

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ТЕРМАЛЬНОГО КАТАГЕНЕЗА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ПАЙ-ХОЙСКОГО ПАРАВТОХТОНА ПО ИНДЕКСАМ ОКРАСКИ КОНОДОНТОВ

© 2017 г. А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
E-mail: micropalaeontology@gmail.com

Поступила в редакцию 27.01.2016 г.

Принята к печати 27.03.2016 г.

Палеозойский интервал разреза северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона сложен преимущественно мелководными (отмельными) известняками и доломитами, в которых известны многочисленные проявления битумов. Повышенные концентрации битума приурочены к зонам дробления и трещиноватости с простиранием по азимутам 20–40°, 60–70°, 110–130° и пятнам доломитизации. Для палеозойских пород паравтохтона характерны индексы окраски конодонтов от 3.5 до 5.5, что отвечает стадиям катагенеза МК4-МК3 и выше (температуры прогрева 180–350°C). Степень термального катагенеза демонстрирует отчетливый стратиграфический тренд: средняя температура меняется от 300°C для ордовикских отложений до 170–200°C для среднекаменноугольных. Установленный тренд позволяет предполагать, что нижний палеозой находился в “нефтяном окне” в средне-позднекаменноугольное время. В это время могли происходить мобилизация органического вещества из раннепалеозойских отложений, последующая миграция углеводородов по зонам трещиноватости восточного и северо-восточного простирания и формирование битумопроявлений в карбонатном палеозое.

Ключевые слова: *Пай-Хой, карбонатный паравтохтон, степень катагенеза, индексы окраски конодонтов.*

ВВЕДЕНИЕ

На севере Пай-Хоя карбонатный паравтохтон образует крупную структуру, обрамляющую с северо-востока Коротайхинскую впадину. С северо-востока и юго-запада он ограничен зонами крупных разрывных нарушений – Главным и Южным Пайхойскими надвигами [8, 12] (рис. 1). Для паравтохтона характерно развитие интенсивной складчатости (до изоклинальной) и разрывных нарушений различной ориентировки и кинематики.

Палеозойский интервал разреза северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона сложен преимущественно мелководными (отмельными) известняками и доломитами, в которых известны многочисленные битумопроявления (антраксолиты) [11].

Исследования показали, что рассеянные включения, пятна и пленки твердых битумов отмечаются в известняках и доломитовых известняках практически по всему разрезу палеозоя – от лосевской толщи силура-нижнего девона до чайкинского органогенного массива среднего карбона. Повышенные концентрации битума приурочены к зонам дробления и трещиноватости с простиранием по азимутам 20–40°, 60–70°, 110–130° и пятнам доломитизации. Об-

щий объем насыщенных битумом участков в породе, как правило, не превышает 10%.

В работах 1968–1970 гг. под руководством В.И. Бондарева по оценке нефтегазоносности северо-восточной части Тимано-Печорской провинции и шельфа Печорского и Баренцева морей (неопубликованный отчет) эти проявления твердых битумов рассматривались как следы интенсивной миграции углеводородов, проходившей на стадии метакатагенеза известняков. Однако систематических работ по оценке глубины термальной переработки карбонатных отложений паравтохтона, вмещающих битумопроявления, до настоящего времени не проводилось.

Цель данной работы состоит в оценке степени термального ката- и метакатагенеза карбонатных отложений палеозоя северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исходный материал был собран в рамках работ по ГДП-200 территории листа R-41-XIX. Его изучение позволило уточнить характеристику разреза карбонатного паравтохтона и геологическое строение территории [5]. Изученные разрезы были опро-

бованы на конодонты и практически все стратиграфические подразделения от силура до среднего карбона охарактеризованы этими органическими остатками.

Низкое содержание в карбонатах автохтонного органического вещества и наличие представительной коллекции конодонтов обусловили выбор метода оценки степени термальной измененности пород – по индексам окраски конодонтов.

Ископаемые остатки конодонтов – конодонтовые элементы – представляют собой фосфатные зубообразные структуры, служившие частями ротового аппарата конодонтов и состоящие из разновидности фторапатита с примесью (до 3–4%) органического вещества (преимущественно коллагена). Специфическим аспектом тафономии конодонтов является изменение окраски конодонтовых элементов под воздействием повышенных температур и циркулирующих в породе растворов [16]. Экспериментально установленная зависимость изменения окраски от интенсивности и длительности термального воздействия позволяет использовать цвет конодонтов, выраженный через индексы окраски (ИОК), для приблизительной оценки степени термального преобразования вмещающих пород [16]. Физический механизм изменения окраски конодонтовых элементов достаточно прост – при нагреве органическое вещество, содержащееся в твердых тканях (преимущественно коллаген), разлагается с выделением тонкодисперсного графитоподобного углерода, что ведет к почернению конодонтовых элементов [19]. Начиная с определенной температуры происходят удаление (окисление) углерода и перекристаллизация фосфата кальция, что приводит к осветлению конодонтовых элементов вплоть до их полного обесцвечивания.

Индексы окраски конодонтов – это безразмерные величины от 1 до 8, характеризующие цвет конодонтовых элементов: индексу 1 отвечает светлый медово-желтый цвет, индексу 5 – черный, индексу 8 – прозрачно-белый (см. таблицы в [16]). Индексы окраски наиболее надежно определяются по цвету ламеллярной ткани конодонтовых элементов. Поэтому перед определением ИОК проводится гистологическое экспресс-исследование и выделяются структуры, сложенные именно ламеллярной тканью.

Зависимость ИОК от температуры термального преобразования вмещающей породы иллюстрируется графиком, представленным на рис. 2 [18, 21]. Получаемые по ИОК значения температуры катагенеза носят оценочный характер. Погрешность визуального определения ИОК составляет 1/4 единицы, что приводит к ошибке определения температур. С увеличением степени катагенеза (в диапазоне ИОК от 1 до 6) погрешность определения температуры снижается с 20 до 10%.

Методика определения степени термального изменения вмещающих отложений по ИОК успеш-

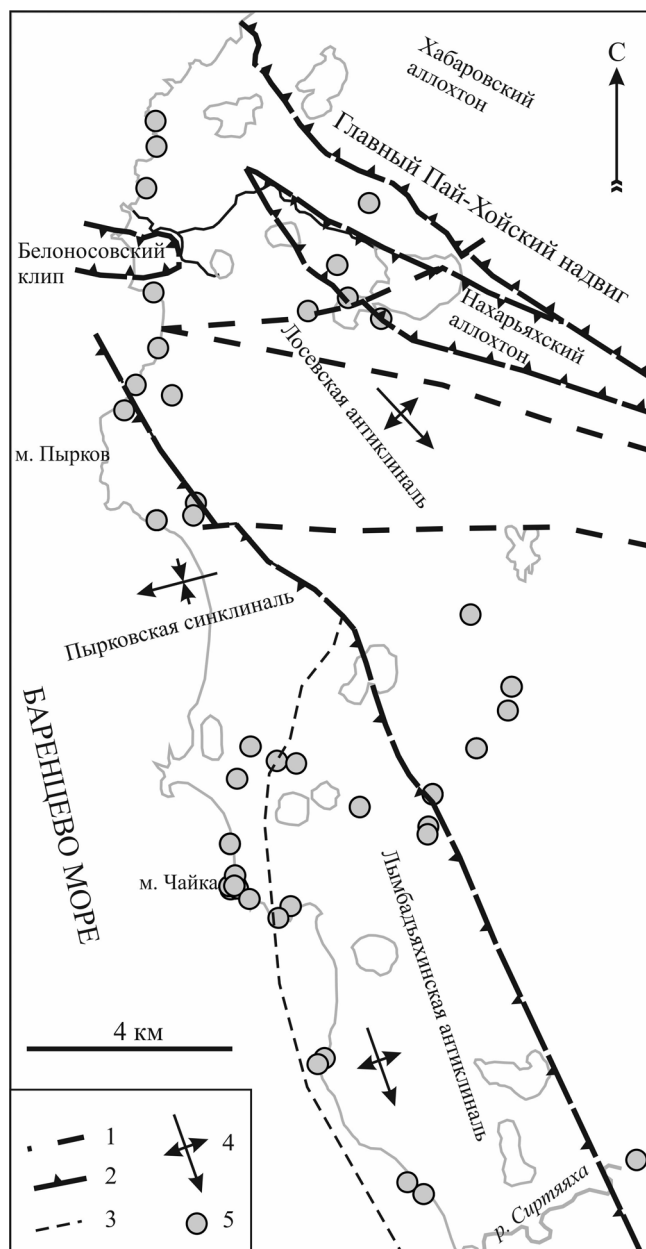


Рис. 1. Схематическая карта северо-запада Пай-Хойского карбонатного паравтохтона.

1 – взбросы и сдвиги, 2 – надвиги, 3 – границы крупных пликтивных структур, 4 – шарниры крупных пликтивных структур, 5 – точки наблюдения с находками конодонтов.

Fig. 1. Schematic map of the north-western part of the Pay-Khoy carbonate parautochthone.

1 – reverse and strike-slip faults, 2 – thrusts, 3 – boundaries of major folded structures, 4 – major fold axis, 5 – conodont localities.

но используется в геологической практике более 30 лет [3, 4, 13, 15–18, 20]. При этом результаты демонстрируют хорошую сходимость с данными, полученными другими методами [2, 4, 7, 14, 16].

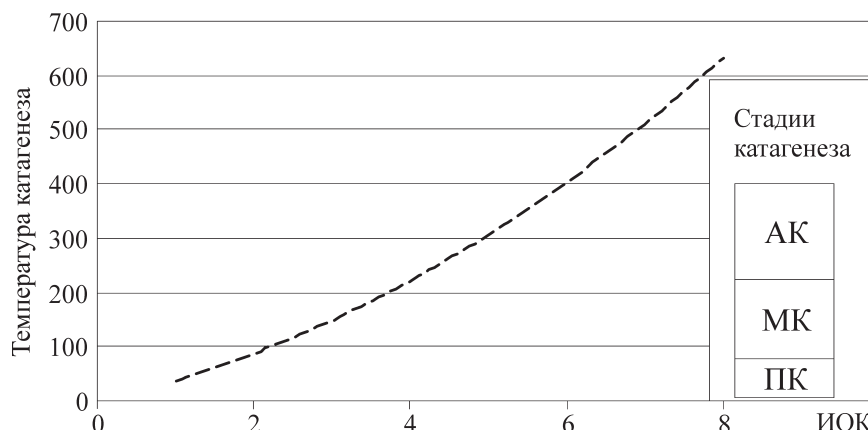


Рис. 2. Зависимость индексов окраски конодонтов (ИОК) от степени термального катагенеза (по [18] с дополнениями).

Fig. 2. Dependence of conodont alteration indexes (CAI) from the thermal maturity of the host rocks (by [18] with additions).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеозойский разрез севера карбонатного паравтохтона в естественных обнажениях представлен следующими подразделениями.

Верхняя часть *сармикской свиты* (O_2sr) сложена циклически построенной карбонатной пачкой (серые и светло-серые вторичные доломиты по детритовым известнякам), сформированной двумя типами циклитов: в нижней части с увеличением размера детрита, а в верхней – со снижением размера детрита в циклите. Нижний контакт пачки тектонический. Верхняя граница с постепенным переходом. Видимая мощность не более 350 м.

Лосевская свита (S_1-D_1ls) представлена известняками серыми, коричневыми органогенными, формирующими серию водорослевых, мшанково-строматопоровых органогенных построек с обломочными шлейфами и разделяющими пачками детритовых карбонатов. Мощность 330–350 м.

Рифовая толща (D_1rf) сложена пачками серых органогенных известняков и доломитов, разделенных детритовыми прослоями. По латерали органогенные известняки переходят в грубообломочные карбонаты. Мощность оценивается в 130–170 м.

Пырковская толща ($D_{2-3}pr$) с размывом перекрывает рифовую толщу. Представлена в нижней части волнистым чередованием серых песчаников, аргиллитов и алевролитов с прослоями темно-серых детритовых известняков. В верхней части известняки серые до темно-серых органогенные и детритовые кремнистые, местами с кремнистыми стяжениями. Мощность 60–80 м.

Лымбадяхинская свита (D_3-C_1lb). Известняки и доломиты серые, существенно водорослево-строматопоровые, с кремнистыми и кальцитовыми стяжениями в верхней части. Маломощные

водорослево-строматопоровые биогермы в нижней части. Мощность свиты 130–170 м.

Болванская свита ($C_{1-2}bl$). Преимущественно волнисто-линзовидное чередование известняков серых до темно-серых тонко- и мелкодетритовых. Многочисленные линзовидно распределенные остатки рогов и крупных продуктид. Горизонты кремнисто-карбонатных конкреций. Мощность 500–550 м.

Хойпонганасейская толща (C_2hr) сложена преимущественно волнисто-линзовидными чередованиями известняков от светло- до темно-серых тонко- и среднететритовых с криноидеями и брахиоподами. Тонкие глинисто-карбонатные примазки темно-серого цвета. В верхней части наблюдаются мелкие (первые метры) брахиоподово-мшанковые биогермы. Мощность 150–200 м. По латерали *хойпонганасейская толща* частично замещается комплексом крупных (десятики метров) брахиоподово-мшанковых биогермов с отчетливой латеральной зональностью (*риф Чайка* (C_2ck)).

На среднекаменноугольных известняках с размывом залегают терригенные отложения нижней перми, представленные волнисто-линзовидным чередованием темно-серых алевролитов и аргиллитов с прослоями тонкозернистых песчаников, содержащих карбонатные конкреции и конкреционные плиты.

Общая мощность обнаженной части карбонатного палеозоя оценивается в 1.8–1.9 км. Нижние горизонты разреза перекрыты Хабаровским аллохтоном, а их мощность, судя по разрезам на юге о. Вайгач, может достигать 1 км.

Полученные определения ИОК распределены по стратиграфическим подразделениям неравномерно, что отличает паравтохтон от сланцевого аллохтона [2]. В лосевской толще силура–ниж-

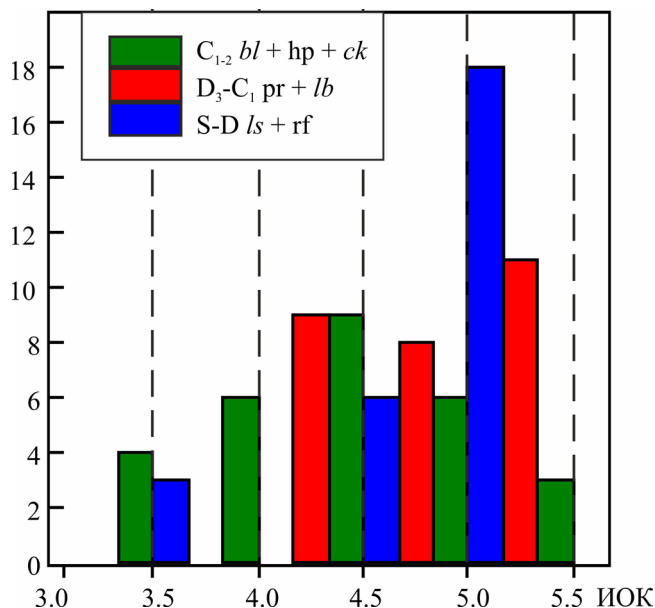


Рис. 3. Гистограммы ИОК для различных стратиграфических подразделений.

Fig. 3. Histograms of CAI for different stratigraphical units.

него девона и рифовой тоще нижнего девона сделано по пять определений, при среднем значении ИОК = 5. Пырковская толща и лымбадьяхинская свита верхнего девона – нижнего карбона охарактеризованы 34 образцами со средним значением ИОК = 4.5. В болванской свите нижнего-среднего карбона ИОК определен для 13 образцов, среднее значение – 4. Риф Чайка и хойпанганасейская толща среднего карбона охарактеризованы 15 образцами со средним значением ИОК = 4. Гистограммы распределения величин ИОК показаны на рис. 3. Пространственные вариации ИОК для изученной территории представлены в виде схематичной карты изолиний на рис. 4. На карте хорошо видно, что Пырковской синклинали, в ядре которой вскрываются пермские терригенные отложения, отвечает область с пониженным ИОК, а Лосевской и Лымбадьяхинской антиклиналям соответствуют области повышенных значений ИОК. Аллохтонные пластины (Хабаровская, Нахарьяхская) практически не выражены в поле значений ИОК, возможно, из-за недостаточного количества данных по этим структурам.

Рассчитанные средние температуры длительного прогрева отложений распределились следующим образом (округление до 50°C):

лосевская толща – 300,
рифовая толща – 300,
пырковская толща – 250,
лымбадьяхинская свита – 250,
болванская свита – 170,
хойпанганасейская толща и риф Чайка – 200°C.

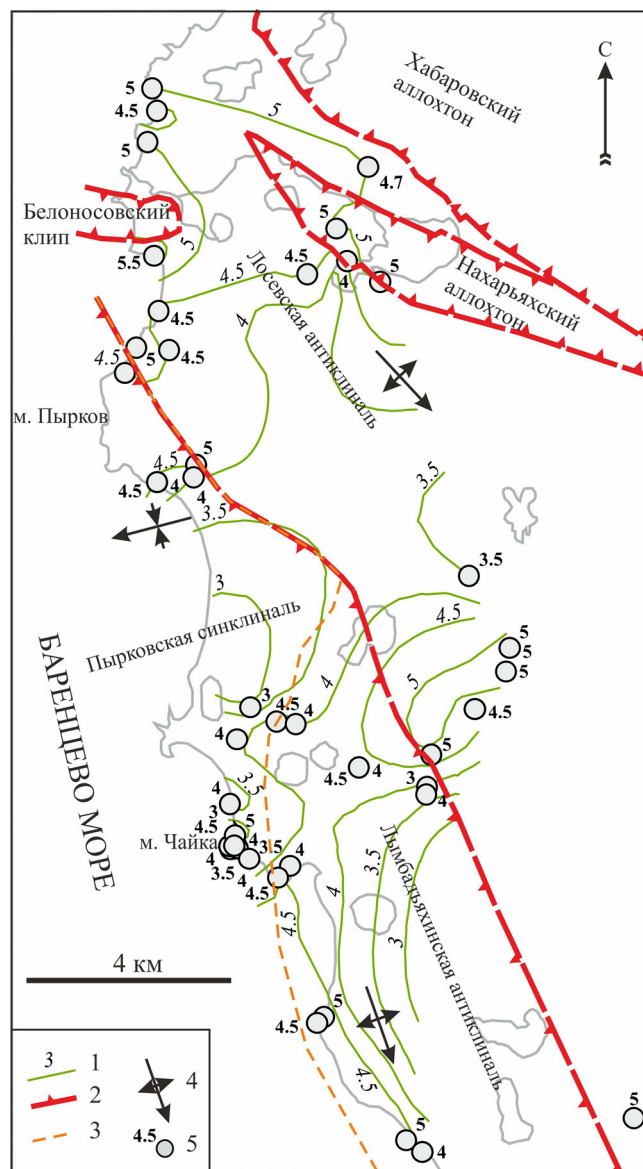


Рис. 4. Схема пространственного распределения ИОК.

1 – изолинии ИОК, 2 – основные разрывные нарушения (надвиги и взбросы), 3 – границы крупных пликтивных структур, 4 – шарниры крупных пликтивных структур, 5 – точки определения ИОК.

Fig. 4. Scheme of the spatial distribution of CAI.

1 – CAI isolines, 2 – major thrusts and reverse faults, 3 – boundaries of major folded structures, 4 – major fold axes, 5 – CAI localities.

Более детально распределение ИОК и расчетных температур катагенеза по разрезу представлены на рис. 5.

Степень дислоцированности указанных подразделений примерно одинаковая, при этом не выявлено устойчивой связи величин ИОК и соответствующих температур прогрева с зонами смятия и разрывными нарушениями в отличие от таковых Кар-

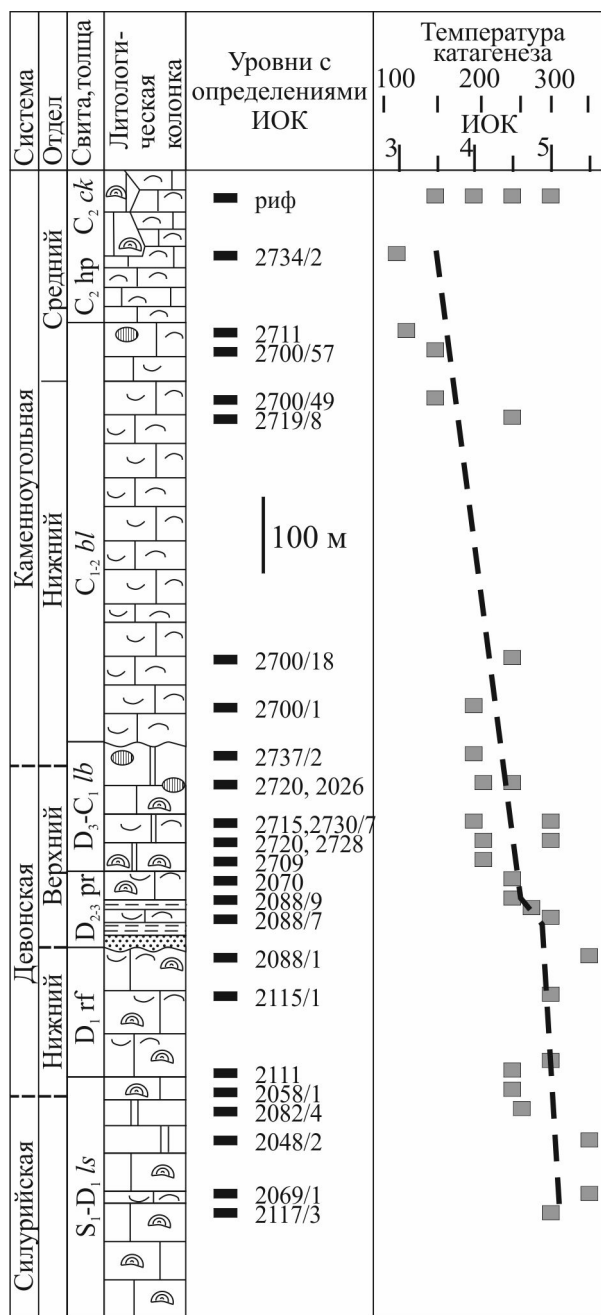


Рис. 5. Сводная стратиграфическая колонка силурийско-каменноугольного интервала северо-запада Пай-Хойского карбонатного паравтохтона.

Показано распределение ИОК и температуры катагенеза по разрезу.

Fig. 5. Composite log of the Silurian–Carboniferous of the north-western part of the Pay-Khoy carbonate parautochthone.

CAI stratigraphical distribution is shown.

ского сланцевого аллохтона [2]. Данная связь практически отсутствует для рифовой и пырковской толщ и болванской свиты и проявлена лишь в об-

разцах из лымбадьяхинской свиты и рифа Чайка. В карбонатном массиве Чайка, сильно измененном тектоническими процессами (многочисленными зеркалами скольжения, зонами смятия и трещиноватости), различия определенных температур достигают 150°C. В лымбадьяхинской свите разница для сильно и слабо дислоцированных отложений близка к ошибке определения. Исключив из рассмотрения тектонически измененные породы и принимая во внимание относительную вещественную однородность рассматриваемой части палеозойского разреза, можно предположить, что основной вклад в термальную измененность отложений внесло региональное погружение при заполнении осадочного бассейна. Если принять эту гипотезу, то полученные данные позволяют с некоторой долей условности рассчитать палеогеотермальный градиент для северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона. Исходными материалами для таких расчетов служат мощности изученных подразделений и температуры прогрева соответствующих отложений. Карбонатный состав позволяет предполагать значительные степени уплотнения при литификации и примерное соотношение мощностей отложений и мощностей осадков в бассейне седиментации как 1/2.5 [6]. Построенный график зависимости реконструированной температуры прогрева и глубины погружения в осадочном бассейне (сумма мощностей вышележащих подразделений) показывает наиболее вероятный геотермический градиент около 12–16°C/100 м, а с учетом уплотнения осадка 6–6.5°C/100 м (рис. 5, 6). Это значение намного превышает геотермический градиент платформенных областей и сопоставимо с таковыми в альпийских передовых прогибах [1, 9, 10]. Кроме геотермического градиента, полученные данные дают возможность оценить мощность осадков, перекрывавших карбонатный палеозой до его выхода в зону гипергенеза. Исходя из уравнения регрессии на рис. 6, эта мощность оценивается как величина не менее 1–2 км, что примерно отвечает мощности морской терригенной перми (юньягинская серия (P₁ jun)) в восточной части Коротайхинской впадины.

Альтернативная гипотеза, объясняющая неоднородность термальной переработки паравтохтона, основывается на предположении о ведущей роли динамометаморфизма. Такая точка зрения аргументированно выдвигалась ранее для Карского сланцевого аллохтона [2]. Распределение ИОК по структурным элементам паравтохтона показывает следующую картину. Прилегающая к Хабаровскому аллохтону Лосевская антиклиналь, в пределах которой располагаются Нахарьяхский аллохтон и Белоносковский клип, характеризуется средним значением ИОК = 4.75. Для удаленной от аллохтонов Пырковской синклинали и Лымбадьяхинской антиклинали среднее значение ИОК составляет 4.20. Таким образом, наблюдаемая неоднородность ИОК может

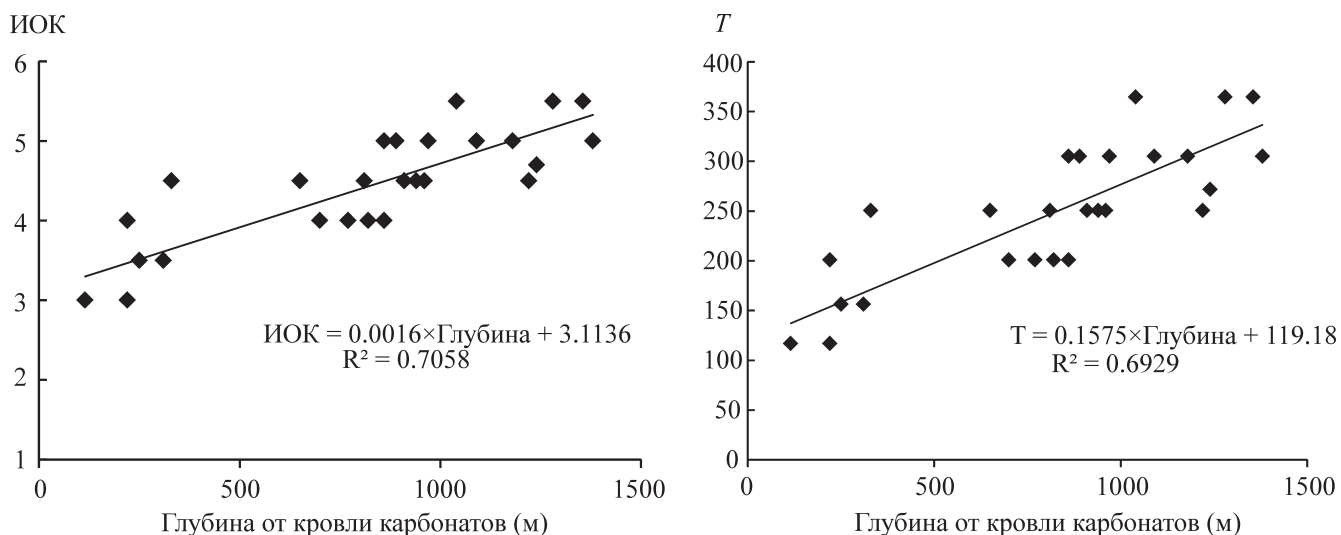


Рис. 6. Зависимости ИОК и температуры термального преобразования пород от глубины от кровли палеозойских карбонатов.

Fig. 6. Dependences of CAI and palaeogeothermal temperature from the depth from the top of the carbonate Palaeozoic.

быть объяснена также динамометаморфизмом в зоне, прилегающей к Главному Пай-Хойскому надвигу. Надежность такой интерпретации снижается тем, что Пырковская синклиналь и Лымбадяхинская антиклиналь сложены более молодыми отложениями по сравнению с Лосевской антиклиналью, а следовательно, различия в ИОК могут быть обусловлены упомянутым стратиграфическим трендом, а не тектоническими причинами.

Вне зависимости от причины высокие температуры прогрева карбонатного палеозоя (преимущественно более 200°C) позволяют предполагать стадию катагенеза АК, что практически исключает генерацию жидких углеводородов на среднепермско-триасовой стадии формирования осадочного бассейна. Миграция углеводородов и начальное формирование битумопроявлений, скорее всего, происходили в допермское время, когда степень термального воздействия на силурийско-каменноугольные породы была существенно меньше. Исходя из мощностей перекрывающих отложений (около 1000 м, что примерно отвечает 2000 м слабо уплотненных осадков) и рассчитанного геотермического градиента, для среднекаменноугольной эпохи можно предполагать достижение отложениями ордовика-силура стадии МК, что допускает генерацию в них жидких углеводородов. Косвенно связь миграции битумов с допермской тектоникой подтверждается их приуроченностью к зонам трещиноватости восточного и северо-восточного простирания в то время, как основное простирание разрывных нарушений, сформировавшихся в пермско-триасовое время, северо-западное [8, 12]. Об аллохтонной природе битумов свидетельствуют также их элемент-

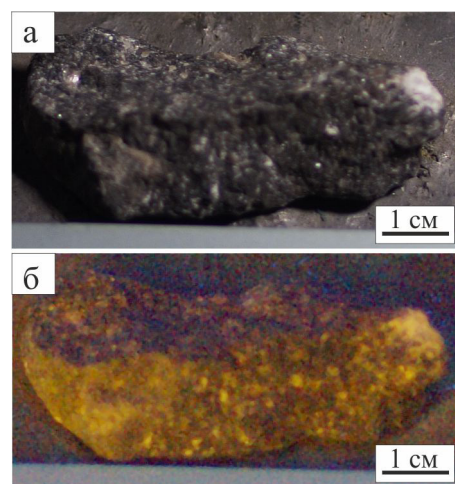


Рис. 7. Люминесценция насыщенной битумом породы в УФ (обр. 2700/40, верхняя часть болванской свиты, район южнее м. Чайка).

а – фото в видимом свете, б – фото с УФ освещением.

Fig. 7. Luminescence of the bitumen-bearing rock in UV (sample 2700/40, upper part of the Bolvansky Fm., locality south from Chaika Cape)

а – image in the visible light; б – image in UV light.

ный состав (C – 88.54; H – 3.62; O + S + N – 7.84; данные из [11]) и светло-коричневый цвет УФ-люминесценции (рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для палеозойских пород Пай-Хойского карбонатного паравтохтона характерны индексы окра-

ски конодонтов от 3.5 до 5.5, что отвечает стадиям катагенеза МК4-АК3 и выше (температуры прогрева 180–350°C). Полученные данные по степени термальной измененности позволяют предположить, что формирование битумопроявлений в северо-западной части паравтохтона, скорее всего, происходило в среднем-позднем карбоне за счет мобилизации органического вещества из раннепалеозойских отложений и его миграции по зонам трещиноватости восточного и северо-восточного простирания.

Исследования выполнены в рамках программы фундаментальных исследований РАН “Тимано-Североуральский палеобассейн в палеозое. Закономерности динамики биотических комплексов, палеобиогеография и палеоклиматология”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженова Т.К. (2008) Проблема нефтегазоносности базальных горизонтов бассейнов древних платформ в аспекте их катагенетической эволюции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 3(3). http://www.ngtp.ru/rub/4/30_2008.pdf
2. Беляев А.А., Иевлев А.А., Юдин В.В., Овнатанова Н.С. (1989) Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя. *Коми научный центр УрО АН СССР*. Вып. 224. 24 с.
3. Гагиев М.Х., Гревцев А.В., Иванов В.В. (1983) Опыт изучения катагенетической зональности палеозойских карбонатных отложений северо-востока СССР по цвету конодонтов. *Геология и геофизика*, (5), 50-55.
4. Данилов В.Н., Огданец Л.В., Макарова И.Р., Гудельман А.А., Суханов А.А., Журавлев А.В. (2011) Основные результаты изучения органического вещества и УВ-флюидов Адакской площади. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 6(2). http://www.ngtp.ru/rub/1/22_2011.pdf
5. Журавлев А.В., Герасимова А.И., Вевель Я.А. (2015) Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона. *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, (4), 8-13.
6. Киркинская В.Н., Смехов Е.М. (1981) Карбонатные породы – коллекторы нефти и газа. Л.: Недра, 255 с.
7. Отмас А.А. (старший), Волченкова Т.Б., Богословский С.А. (2013) Глинистые толщи силура в Калининградской области как возможный объект поиска углеводородного сырья. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 8(3). http://www.ngtp.ru/rub/4/30_2013.pdf
8. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. (2004) Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 227 с.
9. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. (2014) Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа. *Геотектоника*, (1), 77-96.
10. Чистякова Н.Ф. (2001) Термобарические аномалии как отражение формирования углеводородного сырья (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна). *Геология нефти и газа*, (3), 42-49.
11. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.В., Молчанова Е.В., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Зуйкова О.Н., Калаус С.В., Козлов С.А., Костин Д.А., Котляр Г.В., Парамонова М.С., Певзнер В.С., Попов М.Я., Пухонто С.К., Савенкова Г.Б., Солонина С.Ф., Чудакова Д.В., Шипилов Э.В., Яковлева Т.В. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 383 с.
12. Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ “Наука”, 285 с.
13. Armstrong H.A., Smith M.P., Aldridge R.J., Tull S.J. (1994) Thermal maturation of the Lower Palaeozoic strata of northern Greenland from conodont colour alteration index (CAI) data: implication for burial history and hydrocarbon exploration. *Geol. Magazine*, 131(2), 219-230.
14. Bustin R.M., Orchard M., Mastaler M. (1992) Petrology and preliminary organic geochemistry of conodonts: implications for analyses of organic maturation. *Intern. J. Coal Geol.*, (21), 261-282.
15. Clayton G., Haughey N., Sevastopulo G.D., Burnett R. (1989) Thermal maturation levels in the Devonian and Carboniferous rocks in Ireland. *Geol. Surv. Ireland.*, 1-36.
16. Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. (1977) Conodont Color Alteration – an Index Organic Metamorphism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 995, 1-27.
17. García-López S., Bastida F., Aller J., Sanz-López J. (2001) Geothermal palaeogradients and metamorphic zonation from the conodont colour alteration index (CAI). *Terra Nova*, 13(2), 79-83.
18. Jones G.L. (1992) Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization. *Terra Nova*. 4(4), 238-244.
19. Marshall C.P., Mar G.L., Nicoll R.S., Wilson M.A. (2001) Organic geochemistry of artificially matured conodonts. *Organic Geochemistry*, 32, 1055-1071.
20. Nowlan G.S., Barnes C.R. (1987) Application of conodont colour alternation indices to regional and economic geology. *Conodonts investigative techniques and applications*, 188-202.
21. Voldman G.G., Bustos Marín R.A., Albanesi G.L. (2010). Calculation of the conodont Color Alteration Index (CAI) for complex thermal histories. *Intern. J. Coal Geol.*, 82(1–2), 45-50.

Estimation of Palaeozoic sediments thermal maturity of Northern Pay-Khoy parautochthone on the basis of conodont colour alteration indexes

A.V. Zhuravlev

Institute of Geology Komi SC UB RAS

The Palaeozoic of the norther part of the Pay-Khoy carbonate parautochthone is composed of mainly shallow-water (shoal) limestones and dolostones containing numerous bitumen deposits. Increased concentrations of the bitumen locate in the areas of dolomitisation and tectonized zones with strikes of 20–40°, 60–70°, 110–130°. Conodont colour alteration indexes range from 3.5 up to 5.5 in the Palaeozoic rocks of the parautochthone. This indexes correspond to MK4-MK3 and upper stages of catagenesis (temperature of maturation is about 180–350°C). Clear stratigraphical trend of degree of the maturation exists: mean temperature changes from 300°C in the Ordovician rocks to 170–200°C in the Middle Carboniferous rocks. The trend allows supposing that the Lower Palaeozoic was in the “oil window” in the Middle Carboniferous. In this time mobilization of the organic matter from the Lower Palaeozoic deposits followed by hydrocarbon migration through the jointing zones of northern and north-eastern strike occurred. The migrated hydrocarbon composes the bitumen deposits in the carbonate Palaeozoic rocks.

Keywords: *Pay-Khoy, carbonate parautochthone, degree of catagenesis, Conodont colour alteration indexes.*

REFERENCES

1. Bazhenova T.K. (2008) The problem of oil and gas potential of basal horizons basins of ancient platforms in aspect of their catagenetic evolution. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **3**(3). http://www.ngtp.ru/rub/4/30_2008.pdf (In Russian)
2. Belyaev A.A., Ievlev A.A., Yudin V.V., Ovnanatova N.S. (1989) *Termal'nyi epigenez paleozoiskikh otlozhenii Pai-Hoya* [Thermal epigenesis of Pai-Khoy Paleozoic sediments]. Syktyvkar, Proc. Komi Research Center, Ural Branch of Akad. Nauk SSSR. V. 224. 24 p. (In Russian)
3. Gagiev M.Kh., Grevtsev A.V., Ivanov V.V. (1983) The experience of studying catagenetic zoning Paleozoic carbonate deposits of the north-east of the USSR by the color of conodonts. *Geol. geofiz.*, (5), 50-55. (In Russian)
4. Danilov V.N., Ogdanets L.V., Makarova I.R., Gudelman A.A., Suhanov A.A., Zhuravlev A.V. (2011) The main results of the study of organic matter and HC-fluids of Adak area. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **6**(2). http://www.ngtp.ru/rub/1/22_2011.pdf (In Russian)
5. Zhuravlev A.V., Gerasimova A.I., Vevel' Ya.A. (2015) The local stratigraphic scheme of the Upper-Middle Carboniferous interval north Pai Khoysky carbonate parautochthon. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (4), 8-13. (In Russian)
6. Kirkinskaya V.H., Smehov E.M. (1981) *Karbonatnye porody – kollektory nefti i gaza* [Carbonate rocks – reservoirs of oil and gas]. Leningrad, Nedra Publ., 255 p. (In Russian)
7. Otmas A.A. (starshii), Volchenkova T.B., Bogoslovskii S.A. (2013). Clay Silurian strata in the Kalininograd region as a possible object of search of hydrocarbons. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **8**(3). http://www.ngtp.ru/rub/4/30_2013.pdf (In Russian)
8. Timonin N.I., Yudin V.V., Belyaev A.A. (2004) *Paleogeodinamika Pai-Hoya* [Paleogeodynamics of Pai-Khoy]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 227 p. (In Russian)
9. Hutorskoi M.D., Polyak B.G. (2014) Geothermal model of geodynamic environments of different types *Geotektonika*, (1), 77-96. (In Russian)
10. Chistyakova N.F. (2001) Thermobaric anomaly as a reflection of the formation of hydrocarbons (on the example of West Siberian oil and gas basin) *Geologiya nefti i gaza*, (3), 42-49. (In Russian)
11. Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Markina N.V., Molchanova E.V., Vanshtein B.G., Zinchenko A.G., Zuikova O.N., Kalas S.V., Kozlov S.A., Kostin D.A., Kotlyar G.V., Paramonova M.S., Pevzner V.S., Popov M.Ya., Puhonto S.K., Savenkova G.B., Solonina S.F., Chudakova D.V., Shipilov E.V., Yakovleva T.V. (2012) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Yuzhno-Karskaya. List R-41 – Amderma. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (third generation). Series South Kara. Sheet R-41 - Amderma. Explanatory letter]. St-Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 383 p. (In Russian)
12. Yudin V.V. (1994) *Orogenez severa Urala i Pai-Hoya* [Orogeny of North Urals and Pai-Khoy]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 285 p. (In Russian)
13. Armstrong H.A., Smith M.P., Aldridge R.J., Tull S.J. (1994) Thermal maturation of the Lower Palaeozoic strata of northern Greenland from conodont colour alteration index (CAI) data: implication for burial history and hydrocarbon exploration. *Geol. Magazine*, **131**(2), 219-230.
14. Bustin R.M., Orchard M., Mastaler M. (1992) Petrology and preliminary organic geochemistry of conodonts: implications for analyses of organic maturation. *Intern. J. Coal Geol.*, (21), 261-282.
15. Clayton G., Haughey N., Sevastopulo G.D., Burnett R. (1989) Thermal maturation levels in the Devonian and Carboniferous rocks in Ireland. *Geol. Surv. Ireland.*, 1-36.
16. Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. (1977) Conodont Color Alteration – an Index Organic Metamorphism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **995**, 1-27.

17. García-López S., Bastida F., Aller J., Sanz-López J. (2001) Geothermal palaeogradients and metamorphic zonation from the conodont colour alteration index (CAI). *Terra Nova*, **13**(2), 79-83.
18. Jones G.L. (1992) Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization. *Terra Nova*. **4**(4), 238-244.
19. Marshall C.P., Mar G.L., Nicoll R.S., Wilson M.A. (2001) Organic geochemistry of artificially matured conodonts. *Organic Geochemistry*, **32**, 1055-1071.
20. Nowlan G.S., Barnes C.R. (1987) Application of conodont colour alternation indices to regional and economic geology. *Conodonts investigative techniques and applications*, 188-202.
21. Voldman G.G., Bustos Marín R.A., Albanesi G.L. (2010). Calculation of the conodont Color Alteration Index (CAI) for complex thermal histories. *Intern. J. Coal Geol.*, **82**(1-2), 45-50.