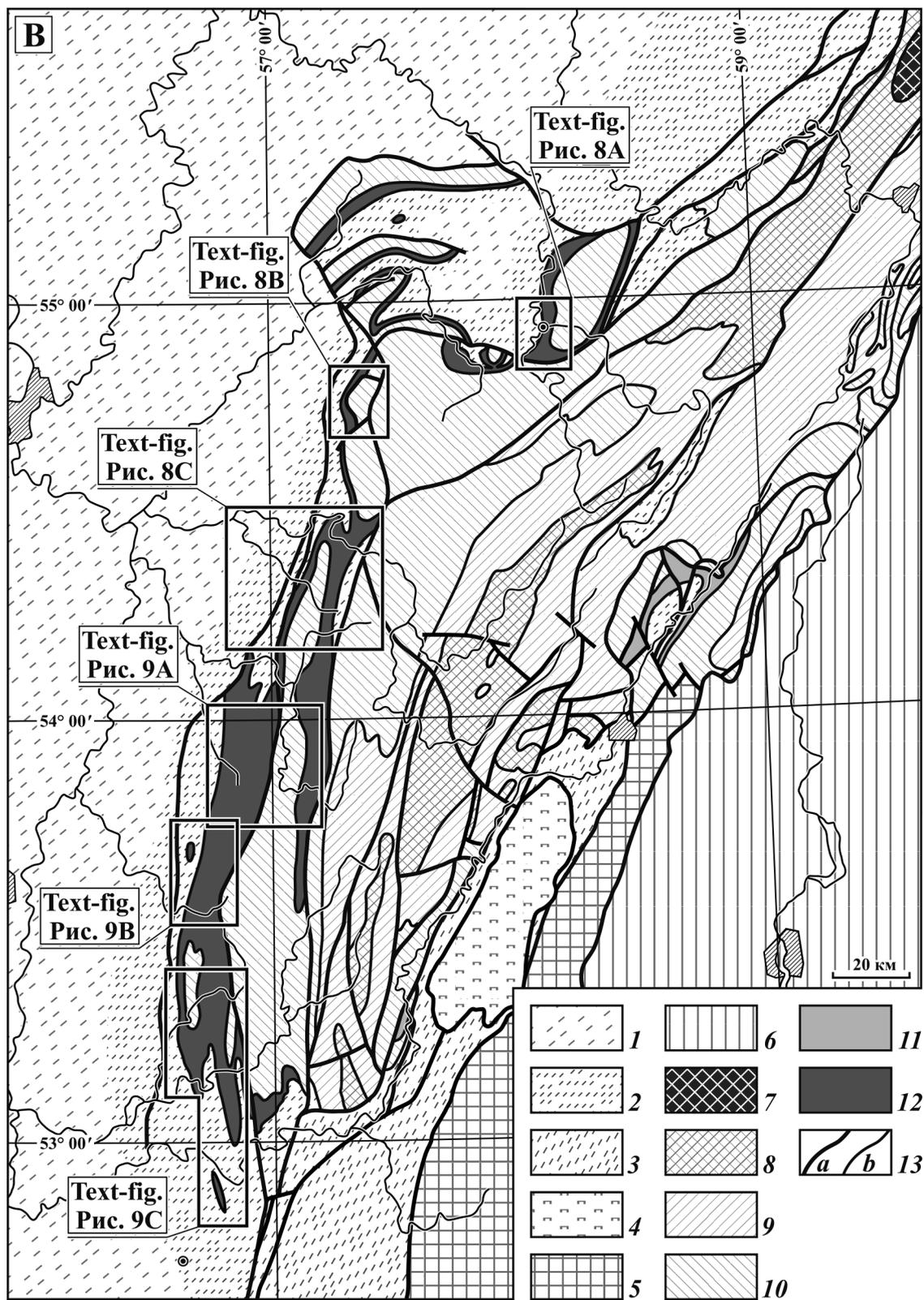


Fig. 6. Bashkirian anticlinorium and its framing: A – river network and human settlements, B – structural-geological scheme (according to Kozlov et al., 2002; Knyazev et al., 2013); legend: 1-3 – Paleozoic sedimentary complexes: 1 – from the eastern margin of the Volga-Uralian anteclise of the Russian Platform and from the Preuralian fore deep, 2 – from the Western-Uralian zone of the outer folding and Bashkirian anticlinorium, 3 – from the Zilair synclinorium; 4 – Kraka allochthon; 5 – Uraltau anticlinorium; 6 –Magnitogorsk zone; 7-12 – complexes of Bashkirian anticlinorium: 7 – Archean – Early Proterozoic Taratash complex, 8 – Lower Riphean complexes (Burzyan), 9 – Middle Riphean complexes (Yurmaty), 10 – Upper Riphean complexes (Karatau), 11 – Kurgashla formation and Arsha group, 12 – Asha group of the Vendian; 13 – boundaries: a – tectonic, b – geological.

Серия Group		Подсерия Subgroup		Свита Formation	Подсвита Subformation	Толща Strata	Колонка Lithology	Максимальная мощность (м) Maxim. thick. (m)	Характеристика пород Description	
Ашинская Asha		Верхнеашинская Upper Asha		Малояман-тауская Maly Yamantay		Zrk		30	Алевролиты, песчаники, аргиллиты, алевропелиты, гравийные конгломераты Siltstone, sandstone, mudstone, muddy siltstone, pebble conglomerate	
						Urk		220		
						Kzm		120		
				Зиганская Zigan		U. Zg				100
				L. Zg	Shm		250	Песчаники, алевролиты, алевропелиты, аргиллиты, гравелиты, карбонатные конкреции Sandstone, siltstone, muddy siltstone, mudstone, granule conglomerate, calcareous concretion		
					Sav		120			
		Куккараукская Kukkarauk		U. Kk	Gum		30	Галечные, валунно-галечные конгломераты, песчаники, гравелиты Pebble, boulder-pebble conglomerate, sandstone, gravel conglomerate		
					Kbz		80			
					L. Kk				140	
		Lower Asha		Басинская Basa		U. Basa	Agd		300	Алевролиты, алевропелиты, грубозернистые песчаники, гравелиты Siltstone, muddy siltstone, gritstone, granule conglomerate
							Val		300	
						L. Basa	Kar		300	Алевролиты, песчаники, алевропелиты Siltstone, sandstone, muddy siltstone
Kul				150						
Урюкская Uryuk								350	Песчаники, гравелиты, алевролиты, конгломераты Sandstone, granule conglomerate, siltstone, conglomerate	
Нижнеашинская										
Бакеевская Bakeevo	Суировская Suirovo					140	Песчаники, алевролиты, алевропелиты, аргиллиты, гематитовые руды Sandstone, siltstone, muddy siltstone, hematite ore	Песчаники, конгломераты, алевролиты с валунами, аргиллиты, доломиты Sandstone, conglomerate, siltstone with boulders, mudstone, cap dolomite		
Толпаровская Tolparovo						600				

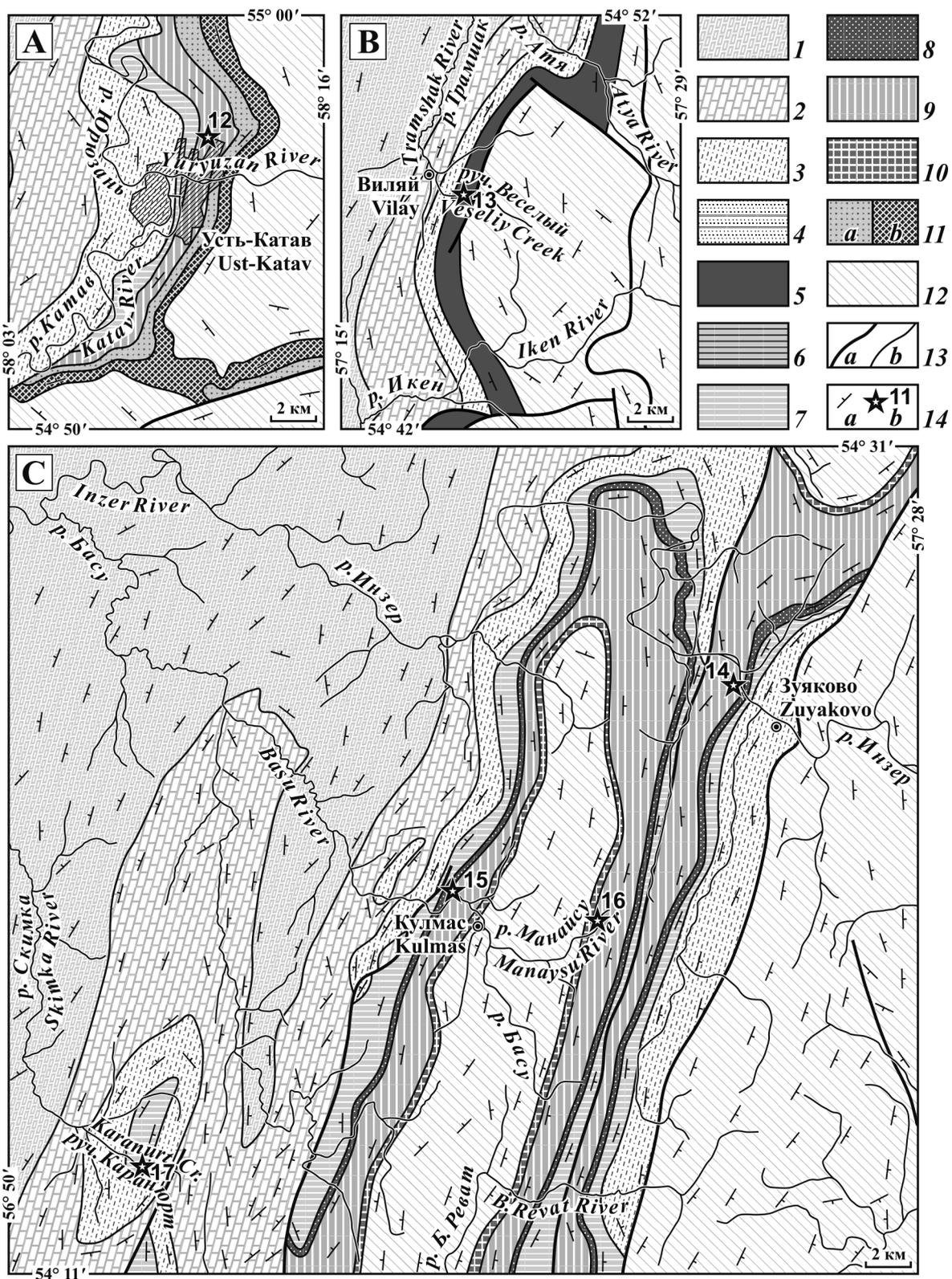


Рис. 8. Подпись см. с. 92.
 Fig. 8. Caption on page 92.

Рис. 7. Подпись см. с. 92.
 Fig. 7. Caption on page 92.

Рис. 7. Стратиграфическая колонка ашинской серии западного крыла Башкирского поднятия; мощности показаны вне масштаба (по Беккер, 1988; Козлов и др., 2002; Беккер, 2010, с изменениями); обозначения: подбиты: L. Basa – нижнебасинская, U. Basa – верхнебасинская, L. Kk – нижнекуккараукская, U. Kk – верхнекуккараукская, L. Zg – нижнезиганская, U. Zg – верхнезиганская; толщи: Kul – кулмасская, Kar – карликовская, Val – вальничная, Agd – агардинская, Kbz – кибизская, Gum – гумеровская, Sav – савкинская, Shm – шемякская, Kzm – казмашская, Urk – урокайская, Zrk – зиреклинская.

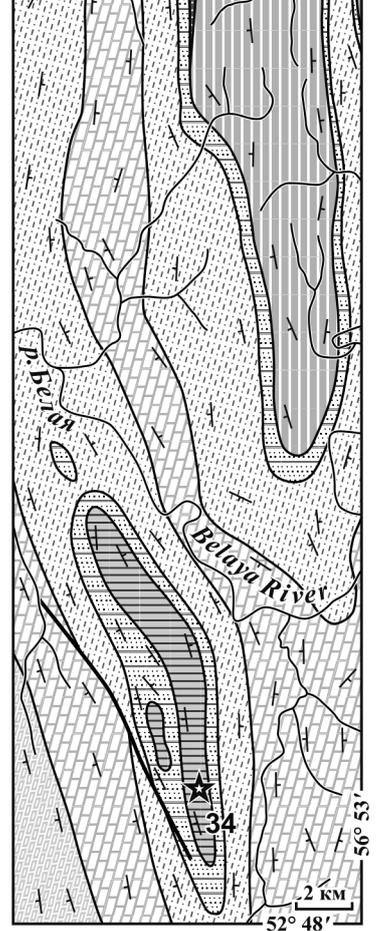
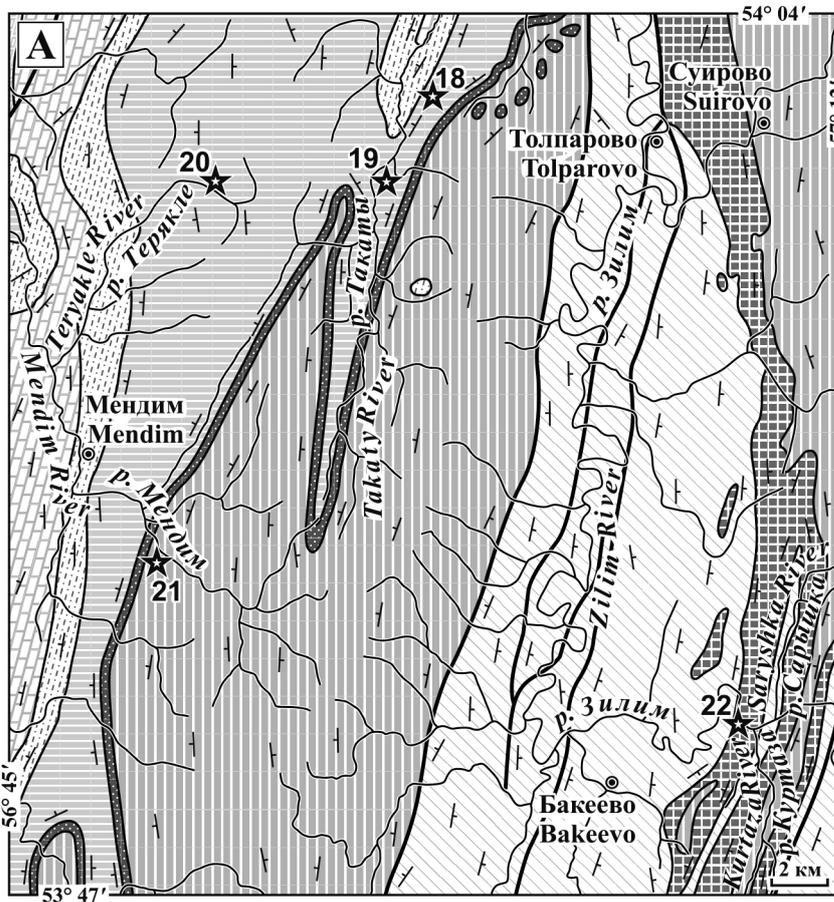
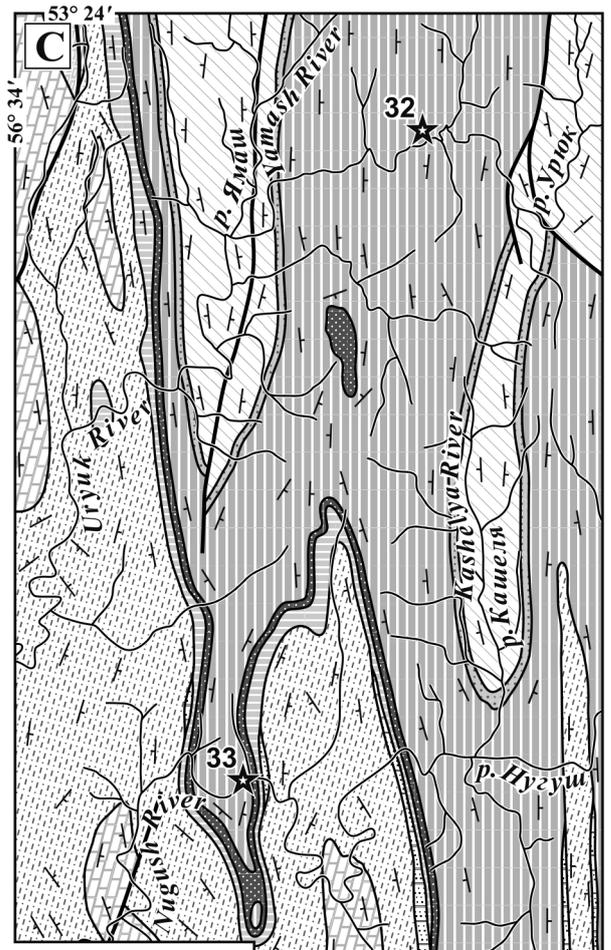
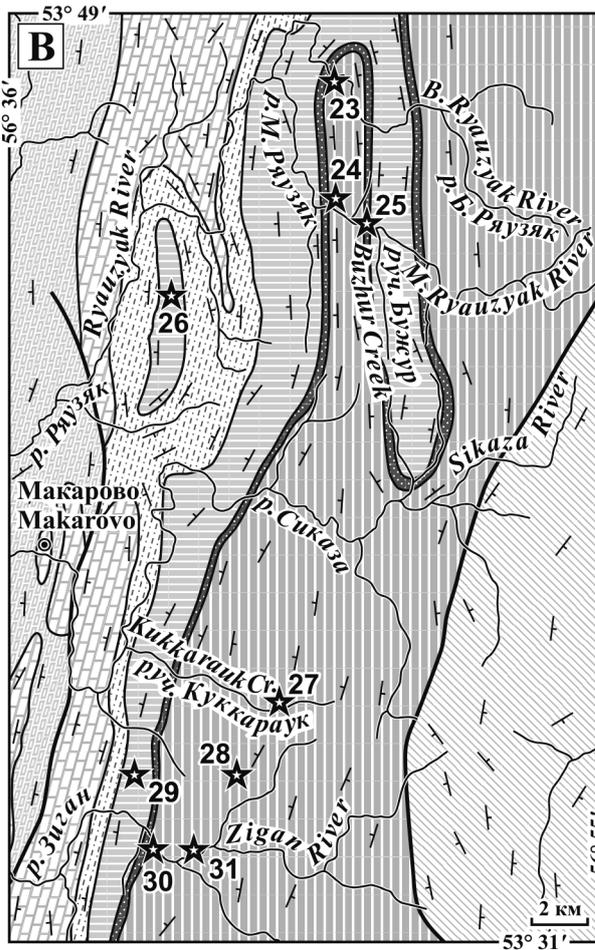
Fig. 7. Stratigraphic column of the Asha group of the western limb of the Bashkirian anticlinorium; thicknesses are shown beyond scale (according to Becker, 1988; Kozlov et al., 2002; Becker, 2010 with changes); legend: subformations: L. Basa – Lower Basa, U. Basa – Upper Basa, L. Kk – Lower Kukkarauk, U. Kk – Upper Kukkarauk, L. Zg – Lower Zigan, U. Zg – Upper Zigan; stratas: Kul – Kulmas, Kar – Karlikov, Val – Valnich, Agd – the Agarda, Kbz – Kibiz, Gum – Gumerov, Sav – Savkin, Shm – Schemyak, Kzm – Kazmash, Urk – Urokai, Zrk – Zirekla.

Рис. 8. А – схема геологического строения окрестностей г. Усть-Катав (по Гарань, Тяжева, 1967; Козлов и др., 1995; Kolesnikov et al., 2015); В – схема геологического строения окрестностей пос. Виляй (по Синицын, Синицына, 1959; Kolesnikov et al., 2015); С – схема геологического строения междуречья Инзер – Б. Реват (по Синицын, Синицына, 1962; Яковлев, 1962; Беккер, 1996, 2013; Kolesnikov et al., 2015); обозначения: 1 – пермские терригенно-карбонатные отложения; 2 – каменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 3 – девонские терригенно-карбонатные отложения; 4 – ордовикско-силурийские терригенно-карбонатные отложения; 5-11 – отложения ашинской серии: 5 – нерасчлененные, 6 – малоямантауская свита, 7 – зиганская свита, 8 – кукараукская свита, 9 – басинская свита, 10 – урюкская и бакеевская свиты нерасчлененные, 11: а – урюкская свита, б – бакеевская свита; 12 – отложения верхнего рифея (каратавия); 13 – границы: а – тектонические, б – геологические; 14: а – падение слоистости, б – положение и номера местонахождений макрофоссилий. Местонахождения макрофоссилий: 12 – Усть-Катав, 13 – Веселый, 14 – Зуяково, 15 – Басу, 16 – Манайсу, 17 – Каранюрт.

Fig. 8. А – scheme of the geological structure of Ust-Katav neighborhood (according to Garan, Tyazheva, 1967; Kozlov et al., 1995; Kolesnikov et al., 2015); В – scheme of the geological structure of the Vilay village outskirts (according to Sinitsin, Sinitsina, 1959; Kolesnikov et al., 2015); С – scheme of the geological structure of the Inzer – B. Revat interfluvium (according to Sinitsin, Sinitsina, 1962; Yakovlev, 1962; Becker, 1996, 2013; Kolesnikov et al., 2015); legend: 1 – the Permian terrigenous-carbonate deposits; 2 – Carboniferous carbonate and terrigenous-carbonate deposits; 3 – Devonian terrigenous-carbonate deposits; 4 – Ordovician – Silurian terrigenous-carbonate deposits; 5-11 – the Asha group deposits: 5 – non dissected ones, 6 – Maly Yamantau formation, 7 – Zigan formation, 8 – Kukkarauk formation, 9 – Basa formation, 10 – Uryuk and Bakeevo formations, non dissected, 11: a – Uryuk formation, b – Bakeevo formation; 12 – Upper Riphean deposits (Karatau); 13 – boundaries: a – tectonic, b – geological; 14: a – strike and dip of strata, b – position and numbers of localities of macrofossils. Localities of macrofossils: 12 – Ust-Katav, 13 – Veseliy, 14 – Zuyakovo, 15 – Basu, 16 – Manaysu, 17 – Karanurt.

Рис. 9. А – схема геологического строения междуречья Мендим – Зилим (по Синицын, Синицына, 1962, 1968; Яковлев, 1962; Яковлев, Решетников, 1967; Беккер, 1992, 1996, 2013); В – схема геологического строения междуречья Рязуяк – Зиган (по Синицын, Синицына, 1968; Беккер, Кишка, 1989; Беккер, 1990, 1996, 2013; Колесников и др., 2012; Kolesnikov et al., 2015; Разумовский и др., 2015а); С – схема геологического строения междуречья Урюк – Белая (по Синицын, Синицына, 1968, 1975; Беккер, Кишка, 1991; Беккер, 2013); обозначения см. рис. 8. Местонахождения макрофоссилий: 18 – Такаты-1, 19 – Такаты-2, 20 – Сосновка, 21 – Мендим, 22 – Бакеево, 23 – Бол. Рязуяк, 24 – Мал. Рязуяк, 25 – Бужур, 26 – Кисе-Арка, 27 – Куккараук, 28 – Япаш, 29 – Картавое, 30 – Зиган-1, 31 – Зиган-2, 32 – Урюк, 33 – Нугуш, 34 – Ямантау.

Fig. 9. А – scheme of the geological structure of the Mendim – Zilim interfluvium (according to Sinitsin, Sinitsina, 1962, 1968; Yakovlev, 1962; Yakovlev, Reshetnikov, 1967; Becker, 1992, 1996, 2013); В – scheme of the geological structure of the Ryauzyak – Zigan interfluvium (according to Sinitsin, Sinitsina, 1968; Becker, Kishka, 1989; Becker, 1990a, 1996, 2013; Kolesnikov et al., 2012, 2015; Razumovskiy et al., 2015a); С – scheme of the geological structure of the Uryuk – Belaya interfluvium (according to Sinitsin, Sinitsina, 1968, 1975; Becker, Kishka, 1991; Becker, 2013); see legend on fig. 8. Localities of macrofossils: 18 – Takaty-1, 19 – Takaty-2, 20 – Sosnovka, 21 – Mendim, 22 – Bakeevo, 23 – Bol. Ryauzyak, 24 – Mal. Ryauzyak, 25 – Buzhur, 26 – Kise-Arka, 27 – Kukkarauk, 28 – Yapash, 29 – Kartavoe, 30 – Zigan-1, 31 – Zigan-2, 32 – Uryuk, 33 – Nugush, 34 – Yamantau.



1. INTRODUCTION

The present publication is the second part of the work titled Upper Vendian macrofossils of Eastern Europe. The first part describing the Upper Vendian macrofossils and the base of the Lower Cambrian from the Middle Dniester area and Volhynia was published in 2015 (Ivantsov et al., 2015). This summary considers the fossils from the Middle Urals (Sverdlovsk Region and the Perm Territory), and from the Southern Urals (the Chelyabinsk Region and the Republic of Bashkortostan). With few exceptions, it uses articles and respective collection samples of Yuri Rafailovich Becker (1931-2013), a discoverer and a well-known researcher of the Vendian fauna from the Urals.

The study has been carried out following the plans of the scientific research of the Geological Institute of RAS, project No. 0135-2015-0020 (part 2) and was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project No. 17-05-02212A “Establishment of the metazoan organization. Late Proterozoic” (part 3). The photographs were made by S.V. Bagirov (PIN RAS). The translation was made by M.A. Zakrevskaya, S.I. Solovieva, and A.A. Razumovskiy.

The authors are grateful to the workers of the VSEGEI, namely, Krupenin Valery Alekseevich, an acting manager of the department of the Precambrian geology, for the access to the Becker's collection and to Kadlets Nina Mikhailovna, a leading specialist of the TSNIGR Museum, for the help in the registration of the materials handed over to the museum.

In the course of the work on this publication a lot of questions on the geological structure of the Vendian complexes from the Urals were discussed with Kuznetsov N.B., Ryazantsev A.V., and Degtyarev K.E. (GIN RAS) as well as with Yakobson K.E. (VSEGEI) and Novikov I.A. (IGEM RAS); the examination of the Becker's working collection and the identification of typical specimens in it was conducted jointly with E.A. Serezhnikova (Luzhnaya) (PIN RAS). The authors express their gratitude to all the persons listed above.

The work contains the following abbreviations of research institutes.

VSEGEI – A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (Saint-Petersburg).

GIN RAS – Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (Moscow).

IGEM RAS – Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (Moscow).

IRAS IG USC RAS – Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific center (IRAS IG USC RAS).

TSNIGR Museum – Central scientific research geological survey museum named after Academician F.N. Chernyshev, VSEGEI (Saint-Petersburg).

CSGM – Central Siberian Geological Museum (Novosibirsk).

2. VENDIAN OF THE URALS

Compared with other regions of the world the first finds of macrofossils in the Precambrian of the Urals were made in 1972 that is relatively not long ago by Yuri Rafailovich Becker in the valley of the Kosva River in the deposits of the Chernyi Kamen formation of the Sylvitsa group which was considered at that time as part of the Riphean (Becker, 1977). These collections, as well as numerous finds made for several subsequent years, were localized in the Upper Vendian formations of the western slope of the Urals within the Kvar Kush-Kamennogorsk anticlinorium and the Bashkirian one (megaanticlinorium). In the opinion of the majority of recent researchers, the regions of the north-east and east of the recent Russian Platform, as well as parts of the western slope of the Urals, were a passive margin of the Baltic continent by the Late Vendian time. In the Late Vendian the collision of the Rodinia fragments and the formation of Gondwana was marked by the Timan orogen for the Uralian margin of the Baltic craton and molasse started accumulating in the formed bending flexure.

2.1. GENERAL CHARACTERISTICS OF THE TIMAN OROGEN

The Timanides complex in the Urals preceding actual uralides in the Late Cambrian – the Permian was first titled as “Pre-Uralides” (Kheraskov, 1948), but a term “Baikalides” was usually used for this complex (Shatskiy, 1945). An earlier used term “Timanides” also offered by N.S. Shatskiy but only for early formations of the Timan ridge was suggested to be used as a scientific term for researchers at the end of the last century (Puchkov, 1977) and it has been widely used over last years by the overwhelming majority of researchers. At the same time in the course of the geological survey, the “Timanides” still mean only the Middle Riphean – Early Vendian units of the Timan system (*Geologiya...*, 2011). Formations of the same age from the margin of the East European Craton are distinguished as early ones and the Late Vendian – Early Cambrian ones are distinguished as late baikalides (*Geologiya...*, 2006). Such a division, as well as a large part of the terms of the geosynclines concept, seems to us obsolete therefore in this work the term “Timanides” is used in its recent understanding (Puchkov, 1997, 2005, 2010; Pease et al., 2004 et al.).

In the recent structure of western Eurasia the relicts of the Timan orogen in the broad sense of the word form the north-eastern framing of the East European Craton from Mugodjar to the Varanger Fjord in Norway where they are cut off by Scandinavian caledonides (Puchkov et al., 2010). The crystalline basement of the East European Craton was formed as a result of the collision of the Volga-Uralia, Sarmatia, and Fennoscandia proto-cratons which were parts of the Columbia supercontinent about 2 Ga. After the Columbia supercontinent disintegration the Baltic proto-craton was included in the Rodinia supercontinent and after Rodinia partial break up it was included in the Pannotia megacontinent which had been separated from it. The separation of the Baltic proto-cratons from Laurentia and Amazonia probably took place on the Riphean and Vendian boundary about 600 Ma (Bogdanova et al., 2001, 2008; Rogers, Santosh, 2002; Li et al., 2008; Lubnina, 2009; Kuznetsov et al., 2014). The appearance of the Timan orogen is either connected with accretion and the subsequent collision of the island arc (or arcs) and terrains with the passive margin of the Baltic craton (Scarrow et al., 2001; Pease et al., 2004; Kheraskova et al., 2010) or it is explained by the collision of two cratons' blocks (Kuznetsov et al., 2005). There is a point of view that the Timan orogen was not pronounced in the northern Mugodjar and the location of the encialic island arc (Lushnikov complex) on the margin of the Baltic continent in the Late Vendian – Cambrian predetermined the boundary of paleocontinental and paleoceanic sectors of uralides for the Southern Urals region (Samygin et al., 2010). The Vendian dating for different plutonic complexes with suprasubduction characteristics which have appeared over last years (Petrov, 2017) allows us to think that the Timan orogen developed as a result of accretion on the active continental margin (Ryazantsev, in print).

Sutural zones separating the structural elements of the Timan orogen with abrupt azimuthal unconformity in the north of the Urals are cut off by uralides and in the Southern Urals, they are telescoped to a large extent by a zone of the main Ural Fault (Puchkov et al., 2010; et al.). The Timanides complexes are exposed along the whole Urals in the form of a chain of anticlinorium in the

Central Urals zone (Fig. 1). The non-coincidence of the structural plans of Uralides and Timanides provides a sharp difference of the outcropping Timanides complexes so that internides are exposed in the northern part of the region and externides of the Timan orogen are exposed in the central and southern part of the region. The externides of Timanides are interpreted as a folded part of the earlier single passive margin of the Baltic continent with metamorphism in internal zones and with the Timanian pericraton structure belonging to it and a foredeep superimposed on it (Puchkov, 2010). All authentic Vendian macrofossils of Urals described at present originate from localities in the Upper Vendian sections of the Timanian foredeep.

2.2. DISTRIBUTION AND CORRELATION OF VENDIAN DEPOSITS OF THE TIMAN OROGEN

The Vendian complex as a special supra-Riphean stratigraphic subdivision was distinguished in the middle of the XX-th century (Sokolov, 1952; *Resheniya...*, 1965). Over last years the Vendian as no other subdivision of the General Stratigraphic Scale has been a subject of dispute. The diversity of expressed opinions reflected a controversial volume and structure of internal subdivisions of the Vendian, its disputable position in the ranking system of general strata and on the whole, the methods used to distinguish and divide it. There is no united position even now. For example, the study of rare pebble conglomerates from the Lower Vendian Laplandian Horizon in the Ladoga lakeside and in the Southern Urals showed that they were characterized by a fluid-explosive nature, not by a glacial one (Kazak et al., 2008), that allowed together with other arguments Laplandian Horizon to be excluded from the General Stratigraphic Scale (Yakobson, 2014). In addition to well-known differences with the International Stratigraphic Scale (Fig. 2), the division of Vendian formations and their correlation has been considerably transformed during the years of studies made by various researchers for the regions of the Urals and Cis-Urals. As an example we can use the Asha deposits of the Southern Urals whose age first was considered as the Devonian, then the Late Cambrian-Ordovician, Cambrian and finally the Riphean one from which it was distinguished as the Vendian one (Becker, 1968). The present Atlas uses the scheme of the correlation of Vendian deposits of the north-east – east of the East European Craton and the Western Urals shown in the work of Maslov A.V. (2006) with some changes based on the data received over subsequent years (Vorob'eva et al., 2006; Becker, 2010; Puchkov, 2010) (Fig. 2).

In the considered region the Vendian units are known in the sections of the Mezen depression (syncline) and the Volga-Uralian region (anticline) as well as within the Middle Urals and Southern Urals segments of the Central Uralian Zone. The sections of the terrigenous strata of the Churoch group exposed fragmentarily within the Northern Uralian Poludov Ridge (the Kolchim anticlinorium) are correlated with the Precambrian sections of the Middle and Southern Urals (Becker, 1988; Sergeev et al., 2012). The macrofossils findings are not known in the deposits of the Churoch group. There was found comparatively little new geological data in the press after the summary was published by Becker in 1988 (Anfilogov et al., 2007; Sergeev et al., 2012; Chumakov et al., 2013). The structure is located near the sections of the Vychehda depression and the Kvarukush-Kamennogorsk anticlinorium and is not considered in this summary.

Within the Mezen depression, the Lower Vendian deposits are distinguished only in the section of the 1-Keltmin borehole, in the southern part of the Vychehda depression, in the volume of the Vychehda formation (Vorob'eva et al., 2006) or only in the volume of its middle-upper part (Vorob'eva, Sergeev, 2014). The early Vendian age is established on the basis of the study of macrofossils association of Pertatataka type (Ediacara assemblage of acanthomorph acritarchs) (Vorob'eva et al., 2006, Sergeev, 2014). It is noteworthy that there is an idea of the Late Vendian (Redkino) age of this specific Keltmen fossil microbiota (Podkovyrov et al., 2011).

The Upper Vendian formations of the Mezen depression are usually divided into the Ust-Pinega and the Mezen formations in the volume of the Redkino and the Kotlin Regional Stages respectively (*Verkhniy dokembriy*, 1986). The Ust-Pinega formation was divided into the Lyamtsa, Verkhovka, and Zimnie Gory ones in the north – north-west of the Mezen syncline within the south-eastern White Sea region. And the Mezen formation for this region was renamed as the Erga formation (Grazhdankin,

2003). The U-Pb isotopic age of zircons from ashy interbeds at the base of the Verkhovka formation is 558 ± 1 Ma (Grazhdankin, 2003), the one at the base of the Zimnie Gory formation is 555.3 ± 0.3 Ma (Martin et al., 2000) and the one from the sections of the Zolotitsa River is 550 ± 4.6 Ma (Llanos et al., 2005). The Late Vendian strata of the southeastern White Sea region include one of the most extensive groups of the localities of the Vendian macrofossils with probably the best-preserved organisms in the world (Fedonkin, 1981; Fedonkin et al., 2007, et al.).

In the south-east of the Mezen depression within the Vychegda trough Ust-Pinega and Mezen formations of the Upper Vendian are traced in the sections of parametric boreholes (1-Storojev, 1-Seregov) and in some prospecting boreholes. A distinctive feature of the Upper Vendian deposits is the presence of evaporites in their composition (Olovyanishnikov, 1998). Ichnofossils and fragments of soft-bodied macrofossils characteristic of the Late Vendian time were discovered in the core of both deep boreholes (Olovyanishnikov, 1966; Olovyanishnikov, Grazhdankin, 1999). These finds additionally relate the localities of the south-eastern White Sea region with the sections of the Middle Urals. But as the above-mentioned authors do not give the descriptions of the forms marked by them these collections are not included in the Atlas.

The Vendian deposits of the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium from the Middle Urals were traditionally distinguished in the volume of the Serebryanaya group and the Sylvitsa one (Ablizin et al., 1972; *Stratigraphicheskie...*, 1993; et al.). The majority of recent researchers consider the rocks of the Serebryanaya group as the Uppermost Riphean (Petrov et al., 2005; Maslov, 2006; Puchkov, 2010) and only the formations of the Sylvitsa group are considered in the volume of the Vendian. The terrigenous section of the Sylvitsa group includes the Staropechny, Perevalok, Chernyi Kamen, and Ust-Sylvitsa formations (Mladshikh, Ablizin, 1967; et al.). Numerous finds of the Precambrian macrofossils are associated with the rocks of Chernyi Kamen and Ust-Sylvitsa formations (Becker, 1977, 1980; Krivosheev, Polenov, 2001; Grazhdankin et al., 2005, 2010; Puchkov et al., 2016). The detailed characterization of the Sylvitsa deposits is given below in the respective part.

A wide strip of the Vendian formations in the Volga-Uralian region stretches along a part of the western edge of the Timan orogen and forms two depressions, namely the Verkhnekamsk depression and Shkapovo-Shikhan one separated by the Sarapul-Yanybaevo saddle joining the Vychegda part of the Mezen depression in the north and the sections of the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium and those of the Bashkirian one in the east (Fig. 1) (Puchkov, 2010). Within the Verkhnekamsk depression the Lower Vendian deposits are represented by the Veslyana formation. The overlying Upper Vendian rocks are united in the Lasvin complex and are represented by the Kykva, Vereschagino, Velva, and Krasnokamsk formations (Fig. 2). Two lower formations, namely the Kykva formation and Vereschagino one are united into the Borodulino group and two overlying formations, namely the Velva and Krasnokamsk ones are united into the Kudymkara group. Within the Shkapovo-Shikhan depression, the Lower Vendian formations are not established. In the Upper Vendian rocks the Lower Kairov group uniting the Baikibashevo and Staropetrovo formations, as well as the overlying Shkapovo group, including the Salikhovo and Karlin formations, is distinguished to the extent of Bijbulyak complex (*Stratigraphicheskaya...*, 2000).

On the western limb of the Bashkirian anticlinorium the Vendian deposits are distinguished as the Asha group (Kozlov, 1982; Becker, 1985b; *Stratigraphicheskie...*, 1993). Over last decades the majority of researchers have considered the Bakeevo formation and its facial analogues, namely the Tolparovo and Suirovo formation as belonging to the Lower Vendian deposits and the overlying section of the Uryuk, Basa, Kukkarauk, and Zigan formations connected by gradual transitions has been assigned to the Upper Vendian ones (Becker, 1985b; *Stratigraphicheskaya...*, 2000). The locally developed Maly Yamantau formation has a distinct structural position in the upper part of the section of the Asha group and because of a specific lithological composition and the peculiar features of the present ichnocoenosis it is presumably considered as the Lower Cambrian (Becker, Kishka, 1991; Becker, 2010). Numerous finds of ichnofossils and soft-bodied macrofossils are associated with the structures of Basa and Zigan formations (Becker, 2013; Kolesnikov et al., 2015). A more detailed characterization of the deposits of the Asha group is given below in the respective part.

The correlation of the Lower Vendian units for the above-mentioned regions (Fig. 2) is to a sufficient extent tentative and made on the basis of the position of strata in the section and the general similarity of units. The recent isotopic dating confirming the Pre – Late Vendian age is known only for the rocks of the western part of the Bashkirian and Kvar Kush-Kamennogorsk anticlinorium (see in detail the description of the stratigraphy of the Staropechny, Tolparovo, and Bakeevo formations).

Basing on the structural peculiarities and lithological characteristics the sections of the Lasvin complex from the Verkhnekamsk depression and those of the Bijbulyak complex from the Shkapovo-Shikhan depression in the Volga-Uralian region are well correlated within the Upper Vendian deposits. Generally accepted point of view is that the Bijbulyak complex from the Shkapovo-Shikhan depression and the Asha group of the Bashkirian anticlinorium can be correlated on the basis of formation (Maslov, Isherskaya, 1998; *Stratigraphicheskaya...*, 2000; Maslov et al., 2006b). The negative Europium anomaly in the mudstones at the base of the Karlin formation of the Shkapovo-Shikhan depression is correlated with an analogous anomaly at the base of the Kotlin Regional Stage of the Russian Platform (Maslov, Isherskaya, 2006). The Perevalok and Chernyi Kamen formations boundary from the Kvar Kush-Kamennogorsk anticlinorium is well correlated with the boundary of the Uryuk and Basa deposits of the Asha group and is usually identified with the molasse base (Puchkov, 2010, 2012). The unity of lithochemical characteristics is shown for the folded molasse (Kvar Kush-Kamennogorsk and Bashkirian anticlinorium) and for non-folded molasse (Shkapovo-Shikhan depression, Vychehda depression) on the basis of the analysis of fine-grained clastic rocks (Maslov et al., 2009, 2013c; Maslov, Podkovyrov, 2013). The formation of the Timan orogen and filling with molasse are described on the basis of recent data for the Late Vendian formations of the Mezen depression (Maslov et al., 2008a). For the Late Vendian Mezen paleobasin where the deposits of the same age from the Mezen depression and the Kvar Kush-Kamennogorsk anticlinorium are united by the authors who distinguished this paleobasin, the conclusion is made on the relative isolation of the erosion and washout zones and the lack of sediment homogenization within the paleobasin itself on the basis of the lithochemical analysis of fine-grained aluminium and silicon clastic (Maslov et al., 2013a). A similar conclusion evidently follows from the length of the paleobasin (no less than 1200 km) as well as from significantly prevailing shallow deposits forming it.

A very specific character of paleomagnetic record is established in the rocks of the Zigan formation of the Asha group from the Bashkirian anticlinorium (Levashova et al., 2015; Bazhenov et al., 2016). An extremely high frequency of the polarity change which has not yet been known in the magnetic chronicles of our planet was fixed precisely in these rocks. Multiple geomagnetic inversions occurring over only several million years could lead to a long period of an abrupt weakening of the protecting magnetic field of the Earth. And by this fact, the above-mentioned authors explain the extinction of the Ediacaran biota and the beginning of the “Cambrian substrate revolution” (Meert et al., 2016). At present time a similar paleomagnetic record was registered in the section of one of the stratigraphic subdivisions in the north-east of the Yenisei Ridge (the south-western margin of the Siberian Platform) which can be correlated with the uppermost Vendian (Shatsillo et al., 2015). It is more important for this work that a similar character of the paleomagnetic record was earlier revealed in the sections of the Upper Vendian Kotlin Regional Stage within the south-eastern White Sea region in the Zimniy Coast area, the Zolotitsa River, and the Verkhotina borehole (Popov et al., 2002, 2005; Llanos et al., 2005). The identical character of the paleomagnetic record unknown for the present in older Pre – Late Vendian rocks and in younger Phanerozoic rocks allows the correlation of the Zigan formation of the Asha group from the Southern Urals with the sections of the upper part of the Kotlin Regional Stage from the south-eastern White Sea region.

And at present, the correlation of the Late Precambrian deposits from the region made by different researchers is far from being uniform. On the western limb of the Bashkirian anticlinorium the Kurgashla formation and, its facial analogue titled the Arsha formation, (which should not be confused with the Asha group, formerly Asha formation) were earlier distinguished as parts of the Lower Vendian. The Kurgashla and the Arsha formations had been historically correlated with the Bakeevo formation from the western part of anticlinorium (Becker, 1988; *Stratigraphicheskie...*, 1993; et al.). For the rocks of the Kurgashla formation, there was expressed an opinion about the conformable bedding of tuff-sands containing fluidolite separated particle accumulations on the sandstones and tuff-sands

from the Riphean Krivaya Luka formations which were not processed by fluids (Kazak et al., 2008). On the basis of the obtained new isotopic ages, the Arsha formation was assigned to the Uppermost Riphean relatively not long ago and then it was transferred into the rank of a group consisting of four formations, such as the Bainass, Makhmutovo, Igonino, and Shumsk ones (Kozlov et al., 2008, 2011; Puchkov, 2010; Krasnobaev et al., 2012). In the works published over last years, the Bakeevo and Kur-gashla formations are assigned to the Early Vendian and the accumulation of glacial structures from these formations is correlated with the Gaskiers glaciation equal to 584-582 Ma (Puchkov et al., 2014; Lubnina et al., 2014).

A new scheme of the correlation of Vendian deposits has been recently offered upon which four sequences were distinguished, such as the Agma, Solza, Zimnie Gory, and Erga ones as a result of the made sequent-stratigraphic analysis of the south-eastern White Sea region. The lateral rows “tracts” and the facies migrations separating their surfaces were traced through the boreholes disclosing the north-east of the Mezen syncline and correlated with the sections of the Sylvitsa group of the Kvar-kush-Kamennogorsk anticlinorium within the single Mezen paleobasin. According to the offered scheme the Agma sequence, including the Lyamtsa formation and the lower subformation of the Verkhovka formation in the Middle Urals, corresponds to the deposits of the Staropechny and Perevalok formations (Maslov et al., 2008a; Grazhdankin, Maslov, 2009; Grazhdankin et al., 2009; Maslov et al., 2013a). There was expressed an idea about the same age of the base of Lyamtsa and Staropechny formations (the surface of the maximum regression of the Agma sequence) and the base of the Bakeevo formation (Grazhdankin et al., 2011a, 2011b) assigned by the majority of researchers to the Early Vendian as was above mentioned (Maslov 2006; Becker, 2010 et al.). The Solza sequence represented by the formations of the Upper subformation of the Verkhovka formation within the Kvar-kush-Kamennogorsk anticlinorium is correlated with the Vilukha subformation of the Chernyi Kamen formation. The Zimnie Gory sequence, including the deposits of the Zimnie Gory formation in the south-eastern White Sea region and in Middle Urals, embraces the section of the Shurysh and Cheremukhovi subformations of the Chernyi Kamen formation. The Erga sequence formed by the deposits of the Erga formation which is the crowning sequence of the Late Vendian in the north-east of the Russian Platform, in accordance to the authors who previously identified it, it corresponds to the Siniy Kamen, Konovalovka, and Krutikha subformations of the Chernyi Kamen formation (Grazhdankin, Maslov, 2009; Grazhdankin et al., 2010). The age of the uppermost Ust-Sylvitsa formation of the Sylvitsa group is not clearly established in the discussed scheme. It is supposed that either the deposits of the Ust-Sylvitsa formation and the units of the locally distinguished Kobyliv Ostrov subformation of the Chernyi Kamen formation have the same age (Grazhdankin et al., 2010) or it is correlated with the Padun formation from the south-eastern White Sea region which had been earlier distinguished as Early Cambrian in age by the same authors (Maslov, 2006; Grazhdankin, Krayushkin, 2007). The Ust-Sylvitsa formation is also sometimes assigned to the transitional interval of the Vendian-Cambrian and is correlated with the Nemakit-Daldyn Horizons of Siberia (Chumakov, Sergeev, 2004).

The age of two Upper Vendian formations of the Asha group, namely the Kukkarauk and Zigan ones is substantiated as not older than the Middle Cambrian age on the basis of the finds of phosphate clastic interpreted as brachiopod shells (Kuznetsov, Shatsillo, 2011). In the opinion of Kuznetsov N.B., the molasse of this age is an additional proof of the earlier expressed idea of the Early Paleozoic time of the Timan orogen (Kuznetsov et al., 2005).

2.3. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE SYLVITSA GROUP (WESTERN SLOPE OF THE MIDDLE URALS)

The Kvar-kush-Kamennogorsk (Vishera-Chusovaya, Basegi-Sinegorsk) megaanticlinorium is located within the Central Uralian Zone and embraces the main part of the western slope of the Middle Urals (Fig. 1). Its structure includes two large anticlinoria uplifts arranged en echelon, namely the Kvar-kush-Basegi (Voguly) in the north-west and the Kamennogorsk (Sinie Gory) in the south-east, separated by the Usva-Sylvitsa (Vilva-Sylvitsa, Usva-Serebryanaya) saddle structure (*Geologiya...*, 1969; Ablizin et al., 1982). A metamorphic complex with complicated structure combining

high-temperature and high-pressure paragenesis whose metamorphism age is considered as the Pre-Ordovician occurred in the north of megaanticlinorium. From the east the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium is restricted by the zone of the Main Uralian Fault. The Ordovician-Devonian shelf deposits, developed in the western part of this fracture zone, separate the described meganticlinorium from the Lyapin (Lyapin-Kutim) uplift located in the Northern and Cis-Polar Urals. The Late Riphean formations of Lyapin structure are traced in the narrow strip stretching far to the south along the eastern margin of the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium (Ablizin et al., 1982; Maslov et al., 1996; Puchkov, 2000; Petrov, 2015). Throughout the whole Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium its western part is distinguished as the Yazva-Serebryanaya (Tsepel-Vijai) monoclinorium which is 15-30 km wide. The middle part of monoclinorium is complicated by the Bezhgodov synform of probably allochthonic nature filled in by the Late Ordovician-Silurian-Devonian deposits. The western part of monoclinorium is composed of the units of the Sylvitsa group (*Geologiya...*, 1969; Ablizin et al., 1982) (Fig. 3).

The Precambrian units of the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium are represented by the rocks of the Kedrovo, Basegi, Serebryanaya, and Sylvitsa groups. The Late Riphean age is established for volcanic-sedimentary rocks of the Kedrovo and Basegi groups (Ablizin et al., 1982; *Stratigraphicheskie...*, 1993; Petrov et al., 2005). The Serebryanaya group which is traditionally considered in the volume of the Early Vendian (Ablizin et al., 1982; *Stratigraphicheskie...*, 1993; Suslov et al., 2002; Petrov, 2015) is assigned to the Uppermost Riphean – Arshinian on the basis of recent isotopic and geochronological data for eroded complexes cutting the group (Petrov et al., 2005; Maslov, 2006; Puchkov, 2010). But the data on the Early Vendian age of the zircons from alkaline basalts of the lower (Tany) formation of the Serebryanaya group has been published recently (Maslov et al., 2013b). The authors of this work note that the age range of the Serebryanaya – early Sylvitsa glacial rocks received by them considerably exceeds the duration of the glacial event known for the Ediacaran (Maslov et al., 2013b). Thus, we can state that a problem of the age of the Serebryanaya group is not yet solved. The northern part of the Usva-Sylvitsa saddle structure in the upper reaches of the Usva River is formed by volcanogenic-sedimentary complexes of the Vilva and Persha formations which are well correlated by composition with the section of the Serebryanaya group (*Karta...*, 1983; Petrov, 2015) (Fig. 3). In single cases, these complexes are dated as the Late Vendian ones (Ablizin et al., 1982). The Serebryanaya group is overlain with erosion by the Sylvitsa group whose terrigenous rocks are also overlapped with deep erosion by the deposits of the Silurian or Takata (Takaty) formation of the Emsian stage of the Lower Devonian (Ablizin et al., 1982; Suslov et al., 2002; Puchkov, 2010).

2.3.1. STRATIGRAPHY OF THE SYLVITSA GROUP SECTIONS

The Sylvitsa group was distinguished as a result of the detailed geological survey made in 1950's-60's and it was named after the Sylvitsa River where its complete and well-exposed sections are located (Mladshikh, Ablizin, 1967). The same authors first expressed a point of view on the Precambrian age of the units of the Sylvitsa group which had been distinguished earlier in Middle Urals under the name of the Asha formation and had been compared with a straton of the same name from the Southern Urals whose age was assessed in different years from the Devonian to the Cambrian (Ablizin et al., 1982). On the basis of the peculiar features of structure and lithological composition, the Sylvitsa group is divided now into four formations, such as the Staropechny, Perevalok, Chernyi Kamen, and Ust-Sylvitsa ones (Fig. 4) (Mladshikh, Ablizin, 1967; Grazhdankin et al., 2010). The total thickness of the Sylvitsa group is estimated from 2650-2850 m (Ablizin et al., 1982) to 1800 m (Grazhdankin et al., 2010).

2.3.1.1. STAROPECHNY FORMATION

First, the Staropechny formation was distinguished as the Lower Staropechny strata of the Asha formation by Ablizin B.D. with co-authors in 1959. The strata have been considered in the rank of formation since 1966. The deposits of the Staropechny formation are traced from the basin of the Kusiya River in the north-west to the basin of the Mezhevaya Utka River in the south-east (Fig. 3) (Ablizin et al., 1982). The basal conglomerates of the Staropechny formation overlying different horizons of the

Upper (Kernos) formation of the Serebryanaya group are definitely indicative of the erosion preceding its formation. It is additionally confirmed by the pebble composition in the lower beds of the Staropechny formation which to a large extent are composed of Kernos rocks (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

On the basis of lithological composition, two strata are distinguished in the section of the formation, namely the lower diamictite and the upper – siltstone-mudstone one. The stratotype of the formation is located in the valley of the Sylvitsa River, Staropechny Kordon tract, 2 km below the mouth of the Kernos River. The lower stratum here is formed by the alternation of rare pebble conglomerates and coarse-grained sandstones. The size of fragments in diamictite beds ranges from gravel size to boulder one. They are composed of arcose sandstones, siliceous and carbonate rocks. Acid magmatic rocks are rarer. Fragments are submerged in bluish-grey and greenish-grey thinly bedded sandy siltstones. The sandstones are characterized by coarse horizontal, sinuous and cross lamination and by an admixture of rounded fragments of pebble and gravel size. The total thickness of diamictite strata is about 20 m. Yellowish and greenish-grey “tobacco” siltstones with lens-shaped interbeds of sandstones overlie with the gradual transition. Siltstones are replaced by thinly laminated variegated mudstones. Pistachio-green rocks prevail in the lower part of the section and cherry-red ones prevail in the upper part of the section. Mudstones contain thin (up to 1 cm thick) interbeds of siltstones and those of white or rosy tuffs (up to 0.5 cm thick). The total thickness of thinly platy siltstone and mudstone strata is about 180 m (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

Having, on the whole, a similar structure, the units of the Staropechny formation are traced from the Staropechny Kordon tract in the south-east through the valley of the Serebryanaya River to the Mezhevaya Utkha River where the thickness of the formation increases from 440 m to 450 m. To the north of the stratotype in the valley of the lower-middle reaches of the Kusiya River, the thickness of the lower diamictite strata increases up to 95 m. The upper stratum is composed of greenish-grey siltstones with sandstones bands containing quartzite pebbles and is about 430 m thick (Ablizin et al., 1982). The upper siltstones of the northern sections (Vizhay and Koiva rivers) contain marcasite concretions (Becker, 1988). The maximum thickness of the Staropechny formation is up to 550 m (Ablizin et al., 1982).

The deposits of the Staropechny formation are interrupted by hypabyssal intrusive bodies of the Kusiya picrite-essexite complex (Suslov et al., 2002). The picrite explosive breccia of this complex date back to 608 ± 3 Ma by Rb/Sr method (Karpukhina, 2000; Karpukhina et al., 2001). It can be interpreted as the lower age restriction for the whole Sylvitsa group following the opinion of some researchers (Petrov et al., 2005, Puchkov, 2012). The U-Pb isotopic dating of zircons from tuff interbeds of the upper part of the Staropechny formation (the left bank of the Usva River, above the mouth of the Vilukha River) by LA-ICP-MS method allows us to estimate the time of their formation in the range of 561 ± 36 Ma (Maslov et al., 2013b). The accumulation of sediments of the Staropechny formation is supposed to take place in the early epoch and at the beginning of the late epoch of the Vendian period (Maslov, 2006; Maslov et al., 2013b).

No paleontological remains are found in the rocks of the Staropechny formation (Grazhdankin et al., 2010).

2.3.1.2. PEREVALOK FORMATION

First, the Perevalok formation was distinguished by Ablizin B.D. with co-authors as the second strata of the Asha formation in 1959. And in 1966 it was transferred to the rank of a formation. The deposits of the Perevalok formation are traced in a narrow strip west of the formations of the Staropechny formation from the valley of the Usva River, near the mouth of the Vilukha River in the north-west to the basin of the Mezhevaya Utkha River in the south-east (Fig. 3). The deposits of the Perevalok formation are connected with the rocks of the underlying Staropechny formation by a gradual transition (Ablizin et al.; Grazhdankin et al., 2010).

The lower boundary of the Perevalok formation is defined by the appearance in the section of grey and dark grey micaceous siltstones in the stratotypical locality (the right bank of the Mezhevaya Utkha River above the mouth of the B. Perevalok Creek 10 km east – north-east of the mouth of the Mezhevaya

Utka River). Siltstones interbedded with mudstones contain thin sandstone bands (0.5-1 cm thick). The quantity of psammitic material increases up the section. The thickness of bands of brown-grey micaceous straticulate-wavy sandstones increases up to 1.5 m. The thickness of the whole siltstone-mudstone-sandstone strata is about 270 m. The section of the formation in the stratotype is crowned by a member 50 m thick, composed of dark-grey, brown micaceous schistose sandstones (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al. 2010). The Perevalok formation shows a regular, non-interrupted structure and lithological composition throughout the whole area of distribution (Ablizin et al. 1982), though some researchers speak about a decrease in the number of sandstone bands towards the north-west (Grazhdankin et al., 2010) or even about the lack of upper sandstone beds in the section of the formation (Becker, 1988). A characteristic peculiar feature of the rocks of the formation is an increased phosphorus content that is well expressed in the presence of lenticular interbeds and concretions of aleuritic phosphorites. Marcasite concretions and the presence of thin films of coalified organics emphasizing lamination are also noteworthy. The thickness of the formation ranges from 150 m to 300 m (Ablizin et al., 1982; Becker, 1988; Grazhdankin et al., 2010).

An idea about the Late Vendian age of the deposits of the Perevalok formation is generally accepted. The U-Pb age of volcanogenic zircons received by the LA-ICP-MC method from the tuff interbedded from the lower part of the section of the Perevalok formation (on the left bank of the Usva River, 2-2.5 km below the mouth of the Vilukha River in the coastal cliff called Krutaya Gora) is equal to 567.2 ± 3.9 Ma (Grazhdankin et al., 2010, 2011a, 2011b). An assemblage of carbonificated organics rich in mass burials, distribution and taxonomic diversity, and correlated with the Miaohu-type biota from southern China is marked within this outcrop in thinly laminated mudstones of the Perevalok formation (Grazhdankin et al., 2007).

Palaeopascichnus of varying quality of preservation is widespread at the base of sandstone beds in the section of the Perevalok formation (Grazhdankin et al., 2005). Among the marked finds the remains of *Palaeopascichnus* from the locality titled here Sylvitsa-5 were included in this Atlas (Fig. 5C) (Table 1).

2.3.1.3. CHERNYI KAMEN FORMATION

The Chernyi Kamen formation was distinguished in 1959 as the third and the fourth strata of the Asha formation by Ablizin B.D. with co-authors and since 1966 it has been considered as an independent formation. The rocks of the Chernyi Kamen formation are widely distributed in the area among the units of the Sylvitsa group and form a considerable part of the western limb of the Yazva-Serebryanaya monoclinorium (Fig. 3). The stratotype of the formation is described along the right bank of the lower reaches of the Sylvitsa River near the Chernyi Kamen rock located 2 km south – south-west of the mouth of the Garevaya River (Garevoy Creek). A thick (up to 1500 m) lower subformation and a thin (from 150 to 200 m) upper subformation, both having a similar lithological and facial composition were distinguished within the Chernyi Kamen formation by Ablizin B.D. with co-authors (Ablizin et al., 1982). The Upper part of the recent Chernyi Kamen formation was divided into the Yalunin and Krasnogorsk strata (Klujina, Pinegin, 1961), but this scheme was not widespread. The detailed studies of some sections of the Sylvitsa group made by Grazhdankin D.V. with co-authors from 2002 to 2009 allowed them to distinguish strata differing in lithology and cyclicity character among the deposits of the Chernyi Kamen formation. These strata are considered in the rank of subformations. A set of stratotypes of newly distinguished strata is offered as a constituent hypostratotype of the whole formation. The following subformations were distinguished, such as the Vilukha, Shurysh, Cheremukhoviy, Siniy Kamen, Konovalovka, Krutikha, and Kobyliv Ostrov ones (Grazhdankin, Maslov, 2009; Grazhdankin et al., 2009, 2010).

Sedimentary deposits of the Chernyi Kamen formation in the basin of the Chusovaya River, (the lower reaches of the Usva and Vilva rivers) are broken through by dikes of gabbro-dolerites whose isotopic age was specified as Late Riphean-Vendian equal to 613 and 575 Ma respectively by Becker without any references (Becker, 1988). Recent U-Pb dating of baddeleyite from the dike of gabbro-dolerites crossing the formations of the Chernyi Kamen formation is 377.2 ± 0.9 Ma (Puchkov

et al., 2016) and, thus, they can not directly indicate the time of the formation of the rocks from the middle part of the Sylvitsa group. The Isotopic U-Pb age of zircons from the interbeds of volcanic tuffs from the Vilukha subformation deposits of the Chernyi Kamen formation (the right bank of the Usva River, about 1 km above the mouth of the Vilukha River) is 557 ± 13 Ma. This stage of tectonic-magnetic activity is correlated with granitoids of similar age available at the base of the Pechora Platform by the authors who established it (Ronkin et al., 2006; Maslov et al., 2006a; Grazhdankin, Maslov, 2009) whose intrusion in its turn is associated with the final stages of the Timan orogeny (Pease et al., 2004).

The total thickness of the deposits of the Chernyi Kamen formation is either about 1700 m (Abli-zin et al., 1982) or does not exceed 1300 m, to the north-west decreasing down to 800 m (Grazhdankin et al., 2010). The rocks of the formation, on the whole, have a pronounced polymictic character. The fact that the rocks of the Chernyi Kamen formation are assigned to the Upper Vendian does not cause disagreements now.

2.3.1.3.1. VILUKHA SUBFORMATION

The sections of the Vilukha subformation of the Chernyi Kamen formation are described by the authors who distinguished it in the sections of the valleys of the Usva, Sylvitsa, and Mezhevaya Utkha Rivers. A complex of sections along the Usva River near the mouth of the Vilukha River is offered as a constituent stratotype of the Vilukha subformation (the Vilukha tract). A transgressive member of fine-middle-grained sandstones 13 m thick is distinguished at the base of the subformation. The lower boundary of the subformation is not exposed. The lower part of the member is formed by sandstone beds with the erosional base, with ripple marks on the top, with rough horizontal or tubercular lamination and more rarely with cross-bedding and cross-sinuuous lamination. The sandstones are separated by aleuopelite layers. The thickness of sandstone layers decreases in the middle part of the member. They are characterized by cross-sinuuous lamination. The upper part of the member consists of the alternation of siltstones and mudstones with separate interbeds of fine- and coarse-grained sandstones with multidirectional cross-sinuuous lamination. The overlying section of the Vilukha subformation in the stratotypical locality is formed by the alternation of grey-green sandstones with pistachio-green and cherry-red thinly laminated aleuopelites. The packages of sandstone layers are also divided by interbeds of siltstones and aleuopelites. Sandstones without visible lamination, with sloping cross-bedding as well as with coarse and sinuous lamination are noted. Traces of erosion and accumulations of flat argillaceous pebbles are noted in sandstones (Grazhdankin et al., 2009, 2010).

In the sections of the Vilukha subformation described from the Sylvitsa and Mezhevaya Utkha Rivers a basal sandstone member wedges out from the section. And a member of thin alternation of siltstones and mudstones with rare lenses of sandstones and thin tuff interbeds overlies the units of the Perevalok formation. The upper part of the section on the Mezhevaya Utkha River is characterized by the lack of coarse-grained types in rock. The thickness of the deposits of the Vilukha subformation reaches 250 m (Grazhdankin et al., 2010).

According to the data of Grazhdankin D.V. and co-authors the macrofossils revealed by Becker in 1977 in the deposits of the Chernyi Kamen formation in the northern edge of the Shirokovskoe Reservoir (the valley of the Kosva River) are confined to the sandstones of the base of the Vilukha subformation (Grazhdankin et al., 2010, p. 90). In this Atlas, it is the Shirokovskoe-1 locality (Fig. 5A). The Usva-Vilukha locality also confined to the sandstone member of the Vilukha subformation is located 21-22 km to the south on the right bank of the Usva River (Fig. 5A) (Table 1).

2.3.1.3.2. SHURYSH SUBFORMATION

The sections of the Shurysh subformation of the Chernyi Kamen formation have a restricted distribution in the south-eastern part of the western limb of the Yazva-Serebryanaya monoclinorium. These are the sections on the Sylvitsa, Serebryanaya, and Mezhevaya Utkha rivers. The subformation is named after the Shurysh Creek, the left tributary of the Serebryanaya River, 8 km south – south-east of its mouth. The researchers who distinguished the subformation offer a constituent startotype as a complex

of sections on the Sylvitsa River between the mouth of the Garevaya River and the southern part of the tract near the Chernyi Kamen which is about 3 km south – south-west of the mouth of the Garevaya River (Grazhdankin et al., 2009, 2010). It is noteworthy that these sections had been described earlier as a constituent stratotype for the largest part of the Chernyi Kamen formation (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

The Shurysh subformation is composed of the rhythmical flysch-like alternation of light-grey sandstones and siltstones. The lower part of the section of the subformation is formed by thicker sandstone layers with thin, up to 1 cm, siltstone interbeds. In the middle part of the subformation the ratio of sandstones and siltstones is approximately equal and in the upper part of the section of the formation siltstones prevail over sandstones. Thin interbeds of sandstones (up to 5 cm thick) are characterized by gradational lamination and more rarely by cross-sinuuous lamination and thicker interbeds (10-20 cm thick) are characterized by thin horizontal, tubercular lamination and more rarely by convolute lamination. Disharmonious consedimentation slip folds are marked in the upper part of the section of the subformation. The thickness of the subformation is estimated at 200 m (Grazhdankin et al., 2010).

No paleontological remains are found in the rocks of the Shurysh subformation (Grazhdankin et al., 2010).

2.3.1.3.3. CHEREMUKHOVIY SUBFORMATION

The Cheremukhovi subformation is described in the only exposure on the right bank of the Usva River below the Cheremukhovi Island approximately 2 km east of the mouth of the Krutikha River. The Cheremukhovi subformation is considered as a facial analogue located to the south-east of the Shurysh subformation. The contacts of subformation with underlying and overlying deposits are not exposed. The section of the subformation is formed by light-grey, greenish-grey, medium-grained sandstones separated by siltstone interbeds. Sandstones with the cross and horizontal bedding are developed. The sandstones from the upper part of the subformation are characterized by large mould-shaped cross-bedding and by lenses enriched with flat argillaceous pebbles. The visible thickness of the subformation is 35 m (Grazhdankin et al., 2010).

No paleontological remains are found in the Cheremukhovi subformation (Grazhdankin et al., 2010).

2.3.1.3.4. SINIY KAMEN SUBFORMATION

The Siniy Kamen subformation was named after the Siniy Kamen Rock. The section of the subformation is located here on the right bank of the Chusovaya River, 1.2 km west of the Nizhnyaya Oslyanka village. This section is described by Grazhdankin D.V. with co-authors who distinguished the subformation as the most complete one and it seems to be understood to be stratotypical. To the south-east of the Siniy Kamen Rock, the units of the subformation are described on the Chusovaya River, upstream, above the Verkhnyaya Oslyanka village and then to the south – south-east in the valley of the Serebryanaya River. To the north-west of the Siniy Kamen Rock, the deposits of the subformation are studied in the valley of the Sylvitsa River, 3-3.5 km south-east above its mouth. Farther to the north-west, in the valley of the Usva River the deposits of the Siniy Kamen subformation wedge out from the section. The relationships with underlying deposits for the rocks of the Siniy Kamen subformation are not described (Grazhdankin et al., 2009, 2010).

The sections of the Siniy Kamen subformation have the greatest thickness in the valley of the Sylvitsa River and on the Chusovaya River in the shore cliffs of the Siniy Kamen Rock. The non-thick member (2 m) of the alternation of horizontal-wavy-bedded sandstones and thinly laminated mudstones is noted at the base of the subformation. Above lies a member about 30 m thick composed of greenish-grey thinly laminated siltstones whose lower parts have canal casts and thin bands (up to 6 cm) of cross-wavy sandstones. The overlying stratum about 120 m thick unites ten rhythms with a member of greenish-grey sandstones at the base of each rhythm which is replaced by a member of greenish-grey light-violet thinly laminated siltstones as a result of the gradual transition. Sandstone

beds in basal members of rhythms are characterized by thin, horizontal, cross-bedding, or coarse-sinuuous lamination. They are characterized by submarine- landslide textures and canal casts whose downcutting depth increases up the section. The U-shaped form of such canals is replaced by the V-shaped one (Grazhdankin et al., 2009, 2010).

The maximum thickness of the deposits of the Siniy Kamen subformation is marked in the shore exposures of the Siniy Kamen Rock on the Chusovaya River where it reaches 150 m. To the south-east over a length of 4 km, the thickness of the subformation reduces down to 40 m at the expense of the decrease in the thickness of siltstone members down to their complete wedging out. A relative increase in the quantity of psammite component in the section is accompanied by the preservation of the character of cyclic recurrence (Grazhdankin et al., 2010).

Numerous finds of macrofossils of Ediacaran appearance collected in the lower reaches of the Sylvitsa River are associated with the deposits of the Siniy Kamen subformation (Grazhdankin et al., 2005, 2009, 2010). In this Atlas, these are Sylvitsa-2, Sylvitsa-3, and Sylvitsa-4 localities (Fig. 5C) (Table 1).

2.3.1.3.5. KONOVALOVKA SUBFORMATION

The deposits of the Konovalovka subformation were studied by the researchers who distinguished it in the shore exposures of the Sylvitsa River, 1.2 km north-east of its mouth where the ruins of the saw-mill named after Konovalov are located whose construction was not completed at the beginning of the 20th century. The Siniy Kamen subformation is also traced on the Chusovaya River, above the Verkhnyaya Osl'yanka village. To the north-west of the valley of the Sylvitsa River, on the left shore of the Usva River the subformation rocks are exposed 1-1.5 km above the mouth of the Krutikha River in the shore cliff called the Krasnaya Gora Rock (Grazhdankin et al., 2010.).

In the stratotype section of the Konovalovka subformation an abrupt transgressive contact with the rocks of underlying Siniy Kamen subformation is traced on the left abrupt bank of the Sylvitsa River. The lower part of the subformation section is formed by a member of the intercalation of dark-grey thinly laminated siltstones and numerous lenses and bands of sandstones with cross-bedding. The thickness of the lower member is about 60 m. The over-lying thick member (up to 70 m thick) unites dark-grey, light chocolate alternating siltstones and mudstones with separate and close spaced layers of wavy-bedded sandstones. A member of thinly alternating, greenish-grey, chocolate-brown spotted siltstones and mudstones 10 m thick lies above. The stratotypical section of the Konovalovka subformation is crowned by a thin (10 m thick) member of thinly laminated greenish-grey fine-grained sandstones, siltstones, and mudstone. The total thickness of the subformation deposits in the stratotypical locality is 150 m. In the north-western part of the region where the Konovalovka deposits are developed (the Usva River) less than 20 m of the upper part of the subformation are exposed (Grazhdankin et al., 2010).

Numerous finds of Late Vendian macrofossils were made in the upper member of thin alternation of sandstones, siltstones, and mudstones crowning the stratotype section of the Konovalovka subformation (Grazhdankin et al., 2005; 2009; 2010). In this Atlas, this is the Sylvitsa-1 locality (Fig. 5C) (Table 1).

2.3.1.3.6. KRUTIKHA SUBFORMATION

The Krutikha subformation forms shore outcrops on the Usva River in the mouth of the Sylvitsa River and on the Chusovaya River, above the Verkhnyaya Osl'yanka village. The subformation is named after the Krutikha River, the right tributary of the Usva River. The coastal cliffs of the Krasnaya Gora Rock located upon the bank of the Usva River, above the mouth of the Krutikha River are described by the authors who distinguished the Krutikha subformation as a reference section (Abli-zin et al., 1982). Earlier these exposures were assigned to the sections of the Ust-Sylvitsa formation (Grazhdankin et al., 2010).

On the Usva River, in the outcrops of the Krasnaya Gora Rock, the lower boundary of the Krutikha subformation is defined at the base of a member about 3 m thick composed of greenish-grey medium-coarse-grained sandstones, as well as horizontal-laminated and cross-bedded sandstones with a lot of argillic pebbles at the base. The contact with underlying rocks of the Konovalovka subformation is abrupt. The next member of the Krutikha subformation is characterized by the alternation of greenish-grey sandstones, siltstones, and mudstones often thinly interbedded, with coarse-laminated, lenticular-laminated, greenish-grey sandstones enriched with argillic pebbles, with erosion traces and canal casts. The sandstones are also characterized by multilevel cross-bedding. Ripple marks are preserved on the top of beds. The thickness of the member is 13 m. The overlying variegated strata about 180 m thick is formed by the alternation of thinly laminated blueish-grey, red-brown spotted mudstones and wavy-bedded greenish-grey sandstones, siltstones, and mudstones. Noteworthy are lenses of coarse-grained sandstones with erosional basement, cross-lamination, and argillic pebbles on the bedding planes. The upper part of the Krutikha subformation described downstream of the Usva River is formed by the alternation of spotted grey-cherry, greenish-grey interbedded siltstones and mudstones with greenish-grey siltstones and brown-grey sandstones, either massive or with cross-sinuuous lamination. Mud crack casts and glyptomorphoses on cubic crystals of salt are confined to the base of sandstone beds. The total thickness of the deposits of the Krutikha subformation reaches 400 m (Grazhdankin et al., 2009, 2010).

In the outcrops along the Sylvitsa and Chusovaya rivers, the Krutikha subformation has a gradual transition with underlying Konovalovka deposits. The lower boundary of the Krutikha subformation in these cases is defined by the appearance in the section of greenish-grey, reddish-brown medium-grained sandstones with either multistory or trough-shaped cross-lamination (Grazhdankin et al., 2010).

Numerous imprints of *Arumberia* were found in the upper part of the Krutikha subformation in the section on the Usva River inside sandstone beds (Grazhdankin et al., 2010; Kolesnikov et al., 2012). This locality is included in this Atlas under the name of Usva-Krutikha (Fig. 5A) (Table 1).

2.3.1.3.7. KOBLYLIY OSTROV SUBFORMATION

The Kobylly Ostrov subformation was distinguished by Grazhdankin D.V. with co-authors and described in the only outcrop in the valley of the Usva River, 1.7 km above the Kobylly Island located opposite the mouth of the Shishkina River. The lower boundary of the subformation is abrupt and defined by the appearance of thick channels formed by grey, greenish-grey, fine-grained and medium-grained sandstones in the variegated section of the upper part of the Krutikha subformation. Lenses of massive sandstones are separated by flat pebbly mudstone conglomerates. A large trough-shaped lamination of sandstones is emphasized by interbeds of argillic pebbles. The thickness of the lower member of the subformation is about 5 m. The overlying well-exposed strata about 23 m thick is formed by interbedded grey-green sandstones with grains of different sizes, by siltstones, and more rarely by mudstones. The interbeds of flat argillic pebbles are characteristic; the sandstones with cross-sinuuous lamination on the top of beds often have ripple marks. The next member is composed mainly of greenish-grey, brown thinly laminated siltstones. The thickness of the member is 15 m. The visible section of the subformation is crowned by fragmentarily exposed greenish-grey cross-bedded sandstones. The total thickness of the Kobylly Ostrov subformation is estimated at approximately 100 m (Grazhdankin et al., 2009; 2010).

The Kobylly Ostrov subformation crowns the section of the Chernyi Kamen formation. Paleontological remains are not discovered in its deposits. The researchers who distinguished this subformation assume that it can be correlated with the Ust-Sylvitsa formation (Grazhdankin et al., 2010).

2.3.1.4. UST-SYLVITSA FORMATION

The Ust-Sylvitsa formation was first distinguished as the fifth strata of the Asha formation by Ablizin B.D. with co-authors in 1959 and since 1966 it has been considered in the rank of a formation. According to the data of the researchers who distinguished the formation, its deposits are distributed

from the lower reaches of the Kosva River in the north-west to the left bank of the Chusovaya River, 3 km above the mouth of the Sylvitsa River in the south-east (Ablizin et al., 1982). To the south, the deposits of the Ust-Sylvitsa formation, as well as the units of the upper subformations of the Chernyi Kamen formation, are destroyed by the Pre-Takata erosion (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

The stratotype of the formation is located in the valley of the Chusovaya River below the mouth of the Sylvitsa River. The base of the Ust-Sylvitsa is defined by the appearance in the section of variegated siltstones and mudstones of the Krutikha subformation of the Chernyi Kamen formation cherry-brown, violet-brown, fine- and medium-grained sandstones. The overlying section of the Ust-Sylvitsa formation is composed of red-brown, yellow-brown, lilac, grey-green sandstones with the accumulations of argillic pebbles and thin interbeds of thinly laminated siltstones. The sandstones are characterized by the absence of any lamination as well as by coarse horizontal and cross-lamination up to large trough-shaped one. Ripple marks occur on the surfaces of beds. The interbeds enriched with hematite and leucoxene are marked in sandstones. The thickness of the section of the Ust-Sylvitsa formation in the stratotype reaches 350 m. It is overlain by the sandstones of the Lower Devonian Takata formation with basal conglomerates at the base (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

In the north-west of the described region in the interfluvium of the Vilva and Kosva rivers, the Ust-Sylvitsa formation is characterized by more coarse-grained composition down to the presence of gravel types and by a larger thickness equal up to 600 m. The deposits of the formation are overlain with erosion by Takata sandstones of the Lower Devonian Emsian stage (Ablizin et al., 1982). Some researchers include the Ust-Sylvitsa formation in the upper “variegated” strata of the Chernyi Kamen formation (Krivosheev, Polenov, 2001) or assume that it has the same age as the Kobyliv Ostrov subformation of the Chernyi Kamen formation (Grazhdankin et al., 2010). There is also an opportunity to correlate the deposits of the Ust-Sylvitsa formation with presumably Early Cambrian units of the Padun formation in the south-eastern White Sea region (Grazhdankin, Maslov, 2009; Grazhdankin et al., 2010).

Paleontological remains are not found in the stratotypical locality in the mouth of the Sylvitsa River, in the deposits of the Ust-Sylvitsa formation (Grazhdankin et al., 2010). The first find of *Arumberia* in the Urals was made in the deposits assigned to the Ust-Sylvitsa formation, in the lower reaches of the Koiva River (Becker, 1980). Basing on the descriptions of the sections given by Becker, Grazhdankin with co-authors correlates them with the Kobyliv Ostrov subformation of the Chernyi Kamen formation (Grazhdankin et al., 2010, p. 90). In this Atlas, it is the Koiva locality (Fig. 5B) (Table 1). The Shirokovskoe-2 locality is confined to the formations of the Ust-Sylvitsa formation (fig. 5A) (Table 1). The finds of macrofossils in the lower reaches of the Vijai River are also associated with the strata of the Ust-Sylvitsa formation (Becker, 2013). It is the Vijai locality here (Table 1), but we did not manage to establish its exact attribution.

2.3.2. CONDITIONS OF THE FORMATIONS OF THE SYLVITSA GROUP ROCKS

The accumulation of lower-diamictite rocks of the Staropechny formation is related to Early Vendian glacial events which were displayed in the form of Laplandian Glaciation on the adjoining land which is the recent East European Craton. The majority of researchers consider tillite-like Lower Staropechny formations as a product of ice scattering - distal deposits of shelf glaciers and icebergs separated from them. Clastics of interglacial stages and submarine-landslide deposits indicative of relatively deepwater conditions of the formation of described marine-glacial rocks act as parts of diamictite strata. The recent north-eastern margin of the East European Craton was a source of clastic material during the Staropechny time (Chumakov, Sergeev, 2004; Maslov, 2006; Puchkov, 2010).

The formation of strata of prevailing thinly laminated siltstones and mudstones in the upper part of the Staropechny and Perevalok formations is interpreted as a deposition in hydrodynamically calm conditions and as a consecutive sorting of the bottom residue by waves. In the opinion

of Grazhdankin with co-authors (2010), the availability of peculiar concentric sedimentary textures, the so-called “swing marks” restrict the sedimentation area to photic zone. On the whole, the sedimentation settings of the Late Staropechny and Perevalok time are interpreted as submarine silty plains (Grazhdankin et al., 2010). Lithogeochemical characteristics of clayey rocks of the Perevalok formation are indicative of their formation beyond the zones of possible influence of hydrothermal exhalations. And they allow us not to relate phosphorites available in the formation section with the products of the basic or ultrabasic magmatism (Maslov et al., 2007).

On the boundary of the Perevalok and Chernyi Kamen time the main washout and erosion area is changed, that is fixed by an abrupt change of the mineral composition of the heavy fractions and the composition of the rocks on the whole (Kurbatskaya, 1979; Ablizin et al., 1982). As a rule, this event is interpreted as the beginning of molasse accumulation, which is a product of Timan orogeny (Puchkov, 2010, et al.). On the basis of lithogeochemical analysis, the researchers established for the whole Sylvitsa group the dominance in feeding areas of blocks composed of continental crusts with a subordinate role of basic rocks (Grazhdankin et al., 2010).

The Vilukha time coincides with the beginning of the formation of a broad shallow basin. On the whole, the Chernyi Kamen and Ust-Sylvitsa formations occurred in the conditions of various shallow water settings of sedimentation. The deposits characteristic of high-energy surf settings are not registered in the above-mentioned sections as well as the deep-water facies are absent (Grazhdankin et al., 2010). The geochemical analysis of clayey-aleurite rocks of the Chernyi Kamen formation is indicative of fresh water or substantially desalinated conditions of their formation as well as a complete lack of the influence of exhalative components (Becker, 1978; Grazhdankin et al., 2010). Widespread was a shagreen texture of bottom layers of sandstones as a result of biostabilization of sandy sediment which is a characteristic peculiarity of the Precambrian sedimentology (Atlas..., 2007). Poorly developed non-differentiated paleosols indicative of a periodic short-term drainage of some parts of paleobasin are established in the deposits of the upper part of the Krutikha subformation. It is assumed that during the Chernyi Kamen – Ust-Sylvitsa time sedimentation, on the whole, occurred in the conditions of “bottom-fluvial delta system with a broad prodelta front” (Grazhdankin et al., 2010, p. 89). In this case, apparently, we speak about characteristic Pre – Middle Paleozoic littoral amphibiotic landscapes without a stable shoreline which disappeared after the appearance and development of vascular vegetation. The most similar recent analogue of such facial settings is mudflats which is a type of accumulative coasts (Ponomarenko, 1993).

The setting of the formation of flysch-like strata of Shurysh subformation is reconstructed as a distal area of the trail of submarine wave and storm scattering. Facial analogues of the Shurysh subformation, the Cheremukhoviy deposits, were formed at that time in the sandy shallow water in the area of discharge of turbidity flows, where they lose energy and become diluted. For the whole Middle Uralian segment this stage is characterized by the conditions of general regression, isolation of Shurysh-Cheremukhoviy basin related with a break in sedimentation in most parts of the area (Grazhdankin et al., 2010).

Paleomagnetic data indicate that during the formation of Chernyi Kamen formation the sedimentation area (present north-eastern margin of the East European Craton) was in equatorial latitudes of the southern and northern hemisphere (Fedorova et al., 2014). At the same time available paleomagnetic data suggest a significant difference from the mentioned position of the Baltic region in the Late Vendian time (Golovanova et al., 2011; Bazhenov, Levashova, 2016).

The influence of rock erosion and washout zones which formed the strata of conglomerates of Kukkarauk formation within the recent Southern Urals are not traced in the deposits of the Sylvitsa group of the Middle Urals and the Mezen depression. It can indicate that either geomorphology is less pronounced in more northern segments of Timan orogeny (Maslov, 2007) or the described sections are formed at a relatively larger distance from it.

2.4. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE ASHA GROUP (WESTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS)

The Bashkirian meganticlinorium is formally located in the southern part of the Central-Uralian zone, but it occupies an intermediate position between Central-Uralian and Western-Uralian zones (megazones) (Fig. 1, Fig. 6). Although the Precambrian units are exposed everywhere within the Bashkirian anticlinorium, only in its eastern part folding and metamorphism of the base were pronounced in the Proterozoic and Paleozoic time. At the same time within the larger western part of meganticlinorium the folded crystalline basement has the Archean – Early Proterozoic age and is located mainly at the depth of 10 km. In addition, Paleozoic deposits from this part overlie the Precambrian ones without angular unconformity and were deformed together with them only in the Late Paleozoic; significant morphological transformations are absent (Puchkov, 2008).

Archean – Early Proterozoic metamorphic Taratash complex of the base is exposed in the northern part of the Bashkirian anticlinorium. This complex is a natural continuation of the basement of the East European Craton, a segment of Volga-Uralia block (Puchkov, 2008, et al.). The section overlapping the basal complex is formed predominantly by sedimentary rocks. Its lower, thicker part is composed of Riphean complexes (*Stratotip...*, 1983, et al.). The overlying part of the section in the west of Bashkirian anticlinorium was distinguished as the Asha group of the Vendian (Kozlov, 1982; *Stratigraphicheskie...*, 1993, et al.). The Asha group overlies underlying Riphean rocks with erosion and in its turn, it is overlapped with disconformity by predominantly fragmentary units of the Lower Devonian (Emsian) Takata formation and in the south and in the east, locally it is overlapped by Middle – Upper Ordovician rocks (Becker, 1988; Puchkov, 2010).

2.4.1. STRATIGRAPHY OF THE ASHA GROUP SECTIONS

The Asha group was distinguished by Goryainova O.P. with co-authors in 1931 in the rank of the formation of Eifelian age with a significantly less volume than today from the best section known at that time along the Asha River (Goryainova et al., 1931). It seems that an idea about the Precambrian age of Asha deposits was first expressed by Shatskiy N.S. These deposits were characterized by him as molasse completing the Riphean cycle of the Baikal folding (Shatskiy, 1945). Basing on peculiar features of its lithological composition the group at present is subdivided into the following formations, such as the Tolparovo, Suirovo, Bakeevo, Uryuk, Basa, Kukkarauk, Zigan, and Maly Yamantau ones (Fig. 7). As was mentioned above the Tolparovo and Suirovo formations are correlational analogues of the Bakeevo one and the formations are connected by conformable transitions upwards the rising section (Becker, 1985b; *Stratigraphicheskaya...*, 2000, et al.). The researchers now consider the Tolparovo and Suirovo strata in the rank of strata forming the Bakeevo formation (Puchkov et al., 2014). The Lower Asha subgroup uniting Bakeevo, Uryuk, and Basa formations and the Upper Asha one including the Kukkarauk and Zigan formations and probably logically the Maly Yamantau one are distinguished within the Asha group (Becker, 1985; *Stratigraphicheskaya...*, 2000, et al.). The presence of specific parameters in each formation of the Asha group and a difference between them were shown on the basis of the use of the system of petrochemical modules (Gareev, 1998). The total thickness of the Asha group varies between 1400 m and 2600 m (Kozlov et al., 2002).

2.4.1.1. BAKEEVO, TOLPAROVO, AND SUIROVO FORMATIONS

The Bakeevo formation named after the Bakeevo village was distinguished by Becker as the Pre-Uryuk basal horizon of the Asha group (Becker, 1975). Five members are distinguished in the stratotypical section on the left bank of the Zilim River below the mouth of the Kurtaza River above the Uk deposits of the Riphean Karatau group from below up.

Member 1 is composed of grey, dark-grey, wine-colored, ocher, strongly hematite sandstones. The member thickness is no less than 50 m; a contact with the Uk formation rocks in the lower reaches of the Zilim River is not exposed in stratotype (Becker, 1975). Ferruginous sandstones from the base

of the Bakeevo formation directly overlying karstic Uk carbonates are exposed 2-2.5 km east of the stratotype in the valley of the Zilim River, in the mouth of the Saryshka River (Becker, 1988; Maslov et al., 2001). Member 2 is formed by the alternation of thinly laminated, rarely cross-bedded grey, greenish-grey, platy siltstones, aleuopelites, and mudstones. The thickness of the member is 18 m. Authigenic glauconite (large isometric grains exceeding by size clastogen components of rocks) are present in the siltstones of the lower part of the member (Becker, 1975). Member 3 is composed of hematite ores and hematite sandstones and less often it includes chlorite sandstones. Alteration, as well as lateral replacement of sandstones by hematite ores, is marked. The thickness of hematite interbeds ranges from 0.5 to 25 cm; the total thickness of the member is 6 m (Becker, 1988). Member 4 is formed by interbedded greenish-grey aleuopelites and siltstones, the member is 7 m thick, and two interlayers of hematite ores are registered in its lower part. Member 5 is composed of thinly laminated greenish-grey, grey sandstone, siltstones, and mudstones; the member is 60 m thick. The total thickness of Bakeevo formation in the stratotypical section is 140 m (Becker, 1975).

The hypostratotypical section of the Bakeevo formation offered by Kozlov V.I. in 1982 is located on the right bank of the Zilim River, 250 m above the mouth of the Saryshka River. The section is characterized by a reduced thickness equal to 120 m, by the absence of hematite ores and on the whole by less distribution of ferruginous rocks (Kozlov, 1982).

To the north of the stratotype of the Bakeevo formation, on the right bank of the Zilim river, near the Tolparovo village two formations, namely Tolparovo and Suirovo ones, facial analogues of the Bakeevo formation, were distinguished under the deposits of the Uryuk formation in the single terrigenous section (*Stratotip ripheya*, 1983; Keller et al., 1984). Tolparovo formation is formed by sandstones with thin interbeds and lenses of conglomerates, siltstones, and mudstones; its thickness reaches 600 m. The Suirovo formation is composed of badly sorted sandstones, siltstones with boulders, mudstone interbeds and includes a thin dolomite layer crowning the mixtite section of tillite-like rocks according to the data of Gorozhanin V.M. Dolomites are characteristic of glacial conglomerates, "cap dolomite". The total thickness of the formation reaches 350 m (Maslov et al., 2001; Puchkov, 2010).

North of the Tolparovo Village as well as in the valley of the Zilim River, in the mouth of the B. Revat River the described stratigraphic level is formed by polymictic conglomerates with pebbles of gabbro-dolerites, and by the fragments of rocks with varying degree of roundness from the Riphean Karatau group. Among the latter, there are clayey limestones of the Katav formation, grey siltstones from the Inzer formation, and light-grey dolomites from the Minyar formation. The visible thickness of the exposed part of strata is 22 m the real thickness seems significantly greater (Becker, 1975; 1988). These conglomerates were distinguished earlier under the name of Kalyshtin formation correlated with Lower Uryuk subformation (Becker, 1968). These tillites-like conglomerates were described as a basal horizon of Bakeevo formation by Kozlov V.I. and Sergeeva N.D. The total thickness is estimated in the range of 340-700 m and the Tolparovo and Suirovo formations are considered in the rank of strata forming the Bakeevo formation (Puchkov et al., 2014).

Basal conglomerates of the Bakeevo formation overlie the uneven surfaces with large pockets (up to 3 m) of the underlying Uk limestones on the right bank of the Yuryuzan River, on the eastern margin of Ust-Katav town. The above lying section of the Bakeevo formation is formed by the alternation of greenish-grey mudstones sometimes with glauconites and siltstones and is crowned by a member of greenish-grey fine-grained polymictic sandstones. The thickness of Bakeevo formation is 50 m there (Kozlov et al., 1955).

In the south of the area of the development of the Asha group deposits from the western slope of the Bashkirian anticlinorium in the basins of the Uryuk and Nugush rivers its basal horizons are formed by conglobreccia from practically sharp-edged silicon fragments of the Minyar formation of the Riphean Karatau group (Becker, 1988).

The age of glauconites from the sandstones of the second member of the stratotypical section of Bakeevo formation determined by the K-Ar method is estimated at 609 ± 13 Ma (Becker, 1988). Isotopic age of the first generation of authigenic illite (partly hydrolyzed muscovite) from

mudstones of the Tolparovo formation determined by the Rb-Sr method is estimated at 593 ± 15 Ma (Zaitseva et al., 2012). The isotopic age determined by the Rb-Sr method is 618 ± 13 Ma for glauconites from the section of the Bakeevo formation of borehole No. 23 drilled approximately 200 m north of the stratotypical section of the Bakeevo formation, on the right bank of the Zilim River (Gorozhanin, 1995). Microfossils extracted from mudstones of the Bakeevo formation from the core of borehole No. 23 are considered to be different from the Late Riphean ones (Kozlova, 1990). As was mentioned above most researchers assign the Bakeevo formation and its facial analogues, the Tolparovo and Suirovo formations, to the Early Vendian (*Stratigraphicheskaya...*, 2000; Maslov, 2006; Puchkov et al., 2014).

Casts of microbial colonies of Intrites-type are established in the rocks of the second member of the stratotypical section of the Bakeevo formation. The imprints described as body macrofossils (Becker, 1992) whose biogenic nature is doubtful were established in the siltstones of the fifth member (See 3. Atlas of macrofossils...). It is Bakeevo locality in this Atlas (Fig. 9A) (Table 1).

2.4.1.2. URYUK FORMATION

Uryuk formation was distinguished by Olli A.I. in 1940 (Olli, 1948). The deposits of this formation are distributed in the basins of Basa, Inzer, Zilim, Zigan, Uryuk rivers. The stratotype of the formation is located in the basin of the Yamash River, a right tributary of the Uryuk River (Becker, 1988). The lower boundary of the Uryuk formation is usually described as an abrupt and distinct change in the composition of rocks overlying with conformity the rocks of Bakeevo (Becker, 1975; 1988, et al.) or Suirovo formations (Maslov, 2006). Washout is expected less often at the base of the Uryuk formation due to the presence of siltstone fragments with glauconites similar in appearance to the analogous rocks of the Bakeevo formation in sandstones and fine-pebbly conglomerates from the base of the Uryuk formation (Maslov et al., 2001). In its lower part the Uryuk formation is predominantly composed of arcose sandstones with interbeds of gravelstones, conglomerates, and ferrous concretions, some lenses of arcose sandstones are decemented and turned into sandstones. The upper part of the formation is formed by siltstones and sandstones with rare interbeds of mudstones in the basin of the Zilim and Zigan rivers. Light-grey sandstones are partly facially replaced and partly overlain by red beds. In this case, wine-colored sandstones and gravelstones form the upper part of Uryuk formation (Becker, 1988; Maslov et al., 2001). In the sections of the Katav River Uryuk deposits are represented by light-grey predominantly quartzite-type sandstones which are replaced to the west by arkoses (Becker, 1988). Multi-scale cross-lamination is often marked for sandstones of Uryuk formation (Becker, 1968; Maslov et al., 2001). The total thickness of the formation is estimated from 200-240 m (Becker, 1988) to 300-350 m (Kozlov et al., 2002).

An isotopic age of syngenetic glauconites from the sandstones of two sections of the Uryuk formation analyzed by K-Ar method is estimated at 582 and 569 Ma (Stratotip ripheya, 1983). More modern dating is not known. The overwhelming majority of contemporary researcher assigns the Uryuk formation to the Late Vendian (*Stratigraphicheskaya...*, 2000; Maslov, 2006, et al.).

Macrofossils including trace fossils are not discovered in the rocks of the Uryuk formation.

2.4.1.3. BASA FORMATION

The Basa (Basu) formation was also distinguished by Olli A.I. in 1940 (Olli, 1948). The deposits of the Basa formation are widely distributed within the outcrops of rocks of the Asha group from the south-western Bashkirian anticlinorium. Units of the Basa formation are developed from the Basu River basin in the north, to the Mendim River basin to the south where they form a strip of maximum width varying from 12 to 14 km and farther south – to the latitude flow of the Belaya River (Kozlov et al., 2002). Neither low boundary of the Basa formation nor upper one is related to breaks in sedimentation. The lower boundary with Uryuk sandstones is defined tentatively in most sections; the upper boundary is more distinct and defined at the base of wine-colored sandstones of Kukkarauk formation (Becker, 1968).

Basa deposits are divided into Lower Basa deposits and Upper Basa ones (Fig. 7). The boundary between subformations is defined along the base of the marker bed of greywacke sandstones and gravel conglomerates with high magnetite content (Becker, 1968). The Lower Basa subformation is developed more widely than the Upper Basa one. The Lower Kulmas and Upper Karlikov strata are distinguished as parts of the Lower Basa subformation. Predominantly sandy Kulmas strata are composed of greenish-grey, grey fine-grained, often platy sandstones and siltstones with thin interbeds of aleuopelites. The thickness of Kulmas strata reaches 150 m. The boundary with overlying Karlikov strata is gradational. Predominantly aleuopelitic Karlikov strata are composed of variegated aleuopelites and siltstones with thin bands of sandstones. The section of Karlikov strata has a distinctly rhythmic character with prevailing pelite material in the section. The thickness of the strata is between 250 m and 300 m (Becker, 1988).

Lower Valnich and Upper Agarda strata are distinguished in the section of Upper Basa subformation. Valnich strata are composed of greenish-grey coarse-grained greywacke often with micaceous sandstones and gravel conglomerates with interbeds of siltstones and aleuopelites. The quantity of the latter increases upwards the section of the strata. The deposits of Valnich strata are characterized by graded bedding, ripple marks, and cross lamination; hieroglyphs are distributed at the base of sandstone beds. The formations of Valnich strata are up to 300 m thick (Becker, 1968; 1988). The Agarda strata are composed of aleuopelites with interbeds of siltstones prevailing in the middle part of the strata. A characteristic marker horizon, Kalgas beds, is distinguished in some sections from the Takata River in the north to the Nugush River in the south in the upper part of Agarda strata under the deposits of Kukkarauk formation. It is composed of thinly laminated variegated siltstones and sandstones with subordinate interbeds of aleuopelites; ripple marks are characteristic. The Kalgas member is from 40 to 70 m thick and the thickness of the whole Agarda strata of the Upper Basa subformation reaches 300 m (Becker, 1968; 1988; Becker, Kishka, 1989). The total thickness of Basa formation varies from 700 m (Kozlov et al., 2002) to 1000 m (Becker, 1988). When estimating the formation thickness we should take into account that sometimes when describing the deposits of Basa formation layer by layer researchers can describe mistakenly the repetitions of adjoining limbs of folds as parts of the single consequent section (Maslov et al., 2001).

An isotopic age determined by K-Ar method on glauconite in sandstones was estimated at 557 and 600 Ma in two sections of the Basa formation (*Stratotip ripheya*, 1983). It should be taken into account that the majority of glauconite grains distributed in the terrigenous rocks of the Basa formation have sizes similar to clastogene components of the rock (Becker, 1988). The minimum age of detrital zircons from the sandstones of the Basa formation is 755 ± 25.2 Ma (Kuznetsov et al., 2012). The overwhelming majority of contemporary researchers associate the accumulation of the deposits of the Basa formation with the Late Vendian time (*Stratigraphicheskaya...*, 2000; Puchkov, 2010, et al.).

The first finds of fossils imprints of Ediacaran appearance for Southern Urals are related with Kalgas beds of the upper part of the Basa formation (Becker, Kishka, 1989); the richest collection of ichnofossils for the region was made here. The following localities are confined to the deposits of the Basa formation, such as Ust-Katav (Fig. 8A), Veseliy (Fig. 8B), Zuyakovo, Basa, Manaysu (Fig. 8C), Kukkarauk (Fig. 9B), and Uryuk one (Fig. 9C) (Table 1). The Nugush locality is localized within the Upper Basa subformation (Fig. 9C) and the Zigan-2 location is part of Valnich strata (Fig. 9B). The Kalgas member includes the finds of macrofossils from the following localities, such as Mendim locality (Fig. 9A), Bol. Ryauzyak, Mal. Ryauzyak, and Zigan-1 ones (Fig. 9B) (Table 1).

In 2016 *Kuckaraukia multituberculata* imprint was found in the roadside hole of the Sterlitamak – Beloretsk highway on a new southern part of the Makarovo – Kulgunino road ($53^{\circ}34.165'$ northern latitude and $56^{\circ}43.112'$ eastern longitude) by Novikov I.A. (IGEM RAS) and Shvakov D.S. A new Yapash locality named after the right tributary of the Zigan river is localized in the units of the Upper Basa subformation of Basa formation (Fig. 9B) (Table 1) and apparently is confined to the same member as the Kukkarauk locality situated north-east along the strike (Razumovskiy et al., 2015b).

2.4.1.4. KUKKARAUK FORMATION

The Kukkarauk formation was distinguished by Olli A.I. in 1940 (Olli, 1948). The deposits of the formation are traced by a marker horizon sometimes by an intermittent strip from the basin of the Inzer River in the north to the latitude of the Uryuk River in the south (Kozlov et al., 2002). The stratotype of the formation is located on the Kukkarauk Creek (Becker, 1988) whose part at present is a monument of nature. A specific feature of the Kukkarauk formation is the presence of conglomerates in the middle part of its section. Sandstones are traced on the top and at the base, a red color of the rocks is also characteristic. Sandstones of the Kukkarauk formation conformably overlie the Upper Basa formation (Becker, 1988).

Two subformations are distinguished as parts of the Kukkarauk formation (Fig. 7). The Lower Kukkarauk subformation is composed of wine-colored sandstones with pebbles of polymictic composition and with lenses of mudstones. The maximum thickness of the Lower Kukkarauk subformation is 140 m (Becker, 1968; 1988). The Upper Kukkarauk subformation often consists of two parts. The Lower Kibiz strata are composed of boulder-pebbly and pebbly-polymictic conglomerates with lenses of sandstones and gravelstones. The thickness of stratum reaches 80 m; its boundaries with overlying and underlying deposits are gradational (Becker, 1988). The rocks of the Kibiz strata are the most coarse-grained formations not only for the Asha group of the Bashkirian anticlinorium but for Vendian deposits of the whole described region. The section of Upper Kukkarauk subformation is crowned by the Gumerov strata. It is composed of wine-colored polymictic sandstones containing lenses of gravelstones and pebbly-gravel conglomerates. The thickness of the Gumerov strata is about 30 m (Becker, 1988). The thickness of the deposits of the whole Kukkarauk formation varies from 50 to 100 m in the basin of the Takata River and it is up to 350 m in the stratotype on the Kukkarauk Creek (Kozlov et al., 2002).

As was mentioned above phosphate detritus which is fragments of brachiopod shells from the Middle Cambrian was described from coarse-grained sandstones of the Kukkarauk formation in the opinion of the authors of the mentioned work (Kuznetsov, Shatsillo, 2011). The microcline from pebbles granite conglomerates of the Kukkarauk formation was dated by Ar-Ar method and the age was estimated in the range of 530 – 550 Ma (Glasmacher et al., 1999) and the minimum age of detrital zircons from the sandstones of Kukkarauk formation is assessed at 616.7 ± 9.7 Ma (Kuznetsov et al., 2012). In most works published over last dozens of years the formations of Kukkarauk formation are associated with the processes of continental molasse formation in the Late Vendian (Becker, 1988; Puchkov, 2010, et al.).

The first mention of ichnofossils and the fauna of Ediacaran type in the Southern Urals (Becker, 1988), which are described in detail later, is associated with the deposits of Lower Kukkarauk subformation (Becker, Kishka, 1989). In this Atlas, it is the Buzhur locality (Fig. 9B) (Table 1).

2.4.1.5. ZIGAN FORMATION

The Zigan formation was also distinguished by Olli A.I. in 1940; its deposits are traced west of the strip of distribution of Kukkarauk sandstones. The formation stratotype is located on the Zigan River below the mouth of the Ugoikan Creek (Olli, 1948). Later the section in the lower reaches of the Kukkarauk Creek was offered as a parastratotype of the formation (Kozlov, 1982). The lower boundary of the Zigan formation is characterized by gradual transition with Kukkarauk sandstones (Becker, 1988, et al.).

Two subformations (Fig. 7) are also distinguished as parts of the Zigan formation. The boundary between them is defined along the base of the layer of polymictic conglomerates (Becker, 1968). Two strata are distinguished as parts of the Lower Zigan subformation, namely the Lower Savkin and Upper Schemyak ones. The predominantly sandy Lower Savkin stratum is composed of greenish-grey sandstones and siltstones. The stratum is 150 m thick. The more clayey Upper Schemyak stratum is formed predominantly by aleuropelites with interbedded siltstones and mudstones. Carbonate concretions are marked among the layers; the thickness of the stratum reaches 250 m. The so-called “Sikaza ligament” formed by fine-grained rocks is sometimes distinguished between the Savkin and

Schemyak strata (Becker, 1968; 1988). Upper Zigan subformation is composed of predominantly greenish-grey fine-grained sandstones, more rarely it includes aleuropelites. The interbeds of gravel conglomerates are marked at the base of the subformation. The thickness of Upper Zigan subformation varies from 80 to 100 m (Becker, 1968). The dolomites are recorded in the middle part of the Zigan formation, in local sections. The total thickness of deposits of Zigan formation is mainly determined by the depth of the Pre-Paleozoic washout and varies from 300 to 500 m (Becker, 1988; Kozlov et al., 2002).

The isotopic age of the orthoclase in arcogenic sandstones of the Zigan formation determined by Ar-Ar method is estimated in the range of 590–630 Ma (Glasmacher et al., 1999). The age of zircons from tuff interbeds of the lower sections of Zigan formation determined by U-Pb method is assessed in the range from 548.2±7.6 Ma (Grazhdankin et al., 2011b) to 547.6±3.8 Ma (Levashova et al., 2013). The majority of researchers correlate the Zigan formation with the crowning part of the Asha group and the time of its formation is associated with the end of the Late Vendian (*Stratigraphicheskaya...*, 2000; Puchkov, 2010, et al.).

The first finds of macrofossils in the Zigan formation of the Asha group were made by Becker (Becker, 1996). Later a new locality of *Arumberia* was found by Gorozhanin V.M. (IRAS IG USC RAS) and Kuznetsov N.B. (GIN RAS) and described by Kolesnikov A.V. with co-authors (Kolesnikov et al., 2012). Macrofossils from Takaty-1 and Takaty-2 (Fig. 9A), Kise-Arka and Kartavoe (Fig. 9B) localities of the Zigan formation are considered in the present Atlas (Table 1). The Karanurt locality (Fig. 8C) is localized in the deposits of Lower Zigan subformation presumably the Schemyak strata. The Sosnovka locality is confined to the top of the Savkin strata of the Lower Zigan subformation (Fig. 9A).

2.4.1.6. MALY YAMANTAU FORMATION

The Maly Yamantau formation was distinguished in one of the latest works published by Becker (2010). But the find of Maly Yamantau ichnoassociation and the description of strata later united into an independent Maly Yamantau straton had been made much earlier (Becker, Kishka, 1991). The Maly Yamantau Ridge (you should not confuse it with well-known apexes having the same name in the basin of the Inzer River, the Beloretsk area) is located south of the latitude knee – shaped curvature of the valley of the Belaya River, in the south of the structure of the Bashkirian anticlinorium. Units of the Maly Yamantau formation form a nucleus of the anticline whose limbs are composed of Ordovician-Silurian-Devonian, Cretaceous section. Earlier mapped Pre-Ordovician deposits of the Asha group were assigned to either Basa or Zigan formations. But significant differences of this section the complexity of its correlation with known subdivisions of the Asha group as well as a peculiar character of the studied ichnocoenosis allowed an independent Maly Yamantau formation to be distinguished here (Becker, 2010).

Three strata are distinguished within Maly Yamantau formation. The lower Kazmash stratum is composed of greenish-grey siltstones, polymictic subgraywacke sandstones with the interbeds of gravelstones. The thickness of stratum is more than 120 m. The lower boundary of middle stratum (Urokai stratum) is defined sufficiently tentatively. The stratum is composed of greenish-grey often platy siltstones and mudstones and characterized by thin lamination. The thickness of the Urokai stratum is 220 m. The upper stratum (Zirekla stratum) is a marker horizon which appears in red. The lower boundary of Zirekla stratum is distinct and abrupt. The stratum is formed by platy siltstones, aleuropelites, and sandstones up to 30 m thick. The Zirekla stratum is not commonly developed and it is often completely destroyed by the Pre-Ordovician washout and erosion (Becker, Kishka, 1991).

The described section evidently belongs to the Asha group, its structural position, and relation with overlying sediments is distinct. The Zirekla beds of the Maly Yamantau formation are overlain with erosion by Middle Ordovician deposits containing remains of crinoids. Basing on the complex of structural and material characteristics the deposits of Maly Yamantau formation are considered to extend the Zigan section and to crown the sequence of the Asha group of the Bashkirian anticlinorium (Becker, Kishka, 1991; Maslov et al., 1996;

Becker, 2010). A probable age analogue for the units of the Maly Yamantau formation is the Padun formation from the White Sea part of the Mezen depression which is supposed to be Early Cambrian in age (Maslov, 2006; Grazhdankin, Krayushkin, 2007). The question about the conformity of the deposits of the Maly Yamantau formation with the supposed age analogue – the Nemakit-Daldyn horizon from Siberia containing Pre-Tommotian small shells fauna is still open. There are data about the presence of ichnofossils characteristic of the Nemakit-Daldyn horizon in the upper part of the Zigan formation, in the upper reaches of the Skimka (Askyn) River (Maslov, 2006).

Trace fossils of the Maly Yamantau formation are locally developed in the deposits of the Zirekla stratum. On the Yamantau locality (Fig. 9C) (Table 1) they are confined to the horizon of platy red siltstones one meter thick with rare rounded greenish-grey separate particles (Becker, Kishka, 1991).

2.4.2. CONDITIONS OF THE FORMATION OF THE ASHA GROUP ROCKS

Terrigenous strata uniting the Tolparovo and Suirovo formations being a facial analogue of the Bakeevo formation differs from it in a greater thickness and fills in a depression – fjord left by a glacier in the Karatau deposits (Gorozhanin, 1988). Accepting the Early Vendian age of these formations by analogy with other sections in the world of the same age their origin is related with a large scale glacioeustatic drop of the World ocean level (Maslov, Krupenin, 1998). The glacier which formed the described strata seemed to be a fragment of the framing which existed at that time on the modern East European Craton of the glacier shield (Chumakov, Sergeev, 2004, et al.). An increase in free molecular oxygen in the atmosphere (the reverse greenhouse effect) promoting the development of glaciation also led to the saturation of deep water parts of the ocean and the resumption of jaspilite formation. As a result of oxidation and precipitation of initially bivalent (ferrous) iron dissolved in seawater, marine-glacial units of the Bakeevo formation proved to be saturated with hematite ores (Klein et al., 1992; Becker et al., 2014). It is also noteworthy that according to widespread paleogeographic reconstructions the southern-Uralian part of the Baltic region at that time was located in the area of 70° south latitude in the conditions of perpetual frost climate (Smith, 2001; Lubnina et al., 2014). In this connection, a discordant note is lithological and isotopic-geochemical data on the studies of the cap dolomites (“crowning” dolomites) of the Suirovo formation which indicate that they were formed in the conditions of warm water closed (continental) basin (Gorozhanin et al., 2012). It is noteworthy that hydrothermal origin is proved today for the dolomites of the Late Riphean Ladoga formation having a similar structural position (Yakobson, 2014).

The formation of deposits of the Uryuk formation occurred in coastal – marine conditions of the so-called multichannel alluvial plains (Becker, 1968; Maslov, 2006). The microrelief of grains surface of clastogenic quartz from the sandstones of Uryuk formation contains a set of elements indicative of a fluvial method of sediment transportation as well as the inheritance of the clastic morphology of the source crystal rocks (Yalysheva, 2013b). Transportation of the main mass of clastic material occurred from the west, north-west (in modern coordinates) from the territory of present East European Craton (Becker, 1968; Maslov, 2006; Maslov et al., 2008b).

The onset of Basa time is characterized by the change in the direction of transportation to the east in modern coordinates. That is established on the basis of studies of the orientation of cross lamination, asymmetric ripple marks (Becker, 1968), a change in the mineral composition of heavy fractions (Willner et al., 2001) as well as the replacement of muscovite composition by high pressure phengite type of composition (Willner et al., 2004). The appearance of Early Vendian fragmentary zircons in the above Uryuk formations additionally confirms the transportation of material from the east as the intrusions of this age are absent in the west, on the Russian Platform (Willner et al., 2003). Mass dating of fragmentary zircons of Basa and Kukkarauk formations corresponds to a considerable decrease in the role of the East European washout and erosion zone in the formation of the post Uryuk deposits (Kuznetsov et al., 2012; Kuznetsov et al., 2014). The change of feeding sources since the Basa time and the beginning of the formation of molasse of the Pretimianian fore deep are also confirmed by changes in lithochemical peculiar features of sandstones (Maslov

et al., 2010) and by the comparison of REE compositions for clayey rocks (Maslov, 2014) along the section of the Asha group.

At the Basa time sedimentation predominantly occurred in the conditions of a shallow-marine basin. The depositions of coastal facies have a limited distribution (Becker, 1968). The assumption of the periodic drainage of the significant part of Basa basin (Becker, 1968; Maslov, 2006) based on the aleurolites surfaces with mud cracks (Becker, 1968) needs additional studies as these cracks are not filled with overlying sediments and, thus, they can have a diagenetic or post-diagenetic nature but not a sedimentation one. The formation of Kalgas beds of the upper part of the section of the Basa formation is related with the closed lake basin setting which is a relic of the Basa Sea (Becker, 1988).

At the Kukkarauk time, east of the described region (in modern coordinates) an orogenic process significantly intensified, the depth of the erosional downcutting increased and the boundaries of the washout and erosion zone were broadened. During all the Kukkarauk time uplifts did not stop rising and reached maximum approximately in the middle of the period (Becker, 1968). The maximum distance of the transportation of clastic material of the Kukkarauk conglomerates is estimated at no more than 200 km. The transportation direction is confirmed by the orientations of elongated pebbles and cross lamination, by conglomerates wedging out west, towards the Shkapovo-Shikhan depression as well as by the improvement of roundness of the conglomerates clastic material to the west (Becker, 1968). The peculiar features of the microrelief on the surface of clastogenic grains of matrix quarts from Kukkarauk conglomerates are indicative of the fluvial nature of the sediment (Yalysheva, 2013b). On the whole alluvial and glacial-fluvial types of deposits whose combination is characteristic of proluvial trails of mountain countries were established for the clastics from the Kukkarauk formation by studying shape factors and coefficient diagrams of form, isometricity. Different types of deposits correspond to different facies of this single complex (Yalysheva, 2013a).

The beginning of Zigan time is characterized by a sharp decrease in dimensions of the material incoming to the piedmont depression that was most likely related to the peneplanation of washout and erosion areas. Short periods of the intensification of tectonic regimes are fixed by the appearance of gravel deposits in the section of fine-grained clastics (Becker, 1968). Sedimentation occurred in shallow-marine conditions. The quantity of psammitic material decreases to the west in modern coordinates (Becker, 1968). Non-differentiated primitive paleosoils were established in the rocks of Zigan formation in the margin of the Ust-Katav town. Specific deformation structures developed in the sandstones of the studied section are considered characteristic of specific subsoil horizons and described in the deposits of subarid periglacial settings (Maslov, Grazhdankin, 2011). In accordance with the recent paleomagnetic reconstructions, the modern eastern margin of the Baltic region was in equatorial latitudes near 15° (Levashova et al., 2013; Lubnina et al., 2014). The analysis of a lot of paleomagnetic data shows that on the whole, a problem of kinematics for the Baltic region in the Pre-Ordovician time is far from solution (Golovanova et al., 2011; Bazhenov, Levashova, 2016).

Gradual liquidation of paleobasin occurred during the Maly Yamantau time; clastogenic sediments varying in size were formed in the limited territory (Becker, 2010) and the area of their development was reduced by Pre-Paleozoic washout and erosion.

On the basis of studies of lithogeochemical features of the sandstones from Uryuk, Basa, Kukkarauk, and Zigan formations it was concluded that they were formed in the conditions of semiarid-semihumid climate (Maslov et al., 2015; Maslov, 2007). At the same time, some of the sandstones of the Kukkarauk age might be formed in a humid climate (Maslov et al., 2015). That could be related to the vertical climatic zonality of the available mountain washout and erosion area. The development of underwater sliding in the deposits of Asha group can indicate a high seismic activity accompanying molasse formation (Becker, 2010).

2.5. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE TOGUZAK-AYAT FORMATION (TRANSURALIAN ZONE, THE SOUTHERN URALS)

17 species of ichnofossils were described within the northern part of the Transuralian zone in terrigenous formations of the diamictite base of the Toguzak-Ayat formation (Becker, Kishka, 2003). The deposits of this formation dislocated to varying degrees are fragmentarily exposed in the valleys of the upper reaches of the rivers merging in the Toguzak and Ayat rivers. The formation is composed of arcose and quartzose sandstones, siltstones, and clay shales. Rocks are locally metamorphosed to quartzites and sericite-quartzite shales. The deposits of Toguzak-Ayat formation overlie with erosion Middle and Upper Riphean sedimentary formations (Kozlov et al., 2002; Becker, Kishka, 2003). The lower parts of the section of Varna formation which are estimated from the Middle Ordovician (Becker, Kishka, 2003) to the Early Silurian (Puchkov, 2000) in age contain pebbles of Toguzak-Ayat sandstones. The age of the formation was first considered in the range of the Devonian – the Carboniferous. Later it was tentatively defined as the Ordovician (Petrenko, 1946). Until recently it has been recognized as the Vendian when carrying out regional geological surveys (Kozlov et al., 2002) and on the basis of the character of ichnoassociation, it was assigned to the transitional Vendian – Early Cambrian stratigraphic level (Becker, Kishka, 2003). On the basis of the finds of the Ordovician scolecodonts, acritarchs (Chibrikova, Olli, 2006) and the peculiar features of lithological composition, the units of the Toguzak-Ayat formation have been considered over last years as parts of the Late Cambrian – Early Ordovician riftogenic formations preceding the disclosure of the Uralian paleocean (Puchkov, 2010). The mentioned interpretation, on the whole, does not contradict recent data about mass U-Pb-isotopic dating of fragmentary zircons from the sandstones samples of the Toguzak-Ayat formation. The total quantity of dated grains is 129 of which 122 grains received dating with discordance less than 10%. In accordance with this data the youngest population of fragmentary zircons (45 grains or slightly more than 40% of all dated grains) from these sandstones falls within the range from 548 ± 4 Ma (the upper limitation of “sedimentation” age) to 731 ± 4 Ma (oral communication given by Kuznetsov N.B., GIN RAS). That can indicate the post Vendian age of the Toguzak-Ayat formation. In this connection and taking into account the atypical of Vendian ichnogenus distinguished in the section of the Toguzak-Ayat formation (Becker, Kishka, 2003); the mentioned taxa were not included in this Atlas.

Table 1. Localities of Vendian macrofossils of the Middle and Southern Urals

No.	Locality	Geographical location	Stratigraphic location
1	Shirokovskoe -1	Perm Territory, Kizel area, the shore of the Shirokovskoe Reservoir, 1.5 km southwest of the mouth of the Nyar River	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, the base of the Vilukha subformation
2	Shirokovskoe -2	Perm Territory, Gubakhin area, the shore of the Shirokovskoe Reservoir, the right bank of the Verkhnyaya Mutnaya River, near its mouth	Upper Vendian, Sylvitsa group, Ust-Sylvitsa formation
3	Usva-Vilukha	Perm Territory, Gremyachinsk area, the right bank of the Usva River, 11.4 km south-east of the dam of the Shirokovskoe Reservoir	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, the base of the Vilukha subformation
4	Usva-Krutikha	Perm Territory, Gremyachinsk area, the left bank of the Usva River, upstream, near the Mulyk Rock, 13 km south-east of the dam of Shirokovskoe Reservoir	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, Upper part of the Krutikha subformation
5	Vijai	Perm Territory, Chusovoy area, lower reaches of the Vijai River, up to the Razboynik Rock, about 10 km south-east-east of the mouth of the Vijai River	Upper Vendian, Sylvitsa group, Ust-Sylvitsa formation
6	Koiva	Perm Territory, Gornozavodsk area, the valley of the Koiva River, 7-8 km north of the village of Ust-Koiva	Upper Vendian, Sylvitsa group, Ust-Sylvitsa formation
7	Sylvitsa-1	Sverdlovsk Region, Prigorodniy area, the left bank of the Sylvitsa River, 1.3 km north-east of its mouth	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, Konovalovka subformation
8	Sylvitsa-2	Sverdlovsk Region, Prigorodniy area, the right bank of the Sylvitsa River, 2.7 km north-north-east of its mouth	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, Siniy Kamen subformation
9	Sylvitsa-3	Sverdlovsk Region, Prigorodniy area, the left bank of the Sylvitsa River, 3.6 km north-east of its mouth	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, Siniy Kamen subformation
10	Sylvitsa-4	Sverdlovsk Region, Prigorodniy area, the left bank of the Sylvitsa River, 4.3 km north-north-east of its mouth	Upper Vendian, Sylvitsa group, Chernyi Kamen formation, Siniy Kamen subformation
11	Sylvitsa-5	Sverdlovsk Region, Prigorodniy area, the right bank of the Sylvitsa River, 11.5 km north-east of its mouth	Upper Vendian, Sylvitsa group, Perevalok formation
12	Ust-Katav	Chelyabinsk Region, Ust-Katav district, the right side of the valley of the Yuryuzan River, quarry located 1.7 km north of the railway station of Ust-Katav	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
13	Veseliy	Chelyabinsk Region, Asha area, the right side of the valley, the Veseliy Creek, 1.9 km south-east of the Vilay village	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
14	Zuyakovo	Republic of Bashkortostan, Beloretsk area, the valley of the Inzer River, 3.3-4 km north-west of the Zuyakovo village	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
15	Basu	Republic of Bashkortostan, Arkhangelsk area, the right side of the valley of the Basu River, 2 km north-west of the Kulmas village on the Ufa-Beloretsk road	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
16	Manaysu	Republic of Bashkortostan, Beloretsk area, upper reaches of the Manaysu River, 5-5.5 km east of the Kulmas village on the Ufa-Beloretsk road	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
17	Karanurt	Republic of Bashkortostan, Arkhangelsk area, upper reaches of the Karanurt Creek, the left tributary of the Skimka (Askyn) River	Upper Vendian, Asha group, Zigan formation, Lower Zigan subformation

18	Takaty-1	Republic of Bashkortostan, Gafuri area, the right side of the valley in the middle-lower reaches of the Takaty River	Upper Vendian, Asha group, Zigan formation
19	Takaty-2	Republic of Bashkortostan, Gafuri area, the Takaty River basin	Upper Vendian, Asha group, Zigan formation
20	Sosnovka	Republic of Bashkortostan, Gafuri area, Sosnovka tract, the upper reaches of the Teryakle River.	Upper Vendian, Asha group, Zigan formation, Lower Zigan subformation, the top of the Savkin strata
21	Mendim	Republic of Bashkortostan, Gafuri area, the valley of the Mendim River, 4 km south-east of the Mendim village.	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation, Kalgas member
22	Bakeevo	Republic of Bashkortostan, Beloretsk district, the left bank of the Zilim River, below the mouth of the Kurtaza River, 5.3 km north-east of the Bakeevo village	Lower Vendian, Asha group, Bakeevo formation
23	Bol. Ryauzyak	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the left bank of the Bol. Ryauzyak River, 1.9 km east of the merge with the Mal. Ryauzyak River	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation, Kalgas member
24	Mal. Ryauzyak	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the valley of the Mal. Ryauzyak River, 0.5 km below the mouth of the Shagi Creek	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation, Kalgas member
25	Buzhur	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the right bank of the Mal. Ryauzyak River, 0.7 km west-north-west of the mouth of the Buzhur Creek	Upper Vendian, Asha group, Kukkarauk formation, the Lower Kukkarauk subformation
26	Kise-Arka	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the left side of the valley of the Ryauzyak River, the Kise-Arka Ridge	Upper Vendian, Asha group, Zigan formation
27	Kukkarauk	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the right side of the valley of the Kukkarauk Creek, 6 km east-south-east of its mouth	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
28	Yapash	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the northern flank of the Yapash River basin, a new road of Sterlitamak-Beloretsk, 2.5 km south-south-east of the place where the Yapash River flows into the Zigan River	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation
29	Kartavoe	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, Kartavoe tract, a new road of Sterlitamak-Beloretsk, 9 km south-south-east of the Makarovo village	Upper Vendian, Asha group, Zigan formation
30	Zigan-1	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the upper reaches of the Zigan River, above the mouth of its left tributary – the Ugoikan Creek	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation, Kalgas member
31	Zigan-2	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the upper reaches of the Zigan River, above the mouth of its left tributary – the Muinyak Creek	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation, Valnich strata
32	Uryuk	Republic of Bashkortostan, Ishimbai area, the valley of the Uryuk River, above the mouth of the right tributary of the Yamash River	Upper Vendian, Asha group, Basa formation
33	Nugush	Republic of Bashkortostan, Meleuz area, the right bank of the Nugush River, above the mouth of the right tributary – the Uryuk River, the Indya-Tau Mountain	Upper Vendian, Asha group, Basa formation, Upper Basa subformation
34	Yamantau	Republic of Bashkortostan, Kugarchi area, the Maly Yamantau Ridge 16.5 km north-east of the Mrakovo village	Lower Cambrian (?), Asha group, Maly Yamantau formation, Zirekla strata

3. ATLAS OF UPPER VENDIAN AND LOWER CAMBRIAN (?) MACROFOSSILS, MIDDLE AND SOUTHERN URALS

Becker Yu.R. described a large number of genera and species of Vendian macrofossils including new and unknown beyond the Urals macrofossils for almost 40 years of studies on the biota found by him. Unfortunately, he did not pay attention to labeling the studied specimens and did not manage to prepare them for keeping in the museum. But a large part of the Becker's collection is kept in his office in the VSEGEI. In 2014 it was examined within the framework of the studies of Vendian macrofossils from Eastern Europe. The main part of original specimens for articles was discovered and handed over to the TSNIGR Museum (collection No. 11406).

Many definitions of the imprints made by Becker are debatable or mistaken (Kolesnikov et al., 2015). In addition interpretations of some widespread Vendian macrofossils recently have been considerably changed. This information is included in the "Remarks" section of the present publication. Unlike the first part of the summary (Ivantsov et al., 2015) all taxa are shown in one sequence without division into groups. An indication of the absence of texts in sections "Diagnosis" (of the genus) and "Description" (of the species) concern only publications on the present region.

We tried to show as accurately as possible original texts by Becker. But in some cases, we had to replace some misused words and change the word order in the sentences (especially in the papers of 1996). References to illustrations and literature are removed from the texts. A "Comparison" section was often removed because in the works of Becker it usually contains only general remarks and the comparison is not given. The changed parts of the text as well as editorial corrections and comments are enclosed in angle brackets and are in italics. "Remarks" sections without references to publications are written by Ivantsov A.Yu. The localities of the samples were specified according to the data of Razumovskiy A.A.

Becker distinguishes several forms and types of a relief of the fossil remains such as:

epirelief – an imprint on top of the layer,

hyporelief – an imprint at the base of the layer,

full relief – an apparently volumetric imprint within the layer,

negative relief – an imprint forced deep into the layer,

positive relief – an imprint projecting above the surface of the rock

semi-relief – a not quite understandable term; judging by the samples it is either an imprint whose separate parts have a different height and depth or an imprint preserved both on the top and at the base of two adjacent layers.

In this publication the following terms are also used:

imprint – a display of the external surface of the fossil on the rock in the inverted relief i.e. a negative imprint in the usual sense,

cast – a display of the external surface of the fossil in a direct relief, i.e. a positive imprint in the usual sense. All this was shown in the supplement to the "Remarks" section.

DESCRIPTION OF FOSSILS

Genus *Acanthorhapse* Ksiazkiewicz, 1977

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Thin branching irregularly meandering traces with lateral thorn-shaped appendices.

Acanthorhapse incerta Ksiazkiewicz, 1977

Pl. VIII, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A horizontal trace occurs on the surface of a thin-tabulated, fine-grained, laminated sandstone in the form of a narrow curving microtunnel with prevailing one-sided short irregular lateral processes. The processes extend mainly from convex arcs at nearly right angles (70-90°).

R e m a r k s. The present fragmentary specimen is located on the sole of the same sandstone plate as the specimen identified by Becker as *Torrowangea roseri* in 2013 (see below). Specimens are very similar to each other. There are counterparts of both specimens on the top of the underlying sandstone layer in the collection. Similar curves of “tunnels” and a similar character of their branching allow suggesting that both specimens represent one form of fossil remains. The origin of fossils is not clear; possibly it has an abiogenic nature (Kolesnikov et al., 2015). On the top of both layers bearing imprints and counterparts of “*A. incerta*” and “*T. rosei*” there are also structures of *Arumberia banksi*. The specimen originates from the Takaty-1 locality.

Genus *Arenicolites* Salter, 1857

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Vertically oriented U-shaped traces without a horizontal septa termed as shpreits.

Arenicolites isp.

Pl. V, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). In the positive hyporelief traces are preserved on the sole of wine-colored laminated siltstone in the form of paired closely located ovals similar in size and shape. Up to five paired separate ovals are found in group accumulations. A filling of the traces is close to a surrounding rock. Irregularities related to the sediment processing are sometimes preserved around the burrow’s opening. They are associated with *Gordia*.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Uralian imprints are characterized by short distances between burrows, unlike some Late Phanerozoic ones. According to this parameter, they are similar to *Arenicolites* from Vendian-Cambrian beds in Canada and England.

R e m a r k s. According to Becker convex rings on the sole of the rock represent casts of the openings of U-shaped burrows. But the paired arrangement of individuals is not obvious and the rock inside the rings is identical to the surrounding one. There is no proof that these structures belong not only to *Arenicolites* but even to trace fossils in general. They can be casts of partially destroyed microbial colonies (Kolesnikov et al., 2015) like *Beltanelliformis minutae* (see remarks in the description of the species of the genus *Gordia*). The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Arumberia* Glaessner et Walter, 1975

D i a g n o s i s (Becker, 1980). A series of mostly rectilinear ribs separated by shallow grooves and radiating from gently sloping elevation is present.

R e m a r k s. Becker variously interprets arumberiamorph structures considering them as either the remains of organisms (1980, 1985, 1996) or the grooves of flow filaments (1988). The relative complexity of *Arumberia* imprints as well as their high morphological diversity and some taphonomic peculiarities (Kolesnikov et al., 2012) do not allow doubting their biogenic nature.

In the paper by Kolesnikov A.V. and co-authors (2012) arumberiamorph forms are called structures, but some remarks in the text (for example, the acceptance of possible transportation of *Arumberia*

by currents), as well as the application of the Code of zoological nomenclature for definition, allows suggesting that the authors principally see them as “body” remains. But the specimen of *Arumberia*, in general, cannot be considered as an organism’s remain because it does not have its own boundaries and can be traced over a distance along the bearing surface. At the same time, it does not display irreversible morphological changes in any directions but reproduces the same elements with a certain periodicity. Due to this feature *Arumberia* resembles the structures of the imprints of microbial mats, for example, the “old elephant-skin texture”. The textures of the surface resembling *Arumberia* are sometimes observed on the modern microbial biofilms created by the oscillatorian cyanobacteria (Kolesnikov et al., 2017).

Arumberia banksi Glaessner et Walter, 1975

Pl. I, fig. 1, 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 1980, 1985). There are three sculptured radially ribbed casts on the surface of the sandstone. Predominantly rectilinear ribs are located on each of them. They are separated by shallow grooves. Casts differ in the stage of preservation, structural details, and therefore they are described separately.

There is a distinct elevation <...> on the central part of the first cast <...>. The ribs separated by parallel grooves radiate semicircularly from this elevation. The ribbing is sufficiently consistent and only in some cases, we can observe the bifurcation of the ribs. The height of ribs does not exceed 1-1.5 mm and their length ranges from 1 cm to 4.5 cm. The width of ribs varies from 2 mm to 5 mm. In some cases, the width of the ribs increases with the distance from the central elevation. In this direction the ribbing relief is becoming less pronounced. The ribbing profile is usually convex and more rarely flattened. The grooves separating ribs are significantly more narrow than ribs <...>. All grooves are distinctly flattened out towards the central elevation. As an exception, they very rarely wedge out away from the top. In addition to numerous longitudinal grooves, short oblique grooves separating ribs into separate segments are sometimes reported.

On the second cast <...> the quality of preservation does not let us see an elevation. The parallel sculptured ribbing up to 5 cm long is distinct. The ribbing in a similar direction is seen in the preserved adjacent layer.

On the third cast <...> only part of the elevation is preserved. The rectilinear sculptured ribbing can be traced fragmentarily. In the adjacent layers, the ribbing of two different directions is distinctly seen. The angle between two different directions of ribbing is 90°. Glaessner and Walter (Glaessner, Walter, 1975) considered the ribbing of such type as an imprint of the distal edge of these forms.

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). Fossil imprints are usually distributed on uneven bedding surfaces with a relief characterized by small elevations and depressions. Elevated parts have a form of isolated small hills covered by dark films apparently of an organic origin. The apexes of elevations are flattened and gentle slopes sometimes contain the weakly expressed fan-like divergent striation.

Depression zones are covered by a parallel ribbing which does not always penetrates into elevation zones. The ribbing is distinctly observed not only on weakly weathered surfaces but also on the fresh cleavage. The multilayered ribbing of different directions represents a big interest. Along with the prevailing subparallel arrangement of the ribs, their articulations at different angles (acute and obtuse ones) are observed on the bedding surfaces. In addition to such end articulations, the superimposition of multidirectional ribbing systems is recorded. One of the systems is prevailing one. The degree of the displayed ribbing is ambiguous. Along with a pronounced ribbing, a comparatively weak dotted ribbing is recorded. It is usually more or less rectilinear but not universally as dichotomy elements are quite distinct in some of its representatives. The ribs are regularly spaced, though the cases of irregularity are not uncommon. The width of ribs is not constant, frequently repeated microexpansions are recorded. Ribbing is associated with the single spheroidal textures somewhat resembling underdeveloped rain-drop impressions. Small tubercles or depressions have a fragmentary development.

C o m p a r i s o n (Becker, 1980). Compared with the described forms (Glaessner, Walter, 1975) the Uralian specimen is rather close to the ones of the smallest size but it differs in a relatively large width of grooves. The specimens originate from the Koiva and Karanurt localities.

Arumberia banksi banksi Glaessner et Walter, 1975

D e s c r i p t i o n . A formal description is absent.

R e m a r k s . The collection numbers are not indicated; photographs of the specimens were published by Kolesnikov et al., 2012 (fig. 3, the upper image in the right row; fig. 4, the right row). The specimens originate from the Usva-Krutikha and Kartavoe localities, respectively.

Arumberia banksi vindhyanensis Kumar et Pandey, 2008

D e s c r i p t i o n . A formal description is absent.

R e m a r k s . The collection numbers are not indicated; photographs of the specimens were published by Kolesnikov et al., 2012 (fig. 3, the upper image in the left row, fig. 4, the lower photo in the left row). The specimens come from the Usva-Krutikha and Kartavoe localities, respectively.

Arumberia banksi usvaensis Kolesnikov et al., 2012

D e s c r i p t i o n . A formal description is absent.

R e m a r k s . The collection number is not indicated; a photograph of the specimen was published by Kolesnikov et al., 2012 (fig. 3, the middle and lower photo in the left row). The independence of the taxon was doubted in the subsequent study (Kolesnikov et al., 2017). The specimen comes from the Usva-Krutikha locality.

Arumberia banksi multykensis Kolesnikov et al., 2012

D e s c r i p t i o n . A formal description is absent.

R e m a r k s . The collection number is not indicated; a photograph of the specimen was published by Kolesnikov et al., 2012 (fig. 3, the second image from the top in the right row). The independence of the taxon was doubted in the subsequent study (Kolesnikov et al., 2017). The specimen originates from the Usva-Krutikha locality.

Arumberia banksi ollii Kolesnikov et al., 2012

D e s c r i p t i o n . A formal description is absent.

R e m a r k s . The collection numbers are not indicated; photographs of the specimens were published by Kolesnikov et al., 2012 (fig. 3, the third image from the top in the right row; fig. 4, the upper photo in the left row). The fossil is interpreted as a filamentous structure, which is not related to *Arumberia* in a subsequent study (Kolesnikov et al., 2017). The specimens originate from the Usva-Krutikha and Kartavoe localities, respectively.

Arumberia banksi beckeri Kolesnikov et al., 2012

D e s c r i p t i o n . A formal description is absent.

R e m a r k s . The collection number is not indicated; a photograph of the specimen was published by Kolesnikov et al., 2012 (fig. 3, the lower image in the right row). The fossil is interpreted as a filamentous structure, which is not related to *Arumberia* in a subsequent study (Kolesnikov et al., 2017). The specimen comes from the Usva-Krutikha locality.

Genus *Askinica* Becker, 1996

D i a g n o s i s (Becker, 1996). Small medusoids with a distinctly pronounced central elevation adjoining the uplifted radial zone which divides the imprint into two approximately equal parts. The tubercles of the central zone possibly correspond to gonads.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). By common peculiar features of the structure, the organism resembles representatives of *Beltanella* and *Elasenia* genera. It differs from *Beltanella* genus in the presence of the central elevation and substantially different sizes. It differs from *Elasenia* in the bipartite symmetry of the structure.

R e m a r k s . As it was shown in the article published by James Gehling with co-authors the majority of Neoproterozoic discoidal imprints are variants of preservation of *Aspidella terranovica* Billings, 1872. These authors included 24 species in the synonymy of *A. terranovica* (Gehling et al., 2000). But there are many described fossils similar in morphology and the list of synonyms may be considerably expanded. Gehling with co-authors distinguishes 3 forms of *Aspidella* preservation,

such as Ediacaria-type (high relief convex imprints), Spriggia-type (low relief convex imprints) and Aspidella-type (convex-concave imprints). Herein we distinguish the following forms of preservation of *A. terranovica* basal structure: 1) “Ediacaria” (a positive cast of the bottom surface, Ediacaria-type, a part of Aspidella-type and a part of Spriggia-type according to the Gehling and co-authors’ system), 2) “Protodipleurosoma” (a negative imprint of the top surface, a part of Aspidella-type) 3) “Nimbia” (flat imprints with a convex rim which is the result of the compression of the basal structure in the homogenous sediment, a part of Spriggia-type).

Askinica dimerus Becker, 1996

Pl. II, fig. 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A sculptured rounded imprint has an uneven wavy surface above which the central elevation rises. Tubercles adjoin a concentric circle from one side and a radial ridge is adjacent to it from the other side. In total, they form an axial elevation dividing the impression into two almost symmetrical parts. An outer zone rises steeply above enclosing deposits and locally acquires an appearance of a marginal ridge from 2 to 3 mm wide, which is flattened out and bifurcates in some places.

R e m a r k s. The morphology of the cast fits into the variations of *Aspidella terranovica* preservation (“Ediacaria” form). The fold crossing the inner part of the cast tapering at one end and disintegrating into tubercles at the other end, could be the result of the interaction of the organism with heterogenous sediment during a lifetime. It could also represent a secondary deformation of the fossil. The existence of two specimens of the species is mentioned in the article. Unfortunately, it was impossible to find the second specimen in the remaining part of the Becker’s collection due to the absence of photographs and specimens labeling by the author. The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Barmia* Becker, 1996

D i a g n o s i s (Becker, 1996). Medusoid organisms provided medium-sized, swollen imprints of a rounded shape with a pronounced concentric zonation and an almost unrisen center. The organism had an elastic surface which could be easily deformed and formed crumpling folds.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). It vaguely resembles *Conomedusites*, but it completely lacks a quadripartite symmetry. The elements of the concentric zonation are established in the central zone, unlike the representatives of *Nemiana* genus.

Barmia lobatus Becker, 1996

Pl. II, fig. 6; Pl. V, fig. 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). An oval swollen impression possesses a uneven tuberculate surface, on which a discontinuous concentric striation is fairly visible. The concentric zonation is more distinctly pronounced in an inner part of the form where a central tubercle with rimming rounded areas is recorded. The organism’s symmetry is broken by a wedge-shaped segment extending from the center to the edge of the imprint and restricted by radial furrows. The genetic nature of the segment marked on two imprints is not quite clear. Perhaps it represents crumpling folds which were the result of the deformation of the elastic cover.

R e m a r k s. The holotype of the species is a nodule of unclear nature. The second specimen of the type series can be assigned to *Aspidella terranovica* (“Ediacaria” form). The “wedge-shaped segment”, specimen TSNIGR Museum, No. 5/11406, is a mechanical defect, a fragment of the cast which possibly fell out while the specimen was being extracted from the rock. The specimens come from the Sosnovka and Karanurt locality, respectively.

Genus *Beltanella* Sprigg, 1947

D i a g n o s i s (Becker, 1996). It represents a circular arrangement of eight gonads divided by four radial canals along with the presence of a peripheral thin umbrella-like structure or a vane and an isometric oral opening.

Beltanella cf. gilesi Sprigg, 1947

Pl. IV, fig. 5

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A convex imprint limited by two marginal ridges located conically. The degree of the limitation is fragmentary because of non-complete preservation of marginal ridges and the superposition of two medusoid imprints. The relief of an outer zone is not even. Slightly pronounced rounded depressions are considered as traces of gonads or the result of a pathological change of the cover. The elements of a rather weak radial striation are locally displayed. A central zone is separated by the circular ridge and by the eccentrically located tubercle.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). By the peculiar features of the structure, the described form is similar to the reduced copy of the holotype. It differs from *Beltanella zilimica* in the configuration of the marginal zone.

R e m a r k s . A group of poorly preserved positive casts is displayed on the specimen. Becker seems to consider them as remains of several species of “medusoid” organisms. However, the differences between individuals of this group are the result of unequal preservation. The peculiar features of the relief of the best-preserved specimen which was defined as *Beltanella cf. gilesi* (a middle one from the left on the photograph) are explained by the heterogeneity of the enclosing rock. All specimens of this group can be assigned to *Aspidella terranovica* (“Ediacaria” form). The specimen comes from the Sosnovka locality.

Beltanella zilimica Becker, 1992

Pl. V, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 1992). A rounded swollen imprint has a weakly expressed and slightly displaced center. A surface of the imprint breaks up into several sectors limited by sometimes more, sometimes less distinctly pronounced radial ribs radiating from the small central disc. The weak concentric grooves were revealed within one of the sectors along the outer perimeter. The surface of the imprint is ornamented in the marginal part by two rounded tubercles which were usually taken for traces of gonads. These tubercles have been recently interpreted as the result of the pathological change of covers. The genetic nature of these structures, the ones called “unique” by Glaessner will be a subject of discussions for a long time. But no doubt their diagnostical and morphological value is very important for the systematics of the oldest fossil animals. The narrow marginal zone is slightly deformed but it sharply separates the imprint from the enclosing rock. A rather elongated form of the imprint seems to be attributed to the latest deformations.

C o m p a r i s o n (Becker, 1992). It resembles *Beltanella gilesi* Sprigg in some essential features of structure and it possibly represents its ancestral form. But these forms are not identical and the considered species is characterized by a weakly expressed concentric zonation and smaller sizes. A form similar in morphological features was described from the Lomozov beds of Podolia and tentatively assigned to *Elasenia* genus <...>.

R e m a r k s . The specimen is a flat nodule enclosed in the rock strata. It is divided into parts on one side. Its biogenic nature is not evident. The specimen comes from the Bakeevo locality.

Genus *Beltanelloides* Sokolov, 1972

D i a g n o s i s . Not provided.

R e m a r k s . Fossils of this genus are a form of preservation (imprints or casts of concentric folded bodies, sometimes with the traces of an organic matter) of the spherical colonies of *Beltanelliformis brunsaе* Menner, 1074 (Ivantsov et al., 2014).

Beltanelloides sorichevae Sokolov, 1972

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The collection number is not indicated; a photograph of the specimen was published by Grazhdankin D.V. et al., 2010 (fig. 24a). The specimen was found in the Sylvitsa-4 locality.

Beltanelloides (?) sp.

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The specimen is not found; a photograph of the specimen was published by Becker (1992, a plate without a number, fig. 8). The image shows two low oval imprints located on a chip of the rock. The imprints of such type are usually left by mudstone pebbles. A biogenic nature of these structures is not evident. The specimen originates from the Bakeevo locality.

Genus *Bergaueria* Prantl, 1946

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Vertical burrows are cylindrical to semispherical with a structureless filling. The burrows are round to elliptical in the cross-section. The trace base bears or lacks a small central depression and a radial hatching.

Bergaueria perata Prantl, 1946

Pl. III, fig. 7

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Vertical, round in the cross-section imprints have an almost smooth or ovaly oriented outer wall and a small central depression with an irregular slight radial hatching. They are found on the common surfaces with *Bergaueria radiata*.

R e m a r k s . Becker described the same specimen as *Pollukia serebrina* in the work published in 1996 (see remarks in the description of the latter species). The specimen originates from the Sosnovka locality.

Bergaueria radiata Alpert, 1973

Pl. V, fig. 4a, 4b

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A rounded swollen imprint with a separate central depression from which irregular radial grooves radiate. These grooves are deeply cutting the elevated outer part of the imprint and dividing it into segments different in size and closely adjoining each other. A slight radial hatching and secondary radial small ridges are preserved within individual segments. The height of the imprint is less than its diameter.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). The Uralian specimen corresponds to the holotype in its morphological parameters but is characterized by less regular radial ribbing.

R e m a r k s . A group of ferrous initially probably pyrite concretions located on the joint plane within the separate sandstone plate. An imprint of the fallen out concretion can be seen on the photograph on the right (pl. V, fig. 4a). It is impossible to prove the relation of these forms to trace fossils or “body” remains. The specimen originates from the Sosnovka locality.

Bergaueria isp. 1

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The specimen is not found; a photograph was published by Becker, 2013 (pl. 1, fig. 5). It is most likely a sedimentological structure. The specimen originates from the Vijai locality.

Bergaueria isp. 2

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The specimen CSGM No. 2053-53, 54; images of the specimens were published by Kolesnikov et al., 2015 (fig. 10A, 10B). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Bunyerichnus* Glaessner, 1969

D i a g n o s i s . Not provided.

Bunyerichnus isp.

D e s c r i p t i o n (Becker, 1992). An arcuate, bending, band-shaped imprint characterized by the presence of four subparallel ridges three of which are well pronounced. A distance between the ridges changes along the strike. The ridges are separated by depressions. A system of radial grooves oriented perpendicular to the contour of the curved imprint is traced within these depressions. The grooves cut slightly prominent ridges and wedge approaching the most prominent ones <not quite adequate

words are used, as the grooves are transverse rather than radial and they are interrupted rather than wedged>. The first inner ridge is the best pronounced. A prominence of other ridges decreases away from the first ridge. As a result, the concave part of the trace has a larger prominence compared to the convex part.

R e m a r k s . The specimen is not found; a photograph of the single specimen was published by Becker, 1992 (plate without a number, fig. 4; 2010, pl. 1, fig. 1). Its biogenic nature is not evident (Kolesnikov et al., 2015). The specimen originates from the Bakeevo locality.

Genus *Catellichnus* Becker, 1989

D i a g n o s i s (Becker, 1989). A system of traces in a form of two closely adjoined sinusoidal harmonics forming an extended chain.

C o m p a r i s o n . Not provided.

Catellichnus oktonarius Becker, 1989

D e s c r i p t i o n (Becker, 1989). A positive epirelief is a combination of two sinusoidal ridges superimposed on each other. The later trace slightly deforms the previous one in the junction zone and forms a conical chain consisting of six closed ovals and two semi-closed ones. A special feature of two of them is the presence of weakly expressed wrinkles diverging from the sinusoidal trace and fading in the center of the oval.

C o m p a r i s o n (Becker, 1989). The imprint resembles some Late Phanerozoic reticulate forms. But in this association, the trace is separated by a limited use of space within a narrow single-row chain.

R e m a r k s . The specimen is not found; a photograph of the single specimen was published (Becker, Kishka, 1989, a plate without a number, fig. 6; Becker, 2013, pl. 1, fig. 6). Isolated sinusoidal ridges are absent on the surface of the displayed plate. A random and such accurate superimposition of two traces, which come across, is unlikely. This specimen is most likely a fragment of the construction of paleopascichnids of the *P. renarius* species (Kolesnikov et al., 2015). With the use of such an interpretation the ovals are formed by the walls of partially destroyed capsules (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Charniodiscus* Ford, 1958

D i a g n o s i s . Not provided.

Charniodiscus sp.

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The specimen CSGM No. 2053-3 (Grazhdankin et al., 2011, fig. 3e; Kolesnikov et al., 2015, fig. 7B). The specimen was found in the Karanurt locality.

Genus *Chomatichnus* Donaldson et Simpson, 1962

D i a g n o s i s . Not provided.

Chomatichnus loevcensis Gureev, 1984

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1991). Inner trace fossils are displayed in an epirelief in a form of rounded elevations or shallow depressions which correspond to the burrow inclined relative to the bedding plane. A siltstone filling of the burrow is either uniform or with transverse segmentation in the form of thin interbeds of different composition. As the burrow becomes deeper it is flattened out, becomes thinner, and gets lost in the mudstone interbed.

R e m a r k s . The specimens are not found; photographs of two specimens were published by Becker, Kishka, 1991 (pl. 1, fig. 1-3) and attributed to the Yamantau locality. Kolesnikov with co-authors (Kolesnikov et al., 2015) assigns this fossil to *Bergaueria* isp.

Genus *Chondrites* Sternberg, 1833

D i a g n o s i s (Becker, 2013). A tunnel system consists of several main opened stems disappearing into the depth and forming branchy networks.

Chondrites intricatus (Brongniart, 1828)

Pl. VI, fig. 3a, 36

Description (Becker, 2013). A complex system of numerous burrows branching at an acute angle occurs in a positive hyporelief on the surface of fine-grained non-calcareous sandstone. A biordinal system of branching prevails. Multidirectional bundles of straight and slightly curved thin burrows converge in the center closely adjoining each other. They are associated with circular *C. stellaris*.

Comparison (Becker, 2013). In morphological parameters, they are similar to trace fossils from the Cretaceous of Western Europe. The abundance of burrows on the bedding surface is a remarkable feature of the taxon. It differs from *C. targionii* in the presence of numerous multidirectional usually contacting bundles of burrows.

Remarks. The casts of straight rod-like structures with an angular outline of cross-section uniformly cover the sole of the massive sandstone layer. Interpretation of these structures as the biogenic objects needs additional substantiation. But their correlation with mineral objects is more likely. Kolesnikov with co-authors considers them as pseudomorphoses on crystals (Kolesnikov et al., 2015). The crystals substance apparently should have disappeared long before the moment of the rock lithification in order to form the casts. The elongated habit of crystals, their comparatively large sizes and in some cases mutual arrangement at angles close to 60° and 120° allows supposing that the mineral which formed these ephemeral crystals was an ice. The specimen comes from the Manaysu locality.

Chondrites stellaris Uchman, 1999

Pl. VI, fig. 3a, 36

Description (Becker, 2013). On a surface of the fine-grained sandstone, there are small traces in the form of straight and thin radiuses adjoining each other and radiating from the center along a circular orbit. The branching is predominantly of the second order with angles less than 40°. The trace relief is not uniform but some burrows are interrupted forming dotted structures on the flattened surface.

Remarks. This “trace” is located on the same plate in the same accumulation of linear casts as *C. intricatus*. Therefore it has the same origin. The specimen originates from the Manaysu locality.

“Burrows of annelids of *Chondrites* type (?)”

Description. Not provided.

Remarks. The specimen TSNIGR Museum, No. 23/11406 (Becker, 1977, a plate without a number, fig. 4). Indistinct dark, curved and branching lines are seen on the chip of the massive coarse-grained sandstone. These lines can represent traces as well as the remains of the thalluses of poorly preserved macroalgae. The specimen originates from the Shirokovskoe-2 locality.

Chondrites targionii (Brongniart, 1828)

Pl. IX, fig. 5

Description (Becker, 2013). The fragment of a branching system with angles about 35° is preserved in a positive hyporelief. The first bifurcation is distinct while the second one is displayed locally and less clear. A marginal system of burrows is slightly deformed and displaced. Along the strike, the trace loses its straightness and is slightly curved preserving its flattened appearance. The surface of burrows is uneven on subparallel bedding planes, in some places it is complicated by a transverse rugosity. Elements of irregular transverse segmentation are also known in Late Phanerozoic forms.

Comparison (Becker, 2013). The branching system of ancient traces does not differ fundamentally from the one described in the Phanerozoic, but the branching intensity is rather weakened.

Remarks. A poorly preserved structure of paleopascichnids of the *Orbisiana* genus Sokolov, 1976 (*O. simplex*, see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Circulichnis* Vialov, 1971

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Circular trace is formed by one ridge.

Circulichnis montanus Vialov, 1971

Pl. III, fig. 5

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). The traces are preserved in a positive hyporelief at the base of fine-grained sandstones and siltstones in the form of closed ovals forming almost regular circles. The width of the oval's wall changes. The oval's thickening is interpreted as the completion of a circular movement by the producer and the return to the starting position sometimes with "lapped" closing, which was marked even on the material from the Dnieper River region. The trace has an uneven relief, in some places, it becomes low and is almost interrupted. The surface of the trace is smooth and covered by irregular transverse notches. The transition into enclosing beds is now gradual, and then it is quite abrupt. The inner surface limited by an oval is slightly tubercular, flattened and can bear single radial microfurrows.

R e m a r k s. The specimen shown by Becker is a cast of a soft round object. In the process of burial, the object was crushed that is indicated in particular by subradial grooves. It can be a poorly preserved cast of *Aspidella terranovica*. The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Curvolithus* Fritsch, 1908

D i a g n o s i s. Not provided.

Curvolithus? davidis Webby, 1970

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1991). The trace is preserved in the form of a positive semi-relief in the interbedded member of wine-colored siltstones and aleuropelites. The trace is subhorizontal, rectilinear or rather curved, with smooth walls. It is composed of siltstones. There are one prominent broad central ridge and two narrower ridges with a less distinct relief, separated by shallow depressions, in the better-preserved areas of the trace. In other cases, only one of the lateral ridges can be pronounced or the whole sculpture is not distinct.

C o m p a r i s o n (Becker et Kishka, 1991). The presence of three ridges in the traces allows identifying them as *Curvolithus? davidis*. Some deviation from the characteristic sculpture caused by preservation does not prevent from such identification as changes occur along the length of the single trace, rather than different specimens. Similar changes can be observed in the images of the type specimen.

R e m a r k s. The specimen is not found; a photograph was published by Becker, Kishka, 1991 (pl. II, fig. 5). A biogenic nature of the fossil cannot be confirmed. The specimen originates from the Yamantau locality.

Genus *Cyclomedusa* Sprigg, 1947

D i a g n o s i s. Not provided.

Cyclomedusa sp.

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated; a photograph of the specimen was published by Grazhdankin et al., 2010 (fig. 15). Grazhdankin D.V. and Gerdes G. consider this specimen and some other positive casts with a concentric stepped relief as a colony of microorganisms of an unclear nature (Grazhdankin, Gerdes, 2007). But arguments given by these researchers are doubtful (Ivantsov, 2016). The specimen can be assigned to *Aspidella terranovica* ("Ediacaria" form). The specimen was found in the Usva-Vilukha locality.

Genus *Dickinsonia* Sprigg, 1947

D i a g n o s i s. Not provided.

Dickinsonia sp.

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated; an image of the specimen was published (Grazhdankin et al., 2005, fig. 2r; 2010, fig. 26a). The specimen was found in the Sylvitsa-1 locality.

Dickinsonia with longitudinal wrinkles.

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The collection number is not indicated; an image of the specimen was published by Grazhdankin et al., 2005 (fig. 26). Similar “longitudinal wrinkles” are often observed in *Dickinsonia* from Verkhovka, Zimnie gory, and Erga formations of the Winter coast (Arkhangelsk region). They are interpreted as remains of a digestive-distributive system (Dzik, Ivantsov, 2002; Ivantsov, 2004). The specimen was found in the Sylvitsa-1 locality.

Genus *Diplichnites* Dawson, 1873

D i a g n o s i s (Becker, 2013). A biserial trace is divided by an inter-row spacing. The orientation of elongated imprints in each row is almost perpendicular to the longitudinal axis of the trace.

Diplichnites isp.

Pl. X, fig. 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A fragment of the trace in a positive hyporelief is located on the surface of wine-colored sandstone. The trace is in a form of two periclinally convergent rows, divided by the inter-row spacing – a central depression, 5-14 mm in width. Each row includes about a dozen of subparallel imprints of a single direction. Symmetrically located paired imprints are represented by prevailing convex and rare concave types. One type sometimes replaces the other one along the strike. The external part of elongated imprints of each row goes more steeply into the enclosing rock than the inside one. The imprints of the trace are oriented at angles varying from 60 to 90° relative to the central axis of the trace. The similar orientation is recorded in the second trace chain which is not completely preserved. Dotted imprints considered as claw marks are preserved in fragments in the outer marginal zone of the inter-row spacing <...>. The trace seems to reflect the movement of bilaterally symmetrical organisms with limbs of semicircular section.

C o m p a r i s o n . A peculiar feature of the specimen is its periclinal closing.

R e m a r k s . Fragments of two (?) structures of paleopascichnids of *Palaeopascichnus* genus (*P. renarius*, see remarks in the description of this genus). The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Ediacaria* Sprigg, 1947

D i a g n o s i s . Not provided.

Ediacaria flindersi Sprigg, 1947

Pl. II, fig. 8

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A fragment of a flattened imprint in which three zones are distinguished. The outer zone has the form of a slightly convex and narrow ridge has thin radial and concentric striation which is not completely preserved. The edge of the imprint is sharp, in some places complicated by a concentric furrow. The middle zone is disc-shaped and lacks any clearly pronounced sculpture. The inner zone is distinctly displayed in a negative microrelief. A weakly raised central tubercle is divided into several parts and has a complex structure.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). The considered form is similar to the holotype; its individual features are a smaller size and a weak radial striation which becomes very significant while distinguishing from *Tirasiana disciformis*.

R e m a r k s . Individual features of the specimen do not go beyond the variation of *Aspidella teranovica* (“*Ediacaria*” form). The specimen originates from the Sosnovka locality.

Genus *Elasenia* Fedonkin, 1983

D i a g n o s i s (Becker, 1996). A small disc-shaped organism preserved in a positive hyporelief in the form of a semispherical cast. Its inner zone is occupied by a relatively large central disc. There are small round tubercles adjoining the central zone in the outer annular zone.

Elasenia (?) sp.

Pl. III, fig. 8

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . Two closely spaced positive casts located on the top of sandstone layer are displayed on the specimen. Their interpretation as biogenic objects needs additional substantiation. The specimen originates from the Sosnovka locality.

Elasenia uralica Becker, 1996

Pl. II, fig. 9

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A prominent imprint is distinctly limited by a marginal concentric ridge. A peculiarity of the structure of the external zone is the presence of rounded tubercles usually identified with gonads. From one side tubercles adjoin the central disc and from the other side, they adjoin the marginal ridge and consist of a marginal elevation and a small depression. Another significant component of the outer zone is rare radial furrows, the number of which is no less than 3. They radiate from the central disc and reach the marginal ridge dividing the outer zone into several sectors. The central disc is elevated over the outer zone and contains a distinct oral center.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). Preserving common specific features of the type species the considered organism differs in the radial ribbing and the presence of the oral center.

R e m a r k s . The fossil is a variation of *Aspidella terranovica* preservation (“Ediacaria” form). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Flexorhappe* Kappel, 2003

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Non-branching traces of small diameter have meanders of the first order of high amplitude which are not always distinctly directed.

Flexorhappe crassa (Heer, 1877)

Pl. X, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A meandering trace occurs on the surface of wine-coloured siltstones and aleurolites. Meanders are parallel, rectilinear, compressed or slightly convex with sharp bends. An irregular transverse ribbing which isolates segments different in length are observed on the surface of the imprints. Closely spaced meanders form an elongated unidirectional spiral. In the cross-section, the form of the burrow varies from round to flatten. The burrow is composed of a substrate material.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013) <basically remarks>. Closely spaced meanders are known in the Vendian-Cambrian beds of Chapel Island, Newfoundland. The South Uralian *F. crassa* differs from *Nereites irregularis* in more rectilinear segments of meanders, less compression, and large sizes.

R e m a r k s . Imprints of the chain of compressed large capsules of *P. delicatus* palaeopascichnid (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Furculosus* Roniewicz et Pienkowski, 1977

D i a g n o s i s . Not provided.

Furculosus carpaticus Roniewicz et Pienkowski, 1977

Pl. VII, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1991). Traces are preserved in the form of a positive hyporelief in a thinly interbedded member of wine-colored siltstones and aleurolites. Traces are composed of siltstone and fine-grained sandstone. The ridges are bent at the bottom of the layer and have parallel elongated terminations or shorter, rather converging ones. The surface of the ridges is smooth. The transition into the enclosing rock is gradual.

C o m p a r i s o n (Becker et Kishka, 1991). The described trace fossils differ from the holotype in the formation of quite less compressed bends <...>. The specimen <...> differs only in shorter convergent terminations. This specimen resembles *Gyrolithes polonicus* Fedonkin in appearance but the study of the section perpendicular to the bedding showed that the trace did not form a vertically oriented spiral typical for this species.

R e m a r k s . The fossil represents a simple horizontal trace (Kolesnikov et al., 2015); its attribution to the *Furculosus* genus needs substantiation. The specimen originates from the Yamantau locality.

Genus *Fustiglyphus* Vialov, 1971

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Horizontal cylindrical traces of a different length have more or less regular bead-like expansions. The traces show no signs of branching.

Fustiglyphus annulatus Vialov, 1971

Pl. VII, fig. 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A combination of two rectilinear, but different in size segments of one trace at an angle of 110° occurs in a positive hyporelief. Eight bead-like isolated or paired thickenings closely adjoining each other are distinguished on the large segment. A shape of thickenings is changeable; in some cases, it is close to spheroidal one and in other cases it is caliciform. Within the short, but rather wider segment only a caliciform thickening is observed. All extensions are strung on the narrow horizontal cylindrical stem, whose outlines are seen in near-contact zones of bead-like nodes. Both segments of the trace are crowned by broad rather deformed ridges lacking distinct structure and fixing seemingly the movement of the producer on the substrate surface. A bead-like trace is superimposed on the rather elevated part of the substrate with a diameter of 44 mm. The elevation is distinctly isolated on the surface of the fine-grained sandstone due to the circular cracks marking its contour. Association of the bead-like and rounded forms on the substrate elevation is also recorded in some other localities (Podolia and others).

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). The Uralian bead-like trace is similar but not identical to Cretaceous specimens from the Polish Carpathians. Deformed marginal zones and curvilinear stems are peculiar features of the ancient trace <...>. Bead-like bioglyphs of a similar age are developed not only in the Urals but likely in Podolia where they are described as *Atakia vermiformis* Palij or as disc-shaped casts with an adjoining worm-like body <...>.

R e m a r k s . The specimen can be both a poorly preserved trace and a sedimentological structure to a larger extent. Available data is not enough to establish a biogenic nature of the specimen. The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Garania* Becker, 1996

D i a g n o s i s (Becker, 1996). A small medusoid organism with a zonal structure. The general outlook of the form is the combination of a wide central zone divided by radial furrows into a number of cells and the narrow conical outer framing of concentric structure.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). The central part of the specimen quite resembles *Protoniobia* Sprigg but external zones are not comparable. Unlike *Bonata* Fedonkin it is characterized by not abundant radial furrows converging in the center as well as by a conic narrow outer zone.

Garania petali Becker, 1996

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A series of diverging radial furrows divides the central zone into rounded petal-shaped parts characterized by a commonly negative relief. A system of two perpendicular diameters dividing the central zone into four larger parts whose outlines are complexed by an additional ribbing is distinctly pronounced. The ribbed pattern does not pass into an external zone sometimes pinching out due to the overturned marginal parts of the organism. Conic outlines of the imprints are characterized by concentric zonation.

R e m a r k s . The holotype is not found; an image was published by Becker, 1996 (pl. III, fig. 5). It is impossible to examine the holotype and therefore any conclusions about the nature of fossils cannot be made. The specimen is probably a joint of several individuals of *Aspidella terranovica*. The specimen originates from the Sosnovka locality.

Genus *Gordia* Emmons, 1844

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Horizontal free-curving, non-branching but intersected traces of a constant diameter created characteristic loop-like forms.

Gordia arcuata Ksiazkiewicz, 1977

Pl. I, fig. 4a, 46

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Numerous differently oriented arcuate, open and closed ovals are located on the surface of tabulate sandstone in the positive semi-relief. Short traces approach a smooth surface, reach it and cross each other.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Uralian ichnofossils are similar to the Oligocene holotype in morphology, the width of burrows and differ in a less density of the substrate colonization <...>.

R e m a r k s (Беккер, 2013). The casts of small rounded forms, as well as the rings of the same diameter and the fragments of rings of different completeness, cover a smooth surface of the plate. Biological objects which were used for forming casts had an isometric, probably, spherical shape, thick walls and could be somehow attached to the surface of the ground. The envelopes of broken spheres remained in place and gave rise to rings and arcs visible on the specimen. Fossils are different variants of preservation of *Beltanelliformis minutae* McIlroy, Crimes, Pauley, 2005 (see a corresponding paragraph describing *Gordia marina* and *Intrites punctatus*). They are identical to the forms collected at the same locality but defined by Becker as *Intrites punctatus*. The described specimen originates from the Manaysu locality.

Gordia marina Emmons, 1844

Pl. I, fig. 4a, 46

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Traces in a form of non-branching thin, sometimes sharply curving arcs, sometimes gently sloping ones are located on the surfaces of fine-grained sandstone. Arcs intersect but do not form a regular pattern. Characteristic loop-like burrows appear irregularly and have oval outlines or angular ones. The traces in the form of closed or semi-closed figures of eight are recorded. The burrows' filling does not differ from the enclosing substrate.

R e m a r k s. The given images of specimens defined as *Gordia arcuata* and *G. marina* (Becker, 2013, pl. 1, fig. 12, 13) show different parts of the surface of one plate. The specimen originates from the Manaysu locality.

Genus *Harlaniella* Sokolov, 1972

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Loop-like slightly twisted imprints with a distinct oblique rugosity.

Harlaniella uralica Becker, 2013

Pl. VII, fig. 7

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A relatively rectilinear convex trace with a distinct but irregular oblique rugosity is located on the upper surface of the siltstone. Grooves are unidirectional, subparallel, and divide the imprint into, different in length, parts at an angle of 20°.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Unlike *H. podolica* it is characterized by a rare and irregular rugosity of rectilinear imprints.

R e m a r k s. The holotype represented by a short linear cast was only found in the Becker's collection. There are five or six oblique furrows resembling notches typical for the species of *Harlaniella* genus on one of the cast's parts (Ivantsov, 2013). It is impossible to establish whether furrows extend to the whole cast and how natural is their presence. The material is so poor that it is not correct to assign the specimen to the *Harlaniella* genus and to distinguish it as a separate species. The specimen can be a cast of a simple straight trace (Kolesnikov et al., 2015). The specimen originates from the Mal. Ryazuyak locality.

Genus *Helminthopsis* Heer, 1877

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Irregularly meandering horizontal traces are commonly non-intersecting and non-branching.

Helminthopsis cf. *granulata* Ksiazkiewicz, 1977

Pl. VII, fig. 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Several subparallel trails with different sinusoidal, horseshoe-like, almost rectilinear, and even paired segments alternate without a clear sequence at the base of wine-colored siltstone. The contours of the segments are not always distinct. The articulation of segments is sufficiently sharp and in some places it breaks the unity of the trajectory. The surface of traces is ornamented by grooves and heterogenous blotches which are oval, longitudinal and transverse to the axis of burrows. The ornamentation is not regular. On some segments it is frequent and on other ones it is rare. The width and relief of ichnites considerably change.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). The holotype from polish Carpathians is similar to the Uralian specimen, but has a larger size <...>. Not numerous segments with a double trail attach an originality to the Uralian trace.

R e m a r k s. An accumulation of differently curved rods, which could be casts of horizontal burrows (Kolesnikov et al., 2015) or inner casts of tubes. The specimen originates from the Sosnovka locality.

Helminthopsis hieroglyphica Wetzel et Bromley, 1996

Pl. XI, fig. 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Thin meandering filaments occur on the surface of siltstone. The meanders are wide and irregular. The trace is formed by a stable combination of relatively rectilinear and gently sloping sinusoidal segments different in size and direction. The segments connection is sufficiently distinct without a break of the trail unity. The trace surface lacks a longitudinal ornament but bears an irregular transverse striation with a weak relief.

R e m a r k s. Thin linear casts located at the base of one of the interbeds inside the packet of thinly laminated siltstones. Fossils can be casts of horizontal burrows (Kolesnikov et al., 2015), compressed tubes or rods of algal nature. The specimen originates from the Nugush locality.

Genus *Helminthorhapse* Seilacher, 1977

D i a g n o s i s. Not provided.

Helminthorhapse miocenica (Sacco, 1888)

Pl. X, fig. 8

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. A fragment of the palaeopascichnid construction of *Palaeopascichnus* genus (see remarks in the description of this genus). The low relief imprint of a one-row chain of large capsules is seen on the specimen. The specimen originates from the Mendim locality.

Genus *Inaria* Gehling, 1988

D i a g n o s i s. Not provided.

Inaria sp.

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated; an image of the specimen was published by Grazhdankin et al., 2005 (fig. 2a). Grazhdankin (2000) erroneously assigns negative imprints of *Aspidella terranovica* to the Australian genus *Inaria*. The specimen was found in the Sylvitsa-3 locality.

Genus *Intrites* Fedonkin, 1980

D i a g n o s i s (Becker, 1992). A series of small loaf-shaped casts with depressions in the middle part of each cast. The outlines of casts and apical depressions are not always displayed in a single series. The trace is preserved on the lower surface of the layer.

Intrites punctatus Fedonkin, 1980

Pl. I, fig. 3a, 3b

D e s c r i p t i o n (Becker, 1992). Numerous trace fossils in the form of straight cylindrical and slightly sloping conic casts occur on the surface of grey siltstones. Small forms prevail but single larger types are distinguished among them. The casts have a small depression on the rounded terminations in their central part.

C o m p a r i s o n (Becker, 1992). The considered taxon is similar to Palaeozoic *Bergaueria* in its morphological and possibly partially, genetic peculiar features <.....>. The difference is in considerably fewer sizes of the representatives of *Intrites* revealed in the more ancient stratigraphic level.

R e m a r k s. The original specimens coming from the Bakeevo formation, mentioned in the work of 1992 were not discovered in the Becker's collection. There are specimens from the Basa formation shown but not described in the work published in 2013. Numerous rounded casts of different height evenly covering the smooth bedding surface, which is probably, an imprint of microbial mat, are seen on the plate. Casts are surrounded by specific annular furrows formed as a result of the uneven consolidation of the cast material and the rock bearing it. Holes from the three-dimensional casts fallen out are rarely observed. The fossils are identical to *Beltanelliformis minutae* McIlroy, Crimes et Pauley, 2005 (McIlroy et al., 2005) and most likely are the casts of small thick microbial colonies which were fixed on the surface of a microbial mat (Ivantsov et al., 2014). Similar remains are found in the Zilmerdak formation of Southern Urals (Grazhdankin et al., 2012). The described specimen originates from the Manaysu locality.

Genus *Isopodichnus* Bornemaun, 1889

D i a g n o s i s. Not provided.

Isopodichnus isp.

Pl. V, fig. 6; Pl. VII, fig. 8

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The specimen TSNIGR Museum, No. 73/1140 is represented by conic casts with angular apexes scattered along the base of a thin sandstone layer. Their biogenic nature is not evident. The specimen TSNIGR Museum, No. 72/11406 is a single random cast at the base of the thinly laminated sandstone. A larger quantity of the material is required to assign this structure to traces especially to a certain genus. The specimens originate from the localities Bol. Ryazuyak and Mal. Ryazuyak, respectively.

Genus *Iterichnus* Becker, 2013

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Rectilinear cylindrical burrows with coated outer and inner surfaces. The external ornamentation is oval, and transversal in relation to the trace axis. <Probably it means that the fossil is a tube whose outer and inner surfaces differ in the sculpture. On the outer surface there are oval convexities whose long axis is oriented across the tube axis>.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Segmented ichnofossils resemble Ophiomorpha in morphology as well as *Walpia*, and *Alcyonidiopsis* similar in structure. However, Uralian specimens stand apart due to some significant features, such as 1) the paired distribution or localization in small groups; 2) the rectilinear character of burrows lacking branching and significant meanders; 3) the trace filling with small pellets in the absence of a central canal typical for ophiomorphs; 4) the presence of a sculptural relief on the outer and inner walls unlike the smooth internal limitations of ophiomorphs; 5) the regular segmentation of outer walls, ornamented with angular and rounded elements; 6) different, often considerably smaller sizes. Basing on available data the parameters 4-6 distinguish the Uralian trace from *Walpia* and *Alcyonidiopsis* <.....>. The trace is associated with *Neonereites biserialis* and *N. multiserialis* on the united bedding surfaces.

R e m a r k s . Fossils belong to a special form of palaeopascichnids, which is not known beyond the Urals (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus and *P. delicatus*).

Iterichnus ternarius Becker, 2013

Pl. IX, fig. 2, 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Rectilinear burrows in the form of flattened cylinders are revealed on the surface of the dark-grey fine-grained sandstone interbedded with wine-colored mudstone. Traces are sharply separated from the substrate and have an ornamented surface. A coating occurs both on the outer and inner walls of burrows. The external coating is ovaly segmented, perpendicular to the trace axis. 7-8 full ovals and their fragments possibly fixing the stages of the producer's movement are preserved. The ovals are parallel, similar in size and shape and have a tripartite structure. Each oval consists of a central tetragon and two smaller pelitomorphic <pelletomorphic?> segments adjoining it from both ends. The ovals and deformed segments closely adjoining each other form a single structure. In some cases, this structure is periclinally closed, and in other cases, it is partially broken and locally discloses the inner coated wall. The filling of an ancient burrow with small (0.5 mm) rounded pellets is observed on the second non-completely preserved imprint.

R e m a r k s . Specimens originate from the Manaysu locality.

Genus *Jurtia* Becker, 1996

D i a g n o s i s (Becker, 1996). A medusoid organism of an oval shape with a distinctly pronounced concentric zonation. The main elements of the structure are the prominent outer ridge and the central tubercle surrounded by an additional semi-ring.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). By the general outlook, it resembles some representatives of the *Medusinites* genus, but the peculiar structure of the central zone and an almost complete absence of the radial ribbing do not allow equating these organisms.

Jurtia paliji Becker, 1996

Pl. IV, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). An ellipse-shaped imprint is framed by an outer ridge which bifurcates forming a semi-annular furrow, flattening out as it narrows. The inner surface of the prominent ridge bears three transverse notches. The central tubercle surrounds a semi-annular gradually flattening out ridge with radial notches.

R e m a r k s . Becker gave a new generic name to *Medusinites paliji* Gureev, 1987, known from Podolia. He wrongly described the specimen from his own collections in highlands of Bashkiria as a holotype. The cast is located at the base of a thin interbed of sandstone. It is represented by a partially embedded specimen of *Aspidella terranovica* ("Ediacaria" form). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Kuckaraukia* Ivantsov, Novikov et Razumovskiy
in Razumovskiy et al., 2015

D i a g n o s i s (Razumovskiy et al., 2015a). A rounded negative flat-bottomed imprint covered with numerous closely spaced uniform pits and surrounded by a narrow weakly protruding ridge.

C o m p a r i s o n (Razumovskiy et al., 2015a). It somewhat resembles shortened impressions of *Kimberella quadrata* (Glaessner et Wade, 1966) under the condition of the preservation of only a tubercular dorsal cover as well as *Armillifera parva* Fedonkin, 1980 and *Solza margarita* Ivantsov, 2004 (Ivantsov, 2012, fig. 16, 17, 18). But all these fossils have elongated outlines, their lateral margin is flattened, covered with thin frequent subradially elongated furrows, and pits are considerably more shallow and closely spaced.

Kuckaraukia multituberculata Ivantsov, Novikov et Razumovskiy
in Razumovskiy et al., 2015

Pl. XI, fig. 5

D e s c r i p t i o n (Razumovskiy et al., 2015). Fossils are represented by small imprints formed on the bedding surface, dividing a sandstone layer and a mudstone layer. The majority of them are preserved at the base of sandstone in a negative hyporelief and one of them is accompanied by a counterpart

preserved on the top of mudstone in positive epirelief. Imprints are single, round or elliptical in plan, shallow, flat-bottomed surrounded by a slightly pronounced narrow ridge. The imprint's surface is covered with numerous evenly arranged (along with a hexagonal pattern) but not touching uniform pits with rounded or oval contours. The oval pits are confined to the imprint margins and are elongated perpendicular to its radius. Sufficiently pronounced elevations sometimes slightly displaced towards one side of the pit's center are observed in the center of some pits. The diameter of pits varies from 0.5 to 1.2 mm, on the average between 0.7 and 0.9 mm and does not practically depend on the imprint size. The number of pits varies from several ones in the smallest specimen and to hundreds in the largest ones.

R e m a r k s (Razumovskiy et al., 2015a). A fossil is an imprint of the upper side of the biogenic disc-shaped form. A microrelief of imprints' surface can be indicative of either the sculpture of the organism's surface consisting of evenly located semispherical tubercles or the existence of the dense spherical elements of its inner structure. As a result of the sediment compaction and the fossil compression, tubercles on the disc margins changed the form for an oval one and their apexes became pressed through. A unidirectional nature of the dents can be explained by their appearance as a result of the application of a sliding and compressing force in case of the burial catastrophic for the organisms. An appearance of the protruding ridge annularly located around the disc-shaped depression can be considered in a similar vein. The formation of such a ridge can be caused by pressing into the sediment of the upper (external) not preserved part of the organism. Thus *Kuckaraukia multituberculata* can be reconstructed as a two-layer disc consisting of a relatively dense structured lower layer and a less stable, possibly structureless upper one. Basing on the absence of movement traces it can be considered as a unitary organism as well as a colony of benthic motionless organisms. The specimen originates from the Kukkarauk locality.

Genus *Kullingia* Glaessner, 1979

D i a g n o s i s. Not provided.

Kullingia concentrica Glaessner in Føyn et Glaessner, 1979

Pl. II, fig. 10

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A peculiar feature of the considered form is a thin concentric zonation, <striation?> in its flattened outer zone. The distance between concentric grooves is 1-2 mm. A character of zonation changes in the superimposed central zone, it is becoming less regular. The central zone of the imprint is slightly elevated above the outer one and is characterized by a distinct separate concentric. The concentric zonation <striation?> is less distinct in the center than in the marginal part of the imprint.

R e m a r k s. S. Jensen and co-authors showed long ago, that *Kullingia* Glaessner was a false fossil, representing a series of concentric scratches on the ground and formed as a result of the circular rotation of a flexible object with one of its ends attached to the sediment's surface (Jensen et al., 2002). According to the observations of these researchers, such an object could be a tube-like *Calyptrina* Sokolov, 1965 penetrating through the sediment. The *Calyptrina* tube consisted of conical segments inserted into each other; each of the segments had a fringe at its widened end. A shallow depression in the form of a circle covered by concentric furrows could be formed on the sea bottom's surface during the rotation made by a tube bent by the current above the bottom. Thus, ridges and bolster represent the concentric elements of the *Kullingia* imprint (cast) located on the sole of the layer. This feature sharply differs *Kullingia* from the casts of holdfast structures of petalonames (a positive form of *Aspidella* preservation). *Kullingia* is one of the variations of the so-called "swing marks", erosional structures formed as a result of an oscillating (or rotary) movement of some flexible objects anchored to the bottom. The swing mark usually looks like a circle sector and rarely like a full circle, as in case of *Kullingia*. The structure is widely distributed in the Late Vendian deposits of the southeastern White Sea region and occurs in the Asha group of Southern Urals. In the opinion of Grazhdankin, a thallus of algae (Grazhdankin, 2003) or bodies of frond-like petalonams, "frondomorphs", took part in its formation (Grazhdankin et al., 2011). The cast exhibited by Becker is located on the sole of the sandstone layer and is covered with furrows. The fossil has a fully closed circular contour, but its center is located asymmetrically. Both observations make it impossible to assign the cast to *Kullingia*. This specimen, as well as many others from the Becker's collection, should be assigned to *Aspidella terranovica* ("Ediacaria" form). The specimen originates from the Karanurt locality.

Kullingia aff. *concentrica* Glaessner, 1979

Description (Becker et Kishka, 1989). A flattened disc bears numerous thin concentric grooves framing a weakly prominent central zone on its surface. More prominent concentric ribs are observed mainly along the periphery of the imprint and are less frequent in the more internal zone. Elements of a radial sculpture are completely absent.

Remarks. The specimen is not found. Basing on the images (Becker, Kishka, 1989, a plate without number, fig. 5), the imprint was located within the layer and had an oval shape. The distance between thin sub-concentric folds on the visible wide part of the imprint is larger than on the narrow one. Both these facts do not allow the attribution of the fossil to *Kullingia*. It is most likely an imprint of an initially soft structure, possibly a clayey pebble or a fragment of a microbial film buried in the redeposited state within the strata of a sandy sediment. The specimen originates from the Buzhur locality.

Genus *Lockeia* James, 1879

Diagnosis (Becker, 2013). Small round-elongated arrow-shaped traces in a form of almonds have a smooth surface and sometimes a longitudinal ridge.

Lockeia avalonensis Fillion et Pickerill, 1990

Pl. V, fig. 5

Description (Becker, 2013). Numerous isolated or sometimes contacting trace fossils are developed in a positive hyporelief on the sole of a grey fine-grained sandstone. The traces are rounded and elongated, usually narrowing from two sides, and similar in size. The better-preserved specimens have a midline keel dividing the imprint into two unequal parts which provide an asymmetric outlook to the imprint.

Remarks. Structures have unclear probably abiogenic nature. The specimen originates from the Uryuk locality.

Genus *Mammilichnis* Chamberlain, 1971

Diagnosis (Becker, 2013). A small hill-like elevation has a convex or concave semicircular apex and a papillary projection in the center.

Mammilichnis aggeris Chamberlain, 1971

Pl. IV, fig. 6, 7

Description (Becker, 2013). Rounded two-step conic elevations occur in a positive hyporelief at the base of a greenish-grey siltstone. These elevations have a slightly prominent outer fringe forming the first step and a more prominent papillary tubercle forming the second step. The outer fringe is hemispherical in some specimens. The central tubercle is slightly flattened. The outer part of the papillary tubercle sticks to the counterpart and is broken that makes it difficult to restore a primary relief. The surface of the vertical trace is relatively smoothed out with irregular radial notches.

Comparison (Becker, 2013). The Uralian traces are similar to the Upper Paleozoic holotype and differ from the Carpathian and Alpine forms in a weakly pronounced apical depression around the central papillary tubercle.

Remarks. A group of small casts overlying the surface with a texture of microbial mat (small tubercles). The fossils are identical to juvenile specimens of *Aspidella terranovica* ("Ediacaria" form preservation). The specimens originate from the Karanurt locality.

Genus *Mawsonites* Glaessner, Wade, 1966

Diagnosis. Not provided.

Mawsonites reticulatus (Gehling et Rigby, 1996)

Description. Not provided.

Remarks. The collection number is not indicated; an image of the specimen was published by Grazhdankin et al., 2010 (fig. 246). Grazhdankin assigns the Uralian specimen preserved positively and carrying radiceform processes along the whole surface to the Australian species, *Palaeophragmodictya reticulata* Gehling et Rigby, 1996, described by the negative imprints with spicule remains

and places this species in the *Mawsonites* genus, but does not give any explanations. But such strong actions need substantiations. On the basis of the presence of long non-branching radiform processes this specimen can be assigned to *Hiemalora pleiomorpha* Vodanjuk, 1989 or *Eoporpita medusa* Wade, 1972. The specimen was found in the Sylvitsa-2 locality.

Genus *Medusinites* Glaessner et Wade, 1966

D i a g n o s i s (Becker, 1996). A central disc is approximately one-fourth part of the full specimen. The disc is separated by a deep groove from the external zone crossed by radial furrows. The external zone is limited by a marginal furrow.

Medusinites applanatus Becker, 1996

Pl. IV, fig. 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A slightly deformed annular ridge distinctly separates the flattened ellipse-like imprint. In the wide outer zone, there are fragments of a radial pattern. They are expressed as slightly prominent short cilia adjoining in some places an inner part of the annular ridge and as radial notches two of which are sharply pronounced. The central zone making almost one-fourth of the form is displayed in the form of a distinct depression in an epirelief and a corresponding elevation in a hyporelief.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). Preserving common characteristics typical for the representatives of this genus this form differs in a flatness, a slightly different configuration of radial the pattern and an annular ridge.

R e m a r k s. This fossil along with the *Medusinites* sp. specimen (Becker, Kishka, 1989; Becker, 1990b) is preserved on the joint plane within the layer of a thinly laminated sandstone. Identical forms from Podolia are interpreted as abiogenic structures – a result of a selective weathering (Ivantsov et al., 2015, see remarks in the description of *Medusinites patellaris*). The specimen originates from the Kise-Arka locality.

Medusinites sp.

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1989). Two zones, namely, an outer zone and a central one are differentiated within a flattened-conical imprint. The outer zone is dissected by deep radial furrows, which facet a conical surface. The outer zone is slightly deformed along the periphery. In this connection, a marginal concentric furrow is weakly pronounced. The central zone is flattened and surrounded by a weakly prominent ridge.

C o m p a r i s o n (Becker et Kishka, 1989). The considered form is similar to *Medusinites patellaris* Sokolov in some important peculiar features. It differs in a larger degree of conical shape, smaller sizes, and a deformed outer zone.

R e m a r k s. The specimen is not found; an image was published (Becker, Kishka, 1989, a plate without a number, fig. 3; Becker, 1990b, pl. 89, fig. 3). The sample originates from the Bol. Ryaulyak locality. See remarks in the description of *Medusinites applanatus* for an additional information.

Genus *Monocraterion* (?) Torell, 1870

D i a g n o s i s. Not provided.

Monocraterion (?) *tentaculum* Torell, 1870

Pl. XI, fig. 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A vertical trace in the form of a smooth-walled straight funnel with a complex structure, gradually and unevenly tapering down occurs in the greenish-grey laminated sandstone. There are several compartments, probably corresponding to the small funnels penetrating into different depths of the sediment within a single composite trace, on the upper eroded surface of the cone. A small elevation belonging to an axial stem stands apart in the center of a concave bowl-shaped funnel. The funnel has an ellipse-like form on the upper cross section and contains the second inserted conical funnel which wedges out downwards and is absent on the lower cross-section. The outlines of the inner and outer funnels are different especially in the places where the cone constrictions are rectilinear and reflect mechanical peculiarities of the substrate. The outer wall of the funnel is

cut by rectilinear radial notches which are locally preserved. At some places, the notches go beyond the outer wall and reach an axial stem. The minimum distance between notches is 1-2 mm <...>. Besides notches <...> there are subhorizontal tubular arcs going beyond the funnel and possibly representing the fragments of the preserved textures <structures> with tentacles <...>. Arcs from 16 to 70 mm long and a diameter of 3-4 mm are recorded on the polished sections and are characterized by an increased mica content and a porosity. They are often rectilinear but acquire wavy outlines in a direction away from the funnel. The arcs are recorded at different levels of the upper part of the funnel in single specimens of a different preservation. The lamination in the sandstone in the contact zone with a vertical trace is distinctly bent down, slightly broken down to the local disappearance of laminated textures <structures> <...>.

R e m a r k s . Becker described a group of sacciform impressions open at the top overlying the strata of a massive sandstone layer. The remains of petalonams are preserved in the similar style in the Vendian deposits of Namibia and the White Sea region. The double walls recognized by Becker (two “funnels” inserted into each other or a funnel and an “axial stem”) and radial cracks, “notches”, connecting walls are characteristic features of *Ernietta pateauensis* Pflug, 1966, a typical petalonam of the Nama assemblage. However, the poor preservation of the fossils prohibits their accurate identification. The specimen originates from the Manaysu locality.

Monomorphichnus Crimes, 1970

D i a g n o s i s . Not provided.

Monomorphichnus isp.

Pl. VII, fig. 5

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . A positive cast of an isolated double furrow on the sole of a thin sandstone layer. The statement about a biogenic nature of this structure is not correct in the absence of information about similar structures from the same surface. The specimen comes from the Mal. Ryausyak locality.

Genus *Nemiana* Paliĵ, 1976

D i a g n o s i s (Becker, 1992). Imprints of sessile animals occur in a positive hyporelief and a negative epirelief. Casts are convex discs with a smooth surface located in groups or rarely alone.

R e m a r k s . Fossils of this genus are a form of preservation (three-dimensional casts) of spherical colonies of *Beltanelliformis brunsae* Menner, 1974 (Ivantsov et al., 2014).

Nemiana bakeevi Becker, 1992

D e s c r i p t i o n (Becker, 1992). Rounded convex casts usually lack a radial and pronounced concentric zonation with a distinct rise in the center acting as a central tubercle. The imprints are commonly located separately and the arrangement in groups (two or three specimens) is rarer one.

C o m p a r i s o n (Becker, 1992). It differs from the type species in the presence of the central tubercle and the absence of significant colonial settlements.

R e m a r k s . The holotype is not found. The image of the holotype (Becker, 1992, a plate without a number, fig. 3) sharply differs from *Nemiana* as it consists of two discs superimposed on each other and has a central tubercle. In the absence of a fossil material, it can be preliminary compared to *Aspidella* (“Ediacaria” form). It should be recognized that indisputable biogenic structures are absent in the complex of the Bakeevo formation shown by Becker (1992) (*Beltanella zilimica* Becker, 1992, *Beltanelloides* (?) sp., *Bunyerichnus* isp., *Nemiana bakeevi* Becker, 1992). And only a fossil identified as *Intrites punctatus* Fedonkin, 1980, possibly has a biogenic nature. But these “*Intrites* remains” represent the casts of microbial colonies of *Beltanelliformis minutae*, rather than the traces. It is established that in fresh-water deposits the remains of *B. minutae* appear in the Late Riphean (Callow et al., 2011). Thus, the age of Bakeevo formation can be assigned to Riphean. The specimen originates from the Bakeevo locality.

Nemiana simplex Palij, 1976

Pl. III, fig. 4; Pl. IV, fig. 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). In a negative <positive> hyporelief rounded convex imprints are sharply separated from the enclosing rock by a slightly deformed annular elevation. Small rounded depressions in the transitional zone between the rock and the imprint seem to be a result of such deformation. A prominence of Uralian *Nemiana* fossils varies from significant to comparatively weak in fine-grained enclosing rocks. There are forms with processes resembling the casts of budding organisms. A weak radial rugosity is observed on some casts in their central part.

C o m p a r i s o n (Becker, 1996). Some representatives of Uralian and Podolian nemians are similar in many respects. A peculiar feature of Uralian nemians is an almost complete absence of colonial settlements which are typical for the Dniester River region. In the Uralian localities, single forms are usually common.

R e m a r k s. One specimen (Pl. III, fig. 4) is a convex imprint, possibly representing *Nemiana*. But it is a single imprint and has a slightly asymmetrically located furrow. In this feature, it is similar to juvenile forms of “*Protodipleurosoma*” (see remarks in the description of *Protodipleurosoma wardi*). The other specimen (Pl. IV, fig. 3) is a convex two-level disc. This specimen is single but on the same surface, Becker found a “Tirasiana” remain. This second specimen is most likely a juvenile representative of the positive form of *Aspidella*. The specimens originate from the Shirokovskoe-1 and Karanurt localities, respectively.

Nemiana simplex Palij, 1976

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated; the image of the specimen was published by Grazhdankin et al., 2005 (fig. 2ж; 2010, fig. 24r). The specimen was found in the Sylvitsa-2 locality.

Genus *Neonereites* Seilacher, 1960

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Chains from straight to meandering consist of one or several rows of pellets.

Neonereites biserialis Seilacher, 1960

Pl. VIII, fig. 9

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A trace is preserved in a positive hyporelief in the form of predominantly small rectilinear areas of a two-row chain. Rounded tuberos pellets touch each other, stick together and are slightly deformed. Closely spaced rows of pellets lack a similarity and are slightly displaced along a trace axis. The chains are either limited by negative forms of a microrelief or smoothly go into the enclosing rock. Gradual transitions of two-row chains into multi-row ones and sharp contacts of two-row and one-row traces at an angle of about 90° are observed.

R e m a r k s. The described structures are located at the tuberos base of a thin sandstone layer. Basing on the given features (the one-row character of some chains, transformation of others from two-row chains into multi-row ones, some chains sharply coming into a close contact and touching each other) these structures can be a random combination of tubercles on the cast of a microbial mat's surface. The specimen originates from the Karanurt locality.

Neonereites multiserialis Pickrill et Harland, 1988

Pl. IX, fig. 1a, 1б

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Rectilinear or slightly undulating multi-row chains of pellets in a positive semi-relief occur on the surface of a dark-grey fine-grained sandstone on the contact with a wine-colored mudstone. The number of rows is not constant it varies from 3 to 7 increasing on the less prominent parts of the trace and decreasing on the more prominent ones. The pellets are variable in shape, from rounded isometrical to elongated ones transversal to the trace's axis. The pellets, closely adjoining each other, sometimes form characteristic pentahedrons. The main peculiar features of the trace are irregular multi-rows, a heterogeneity of forms and sizes of pellets.

R e m a r k s. The fossil is a special form of palaeopascichnids (see remarks in the description of *Iterichnus ternarius* and *Palaeopascichnus delicatus*). The specimen originates from the Manaysu locality.

Neonereites renarius Fedonkin, 1980

Pl. X, fig. 3

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . A fragment of the construction of palaeopascichnid, *P. renarius* (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). The cast of two or three capsules with pressed through or absent centers is observed in the sample. The capsules are distant from each other that is rather common for the genus. The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Neonereites uniserialis Seilacher, 1960

Pl. VIII, fig. 8

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A trace is preserved in a positive hyporelief in the form of separate chains consisting of 10-15 adjoining each other pellets of rounded or slightly elongated shape. The size and the prominence of pellets changes. A unidirectional increase in the size of pellets within the single chain is observed. Elongated pellets are oriented perpendicular to the main direction of the trace and usually have a smooth surface. The chains are different in shape and size. Short chains are rectilinear or sharply curved, almost ellipse-like, discontinuous, similar to holotype ones. They are associated with *N. renarius*.

R e m a r k s . The specimen is not found. With the same definition, Becker published an image of another specimen (Becker, 1990b, pl. 89, fig. 3). The image shows the cast of a chain of rounded structures most likely assigned to palaeopascichnids (Kolesnikov et al., 2015), namely *Palaeopascichnus* genus (see remarks in the description of this genus). Two chains of capsule casts of palaeopascichnid, *P. renarius*, are seen on the slightly laterally compressed sample. The specimen originates from the Bol. Ryauzyak locality.

Genus *Nereites* MacLeay in Murchison, 1839

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Meandering horizontal traces consist of a narrow medial furrow (tunnel) margined on both sides by oval, foliate, and pinnate vanes.

Nereites cf. *jacksoni* Emmons, 1844

Pl. VIII, fig. 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A trace in the form of a furrow curved in plan, bilaterally framed by elevations occurs on the surface of platy siltstone. These elevations consist of round, semicircular, or slightly deformed adjoining vanes in the areas of a better preservation. The vanes are oriented almost perpendicular to the general direction of the trace. The central groove distinctly stands apart dividing the vanes of different sides, but it flattens out in some separate areas. The transition of the trace into the enclosing rock is gradual.

R e m a r k s . Kolesnikov with co-authors assigns this form and the structures similar to it in morphology from the same locality to the traces of the genus, *Didymaulichnus* Young, 1972 (Kolesnikov et al., 2015). The specimen originates from the Karanurt locality.

Nereites irregularis (Schafhäütl, 1851)

Pl. X, fig. 5

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A system of convex, narrow, closely spaced, parallel meanders in a positive semi-relief on the surface of wine-colored pelites. The traces smoothly curve repeating the fragments of a heliciform pattern of rounded or elongated shape. Meanders of the center are sometimes wider than peripheral ones. Irregular transverse notches complex the trace structure.

R e m a r k s . The fossil occurs within the unit of thin sandstone layers and is located on the top of one layer and at the base of another one. It is a fragment of the construction of palaeopascichnid, *P. delicatus*, consisting of capsules compressed while buried (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). The specimen originates from the Bol. Ryauzyak locality.

Nereites macleayi Murchison, 1839

Pl. VIII, fig. 4

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Traces are observed in thin-tabulated laminated siltstones in a group of bedding surfaces following one after another where they are repeated in a form of narrow, extensive, weakly curving furrows and do not make mass accumulations. The furrows are limited from both sides by parallel elevations consisting of a number of transversely segmented small vanes. The segmentation is sufficiently frequent and fragmentary on separate parts of a trajectory because of not complete preservation.

R e m a r k s. See remarks in the description of *Nereites* cf. *jacksoni*. The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Nimbia* Fedonkin, 1980

D i a g n o s i s. Not provided.

Nimbia dniesteri Fedonkin, 1983

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). Small organisms with a flat central zone and a prominent marginal ridge of trapezoidal shape. Rare radial processes diverge from the marginal ridge belonging possibly to tentacles.

R e m a r k s. The specimen is not found; an image of the single specimen was published by Becker, 1996 (pl. III, fig. 10). It originates from the Sosnovka locality.

Nimbia occlusa Fedonkin, 1980

Pl. IV, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996) *<the order of sentences and specific words in some sentences is changed here>*. Small, almost perfectly round imprints are limited by a marginal ridge. The prominence *<height?>* of the ridge is not constant; it flattens out in some places. There are irregular transverse and longitudinal notches on the surface of the ridge. The central zone is either smooth or slightly tuberous. Forms of a longitudinal division of organisms are observed. Representatives of the considered species form vast colonial settlements where they are associated with other medusoid organisms.

R e m a r k s. A small ring-shaped cast located at the base of a thin sandstone layer. Such casts can be various structures of an abiogenic nature as well as of a biogenic one (traces, microbial colonies, variants of the preservation of holdfasts of frondose petalonams). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Oscillorhapse* Seilacher, 1977

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Burrows of high-amplitude meanders with transverse short elevations in the zones of sharp turns of the trace.

R e m a r k s. Becker (2013) assigns objects of unclear nature to the Cenozoic genus of traces. But their belonging to traces and in general, to biogenic structures needs to be substantiated.

Oscillorhapse telumis Becker, 2013

Pl. VII, fig. 6

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Traces are represented by a stable combination of two segments in a positive hyporelief. One is rectilinear and another is slightly curved and arrow-shaped, forming converging or diverging asymmetrical trails. Segments are unilaterally oriented and cut by a short transverse elevation. Irregular, weak cross notches which are usually absent on arrow-shaped forms are observed on the surface of the trace.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). In morphology, ancient ichnofossils are similar to Cenozoic *Oscillorhapse* differing only in the presence of characteristic arrow-shaped segments and in smaller sizes.

R e m a r k s. The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Oscillorhapha venezuelana Seilacher, 1977

Pl. VII, fig. 9

Description (Becker, 2013). In a positive hyporelief, the trace is in the form of two unidirectional segments diverging at an acute angle of ($\approx 30^\circ$) originating from a small transverse elevation. The segments are similar in length but differ in shape. One is almost rectilinear; the other is convex and arcuate. As a whole the paired segments form an elongated unclosed semi-oval.

Remarks. The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Genus *Palaeopascichnus* Palij, 1976

Diagnosis (Becker, 2013). A system of closely spaced parallel shallow grooves occurs in a negative epirelief or narrow ridges in a positive hyporelief. The terminations of grooves are rounded.

Remarks. Palaeopascichnids are a large group of serially constructed structures widespread in the Late Vendian deposits of the world. At present they are considered to be “body” remains. The main shaping unit of palaeopascichnids was a capsule with dense walls and a softcore (Seilacher et al., 2003). Assemblages of capsules formed complex structures spreading along the surface of the fossil ground and in some forms possibly rising above it. They have two main forms of preservation – the sandy casts of capsules, imprints from them, and pyrite (limonite) pseudomorphs along the walls of capsules. They are often interpreted as feeding traces. The rows of capsule casts or the chains of rings formed by the walls of partially destroyed capsules are taken for a trace. At least in one genus (*Palaeopascichnus*) the nearest capsules in the chain do not have a common wall; they are not closely adjacent to each other and they even can be separated by small intervals.

Several species of palaeopascichnids have been described, but they all need to be revised. Species from the area of the East-European platform and Urals preliminarily can be assigned to three genera and six species.

Genus *Palaeopascichnus* Palij, 1976. Short and wide large capsules forming one-row branching chains. Two species:

P. delicatus Palij, 1976 (= *Yelovichnus gracilis* Fedonkin, 1985). The width of capsules is considerably greater (sometimes several times more) than their length and can considerably increase throughout one branch. Neighbouring capsules of the branch adjoin each other.

P. renarius (Fedonkin, 1980) (= *Neonereites renarius*; *P. sinuosus* Fedonkin, 1981; *Intrites punctatus* Fedonkin, 1980). The width of capsules is significantly greater than their length and slightly changes throughout one branch. Neighbouring capsules often do not touch each other and can be separated by an interval sometimes exceeding their length.

Genus *Orbisiana* Sokolov, 1976 (*O. simplex* Sokolov, 1976, and also *Neonereites biserialis* Seilacher, 1960 and *N. uniserialis* Seilacher, 1960 in the interpretation of M.A. Fedonkin (1981 and subsequent works). Rounded small capsules form branching chains or assemblages. The size of capsules slightly changes within one structure. Three species:

O. simplex Sokolov, 1976. The chain consists of two or three capsule rows probably coiling on each other.

O. uniserialis comb. nov. The chain of capsules is a one-row one.

Orbisiana sp. Capsules form more or less isometric accumulations consisting of one layer.

Genus *Iterichnus* Becker, 2013 with the single species, *I. ternarius* Becker, 2013. Capsules of different width form a multi-row non-branched chain; a form of capsules, as well as the number of their rows, can change throughout the chain.

Palaeopascichnus delicatus Palij, 1976

Pl. IX, fig. 3

Description (Becker, 2013). Traces are better preserved in a positive hyporelief and are chains of slightly curved arcs contacting and stretched across the imprint's axis. The number of arcs in the chain is usually between 4 and 10, rarely more. In cross-section arcuate ridges are almost round, their terminations are rounded, and their transition into the substrate is abrupt. The trajectory of the traces varies from sinusoidal to almost rectilinear. Ichnofossils with a complex sinusoidal trajectory are sometimes defined as an independent ichnospecies, *P. sinuosus*. The width of the traces can be more

or less constant, can change irregularly or increase in one direction. Significant accumulations are not known; the traces in paired or single forms are observed.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Ichnofossils of the Urals are similar to the type material of *Podolia* and the White Sea region and differ in slightly larger maximum sizes and less elongated arcs.

R e m a r k s. The specimen shown by Becker (2013) is included in the accumulation of casts which are similar in structure and are also described in this article as *Neonereites multiserialis* and *Iterichnus ternarius*. All of them are probably fragments of several specimens of a special palaeopascichnid form, *Iterichnus ternaries*, with a rather complex structure. Basing on the preserved scattered remains we can conclude that this structure was composed of three rows of elongated large capsules on one of its terminations and there were several rows of more or less isometric smaller capsules on the other termination (pl. IX, fig. 1-4). The visual appearance of fossil remains allows assuming that initially the structure was three-dimensional and raised over the ground; large capsules could compose its stem while small ones could be a crown. The specimen originates from the Manaysu locality.

“Palaeopascichnids” gen. et sp. indet.

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. One specimen without a number (Grazhdankin et al., 2010, fig. 24д) can be assigned to *Palaeopascichnus delicatus* based on visible morphological features. The specimen was found in the Sylvitsa-5 locality. The other specimen without a number (Grazhdankin et al., 2010, fig. 7) is possibly assigned to the genus, *Harlaniella* Sokolov, 1972, which is slightly similar in appearance to *Palaeopascichnus* (Paliy, 1976; Ivantsov, 2013). The specimen was found in the Sylvitsa-2 locality. The specimens CSGM, No. 2062-1, 2, is *Palaeopascichnus renarius* (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9A, 9B); the specimens were found in the Basu locality. The specimen CSGM, No. 2053-7, is *Palaeopascichnus renarius* (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9C); the specimen was found in the Karanurt locality. The specimen CSGM, No. 2062-3, is *Orbisiana uniserialis* (?) (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9D); the specimen was found in the Manaysu locality. The specimens CSGM, No. 2062-4, 5, is *Iterichnus ternarius* (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9E, 9F); the specimens were found in the Zuyakovo locality. The specimens CSGM, No. 2062-6, 7, is *Palaeopascichnus delicatus* (?) (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9G, 9H); the specimens were found in the Mal. Ryauzyak locality. The specimens CSGM, No. 2063-3, 4, is *Orbisiana uniserialis* (?) (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9I, 9J); the specimens were found in the Veseliy locality. The specimen CSGM, No. 2062-8, is *Palaeopascichnus renarius* (Kolesnikov et al., 2015, fig. 9K, L); the specimen was found in the Ust-Katav locality.

Genus *Palaeophragmodictya* Gehling et Rigby, 1996

D i a g n o s i s. Not provided.

“*Palaeophragmodictya*” *spinosa* Serezhnikova, 2007

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated. An image of the specimen was published by Grazhdankin et al., 2010 (fig. 24в). In this publication, the generic name is enclosed in quotes. Thus, the assigning of the species from the South-Eastern White sea region to the Australian genus is in question. But no explanations are given. The specimen is found in the Sylvitsa-2 locality.

Genus *Palaeophycus* Hall, 1847

D i a g n o s i s (Becker et Kishka, 1991). Smooth and ornamented, coated, cylindrical, predominantly horizontal, branching or non-branching burrows of a different diameter; a filling is identical to the enclosing rock, usually without textures.

Palaeophycus aff. *heberti* (Saporta, 1872)

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1991). A trace is horizontal, preserved in a form of a complete relief in the member of interbedded wine-colored aleuropelites and siltstones. The right part of the trace has a form of a flat-convex lens in the cross-section. The trace has a thick coating which was separated as a result of filling of the burrow and was preserved on the opposite plane.

In the left part, the shape of the cross-section changes along the strike of the trace from a triangle with rounded angles (in this case the sides adjoining one of the angles are slightly concave) to an asymmetrical lens with a complicating smooth weakly prominent depression located in the center along the trace. Sometimes the cross-section takes a shape of the symmetrical lens smoothly passing into the enclosing rock. The trace is filled with siltstone; on all its extent it is covered by transverse cracks which correspond to thin ridges on the counterpart and on the inner side of the coating. The surface of the trace, as well as that of the narrow adjacent strip of the enclosing rock around the trace (1-2 mm), is coated with a black glossy (organic ?) film.

R e m a r k s . The specimen is not found; published images (Becker, Kishka, 1991, pl. III, fig. 6; Becker, 2010, pl. I, fig. II) probably represent an isolated structure whose biogenic nature is not evident. The specimen originates from the Yamantau locality.

Genus *Paliella* Fedonkin, 1980

D i a g n o s i s . Not provided.

Paliella patelliformis Fedonkin, 1980

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1989). Within the round and more or less flattened imprint, two zones are distinctly separated, namely an outer and inner ones. The outer zone contains radial furrows with a different intensity of displaying from sufficiently prominent furrows to barely visible or almost imperceptible ones. The inner zone is distinctly separated by an annular ridge and lacks the radial ribbing. A rounded rise is slightly visible in the central part of the inner zone.

C o m p a r i s o n (Becker et Kishka, 1989). It is similar to *Medusinites asteroides* Sprigg in general outlines and size, but it differs in flattening and the absence of an epi-marginal furrow. This form stands apart from *Tirasiana disciformis* Palij due to the presence of the radial ribbing.

R e m a r k s . An image of one of six specimens mentioned in the work was published in two articles (Becker, Kishka, 1989, a plate without number, fig. 4; Becker, 1990b, pl. 89, fig. 4). The specimen is not found. In its absence the identification of the fossil is impossible. The presence of the distinctly pronounced annular ridge surrounding the inner zone distinguishes this specimen from *Paliella patelliformis* and from other variants of preservation of *Aspidella terranovica*. The specimen originates from the Bol. Ryauzak locality.

Genus *Phycodes* Richter, 1850

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Horizontal bundles of cylindrical burrows diverged like a fan. The burrows were branching in the distal part and converging into the main stem in the proximal sections.

Phycodes bilix (Ksiazkiewicz, 1977)

Pl. VIII, fig. 5

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Compressed bundles of subparallel furrows extending from a single small depression and branching at acute angles (20-40°) are observed on the surface of a greenish-grey siltstone. They form fan-shaped structures from several (from 3 to 5), slightly curved, almost rectilinear branches. The relicts of a transverse striation complexing separate segments of the trace are preserved. There are several knobs possibly belonging to burrows with a diameter of 2-4 mm in the distal parts of the fan.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Southern Uralian traces are similar to the holotype in main features, such as the number of the furrows in the bundle and their diameter. They are characterized by narrower and shorter fans.

R e m a r k s . The only imprint found in the collection of Becker is located within the unit of thin layers of a fine-grained sandstone (?), at the base of one of the layers. The imprint shows a branching structure slightly resembling a frond of the so-called “frondomorphs” (Kolesnikov et al., 2015) or a collapsed branch of an algal-like structure, *Harlaniella podolica* Sokolov, 1972 (Ivantsov, 2013). The specimen originates from the Karanurt locality.

Phycodes cf. *coronatum* Crimes et Anderson, 1985

Pl. VI, fig. 4a-4b

Description (Becker, 2013). A rounded imprint limited by outer and inner ovals elevated above a conically bent central part of the trace is reported on the surface of the tabulated fine-grained sandstone. The ovals are connected by more or less regular radial notches which are marked in the holotype, but not on the trace reconstruction. The isomorphic sections apparently of vertical canals are located along the outer circle. The number of these sections exceeds 14. The exact number is difficult to establish because of an incomplete preservation. The angular fragments of *Treptichnus* isp. are observed along the trace periphery.

Remarks. Becker randomly chose an area of accumulated linear casts formed possibly by ice crystals (see remarks in the description of *Chondrites intricatus*). The specimen originates from the Manaysu locality.

Phycodes isp.

Pl. VIII, fig. 6

Description. Not provided.

Remarks. The other similar forms are also found in the same locality on the similar surface of the sole of sandstone layer (see remarks in the description of *Neonereites biserialis*). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Planolites* Nicholson, 1873

Diagnosis (Becker et Kishka, 1991). Uncoated, rarely branching, straight or curving burrows of different size and configuration are smooth, annulate or with uneven walls. Their shape varies from rounded to elliptical in cross-section; the inner filling is without textures and differs from the enclosing rock in composition.

Planolites annularis Walcott, 1890

Description (Becker et Kishka, 1991). The trace in the form of a burrow filled with siltstone (a complete relief) has an ellipse-like shape in the cross-section. The burrow is annulate due to the presence of regular transverse constrictions, which are better pronounced on its upper surface. The annulation is less pronounced on the lower surface near the place where the burrow is deepening into the enclosing rock. In a longitudinal section constrictions of the burrow are smooth. The burrow slightly curves in the horizontal plane.

Remarks. The specimen is not found; an image was published by Becker et Kishka, 1991 (pl. III, fig. 3). In the opinion of Kolesnikov with co-authors (Kolesnikov et al., 2015), the fossil is a simple horizontal trace. It originates from the Yamantau locality.

Planolites beverleyensis (Billings, 1862)

Description (Becker, Kishka, 1991). The traces are preserved in a positive hyporelief in the member of a thin alternation of wine-colored aleuopelites and siltstones. The ridges are composed of siltstone, have smooth walls, and vary from rounded to lenticular in the cross-section. In plan, they are rectilinear or smoothly curving. They bend in the vertical plane going deep into the rock and appearing on the surfaces in the form of relatively small areas of variable length and width. Transverse fracturing is observed in some specimens. The trace is sometimes distinguished by a lighter color of the filling. Its surface and adjacent sediment are often covered by a black continuous thin organic coating or a coating in the form of small spots. The transition from a ridge to the enclosing rock is often gradual. Some traces are extracted from the rock displaying complete reliefs of burrows which are lenticular in cross-section and often with flattened upper parts. There are burrows from single to numerous closely spaced ones.

Remarks. The specimens are not found; images were published by Becker et Kishka, 1991 (pl. I, fig. 3, pl. II, fig. 1). A group of linear casts, sometimes possibly spirally curling ones, was assigned by Kolesnikov with co-authors (Kolesnikov et al., 2015) to the traces of a horizontal direction. The specimens originate from the Yamantau locality.

Planolites cf. montanus Richter, 1937

Description (Becker et Kishka, 1991). The traces are preserved in a positive hyporelief in the member of a thin alternation of wine-colored aleuropelites and siltstones. The ridges have smooth walls; they are rounded in cross-section or slightly flattened, composed of a siltstone, and sometimes limonited. In the horizontal plane, they smoothly but significantly curve. In one case a mutual overlapping of burrows without their crossing is probably displayed. A significant bending of the trace in the vertical plane is observed on the same specimen. The transition from the ridge to the rock is either abrupt or smooth at the places of flattening.

Comparison (Becker et Kishka, 1991). The traces of this type differ from *Planolites beverleyensis* in a curved trajectory that allows their assignment to *P. montanus* despite their rather similar sizes.

Remarks. The specimens are not found; images were published by Becker et Kishka, 1991 (pl. II, fig. 3, 4). In the opinion of Kolesnikov with co-authors (Kolesnikov et al., 2015), the fossils are simple horizontal traces. The specimens originate from the Yamantau locality.

Genus *Planomedusites* Sokolov, 1972

Diagnosis. Not provided.

Planomedusites grandis Sokolov, 1972

Pl. III, fig. 6

Description (Becker, 1996). A disc-shaped flattened imprint is limited by an annular ridge. The central tubercle is not always preserved completely and has a small lowering in its axial zone. The outer zone is significantly wider than the inner one.

Remarks. A cast at the base of a thinly laminated sandstone has sufficiently bad preservation. The features given in the description fully fit into the variations of the preservations of *Aspidella terranovica* (“Ediacaria” form). But it can also be a non-organic structure (see Ivantsov et al., 2015, remarks in the description of *Medusinites patellaris* and *P. grandis*). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Pollukia* Gureev, 1987

Diagnosis (Becker, 1996). Medusoids with an uneven (rugose or tuberos) outer zone.

Pollukia serebrina (Palij, 1969)

Pl. III, fig. 7

Description (Becker, 1996). Oval prominent imprints resembling a cone fragment obliquely truncated in its lower part. The narrow outer zone is characterized by the elements of a concentric structure. The outer ridges arranged in the form of coulisse surround an elevated central zone from three sides and are almost completely cut off or flattened out from the fourth side. The number of ridges does not usually exceed 6 or 7. The vast central zone is about 2/3 of the complete imprint. It lacks zonation and has an uneven tuberos surface and a weakly pronounced center.

Comparison (Becker, 1996). Common peculiar features of the structure make the considered organism similar to *Pollukia serebrina* (Palij, 1969). The differences lie in a larger relief and in the structure of an incompletely preserved central zone where an oval center typical of Dniester specimens is less distinct. The absence of the concentric zonation in the central zone and a conic shape distinguish the considered form from *Kullingia concentrica* Glaessner.

Remarks. Later Becker (2010, 2013) assigned this fossil to *Bergaueria perata*. The specimen is a cast of “body” biogenic object preserved in fragments; its accurate definition is impossible. The specimen originates from the Sosnovka locality.

Genus *Protodipleurosoma* Sprigg, 1949

Diagnosis (Becker et Kishka, 1989). The imprint of exumbrella is rounded. The wide outer ring is covered by the narrow concentric grooves. The medial field is large and rounded, with an ovoidal, unevenly compressed central space (stomach?) divided into lobes and with irregularly developed radial grooves (radial canals?), which branch non-dichotomically. The primary grooves are deep reaching a submarginal groove (radial canal?) giving rise to shorter grooves by branching.

R e m a r k s . As was mentioned above (see remarks in the description of *Askinica* genus), the species of this “genus” are variations of the preservation form, “Protodipleurosoma”, which is a formal species of *Aspidella terranovica*. The peculiar features, particularly a negative relief (a convexity of many imprints and a negativity i.e. relief inverting), are not related directly with each other and are explained by the fact that the imprints are formed from the upper side of a basal disc. The central depression or a deep crevice, where sub-radial furrows converge, is formed by the base of the collapsed stem. Falling down of the stem in one or another direction in the burial process determines the direction and the displacement extent of the place where sub-radial furrows converge from the center of the imprint.

Protodipleurosoma asymmetrica Becker, 1996

Pl. III, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). An asymmetrically located depression zone with a peculiar radial pattern is distinctly distinguished in the marginal part of the central disc. The radial furrows are connected with arcuate ones and form fan-like radiating bundles which pinch out creating a unilateral framing of the central zone. A rounded tubercle rises within the central disc occupying about one half of the flattened imprint. The outer disc is framed by a marginal elevation containing weakly pronounced radial notches.

C o m p a r i s o n (Becker, 1966). The general construction plan of a new species slightly resembles *Protodipleurosoma wardi*; but the considered form differs markedly in quite a different structure of the center, an almost complete absence of the concentric zonation in the outer zone, and a specific outlook of the asymmetrically located depression zone.

R e m a r k s . The specimen is convex in shape, but at the same time, it is negative. The asymmetry expressed in varying degrees is associated with all *Protodipleurosoma* remains including a holotype of *P. wardi*. The absence of concentric rings near the outer edge of the imprint can be attributed to the individual specific compression of this specimen. The holotype, the only specimen of *Protodipleurosoma* assigned to the *P. asymmetrica* species, is located at the base of a thin sandstone layer covered by numerous tubercles representing the texture of the imprint of the microbial mat’s surface. The imprints defined by Becker as *P. wardi* (see below) seem to originate from the same surface that increases the probability of all these imprints to belong to one fossil species. The specimen originates from the Karanurt locality.

Protodipleurosoma paulus Becker in Becker, Kishka, 1989

D e s c r i p t i o n (Becker, Kishka, 1989). A well-limited rounded imprint with an outer ring distinctly distinguished along the periphery. An inner disc is divided by a central groove into two approximately equal parts. From one side the central groove crosses the outer ring, which is slightly deformed at the intersection point. Small furrows radiating from the central groove flatten out and do not pass into the outer annular zone. The preservation quality of the outer zone does not depend on the imprints’ size as it is well represented in the smallest imprints and can be reduced in the larger ones.

C o m p a r i s o n (Becker et Kishka, 1989). It differs from the already known representatives of the genus in the smallest sizes, the absence of lateral processes in the outer zone and the elements of branching of radial canals as well as their weaker development in the inner zone.

R e m a r k s . The specimen is not found; an image was published in two articles (Becker et Kishka, 1989, a plate without number, fig. 1; Becker, 1990b, pl. 89, fig. 1). A convex but most likely negative imprint with low relief has a reduced set of features of *Aspidella terranovica*. Small sizes (the imprint’s diameter is 8 mm) allow us to suppose that this is a juvenile, not completely developed specimen. It originates from then Mal. Ryazuyak locality.

Protodipleurosoma wardi Sprigg, 1949

Pl. III, fig. 1, 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 1996). A zonal structure is distinctly established within the flattened rounded cast. A slightly elongated inner zone is divided by radial furrows into segments with a tuberos surface. A central lowering which divides the inner zone into two asymmetrical parts is of special importance. A weakly pronounced tubercle is eccentrically located. An outer zone is characterized by the radial and concentric zonation. A distinct but irregular radial ribbing is characteristic of the considered

form. It is often continuous and passes into the inner zone. A branching of the radial ribs marked for the holotype and the presence of narrow radial ridge are recorded. The concentric zonation is less distinct and is commonly displayed in fragments.

R e m a r k s . Both specimens assigned by Becker to the described species differ greatly from each other in the unequal development of outer and inner zones, the quantity, and the depth and the extent of the radial furrows' branching. But these differences most likely reflect the ontogenetic transformations of the basal structure of *Aspidella terranovica*. The smallest of the specimens is apparently similar to a juvenile state when "generic" features only start to be seen. The specimen defined by Becker as *Nemiana simplex* (pl. III, fig. 4) can be included in the trend of age changes. It has an outer ring and a deep crevice corresponding to the compressed stem but because of very small sizes, subradial grooves are not yet developed. The specimens originate from the Karanurt locality.

Genus *Psammichnites* Torrell, 1870

D i a g n o s i s . Not provided.

Psammichnites isp.

D e s c r i p t i o n . Not provided.

R e m a r k s . The specimen CSGM, No. 2053-1 (Grazhdankin et al., 2011, fig. 3r; Grazhdankin, 2014, fig. 8-6; Kolesnikov et al., 2015, fig. 10E). The specimen originates from the Karanurt locality.

Genus *Pseudobergaueria* Becker, 2013

D i a g n o s i s (Becker, 2013). A series of unilaterally convex arcs adjoining a gently sloping elevation and forming a slightly curving single trace.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013) *<the generic comparison is absent; the modified fragment is taken from the species comparison>*. The holotype of *Bergaueria* Prantl differs from the considered genus in the absence of an arcuate zone.

Pseudobergaueria baschkiricus Becker, 2013

Pl. X, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). The imprint consists of two parts with different morphology. One part is a tuberos elevation of ellipsoidal shape, with a weak relief, and smoothly passing into the enclosing rock; the other part consists of a number of unilaterally convex arcs (>12) increasing in size and partially enveloping the elevation of arcs. Abrupt bendings of the contacting arcs are oriented across the imprint's axis. The arcs are different in size and lack lateral limitations. They are better preserved in the center of the trace. The zone covered by the arcs is elevated in relation to the substrate; its width increases with distance from the elevations and the whole trace smoothly curves.

R e m a r k s . A random superimposition of the casts of two isometric objects of unclear nature (the bottom and the top right on the photograph) and a fragment of the construction of palaeopascichnids of the *Palaeopascichnus* genus (from the left) is reported. The specimen originates from the Mal. Ryauzak locality.

Genus *Pseudorhizostomites* Sprigg, 1949

D i a g n o s i s . Not provided.

Pseudorhizostomites howchini Sprigg, 1949

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1989). A convex imprint lacks distinct lateral limitations. A number of branched prominent furrows diverge in a fan-like form from the lowered slit-shaped central part. They flatten out along the periphery of the imprint and give uneven tuberos outlines to its surface.

R e m a r k s . The specimen is not found; an image was published in two articles (Becker et Kishka, 1989, a plate without number, fig. 2; Becker, 1990b, pl. 89, fig. 2). One of the structures distributed in the Late Vendian terrigenous deposits overlies the boundary of a clayey layer (from below) and the sandy one (from above). It seems that it is associated with microbial surfaces and formed as a result of the retraction of the part of a silty sediment (microbial mat?) into the overlapping layer of the sandy

sediment. Such a retraction could occur during the outgassing of the buried and decaying organic matter (Fedonkin et al., 2007). The specimen originates from the Bol. Ryauryak locality.

Genus *Punctorhapha* Seilacher, 1977

D i a g n o s i s (Becker, 2013). The reflection of vertical traces and their secondary shallow curves connected with closely spaced meanders of the first order.

Punctorhapha parallela Seilacher, 1977

Pl. VIII, fig. 7

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A trace is preserved in a positive hyporelief on the bedding planes of a laminated siltstone following one after another. The bedding planes are in the form of tubercles with a different relief, which closely adjoin each other and form parallel chains. The unidirectional chains are connected with abrupt bendings, which are locally preserved. Dotted chains, heterogeneous in the length, but constant in the width are limited by narrow parallel furrows. The trace's prominence is gradually lost in the direction of the strike of the trace chains whose number exceeds 9-10.

R e m a r k s. A fragment of the palaeopascichnid construction of *P. delicatus* is recorded (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). Poorly preserved casts of several incomplete capsules are seen on the specimen. The specimen originates from the Mal. Ryauryak locality.

Genus *Rhombidictyon* Becker, 2013

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Paired rhombic cells framed by the rows of discontinuous linear traces.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Imprints slightly resemble the rhombic forms of cystoids <...>. In morphology and the scale of the display rhomboidal ripple marks are visibly distinguished from Uralian imprints of paired natural rhomboids with concentrers <...>.

Rhombidictyon uphimus Becker, 2013

Pl. VI, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A separate trace on the surface of a fine-grained sandstone is in the form of closely adjoining paired cells and their fragments. The cells are quadrangular and rhomboidal in shape. The facets are thick-walled and slightly rounded. The angles of the articulation of facets are 60° and 120°. Cells are similar in size and are oriented approximately in one direction. Small rounded elevations smoothly replaced by periclinal lowerings along the periphery are recorded in the central parts of rhomboids. The paired cells are separated by the rows of framing linear textures of the similar direction. The width of linear bioglyphs changes distinctly; they are frequently partially or completely constricted and broken into irregular segments of varying length. The shape of the segments changes from sinusoidal, dumbbell-like, and angular one to almost linear one. On the whole, segments form a multi-row system of framing cellular textures.

R e m a r k s. The described structure is assigned to the group of pseudofossils and most likely is a fragment of the kinneyia structure (Kolesnikov et al., 2015). The origin of kinneyia structure is associated with the flow of unlithified sediment under a layer of the microbial mat (Porada et al., 2008). The specimen originates from the Mal. Ryauryak locality.

Genus *Sokolovichnites* Gureev, 1983

D i a g n o s i s. Not provided.

Sokolovichnites aff. *angelicae* Gureev, 1983

Pl. VII, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker et Kishka, 1991). Traces are preserved in the form of a positive hyporelief. They are comma-shaped in a plan. The narrow end of the trace representing a ridge is smoothly immersed into the rock in one direction and in the other direction it is traced in the area of terminal extension slightly increasing in diameter. The ridge passes into the rock more abruptly on the convex side and the extended part of the trace does it on the concave side. The surface of the trace is smooth. Another trace originates on one specimen near the termination of the trace from the side of the exten-

sion. It seems to emerge from the first one but the quality of its preservation does not allow understanding whether it is an independent trace fossil or a part of the described one.

C o m p a r i s o n (Becker et Kishka, 1991). In general structural plan, the described traces resemble *Sokolovichnites* Gureev, 1983, but they significantly exceed the type ichnospecies of *S. angelicae* Gureev in sizes. While Gureev Yu.A. did not mention the character of the articulation of the ridge with the terminal extension during the description, his photographs show that the transition from the ridge to the extension is sufficiently abrupt. The trace extension here is gradual and equal on both specimens, though they differ in sizes. That allows uniting these specimens into one taxon and considering them related to *S. angelicae*. The casts similar to *S. angelicae* and comparable to the discussed ones in sizes were described by Palij V.M. from the Bernashev beds of Podolia.

R e m a r k s. The structure is of unclear nature. The image in the present work represents a counterpart of the specimen, shown by Becker et Kishka, 1991 (pl. III, fig. 5). Direct imprints were not discovered in the collection. The specimen comes from the Yamantau locality.

Genus *Spicodiscus* Becker, 1990

D i a g n o s i s (Becker, 1990a). The imprints of a flattened conical configuration on which a median furrow and diverging lateral branches without foliate bodies are distinctly distinguished. Paragenesis with disc-shaped imprints is characteristic. Conical and disc-shaped imprints seem to represent the parts of a single organism.

C o m p a r i s o n (Becker, 1990a). Several Late Precambrian fossil organisms are known, which are similar to the imprints originating from the Urals.

1. *Charniodiscus concentricus* Ford <...>. With a similar general plan of structure British and Uralian forms differ in the peculiar features of branching and in sizes. The Uralian forms are characterized by the absence of foliate forms and by the considerably smaller sizes of stem-shaped bodies while the sizes of disc-shaped forms are similar. In comparison with *Charniodiscus* some disproportion in the sizes of stem-shaped and disc-shaped imprints in the Uralian forms is noteworthy. Unlike British forms, the elements of a radial ribbing are frequently observed on the outer ring of the disc of *Spicodiscus*. Besides, while the articulation of stem-shaped and disc-shaped forms where the first ones are attached to the center of the second ones is well established for *Charniodiscus*, such data are lacking for *Spicodiscus*. Here stem-shaped imprints are located on the periphery of disc-shaped ones and their attachment to the center was never observed.

2. *Rangea schneiderhoehni* Gürich <...>. Despite the presence of some common elements of the structure, individual features of Uralian forms are so significant that their independence is beyond doubt.

R e m a r k s. See remarks in the description of *S. siganus*.

Spicodiscus siganus Becker, 1990 Pl. XI, fig. 1, 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 1990a). In a number of stem-shaped imprints three repeating elements can be separated, such as 1) a median (central) furrow, 2) lateral branches, 3) an attachment zone. The median furrow (rachis) is a central axis of all imprints diving them into two approximately equal, but asymmetrical parts. In shape, they are divided into straight, curved, and sinusoidal ones. Lateral branches adjoin each furrow from both sides at an angle of 30-45° forming knee-shaped articulations and breaking the straightness of rachis. The articulation angle sometimes exceeds 45°. It is probably a result of the latest deformation, especially where the superimposition of adjacent lateral branches is observed. The articulation of lateral branches has an alternating but not symmetrical character, that breaks the similarity of the imprints' parts divided by rachis. The number of lateral branches varies from 7 to 12-14 from each side. In a configuration, they are straight or slightly curving, shortened towards the apex and the base, that imparts a pointed or flattened-fusiform appearance to the imprints. A dichotomy is not characteristic of them. It is noteworthy that a distinctly oriented arrangement of stem-shaped forms on the bedding planes is the result of currents action. An attachment zone lacks lateral branches and only a median furrow divides it into two approximately equal parts. The stem-shaped imprints are associated with discoidal ones with a concentric structure. This combination is typical; the stem-shaped

imprints “come in close contact” along with their lower parts, overlies the discoidal ones and are developed together with them on the same bedding planes. A disc with a diameter up to 60 mm consists of three concentric zones which differ in the tone of grey color and to a lesser extent in the relief character. Peripheral concentric is slightly elevated above the enclosing rock and is sometimes characterized by a thin radial striation. In other cases, its surface can be perfectly smooth. The middle concentric lacks a radial ribbing and has a smooth even surface. The central ring contains a tubercle which slightly rises above the surface of the discoidal imprint. Numerous globular <round>, ellipse-shaped organic films with a diameter ranging from 6 to 30 mm are associated with the stem-shaped imprints in addition to the discoidal ones. A radial texture sometimes becomes visible when they are in fresh and moistened state, but it is absent in weathered kinds. A mutual ratio of the organic films, stem-shaped, and discoidal imprints is in many ways similar. The organic films overlap or underlie the imprints. This fact indicates that both of these structures were displaced and occur on the single bedding planes.

R e m a r k s . The collection of Becker contains a massive material of this fossil, represented by both “discoidal” and “stem-shaped” imprints. The latter is more correctly called “frondose”, because they neither resemble a stem in shape nor have stems as such. There is a contact of discoidal and frondose forms only on one sample (the holotype). Here, basal parts of the two fronds come in close contact with the margin of a large disc (pl. XI, fig. 1). This converging can be accidental, especially since there are no signs of interconnection between discs and fronds on the other specimens of the collection. A white easily separated film of a carbonate substance, which contrasts sharply with the silicate material of the rock, is preserved on the surface of several discs, including the holotype. The color of the rock under the film has a darker shade (pl. XI, fig. 1a). The discs are basically radial cracks filled with a secondary mineral. This feature distinguishes them from all other Vendian macrofossils, including the associated frondose imprints. Most likely, the origin of discoidal structures is associated with the diagenetic transformation of a clay sediment. A consequence of this assumption can be a reduction in the diagnosis of the genus and description of the species by removing information about the discoidal part, and attribution of the name *Spicodiscus siganus* only to the frondose imprints.

There is a fragment of an imprint of the large specimen of *Charnia masoni* Ford, 1958 in Becker’s collection. It is preserved on the same gray shales as the specimens of *S. siganus* and, apparently, originates from the same locality. The fossil remains of *C. masoni* and *S. siganus* is similar in a spindle-shaped outline and a presence of lateral elements extending from an axis of the imprint in an alternating order. And if we take areas limited by the furrows for the elements of construction on the imprints of *S. siganus*, rather than the furrows themselves, and then the similarity will become sufficiently close. The specimens originate from the Zigan-2 locality.

Genus *Steinsfjordichnus* Whitaker, 1980

D i a g n o s i s (Becker, 2013). A system of adjacent but not touching subparallel ridges oriented almost perpendicular to the general direction of the trace. The ridges are flattened and sometimes bent at angles about 40° to their strike.

Steinsfjordichnus brutoni (Whitaker, 1979)

Pl. X, fig. 7

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A chain of subparallel weakly prominent ridges located perpendicular to the general direction of the trace on the surface of a grey siltstone. Flattened, arcuate or almost straight ridges with a smooth or uneven, sometimes bifurcated surface do not touch each other and can be bent at angles of 40-45°. The trace chains include 8-10 arcs similar in size and are characterized by a straight trajectory.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). The imprints are similar to the holotype, where intervals between ridges are slightly wider and flattened <...>. The burrows resemble *Palaeopascichnus delicatus*, but they are distinguished due to the presence of regular intervals in a trace chain <...>.

R e m a r k s . An imprint of the capsule chain of the construction of palaeopascichnid, namely *P. renarius* (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). The specimen originates from the Mal. Ryauzyak locality.

Steinsfjordichnus turbidus Becker, 2013

Pl. X, fig. 6

Description (Becker, 2013). A narrow trace chain of smooth ridges various in shape, but similar in size which forms sometimes convex and sometimes concave arcs in a positive semi-relief on the surface of a wine-colored siltstone. They are interrupted in the marginal zones and along the strike, they are replaced in some places by the dotted line of pellets. The mutual arrangement of the ridges in the chain is inconstant, subparallel or non-parallel and orientation is obliquely cutting in relation to the trace axis and almost perpendicular to it. The number of arcs in the chain reaches 13-15; the distance between them changes but within narrow limits. The transition into the enclosing rock is abrupt.

Remarks. A fragment of the construction of *P. renarius* (see remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus). A cast of the chain of capsules widely spaced from each other is seen on the specimen. The specimen originates from the Zigan-1 locality.

Genus *Tirasiana* Paliy, 1975

Diagnosis (Becker, 1977). Casts of convex shape up to conical one with a concentric sculpture in the form of scarps and ridges.

Remarks. *Tirasiana* remains are one of the typical variants of the preservation of *Aspidella terranovica* ("Ediacaria" form). Several species of *Tirasiana* described by Becker originate from one locality and probably from a single bedding plane.

Tirasiana cocarda Becker, 1985

Pl. II, fig. 2

Description (Becker, 1985). A prominent convex cast whose shape is similar to an ellipse consisting of five ring-ridges of decreasing diameter inserted into each other. The first two outer ridges are distinctly pronounced but not everywhere, in particular, in the left part they are not distinct. Other three inner ridges are traced everywhere without any breaks. There is a rounded tubercle in the most convex central part of the ellipse. The most prominent ridge is the third one, abruptly rising above the surface formed by the first two outer ridges. Another peculiar feature of the third and second ridges is a thin longitudinal <concentric ?> rugosity, enveloping these elevations. Three wrinkles (rugae) are traced all over the second ridge and the fourth one appears locally. A number of rugae reaches 7 on the third ridge, but only two rugae are consistently observed along the entire perimeter of the ridge, the rest of them are lost in some places. Unlike others, the third ridge has three radial notches cutting it into three different segments. In general, the cast has a form of a flattened cone with five scarps of various prominence.

Comparison (Becker, 1985). It differs from other representatives of the genus in sizes <maximum diameter of an ellipse-shaped cast is 60 mm>, in greater convexity and what is the most important in more complex sculpture, where five ring-ridges are developed and thin longitudinal <concentric ?> rugosity is present.

Remarks. The species is referred again as a new one in the English version of the collective monography "Vendian System" (Becker, 1990b). It is an evident mistake as the materials from the Southern Urals were added to the translated version of the article which in fact represents a special publication. Paliy V.M. (1976) and Gureev Yu.A. (1987) in addition to Becker attached a taxonomic importance to the number of concentric structures on the casts of several radially-symmetrical Vendian fossils. And though a good anatomic substantiation was not given to it, such a distinction of forms made sense during the time when "cyclic" fossils were considered to be the remains of the bodies of free-swimming medusoids. But later it was shown that all of them were casts of sufficiently simple in structure sedentary biological objects, a part of microbial colonies (Steiner, 1997; Steiner, Reitner, 2001; Grazhdankin, Gerdes, 2007; Ivantsov et al., 2014) and a part of attachment organs of petalonams (Jenkins, Gehling, 1978; Gehling et al., 2000; Hofmann et al., 2008). For both, an accretionary type of growth, expressed in the increment addition of new concentric structures is common (Grazhdankin,

Gerdes, 2007; Ivantsov, 2016). Therefore, it was no longer possible to use this feature. A relief of the lower surface of an organic body immersed in the sediment is formed as a result of the interaction of the body and the sediment surrounding it. It is obvious that the relief heavily depends on the mechanical properties of the ground. The formation of the steps on the cast can be a consequence of the initial presence in the sediment of several interbeds different in composition and unequally compacted in the course of diagenesis (Gehling et al., 2000). The specimen originates from the Shirokovskoe-1 locality.

Tirasiana centralis Becker, 1977

Pl. II, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker, 1977). A prominent cast is ellipse-shaped and consists of four ring-ridges inserted into each other and having a gradually decreasing diameter. There is a tubercle in the central most convex part of the ellipse. The second and the fourth ridges are characterized by the biggest prominence. A weakly pronounced rounded groove which in some places fades away is observed on the surface of the second ridge. In general, the cast has a form of a flattened ellipse-shaped cone with four scarps of different prominence.

C o m p a r i s o n (Becker, 1977). It differs from the species, namely *Tirasiana coniformis* Palij, in a more complicated sculpture which is in the form of four (rather than three) ridges and in less convex conic shape. The distinctions from the *Tirasiana disciformis* Palij species are clear if we take into account the fact that this form is characterized by a simpler structure with two concentric ridges.

R e m a r k s. In two other articles (Becker, 1985; Becker, 1990b) the species is also described as a new one with the same holotype. The diagnosis of the species given by Becker in all articles practically does not differ from that of *T. cocarda* Becker, 1985. See also the “Remarks” section describing *T. cocarda*. The specimen originates from the Shirokovskoe-1 locality.

Tirasiana cf. centralis Becker, 1977

Pl. II, fig. 7

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The specimen is assigned to *Aspidella terranovica* (“Ediacaria” form of preservation). The specimen originates from the Shirokovskoe-1 locality.

Tirasiana cf. coniformis Palij, 1975

Pl. II, fig. 5

D e s c r i p t i o n (Becker, 1977). The imprint is ellipse-shaped and formed by three ring-ridges with a different prominence inserted into each other and by a convex central tubercle.

R e m a r k s. The specimen can be assigned to *Aspidella terranovica* (“Ediacaria” form of preservation). But steep high tubercles on its surface resemble the base of root-shaped processes characteristic of *Eoporpita medusa* Wade, 1972 and *Hiemalora stellaris* (Fedonkin, 1980). Thus, the taxonomic attribution of the specimen cannot be exactly established. The specimen originates from the Shirokovskoe-1 locality.

Tirasiana disciformis Palij, 1975

Pl. II, fig. 3

D e s c r i p t i o n (Becker, 1985). Single casts slightly rising above the bedding surface and formed by discs of different size inserted into each other. The outer disc is always larger than the inner one. The margins of the discs, especially for the outer one are sufficiently sharp. A rounded tubercle does not always occupy the central position. It is sometimes slightly displaced towards the edge of the second disc.

C o m p a r i s o n (Becker, 1985). It differs from the other representatives of the genus in the simplest structure and in the presence of two discs.

R e m a r k s. The specimen is assigned to *Aspidella terranovica* (“Ediacaria” form of preservation). See also the remarks in the description of *T. cocarda*. The specimen originates from the Shirokovskoe-1 locality.

Genus *Torrowangea* Webby, 1970

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Chaotically meandering trails are forming closed and semi-closed polygons of different size.

Torrowangea rosei Webby, 1970

Pl. VIII, fig. 2

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Traces are preserved in a positive hyporelief on uneven surfaces of grey siltstones, sandstones in a form of a complex system of gently sloping arcs, meanders, and almost rectilinear areas. The curves of the trace lack regularity; they are chaotic with crossings, swellings, and cross constrictions. The meanders' segmentation is not distinct; it is displayed locally and can be absent. The main, broadest, extended and prominent trail is distinguished. Thinner trails extend from it, diverge at different angles and form an irregular net of closed and semi-closed polygons of a different size. The width of the trail is not stable and changes over short distances. The main stem is a path of a movement of mud-eaters, repeated many times which provide a sufficiently complete processing of the sediment.

R e m a r k s. The fossil is of unclear, possibly abiogenic nature (see remarks in the description of *Acanthorhapha incerta*). The specimen originates from the Takaty-2 locality.

Genus *Treptichnus* Miller, 1889

D i a g n o s i s (Becker, 2013). A simple or zigzag-shaped burrow has direct and curved segments which are characterized by a three-dimensional spatial morphology. The segments are divided by shallow depressions or by short projections.

Treptichnus pedum Seilacher, 1955

Pl. VI, fig. 1

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A semicircular trace is divided into separate segments by small predominantly one-sided branches, obliquely diverging from the main trail on the surface of fine-grained sandstone.

R e m a r k s. The structure defined by Becker (2010, 2013) as *Treptichnus pedum* (at the upper left on the photograph) is a random combination of folds of a thin rock interbed; and the structure (at the left on the photograph) interpreted as a "body" fossil similar to *Corumbella werneri* Hahn et al., 1982 (Becker, 2013, p. 77) is a unitary groove of plowing. The specimen originates from the Manaysu locality.

Treptichnus isp.

Pl. VI, fig. 4a-4b

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). Wedge-shaped traces located along the periphery of *Phycodes* cf. *coronatum* on the surface of a fine-grained tabulated sandstone. The sides of the wedge have a three-membered structure and are divided by grooves into two approximately equal parts. Wedge-shaped forms are inserted into each other, have close contact and common strike. Their fragments preserving the peculiar features of the structure but slightly deformed occur on the bedding plane in addition to acute-angled systems of full development.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). The Uralian imprints are similar to the holotype of *T. triplex* from the Khmel'nitsky formation of the Baltic group from Ukraine, but they are characterized by a slightly worse quality of preservation and by a closer packing of wedge-shaped forms.

R e m a r k s. The specimen is located on the same plate as *Phycodes* cf. *coronatum* and originates from the same Manaysu locality, as *Chondrites intricatus*. It seems that defects of crystal structures were taken by Becker for specific species of fossils (see remarks in the description of *Chondrites intricatus*).

Genus *Tuapseichnium* Vialov, 1971

D i a g n o s i s (Becker, 2013). Occasionally branching net-like radial burrows have a bilateral symmetry.

Tuapseichnium radialis Becker, 2013

Pl. IX, fig. 6

D e s c r i p t i o n (Becker, 2013). A system of narrow radially branching chains extending from a central ellipse-shaped depression at angles of 40° -50°. The rectilinear chains are branched with a distance from the center at angles of 80° and more. They preserve elements of a bilateral symmetry and form inner circular segments. The chains are formed by small subparallel wavy arcs unilaterally limited by rectilinear and radial ridges. The general contour of the trace is rounded and unevenly prominent.

C o m p a r i s o n (Becker, 2013). Unlike *T. cervicorne* the Uralian imprint is characterized by the branching radial chains, a different quantity of them and by the presence of the circular segments.

R e m a r k s. A group of poorly preserved structures of palaeopascichnids is located at a base of one of the beds of thin-laminated sandstones associated with a fine-tubercular texture of microbial mat. Fossils are probably assigned to the genus *Orbisiana* Sokolov, 1976, namely *O. simplex*. See remarks in the description of *Palaeopascichnus* genus. A single construction from the group is shown by Becker as well as in the present publication. The casts of chains of small chambers are seen on the photograph. The specimen originates from the Bol. Ryauzyak locality.

Genus *Vaizitsinia* Sokolov et Fedonkin in Fedonkin, 1983

D i a g n o s i s. Not provided.

Vaizitsinia sophia Sokolov et Fedonkin in Fedonkin, 1983

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated; an image was published (Grazhdankin et al., 2005, fig. 2д; 2010, fig. 24e). The specimen can be assigned to frondose petalonams; but it does not have signs indicative of its belonging to the *Vaizitsinia* genus. The specimen was found in the Sylvitsa-2 locality.

Genus *Yorgia* Ivantsov, 1999

D i a g n o s i s. Not provided.

Yorgia sp.

D e s c r i p t i o n. Not provided.

R e m a r k s. The collection number is not indicated, an image was published (Grazhdankin et al., 2005, fig. 2з; 2010, fig. 266). A specimen is evidently assigned to the class Cephalozoa of the phylum Proarticulata Fedonkin, 1985; but it differs from the representatives of the *Yorgia* genus in thin isomers which are numerous for such small sizes. The specimen resembles *Archaeaspinus fedonkini* (Ivantsov, 2001), but it is impossible to definitely compare it with any genera of Proarticulata without any information about its shape, the orientation of lateral terminations of isomers and the morphology of the head section. The specimen was found in the Sylvitsa-1 locality.

REFERENCES

- Ablizin, B.D., Kluzhina, M.L., Kurbatskaya, F.A., and Kurbatskiy, A.M.* Verknii Rifey i Vend zapadnogo sklona srednego Urala (The Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle Urals). Khain, V.E., Chuvashov, B.I., Eds., Moscow: Nauka, 1982, 140 p. [in Russian].
- Anfilogov, V.N., Krainev, Yu.D., and Korablev, G.G.* Geological structure and the nature of the Kolchim uplift bearing diamonds (North Urals) // *Lithosphere*, 2007, no. 5, pp. 151–163 [in Russian].
- Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record // *Atlases in Geoscience*, 2. Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.O., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., Catuneau, O. Eds. Elsevier, 2007, 311 p.
- Bazhenov, M.L., and Levashova, N.M.* Comparison of paleomagnetic poles by the Precambrian and Phanerozoic of the Baltic and Laurentia: what could it mean? // *Tektonika, geodinamika i rudogenez skladchatykh poyasov i platform. Materialy XLVIII Tektonicheskogo soveshaniya (Tectonics, geodynamics and ore genesis of folded belts and platforms. Materials of XLVIII of meeting on tectonics)*. Moscow: GEOS, 2016, vol. 1, pp. 42–43 [in Russian].
- Bazhenov, M.L., Levashova, N.M., Meert, G., et al.* Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, vol. 435, pp. 124–135.
- Becker, A., Planavsky, N.J., Rasmussen, B., et al.* Iron formations: their origins and implications for seawater chemistry // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Holland, H., and Turekian, K., Eds., Amsterdam: Elsevier, 2014, pp. 561–628.
- Becker, Yu.R.* Pozdnedokembriyskaya molassa Yuzhnogo Urala (Late Precambrian molasse of the Southern Urals). Librovich, V.L., Ed., Leningrad: Nedra, 1968, 160 p. [in Russian].
- Becker, Yu.R.* About distinguishing Bakeevo deposits in the stratotypical section of the Riphean // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1975, no. 6, pp. 125–129 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* First paleontological finds in the Riphean of the Urals // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1977, no. 3, pp. 90–100 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* About geochemical peculiar features of the Late Precambrian molasse of the Urals // *Geokhimicheskie issledovaniya osadochnykh porod dlya resheniya geologicheskikh zadach (Geochemical studies of sedimentary rocks for the solution of geological tasks)*. Leningrad: VSEGEI, 1978, pp. 67–76 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* A new locality of the fauna of Ediacaran type in the Urals // *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 1980, vol. 254, no. 2, pp.480–482 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* Metazoa from the Vendian of the Urals // *Vendskaya sistema. Istoriko-geologicheskoe i paleontologicheskoe obosnovanie. T. 1. Paleontologiya (The Vendian system. Historical-geological and palaeontological substantiation. Vol. 1 Palaeontology)*. Sokolov, B.S. and Fedonkin, M.A., Eds., Moscow: Nauka, 1985a, pp. 107–112 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* The Vendian of the Urals // *Vendskaya sistema. Istoriko-geologicheskoe i paleontologicheskoe obosnovanie. T. 2. Stratigrafiya i geologicheskie protsessy (The Vendian system. Historical-geological and palaeontological substantiation. Vol. 2. Stratigraphy and geological processes)*. Sokolov, B.S. and Fedonkin, M.A., Eds., Moscow: Nauka, 1985b, pp.76–83 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* Molassy dokembriya (Precambrian Molasses). Leningrad: Nedra, 1988 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* New representative of the oldest fauna of the Urals // *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 1990a, vol. 310, no. 4, pp. 969–974 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* Vendian Metazoa from the Urals // *The Vendian System V. 1. Paleontology*. Sokolov, B.S., and Ivanovski, A.B. Eds., Berlin: Springer, 1990b, pp. 121–131.
- Becker, Yu.R.* The oldest Ediacaran biota of the Urals // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1992, no. 6, pp.16–24 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* The discovery of Ediacaran biota at the top of the Vendian of the Southern Urals // *Regional geology and metallogeny*, 1996, no. 5, pp. 111–131 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* Geological potential of the oldest ichnofossils in the stratotype of the Late Precambrian of the Southern Urals // *Regional geology and metallogeny*, 2010, no. 43, pp. 18–35 [in Russian].
- Becker, Yu.R.* Ichnofossils – a new paleontological object in the stratotype of the Uralian Late Precambrian // *Lithosphere*, 2013, no. 1, pp. 52–80 [in Russian].
- Becker, Yu.R., and Kishka, N.V.* The discovery of Ediacaran biota in the Southern Urals // *Teoreticheskie i prikladnye aspekty sovremennoy paleontologii (Theoretical and applied aspects of recent paleontology)*. Leningrad: Nauka, 1989, pp. 109–120 [in Russian].
- Becker, Yu.R., and Kishka, N.V.* Fossil traces in the Upper Vendian deposits of the Southern Urals // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1991, no. 6, pp. 66–78 [in Russian].
- Becker, Yu.R., and Kishka, N.V.* Ichnofossils in the stratigraphy of old strata of Transurals // *Regional geology and metallogeny*, 2003, no. 18, pp. 5–20 [in Russian].
- Bekker A., Planavsky N.J., Rasmussen B., et al.* Iron Formations: their origins and implications for seawater chemistry // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Eds. Holland H., Turekian K. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 561–628.

- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.*, 2008, vol. 160, iss. 1–2, pp. 23–45.
- Bogdanova, S.V., Page, L.M., Skridlaite, G., and Taran, L.N.* Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: 40Ar/39Ar geochronological constraints // *Tectonophysics*, 2001, vol. 339, pp. 39–66.
- Callow, R.H.T., Battison, L., and Brasier, M.D.* Diverse microbially induced sedimentary structures from 1 Ga lakes of the Diabaig formation, Torridon group, northwest Scotland // *Sediment. Geol.*, 2011, vol. 239, iss. 3, pp. 117–128.
- Chibrikova, E.V., and Olli, V.A.* Once more about the Pre-Paleozoic deposits in the Southern Urals and the Uralian region // *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy ekologii Bashkortostana. Materialy VI Megregionalnoy nauchno-prakticheskoy konferencii (Geology, natural resources and ecological problems of Bashkortostan. The materials of the VI Interregional scientific-practical conference)*. Ufa: DesignPoligraphService, 2006, pp. 54–56 [in Russian].
- Chumakov, N.M., and Sergeev, V.N.* The problem of climatic zonation in the Late Precambrian. Climate and biosphere events // *Klimat v epokhi krupnykh biosfernnykh perestroek (Climate in the epochs of great biosphere reconstructions)*. Semikhatov, M.A., Chumakov, N.M., Eds., Moscow: Nauka, 2004, GIN RAN, iss. 550, pp. 271–289 [in Russian].
- Chumakov, N.M., Pokrovskii, B.G., and Maslov, A.V.* Stratigraphic position and significance of carbonate rocks related to Neoproterozoic glacial horizons of the Urals // *Stratigraphy. Geol. Correlation*, 2013, vol. 21, no. 6, pp. 573–591.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., and Fan, J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes, 2013, vol. 36, no. 3, pp. 199–204.
- Dzik, J., and Ivantsov, A.Yu.* Internal anatomy of a new Precambrian dickinsoniid dipleurozoan from northern Russia // *N. Jb. Geol. Palaont. Mh. Stuttgart*, 2002, vol. 7, pp. 385–396.
- Yesipov, P.M., and Mladshikh, S.V.* Geologicheskaya karta Urala masshtaba 1:200000. List O-40-XI. Yugno-Uralskaya seria (Geological map of the Urals, scale 1:200000. Sheet O-40-XI. Southern Urals series). Garan, M.I., Sobolev, I.D. Eds., Glavnoe uprav. geodez. i kartograph. Ministerstva geolog. SSSR, 1966 [in Russian].
- Fedonkin, M.A.* Belomorskaya biota venda (dokembriyskaya besskeletnaya fauna severa Russkoy platformy) (The White Sea biota of the Vendian (Precambrian nonskeletal fauna of the north of the Russian Platform)). Moscow: Nauka, 1981, GIN AN SSSR, iss. 342 [in Russian].
- Fedonkin, M.A., Gehling, J.G., Grey, K., et al.* The rise of animals: evolution and diversification of the kingdom Animalia. Johns Hopkins Univ. Press, 2007.
- Fedorova, N.M., Levashova, N.M., Meert, G., et al.* New paleomagnetic data on Baltica based on upper Ediacaran deposits on the western slope of the Middle Urals // *Doklady Earth Sciences*, 2014, vol. 456, no. 1, pp. 512–516.
- Føyn, S., and Glaessner, M.F.* *Platysolenites*, other animal fossils, and the Precambrian-Cambrian transition in Norway // *Norsk Geol. Tids.*, 1979, vol. 59, pp. 25–46.
- Garan, M.I., and Tyazheva, A.P.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-XI. Yugno-Uralskaya seria (Geological map of the USSR scale 1:200000. Sheet N-40-XI. Southern-Uralian series). Mamaev, N.F., Ed., Moscow: Nedra, 1967 [in Russian].
- Gareev, E.Z.* Petrochemistry and evolution of the compositions of terrigenous rocks as a display of the sedimentation processes on the example of the stratotype of the Asha group of the Vendian from the Southern Urals // *Paleogeografiya venda – rannego paleozoya Severnoy Evrazii (Paleogeography of the Vendian – Early Paleozoic in Northern Eurasia)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 1998, pp. 56–63 [in Russian].
- Gehling, J.G., Narbonne, G.M., and Anderson, M.M.* First named Ediacaran body fossil *Aspidella terranovica* // *Palaeontology*, 2000, vol. 43, part. 3, pp. 427–456.
- Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. Tom 1. Kniga 1. Zapad Rossii i Ural (Geology and natural resources of Russia. Vol. 1. Book 1. The West of Russia and the Urals)*. Petrov, B.V., and Kirikov, V.L., Eds., SPb.: VSEGEI, 2006 [in Russian].
- Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. Tom 1. Kniga 2. Zapad Rossii i Ural. Ural (Geology and natural resources of Russia. Vol. 1. Book 2. The West of Russia and the Urals. The Urals)*. Kondiain, O.A., Ed., SPb.: VSEGEI, 2011 [in Russian].
- Geologiya SSSR. Tom XII. Permskaya, Sverdlovskaya, Chelyabinskaya i Kurganskaya oblasti. Chast I. Geologicheskoe opisanie. Kniga 2 (Geology of the USSR. Vol. XII. The Perm, Sverdlovsk, Chelyabinsk, and Kurgan regions. Part I. Geological description. Book 2)*. Moscow: Nedra, 1969 [in Russian].
- Glaessner, M.F., and Walter, M.R.* New Precambrian fossils from the Arumbera sandstone, Northern Territory, Australia // *Alcheringa: Australasian J. Palaeontol.*, 1975, vol. 1, pp. 59–69.
- Glasmacher, U.A., Reynolds, P., Alekseyev, A.A., et al.* 40Ar/39Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, southern Urals, Russia // *Geologische Rundschau*, 1999, vol. 87, no. 4, pp. 515–525.

- Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., Kozlov, V.I., et al.* Paleomagnetism of the Upper Vendian Basu formation of the Bashkirian Meganticlinorium revisited // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2011, vol. 47, iss. 7, pp. 623–635.
- Gorozhanin, V.M.* The lower boundary of the Vendian in the Southern Urals // *Verkhniy dokembriy Yugnogo Urala i vostoka Russkoy plity* (The Upper Precambrian of the Southern Urals and the east of the Russian Platform). Ufa: BNTs UrO AN SSSR, 1988, pp.41–45 [in Russian].
- Gorozhanin, V.M.*, Rubidium-strontium isotopic method used in the solution of the problems of the geology of the Southern Urals. Extended Abstract of Cand. Sci. (Geol.–Mineral.) Dissertation. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 1995 [in Russian].
- Gorozhanin, V.M., Michurin, S.V., and Biktimerova, Z.R.* New isotopic and geochemical data about Neoproterozoic tillites of the Southern Urals (the Tolparovo section) // *Geologiya, poleznye iskopaemye i problem geologii Bashkortostana, Urala i sopedelnukh territoriy. 9-ya Megregionalnaya nauchno-prakticheskaya konferenciya* (Geology, natural resources and the problems of geocology of Bashkortostan, the Urals, and adjacent territories. The 9th Interregional scientific-practical conference). Materials. Ufa: DesignPress, 2012, pp.6–9 [in Russian].
- Goryainova, O.P., Dorofeev N.V., Nalivkin D.V., et al.* Stratigraphy of old “dumb” strata of the western slope of the Southern Urals // *Izvestia Vsesoyuzn. Geol-razved. obedinen.*, 1931, vol. 50, iss. 70, pp. 1037–1099 [in Russian].
- Grazhdankin, D.V.* The Ediacaran genus *Inaria*: a taphonomic/morphodynamic analysis // *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie. Abhandlungen*, 2000, V. 216, pp. 1–34.
- Grazhdankin, D.V.* Structure and depositional environment of the Vendian complex in the Southeastern White Sea area // *Stratigraphy. Geol. Correlation*, vol. 11, no. 4, 2003, pp. 313–331.
- Grazhdankin, D.V.* Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *J. Paleontol.*, 2014, vol. 88, no. 2, pp. 269–283.
- Grazhdankin, D.V., and Gerdes, G.* Ediacaran microbial colonies // *Lethaia*, 2007, vol. 40, pp. 201–210.
- Grazhdankin, D.V., and Krayushkin, A.V.* Trace fossils and the Upper Vendian boundary in the southeastern White Sea region // *Doklady Earth Sciences*, 2007, vol. 416, no. 1, pp. 1027–1031.
- Grazhdankin, D.V., and Maslov, A.V.* Sequence stratigraphy of the upper Vendian of the East European Craton // *Doklady Earth Sciences*, 2009, vol. 426, no. 1, pp. 517–521.
- Grazhdankin, D.V., Maslov, A.V., Mastill, T.M.R. and Krupenin, M.T.* The Ediacaran White Sea biota in the Central Ural // *Doklady Earth Sciences*, 2005, vol. 401, no. 3, pp. 382–385.
- Grazhdankin, D.V., Maslov, A.V., and Krupenin, M.T.* Structure and depositional history of the Vendian Sylvitsa Group in the western flank of the Central Urals // *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2009, vol. 17, no. 5, pp. 476–492.
- Grazhdankin, D.V., Maslov, A.V., Krupenin, M.T., and Ronkin, Yu.L.* Osadochnye sistemy Sylvitskoy serii (verkhniy vend Srednego Urala) (Sedimentary systems of the Sylvitsa group (the Upper Vendian of the Middle Urals)). Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2010 [in Russian].
- Grazhdankin, D.V., Marussin, V.V., and Maslov, A.V.* New data on the age of the Sylvitsa and Asha groups // *Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Urala. Materialy nauchno-prakticheskoy konferencii* (Geology and natural resources of the Western Urals. Materials of the scientific-practical conference). 2011a, iss. 11, pp. 3–4 [in Russian].
- Grazhdankin, D.V., Marussin, V.V., Meert G. et al.* Kotlin Regional stage in the South Urals // *Doklady Earth Sciences*, 2011b, vol. 440, no. 1, pp. 1222–1226.
- Grazhdankin, D.V., Nagovitsin, K.E., and Maslov, A.V.* Late Vendian Miaohe-type ecological assemblage of the East European platform // *Doklady Earth Sciences*, 2007, vol. 417, no. 1, pp. 1183–1187.
- Gureev, Yu.A.* Morphologicheskii analiz i sistematika vendiat (Morphological analysis and systematics of Vendian biota). Kiev: IGN AN SSSR, 1987 [in Russian].
- Hofmann, H.J., O'Brien, S.J., and King, A.F.* Ediacaran biota on Bonavista Peninsula, Newfoundland, Canada // *J. Paleontol.*, 2008, vol. 82, no. 1, pp. 1–36.
- Ivantsov, A.Yu.* New Proarticulata from the Vendian of the Arkhangelsk region // *Paleontol. J.*, 2004, vol. 38, no. 3, pp. 247–253.
- Ivantsov, A.Yu.* Paleontological data on the possibility of Precambrian existence of mollusks // *Mollusks: Morphology, Behavior, and Ecology*. Fyodorov, A., and Yakovlev, H., Eds., N.Y.: Nova Sci. Publ., 2012, pp. 153–179.
- Ivantsov, A.Yu.* New data on Late Vendian problematic fossils from the genus *Harlaniella* // *Stratigraphy. Geol. Correlation*, 2013, vol. 21, no. 6, pp. 592–600.
- Ivantsov, A.Yu.* Reconstruction of *Charniodiscus yorgensis* (Macrobiota from the Vendian of the White Sea) // *Paleontol. J.*, 2016, vol. 50, no. 1, pp. 1–12.
- Ivantsov, A.Yu., Gritsenko, V.P., Konstantinenko, L.I., and Zakrevskaya, M.A.* Revision of the problematic Vendian macrofossil *Beltanelliformis* (= *Beltanelloides*, *Nemiana*) // *Paleontol. J.*, 2014, vol. 48, no. 13, pp. 1–26.
- Ivantsov, A.Yu., Gritsenko, V.P., Paliy, V.M., et al.* Upper Vendian macrofossils of Eastern Europe. Middle Dniester area and Volhynia. Moscow: PIN RAN, 2015, 143 p.

- Jenkins, R.J.F., and Gehling, J.G. A review of the frond-like fossils of the Ediacara assemblage // *Rec. S. Aust. Museum* 1978, vol. 17, no. 23, pp. 347–359.
- Jensen, S., Gehling, J.G., Droser, M.L., and Grant, S.W.F. A scratch circle origin for the medusoid fossil *Kullingia* // *Lethaia*, 2002, vol. 35, pp. 291–299.
- Karpukhina, E.V. Petrology and geochronology of ultrabasite and basite rocks of the western slope of the Urals (Permian region). Extended Abstract of Cand. Sci. (Geol.–Mineral.) Dissertation. Moscow, IGEM RAN, 2000 [in Russian].
- Karpukhina, E.V., Pervov, V.A., and Zhuravlev, D.Z. Petrology of the subalkaline volcanism in the western slope of the Ural mountains – an indicator of the Late Vendian rifting // *Petrology*, 2001, vol. 9, no. 5, pp. 415–436.
- Karta geologicheskikh formatsiy Urala, masshtaba 1:1000000 (Map of geological formations of the Urals, scale 1: 1000000). Kondiaini, O.A. Ed., VSEGEI, 1983 [in Russian].
- Kazak, A.P., Kopylova, N.N., Tolmacheva, E.V., Yakobson K.E. Fluidno-explozivnye obrazovaniya v osadochnykh kompleksakh (Fluid-explosive formations in sedimentary complexes). Yakobson, K.E. Ed., GGUP “Mineral”, 2008 [in Russian].
- Keller, B.M., Veis, A.F., and Gorozhanin, V.M. Tolparovo section of the Upper Precambrian (the Southern Urals) // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1984, no. 9, pp. 119–124 [in Russian].
- Kheraskov, N.P. Principles of the preparation of tectonic maps of folded regions of the Southern Urals // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1948, no. 5, pp. 121–134 [in Russian].
- Kheraskova, T.N., Bush, V.A., Didenko, A.N., and Samygin, S.G. Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleasian ocean // *Geotectonics*, 2010, vol. 44, no. 1, pp. 3–24.
- Klein, C., Beukers, N., Holland, H., et al. Proterozoic atmosphere and ocean // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. Schopf, J.W., and Klein, C. Eds., N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1992, pp. 135–174.
- Kluzhina, M.L., and Pinegin, E.F. The Asha formation of the Middle Urals // *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 1961, vol. 139, no. 6, pp. 1432–1434 [in Russian].
- Knyazev, Yu.G., Knyazeva, O.Yu., Snachev, V.I., et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federacii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Uralskaya. List N-40 – Ufa (The state geological map of the Russian Federation, scale 1:1000000 (the third generation). Uralian series. Sheet N-40 – Ufa). VSEGEI, 2013 [in Russian].
- Kolesnikov, A.V., Danelian, T., Gommeaux, M., et al. Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // *Bull. de la Societ. Geolog. de France*, 2017, vol. 188, no. 1-2, pp. 1-10.
- Kolesnikov, A.V., Grazhdankin, D.V., and Maslov, A.B. Arumberia-type structures in the Upper Vendian of the Urals // *Doklady Earth Sciences*, 2012, vol. 447, no. 1, pp. 1233–1239.
- Kolesnikov, A.V., Marussin, V.V., Nagovitsin, K.E., et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian crisis: Asha group of the South Urals // *Precambrian Res.*, 2015, vol. 263, pp. 59–78.
- Kozlov, V.I. Verkhniy riphey i vend Yuzhnogo Urala. The Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals. Nauka, 1982 [in Russian].
- Kozlov, V.I., Makushin, A.A., and Shalaginov, V.V. Geologicheskaya karta Rossiyskoy Federacii i sopredelnykh territoriy respubliki Kazakhstan. Masshtab 1:1000000 (novaya seriya). List N-40(41) – Ufa (Geological map of the Russian Federation and adjacent territories of Kazakhstan. Scale 1: 1000000 (new series). Sheet No.-40(41) – Ufa). Spb.: VSEGEI, 2002 [in Russian].
- Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Krasnobaev, A.A., et al. Arshinian – a new Riphean Straton in the stratotypical sections of the Southern Urals // *Geologicheskii sbornik (Geol. collection)*. IG, UfNTs RAN, 2011, no. 9, pp.3–8 [in Russian].
- Kozlov, V.I., Sergeeva, N.D., Genina, L.A., and Mikhailov, P.N. About the structure of the Upper Riphean and Vendian boundary beds in the Tiryansk region in the Southern Urals // *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geokologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territoriy (Geology, natural resources, and geocological problems of Bashkortostan, the Urals, and adjacent territories. Materials of the VII Inter-regional conference)*. Ufa: IG UNTs RAN, 2008, pp. 112–117 [in Russian].
- Kozlov, V.I., Sinitsina, Z.A., Kulagina, E.I., et al., Putevoditel geologicheskoy ekskursii po razrezam paleozoya i verkhnego dokembriya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala i Priuraliya (Guide of the geological excursion over Paleozoic and Upper Precambrian sections of the western slope of the Urals and the Urals region). Puchkov, V.N., Ed., Ufa: IG UNTs RAN, 1995, (in Russian).
- Kozlova, E.V. Finds of microfossils in the Riphean deposits of the east of the Russian Platform // *Geologiya dokembriya Yuzhnogo Urala i vostoka Russkoy plity (Precambrian geology of the Southern Urals and the east of the Russian Platform)*. Alexeev, A.A. Ed., Ufa IG UNTs RAN, 1990, pp. 50-56 [in Russian].
- Krasnobaev, A.A., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., et al. New data about zircons geochronology of the Arsha volcanites (Southern Urals) // *Lithosphere*, 2012, no. 4, pp. 127–139 [in Russian].
- Krivosheev, V.I., and Polenov, Yu.A. Nonskeletal fauna of the Sylvitsa group from the Middle Urals // *Materialy II Megdunarodnogo simpoziuma “Evoluciya zhizni na Zemle” Materials of the II-nd International symposium “Evolution of life on the Earth”*. Tomsk: Izdat. Nauchno-technich. literatury, 2001, pp.148–150 [in Russian].

- Kurbatskaya, F.A.* Paragenetic analysis of sections as a method of breaking up of the Upper Precambrian deposits (the example of the Middle Urals) // *Stratigraphiya verkhnego proterozoya SSSR (riphey i vend) (Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the USSR (the Riphean and Vendian))*. Keller, B.M., and Semikhatov, M.A. eds, Leningrad: Nauka, 1979 [in Russian].
- Kuznetsov N.B., and Shazillo A.V.* The first finds of skeletal fossils in the Kuk-Karauk formation of the Asha group (Southern Urals) and their significance for determining the beginning of the Pre-Uralian-Timanian orogeny // *Doklady Earth Sciences*, 2011, vol. 440, part 1, pp. 1239–1244.
- Kuznetsov, N.B., Meert, J.G., and Romanyuk, T.V.* Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic – Middle Cambrian (?) Asha group and Early Devonian Takaty formation, the Southwestern Urals: a test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // *Precambrian Res.*, 2014, vol. 244, pp. 288–305.
- Kuznetsov, N.B., Romanyuk, T.V., Shazillo, A.V., et al.* The age of detrite zircons from the Asha group of the Southern Urals confirms the spatial conjugacy of the Uralian margin of the Baltic region and the Queensland margin of Australia in the structure of Rodinia (“Australian Upside down conception”) // *Lithosphere*, 2012, no. 4, pp. 59–77 [in Russian].
- Kuznetsov, N.B., Soboleva, A.A., Udoratina, O.V., Gertseva, M.V.* Doordovikskie granitoidy Timano-Uralskogo regiona i evoluciya protouralid-timanid (Pre-Ordovician granitoids of the Timan-Uralian region and the evolution of Protouralides – Timanides). Syktyvkar: Geoprint, 2005 [in Russian].
- Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., et al.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Res.*, 2013, vol. 236, pp. 16–30.
- Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., et al.* Paleomagnetism of Upper Ediacaran clastics from the South Urals: implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus ocean // *Gondwana Res.*, 2015, vol. 28, iss. 1, pp. 191–208.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Res.*, 2008, vol. 160, iss. 1–2, pp. 179–210.
- Llanos, M.P.I., Tait, J.A., Popov, V., and Abalmasova, A.* Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, vol. 240, iss. 3-4, pp. 732–747.
- Lubnina, N.V.* The East-European craton from the Neo Archean to Paleozoic on the basis of paleomagnetic data. Extended Abstract of Doct. Sci. (Geol.–Mineral.) Dissertation. Moscow: MGU, 2009 [in Russian].
- Lubnina, N.V., Pisarevsky, S.A., Puchkov, V.N., et al.* New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // *International J. Earth Sci.*, 2014, vol. 103, iss. 5, pp. 1317–1334.
- Martin, M.W., Grazhdankin, D.V., Bowring, S.A., et al.* Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // *Science*, 2000, vol. 288, pp. 841–845.
- Marussin, V.V., Grazhdankin, D.V., and Maslov, A.V.* Redkino stage in evolution of Vendian macrophytes // *Doklady Earth Sciences*, 2011, vol. 436, part 2, pp. 197–202.
- Maslov, A.V.* Large sedimentary complexes of different composition and genesis in the Vendian sections of the east, north-east and the north of the East-European platform in the western megazone of the Urals // *Ezhegodnik-2005 (Yearbook-2005)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2006, pp. 68–84 [in Russian].
- Maslov, A.V.* Global palaeotectonic and palaeoclimatic reconstructions and regional paleogeography of the Vendian of the east and north-east of the East European Platform // *Fundamentalnye problemy geotektoniki. Oblasti aktivnogo tektogeneza v sovremennoy i drevney istorii Zemli. Materialy XL Tektonicheskogo soveshaniya (Fundamental problems of geotectonics. Areas of active tectogenesis in the recent and old history of the Earth. Materials XL Meetings on tectonics)*. Moscow: GEOS, 2007, vol. 2, pp. 9–12 [in Russian].
- Maslov, A.V.* Lithochemical image of the deposits of the Vendian Asha group from the western slope of the Southern Urals // *Lithosphere*, 2014, no. 1, pp. 13–32 [in Russian].
- Maslov, A.V., and Grazhdankin, D.V.* Lithochemical peculiar features of the Upper Vendian rocks with the signs of paedogenesis influence (the margin of the Ust-Katav) // *Ezhegodnik-2010 (Yearbook-2010)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, iss. 158, 2011, pp. 113–118 [in Russian].
- Maslov, A.V., and Isherskaya, M.V.* The main features of the Late Vendian stratigraphy and paleogeography from the western slope of the Southern Urals and adjacent regions of the east of the Russian Platform // *Paleogeografiya venda – rannego paleozoya Severnoy vrazii (Paleogeography of the Vendian – Early Paleozoic in Northern Eurasia)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 1998, pp. 30–43 [in Russian].
- Maslov, A.V., and Isherskaya, M.V.* Variations of Eu/Eu* ratio in Vendian shales of the Volga–Ural region and the boundary traced between the Redkino and Kotlin horizons // *Stratigraphy. Geol. Correlation*, 2006, vol. 14, no. 3, pp. 275–282.
- Maslov, A.V., and Krupenin, M.T.* New data on geology and sedimentology of the Upper Precambrian and Early Paleozoic deposits in the zone of the connection of Bashkirian megaanticlinorium and Zilair megasynclorium, to the south from the latitude of the village of Kaga // *Paleogeografiya venda – rannego paleozoya*

- Severnoy Evrazii (Paleogeography of the Vendian- Early Paleozoic in the Northern Eurasia). Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 1998, pp. 113–125 [in Russian].
- Maslov, A.V., and Podkovyrov, V.N. Late Vendian unfolded molasse in the northeastern, eastern, and southwestern peripheries of the east European platform: distinctive lithochemochemical features // *Geochemistry International*, 2013, vol. 51, iss. 1, pp. 44–64.
- Maslov, A.V., Gareev, E.Z., and Podkovyrov, V.N. Upper Riphean and Vendian sandstones of the Bashkirian anticlinorium // *Lithology and Mineral Resources*, 2010, vol. 45, no. 3, pp. 285–301.
- Maslov, A.V., Grazhdankin, D.V., Podkovyrov, V.N., et al. Provenance composition and features of geological evolution of the Late Vendian foreland basin of the Timan orogen // *Geochemistry International*, 2009, vol. 47, no. 12, pp. 1212–1233.
- Maslov, A.V., Grazhdankin, D.V., Podkovyrov, V.N., and Krupenin, M.T. Peculiar features of the change of some lithochemochemical characteristics of fine-grained clastic rocks of the Late Vendian Mezen paleobasin // *Lithosphere*, 2013a, no. 3, pp. 25–42 [in Russian].
- Maslov, A.V., Grazhdankin, D.V., Podkovyrov, V.N., et al. Composition of sediment provenances and patterns in geological history of the Late Vendian Mezen basin // *Lithology and Mineral Resources*, 2008a, vol. 43, no. 3, pp. 260–280.
- Maslov, A.V., Grazhdankin, D.V., and Ronkin, Yu.L. Ash tuff deposits in the Sylvitsa group of the Upper Vendian (Kvarkush-Kamennogorsk meganticlinorium, Middle Urals) // *Lithosphere*, 2006a, no. 3, pp. 45–70 [in Russian].
- Maslov, A.V., Ivanov, K.S., Chumakov, N.M. et al. Razrezy verkhnego venda, ripheya i nignego paleozoya Srednego i Yuzhnogo Urala: putevoditel geol. Exkursiy Vserossiyskogo soveshaniya “Paleogeografiya venda – rannego paleozoya” (The sections of the Upper Riphean, Vendian and Lower Paleozoic from the Middle and Southern Urals. Guide of geological excursions. The meeting “Paleogeography of the Vendian-Early Paleozoic” held in Russia). Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 1996 [in Russian].
- Maslov, A.V., Krupenin, M.T., Gareev, E.Z., and Anfimov, L.V. Rifei zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (klassicheskie razrezy, sedimenty i litogenez, minerageniya, geologicheskie pamyatniki prirody). V 4-kh tomakh (The Riphean Strata of the Western Slope of the Southern Urals: Classical Sections, Sediments and Lithogenesis, Minerageny, and Geologic Natural Monuments), 4 vols., Yekaterinburg: Inst. Geol. Geokhim. Ural. Otd. Ross. Akad. Nauk, 2001 [in Russian].
- Maslov, A.V., Krupenin, M.T., Petrov, G.A., et al. Some geochemical peculiar features and the conditions of the formation of fine-grained terrigenous rocks of the Serebryanaya and Sylvitsa groups of Middle Urals // *Lithosphere*, 2007, no. 2, pp. 3–28 [in Russian].
- Maslov, A.V., Meert, G., Levashova, N.M., et al. New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals) // *Doklady Earth Sciences*, 2013b, vol. 449, part 1, pp. 303–308.
- Maslov, A.V., Podkovyrov, V.N., and Graunov, O.V. Sandstones of the Vendian Kukkarauk formation from the Southern Urals: peculiar features of the chemical composition and paleoclimatic reconstruction // *Ezhegodnik-2014 (Yearbook-2014)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2015, iss. 162, pp. 56–63 [in Russian].
- Maslov, A.V., Podkovyrov, V.N., Grazhdankin, D.V., et al. Some lithochemochemical peculiar features of fine-grained clastic rocks of Vendian folded and non-folded molasse (a western megazone from the Southern and Middle Urals, east and the north-east of the Russian Platform) // *Lithosphere*, 2013c, no. 1, pp. 17–35 [in Russian].
- Maslov, A.V., Ronkin, Yu.L., Isherskaya, M.V., Lepikhina, O.P. REE systematics and Nd model age of Upper Vendian argillites of the Shkapovo–Shikhan depression // *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 411, no. 8, pp. 1267–1271.
- Maslov, A.V., Stepanov, A.I., Petrov, G.A., and Krupenin, M.T. The age of pebbles of granosyenites from the conglomerates of the Uryuk formation from the Southern Urals // *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geokologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territoriy. Materialy VII Megregionalnoy konferencii (Geology, natural resources and problems of geocology of Bashkortostan, Urals, and adjacent territories. Materials of the VII Interregional conference)*. Ufa: IG UNTs RAN, 2008b, pp. 131–132 [in Russian].
- McIlroy, D., Crimes, T.P., and Pauley, J.C. Fossils and matgrounds from the Neoproterozoic Longmyndian supergroup, Shropshire, UK // *Geol. Mag.*, 2005, vol. 142, no. 4, pp. 441–455.
- Meert, J.G., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., and Landing, Ed. Rapid changes of magnetic field polarity in the Late Ediacaran: linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // *Gondwana Res.*, 2016, vol. 34, pp. 149–157.
- Mladshikh, S.V., and Ablizin, B.D. The Upper Precambrian stratigraphy of the western slope of the Middle Urals // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1967, no. 2, pp. 67–80 [in Russian].
- Olli, A.I. Drevnie otlogeniya zapadnogo sklona Urala (Old deposits of the western slope of the Urals). Saratov: SGU, 1948 [in Russian].
- Olovyanishnikov, V.G. Vendian deposits of the Vychehga depression of the north-east of the East European Platform // *Paleogeografiya venda – rannego paleozoya (PRVP-96) (Paleogeography of the Vendian – the Early Paleozoic (PRVP-96))*. Yekaterinburg: 1996, pp. 112–114 [in Russian].

- Olovyanishnikov, V.G.* Verkhniy dokembriy Timana i poluostrova Kanin (Upper Precambrian of Timan and the Kanin Peninsula). Yekaterinburg: IG KNTs UrO RAN, 1998 [in Russian].
- Olovyanishnikov, V.G., and Grazhdankin, D.V.* Trace fossils of soft-bodied fauna in the Upper Precambrian deposits of the Vychegda depression // Stratigraphiya, paleontologiya i perspektivy neftegazonosnosti ripheya i venda vostochnoy chasti Vostochno-Evropeyskoy platformy (Stratigraphy, paleontology and prospects of oil and gas potential of the Riphean and Vendian in the eastern part of the East-European Platform). Semikhatov, M.A., Ed., Ufa: IG UNTs RAN, 1999, part 2, pp. 54–55 [in Russian].
- Paliy, V.M.* Remains of soft-bodied fauna and trace fossils of the Upper Precambrian and Lower Cambrian deposits from Podolia // Paleontologiya i stratigraphiya verkhnego dokembriya i nignego paleozoya yugozapada Vostochno-Evropeyskoy platformy (Paleontology and Stratigraphy of the Upper Precambrian and Lower Paleozoic of the south-west of the East European Platform). Kiev: Naukova dumka, 1976, pp. 63–76 [in Russian].
- Pease, V., Dovshikova, E., Beliakova, L., and Gee, D.G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society. Gee, D.G., and Pease, V.L. Eds., London: Memoirs, 2004, vol. 30, pp. 75–85.
- Petrenko, A.A.* Nignekamennougolnye mestorogdeniya kamennykh ugley i antracitov Yuzhnogo Urala (Lower Carboniferous deposits of coals and anthracites from the Southern Urals). Moscow: Trudy IGN AN SSSR. Ugolnaya seriya (Coal section), 1946, iss. 79, no. 1 [in Russian].
- Petrov, G.A.* Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium – a fragment of the Late Proterozoic riftogenic continental margin // Ezhegodnik-2014 (Yearbook-2014). Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2015, iss. 162, pp. 127–131 [in Russian].
- Petrov, G.A.* Geology of Pre-Paleozoic complexes of the middle part of the Uralian mobile belt. Extended Abstract of Doct. Sci. (Geol.–Mineral.) Dissertation. SPb: SpbGU, 2017 [in Russian].
- Petrov, G.A., Maslov, A.V., and Ronkin, Yu.L.* Pre-Paleozoic magmatic complexes of Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium (the Middle Urals): new data on geochemistry and geodynamics // Lithosphere, 2005, no. 4, pp. 42–69 [in Russian].
- Podkovyrov, V.N., Grazhdankin, D.V., and Maslov, A.V.* Lithochemistry of the Vendian fine-grained clastic rocks in the Southern Vychegda trough // Lithology and Mineral Resources, 2011, vol. 46, no. 5, pp. 427–446.
- Ponomarenko, A.G.* Main events in the evolution of biosphere // Problemy doantropogenovoy evolucii biosfery (Problems of preanthropogenic evolution of biosphere). Moscow, 1993, pp. 15–25 [in Russian].
- Popov, V.V., Iosifidi, A., Khramov, A.N., et al.* Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // J. Geophys. Res., 2002, vol. 107, no. B11, EPM 10, pp. 1–8.
- Popov, V.V., Khramov, A.N., and Bachtadse, V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian J. Earth Sci., 2005, vol. 7, no. 2, pp. 1–29.
- Porada, H., Ghergut, J., and Bouougri, E.H.* Kinneyia-type wrinkle structures – critical review and model of formation // Palaios, 2008, vol. 23, pp. 65–77.
- Puchkov, V.N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Orogeny through time: Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1997, no. 121, pp. 201–236.
- Puchkov, V.N.* Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala (Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals). Ufa: GILEM, 2000 [in Russian].
- Puchkov, V.N.* Evolution of lithosphere: from the Pechora Ocean to the Timan orogen, from the Paleo Urals Ocean to the Urals orogen // Problemy tektoniki Centralnoy Azii (Problems of the tectonics of Central Asia). Moscow: GEOS, 2005, pp. 309–342 [in Russian].
- Puchkov, V.N.* Tectonics of Bashkirian megaanticlinorium // Prirodniy kompleks Yuzhno-Uralskogo gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika i sopredelnykh territoriy (The natural complex of Southern-Uralian state natural reserve and adjacent territories). Trudy YuUGPZ, Ufa: Print, 2008, iss. 1, pp. 163–178 [in Russian].
- Puchkov, V.N.* Geologiya Urala i Priuraliya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) (Geology of the Urals and Cis Urals: topical problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallogeny), Ufa: DizainPoligrafServis, 2010 [in Russian].
- Puchkov, V.N.* About the age of Asha group of the Southern Urals // Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geokologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territoriy. 9-ya Megregionalnaya nauchno-prakticheskaya konferenciya. Materialy. (Geology, natural resources, and problems of geocology of Bashkortostan, Urals and adjacent territories. 9th Interregional scientific-practical conference. Materials). Ufa: DesignPress, 2012, pp. 47–51 [in Russian].
- Puchkov, V.N., Ernst, R.E., Hamilton, M.A., et al.* A Devonian >2000-km-long dolerite dyke swarm-belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF, 2016, vol. 138, iss. 1, pp. 6–16.

- Puchkov, V.N., Sergeeva, N.D., Ratov, A.A.* Lower Vendian deposits in the Southern Urals: peculiar features of the composition and structure // *Geologicheskii sbornik* No. 11. Informacionnye materialy (Geological anthology no. 11. Information materials). IG UNTs RAN, Ufa: DesignPress, 2014, pp. 22–36 [in Russian].
- Razumovskiy, A.A., Ivantsov, A.Yu., Novikov, I.A., and Korochantsev, A.V.* *Kuckaraukia multituberculata*: a new Vendian fossil from the Basa formation of the Asha group in the South Urals // *Paleontol. J.*, 2015a, vol. 49, no. 5, pp. 449–456.
- Razumovskiy, A.A., Ivantsov, A.Yu., Novikov, I.A., and Korochantsev, A.V.* *Kuckaraukia multituberculata*: a new Vendian fossil of the Late Vendian of the Southern Urals // *Prehistoric. Paleontologicheskoe nasledie: izuchenie i sokhranenie* (Paleontological inheritance: study and preservation). Moscow: Mediagrand, 2015b, pp. 15–19 [in Russian].
- Resheniya Megvedomstvennogo soveshaniya po razrabotke unificirovannykh stratigraphicheskikh skhem verkhnego dokembriya i paleozoya Russkoy platformy, 1962, s unificirovannymi stratigraphicheskimi i korrelyatsionnymi tablicami (Solutions of the Interdepartmental meeting on the development of unified stratigraphic schemes of the Upper Precambrian and Paleozoic of the Russian Platform, 1962, with unified stratigraphic and correlation tables). Leningrad: VSEGEI, 1965 [in Russian].
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M.* Configuration of Columbia, a Meso-proterozoic supercontinent // *Gondwana Res.*, 2002, vol. 5, iss. 1, pp. 5–22.
- Ronkin, Yu.L., Grazhdankin, D.V., Maslov, A.V., et al.* U-Pb (SHRIMP II) Age of zircons from Ash tuffs of the Upper Vendian Chernyi Kamen formation (Sylvitsa Group, Middle Urals) // *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 411A, no. 9, pp. 1341–1345.
- Roslyakova, E.P., Yesipov, P.M.* Geologicheskaya karta Urala masshtaba 1:200000. List O-40-X. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the Urals, scale 1:200000. Sheet O-40-X. South-Uralian series). Sobolev, I.D., Sofronitskii, P.A. Eds., Glavn. Upravlenie geodezii i kartographii Minister. Geolog. SSSR, 1966 [in Russian].
- Roslyakova, E.P., Yesipov, P.M., Belkovskaya, R.P.* Geologicheskaya karta Urala masshtaba 1:200000. List O-40-XXIII. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the Urals 1:200000. Sheet O-40-XXIII. South-Uralian series). Sobolev, I.D., Sofronitskii, P.A., Eds., Glavn. Upravlenie geodezii i kartographii Minister. Geolog. SSSR, 1967 [in Russian].
- Ryazantsev, A.V.* The Vendian suprasubduction magmatism in the Southern Urals // *Doklady Earth Sciences* (in press).
- Samygin, S.G., Belova, A.A., Ryazantsev, A.V., and Fedotova, A.A.* Fragments of the Vendian convergent borderland in the South Urals // *Doklady Earth Sciences*, 2010, vol. 432, part 2, pp. 726–731.
- Scarrow, J.H., Pease, V., Fleutelot, C., and Dushin, V.* The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals: an extension of Cadomian arc? // *Precambrian Res.*, 2001, vol. 110, iss. 1–4, pp. 255–275.
- Seilacher, A., Grazhdankin, D., and Leguta, A.* Ediacaran biota: the dawn of animal life in the shadow of giant protists // *Paleontol. Res.*, 2003, vol. 7, no. 1, pp. 43–54.
- Sergeev, V.N., Chumakov, N.M., Semikhatov, M.A., and Vorob'eva, N.G.* Microfossils from cap dolomites of the Lower Vendian Churochnaya formation in the Polyudov Range (North Urals): Paleocological approach to interpretation of Late Proterozoic glaciations // *Stratigraphy. Geol. Correlation*, 2013, vol. 21, no. 1, pp. 1–7.
- Shatsillo, A.B., Kuznetsov, N.B., Pavlov, V.E., et al.* The first magnetostratigraphic data on the stratotype of the Lopata formation, Northeastern Yenisei Ridge: Problems of its age and paleogeography of the Siberian Platform at the Proterozoic – Phanerozoic boundary // *Doklady Earth Sciences*, 2015, vol. 456, part 2, pp. 1211–1214.
- Shatskiy, N.S.* Ocherki tektoniki Volgo-Uralskoy neftenosnoy oblasti i smezhnoy chasti zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (Essays on tectonics of the Volgo-Uralian oil-bearing region and in the adjacent part of the western slope of the Southern Urals). Moscow: MOIP, 1945 [in Russian].
- Sinitsin, I.I., and Sinitsina, Z.A.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-X. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Sheet N-40-X. South-Uralian series). Olli, A.I. Ed., Moscow: Nedra, 1959 [in Russian].
- Sinitsin, I.I., and Sinitsina, Z.A.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-XV. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Sheet N-40-XV. South-Uralian series). Olli, A.I. Ed., Moscow: Nedra, 1962 [in Russian].
- Sinitsin, I.I., and Sinitsina, Z.A.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-XXI. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Sheet N-40-XXI. South-Uralian series). Olli, A.I. Ed., Moscow: Nedra, 1968 [in Russian].
- Sinitsin, I.I., and Sinitsina, Z.A.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-XXVII. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Sheet N-40-XXVII. South-Uralian series). Olli, A.I. Ed., Moscow: Nedra, 1975 [in Russian].
- Smith, A.G.* Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // *The ecology of the Cambrian radiation*. N.Y.: Columbian Univ. Press, 2001, pp. 11–46.

- Sokolov, B.S.* About the age of the oldest sedimentary cover of the Russian Platform // *Izvestia Akademii Nauk SSSR. Ser. geol.*, 1952, no. 5, pp. 21–31 [in Russian].
- Steiner, M.* *Chuar* *circularis* Walcott 1899 – “megasphaeromorph acritarch” or prokaryotic colony? // *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1997, vol. 40, pp. 645–665.
- Stratigraphicheskaya schema ripheyskih i vendskih otlozheniy Volgo-Uralskoy oblasti. Obyasnitelnaya zapiska (Stratigraphic scheme of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Uralian region. An explanatory note). Aksenov, E.M., Kozlov, V.I., Eds., Ufa: IG UNTs RAN, 2000 [in Russian].
- Stratigraphicheskie skhemy Urala (dokembriy, paleozoy) Obyasnitelnaya zapiska (Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). An explanatory note. Yekaterinburg: MSK, Russia, 1993 [in Russian].
- Stratigraphicheskii kodeks Rossii (The Stratigraphic code of Russia). Third edition. SPb: VSEGEI, 2006 [in Russian].
- Stratotip ripheya. Stratigraphiya. Geokhronologiya. (The Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology). Moscow: Nauka, 1983 [in Russian].
- Suslov, S.B., Zorin, V.N., and Kinev, A.N.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:200000. Izdanie vtoroe. Seriya Permskaya. List O-40-XVII. Obyasnitelnaya zapiska (The State geological map of the Russian Federation, scale 1:200000. The second edition. The Permian series. Sheet O-40-XVII. An explanatory note). Perm: Geokarta, 2002 [in Russian].
- Verkhniy dokembriy evropeyskogo severa SSSR: obyasnitel'naya zapiska k scheme stratigraphii (The Upper Precambrian of the European north of the USSR: an explanatory note to the scheme of stratigraphy). Syktyvkar. IG Kf Akademiya Nauk SSSR, 1986 [in Russian].
- Vorob'eva, N.G., and Sergeev, V.N.* Radical changes in the biosphere during the transition from the Late Riphean to the Vendian // *Vodorosli v evolucii biosfery. Seriya "Geo-biologicheskie processy v proshlom"* (Algae in the evolution of the biosphere. Part “Geo-biological processes in the past”). Rozhnov, S.V. Ed., Moscow: PIN RAN, 2014, pp. 6–36 [in Russian].
- Vorob'eva, N.G., Sergeev, V.N., and Semikhatov, M.A.* Unique Lower Vendian Kel'tma microbiota, Timan Ridge: new evidence for the paleontological essence and global significance of the Vendian // *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 410, no. 7, pp. 1038–1043.
- Willner, A.P., Ermolaeva, T., Stroink, L., et al.* Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.*, 2001, vol. 110, iss. 1–4, pp. 215–239.
- Willner, A.P., Sindern, S., Ermolaeva, T., et al.* Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Precambrian Research*, 2003, vol. 134, iss. 1, pp. 1–20.
- Willner, A.P., Wartho, J.-A., Kramm, U., and Puchkov, V.N.* Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high-pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // *Geol. Mag.*, 2004, vol. 141, iss. 2, pp. 161–172.
- Yakobson, K.E.* Problems of the Vendian of the East European Platform // *Regional geology and metallogeny*, 2014, no. 60, pp. 109–116 [in Russian].
- Yakovlev, G.B.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-XVI. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Sheet No.-40-XVI. The South-Uralian series). Ivanov, A.I. Ed., Moscow: Nedra, 1962 [in Russian].
- Yakovlev, G.B., and Reshetnikov, N.F.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. List N-40-XXII. Yuzhno-Uralskaya seriya (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Sheet N-40-XXII. South-Uralian series). Vetsler, Ya.Ya. Ed., Moscow: Nedra, 1967 [in Russian].
- Yalysheva, A.I.* Morphological types of the rocks fragments from the deposits of the Upper Precambrian and Paleozoic (Southern and Middle Urals) // *Ezhegodnik-2012 (Yearbook-2012)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2013a, iss. 160, pp. 76–81 [in Russian].
- Yalysheva, A.I.* Characteristics of micromorphology of clastogene quarts of the Vendian terrigenous rocks from the Bashkir megaanticlinorium // *Ezhegodnik-2012 (Yearbook-2012)*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2013b, iss. 160, pp. 82–87 [in Russian].
- Zaitseva, T.S., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B. et al.* Rb-Sr. isotopic system of clayey minerals from the Vendian sedimentary rocks from the Southern Urals // *Leningradskaya shkola litologii. Materialy Vserossiyskogo litologicheskogo soveshaniya, posvyashennogo 100-letiyu so dnya rogdeniya Rukhina, L.B.* (Leningrad school of lithology. Materials of the Russian lithological meeting dedicated to the 100th anniversary of the birthday of Rukhin, L.B.) SPb.: SPbGU, 2012, vol. 2, pp. 57–59 [in Russian].
- Zorin, V.N.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federacii masshtaba 1:200000. Izdanie 2. Permskaya seriya. Geologicheskaya karta dochetvertichnykh obrazovaniy. O-40-XVII (Gornozavodsk) (State geological map of the Russian Federation, scale 1: 200000. The 2nd edition. The Permian series. Geological map of Pre-Quaternary units O-40-XVII (Gornozavodsk)). Morozov, G.G. Ed., Ministerstvo prirodnykh resursov RF, 2002 [in Russian].

ФОТОТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

Макрофоссилии венда и нижнего кембрия Урала.

Расшифровку географической и стратиграфической привязки местонахождений см. табл. 1.

Длина масштабного отрезка – 1 см.

PLATES AND CAPTIONS

Macrofossils of the Vendian and Lower Cambrian of the Urals.

See Table 1 for detail explanation of the geographical and stratigraphic attributions of the localities.

Length of the scale bar – 1 cm.

Таблица I

Макрофоссилии сylvitsкой серии Среднего Урала и ашинской серии Южного Урала.

Фиг. 1, 2. *Arumberia banksi* Glaessner et Walter, 1975: 1 – экз. ЦНИГР музей, № 1/11406 (Беккер, 1980, рис. 2; 1985, табл. XXIX, фиг. 5 а-в; Becker, 1990, табл. 29, фиг. 5); местонахождение Койва; 2 – экз. ЦНИГР музей, № 2/11406 (Беккер, 1996, табл. I, фиг. 1-5); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 3. *Intrites punctatus* Fedonkin, 1980; экз. ЦНИГР музей, № 69/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 3); местонахождение Манайсу: а – общий вид скопления слепков, б – деталь.

Фиг. 4. *Gordia arcuata* Ksiazkiewicz, 1977, *Gordia marina* Emmons, 1844; экз. ЦНИГР музей, № 63/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 1; 2013, табл. I, фиг. 12, 13; местонахождение Манайсу: а – общий вид скопления слепков, б – деталь.

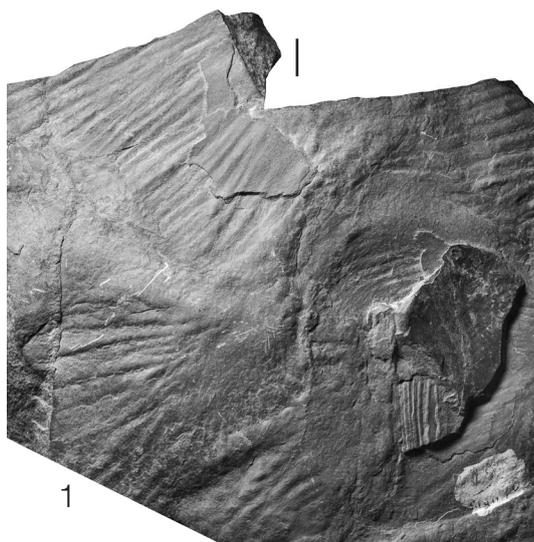
Plate I

Macrofossils of the Sylvitsa group of the Middle Urals and the Asha group of the Southern Urals.

Fig. 1, 2. *Arumberia banksi* Glaessner et Walter, 1975; 1 – specimen TSNIGR Museum, No. 1/11406 (Becker, 1980, fig. 2; 1985, pl. XXIX, fig. 5a-b; Becker, 1990b, pl. 29, fig. 5); Koiva locality; 2 – specimen TSNIGR Museum, No. 2/11406 (Becker, 1996, pl. 1, fig. 1-5); Karanurt locality.

Fig. 3. *Intrites punctatus* Fedonkin, 1980; specimen TSNIGR Museum, No. 69/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 3); Manaysu locality: a – general view of casts' accumulation, б – detail.

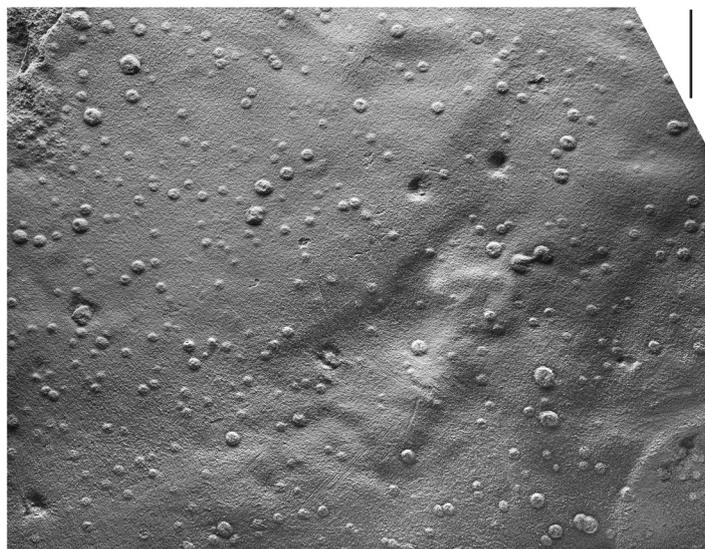
Fig. 4. *Gordia arcuata* Ksiazkiewicz, 1977, *Gordia marina* Emmons, 1844; specimen TSNIGR Museum, No. 63/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 1; 2013, pl. I, fig. 12, 13); Manaysu locality: a – general view of casts' accumulation, б – detail.



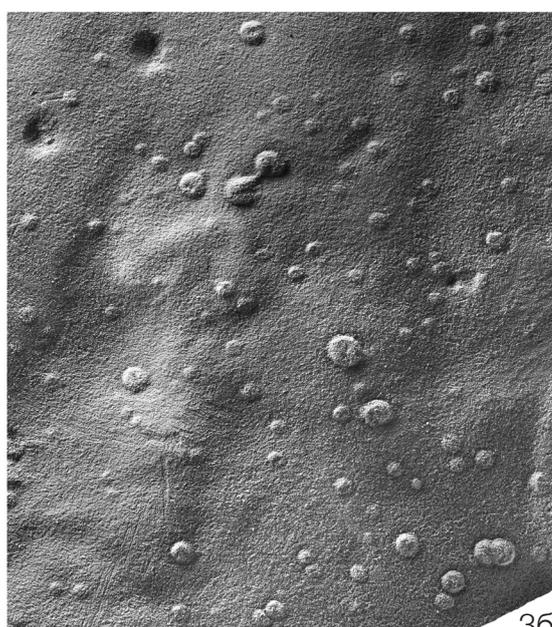
1



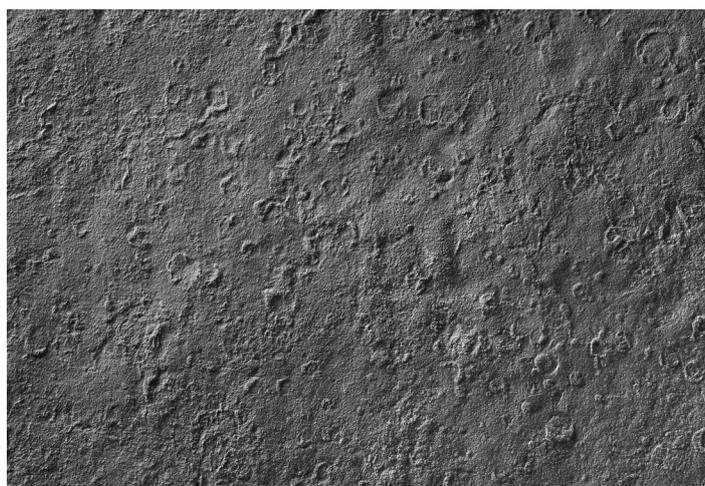
2



3a



3b



4a



4b

Таблица II

Макрофоссилии сылвицкой серии (чернокаменная свита) Среднего Урала и ашинской серии (зиганская свита) Южного Урала.

Фиг. 1. *Tirasiana centralis* Bekker, 1977; голотип ЦНИГР музей, № 20/11406 (Беккер, 1977; табл. без номера, фиг. 1; Беккер, 1985, табл. XXIX, фиг. 3; Becker, 1990, табл. 29, фиг. 3); местонахождение Широковское-1.

Фиг. 2. *Tirasiana cocarda* Bekker, 1985; голотип ЦНИГР музей, № 25/11406 (Беккер, 1985, табл. XXIX, фиг. 4; Becker, 1990, табл. 29, фиг. 4); местонахождение Широковское-1.

Фиг. 3. *Tirasiana disciformis* Palij, 1975; экз. ЦНИГР музей, № 24/11406 (Беккер, 1985, табл. XXIX, фиг. 1; Becker, 1990, табл. 29, фиг. 1); местонахождение Широковское-1.

Фиг. 4. *Askinica dimerus* Bekker, 1996; голотип ЦНИГР музей, № 3/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 5); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 5. *Tirasiana* cf. *coniformis* Palij, 1975; экз. ЦНИГР музей, № 22/11406 (Беккер, 1977; табл. без номера, фиг. 3; Беккер, 1985, табл. XXIX, фиг. 2; Becker, 1990, табл. 29, фиг. 2); местонахождение Широковское-1.

Фиг. 6. *Barmia lobatus* Bekker, 1996; экз. ЦНИГР музей, № 4/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 8); местонахождение Сосновка.

Фиг. 7. *Tirasiana* cf. *centralis* Bekker, 1977; экз. ЦНИГР музей, № 21/11406 (Беккер, 1977; табл. без номера, фиг. 2); местонахождение Широковское-1.

Фиг. 8. *Ediacaria flindersi* Sprigg, 1947; экз. ЦНИГР музей, № 7/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 1); местонахождение Сосновка.

Фиг. 9. *Elasenia uralica* Bekker, 1996; голотип ЦНИГР музей, № 8/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 6); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 10. *Kullingia concentrica* Glaessner, 1979; экз. ЦНИГР музей, № 10/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 4); местонахождение Каранюрт.

Plate II

Macrofossils of the Sylvitsa group (the Chernyi Kamen formation) of the Middle Urals and the Asha group (the Zigan formation) from the Southern Urals.

Fig. 1. *Tirasiana centralis* Becker, 1977; holotype TSNIGR Museum, No. 20/11406 (Becker, 1977; a plate without number, fig. 1; Becker, 1985, pl. XXIX, fig. 3; Becker, 1990b, pl. 29, fig. 3); Shirokovskoe-1 locality.

Fig. 2. *Tirasiana cocarda* Becker, 1985; holotype TSNIGR Museum, No. 25/11406 (Becker, 1985, pl. XXIX, fig. 4; Becker, 1990b, pl. 29, fig. 4); Shirokovskoe-1 locality.

Fig. 3. *Tirasiana disciformis* Palij, 1975; specimen TSNIGR Museum, No. 24/11406 (Becker, 1985, pl. XXIX, fig. 1; Becker, 1990b, pl. 29, fig. 1); Shirokovskoe-1 locality.

Fig. 4. *Askinica dimerus* Becker, 1996; holotype TSNIGR Museum, No. 3/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 5); Karanurt locality.

Fig. 5. *Tirasiana* cf. *coniformis* Palij, 1975; specimen TSNIGR Museum, No. 22/11406 (Becker, 1977; a plate without number, fig. 3; Becker, 1985, pl. XXIX, fig. 2; Becker, 1990b, pl. 29, fig. 2); Shirokovskoe-1 locality.

Fig. 6. *Barmia lobatus* Becker, 1996; specimen TSNIGR Museum, No. 4/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 8); Sosnovka locality.

Fig. 7. *Tirasiana* cf. *centralis* Becker, 1977; specimen TSNIGR Museum, No. 21/11406 (Becker, 1977; a plate without number, fig. 2); Shirokovskoe-1 locality.

Fig. 8. *Ediacaria flindersi* Sprigg, 1947; specimen TSNIGR Museum, No. 7/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 1); Sosnovka locality.

Fig. 9. *Elasenia uralica* Becker, 1996; holotype TSNIGR Museum, No. 8/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 6); Karanurt locality.

Fig. 10. *Kullingia concentrica* Glaessner, 1979; specimen TSNIGR Museum, No. 10/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 4); Karanurt locality.

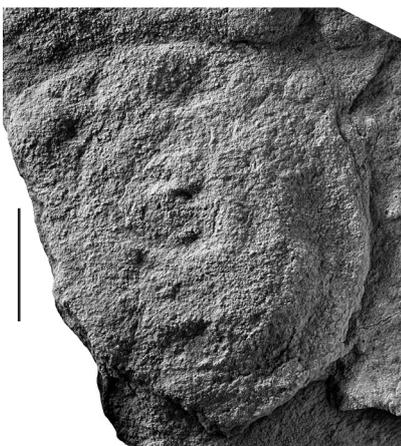
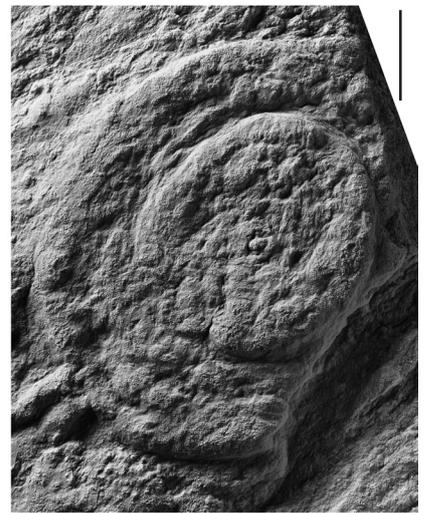


Таблица III

Макрофоссилии сylvitsкой серии Среднего Урала и ашинской серии Южного Урала.

Фиг. 1, 3. *Protodipleurosoma wardi* Sprigg, 1949; местонахождение Каранюрт: 1 – экз. ЦНИГР музей, № 16/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 1); 3 – экз. ЦНИГР музей, № 17/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 2).

Фиг. 2. *Protodipleurosoma asymmetrica* Bekker, 1996; голотип ЦНИГР музей, № 18/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 3); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 4. *Nemiana simplex* Palij, 1976; экз. ЦНИГР музей, № 26/11406 (Беккер, 1985, табл. XXIX, фиг. 6); местонахождение Широковское-1.

Фиг. 5. *Circulichnis montanus* Vialov, 1971; экз. ЦНИГР музей, № 59/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 9); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 6. *Planomedusites grandis* Sokolov, 1972; экз. ЦНИГР музей, № 14/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 7); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 7. *Pollukia serebrina* (Palij, 1969), *Bergaueria perata* Prantl, 1946, экз. ЦНИГР музей, № 15/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 6; Беккер, 2010, табл. I, фиг. 12; 2013, табл. I, фиг. 3); местонахождение Сосновка.

Фиг. 8. *Elasenia* (?) sp.; экз. ЦНИГР музей, № 19/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 7); местонахождение Сосновка.

Plate III

Macrofossils of the Sylvitsa group of the Middle Urals and the Asha group of the Southern Urals.

Fig. 1, 3. *Protodipleurosoma wardi* Sprigg, 1949; 1 – specimen TSNIGR Museum, No. 16/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 1); 3 – specimen TSNIGR, No. 17/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 2); Karanurt locality.

Fig. 2. *Protodipleurosoma asymmetrica* Becker, 1996; holotype TSNIGR Museum, No. 18/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 3); Karanurt locality.

Fig. 4. *Nemiana simplex* Palij, 1976; specimen TSNIGR Museum, No. 26/11406 (Becker, 1985, pl. XXIX, fig. 6); Shirokovskoe-1 locality.

Fig. 5. *Circulichnis montanus* Vialov, 1971; specimen TSNIGR Museum, No. 59/11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 9); Mal. Ryaazyak locality.

Fig. 6. *Planomedusites grandis* Sokolov, 1972; specimen TSNIGR Museum, No. 14/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 7); Karanurt locality.

Fig. 7. *Pollukia serebrina* (Palij, 1969), *Bergaueria perata* Prantl, 1946; specimen TSNIGR Museum, No. 15/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 6; Becker, 2010, pl. I, fig. 12; 2013, pl. I, fig. 3); Sosnovka locality.

Fig. 8. *Elasenia* (?) sp.; specimen TSNIGR Museum, No. 19/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 7); Sosnovka locality.



1



2



3



4



5



6



7



8

Таблица IV

Макрофоссилии ашинской серии (зиганская свита) Южного Урала.

Фиг. 1. *Jurtia paliji* Bekker, 1996; голотип ЦНИГР музей, № 9/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 2); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 2. *Nimbia occlusa* Fedonkin, 1980; экз. ЦНИГР музей, № 13/11406 (Беккер, 1996, табл. II, фиг. 8); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 3. *Nemiana simplex* Palij, 1976; экз. ЦНИГР музей, № 12/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 9); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 4. *Medusinites applanatus* Bekker, 1996; голотип ЦНИГР музей, № 11/11406 (Беккер, 1996, с. 123, рис. 4); местонахождение Кисе-Арка.

Фиг. 5. *Beltanella* cf. *gilesi* Sprigg, 1947; экз. ЦНИГР музей, № 6/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 3); местонахождение Сосновка.

Фиг. 6-7. *Mammillichnis aggeris* Chamberlain, 1971; местонахождение Каранюрт: 6 – экз. ЦНИГР музей, № 75/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 10); 7 – экз. ЦНИГР музей, № 76/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 11).

Plate IV

Macrofossils of the Asha group (the Zigan formation) of the Southern Urals.

Fig. 1 *Jurtia paliji* Becker, 1996; holotype TSNIGR Museum, No. 9/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 2); Karanurt locality.

Fig. 2. *Nimbia occlusa* Fedonkin, 1980; specimen TSNIGR Museum, No. 13/11406 (Becker, 1996, pl. II, fig. 8); Karanurt locality.

Fig. 3. *Nemiana simplex* Palij, 1976; specimen TSNIGR Museum, No. 12/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 9); Karanurt locality.

Fig. 4. *Medusinites applanatus* Becker, 1996; holotype TSNIGR Museum, No. 11/11406 (Becker, 1996, p. 123, fig. 4); Kise-Arka locality.

Fig. 5. *Beltanella* cf. *gilesi* Sprigg, 1947; specimen TSNIGR Museum, No. 6/11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 3); Sosnovka locality.

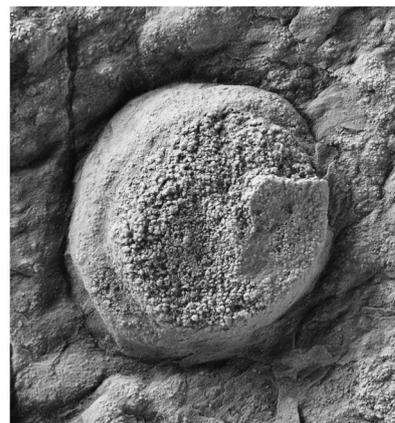
Fig. 6, 7. *Mammillichnis aggeris* Chamberlain, 1971; Karanurt locality: 6 – specimen TSNIGR Museum, No. 75/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 10); 7 – specimen TSNIGR Museum, No. 76/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 11).



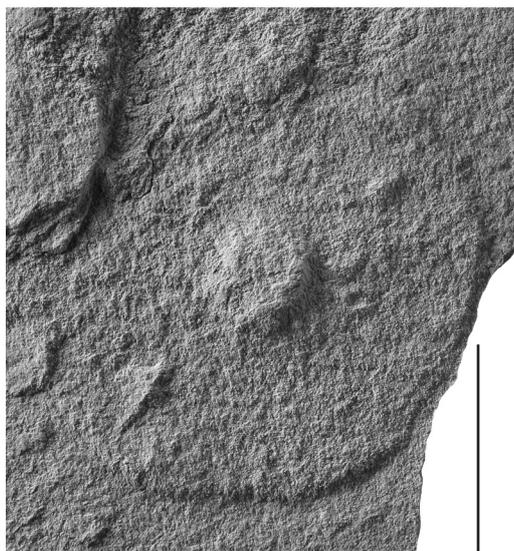
1



2



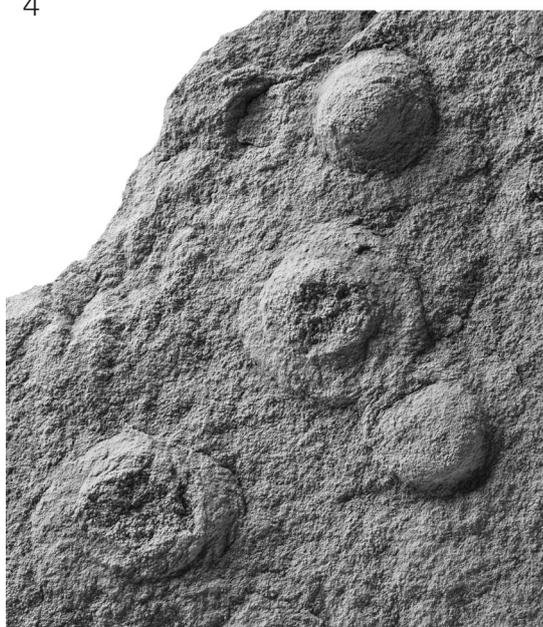
3



4



5



6



7

Таблица V

Макрофоссилии ашинской серии Южного Урала.

Фиг. 1. *Arenicolites* isp.; экз. ЦНИГР музей, № 54/11406 (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 11; 2013, табл. I, фиг. 2). В работе Беккера (2013) дано два варианта привязки этого образца: в подписи к фотографии указано – р. Зиган, зиганская свита, а в рубрике «материал» описания – р. Мал. Рязуяк, басинская свита, калгасинская пачка, по всей видимости – местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 2. *Beltanella zilimica* Bekker, 1992; противоотпечаток голотипа, экз. ЦНИГР музей, № 27/11406 (Беккер, 1992, табл. без номера, фиг. 1, 2); местонахождение Бакеево.

Фиг. 3. *Barmia lobatus* Bekker, 1996; голотип ЦНИГР музей, № 4/11406 (Беккер, 1996, табл. III, фиг. 4); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 4. *Bergaueria radiata* Alpert, 1973; экз. ЦНИГР музей, № 55/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 4); местонахождение Сосновка: а – общий вид скопления, справа вверху – голотип, слева внизу – отпечаток от выпавшего, вероятно, аналогичного минерального образования; б – голотип.

Фиг. 5. *Lockeia avalonensis* Fillion et Pickerill, 1990; экз. ЦНИГР музей, № 74/11406 (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 8; 2013, табл. II, фиг. 9); местонахождение Урюк.

Фиг. 6. *Isopodichnus* isp.; экз. ЦНИГР музей, № 73/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 7); местонахождение Бол. Рязуяк.

Plate V

Macrofossils of the Asha group of the Southern Urals.

Fig. 1. *Arenicolites* isp.; specimen TSNIGR Museum, No. 54/11406 (Becker, 2010, pl. II, fig. 11; 2013, pl. I, fig. 2). The article by Becker (2013) shows two versions of attribution of this specimen: it is Zigan River (the Zigan formation) in the figure caption and in the “Material” section of the description – Mal. Ryauzyak River (the Basa formation, the Kalgas member), located apparently in the Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 2. *Beltanella zilimica* Becker, 1992; counterpart of holotype, specimen TSNIGR Museum, No. 27/11406 (Becker, 1992, a plate without number, fig. 1, 2); Bakeevo locality.

Fig. 3. *Barmia lobatus* Becker, 1996; holotype TSNIGR Museum, No. 4. 11406 (Becker, 1996, pl. III, fig. 4); Karanurt locality.

Fig. 4. *Bergaueria radiata* Alpert, 1973; specimen TSNIGR Museum, No. 55/11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 4); Sosnovka locality: a – general view of accumulation, at the upper right – holotype, at the bottom left – imprint of a probably similar mineral structure which fell out; б – holotype.

Fig. 5. *Lockeia avalonensis* Fillion et Pickerill, 1990; specimen TSNIGR Museum, No. 74/11406 (Becker, 2010, pl. II, fig. 8; 2013, pl. II, fig. 9); Uryuk locality.

Fig. 6. *Isopodichnus* isp.; specimen TSNIGR Museum, No. 73/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 7); Bol. Ryauzyak locality.

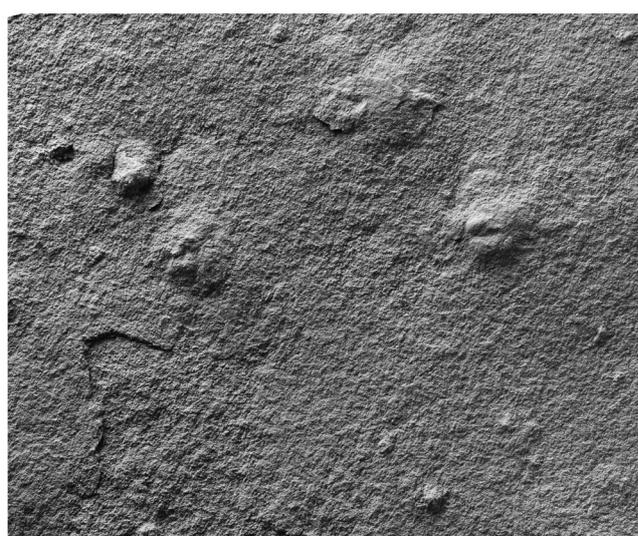
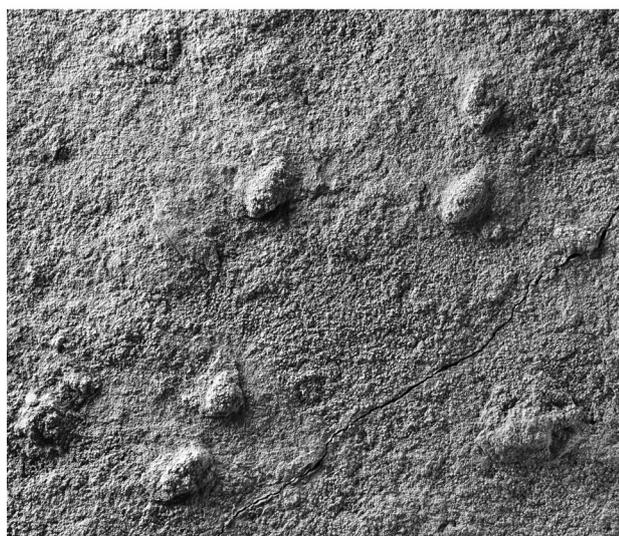
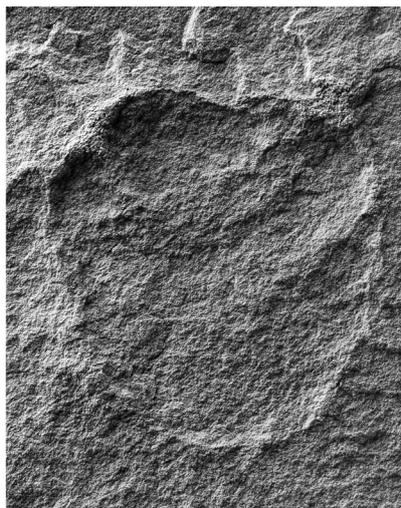
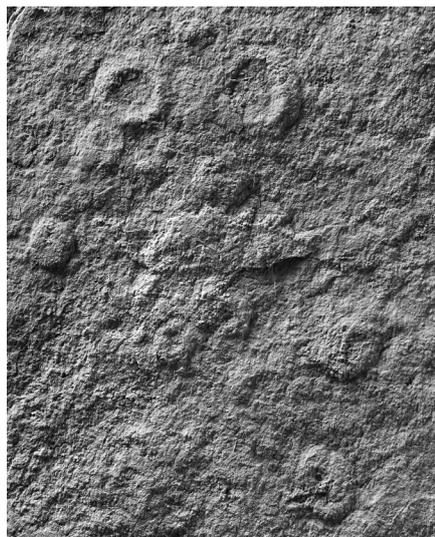


Таблица VI

Макрофоссилии ашинской серии (басинская свита) Южного Урала.

Фиг. 1. *Treptichnus pedum* Seilacher, 1955; экз. ЦНИГР музей, № 98/11406 (Беккер, 2010, с. 29, рис. 6; 2013, рис. 4); местонахождение Манайсу.

Фиг. 2. *Rhombidictyon uphimus* Bekker, 2013; голотип ЦНИГР музей, № 94/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 10); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 3. *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), *Chondrites stellaris* Uchman, 1999; экз. ЦНИГР музей, № 56/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 4; 2013, табл. I, фиг. 7); местонахождение Манайсу: а – деталь скопления слепков, б – общий вид поверхности со слепками.

Фиг. 4. *Phycodes* cf. *coronatum* Crimes et Anderson, 1985, *Treptichnus* isp.; экз. ЦНИГР музей, № 90/11406 (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 7; 2013, табл. III, фиг. 8); местонахождение Манайсу: а – фрагмент поверхности со слепками, б, в – отдельные слепки.

Plate VI

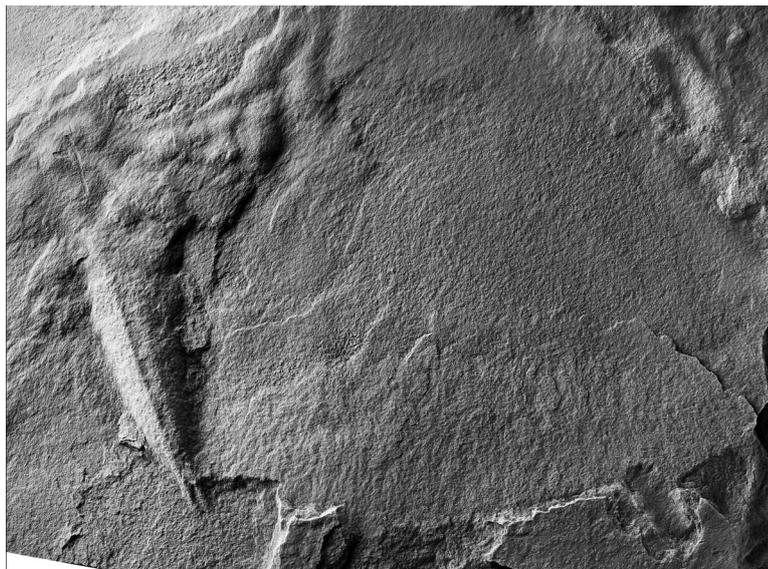
Macrofossils of the Asha group (the Basa formation) of the Southern Urals.

Fig. 1. *Treptichnus pedum* Seilacher, 1955; specimen TSNIGR, No. 98/11406 (Becker, 2010, p. 29, fig. 6; 2013, fig. 4); Manaysu locality.

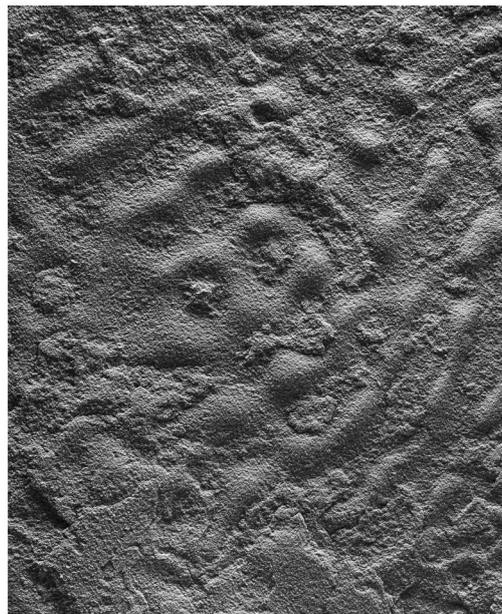
Fig. 2. *Rhombidictyon uphimus* Becker, 2013; holotype TSNIGR, No. 94/11406 (Becker, 2013, pl. 1, fig. 10); M. Ryauzyak locality.

Fig. 3. *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), *Chondrites stellaris* Uchman, 1999; specimen TSNIGR, No. 56/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 4; 2013, pl. I, fig. 7); Manaysu locality: a – detail of casts' accumulation, б – general view of the surface with casts.

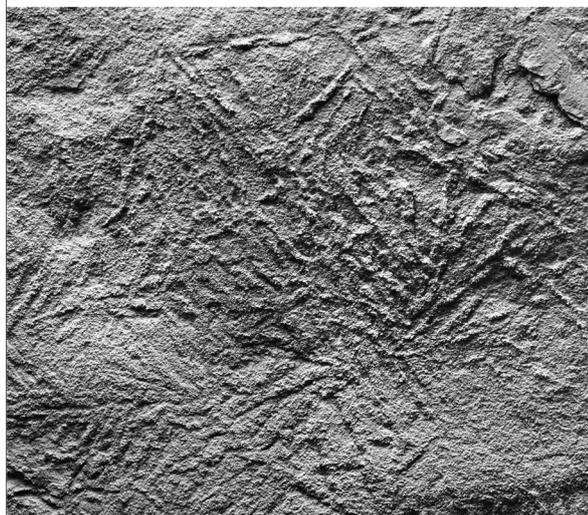
Fig. 4. *Phycodes* cf. *coronatum* Crimes et Anderson, 1985, *Treptichnus* isp.; specimen TSNIGR, No. 90/11406 (Becker, 2010, pl. II, fig. 7; 2013, pl. III, fig. 8); Manaysu locality: a – fragment of the surface with casts, б, в – single casts.



1



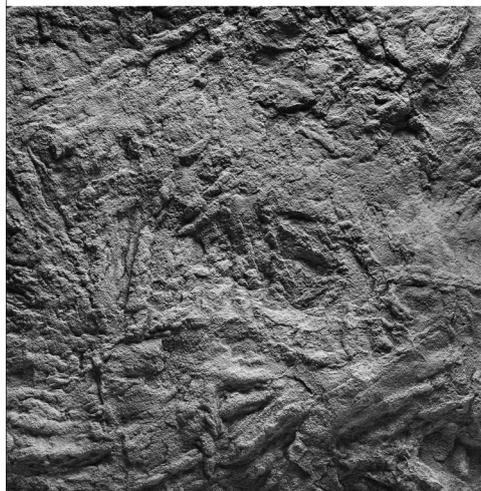
2



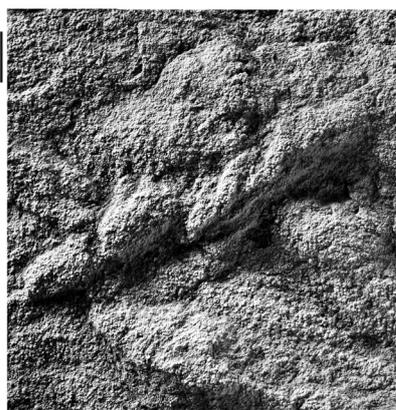
3a



3b



4a



4b



4c

Таблица VII

Макрофоссилии ашинской серии Южного Урала.

Фиг. 1. *Furculosus carpaticus* Roniewicz et Pienkowski, 1977; экз. ЦНИГР музей, № 28/11406 (Беккер, Кишка, 1991, табл. III, фиг. 1); местонахождение Ямантау.

Фиг. 2. *Sokolovichnites* aff. *angelicae* Gureev, 1983; экз. ЦНИГР музей, № 29/11406 (Беккер, Кишка, 1991, табл. III, фиг. 5); местонахождение Ямантау.

Фиг. 3. *Helminthopsis* cf. *granulata* Ksiazkiewicz, 1977; экз. ЦНИГР музей, № 67/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 1); местонахождение Сосновка.

Фиг. 4. *Fustiglyphus annulatus* Vialov, 1971; экз. ЦНИГР музей, № 62/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 15); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 5. *Monomorphichnus* isp.; экз. ЦНИГР музей, № 78/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 16); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 6. *Oscillorhapse telumis* Bekker, 2013; голотип ЦНИГР музей, № 86/11406 (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 12; 2013, табл. III, фиг. 4); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 7. *Harlaniella uralica* Bekker, 2013; голотип ЦНИГР музей, № 65/11406 (Беккер, 2013, рис. 3); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 8. *Isopodihnus* isp., экз. ЦНИГР музей, № 72/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 6); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 9. *Oscillorhapse venezoelana* Seilacher, 1977; экз. ЦНИГР музей, № 87/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 5); местонахождение Мал. Рязуяк.

Plate VII

Macrofossils of the Asha group of the Southern Urals.

Fig. 1. *Furculosus carpaticus* Roniewicz et Pienkowski, 1977; specimen TSNIGR Museum, No. 28/11406 (Becker, Kishka, 1991, pl. III, fig. 1); Yamantau locality.

Fig. 2. *Sokolovichnites* aff. *angelicae* Gureev, 1983; specimen TSNIGR Museum, No. 29/11406 (Becker, Kishka, 1991, pl. III, fig. 5); Yamantau locality.

Fig. 3. *Helminthopsis* cf. *granulata* Ksiazkiewicz, 1977; specimen TSNIGR Museum, No. 67/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 1); Sosnovka locality.

Fig. 4. *Fustiglyphus annulatus* Vialov, 1971; specimen TSNIGR Museum, No. 62.11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 15); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 5. *Monomorphichnus* isp.; specimen TSNIGR Museum, No. 78/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 16); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 6. *Oscillorhapse telumis* Becker, 2013; holotype TSNIGR Museum, No. 86/11406 (Becker, 2010, pl. II, fig. 12; 2013, pl. III, fig. 4); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 7. *Harlaniella uralica* Becker, 2013; holotype TSNIGR Museum, No. 65/11406 (Becker, 2013, fig. 3); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 8. *Isopodihnus* isp., specimen TSNIGR Museum, No. 72/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 6); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 9. *Oscillorhapse venezoelana* Seilacher, 1977; specimen TSNIGR Museum, No. 87/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 5); Mal. Ryauzyak locality.



1



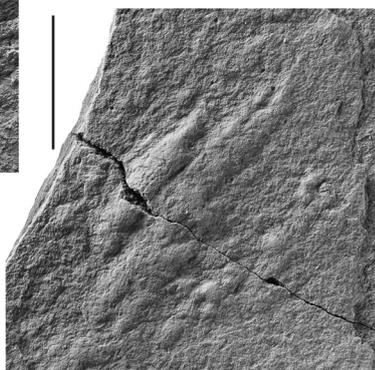
2



3



4



5



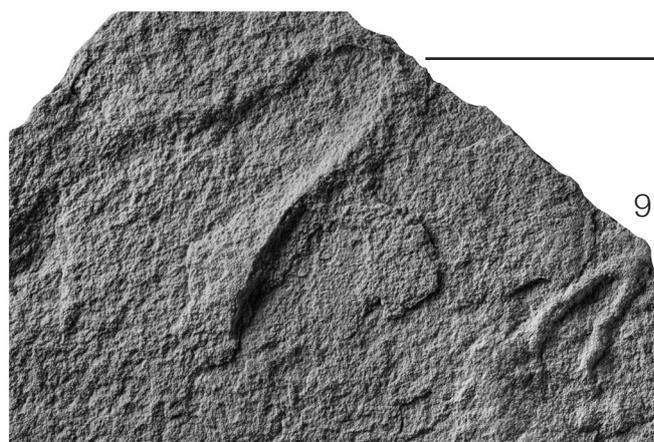
6



7



8



9

Таблица VIII

Макрофоссилии ашинской серии Южного Урала.

Фиг. 1. *Acanthorhaphe incerta* Ksiazkiewicz, 1977; экз. ЦНИГР музей, № 53/11406 (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 9; 2013, табл. I, фиг. 1), отпечаток на подошве слоя песчаника; местонахождение Такаты-1.

Фиг. 2. *Torrowangea rosei* Webby, 1970; экз. ЦНИГР музей, № 97/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 8; 2013, табл. III, фиг. 14), противоотпечаток на кровле слоя песчаника; местонахождение Такаты-2.

Фиг. 3. *Nereites* cf. *jacksoni* Emmons, 1844; экз. ЦНИГР музей, № 83/11406 (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 10; 2013, табл. III, фиг. 1); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 4. *Nereites macleayi* Murchison, 1839; экз. ЦНИГР музей, № 85/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 10; 2013, табл. III, фиг. 3); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 5. *Phycodes bilix* (Ksiazkiewicz, 1977); экз. ЦНИГР музей, № 89/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 9; 2013, табл. III, фиг. 7); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 6. *Phycodes* isp.; экз. ЦНИГР музей, № 91/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 9); местонахождение Каранюрт.

Фиг. 7. *Punctorhaphe parallela* Seilacher, 1977; экз. ЦНИГР музей, № 93/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 11); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 8. *Neonereites uniserialis* Seilacher, 1960; экз. ЦНИГР музей, № 81/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 20); местонахождение Бол. Рязуяк.

Фиг. 9. *Neonereites biserialis* Seilacher, 1960; экз. ЦНИГР музей, № 79/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 5; 2013, табл. II, фиг. 17); местонахождение Каранюрт.

Plate VIII

Macrofossils of the Asha group of the Southern Urals.

Fig. 1. *Acanthorhaphe incerta* Ksiazkiewicz, 1977; specimen TSNIGR Museum, No. 53/11406 (Becker, 2010, pl. II, fig. 9; 2013, pl. I, fig. 1), imprint on the base of the sandstone layer; Takaty-1 locality.

Fig. 2. *Torrowangea rosei* Webby, 1970; specimen TSNIGR Museum, No. 97/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 8; 2013, pl. III, fig. 14), counterpart on the top of the sandstone layer; Takaty-2 locality.

Fig. 3. *Nereites* cf. *jacksoni* Emmons, 1884; specimen TSNIGR Museum, No. 83/11406 (Becker, 2010, pl. II, fig. 10; 2013, pl. III, fig. 1); Karanurt locality.

Fig. 4. *Nereites macleayi* Murchison, 1839; specimen TSNIGR Museum, No. 85/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 10; 2013, pl. III, fig. 3); Karanurt locality.

Fig. 5. *Phycodes bilix* (Ksiazkiewicz, 1977); specimen TSNIGR Museum, No. 89/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 9; 2013, pl. III, fig. 7); Karanurt locality.

Fig. 6. *Phycodes* isp.; specimen TSNIGR Museum, No. 91/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 9); Karanurt locality.

Fig. 7. *Punctorhaphe parallela* Seilacher, 1977; specimen TSNIGR Museum, No. 93/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 11); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 8. *Neonereites uniserialis* Seilacher, 1960; specimen TSNIGR Museum, No. 81/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 20); Bol. Ryauzyak locality.

Fig. 9. *Neonereites biserialis* Seilacher, 1960; specimen TSNIGR Museum, No. 79/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 5; 2013, pl. II, fig. 17); Karanurt locality.

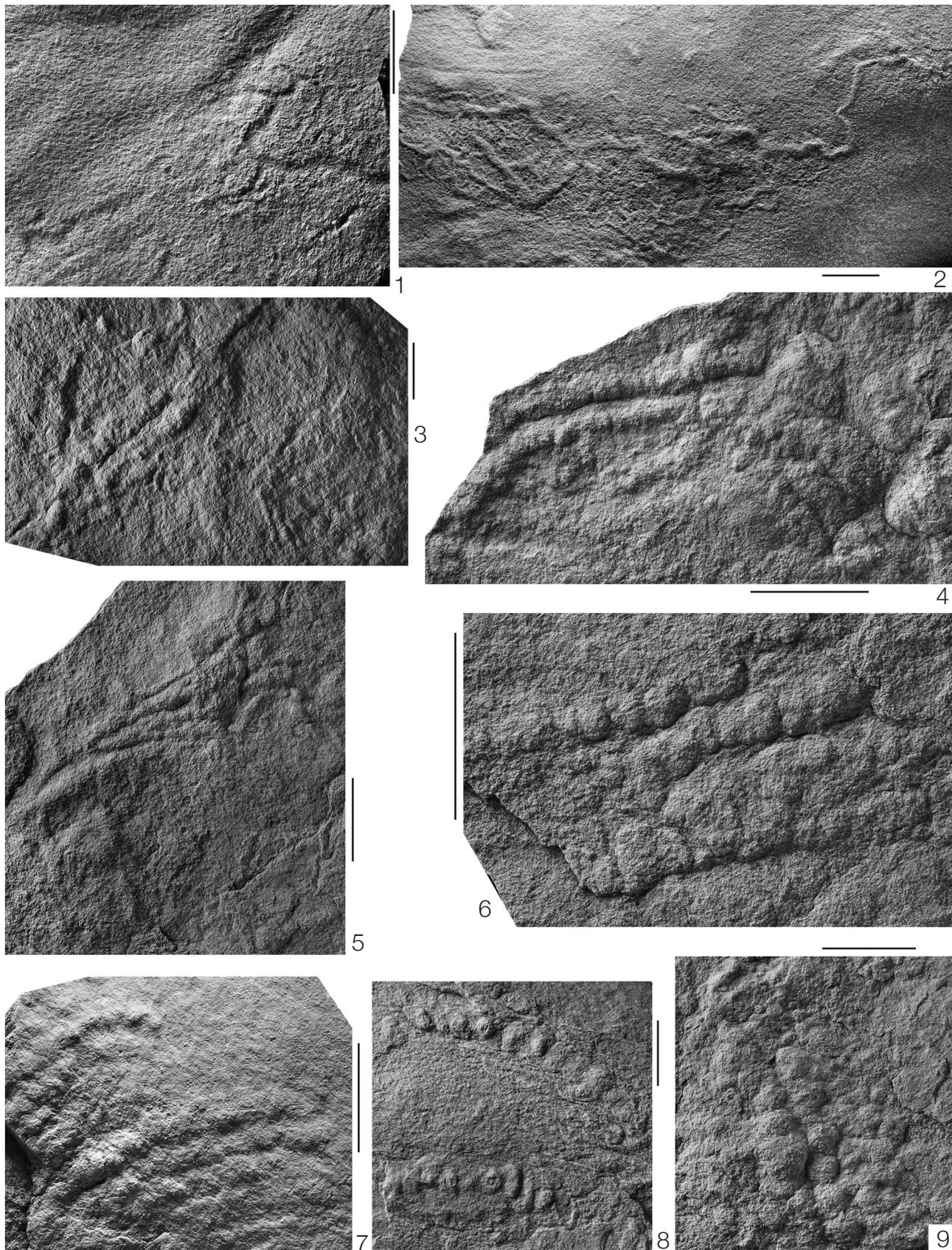


Таблица IX

Макрофоссилии ашинской серии (басинская свита) Южного Урала.

Фиг. 1. *Neonereites multiserialis* Pickrill et Harland, 1988; экз. ЦНИГР музей, № 80/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 19); местонахождение Манайсу: а – фрагмент скопления слепков; б – более или менее полный слепок.

Фиг. 2, 4. *Iterichnus ternarius* Bekker, 2013; местонахождение Манайсу: 2 – экз. ЦНИГР музей, № 71/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 5); 4 – голотип ЦНИГР музей, № 70/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 4).

Фиг. 3. *Palaeopascichnus delicatus* Palij, 1976; экз. ЦНИГР музей, № 88/11406 (Беккер, 2010, табл. I, фиг. 2; 2013, табл. III, фиг. 6); местонахождение Манайсу.

Фиг. 5. *Chondrites targionii* (Brongniart, 1828); экз. ЦНИГР музей, № 58/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 8); местонахождение Мал. Рязуяк.

Фиг. 6. *Tuapseichnium radialis* Bekker, 2013; голотип ЦНИГР музей, № 100/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 15); местонахождение Бол. Рязуяк.

Plate IX

Macrofossils of the Asha group (the Basa formation) of the Southern Urals.

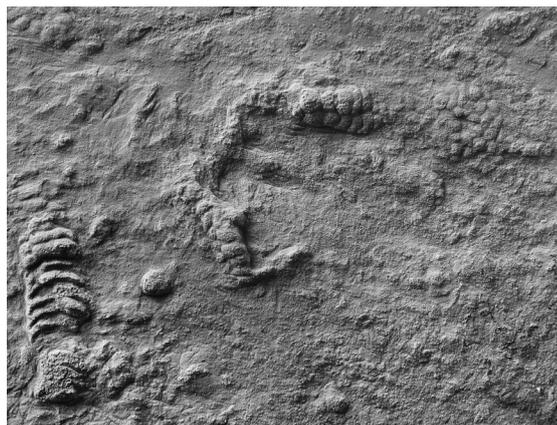
Fig. 1. *Neonereites multiserialis* Pickrill et Harland, 1988; specimen TSNIGR Museum, No. 80/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 19); Manaysu locality: a – fragment of casts' accumulation; б – more or less complete cast.

Fig. 2, 4. *Iterichnus ternarius* Becker, 2013; Manaysu locality: 2 – specimen TSNIGR Museum, No. 71/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 5); 4 – holotype TSNIGR Museum, No. 70/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 4).

Fig. 3. *Palaeopascichnus delicatus* Palij, 1976; specimen TSNIGR Museum, No. 88/11406 (Becker, 2010, pl. I, fig. 2; 2013, pl. III, fig. 6); Manaysu locality.

Fig. 5. *Chondrites targionii* (Brongniart, 1828); specimen TSNIGR Museum, No. 58/11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 8); Mal. Ryauzyak locality.

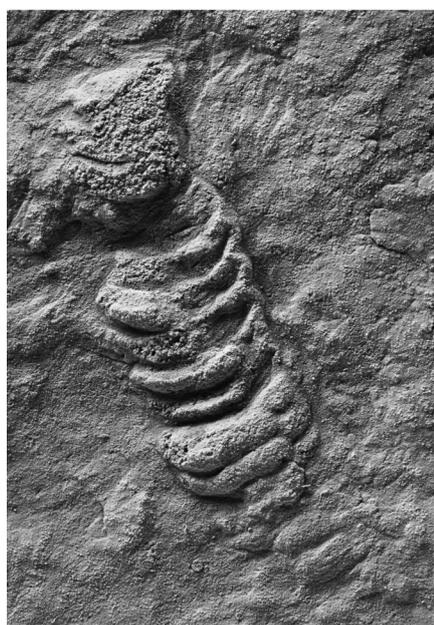
Fig. 6. *Tuapseichnium radialis* Becker, 2013; holotype TSNIGR Museum, No. 100/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 15); Bol. Ryauzyak locality.



1a



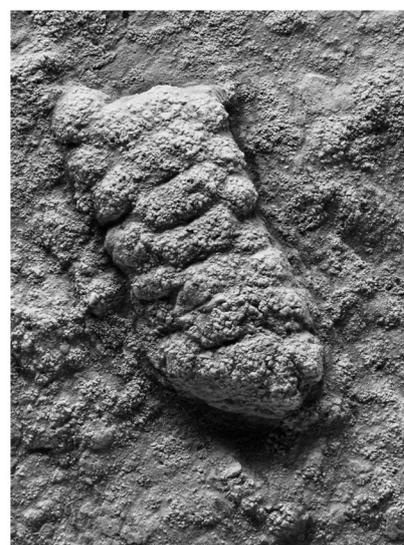
1b



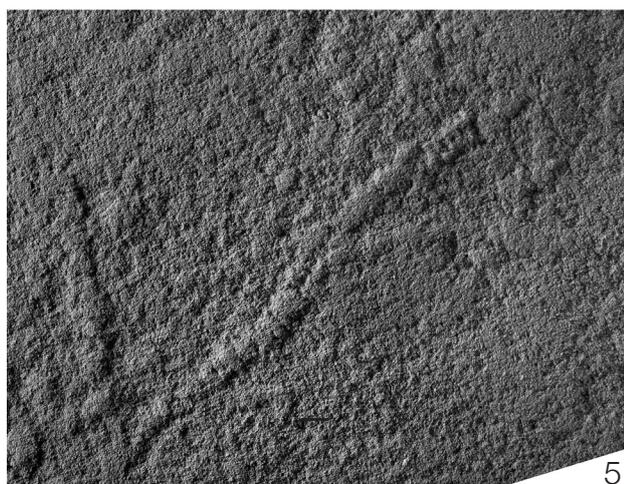
2



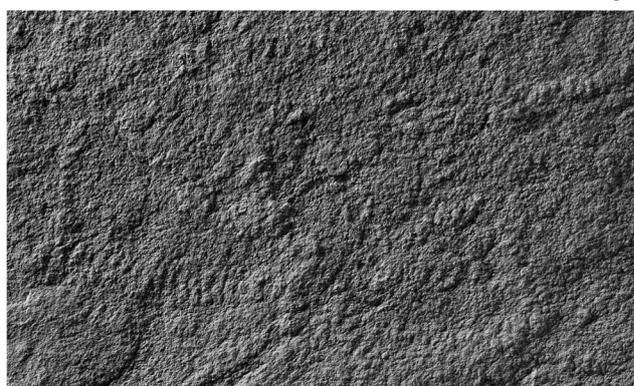
3



4



5



6

Таблица X

Макрофоссилии ашинской серии (басинская свита, калгасинская пачка) Южного Урала.

Фиг. 1. *Pseudobergaueria baschkiricus* Bekker, 2013; голотип ЦНИГР музей, № 92/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 10); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 2. *Flexorhapse crassa* (Heer, 1877); экз. ЦНИГР музей, № 61/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 14); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 3. *Neonereites renarius* Fedonkin, 1980; экз. ЦНИГР музей, № 82/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 18); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 4. *Diplichnites* isp.; экз. ЦНИГР музей, № 60/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 11); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 5. *Nereites irregularis* (Schafhäutl, 1851); экз. ЦНИГР музей, № 84/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 2); местонахождение Бол. Рязузяк.

Фиг. 6. *Steinsfjordichnus turbidus* Bekker, 2013; голотип ЦНИГР музей, № 96/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 13); местонахождение Зиган-1.

Фиг. 7. *Steinsfjordichnus brutoni* (Whitaker, 1979); экз. ЦНИГР музей, № 95/11406 (Беккер, 2013, табл. III, фиг. 12); местонахождение Мал. Рязузяк.

Фиг. 8. *Helminthorhapse miocenica* (Sacco, 1888); экз. ЦНИГР музей, № 66/11406 (Беккер, 2013, табл. I, фиг. 16); местонахождение Мендим.

Plate X

Macrofossils of the Asha group (the Basa formation, the Kalgas member) of the Southern Urals.

Fig. 1. *Pseudobergaueria baschkiricus* Becker, 2013; holotype TSNIGR Museum, No. 92/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 10); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 2. *Flexorhapse crassa* (Heer, 1877); specimen TSNIGR Museum, No. 61/11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 14); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 3. *Neonereites renarius* Fedonkin, 1980; specimen TSNIGR Museum, No. 82/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 18); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 4. *Diplichnites* isp.; specimen TSNIGR Museum, No. 60/11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 11); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 5. *Nereites irregularis* (Schafhäutl, 1851); specimen TSNIGR Museum, No. 84/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 2); Bol. Ryauzyak locality.

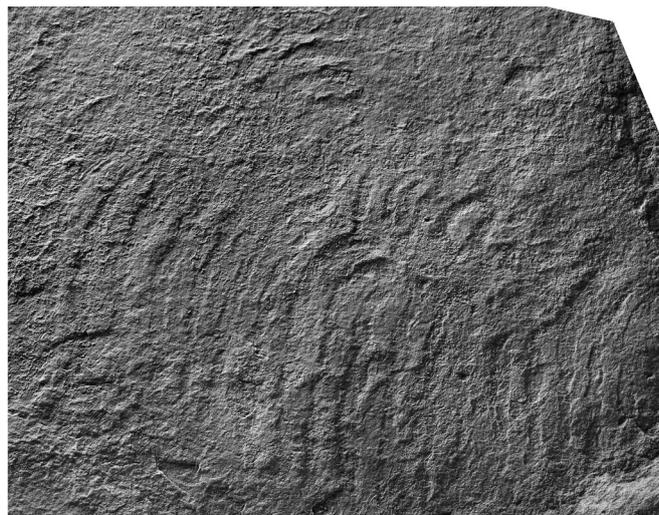
Fig. 6. *Steinsfjordichnus turbidus* Becker, 2013; holotype TSNIGR Museum, No. 96/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 13); Zigan-1 locality.

Fig. 7. *Steinsfjordichnus brutoni* (Whitaker, 1979); specimen TSNIGR Museum, No. 95/11406 (Becker, 2013, pl. III, fig. 12); Mal. Ryauzyak locality.

Fig. 8. *Helminthorhapse miocenica* (Sacco, 1888); specimen TSNIGR Museum, No. 66/11406 (Becker, 2013, pl. I, fig. 16); Mendim locality.



1



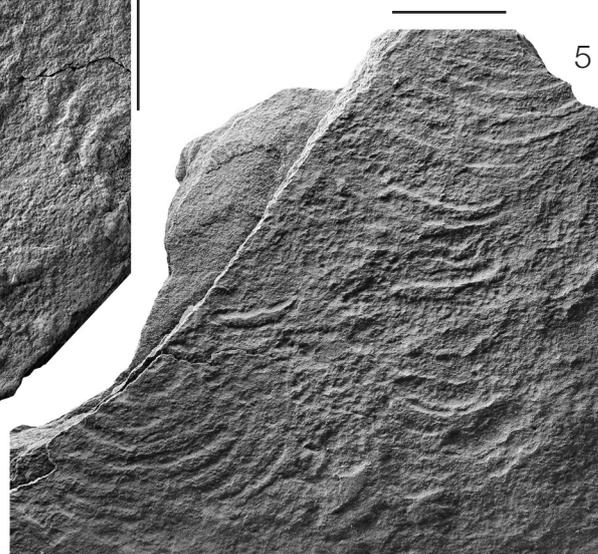
2



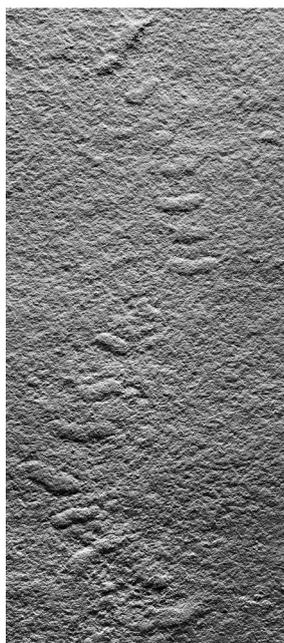
3



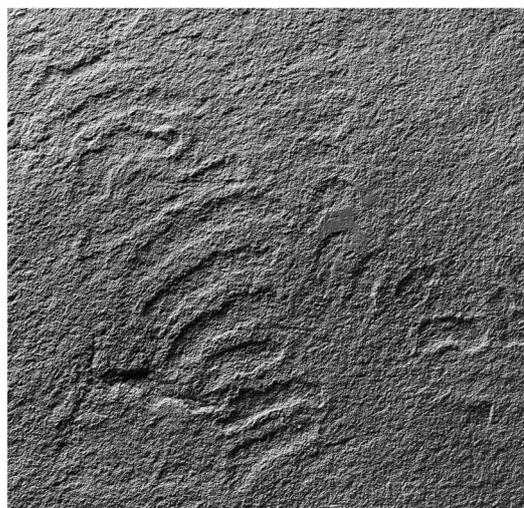
4



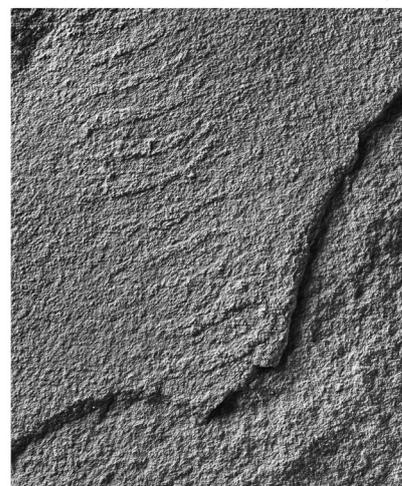
5



6



7



8

Таблица XI

Макрофоссилии ашинской серии (басинская свита) Южного Урала.

Фиг. 1, 2. *Spicodiscus siganus* Bekker, 1990; местонахождение Зиган-2: 1 – голотип ЦНИГР музей, № 101/11406 (Беккер, 1990, с. 971, рис. 2б); 2 – экз. ЦНИГР музей, № 102/11406 (Беккер, 1990, с. 971, рис. 2в; 2013, с. 56, рис. 2б).

Фиг. 3. *Helminthopsis hieroglyphica* Wetzell et Bromley, 1996; экз. ЦНИГР музей, № 68/11406 (Беккер, 2013, табл. II, фиг. 2.); местонахождение Нугуш.

Фиг. 4. *Monocraterion (?) tentaculum* Torell, 1870; экз. ЦНИГР музей, № 77/11406 фрагмент одного из группы мешковидных отпечатков, вид сбоку (Беккер, 2010, табл. II, фиг. 3-6; 2013, табл. II, фиг. 12-15); местонахождение Манайсу.

Фиг. 5. *Kuckaraukia multituberculata* Ivantsov, Novikov et Razumovskiy in Razumovskiy et al., 2015; голотип ПИН, № 5525/4 (Разумовский и др., 2015а, табл. I, фиг. 2); местонахождение Куккараук.

Plate XI

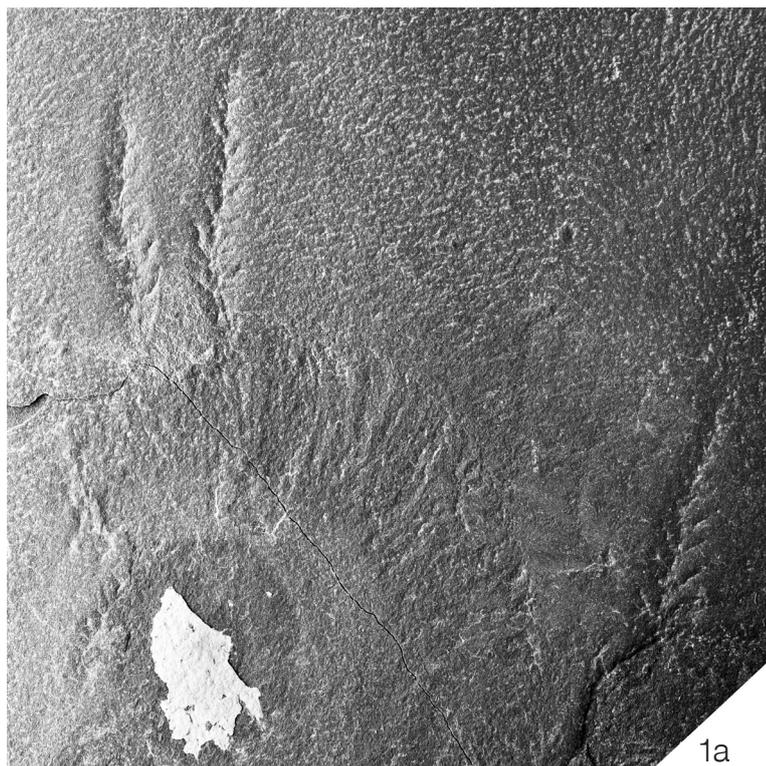
Macrofossils of the Asha group (the Basa formation) of the Southern Urals.

Fig. 1, 2. *Spicodiscus siganus* Becker, 1990; Zigan-2 locality: 1 – holotype TSNIGR Museum, No. 101/11406 (Becker, 1990a, p. 971, fig. 2b); 2 – specimen TSNIGR Museum, No. 102/11406 (Becker, 1990a, p. 971, fig. 2v; 2013, p. 56, fig. 2b).

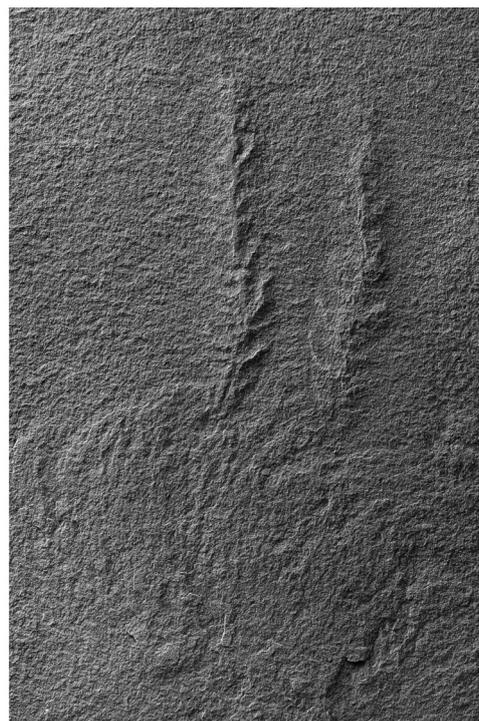
Fig. 3. *Helminthopsis hieroglyphica* Wetzell et Bromley, 1996; specimen TSNIGR Museum, No. 68/11406 (Becker, 2013, pl. II, fig. 2); Nugush locality.

Fig. 4. *Monocraterion (?) tentaculum* Torell, 1870; specimen TSNIGR Museum, No. 77/11406 fragment of one of the groups of sack-like imprints, side view (Becker, 2010, pl. II, fig. 3-6; 2013, pl. II, fig. 12-15); Manaysu locality.

Fig. 5. *Kuckaraukia multituberculata* Ivantsov, Novikov et Razumovskiy in Razumovskiy et al., 2015; holotype PIN, No. 5525/4 (Razumovskiy et al., 2015a, pl. I, fig. 2); Kukkarauk locality.



1a

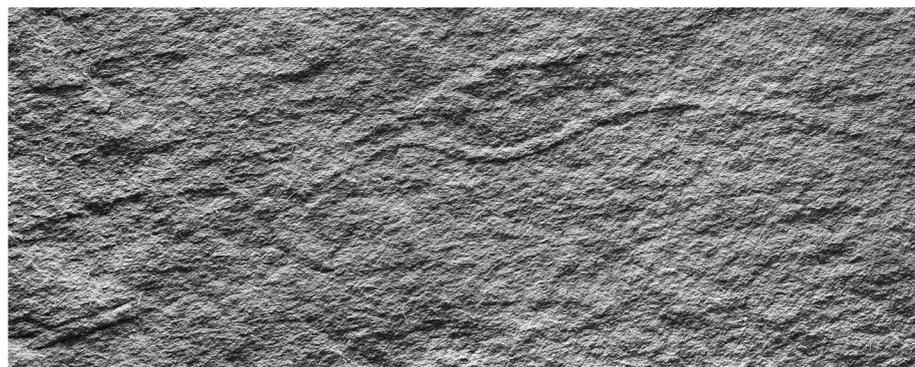


16

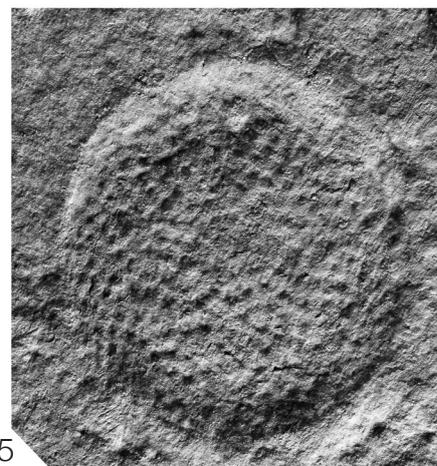
3



2



4



5

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Рекомендовано к печати Ученым советом Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН

**Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы.
Средний и Южный Урал**

А.Ю. Иванцов и др.

М.: ПИН РАН, 2018

На русском и английском языках

Ответственный редактор А.Ю. Иванцов

Рецензенты: П.Ю. Пархаев, В.Н. Пучков

Компьютерная верстка: М.К. Емельянова
Обложка: А.А. Ермаков

Подписано в печать 14 февраля 2018 г.
Формат 60x84/8. Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Бумага офсетная.
20 уч.-изд. л., 21 усл. п. л. Тираж 200 экз.
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН)
Москва, Профсоюзная ул., 123

Отпечатано в «Типографии офсетной печати»
Москва, ул. Дербеневская, д. 20, стр. 8

Заказ № 27

ISBN 978-5-9500685-1-5



9 785950 068515