

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАМЫШЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА КАЗАНСКОГО ЯРУСА ГОРСКОГО ПОДНЯТИЯ

© Мударисова Раушания Айдаровна,

Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанский (Приволжский) федеральный университет г. Казань, Российская Федерация

© Лукьянова Резеда Габдрашитовна,

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Российская Федерация

Актуальность исследования определяется тем, что детальное изучение вещественного и элементного состава карбонатов органогенных построек, сформированных на древних шельфах и испытавших различную степень влияния вторичных процессов на породы представляет как научный, так и практический интерес для геологов-нефтяников. В статье с применением методов рентген-флуоресцентного анализа (РФА) рассмотрено распределение главных и рассеянных элементов в двух типах доломитов камышлинского горизонта казанского яруса Горского поднятия: оолитовых и реликтово-органогенных известковистых доломитов. По генетическим классификациям карбонатов проведена типизация этих отложений, большинство пород отнесены к типу известковистых доломитов. По результатам исследования РФА подтверждена их органогенная природа, преобразованность и перекристаллизация. Известняки и доломиты содержат информацию о палеосреде и палеоклимате, а распределение главных и рассеянных элементов является эффективным инструментом реконструкции палеогеографических условий формирования и преобразования осадочной толщи, в то же время, геохимические и петрофизические исследования позволяют оптимизировать систему разработки месторождений высоковязких нефтей.

Ключевые слова: казанский ярус, геохимия, карбонатные отложения, доломит, сверхвязкая нефть.

FEATURES OF THE GEOCHEMICAL COMPOSITION OF CARBONATE ROCKS OF THE KAMYSHLI HORIZON OF THE KAZAN STAGE OF THE MOUNTAIN UPWARD

© Mudarisova Raushaniya Aidarovna,

Institute of Geology and Oil and Gas Technologies Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation

© Lukyanova Rezeda Gabdrashitovna,

Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russian Federation

The relevance of the study is determined by the fact that a detailed study of the material and elemental composition of carbonates of organogenic structures formed on ancient shelves and which experienced varying degrees of influence of secondary processes on the rocks is of both scientific and practical interest for petroleum geologists. Using X-ray fluorescence analysis (XRF) methods, the article examines the distribution of major and trace elements in two types of dolomites of the Kamyshlin horizon of the Kazan stage of the Gorsky uplift: oolitic and relict-organogenic calcareous dolomites. Based on genetic classifications of carbonates, these deposits were classified; most of the

rocks were classified as calcareous dolomites. Based on the results of the XRF study, their organogenic nature, transformation and recrystallization were confirmed. Limestones and dolomites contain information about the paleoenvironment and paleoclimate, and the distribution of major and trace elements is an effective tool for reconstructing the paleogeographic conditions of the formation and transformation of sedimentary strata, while at the same time, geochemical and petrophysical studies allow optimizing the system for developing high-viscosity oil fields.

Key words: Kazanian stage, geochemistry, carbonate sediments, dolomite, super-viscous oil.

Введение. Карбонатные породы широко распространены в осадочном чехле. Особенностью строения нижнеказанского подъяруса Волго-Камского региона является развитие мощной толщи морских и лагунных образований.

Изучаемое Горское месторождение сверхвязких нефтей (СВН) Иглайкинской площади структурного бурения открыто еще в прошлом веке при целенаправленном изучении пермских отложений Мелекесской впадины структурным бурением. Основными продуктивными отложениями на месторождении, приуроченные к камышлинскому горизонту казанского яруса, являются оолитовый известковый доломит и реликтивно-органогенный известковый доломит (рис. 1). Из вторичных процессов отмечаются кальцитизация и сульфатизация. Коллектор неравномерно интенсивно нефтенасыщен. Карбонатные породы камышлинского горизонта залегают под песчано-глинистыми отложениями красноярского горизонта казанского яруса и подстилаются, в основном, ангидритами сакмарского яруса. Значимость этого объекта подчеркивается тем фактом, что карбонатные толщи органогенных построек, сформированных на древних шельфах, имеют высокую первичную пористость и часто являются ловушками нефти и газа. А определение особенностей геологического строения коллектора и условия его формирования необходимы для оптимизации геологоразведочных работ и системы разработки залежей СВН.

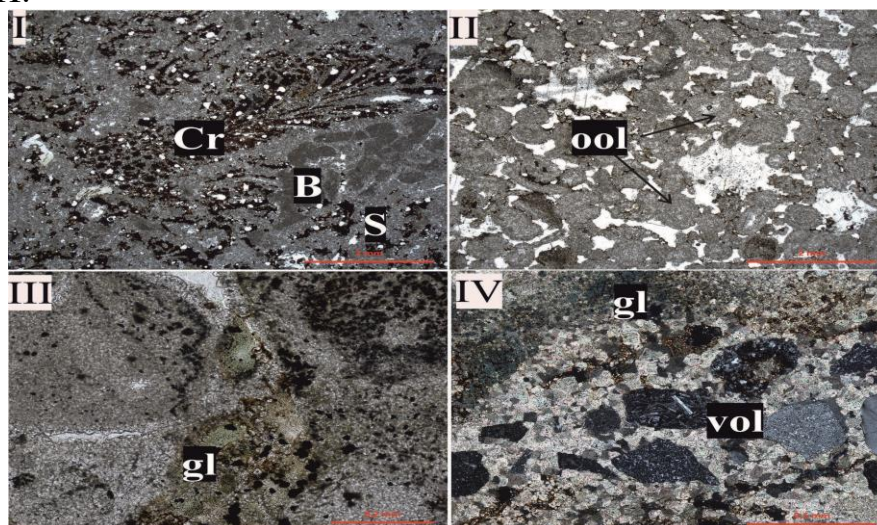


Рис. 1 – Микрофотографии петрографических шлифов пород камышлинского горизонта,

где: I - реликтивно-органогенный доломит, сложенный колониями мшанок в прижизненном положении (ув.×0,5; николи II); II - оолитовый доломит, (ув.×0,5; николи II); III - глауконит в реликтивно-органогенном доломите, (ув. ×5; николи +), IV - обломки эффузивных пород и глауконит в глинистом доломите, (ув. ×2; николи +). Легенда: Ool – ооиды, Cr – криноидеи, B – мшанки, S – водоросли, gl – глауконит, vol –вулканическое стекло

Впервые в Среднем Поволжье оолитовые доломиты в отложениях казанского яруса описаны в работе Б.П. Кротова [1]. Он считал, что доломитизация оолитовых известняков сопровождалась процессами перекристаллизации. Полноценно керновый и каротажный материал Горского месторождения СВН начали изучать с 70-х годов 20 века на кафедре геологии нефти и газа Казанского университета и в тресте «Татнефтегазразведка» ПО «Татнефть». В результате первых обобщенных петрографических исследований в пределах Горского месторождения выделено два типа пород коллекторов: реликтивно-органогенные и оолитовые доломиты [2]. В работе [3] С.С. Эллерном в разрезе карбонатной толщи казанского яруса (камышлинский горизонт) выделяются четыре пласта, отвечающих элементарным циклам осадконакопления. В работе [4] Нургалиевой Н.Г. дополнена схема С.С. Эллера и приведена типизация пород карбонатной толщи. В работе [5] Успенским Б.В. по геолого-геофизическим материалам выявлены восемь литологических признаков карбонатной толщи и приведены гистограммы и карты распределения по этим факторам.

На основе литолого-петрографического изучения доломитовых секций разрезов казанского яруса и их парамагнитных свойств в [6] Мухутдиновой Н.Г. выделены два типа доломитов - диагенетические и эпигенетические (метасоматические). Первые тесно ассоциируют с сульфатами и образовались вместе с ними путем доломитизации известковых илов согласно реакции Гайдингера. Эпигенетические доломиты формировались либо в процессе доломитизации известняков инфильтрующимися растворами $MgSO_4$ и $MgCl_2$, согласно реакциям Гайдингера и Мариньяка, либо при воздействии на известняки окисляющихся залежей углеводородов.

В работе [7] обсуждается, что на формирование ловушек СВН, в том числе и Горской, оказала влияние унаследованность структурно-тектонических планов и палеоподнятий эрозионно-останцового характера сакмарского времени, которая продолжала играть определенную роль в палеогипсометрии рельефа дна казанского бассейна. В камышлинское время над останцами образовались «банковские» отмели, с отложением органогенно-обломочных известняков. Вторую группу ловушек СВН Г.А. Петров связывает с литофацией оолитовых пород, которые также контролируются локальными поднятиями.

На формирование Горской структуры большое влияние оказали тектоно-седиментационные процессы, связанные с развитием внешней бортовой зоны

Усть-Черемшанского прогиба Камско-Кинельской системы некомпенсированных прогибов. На основе палеотектонических реконструкций авторами установлен органогенный генезис структуры [8]. Образование нижнеказанских отложений в пределах краевой части восточного борта Мелекесской впадины происходило в очень сложной геологической обстановке. В начале казанского века, усилившиеся тектонические опускания привели к расширению морского бассейна. Максимального развития раннеказанское море достигло в камышлинское время, что привело к возобновлению роста Горской органогенной структуры [8]. Изменение гидродинамической обстановки в периоды нарастающей регрессии бассейна седиментации способствовало обильному выпадению оолитов в мелководной части Горской структуры. В красоярское время общий подъем территории и привнос терригенного материала привели к прекращению образования органогенной постройки.

Так как все предшествующие изыскания не дали полной картины условий и времени формирования Горской ловушки, целью настоящих исследований является изучение геохимического состава камышлинской карбонатной толщи казанского яруса Горского поднятия для воссоздания условий образования, преобразования и разрушения залежи СВН.

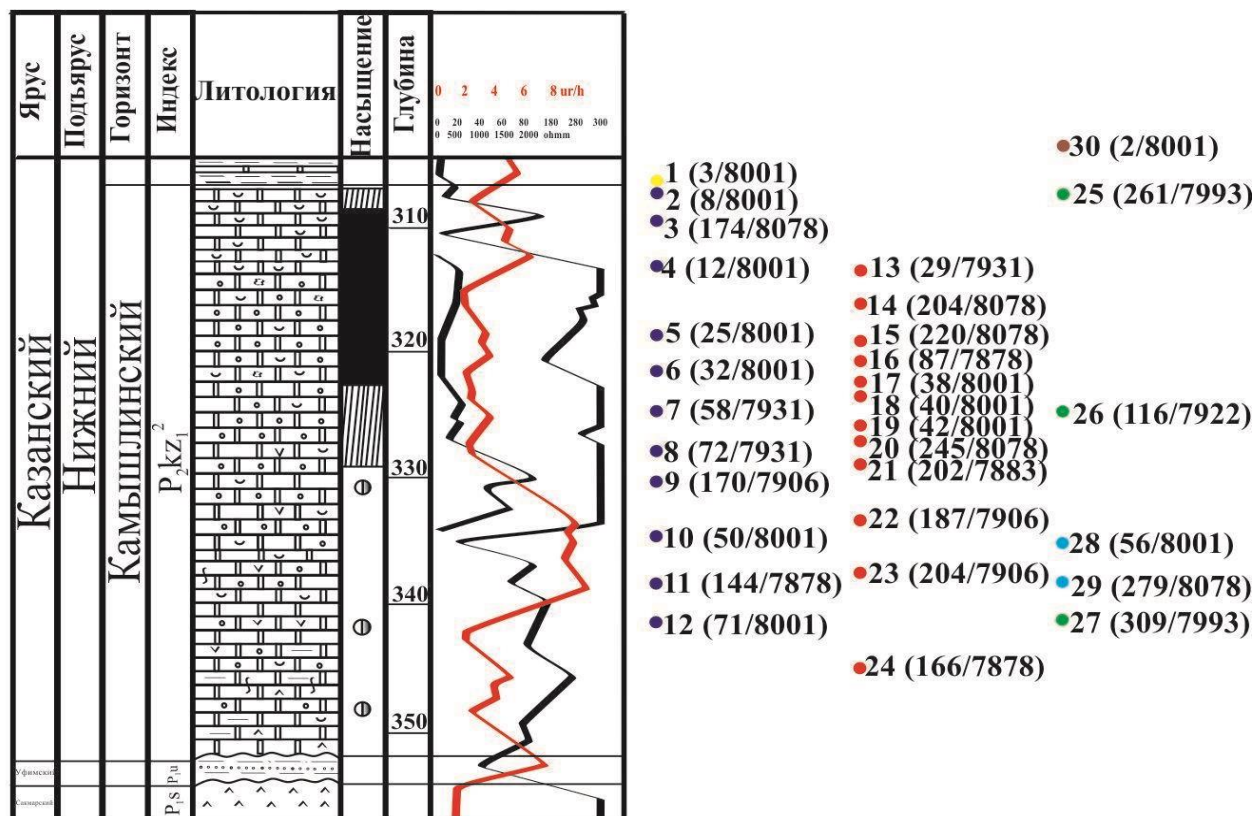
Задачами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) является определение и изучение элементного состава карбонатных образцов и интерпретация условий их образования. Известняки и доломиты органогенных построек, сформированных на древних шельфах, содержат информацию о палеосреде и палеоклимате, а распределение главных и рассеянных элементов является эффективным инструментом реконструкции палеогеографических условий формирования и преобразования осадочной толщи.

Микроэлементы и второстепенные элементы, содержащиеся в карбонатных минералах, могут либо замещать одну из основных структурных групп, Ca^{2+} или CO_3^{2-} , либо адсорбироваться на внешней поверхности кристаллов, в виде дефектов решетки и/или загрязняющих минеральных фаз или растворов [9]. Только 1% концентрации Mg и Sr находится в обменных позициях внутри карбоната, остальные замещены Ca. Все элементы, входящие в состав карбонатов, можно разделить на второстепенные элементы (Sr, Mg и Na), обычно присутствующие в концентрациях от 100 до 1000 ppm, и микроэлементы, обычно присутствующие в концентрациях менее чем 10 ppm [10].

Минеральный состав карбонатов и нерастворимого остатка четко отражается химически: окислы CaO, MgO, MnO, FeO характеризуют карбонатную часть, а SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O – нерастворимый остаток [11].

Методы. С помощью рентгенофлуоресцентного анализа авторами были изучены 30 образцов керна карбонатных пород камышлинского возраста. Отбор образцов проводился из продуктивных отложений шести скважин, в зависимости

от сохранности керна Горского месторождения. Распределение образцов по сводному разрезу Горского месторождения СВН представлено на рисунке 2. Образец №2/8001 представлен терригенной породой, поэтому при интерпретации не учитывался.



Условные обозначения:

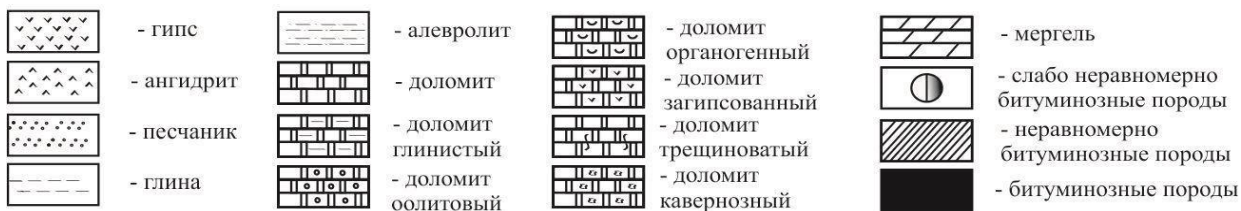


Рис. 2 – Сводный разрез Горского месторождения СВН с приведением места отбора образцов по разрезу,

где: синие кружки – реликтивно-органогенный доломит, красные – оолитовый доломит, зеленые – глинистый доломит, голубой – пеллоидный доломит, желтый - известняк.

Методика выполнения работ РФА: образцы экстрагированного кернавого материала (матрикса породы) измельчались до частиц размером менее 10. Навеска образца горной породы, массой 0,5 г, помещалась в керамический тигель и прокаливалась при температуре 1100°C в течение двух часов для определения потерь при прокаливании (ППП). Другая навеска образца, массой 4 г, смешивалась с органическим воском и прессовалась на подложку из борной

кислоты с усилием в 300 кН. Анализ образца проводился по стандартной методике Geoquant, состоящей из наборов градуировочных графиков, построенных по стандартным образцам, с использованием математического обсчета и метода фундаментальных параметров. Полученный спектр анализировался с помощью программного обеспечения Bruker Spectra Plus WDX, Bruker AXS Eval2. При обработке из спектра удалены или откорректированы ошибки автоматического распознавания, паразитные пики, дифракционные явления и матричные эффекты. Для учета неопределяемых элементов были использованы величины ППП.

Результаты и обсуждение. Для типизации карбонатных пород камышлинских отложений Горского месторождения использовались две генетических классификации: тройная диаграмма DCI и диаграмма Л.В. Анфимова (MgO-CaO) [11].

Построение тройной диаграммы и интерпретация результатов РФА выполнены по методике [12], в которой авторами был предложен метод расчета минерального состава на основе химического анализа с помощью систем уравнений, в результате которого получают процентные соотношения кальцита (С), доломита (D) и нерастворимого остатка (I), составляющего образец рассматриваемой преобразованной карбонатной породы. Эти процентные соотношения представляют собой входные данные для тройной диаграммы DCI (доломит-кальцит-нерастворимый остаток) и позволяют легко квалифицировать карбонатные породы по 14 литофациальным зонам, переработанной классификации В. Martinet and J. Sougy, 1957 [13] (рис. 3).

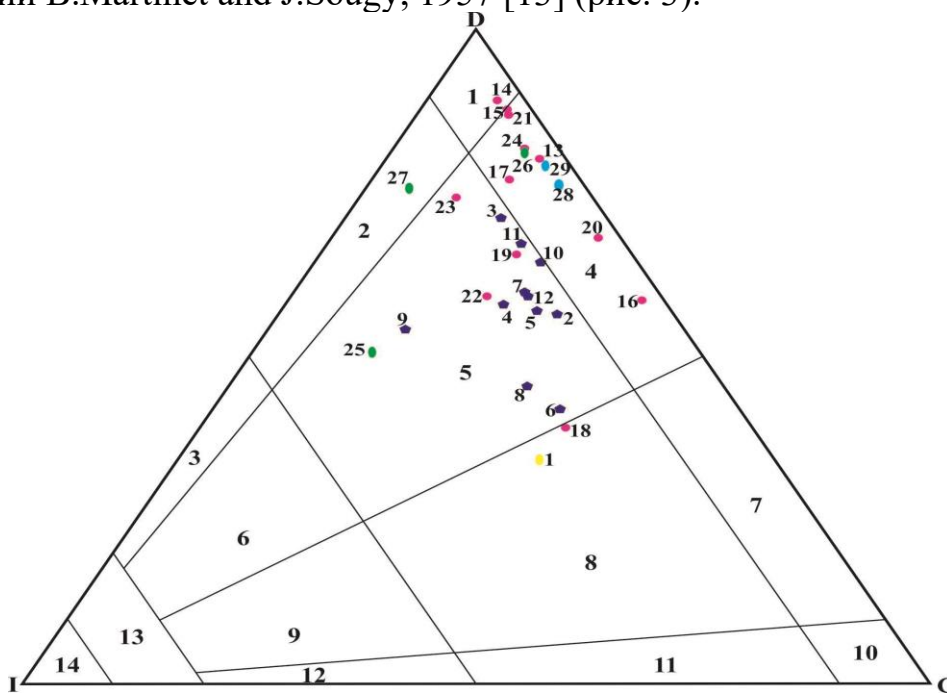


Рис. 3 – Тройная диаграмма DCI для классификации карбонатных пород по их массовому процентному содержанию кальцита (%) (С), доломита (%) (D) и нерастворимого остатка (I) [13],

где: 1) dolomites; 2) siliceous dolomites; 3) dolomitic cherts; 4) calcareous dolomites; 5) calcareous-siliceous dolomites; 6) dolomitic-calcareous cherts; 7) dolomitic limestones; 8) dolomitic-siliceous limestones; 9) calcareous-dolomitic cherts; 10) more or less magnesian limestones; 11) more or less magnesian siliceous limestones; 12) more or less magnesian calcareous cherts; 13) impure cherts; 14) cherts.

Условные обозначения образцов: на рисунке 2.

Наибольшее количество образцов карбонатных пород залегает в областях 4, 5 (известковистые и известковисто-глинистые доломиты), реликтовое-органогенный доломит чаще представлен только известковисто-глинистым доломитом, оолитовый доломит - практически в равных частях сложен известковисто-глинистым доломитом и известковистым доломитом, реже доломитом и доломитово-глинистым известняком. Возможно, это объясняется различными условиями формирования и постседиментационными преобразованиями изучаемых пород (рис. 3).

При изучении карбонатных пород рифея Башкирского мегантиклинория Л.В. Анфинов [11] выделил петрографические типы и разновидности карбонатов. График, построенный в координатах CaO-MgO, устанавливает петрохимические тренды, согласующиеся с классификационными схемами L. Saueux, С.Г. Вишнякова [14] и Е.К. Фроловой с дополнениями авторов, по минеральному составу рядов известняк-доломит, доломит-магнезит. Этот же график опосредованно, через содержания CaO и MgO отражает в карбонатных породах количество нерастворимого остатка в соответствии с принятым подразделением их на чистые, глинистые, мергели и карбонатные сланцы.

Все карбонатные образцы по диаграмме Л.В. Анфимова [11] (рис. 4) расположены в полях доломит кальцитовый (известковистый) и известняк доломитовый. Большинство образцов отнесены к глинистым и чистым карбонатам, три образца (№ 170, 261, 3/8001) представлены мергелями.

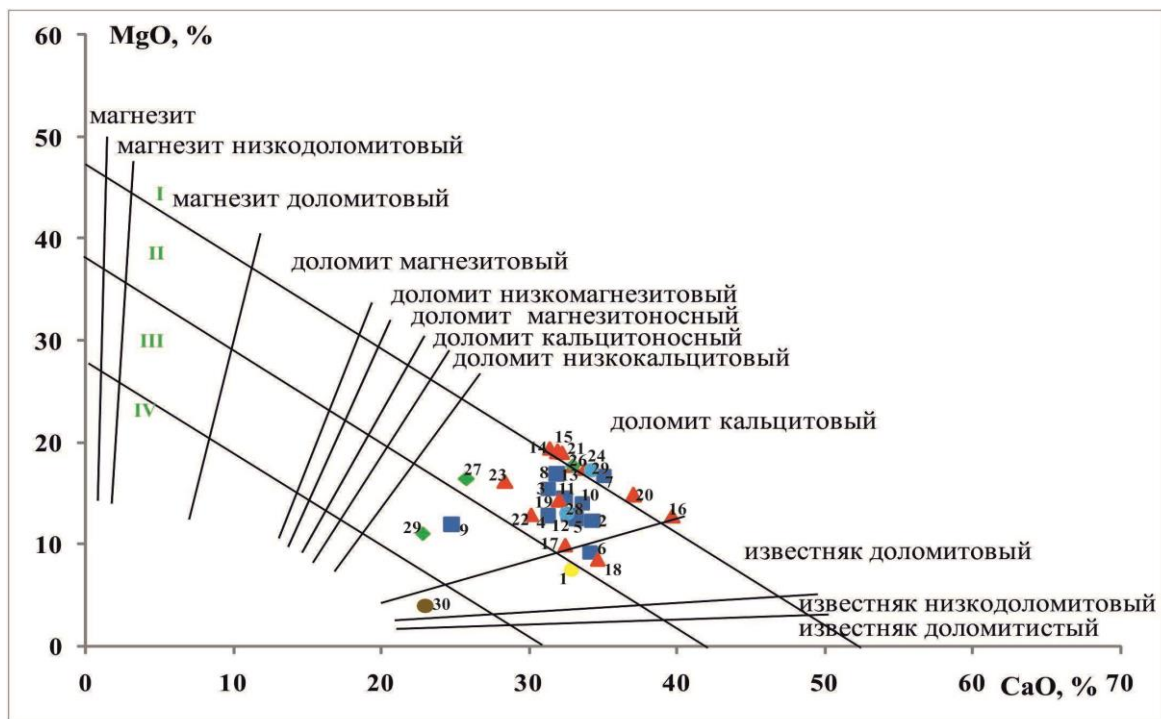


Рис. 4 – Диаграмма Л.В. Анфимова (MgO-CaO) для карбонатных пород, где: I – чистые карбонатные породы, II – глинистые карбонатные породы, III – мергели, IV – карбонатные сланцы [11]

Доломит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) представляет собой смешанный кристалл с кальцитом (CaCO_3) и магнезитом (MgCO_3). Кальцит, магнезит и доломит составляют группу ромбоэдрического кальцита и могут быть приближены к структуре хлорида натрия NaCl при условии, что кубическая элементарная ячейка подавлена вдоль ее диагональной оси. Двухвалентный катион заменяет анион натрия, а карбонатная группа заменяет ион хлора. Карбонатная группа не является центром симметрии, поскольку три атома кислорода в магнезите и кальците располагаются в углах равностороннего треугольника, а углерод находится в его центре. Небольшие искажения и отклонения сохраняют структурную устойчивость доломита [15].

Вещественный состав доломита: окись кальция (CaO) 30,4%, окись магния (MgO) 21,7%, двуокись углерода (CO_2) 47,9%. Структура его подобна структуре кальцита. Особенностью кристаллической структуры доломита является то, что ионы кальция Ca^{2+} и магния Mg^{2+} чередуются вдоль тройной оси. Доломит имеет тригональную сингонию. Замещение крупных атомов кальция меньшими по размеру атомами магния приводит к снижению симметрии кристаллической структуры и морфологии доломита.

Концентрации основных и микроэлементов в доломите контролируются несколькими факторами: карбонатным первичным минералом, химией доломитизирующей жидкости и диагенетической природой окружающей среды [16]. Второстепенные элементы, содержащиеся в карбонатных минералах, могут

быть заменены основными структурными группами, Ca^{2+} или CO_3^{2-} , адсорбирующимися на внешней кристаллической поверхности, как дефекты решетки и/или как загрязняющие минеральные фазы или включения [10]. Элементы с ионными радиусами меньше, чем у Ca (Fe, Mn, Zn и др.) накапливаются во время диагенетических событий [9], а повышение их концентраций может быть показателем постседиментационных преобразований породы. Стронций Sr, у которого ионный радиус близкий к ионному радиусу Ca, входит в структуру кальцита и доломита еще на стадии седиментации. Концентрация стронция в кальците достигает 7000 ppm [16], в доломите изменяется от 500 до 800 ppm [17]. Отношение Mn/Sr позволяет оценить степень постседиментационных преобразований в карбонатах [18, 19]. В качестве граничных параметров этого показателя принимают: для доломитов Mn/Sr=2, для известняков Mn/Sr=0,2, выше этих значений порода считается преобразованной, ниже – не измененной [19]. По данным РФА большинству образцов доломитовых пород Горского месторождения СВН соответствуют значения $\text{Mn/Sr} \geq 2$, свидетельствующие о преобразовании породы.

Для современных рифов, как правило, характерны самые высокие содержания Sr по сравнению с другими фаціальными типами карбонатных осадков (исключая эвапоритовые лагуны, где возможна химическая осадка целестина), но для ископаемых рифов, характерно совершенно противоположное распределение Sr: содержания Sr в них чаще всего понижены [20]. Низкие концентрации стронция характерны для рифов, так как органогенные постройки находятся на поверхности морского дна, и нередко выходят на дневную поверхность, карбонаты теряют стронций и обогащают им донные воды. Также низкие концентрации стронция, вследствие его выноса, связаны, по-видимому, со значительной перекристаллизацией пород [21].

По результатам, полученным в ходе исследований в пробах карбонатных пород Горского поднятия концентрации Sr в целом низкие 20-136 ppm, хотя в трех пробах достигают высоких значений 1148,8-3422,3 ppm (образцы 309/7993, 50/8001, 56/8001), характерных для доломита, находящегося в равновесии с морской водой (~500–800 ppm, например, [22]). В целом полученные данные подтверждают ранее проведенные исследования авторов: установленная органогенная природа Горского поднятия, значительная преобразованность слагающих его биохеогенных карбонатов и подверженность залежи СВН процессам разрушения [8].

Высокие значения натрия Na, равные 535-12178 ppm, предполагают, что он выпадал в осадок из солевых жидкостей не морского происхождения [16]. Концентрации Fe и Mn в доломите отражают как окислительно-восстановительные условия [23], так и концентрацию этих элементов в доломитизирующих жидкостях [24]. Одним из важных источников марганца могут служить поверхностные Mn-содержащие отложения, обогащенные в

ограниченном пространстве бассейнов седиментации и привнесенные во время седиментации или диагенеза [25]. Концентрации Fe и Mn в морских доломитах варьируют от 3 до 50 г/т [18]. Концентрация Mn в доломитах Горского поднятия изменяется в пределах 61-1017 ppm, что, возможно, объясняется его осаждением из соленых бассейновых флюидов. Содержание железа Fe колеблется в пределах 550-8122 ppm. В образце 261/7993 наблюдается повышенное содержание железа, равное 18069 ppm, что может объясняться присутствием здесь остатков эффузивных пород и глауконита (рис. 1 IV).

Появление TiO_2 в образцах, представленных оолитовым, местами песчанистым оолитовым доломитом, по-видимому, связано с интенсивным поступлением обломочного материала. А высокое отношение TiO_2/Al_2O_3 в глинистом доломите свидетельствует о химическом выветривании с образованием аутигенного глауконита (рис. 1 III), являющегося индикатором гальмиролиза, для которого благоприятны места медленного отложения осадков [26], а также свидетельствуют о перерывах в осадконакоплении в камышлинское время.

Выводы.

1. При интерпретации результатов РФА с применением классификаций В. Martinet and J.Sougy, 1957 и Л.В. Анфимова авторами установлено, что породы-коллекторы камышлинского горизонта казанского яруса Горской структуры в большей степени относятся к типу известковистых доломитов. Результаты геохимических исследований свидетельствуют о том, что доломиты, имеющие первоначальный биохемогенный генезис, подвергались неоднократным постседиментационным преобразованиям, которые подтверждаются и микроописаниями керн.

2. В исследуемых доломитах камышлинского возраста значение отношения Mn/Sr большинства образцов выше 2, что указывает на преобразованность доломитов, а также прямая корреляция между содержаниями железа и марганца связана с перекристаллизацией породы. Низкие значения Sr (20-136 ppm) в карбонатах свидетельствуют об органогенном происхождении Горского поднятия, а также о перекристаллизации горных пород. Оолитовый доломит и реликтивно-органогенный доломит сформированы в различных палеофациальных условиях, что отобразилось и на кластерных диаграммах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кротов Б.П. (1925) Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани *В сборнике: Труды Казанского общества естествоиспытателей*, т. 50. вып. 6. 110 с.

2. Продуктивные битуминозные толщи пермских отложений Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода (1982). Под. ред. В. И. Троепольского, Н. П. Лебедева. *Казань: Изд-во КГУ*, 104 с.
3. Виноходова Г.В., Эллерн С.С. (1985) О строении нижней части казанского яруса востока Мелекесской впадины и особенности распределения битумов. *В сборнике: Геология и геохимия нефтей и природных битумов. Казань: Казанский университет*, С. 8-24.
4. Нургалиева Н.Г. (2000) Микропетрографические характеристики литотипов казанских битумоносных отложений Северо-восточного борта Мелекесской впадины. *Георесурсы*, вып. 1 (2). С. 28-35.
5. Успенский Б.В., Валеева У.Ф. (2008) Геология месторождений природных битумов Республики Татарстан. *Казань: Изд-во ПФ «ГАРТ»*, 347 с.
6. Мухутдинова Н.Г. (1991) Литология и битумоносность отложений казанского яруса Мелекесской впадины ТССР: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.21. *Казань*, 194 с.
7. Петров Г.А. (2000) Литолого-фациальный анализ битумоносных комплексов верхнепермских отложений в связи с оценкой ресурсов битумов на территории Татарстана: Дис. канд. геол.-минерал. наук. 04.00.21. *Казань*, 235 с.
8. Мударисова Р.А., Лукьянова Р.Г., Успенский Б.В. (2021) Палеотектонические реконструкции условий формирования Горского месторождения сверхвязкой нефти. *Нефтяное хозяйство*, №6. С. 27-31 (DOI: 10.24887/0028-2448-2021-6-27-31).
9. McIntire W.L. (1963) Trace element partition coefficients- a review of theory and applications to geology *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 27. P. 1209-1264.
10. Swart P.K. (2015) The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future *Sedimentology*, V.62. I.5. P. 1233-1304 (DOI:10.1111/sed.12205).
11. Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал) *Екатеринбург*, 290 с.
12. Mishe H., Simler R., Affaton P., Mickala O., Boudzoumou F. (2013) New computerized method for the geochemical classification of Precambrian carbonate rocks: case of a set of African cap carbonates *International Journal of Geosciences*, V. 4 P. 37-49 (DOI:10.4236/ijg.2013.410A005)
13. Martinet B. and Sougy J. (1957[1961]) Utilisation Pratique des Classifications Chimiques des Roches Carbonatées *Annales de la Faculté des Sciences de Dakar*, P. 81-92.
14. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. (1998) Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов *СПб.: Недра*, 352 с.
15. Herndon E.M., Navig, J.R., Singer D.M., McCormick M.L., Kump L.R. (2018) Manganese and iron geochemistry in sediments underlying the redox-stratified Fayetteville Green Lake *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 231(8). P. 50-63. (DOI:10.1016/j.gca.2018.04.013)

16. Banner J.L. (1995) Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis *Sedimentology*, V. 42. P. 805 – 824.
17. Land L.S. (1980) The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In Concepts and Models of Dolomitization. In: Zenger D.H., Dunham J.B., Ethington R.L. (Eds.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, 28. P. 87-110.
18. Veizer J. (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: Arthur M.A., Anderson T.F., Kaplan I.R., Veizer J., Land L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology, SEPM Short Course Notes*, 10. P. 3.1–13.1.
19. Васильева К.Ю. (2017) Стадийность постседиментационных изменений карбонатных пород рифея – венда Куюмбинского месторождения и ее связь с геологической эволюцией Байкитской антеклизы (юго-запад Сибирской платформы): Дис. канд. геол.-мин. наук 25.00.01. *Санкт-Петербург*, 137 с.
20. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). *Ленинград, «Наука»*, 152 с.
21. Coniglio M. (2003) Dolomitization and recrystallization of middle Silurian reefs and platformal carbonates in the Guelph Formation, Michigan Basin, southwestern Ontario *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, V. 51, N 2. P. 177-199.
22. Kırmacı, M.Z. (2013) Origin of dolomite in the Late Jurassic platform carbonates, Bolkar Mountains, central Taurides, Turkey: petrographic and geochemical evidence *Chem. Erde e Geochem*, V. 73, N. 3. P. 383-398. (DOI:10.1016/j.chemer.2012.11.001)
23. Junbo Gao, Ruidong Yang, Hai Xua, Xu Zhang, Kangning Feng, Lulin Zheng (2018) Genesis of Permian sedimentary manganese deposits in Zunyi, Guizhou Province, SW China: Constraints from geology and elemental geochemistry *Journal of Geochemical Exploration*, 192. P. 142-154 (DOI:10.1016/j.gexplo.2018.06.012)
24. Mahboubi A., Nowrouzi Z., Al-Aasm I.S., Moussavi-Harami R., Mahmudy-Gharaei M.H. (2016) Dolomitization of the Silurian Niur Formation, Tabas block, east central Iran: Fluid flow and dolomite evolution *Marine and Petroleum Geology*, V. 77 P. 791-805 (DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.07.023)
25. Duan J., Fu Y., Zhang Z., Xiao J., Wu C. (2020) Genesis of the Dounan manganese deposit of southeast Yunnan, China: Constraints from the mineralogy and geochemistry of micronodules *Journal of Geochemical Exploration*, V. 214. art. 106541 (DOI:10.1016/j.gexplo.2020.106541)
26. Серия «Науки о Земле» Том 30. Карбонатные породы. Том 2. (1970) Физико-химическая характеристика и методы исследования. Под редакцией Бисселл Г., Фейрбридж Р.У., Чилингар Дж.В. *Москва: Изд-во «Мир»*, 270 с.

Сведения об авторах:

Мударисова Раушания Айдаровна, старший преподаватель кафедры геологии нефти и газа им. акад. А.А. Трофимука, Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанский (Приволжский) федеральный университет ИГиНГТ КФУ, 420008, Казань, Кремлевская, 18, (843) 233-79-82, rayshania@mail.ru. ORCID ID (код автора) 0000-0001-7374-5060. Researcher ID (идентификатор автора) ААМ-5072-2021.

Лукьянова Резеда Габдрашитовна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии нефти и газа им. акад. А.А. Трофимука, Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанский (Приволжский) федеральный университет ИГиНГТ КФУ, 420008, Казань, Кремлевская, 18, (843) 233-79-82, rezeda-l@yandex.ru

Author's personal details:

Mudarisova Raushaniya Aidarovna, senior lecturer at the Department of Oil and Gas Geology named after. acad. A.A. Trofimuk, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies Kazan (Volga Region) Federal University IGiNGT KFU, 420008, Kazan, Kremlevskaya, 18, (843) 233-79-82, rayshania@mail.ru. ORCID ID (author code) 0000-0001-7374-5060. Researcher ID (Author ID) ААМ-5072-2021.

Lukyanova Rezeda Gabdrashitovna, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor of the Department of Oil and Gas Geology named after. acad. A.A. Trofimuk, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies Kazan (Volga Region) Federal University IGiNGT KFU, 420008, Kazan, Kremlevskaya, 18, (843) 233-79-82, rezeda-l@yandex.ru

© Мударисова Р. А., Лукьянова Р.Г.