

УДК 552.589:551.86

КАРБОНАТНЫЕ МИКРОБИОЛИТЫ В АРГИЛЛИТАХ КОПОРСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КРЫЛА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 2014 г. М. А. Тугарова*, М. В. Платонов**

*ВНИИОкеангеология

190121, г. Санкт-Петербург, Английский просп., 1

E-mail: tugarova@mail.ru

**Санкт-Петербургский государственный университет

199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

E-mail: geolog2006@mail.ru

Поступила в редакцию 12.12.2013 г.

Впервые приводится характеристика карбонатных микробиолитов в битуминозных аргиллитах копорской свиты нижнего ордовика северо-западного крыла Московской синеклизы. Рассматриваются их локализация в разрезе, морфология, литолого-геохимические признаки и возможные пути формирования.

Ключевые слова: *терригенная кембро-ордовикская толща, копорская свита, диктионемовые сланцы, аргиллиты, антраконит, карбонатные микробиолиты, цианобактерии, цианобактериальный мат.*

ВВЕДЕНИЕ

Битуминозные аргиллиты пакерортского горизонта нижнего ордовика слагают небольшой по мощности маркирующий горизонт в терригенной кембро-ордовикской толще северо-западного крыла Московской синеклизы и традиционно называются диктионемовыми сланцами [9]. Свое название они получили благодаря присутствию остатков сетчатых граптолитов рода *Dictyonema* (ныне – *Rhabdinopora* [15]). Несмотря на давнюю историю изучения этих пород, до сих пор остаются дискуссионными вопросы их фациальной приуроченности, генезиса органического вещества (ОВ) и практически не уделено внимания весьма специфическим карбонатным образованиям. Обычно лишь упоминается о наличии антраконитовых конкреций [30].

Копорские аргиллиты давно привлекали внимание исследователей и как маркирующий горизонт при стратиграфических построениях, и как осадочные отложения с не до конца ясным типом органического вещества и дискутирующимся нефтегазоматеринским потенциалом, и как источник урана, серебра, платины, молибдена, ванадия и других элементов. Обзор многочисленных работ по изучению их геохимических особенностей, минерального состава, органического вещества приводится в работе Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [30].

Поводом к написанию данной работы послужили полевые наблюдения, выполненные авторами в долине р. Сясь. Именно изучение этих обнажений заставило пересмотреть материалы по всем разрезам кембрия и ордовика приглинтовой полосы Ленинградской области. Разрез в долине р. Сясь ха-

рактеризуется появлением в подошве черных аргиллитов карбонатной “плиты” с характерными подошвенными текстурами конус-в-конусе, выходы которой прослеживаются в береговых обнажениях от д. Реброво до автодорожного моста через р. Сясь в поселке Колчаново. Верхняя часть толщи характеризуется многочисленными антраконитовыми конкрециями, размерами от 5 до 15 см в диаметре. Описаний карбонатной “плиты”, залегающей в подошве аргиллитов, в литературе авторами не зафиксировано. Вместе с тем, в монографии “Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной толщи на северо-западе Русской платформы” [24] приводится описание “пиритового слоя” в подошве копорских аргиллитов, протягивающегося с запада на восток от долины р. Тызвы до р. Сарьи. Описание “пиритовой плиты” мощностью 5–15 см на контакте сланцев и подстилающих их оболовых песчаников приводится и в других работах [30, 31]. Отмечается, что кроме преобладающих остатков граптолитов в подошве аргиллитов присутствуют единичные остатки цианей *Gloeocapsomorpha*, проблематичные микрофоссилии типа актритархов, иногда единичные створки брахиопод-обоид, развитых в подстилающих песчаниках [30].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основе работы лежат детально изученные разрезы кембро-ордовикской терригенной толщи в пределах Ленинградской области. Авторами были исследованы многочисленные выходы отложений пакерортского го-

ризонта, доступные для наблюдений на протяжении около 300 км в полосе, примыкающей к Балтийско-Ладожскому глинту, в долинах рек: Луги, Сумы, Ламошки, Славянки, Поповки, Ижоры, Тосны, Саблинки, Нази, Лавы, Сарьи, Волхова и Сяси (рис. 1).

Полевые работы заключались в детальном послойном описании и опробовании разрезов. При этом исследования пород копорской свиты были сфокусированы на изучении карбонатных образований предположительно микробного генезиса, их морфологии, макроскопических вещественно-структурных признаках, характера взаимоотношений с вмещающими породами.

Основное внимание было уделено разрезу в долине р. Сясь, где в нижней части копорской свиты впервые выявлена протяженная карбонатная плита с текстурой конус-в-конусе в подошве и зафиксировано наличие многочисленных антраконитовых конкреций. В ходе исследований также были использованы образцы аналогичных конкреций и вмещающих пород из разрезов рр. Лавы, Ижоры, Ламошки.

Аналитический комплекс был нацелен на всестороннее изучение вещественно-структурных особенностей конкреций и включал петрографический анализ шлифов, электронно-микроскопический анализ, химический анализ рентгенофлуоресцентным методом, битуминологический анализ с определением биомаркеров исходного органического вещества.

Петрографический анализ выполнялся на поляризационном микроскопе Leica DMPL. Детальное изучение структур и минерального состава проводилось методами электронной микроскопии в Ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ на приборе HITACHI TM3000. Рентгенофазовый полуколичественный анализ выполнен на кафедре кристаллографии геологического факультета СПбГУ. Полуколичественный рентгено-спектральный флуоресцентный силикатный анализ проводился в лаборатории кафедры геологии месторождений полезных ископаемых геологического факультета СПбГУ ст. преподавателем А.П. Бороздиным на анализаторе ARL ADVANT'X (трубка с Rh-анодом, 50 кВ, 24 мА). Битуминологические исследования выполнялись в лаборатории органической геохимии ВНИИОкеангеологии под руководством В.И. Петровой. Аналитические определения были выполнены для образца из карбонатной "плиты" и антраконитовой конкреции. Процедура изучения рассеянного органического вещества (РОВ) включала определение в породе нерастворимого остатка и содержания органического углерода (Сорг), извлечение хлороформного (Ахл) и спиртобензольного (Аспб) битумоидов, гуминовых кислот (ГК), определение группового состава Ахл и углеводов. Фракции насыщенных и ароматических углеводов (УВ) выделялись хроматографически и исследовались методом ГХ-МС.

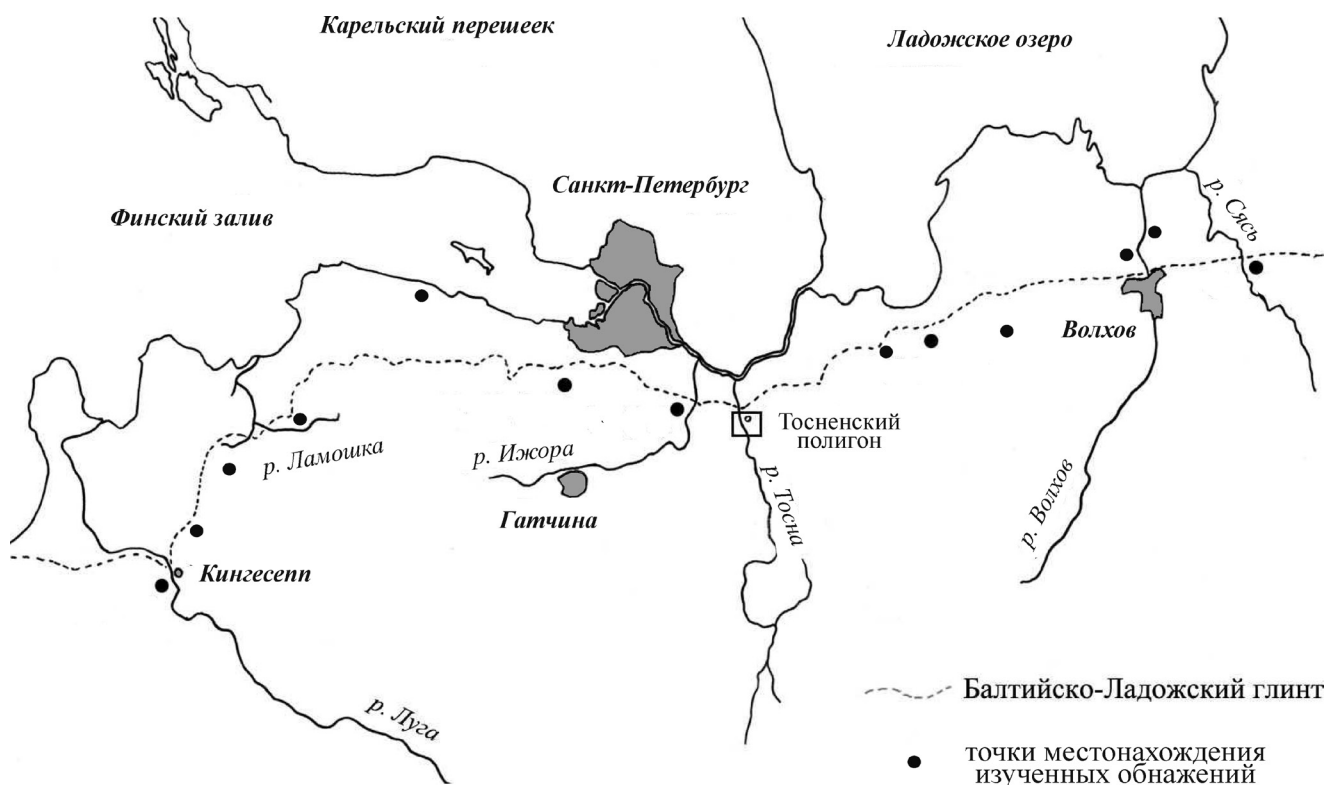


Рис. 1. Схема расположения изученных обнажений кембро-ордовикской песчаной толщи Ленинградской области.

Реализованный комплекс аналитических исследований позволил всесторонне охарактеризовать вещественные особенности карбонатных образований рассматриваемой свиты, выявить особенности состава органических фаз, проследить процессы карбонатной (преимущественно кальцитовый) кристаллизации и увязать их с бактериальным и биогеохимическими процессами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ И МОРФОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ СТЯЖЕНИЙ

Проявление антраконитовых конкреций в аргиллитах копорской свиты зафиксировано в многочисленных разрезах пригилтовой полосы, в том числе их наибольшие скопления отмечаются по долинам рр. Лавы, Ижоры, Поповки, Ламошки, Сяси.

В береговых обрывах р. Сясь обнажаются самые восточные выходы кембро-ордовикской песчаной толщи, строение которой довольно сильно отличается от центрального района. Наиболее полный ее разрез расположен на правом берегу реки, примерно в 450 м вверх по течению от южной окраины д. Реброво (рис. 2), где основание копорской свиты представлено пачкой переслаивающихся оболочных песчаников и черных аргиллитов, мощностью около одного метра. Такой тип контакта тосненской и копорской свит отмечался ранее Л.Е. Поповым, К.К. Хазановичем и др. [24].

Карбонатная “плита” залегает на пачке переслаивающихся аргиллитов и песчаников и подстилает уже более однородные по составу аргиллиты. Мощность “плиты” варьирует в разрезах на р. Сясь от 8 до 20 см. Слагающая ее порода – плотная, кристаллическая, в верхней части массивно-слоистая, в нижней – с текстурой конус-в-конусе (рис. 3). Морфология верхней поверхности плиты изменчива – от идеально ровной до мелко-бугорчатой. Красный цвет поверхности обусловлен глинистыми примазками, обогащенными гидроокислами железа.

Пачка пород, перекрывающая плиту, представлена макроскопически более однородными по структуре и составу черными тонкоплитчатыми аргиллитами с относительно многочисленными антраконитовыми конкрециями, размер которых варьирует от 5 до 15 см. Морфологически они состоят из ядра, имеющего агрегатно-ячеистую структуру, и крустификационных радиально-лучистых обрастаний, которые на микроскопическом уровне представляют собой расщепленные кристаллы (микро-конус-в-конусе). В мелких конкрециях внутреннее ядро может отсутствовать. Светлые части этих стяжений сложены кальцитом, темные – битуминозными карбонатами (рис. 4).

МИКРОСТРУКТУРЫ И СОСТАВ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Комплексом аналитических методов изучены состав и строение карбонатных образований в копорских аргиллитах. Для выяснения их вещественной и генетической связи с вмещающими породами проведено исследование и самих аргиллитов, при этом особое внимание уделено последовательному изменению их состава в толще переслаивания с оболочными песчаниками.

Петрографическое изучение карбонатных включений и вмещающих пород выявило признаки, отражающие органическую природу конкреций.

Так, в песчаниках тосненской свиты были зафиксированы многочисленные включения палеомикрокодий (рис. 5), относящихся к древнему таксону *Microcodium* [32]. Правда, однозначное систематическое положение *Palaemicrocodium*, как и *Microcodium* не установлено. Есть разные точки зрения, в том числе: водоросли мелководных бассейнов [32]; органо-минеральные образования как результат симбиоза почвенных грибов и корней растений [34]; обызвесткованные остатки палеолишайников [3]. В.П. Маслов относил их к синезеленым водорослям и считал, что известковые членики микрокодий в виде корок росли на дне или на растительных стержнях [20, с. 13]. В любом случае, детальные литолого-палеоэкологические исследования палеозойских отложений показывают, что палеомикрокодиумы в ассоциации с другими простейшими организмами встречаются в породах, подвергшихся субаэральному воздействию [2, 3].

Весьма своеобразный состав имеют аргиллиты из пачки переслаивания в основании копорской свиты, матрикс которых представлен карбонатно-битуминозно-глинистым веществом. В нижних прослоях этих аргиллитов (например, № 19 на рис. 2) в значительном количестве (30–40% от объема породы) присутствуют обломочные зерна кварца, размером 0.1–0.20 мм, среди которых фиксируются аморфные, керогенизированные частицы, размером около 0.1 мм, морфологически напоминающие микрофитофоссилии (рис. 6).

Чуть выше по разрезу (слой 21 на рис. 2) аргиллиты уже более однородны и в их составе фиксируется основная органо-минеральная масса (напоминающая коллоальгинит), с рассеянными в ней микрокомпонентами ОВ (в основном остатками колоний граптолитов – рабдосом – рис. 7).

Количество детрита граптолитов и характер его распределения в аргиллитах на р. Сясь близки с разновозрастными и литологически сходными породами других разрезов. Содержание упомянутого детрита в них достигает 50% от площади шлифа. Остальная часть породы представлена тонкодисперсным органо-глинистым матриксом с отдельными форменными элементами – единичными об-

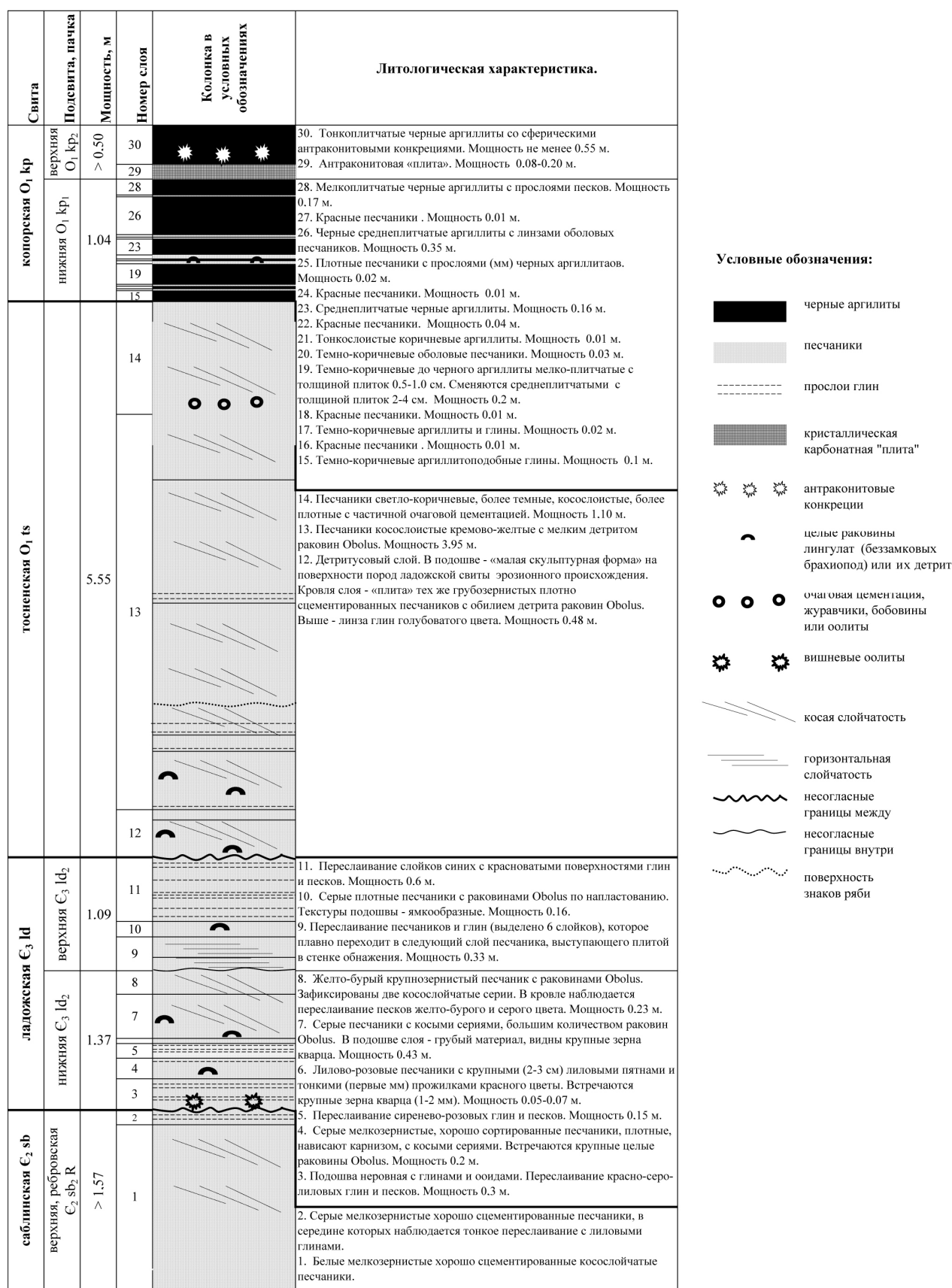


Рис. 2. Строение разреза кембро-ордовикской терригенной толщи на реке Сясь.

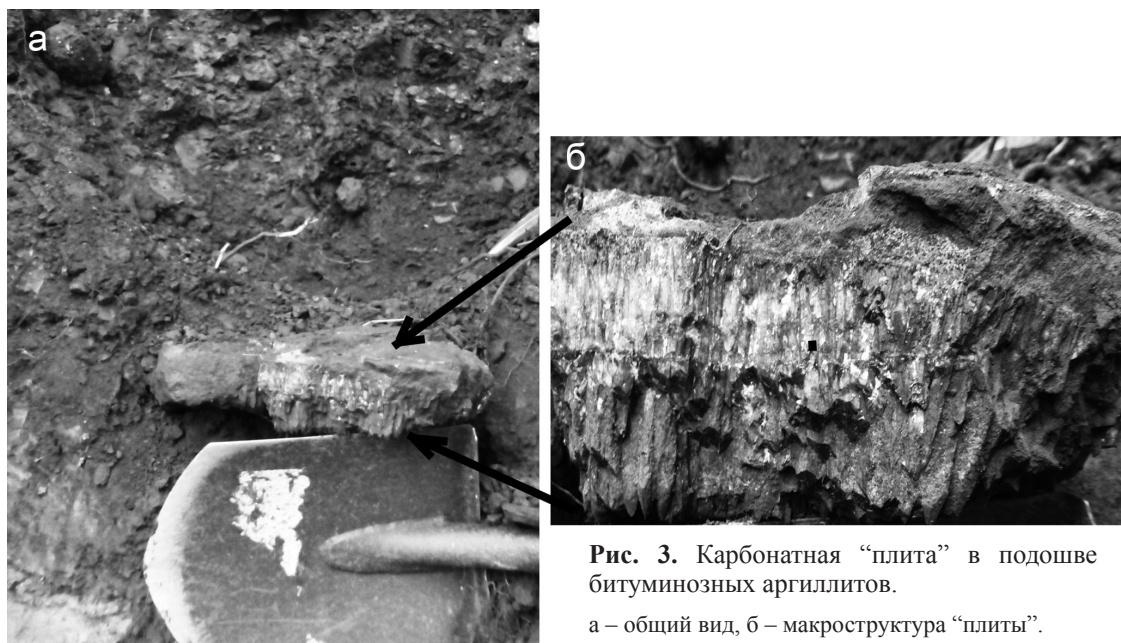


Рис. 3. Карбонатная “плита” в подошве битуминозных аргиллитов.

а – общий вид, б – макроструктура “плиты”.

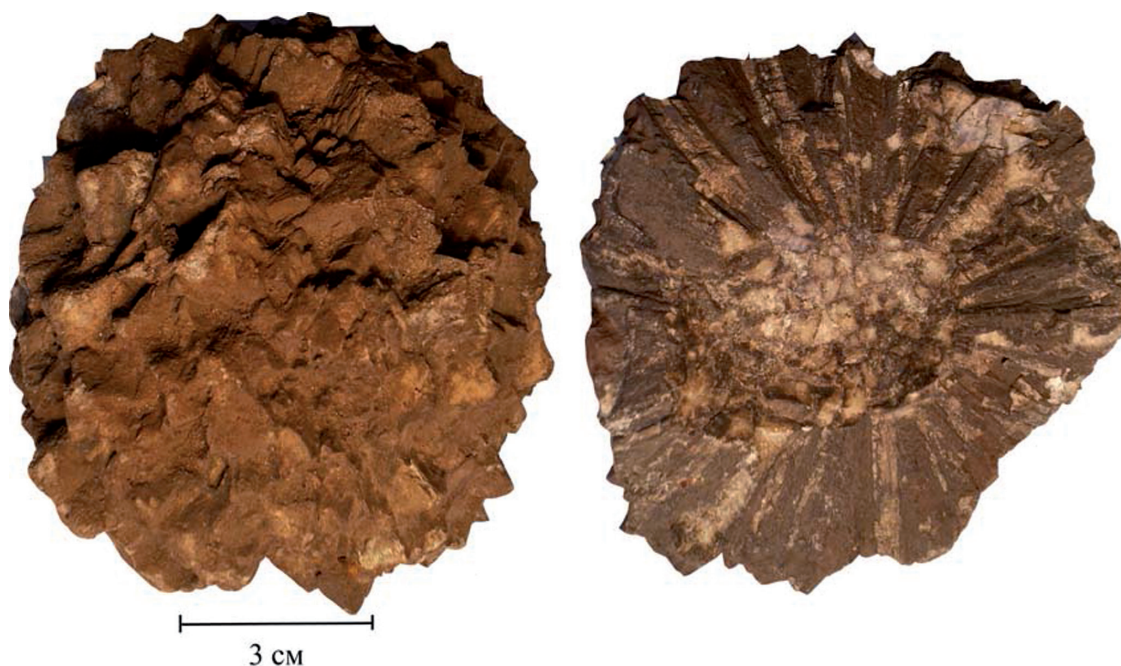


Рис. 4. Строение антраконитовых конкреций.

а – внешняя корустификация, б – внутреннее строение.

ломочными зернами кварца, детритом оболит, микрокодиума и сферолитами неясного генезиса.

Аргиллиты верхнего прослоя (№ 23) из пачки переслаивания представляют собой, по данным петрографического анализа, смешанную по составу глинисто-карбонатную породу с тонкой горизонтальной слоистостью (рис. 8а). Карбонатные – доломит-кальцитовые – слойки имеют признаки фиброзной микроструктуры с вертикальной ориентировкой кристаллов кальци-

та и доломита, типичной для классических строматолитов [8, с. 63]. Глинистые слойки переполнены детритом граптолитов, органо-глинистая фаза имеет сгустково-глобулярную микроструктуру, вокруг форменных элементов породы наблюдается карбонатизация (рис. 8б). Подобная слоистая микроструктура может быть объяснена биохимической кристаллизацией аутигенных сингенетических карбонатных минералов на этапе недоуплотненного ила.

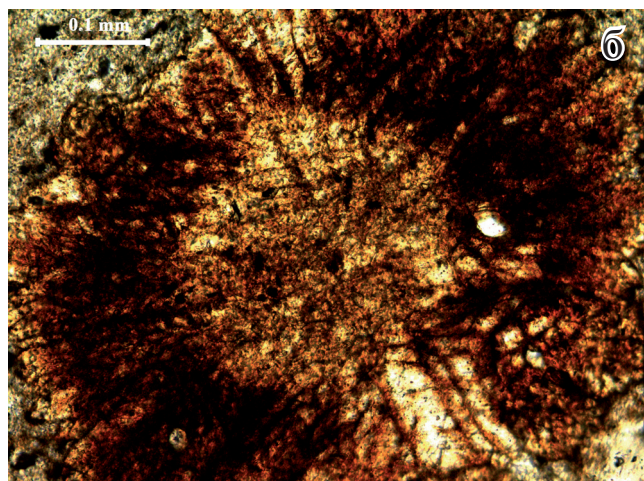
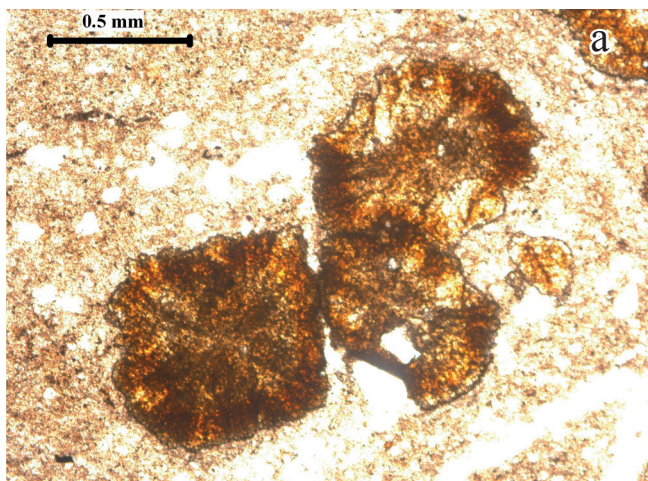


Рис. 5. Фото шлифа карбонатного (доломит-сидерит-известкового) песчаника с *Palaemicrocodium*, тосненская свита, нижний ордовик.

а – ник. II, б – ник. +.

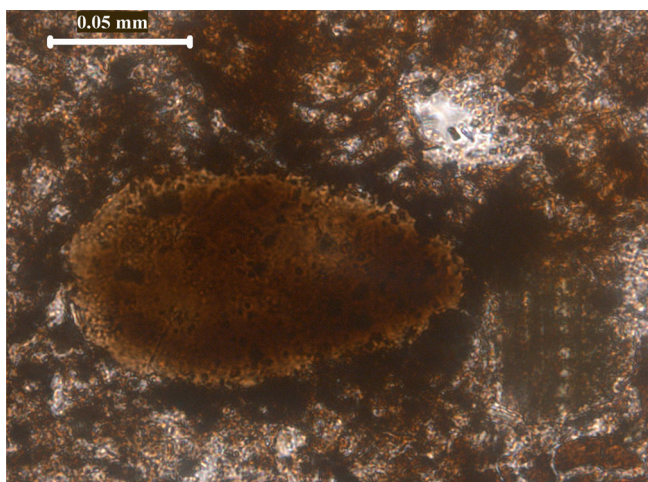


Рис. 6. Биоморфное зерно в песчаном карбонатно-битуминозном аргиллите из слоя 19 (рис. 2).

Обнажение в долине р. Сясь, ник. II.

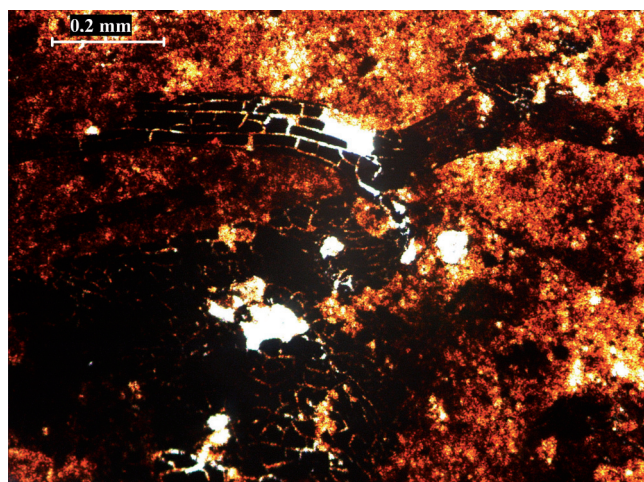


Рис. 7. Обломки граптолитов в органо-минеральном матриксе породы.

Слой 21 на рис. 2, ник. II.

Таким образом, в пачке переслаивания песчаников и аргиллитов снизу вверх наблюдается увеличение карбонатных минеральных фаз в глинистом матриксе аргиллитов. Эти породы имеют сгустково-глобулярную структуру, переходящую в обособленных карбонатных микрослойках в структуру фиброзную. Карбонатная плита в подошве однородной пачки аргиллитов при таком нарастании процесса карбонатизации является закономерным результатом перехода микроскопических слоев в макроскопические.

Верхняя часть “плиты” представляет собой тонко-субгоризонтально слоистую глинисто-карбонатную породу. На микроскопическом уровне в ней прослеживается формирование расщеплен-

ных кристаллов кальцита (конус-в-конусе). Субстратом для их роста выступают карбонатизированные битуминозно-глинистые слойки, аналогичные описанным выше в составе аргиллитов. С ростом кристаллов кальцита уменьшается доля глинистого вещества в породе, хотя фиксируются участки, также карбонатизированные, сохранившие реликты органо-минеральных фаз, придающие веществу черный цвет (рис. 9). На макроскопическом уровне эти процессы выражаются в чередовании светлых и темных зон в породе.

Подошвенная часть “плиты” представлена крупнокристаллическим доломитистым известняком, в котором между гранями кристаллов фиксируются многочисленные глинисто-битуминозные пленки.

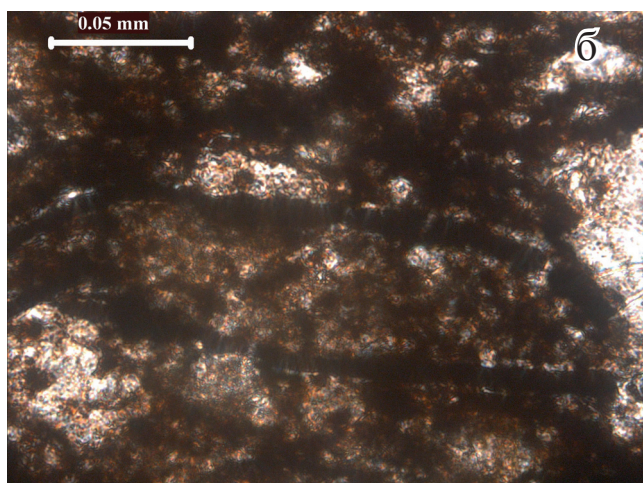
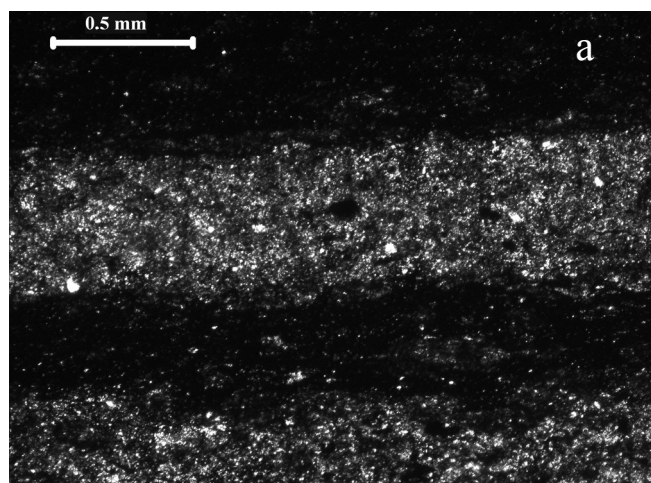


Рис. 8. Карбонатные аргиллиты из верхнего прослоя пачки переслаивания.

а – горизонтальная микрослоистость, связанная с изменением состава породы; б – кристаллы карбонатных минералов в “граптолитовом” слое; ник. +.

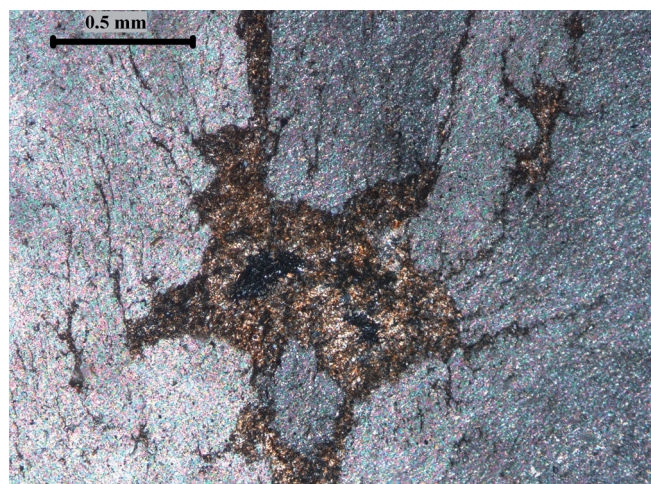


Рис. 9. Фото шлифа породы карбонатной “плиты”.
Карбонизированные битуминозно-глинистые реликты, ник. +.

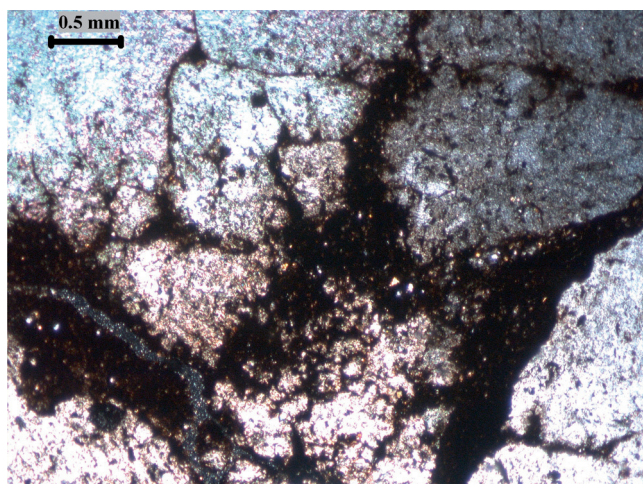


Рис. 10. Фото шлифа антраконитовой конкреции из разреза на р. Лава.

Радиально-лучистый рост кристаллов кальцита подчеркнут распределением битуминозно-глинистого вещества, ник. +.

Таблица 1. Содержание породообразующих минералов в антраконитах, по данным полуколичественного рентгенофазового анализа (%)

Минерал	р. Ломашка	р. Ижора	р. Лава	р. Сясь
Кальцит	80	41	15	82
Доломит	6	32	74	16
Кварц	14	27	11	2

Схожие микроструктуры и подобный характер перераспределения вещества проявляется и в антраконитовых конкрециях. Единственным принципиальным отличием роста кристаллов (преимущественно кальцита и в меньшей степени доломита) является их изотропное радиально-лучистое распределение (рис. 10).

В минеральном составе антраконитовых образований преобладают кальцит и доломит, в качестве постоянной примеси присутствует кварц, содержание глинистых минеральных фаз составляет менее 5%. Соотношение кальцита и доломита варьируют в антраконитах из разных разрезов (табл. 1), но наиболее частым является существенное преоб-

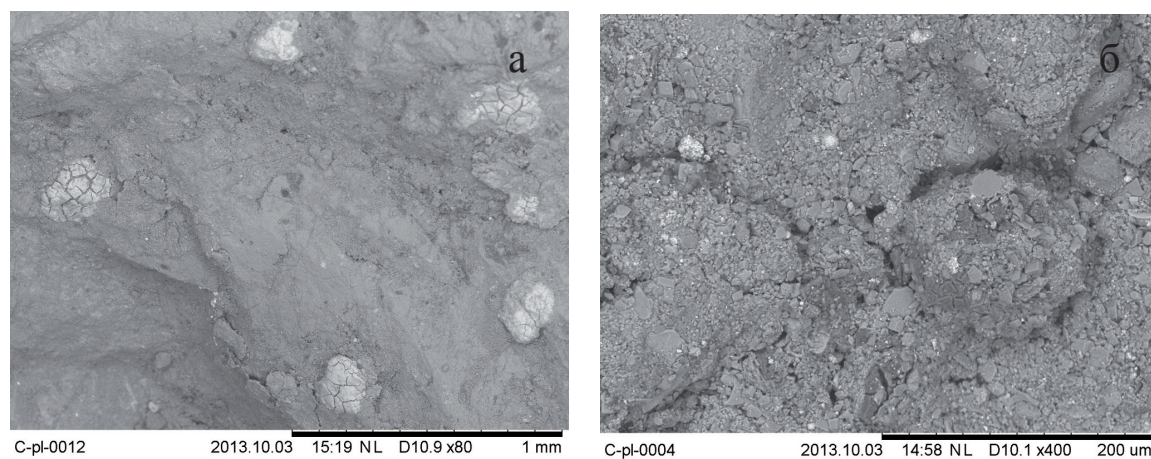


Рис. 11. Электронно-микроскопические изображения скола карбонатной “плиты”.

а – кристалло-агрегатная структура основного “тела” плиты с овальными агрегированными зернами пирита, б – карбонатные сферические микроагрегаты

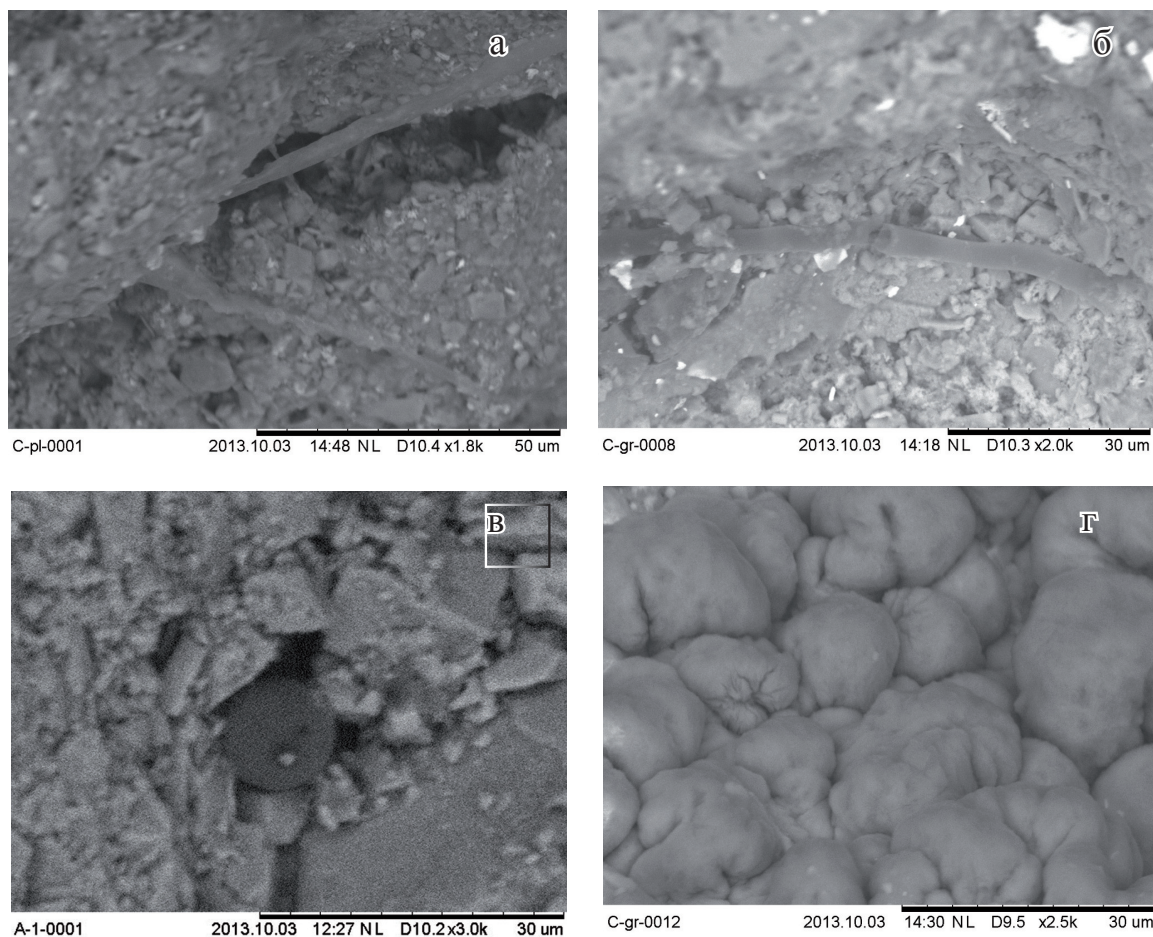


Рис. 12. Электронно-микроскопические изображения скола карбонатной “плиты” (а, г) и антраконитовой конкреции (б, в).

Копорская свита, нижний ордовик; а – нитевидно-коккоидные образования углеродисто-известкового состава, б – нитевидные включения углеродисто-известкового состава, в – коккоид углеродисто-известкового состава, г – колония мелких коккоидных форм.

Таблица 2. Нормализованные содержания химических элементов (%), по данным рентено-флюоресцентного анализа

Элемент	Объект, место отбора		
	плита, р. Сясь	антраконит, р. Сясь	антраконит, р. Ижора
Ca	95.60	79.28	62.6
Si	1.73	10.60	3.36
Fe	0.59	1.90	12.00
Al	0.56	2.70	1.12
Mg	0.42	0.61	17.6
K	0.57	3.63	0.84
S	0.10	0.24	0.45
Mn	0.26	0.38	1.75
P	0.01	0.08	0.03
Ti	0.00	0.30	0.07
Sr	0.07	0.07	0.03
Na	0.00	0.02	0.00
Zn	0.00	0.00	0.03
Cl	0.00	0.05	0.10
V	0.00	0.07	0.02
Cu	0.00	0.06	0.00
Zr	0.00	0.01	0.00

ладание кальцита над доломитом. Кристаллы доломита имеют правильный ромбоэдрический габитус, что, очевидно, указывает на их вторичный генезис.

По химическому составу породы карбонатной “плиты” и антраконита отличаются высоким содержанием **Ca** (табл. 2), что хорошо согласуется с известковым минеральным составом. В антраконите из разреза в долине р. Ижоры заметно увеличено содержание **Mg**, что отражает увеличение содержания доломита в этих конкрециях.

Вариации в содержаниях **Si, Al, K, Fe и S** отражают примесь глинистых минералов и сульфидов. В целом, химический состав конкреций существенно более бедный, по сравнению с вмещающими черными аргиллитами [30]. Данные химических анализов хорошо согласуются с минеральным составом пород, изученным петрографическим, рентгенофазовым и электронно-микроскопическими методами.

Электронно-микроскопические исследования выявили многочисленные микрокомпоненты породы, очевидно биологической природы. Так, на фоне кристалло-агрегатной ультраструктуры антраконитовой “плиты” наблюдаются многочисленные овальные агрегированные зерна, размерами от 30 до 200 мкм, пиритизированные или покрытые корочками гидроокислов железа (рис. 11а). Окисление, по-видимому, следует отнести к современным процессам выветривания породы. Агрегаты имеют сложное строение, размеры отдельных “зерен” в их составе приближаются к разрешающей способности микроскопа (рис. 11б). Схожие образования описываются в литературе как колонии коккоидных бактерий [6].

Микронзондовые спектры состава в разных точках скола показывают наличие как чистого известкового материала, так и примеси доломита и алюмосиликатов. А в темных областях изображений породы фиксируется высокое содержание углерода.

В составе “плиты” и антраконитовых конкреций выявлены многочисленные нитевидные, нитевидно-коккоидные (рис. 12а, б) и коккоидные (рис. 12в, г) образования. Схожие нитевидные структуры часто трактуются как цианобактерии [4]. Одиночные коккоидные формы (рис. 12в) по мнению этих авторов морфологически напоминают известковый хотя, другими исследователями эти образования идентифицируются как остатки фоссилизированных эвкариот [4]. Природа колониальных форм (рис. 12г) не ясна.

В структуре антраконитовых конкреций на электронно-микроскопических снимках хорошо фиксируется распределение углеродисто-битуминозного вещества с примесью алюмосиликатов в кристаллической массе породы (рис. 13а). Эти микрозоны переполнены сферическими образованиями углеродистого состава и микро-агрегатного строения, размером в первые десятки мкм, часто с признаками кальцитизации (рис. 13б).

Обычными формами сульфидной минерализации в карбонатах являются и фрамбоидальные формы пирита, размером от первых микрон до десятков мкм.

Таким образом, карбонатным образованиям в аргиллитах копорской свиты присущи специфические структуры, характерные для микробиолитов и широкий набор микрокомпонентов биологической природы. Не являясь специалистами в области микрорепалеонтологии, авторы не берутся устанавливать биологическую природу данных форменных элементов, но обращают внимание на их обилие в карбонатных образованиях рассматриваемой свиты. Известковые минеральные фазы характеризуются комплексом признаков, указывающим на их сингенетическое происхождение. Текстура конус-конуса является макроскопическим проявлением процессов перераспределения вещества при увеличении содержания карбонатной фазы в породе, единственным правдоподобным объяснением которому являются процессы карбонатной биоминерализации. Последовательное изменение состава и структур вмещающих аргиллитов указывает на то, что эти процессы связаны с изменением условий осадконакопления, сопровождавшихся сменой геохимической обстановки в осадочной среде.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Существенной частью состава копорских аргиллитов является ОВ. Содержание минеральной фазы аргиллитов составляет 80–86%, а органической

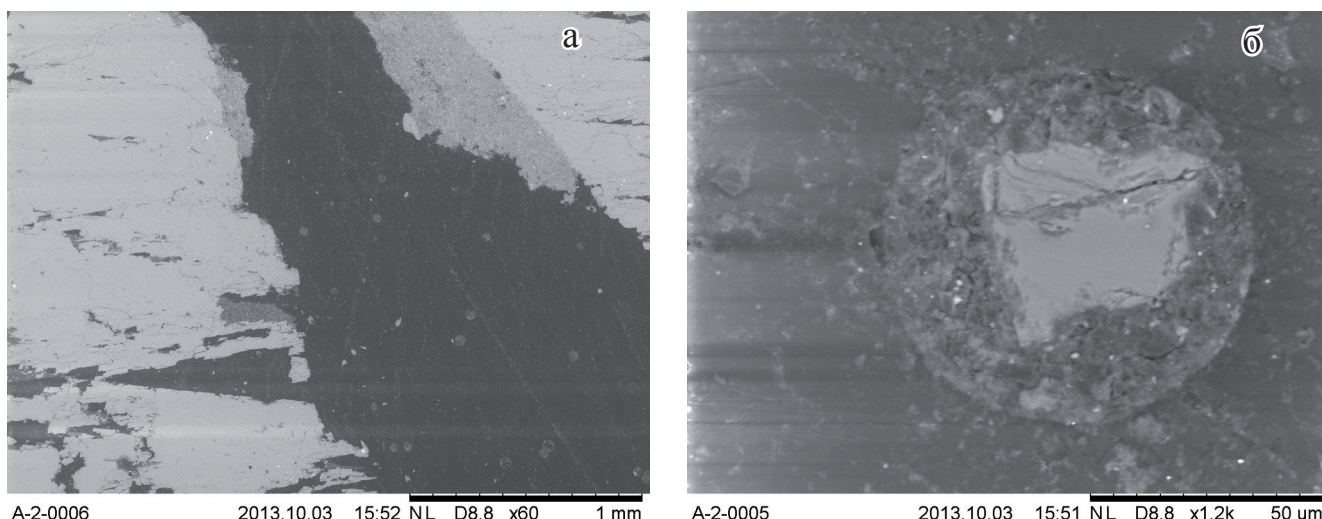


Рис. 13. Электронно-микроскопические изображения скола антраконитовой конкреции, копорская свита, нижний ордовик.

а – углеродисто-битуминозные микрозоны между кристаллами кальцита, б – кальцитизация по углеродисто-битуминозному микроагрегату.

– 14–20% [16]. Согласно классификации А.А. Гинзбурга [10], копорские аргиллиты относятся к коллоальгинитовому типу и представляют собой продукт разложения планктонных водорослей с участием остатков фитобентоса и животных организмов. По данным Ю.И. Корчагиной и И.Ф. Юсуповой [17], в составе копорских аргиллитов коллоальгинитовая масса составляет 95–100% от всего петрографически наблюдаемого ОВ и лишь изредка встречаются форменные компоненты водорослей и фрагменты граптолитов. По другим номенклатурам петрографических типов, кероген аргиллитов сложен бесструктурным ОВ – сапроколлинитом [5], агрегированным с глинистым веществом. Отмечается, что формирование подобного типа ОВ связано с высоким исходным содержанием углеводно-белковых компонентов.

Рассеянное ОВ является существенной частью копорских аргиллитов. Содержание Сорг в них составляет 8–12% [27, 28, 30]. Для хлороформенного битумоида (Ахл) ОВ аргиллитов характерна обедненность углеводородными структурами и высокое содержание кислородных групп в бензольных и спирто-бензольных смолах. Распределение н-алканов заканчивается на C_{28} , жидкие н-алканы составляют всего 5%. Максимум в распределении н-алканов приходится на C_{20-22} [12]. Подобное распределение типично для РОВ микробияльного генезиса [33].

Природа ОВ “диктионемовых сланцев” до сих пор трактуется неоднозначно. По данным С.И. Жмура [12, 13] основными продуцентами ОВ в этих породах являются комплекс цианобактерий с доминирующими колониальными *Microcoleus*

chthonoplastes, зеленые бактерии рода *Chloroflexus*, микроколонии пурпурных бактерий *Thiocapsa* и *Thiocystes* и др., при этом автор отмечает крайне редкие включения детрита бентосной и планктонной фауны. По С.И. Жмуру, все копорские аргиллиты по своей природе представляли собой цианобактериальный мат [13].

Аллохтонное ОВ по С.И. Жмуру, представляло собой разложенные остатки микроорганизмов пресноводных озер, занесенные с терригенным стоком в морской бассейн. Этим же автор объясняет и повышенное содержание азота в гуминовых кислотах ОВ аргиллитов. Первое предположение кажется вполне вероятным, а высокое содержание азота может быть объяснено и с другой позиции, например, высоким исходным содержанием хитина из-за большого количества детрита граптолитов, которое существенно выше, чем указывается в приведенных работах. Таким образом, наиболее убедительно выглядит предположение В.А. Успенского, который рассматривал “гумусовую” составляющую ОВ как продукт разложения аминокислот хитина граптолитов, несущих в себе свойства и углеводной, и белковой молекул [28].

Неоднозначность трактовки генезиса ОВ копорских аргиллитов, по-видимому, действительно связана со специфическим набором живых организмов и продуктов их трансформации. В ряду этих организмов присутствовали: псевдопланктонные и отчасти бентосные формы рода *Dictionema*, в незначительных количествах фосфатный детрит раковин оболрид, известковый планктон, существенную часть составляли альго-бактериальные микроорганизмы. Развитие альго-бактериальных сообществ

предопределяет карбонатную минерализацию. Этот процесс описан в многочисленных работах и смоделирован экспериментально [4, 14, 19, 23, 26, 35 и др.].

Выявленные в терригенном разрезе пакерортского горизонта карбонатные образования, очевидно, являются прямым подтверждением развития цианобактериальных сообществ в раннем ордовике. По содержанию ОВ эти образования существенно уступают вмещающим породам, но при этом концентрация в них Сорг в 2–3 раза превышает кларковое значение (0.2%). Выход Ахл ниже кларкового (0.3%), что указывает на обедненность РОВ углеводородными структурами. В групповом составе ОВ карбонатной “плиты” фиксируется высокое содержание гуминовых кислот. Для РОВ вмещающих пород этот факт объясняется быстрой консервацией ОВ в литифицированных чехлах микроорганизмов в условиях восстановительной среды [12]. Этот же процесс, усугубленный быстрой карбонатной минерализацией мог протекать и в цианобактериальном известковом мате. Впрочем, содержание гуминовых кислот в породе (0.05%) отвечает стадии протокатагенеза, что соответствует геотермальной истории нижнеордовикской толщи. В групповом составе ОВ антраконита фиксируется высокий выход спирто-бензольного битумоида, что связано с высоким содержанием кислородных гетеросоединений (табл. 3). Преобладающими в составе хлороформенного битумоида являются смолы, а в составе углеводородов существенно преобладают метан-нафтеносы (табл. 4). Максимум в распределении н-алканов приходится на C_{20-22} с небольшим дополнительным пиком на C_{15-19} , что указывает на существенный вклад “альго-бактериального” ОВ при небольшой примеси гидробионтного. Приведенные геохимические характеристики очень близки таковым вмещающих пород, соответствуют предположению о едином источнике ОВ и схожих процессах их трансформации.

Таким образом, состав РОВ карбонатной “плиты” и антраконитовой конкреции указывают на их парагенез с вмещающими аргиллитами и существенный вклад исходного альго-бактериального материала.

ГЕНЕЗИС

При интерпретации генезиса антраконитовых конкреций и особенно протяженной карбонатной линзы в подошве аргиллитов принципиальным являются ответы на вопросы о стадии литогенеза, об обстановках осадконакопления, о геохимических и биохимических предпосылках возникновения карбонатных микробиальных образований. Положение карбонатной плиты в разрезе, вещественно-структурные признаки слагающей ее породы, закономерное изменение состава и микроструктур подстилающих пород, позволяют уверенно говорить

Таблица 3. Геохимические параметры рассеянного органического вещества в антраконитах копорской свиты

Место взятия образца	Тип породы	Содержание в породе, %						Групповой состав ОВ, %		
		Н.О.	CaCO ₃	Скарб	Сорг	ОВ	Ахл	Асп-б	ГК	ООВ
р. Сясь	карбонатная “плита”	9.1	90.9	10.9	0.62	0.80	0.0083	0.0159	0.05	90.8
р. Ижора	антраконитовая конкреция	3.7	96.3	11.5	0.44	0.57	0.0124	0.0377	0.00	91.3

Примечание. Н.О. – нерастворимый остаток, ОВ – органическое вещество, Ахл – хлороформенный битумоид, Асп-б – спирто-бензольный битумоид, ГК – гуминовые кислоты, ООВ – остаточное (нерастворимое) органическое вещество

Таблица 4. Групповой состав хлороформенного битумоида и фракционный состав углеводородов

Место взятия образца	Тип породы	Состав Ахл, %			УВ, %			Состав УВ, %		Me-Nf/Ar
		масла	смолы	асф-ны	в породе	в ОВ		Me-Nf	Ar	
р. Сясь	карбонатная “плита”	48.2	50.6	1.2	0.004	0.50		66.7	33.3	2.0
р. Ижора	антраконитовая конкреция	45.8	50.0	4.2	0.006	0.99		58.5	41.5	1.4

Примечание. Ахл – хлороформенный битумоид, УВ – углеводороды, асф-ны – асфальтены, Me-Nf – метан-нафтеносы, Ar – ароматические УВ

о ее сингенетичном образовании и вероятном продолжении процесса карбонатизации или перекристаллизации в раннем диагенезе.

Важным признаком стадийности образования подобного протяженного карбонатного тела является текстура конус-в-конусе. Явление расщепленного роста кристаллов известно для многих минералов, хорошо изучено и подтверждено экспериментально [7, 11, 29]. Все формы такого роста возникают непосредственно в ходе кристаллизации. При этом, одной из главных причин расщепления является присутствие в среде кристаллизации механических примесей, соизмеримых с толщиной слоев нарастания вещества кристалла. Твердые частицы, адсорбированные растущей гранью, заставляют новые нарастающие слои отклоняться от параллельного положения. Так формируются агрегаты расходящихся кристаллов – “веера”, “снопы” и в предельном случае сферолиты. Необходимым условием роста подобных кристаллов является свободный объем, т.е. этот процесс невозможен в условиях уплотненной породной среды и может протекать либо на стадии осадкообразования, либо в раннем диагенезе в водонасыщенном осадке. Таким образом, сама текстура конус-в-конусе является индикатором ранних диагенетических или даже сингенетических процессов. Приуроченность текстуры к подошве слоя можно объяснить тем, что рост кристаллов был направлен в сторону свободного объема водонасыщенной среды подстилающих песчаных осадков и контролировался диффузионно-фильтрационным механизмом перераспределения вещества. Отсутствие подобной текстуры в кровельной части, по-видимому, связано с динамикой придонной среды.

Последовательность осадочных пород в разрезе позволяет достаточно уверенно диагностировать их фациальную природу и проследить зависимость между обстановками седиментации. Так, в настоящее время уже нет сомнений в мелководности бассейнов формирования илов копорского времени. Этой точки зрения придерживались еще Л.Д. Мирошников [21], А.М. Обут [22], Р.Ж. Ульст [27] и др., в настоящее время эти взгляды изложены в работах С.И. Жмура [12, 13]. Большинство авторов в качестве наиболее вероятной обстановки осадконакопления называют мелководную часть лагунной зоны раннепалеозойского эпиконтинентального моря.

Л.Е. Поповым, К.К. Хазановичем и др. [24] приводится анализ условий образования кембрийско-ордовикской терригенной толщи на основе геологических и палеоэкологических данных. Авторы указывают, что палеогеографические перестройки в приглинтовой полосе резко проявились в середине пакерортского времени в связи с накоплением мощных баровых комплексов вдоль побережья и возникновением высокопродуктивного морско-

го бассейна с эстуариевым типом циркуляции. Все это способствовало накоплению органогенных глинистых илов. Хотя некоторые детали развития бассейна в копорское время остаются дискуссионными, бесспорным считается мнение о возникновении в придонных условиях бескислородной среды. М.Н. Альтгаузен и В.А. Успенский [1] указывали на вероятность существования протяженных проливнообразных морских бассейнов, в которых происходило накопление черных илов. Они указывали на изменчивость геохимической среды по площади бассейна. Ими было установлено, что в открытой части бассейна нижняя граница кислородсодержащих вод всегда находилась выше осадка, а в проливнообразной – вблизи поверхности осадка, опускаясь временами ниже раздела осадок–вода. С геохимической точки зрения при периодическом осушении локальной территории это создавало самые благоприятные условия для формирования микробных карбонатов.

Состав пород и последовательность их залегания в обнажениях на р. Сясь позволяют рассматривать карбонатную “плиту” как классический цианобактериальный мат, относящийся к супралиторальной зоне. Изученные разрезы аналогичны подобным разрезам с цианобактериальными матами, описанными в классических седиментологических работах [25]. В строении этих разрезов в верхнем полуметровом слое выделяются снизу вверх: лагунные отложения, обогащенные карбонатами водорослевые “торфяники” и собственно водорослевые маты. В изученных разрезах прослеживается очень сходная картина распределения пород. Лагунным отложениям соответствуют песчанисто-алевритовые аргиллиты, которые сменяются алевро-глинистыми-известковыми микститами с компонентами водорослевой природы и завершается разрез кристаллической карбонатной породой с многочисленными водорослево-бактериальными фрагментами и небольшой примесью терригенного материала. Таким образом, изученный вещественный состав карбонатной “плиты” не оставляет сомнений в ее микробной природе, а состав РОВ указывает на преобладающий водорослево-бактериальный генезис.

Процесс образования кальцита по водорослевым пленкам, пожалуй, лучше всего описан в работах В.К. Орлеанского с соавторами [18, 23]. На основе лабораторного моделирования этими авторами прослежены процессы карбонатной биоминерализации, установлено, что при жизни водорослей и активном их влиянии карбонатные минеральные фазы отлагаются только в виде тонких прослоев или корочек в приповерхностной части водорослевой пленки. Тонкие кристаллы кальцита выпадают в самой верхней приповерхностной части водорослевой пленки и всегда оказываются заключенными в промежутках между водорослевыми ни-

тиями. Растущий цианобактериальный мат состоит почти целиком из органического водорослевого вещества, при этом живые цианобактерии находятся только в самой верхней части этих построек, на глубинах до нескольких миллиметров, редко до 1–2 см. В этой зоне и осуществляется их активное воздействие на осаждение карбоната. В нижних слоях водорослево-бактериального мата основная роль принадлежит бактериям-деструкторам, которые разлагают и перерабатывают исходную водорослевую биомассу. При этом образуется свободное пространство, которое в ходе раннего диагенеза заполняется карбонатами, выпадающими из поровых придонных вод. При таком ходе процесса верхняя часть цианобактериальных матов имеет субпараллельную слоистость, а нижняя – более массивна. Процессы перекристаллизации карбонатных минералов в нижней части постройки при наличии пористого, фильтрационно-емкого субстрата подстилающих песчаных отложений могут приводить к формированию текстуры конус-в-конусе. Все выводы, полученные микробиологами равным образом относятся и к неприкрепленным водорослево-бактериальным образованиям – онколитами.

Широко распространенные в копорских аргиллитах антраконитовые конкреции, в отличие от карбонатной “плиты”, по-видимому, являются чисто диагенетическими образованиями, возникшими в условиях мягкого обводненного осадка. На это указывают их сферические формы и свободный периферический рост кристаллов (преимущественно кальцита). Отдельные антраконитовые конкреции отличаются более высоким содержанием доломита, чем карбонатные фазы цианобактериального мата. При этом, судя по форме кристаллов и их взаимоотношению с компонентами породы, этот минерал имеет вторичный генезис и образовывался на постседиментационном этапе формирования осадка. Вполне вероятно, что “затравкой” для роста конкреций могли служить онколиты. Наличие ядра, часто наблюдающегося в конкрециях, является аргументом в пользу этого предположения. Впрочем, этот вопрос требует дополнительных исследований.

Таким образом, установлена сложная седиментационно-микробиальная природа карбонатных образований в копорских аргиллитах. Впервые в подошве пород копорской свиты описана протяженная карбонатная линза – продукт “жизнедеятельности” цианобактериального мата, формирование которого является результатом совокупного действия биологических, геохимических и литодинамических факторов. Выявлены признаки биогенной минерализации, подтверждающие ее микробиальную природу. Сходными чертами состава и геохимического типа РОВ характеризуются и антраконитовые конкреции, но их образование протекало на стадии диагенеза и явилось результатом дей-

ствия биохемотронных (микробиальных) и диффузионных физико-химических процессов.

Авторы выражают благодарность доктору геол.-мин. наук А.В. Лаломову (ИГЕМ РАН) за участие в полевых изучениях разрезов, канд. геол.-мин. наук А.Р. Нестерову и канд. геол.-мин. наук С.Ю. Янсон (СПбГУ) за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований, заведующей Лабораторией органической геохимии ВНИИОкеангеология доктору геол.-мин. наук В.И. Петровой за предоставленные данные по составу РОВ, ст. преподавателю А.П. Бороздину за предоставленные данные рентгено-спектрального флуоресцентного силикатного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтгаузен М.Н., Успенский В.А.* Геохимия углеродистого вещества нижнепалеозойских черных сланцев // Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. Вып. 7, кн. I. М.: Наука, 1981. С. 34–42.
2. *Антошкина А.И.* Palaeomicrocodium как индикатор стрессов в позднедевонских рифовых экосистемах // Геология девонской системы: мат-лы междунар. симпози. Сыктывкар: Геопринт. 2002. С. 53–56.
3. *Антошкина А.И., Седаева К.М.* Палеоикрокродии и их природа // Водоросли в эволюции биосферы: мат-лы I палеоальгологической конф. М.: ПИН РАН, 2013. С. 7–8.
4. *Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р., Жегалло Е.А., Жмур С.И., Карпов Г.А., Орлеанский В.К., Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Сумина Е.Л., Ушатинская Г.Т., Хувер Р., Школьник Э.Л.* Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Научные редакторы А.Ю. Розанов, Г.Т. Ушатинская. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.
5. *Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П., Пронин С.В.* Микрокомпонентный состав ОБ “черных сланцев” Бискайского залива и их нефтематеринский потенциал // Накопление и преобразование сидикахитов. М.: Наука, 1978. С. 18–38.
6. *Бортников Н.С., Новиков В.М., Жухлистов А.П., Боева Н.М., Соболева С.В., Жегалло Е.А.* Биогенный наноматерит в кирасе бокситоносной коры выветривания базальтов южного Вьетнама // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 2. С. 207–210.
7. *Булах А.Г.* Общая минералогия. СПб.: СПбГУ, 1999. 354 с.
8. *Вараксина И.В., Хабаров Е.М.* Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байкитской антеклизы (запад Сибирской платформы) // Литосфера. 2007. № 4. С. 59–72.
9. Геология СССР. Т. I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. Северо-западное территориальное ГУ. М.: Недра, 1971. 504 с.
10. *Гинзбург А.А.* Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР) // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 39–52.

11. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Львовский университет, 1961. 285 с.
12. Жмур С.И. Происхождение горючих сланцев ордовика Прибалтийской синеклизы. Сообщение 1. Диктионемовые сланцы // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 78–86.
13. Жмур С.И. Роль цианобактериальной системы в формировании высокоуглеродистых пород. М.: КомКнига, 2010. 160 с.
14. Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию. М.: Кн. дом “Университет”, 2001. 256 с.
15. Кальо Д.Л. О граптолитовых зонах тремадока и арегны Прибалтийской и Московской синеклиз // Граптолиты СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 31–36.
16. Климина Л.В., Летушова И.А. Петрографические и химические особенности диктионемовых сланцев и кукерситов Прибалтийского бассейна // Угольные бассейны и условия их формирования. Ч. 2: Накопление, преобразование органического вещества угольных пластов: тез. докл. 6-го Всес. геол. угольн. совещ. Львов: Институт горюч. ископ. Укр. АН, 1980. С. 126–127.
17. Корчагина Ю.И., Юсупова И.Ф. Особенности состава органического вещества горючих сланцев // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С. 165–169.
18. Крылов И.Н., Орлеанский В.К. Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках (искусственные строматолиты и онколиты) // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
19. Лучинина В.А. Эволюция альгофлоры на рубеже протерозоя и фанерозоя // Водоросли в эволюции биосферы: мат-лы I палеоальгологической конф. М.: ПИН РАН, 2013. С. 78–81.
20. Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. 267 с.
21. Мирошников Л.Д. Палеогеография и история граптолитовых фаций арктической части СССР // Региональная палеогеография. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 25–32.
22. Обут А.М. Дендроидеи северо-запада Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. Нов. Серия. 1953. Вып. 78. С. 26–57.
23. Орлеанский В.К., Жегалло Е.А., Колотилова Н.Н., Зайцева Л.В., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. Цианобактериальные маты (полевые и экспериментальные результаты) // Водоросли в эволюции биосферы: мат-лы I палеоальгологической конф. М.: ПИН РАН, 2013. С. 89–92.
24. Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
25. Рединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. В 2-х томах. Т. 1. М.: Мир, 1990. 352 с. Т. 2. М.: Мир, 1990. 384 с.
26. Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтол. журнал. 2003. № 6. С. 41–49.
27. Ульст Р.Ж. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. Рига: Изд-во АН Латв. ССР, 1959. 114 с.
28. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 312 с.
29. Шубников А.В., Парвов В.Ф. Зарождение и рост кристаллов. М.: Наука, 1969. 70 с.
30. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
31. Юсупова И.Ф. Органическое вещество прибалтийских граптолитовых сланцев // Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. Вып. 7, кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 141–146.
32. Mamet B.L., Roux A. Algues devono-carbonifères de l'Australie // Rev. Micropaleontol. 1983. V. 26, № 2. P. 63–131.
33. Peters K., Walters C., Moldowan J. The biomarker guide. Cambridge University Press, 2004. 1155 p.
34. Racki G. Silica-secreting biota and mass extinctions: survival patterns and processes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V. 154. P. 107–132.
35. Riding R. Calcareous algae and stromatolites. Springer-Verlag, Berlin. 1991. 571 p.

Рецензент М.Т. Крупенин

Calcareous microbialites in the argillites of Koporskaya Formation in the north-west of Moscow syncline

M. A. Tugarova*, M. V. Platonov**

*VNIIOkeangeologia

**St. Petersburg State University

For the first time there is the characterization of calcareous microbialites in the bituminous argillites of Koporskaya Formation of the Lower Ordovician in the north-west of Moscow syncline. Their location, morphology, lithological and geochemical characteristics and genesis are considered.

Key words: Cambrian-Ordovician clastic strata, Koporskaya Formation, Dictyonema shales, argillites, antraconite, calcareous microbialites, cyanobacteria, cyanobacterial mat.