№ 2(46) ◆ 2021

УДК (552.543:552.14):551.733.3(571.51)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ДОЛОМИТОВ НИЖНЕГО СИЛУРА И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА (СЕВЕРО-ВОСТОК ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

А. А. Рясной[1], В. Ю. Прокофьев[2]

[1]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; [2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, Россия

Установлено, что доломиты в силурийских карбонатных отложениях, развитые преимущественно в составе пород нижнего силура (венлокский отдел), образовались на стадии катагенеза. По данным оптико-микроскопических и катодолюминесцентных исследований выделены две генерации доломита. Доломит первой генерации представлен крупными (до 1,07–1,5 мм) идиоморфными зональными ромбоэдрами; второй генерации – агрегатами гипидиморфных кристаллов, выполняющих каверны и трещины. Доломитизирующим флюидом являлся рассол хлоридов Na, Ca и Mg, который был связан с процессами нисходящей миграции эвапоритовых рассолов, захороненных в сульфатно-карбонатных верхнесилурийских и нижнедевонских отложениях. Соленость и температура захвата флюидных включений 25,1–26,5 мас. %-экв. $CaCl_2$ и 102–197 °С соответственно. Литолого-петрографические и микротомографические исследования позволили выделить три типа пустот: межкристаллические доломитизации, последующего растворения по межкристаллическим порам и новообразованные каверны с растворением агрегатов кристаллов. Характер распределения закрытых пор – следствие неравномерной доломитовой цементации, структурной неоднородности кристаллов доломита, а также степени заполнения пустотного пространства доломитом второй генерации, кальцитом, сульфатами кальция и/или кварцем.

***Ключевые слова**: доломитизация, катагенез, силурийская система, Тунгусская синеклиза, Восточная Сибирь.*

CONDITIONS FOR THE FORMATION OF SECONDARY LOWER SILURIAN DOLOMITES AND PECULIARITIES OF THE DISTRIBUTION OF VOID SPACE IN THEM (NORTH-EAST OF THE TUNGUSKA SYNECLISE)

A. A. Ryasnoy[1], V. Yu. Prokofyev[2]

[1]A.P.Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia; [2]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

It has been established that dolomites in the Silurian carbonate deposits, developed mainly in the composition of rocks of the Lower Silurian (Wenlockian Series) were formed at the catagenesis stage. According to the data of optical microscopic and cathodoluminescent studies, two generations of dolomite have been identified. Dolomite of the first generation is represented by coarse (up to 1.07–1.5 mm) idiomorphic zonal rhombohedrons; dolomite of the second generation – by aggregates of hipidiomorphic crystals filling caverns and cracks. The dolomitizing fluid was known to be a brine of Na, Ca and Mg chlorides, which is associated with the processes of downward migration of evaporite brines buried in sulphate-carbonate Upper Silurian and Lower Devonian deposits. Salinity and capture temperature of fluid inclusions is 25.1–26.5 wt. % -equiv. to $CaCl_2$ and 102–197°C, respectively. Lithological-petrographic and microtomographic researches made it possible to distinguish three types of voids: intercrystalline dolomitizations, subsequent dissolution through intercrystalline pores, and newly formed cavities with dissolution of crystal aggregates. The distribution nature of closed pores was the result of uneven dolomite cementation, structural heterogeneity of dolomite crystals, as well as the degree of filling the void space with second-generation dolomite, calcite, calcium sulphates and / or quartz.

Keywords: *dolomitization, catagenesis, Silurian System, Tunguska syneclise, East Siberia.*

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-24-45

Вторичные доломиты нижнего силура являются одним из потенциальных литостратиграфических уровней развития пород-коллекторов в палеозойском разрезе северо-запада Сибирской платформы [8, 10, 13]. Перспективы этих образований связаны с северной половиной Тунгусской синеклизы, где они перекрыты отложениями от верхнего силура до триаса (рис. 1). Глубокие скважины в центральной части синеклизы отсутствуют, но богатая обнаженность и охарактеризованность бурением силурийских отложений в ее бортовых зонах (см. рис. 1) позволили авторам детально исследовать вещественно-минералогический и элементный состав доломитов, провести подсчет ряда геохимических коэффициентов и изучить структуру порового пространства с помощью комплекса методов, включающих макро-, оптико-, и электронно-микроскопическое изучение пород, люминесцентно-битуминологический анализ, катодолюминесценцию, микротермометрическое исследование флюидных включений и микрорентгенотомографические реконструкции.

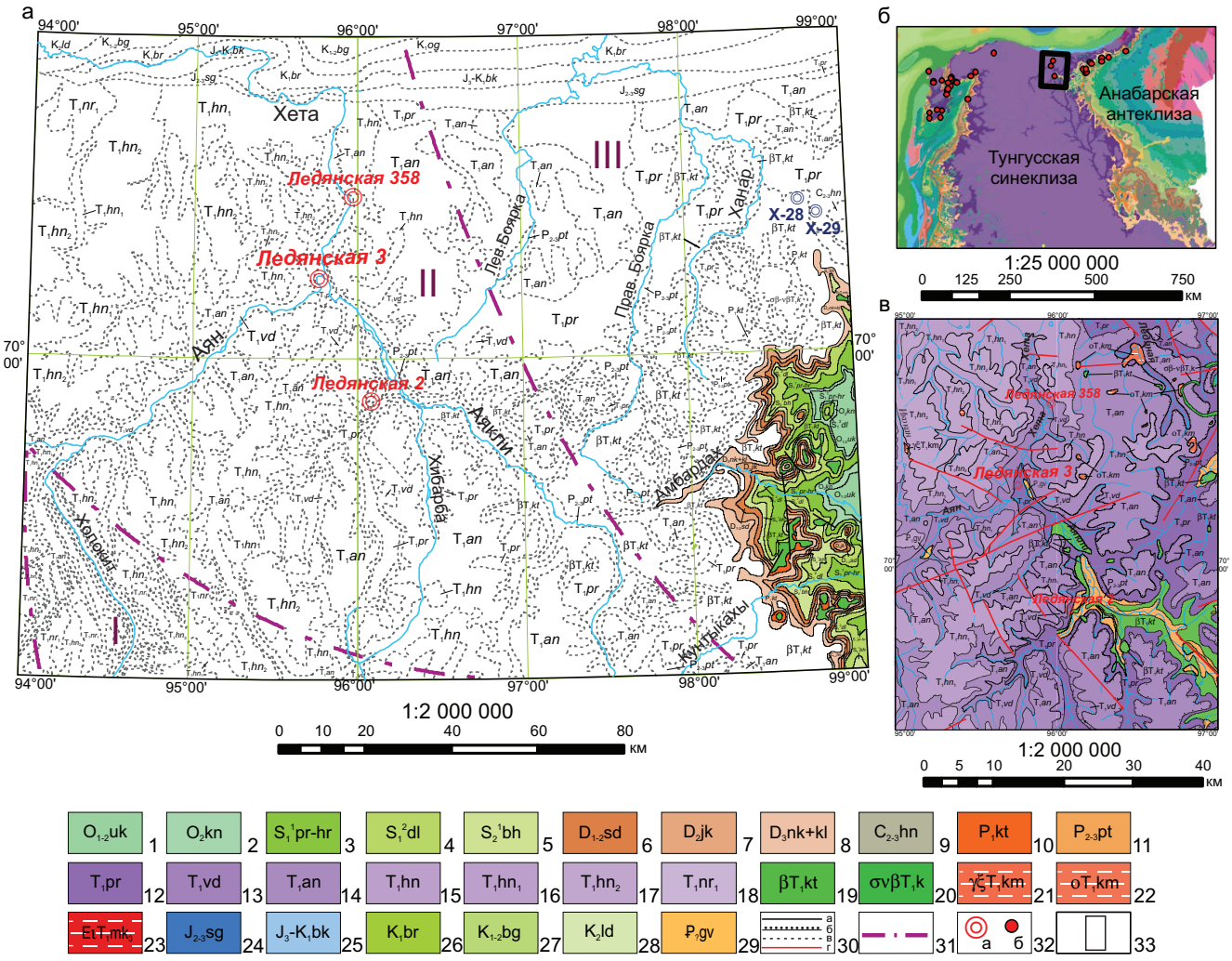


Рис. 1. Схема фациального районирования силурийских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы с элементами геологической основы, м-б 1: 2 000 000 (а); фрагмент геологической карты Красноярского края с распространением вулканогенных образований нижнего триаса на территории Тунгусской синеклизы, м-б 1: 25 000 000 (б); геологическая карта района исследований с элементами дизъюнктивной тектоники, м-б 1: 2 000 000 (в) с использованием материалов из работ [4, 5, 12]

Свиты: 1–2 – ордовикская система: 1 – устькуранахская, 2 – кунтыкахинская; 3–5 – силурийская система: 3 – правоатырдяхская, орачинская и херкиминская нерасчлененные, 4 – долготнинская, 5 – баханайская; 6–8 – девонская система: 6 – сидинская, 7 – юктинская, 8 – накохозская и каларгонская объединенные; 9 – каменноугольная система, ханарская; 10–11 – пермская система: 10 – котуйская, 11 – потокойская; 12–23 – триасовая система: 12–18 – стратифицированные вулканогенно-осадочные образования и покровы базальтов: правобоярская (12), водопадная (13), аянская (14), хоннамакитская (15) (подсвиты: 16 – нижняя, 17 – верхняя), неракарская, нижняя подсвита (18); 19–23 – магматические гипабиссальные комплексы: 19 – катангский, 20 – карамский, 21, 22 – каменский, 23 – маймеча-котуйский; 24–28 – юрская и меловая системы: 24 – сиговская, 25 – букатыйская, 26 – бояркинская, 27 – бегичевская, 28 – ледяная; 29 – палеогеновая система, гавриловская толща; 30 – геологические границы и разрывные нарушения: согласного залегания стратиграфических подразделений и интрузивные контакты (а), несогласного залегания (б), границы триасовых образований (в), разломы (г); 31 – предполагаемые границы фациальных районов, скрытые под отложениями более молодого возраста: Мойеронский (I), Ледянский (II) и Маймечинский (III) районы; 32 – буровые скважины: в пределах схемы районирования (а), вскрывшие ордовикско-силурийские отложения (б); 33 – район исследований

Ряд указанных методов исследования силурийских отложений данной территории применялся впервые.

Известно, что доломитизация известняков улучшает их коллекторские свойства. Однако выявленные в ходе исследований процессы массивной метасоматической доломитизации, такие как доломитовая цементация, а также перекристаллизация, кальцитизация и окремнение, приводят к ликвидации порового пространства.

Результаты работ позволили реконструировать процесс доломитизации, который был определяющим фактором в формировании высокоемких пород-коллекторов в силурийских карбонатных отложениях, уточнить существующие представления о роли этого процесса и влияния сопряженных с ним

вторичных процессов на формирование и преобразование пустотного пространства пород.

Созданная авторами концептуальная модель доломитизации может быть применена в региональном масштабе для прогноза пород-коллекторов во вторичных доломитах силура в центральной части Тунгусской синеклизы.

Геологическая характеристика района исследования

Рассматриваемая территория приурочена к северо-восточной части Тунгусской (по доверхнепалеозойским отложениям – Курейской) синеклизы, крупнейшей надпорядковой структуры Сибирской платформы (см. рис. 1). В ее строении установлены преимущественно морские палеозойские отложения, в том числе ордовикско-силурийского возраста. Ледянской скв. 3 был вскрыт практически полный их разрез (с 97%-ным выходом керна), комплексному исследованию которого посвящена настоящая публикация.

Разрез ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытых Ледянской скв. 3, был детально макроскопически исследован авторами в Центре геологических коллекций Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ СО РАН, Новосибирск). Литологическая характеристика вышележащих отложений дается на основании изучения фондовых и опубликованных данных. В работе [8] представлена полная литологическая колонка по материалам бурения скважины.

Ледянская скв. 3 вскрыла разрез, начинающийся с отложений *кунтыкахинской свиты* (O_2kn) (стратиграфического аналога байкитской и гурагирской свит) мощностью 81,2 м, в строении которой преобладают пестроцветные алевропесчаные породы существенно кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава с сульфатно-карбонатным, кварцевым регенерационным и глинисто-железистым цементом. В составе вышележащей *мойеронской свиты* (O_2mr) мощностью 29,2 м преобладают карбонатные породы, представленные преимущественно доломитами замещения с прослоями органогенно-обломочных известняков с пелитоморфным кальцитовым матриксом.

Переходя к силурийским отложениям в Ледянском стратиграфическом районе [12], следует отметить отсутствие отложений верхов среднего и верхнего отделов ордовикской системы вследствие перерыва в осадконакоплении, характерного для бóльшей части территории Сибирской платформы.

Оранская (S_1^1orn) и *хукэлченская* (S_1^1khl) *свиты* сложены серыми биокластовыми известняками со структурой типа вакстоун, пакстоун или грейнстоун до рудстоуна. Главные постседиментационные преобразования – кальцитизация и окремнение. В кровельной части хукэлченской свиты появляются доломиты замещения с обильными органическими остатками кишечнополостных. Мощность оранской свиты 94,4 м, хукэлченской 77,9 м.

Породы *мунильской свиты* (S_1^2mn) хакомского горизонта интенсивно доломитизированы. При микроскопическом изучении они представляют собой сплошной агрегат, сложенный разнозернистым ромбоэдрическим доломитом. Макроскопически в породах часто фиксируются остатки каркасообразующих организмов – табулят и строматопороидей. Мощность свиты 29,3 м.

В первой половине разреза *неракачинской свиты* (S_2^1nr) доломиты замещения постепенно сменяются микрозернистыми седиментационными доломитами с прослоями гипса, которые в совокупности с доломито-ангидритами и доломитовыми мергелями слагают бóльшую часть разреза *неракачинской и кираской* (S_2^1–S_2^2kr) *свит* мощностью 80,5 м. Таким образом, инт. 731,2–667 м представлен преимущественно доломитами замещения, мощность которых составляет 64,2 м. Таким образом, стратиграфический интервал распространения вторичных доломитов несколько выходит за пределы отложений, отнесенных к венлокскому отделу, и включает интервал от кровли лландоверийского отдела до основания лудловского.

В составе нижнедевонских отложений в объеме *ямпахтинской, хребтовской, зубовской* (D_1jm-zb) и *курейской* (D_1kr) *свит* преобладают глинисто-сульфатно-карбонатные породы мощностью 63 м, согласно перекрывающие силурийские отложения. Несогласно залегающие выше нижне-среднедевонские образования сложены красноцветными глинисто-сульфатно-карбонатными породами с пачками оолитовых доломитов, ангидритов и доломитовых аргиллитов *мантуровской свиты* ($D_{1-2}mn$) мощностью 103,5 м и сероцветными глинистыми и ангидритистыми доломитизированными известняками и доломитами *юктинской свиты* (D_2jk) мощностью 24 м. Согласно перекрывающие их верхнедевонские отложения представлены доломитами глинистыми с включениями ангидрита, отнесенными к *накохозской свите* (D_3nh) мощностью 12,6 м, а также сероцветными доломитистыми известняками и известковистыми доломитами, глинистыми, участками битуминозными, отнесенными к *каларгонской свите* (D_3kg) мощностью 23,1 м, в разрезе которой присутствует тело долеритов, мощностью 13,5 м.

Каменноугольные отложения, залегающие со стратиграфическим перерывом, представлены *ханарской свитой* ($C_{2-3}hn$), состоящей из переслаивания углистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, мощность которых, исключая тело долеритов (32 м), равна 107,4 м.

Пермские отложения сохранились только в разрезе Ледянской скв. 358, где представлены алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников мощностью 225 м.

В составе несогласно залегающих выше нижнетриасовых отложений преобладают туфогенные породы, отнесенные к *правобоярской свите* (T_1pr) мощностью 72,9 м.

Венчают разрез отложения четвертичной системы, вскрытые Ледянской скв. 3 и представленные переслаиванием песков, алевритов и глин с прослоями валунно-галечных отложений. Общая мощность четвертичных отложений 162,5 м.

Материалы и методы

Авторами изучены 83 шлифа оптико- и электронно-микроскопическими методами [3] с помощью микроскопов Leica DMR и CamScan MX2500S с энергодисперсионным спектрометром OXFORD INCA Energy 200 и катодолюминесцентным детектором CLI/QUA 2. Исследования проведены в литологической лаборатории и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Особое внимание уделено изучению доломитов замещения мунильской свиты (S_1^2mn), а также переходных интервалов хукэлченской (S_1^1khl) и неракачинской (S_2^1nr) свит с целью фиксации границ доломитовых пород. Катодолюминесцентные исследования на микроскопе Olympus BX-53 с приставкой Мк5-2 с целью выделения генераций карбонатных минералов проводились в СПбГУ.

Микротермометрические исследования флюидных включений выполнялись в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Olympus BX-51» и видеокамеры. Концентрация солей растворов включений рассчитывалась по температуре растворения кристалла льда с использованием данных для системы $CaCl_2$–H_2O. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектики [1]. Оценка концентрации солей и плотности флюида проводились с помощью программы «FLINCOR» [15].

Силикатный анализ (метод XRF), определение малых элементов (ICP-MS), органического углерода (кулонометрия и инфракрасная спектрометрия) и железа закисного (титриметрия) в 44 образцах выполнены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Методом рентгеновской компьютерной микротомографии (микротомограф SkyScan Bruker 1172) изучены 12 образцов доломитов в ресурсном центре СПбГУ. Метод позволяет на образцах керна диаметром 1,9–4 см и высотой 2–6 см визуализировать участки открытой и закрытой пористости и особенности их распределения.

Для изучения степени битуминозности пород использован люминесцентно-битуминологический анализ, основанный на обнаружении битуминозных веществ в ультрафиолетовых лучах с помощью нанесения на поверхность образцов хлороформа.

Результаты исследований

Рассматривая интервал разреза, отнесенный к лландоверийскому отделу, следует отметить, насколько четко по магнезиальности (MgO/CaO = 0,69–0,84) и степени доломитности (MgO/CaO+MgO = 40–45) выделяется уровень нижней границы вторичных доломитов в верхах хукэлченской свиты (S_1^1khl). В нижележащих известняках значения магнезиальности изменяются от 0,01 до 0,07; степени доломитности – от 0,88 до 18, при преобладающих значениях 1,57–3,46. Настоящая граница подчеркивается снижением в породах на этом уровне гамма-активности, которая выдержана на протяжении всей мощности распространения вторичных доломитов – верхи хукэлченской (S_1^1khl), мунильская (S_1^2mn) и низы неракачинской (S_2^1nr) свит (при незначительной амплитуде колебаний), что свидетельствует о невысоком содержании глинистой примеси в доломитах замещения, которые слагают 85–90 % разреза (рис. 2).

Стадии доломитизации известняков достаточно отчетливо наблюдаются при микроскопических исследованиях. С помощью оптико-микроскопического, электронно-микроскопического и катодолюминесцентного методов выделены две генерации доломита. К первой относятся идиоморфные зональные ромбоэдры и неправильно-ромбоэдрические кристаллы, ко второй – агрегаты прозрачных гипидиоморфных кристаллов, выполняющих каверны и трещины.

Исследования показали, что структура *доломитовых кристаллов первой (основной) генерации* в пределах одного образца разнообразна. На одних участках преобладают правильные ромбоэдры, на других форма кристаллов неправильная и неправильно-ромбоэдрическая. Участки пород, сложенные правильными ромбоэдрами (размером до 1,07–1,5 мм), характеризуются точечными и линейными контактами, и в них наблюдаются межкристаллические поры.

Характерные признаки ромбоэдрических кристаллов – *зональное строение*, наличие темных ядер (замутненных включениями реликтового кальцитового материала) и внешних прозрачных оторочек (рис. 3, а, б). Последние нередко характеризуются неправильной формой, прорастают между кристаллами и выступают в роли доломитового цемента (см. рис. 3, б). Во всех зональных кристаллах выделяется внешняя наиболее широкая зона с отсутствием катодолюминесценции (см. рис. 3, в, г). В обратно отраженных электронах во внешней оторочке (прозрачной в поляризованном свете и черной при катодолюминесценции) наблюдается концентрическая зональность, отражающая изменения в химическом составе кристаллов доломита (см. рис. 3, д). Зональность обусловлена чередованием зон толщиной до 3 мкм, различающихся соотношением концентраций Fe^{+2} от 1,33–1,35 (темные) до 2,25–3,23 % (светлые). В некоторых зонах с наибольшими концентрациями железа отмечается присутствие Mn^{+2} (0,23–0,26 %). При переходе к ядерной части кристалла содержание железа закономерно уменьшается от 0,88 до 0,36 %, а содержание магния возрастает (см. рис. 3, е).

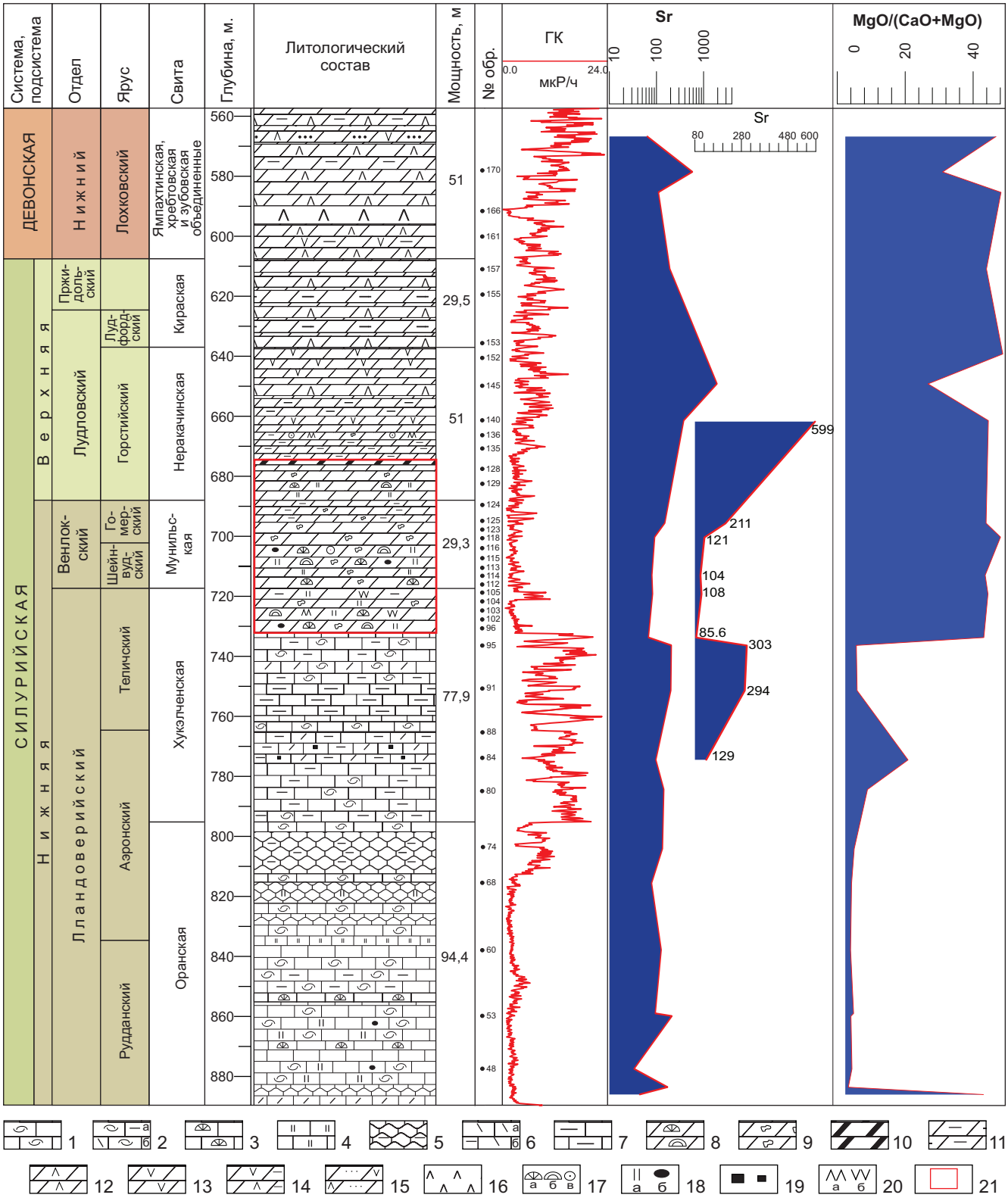


Рис. 2. Литолого-геохимический разрез силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытый Ледянской скв. 3. М-б 1:2000

1–7 – известняки: 1 – органогенно-обломочные, 2 – органогенно-обломочные глинистые (а), частично доломитизированные (б), 3 – биоморфные с табулятоморфными кораллами рода *Favosites* и кораллами отряда Halysitida, 4 – окремненные, 5 – бугристо-наслоенные, глинистые, 6 – доломитизированные (а) и доломитизированные глинистые (б), 7 – глинистые; 8–10 – доломиты замещения: 8 – с кораллами и строматопоратами, 9 – кавернозные, 10 – битуминозные; 11–15 – доломиты седиментационные в ассоциации с гипсом и ангидритом: 11 – глинистые, 12 – доломито-ангидриты, 13 – с гипсом, 14 – с гипсом и ангидритом, глинистые, 15 – с гипсом и ангидритом, песчанистые; 16 – ангидриты; 17 – табулятоморфные кораллы (а), строматопораты (б), иглокожие (в); 18 – окремнение: беспорядочное (а), в виде желваков (б); 19 – пирит; 20 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс); 21 – область расположения в разрезе вторичных доломитов и объект исследования

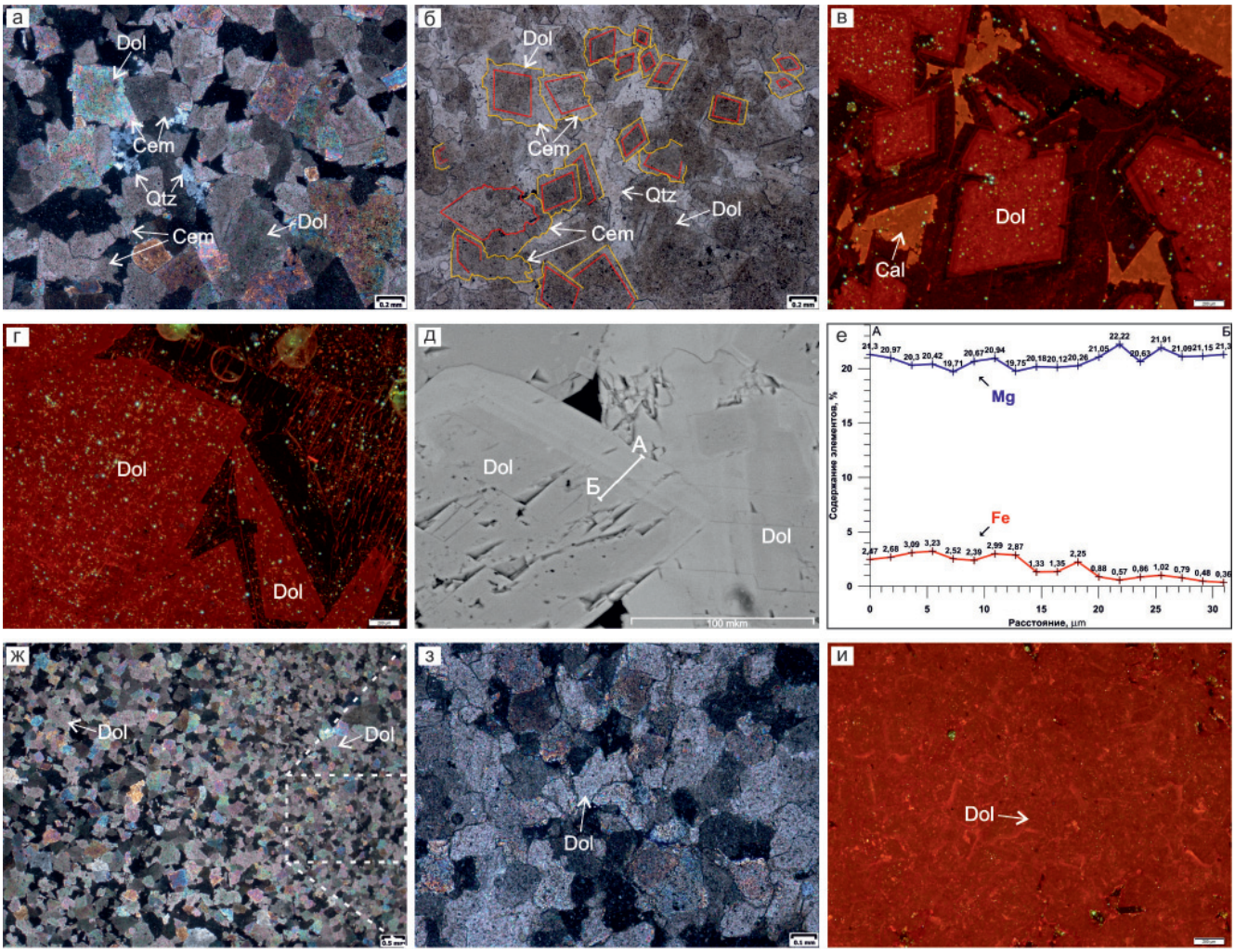


Рис. 3. Доломиты замещения. Особенности структуры и состава кристаллов (Dol – доломит; Qtz – кварц; Cal – кальцит; Cem – регенерационный доломитовый цемент)

а – агрегат идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита с линейными и точечными контактами, пространство между которыми участками выполнено кварцем (обр. 103) (ув. ×5; ник. X)

б – зональное строение доломитовых кристаллов с темным ядром и прозрачными оторочками, последние участками прорастают между смежными кристаллами и выступают в роли доломитового цемента (ув. ×5; ник. II)

в, г – концентрически-зональное (от 3–4 до 5–6 зон) катодолюминесцентное свечение ромбоэдрических кристаллов с широкой внешней зоной с отсутствием катодолюминесценции (обр. 103) (ув. ×10), межкристаллическое пространство выполнено вторичным кальцитом с оранжевой катодолюминесценцией (в)

д – концентрическая зональность в обратно отраженных электронах, вызванная чередованием зон с различной концентрацией Fe^{+2}

е – график вдоль отрезка А–Б, отражающий изменение соотношения концентраций ионов Mg^{+2} и Fe^{+2} от периферической части кристалла к ядерной (обр. 103)

ж – участок породы, сложенный ксеноморфными кристаллами на контакте с идиоморфными разностями (ув. ×1,6; ник. X)

з – ксеноморфные кристаллы с плотной упаковкой и извилистыми контурами (ув. ×10; ник. X)

и – однородное красное катодолюминесцентное свечение неромбоэдрических кристаллов доломита с отсутствием зональности (обр. 114) (ув. ×5)

Для кристаллов *доломита первой генерации* (доломит 1) характерно катодолюминесцентное свечение красного цвета, обусловленное вхождением в кристаллическую решетку доломита двухвалентного марганца (Mn^{+2}). Идиоморфные ромбоэдрические кристаллы характеризуются ярким концентрически-зональным (от 3–4 до 5–6 зон) катодолюминесцентным свечением (см. рис. 3, в). При этом внешняя оторочка является черной, практически однородной, так как ионы железа существенно подавляют катодолюминесцентное свечение в доломите, обусловленное, как правило, наличием двухвалентного марганца. Присутствие ионов Fe^{+2}, вызывающих темную катодолюминесценцию, и ионов Mn^{+2} свидетельствует о росте кристаллов в восстановительных условиях, доказательством чему также является преобладание закисных форм железа над окисными (в среднем, 0,61 % против 0,19 % по дан-

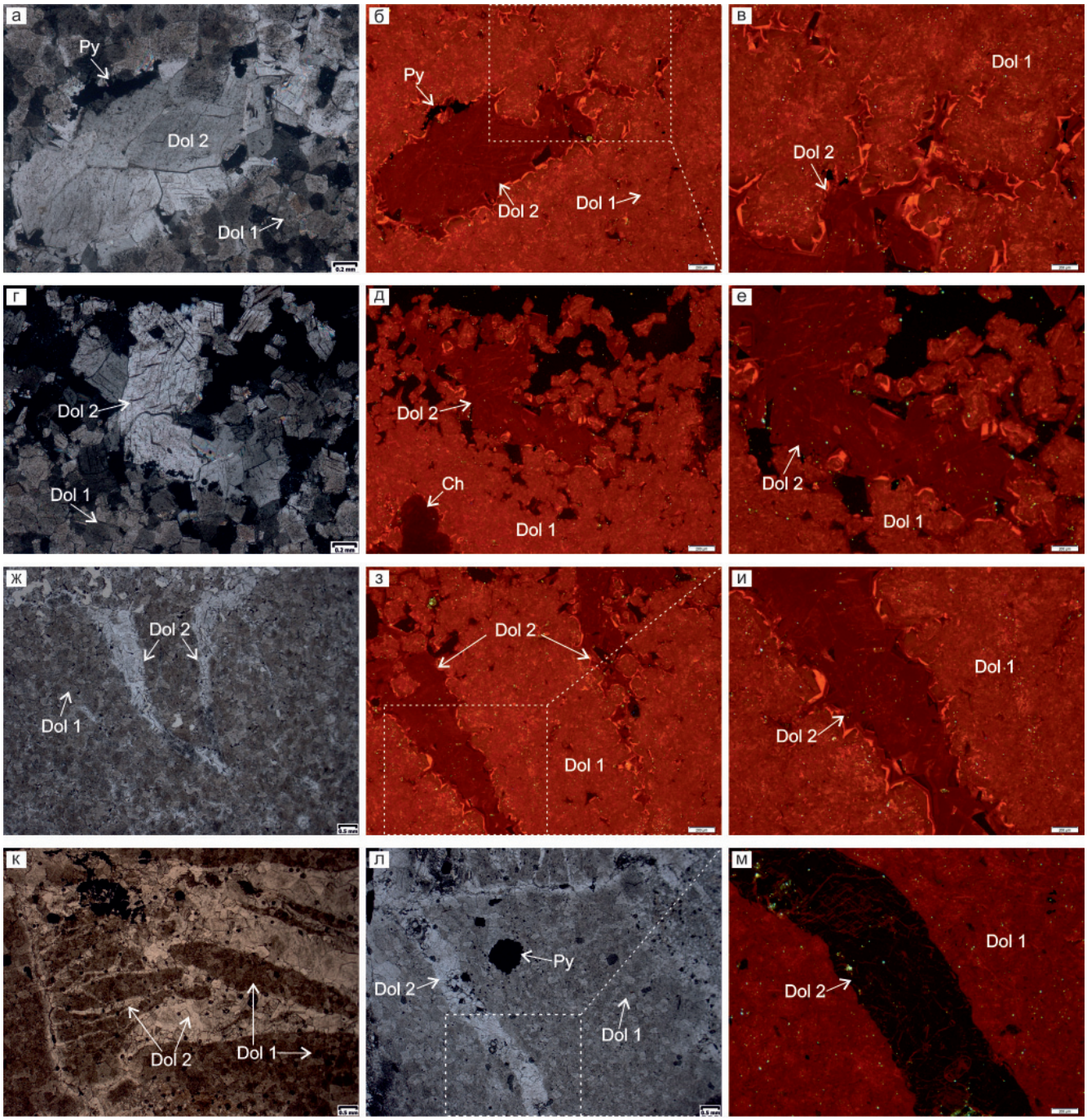


Рис. 4. Морфология и распределение агрегатов доломита второй генерации (Dol 1 – доломит первой генерации; Dol 2 – доломит второй генерации; Py– пирит; Ch – халцедон)

а, б – линзовидный агрегат прозрачного доломита 2, выполнивший каверну (?) (обр. 104) (а – в скрещенных николях, б – при катодолюминесцентном свечении; ув. ×5)

в – доломит 2 с бордовым катодолюминесцентным свечением, прорастающий в межкристаллические пространства доломита 1 с катодолюминесценцией красного цвета (ув. ×10);

г–е – клиновидные агрегаты доломита 2, заполнившие трещины (обр. 104) (г – в проходящем свете, ув. ×1,6; д, е – при катодолюминесцентном свечении; д – ув. ×5, е – ув. ×10)

ж–и – агрегат доломита 2, частично заполнивший каверну (обр. 104) (ж – в скрещенных николях, ув. ×5; з, и – при катодолюминесцентном свечении; з – ув. ×5, и – ув. ×10)

к – агрегат седловидного доломита 2 с включенными в его структуру агрегатами доломита 1 (обр. 100) (ув. ×1,6; ник. X)

л, м – железистый доломит 2 в виде жилок, характеризующийся черной окраской при катодолюминесценции ($Fe_2O_{3общ}$ = 3,29 %) (л – в проходящем свете, ув. ×1,6; м – при катодолюминесцентном свечении, ув. ×5)

ным силикатного анализа). Ксеноморфные кристаллы размером до 0,31 мм плотно прилегают один к другому и имеют извилистые и тонкозазубренные контуры (см. рис. 3, ж, з). Некоторые образцы нацело сложены крупными неромбоэдрическими перекристаллизованными агрегатами кристаллов

с искривленными границами зерен. Катодолюминесцентная зональность для неромбоэдрических кристаллов матрикса и перекристаллизованных зерен нехарактерна (см. рис. 3, и).

Доломит второй генерации (доломит 2) в поляризованном свете и по катодолюминесцентным характеристикам отличается от доломита 1. Он представляет собой характерный морфотип катагенетического доломита, так называемый седловидный тип [14]. Доломит 2 распределен неравномерно, в виде лапчатых агрегатов, выполняющих пустоты и прорастающих в мелкие межкристаллические пространства идиоморфных кристаллов доломита первой (основной) генерации (рис. 4, а–е), а также в виде клиновидных агрегатов и жил, выполняющих трещины (см. рис. 4, ж–м). Внутри линз с вторичным доломитом находятся участки доломита из матрикса (см. рис. 4, к). Агрегаты доломита 2 состоят из гипидиоморфных и ксеноморфных прозрачных серовато-белых кристаллов с выраженными перламутровыми цветами интерференции и волнистым погасанием (см. рис. 4, а). При катодолюминесценции кристаллы характеризуются однородным бордовым свечением, неравномерной зональностью (см. рис. 4, б, в, д, е, з, и) или обладают черной окраской, аналогичной внешним оторочкам зональных кристаллов, что свидетельствует об их высокой железистости (см. рис. 4, к–м). Содержание $Fe_2O_{3общ}$ в образце с агрегатами седловидного доломита максимальное (3,29 %). Как правило, в ассоциации с доломитом 2 встречаются кварц, халцедон и/или пирит, нередко развитые по границам доломитовых агрегатов.

При повсеместной доломитизации о первичной структуре исходного известняка можно судить по следам органических остатков, едва заметных на фоне кристаллического доломита. Иногда членики криноидей остаются незатронутыми среди сплошного доломита, но с кристалликами доломита в осевом канале (рис. 5, а, б).

В некоторых образцах при неполной доломитизации известняков в распределении ромбоэдров наблюдается приуроченность их к микрозернистому цементу, к контакту раковин с цементом (одна часть ромбоэдра находится в цементе, а вторая в раковине), а также к стилолитовым швам (см. рис. 5, в, г). Ромбоэдры среди кальцитовой массы известняка фиксируются в виде одиночных кристаллов, идиоморфных по отношению к кальциту, обычно не соприкасаясь непосредственно друг с другом. На отдельных участках они распределяются группами, где характеризуются неправильной формой зерен. Из этих наблюдений следует, что доломитизация происходит по путям наиболее легкого проникновения магнезиальных растворов, чем объясняется заполнение кристалликами доломита центральных каналов в члениках криноидей [2].

В образцах с неполно проявленной доломитизацией и наличием глинистых прослоев, обнаружено, что в сравнении с основной кальцитовой массой, где размеры ромбоэдров варьируют от 0,31 до 1,5 мм, в зонах с глинистыми прослоями размеры кристаллов доломита заметно меньше – от 0,06 до 0,17 мм (см. рис. 5, д, е). Кристаллы доломита, таким образом, наследуют структуру замещаемого первично-седиментационного микрозернистого кальцита с примесью глинистого материала.

Образование зубчатых малоамплитудных стилолитовых швов в исследуемых доломитах определяется наличием аналогичных глинистых прослоев. Стилолиты нередко проявлены в виде серии сближенных параллельных швов. Они образованы после этапа массивной доломитизации, так как примыкающие к ним кристаллы доломита частично растворены.

Среди глинистых прослоев и стилолитов, волнистых и ветвящихся, сложенных глинисто-органическим веществом и/или твердым битумом с рассеянными зернышками пирита, выделяются прослои как выдержанные, протягивающиеся по всей длине шлифа, так и прерывистые. Нередко в пределах шлифа обнаруживается несколько подобных зон с тонкими глинистыми прослойками, к которым приурочены зубчатые микростилолиты (см. рис. 5, ж, з). В этих зонах (мощностью от 3 мм до 1,2 см) кристаллы доломита более мелкие, неправильной формы, почти равномерно замутнены пелитовой примесью и образуют плотные агрегаты с волнистыми и зазубренными контактами (см. рис. 5, и). За их пределами преобладают крупные идиоморфные кристаллы с межкристаллическими порами и пустотами выщелачивания (см. рис. 5, к).

Главными элементами, определяющими химический состав доломита, являются Ca и Mg, по их концентрациям делаются выводы относительно упорядоченности структуры этого минерала. Бóльшая часть исследуемых образцов имеет молярные отношения 0,99–1,05, что соответствует составу упорядоченного стехиометрического доломита. Пониженные молярные отношения (0,85–0,92) характерны для окремненных доломитов.

Таким образом, основными особенностями изучаемых доломитов являются преобладание идиоморфных доломитовых кристаллов крупных размеров (до 1,07–1,5 мм), пространство между которыми заполнено неромбоэдрическими кристаллами, нередкое отсутствие первичных структур и текстур, сахаровидный облик пород, часто повышенное количество межкристаллических пор и наличие каверн (рис. 6, а–в).

Межкристаллические поры доломитизации развиты между зернами доломита ромбоэдрической формы, с произвольной упаковкой и с точечными контактами. Их важной отличительной особенностью является то, что стенками пор являются ровные грани кристаллов доломита, не затронутые растворением. Размер пор равен размеру зерен вмещающего доломита или меньше (от 0,07 до

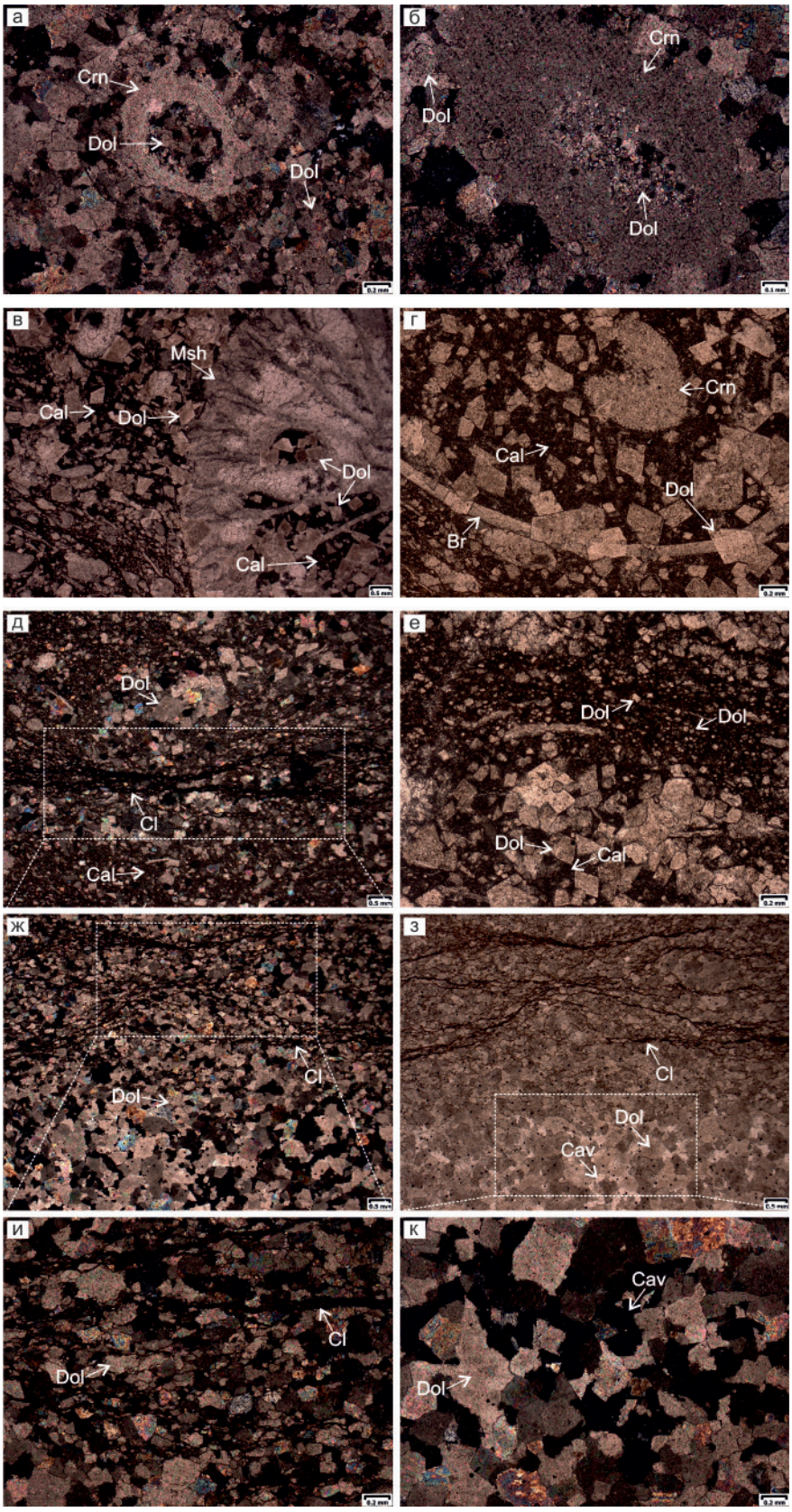


Рис. 5. Массивные доломиты замещения и известняки глинистые с неполно проявленной доломитизацией (Dol – доломит; Cal – кальцит; Cl – глинистое вещество; фаунистические остатки: Crn – криноидей; Msh – мшанок; Br – брахиопод)

а, б – вторичный доломит с сохранившимися от замещения члениками криноидей, с кристаллами доломита в осевом канале (обр. 135) (а – ув. ×5, б – ув. ×10; ник. X)

в, г – избирательная приуроченность идиоморфных ромбоэдров к микрозернистому кальцитовому цементу и контакту фаунистических остатков с цементом (обр. 106) (г – ув. ×1,6, д – ув. ×5; ник. II)

д, е – различная структура кристаллов доломита в зоне, обогащенной глинистым материалом и сложенной микрозернистым кальцитовым матриксом (обр. 106) (ж – ув. ×1,6, ник. X; з – ув. ×5, ник. II)

ж, з – участки с аналогичными сохранившимися глинистыми прослоями в образцах с полно проявленной доломитизацией (обр. 96) (ув. ×1,6; и – ник. X, к – ник. II)

и – плотный агрегат мелких ксеноморфных кристаллов доломита из зоны с развитием глинистых прослоев и стилолитов (обр. 96) (ув. ×5, ник. X)

к – участки за пределами глинистых слойков с развитыми межкристаллическими порами и кавернами (обр. 96) (ув. ×5, ник. X)

0,25–0,54 мм) (см. рис. 6, г). Агрегаты неромбоэдрических кристаллов, плотно упакованные, с удлиненными, волнистыми, вогнуто-выпуклыми контактами, напротив, характеризуются отсутствием межкристаллических пустот.

В изученных образцах выделяются поры растворения, унаследованные и вновь образованные. Первые (размером до 1,01 мм) сформированы в результате расширения межкристаллических пор доломитизации. Их образование связано с частичным растворением кристаллов, ограничивающих межзерновые поры, благодаря циркуляции агрессивных растворов по межпоровым каналам [3]. В связи с этим стенками пор являются частично растворен-

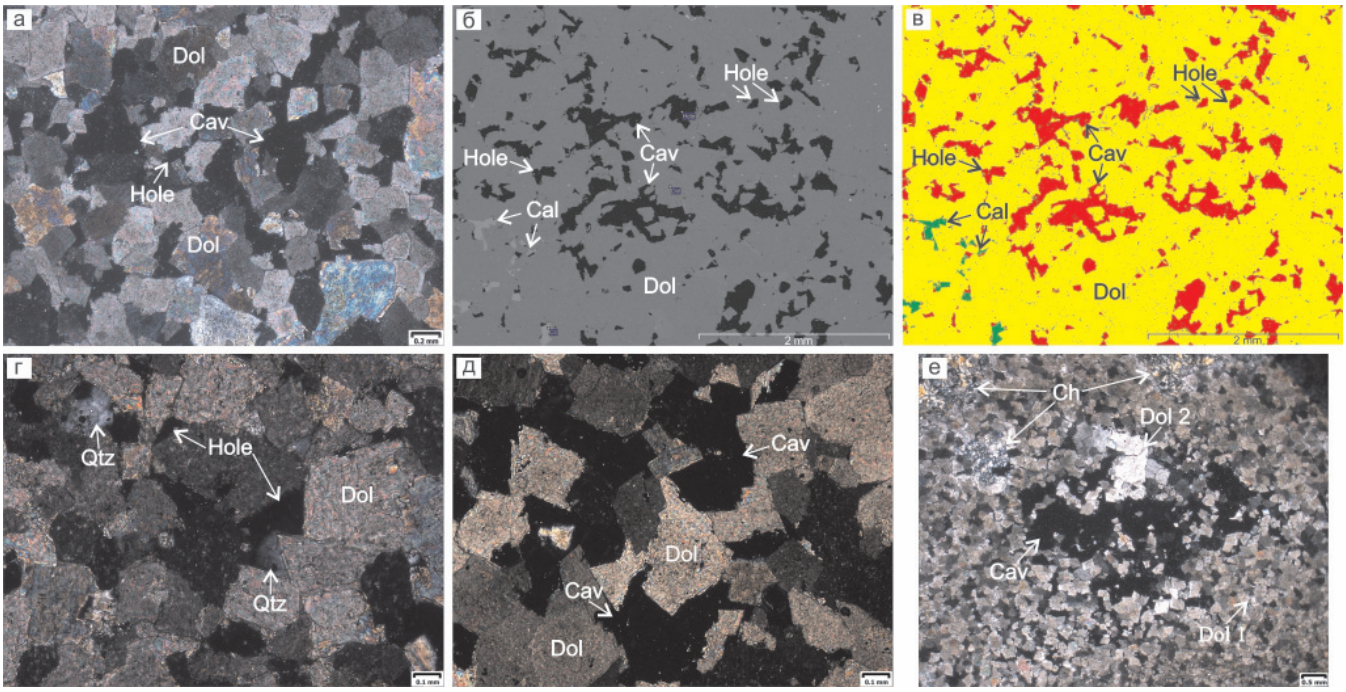


Рис. 6. Типы пустот и их распределение во вторичных доломитах (Dol и Dol1 – доломит первой генерации, Dol2 – доломит второй генерации, Cal– кальцит, Qtz– кварц, Ch – халцедон, Hole – межкристаллические поры, Cav – каверны)

Распределение межкристаллических пор и каверн по площади шлифа: а – ув. ×5, ник. X; б, в – фото в обратно отраженных электронах (обр. 103, желтое – доломит, зеленое – кальцит, красное – пустотное пространство); г – межкристаллические поры доломитизации, частично выполненные кварцем, размеры до 0,25–0,54 мм (обр. 136, ув. ×20; ник. X); д – поры унаследованного растворения, размеры до 1,01 мм (обр. 96, ув. ×10; ник. X); е – каверна, размеры до 2,48–3,24 мм (обр. 104, ув. ×1,6; ник. X)

ные грани или кристаллы доломита (см. рис. 6, д). К вновь образованным относятся пустоты, которые не подчинены морфологии и распределению межкристаллических областей и сформированы на месте растворенного агрегата зерен. Они относятся к кавернам, имеют неправильную форму и размеры до 2,48–3,24 мм (см. рис. 6, е).

Бóльшая часть межкристаллических пор доломитизации и каверн является «эффективной» – открытой, и на площади 4×4 мм^2 их количество составляет 13 % (см. рис. 6, в). Местами поры частично или полностью выполнены минералами более поздней генерации, такими как доломит второй генерации (этим обусловлена прозрачность его кристаллов, см. рис. 4), кальцит, кварц или халцедон с характерной глобулярной микроструктурой, гипс и/или ангидрит (см. рис. 6, б–г).

Для установления времени кальцитизации, сульфатизации и силификации карбонатных пород полезны данные о парагенетических соотношениях кальцита, гипса/ангидрита, кварца/халцедона и кристаллов доломита [6]. Кристаллы и агрегаты кальцита выполняют межкристаллические поры, каверны и характеризуются реакционными контактами с доломитом. Для кальцита типичны желтые до оранжевого цвета катодолюминесценции (рис. 7, а–в). Во многих образцах в пространстве между кристаллами и агрегатами доломита, а также в виде каемок обрастания по их периферии проявлены гипс, реже ангидрит (см. рис. 7, г–е). О более позднем формировании аутигенных кварца и халцедона свидетельствуют: наличие в агрегатах этих минералов кристаллов доломита, изолированных, с изъеденными контурами, сохранившихся от замещения; прорастание кристаллическим кварцем межзернового пространства и коррозия кристаллов доломита; выполнение кварцем тонких промежутков (интерстиций) между кристаллами доломита, межкристаллических пор и трещин (см. рис. 7, ж, з). Кристаллы вторичного кварца и халцедона характеризуются отсутствием катодолюминесцентного свечения, т. е. черной окраской. Однако для редких обломочных алевритовых зерен свойственно голубое катодолюминесцентное свечение. Встречается ассоциация халцедона и гипса, которая свидетельствует о более позднем времени формирования халцедона, так как последний прорастает кристаллы гипса (см. рис. 7, и).

Согласно данным микротомографии, в разрезе отмечаются доломиты с равномерной матричной (межкристаллической) пористостью и мелкой кавернозностью (1–2 мм), в которых открытая пористость составляет 8,23–10,65 % (рис. 8, а–в), и доломиты, матричная пористость которых невысокая, но в них широко развита кавернозность, в том числе имеют место крупные (от 1,6 до 3–4 см) открытые каверны, а также трещины (см. рис. 8, г–м). Открытая пористость последних изменяется от 4,5 до 22,61 %. Низкие значения открытой пористости (0,2 и 2,75 %) характерны для доломитов, сложенных перекристал-

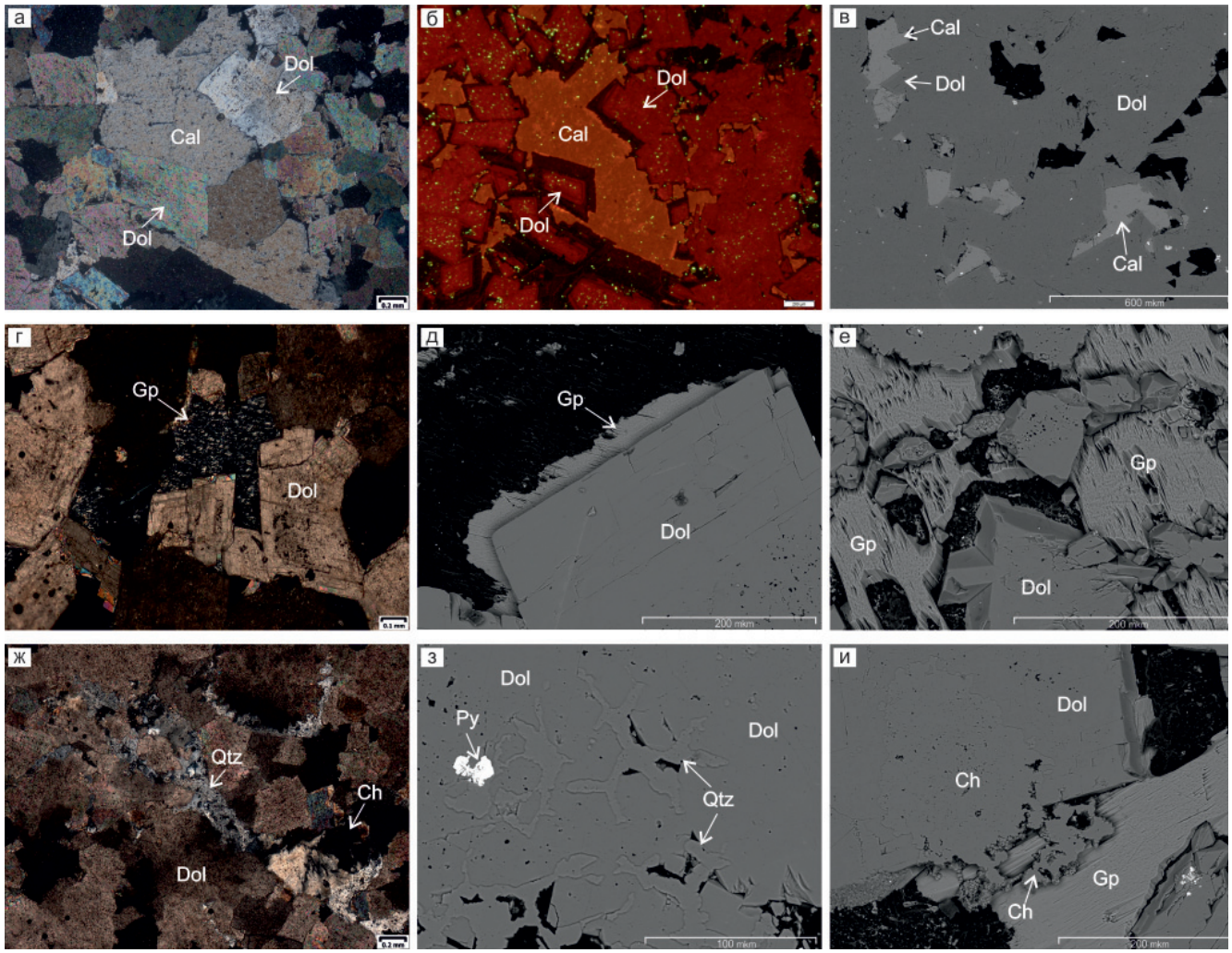


Рис. 7. Вторичные минералы в доломитах замещения (Dol – доломит первой генерации; Cal – кальцит; Gp – гипс; Qtz – кварц; Ch – халцедон; Py – пирит)

а, б – кальцит, выполняющий каверну и межкристаллическое пространство в доломите и характеризующийся оранжевым катодолюминесцентным свечением (обр. 103, а – ник. X; б – то же при катодолюминесценции; ув. ×5)

в – вторичный кальцит, слагающий межкристаллические поры в доломите (обр. 103, фото в обратно отраженных электронах)

г – гипс в пространстве между кристаллами доломита (ув. ×10; ник. X)

д – гипс в виде каемки обрастания по периферии кристалла доломита (ув. ×400)

е – агрегат гипса, выполняющий пространство между кристаллами доломита (обр. 105) (ув. ×500)

ж – кварц и халцедон, заполняющие межкристаллические пространства и корродирующие кристаллы доломита (обр. 102, ув. ×10; ник. X)

з – кварц, выполняющий межкристаллические поры и интерстиции между кристаллами доломита (обр. 105, ув. ×80)

и – халцедон, частично корродирующий кристаллы доломита и заполняющий участки внутри кристаллов гипса (обр. 105, ув. ×400)

Рис. 8. Микротомографические 3D модели образцов, открытой и закрытой пористости; различными оттенками серого показаны фазы разной плотности; участки с открытой (желтый, черный цвет) и закрытой (красный цвет) пористостью

а–в – доломит средне-крупнозернистый с межкристаллическими порами; обр. 128, открытая пористость m_o 8,23 %, закрытая $m_з$ 2,92 %; диаметр образцов 1,8 см

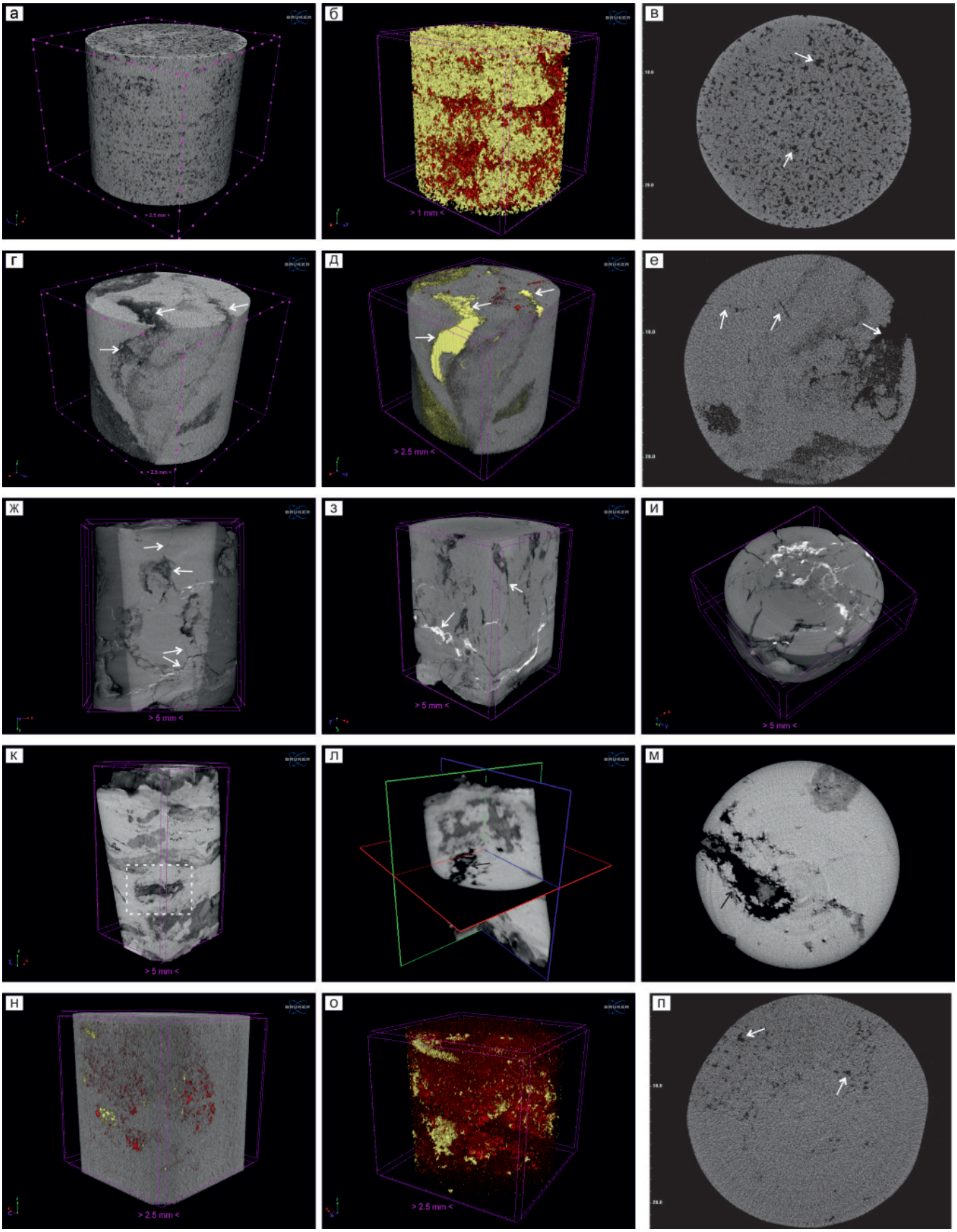
г–е – доломит пористо-кавернозный с открытой трещиной, обр. 125, m_o 4,76 %, $m_з$ 2,38 %; диаметр образцов 1,85 см

ж–и – доломит кавернозный и трещиноватый, каверны сообщаются посредством трещин, белая фаза – твердый битум, заполняющий субгоризонтальную извилистую трещину, обр. 123, m_o 4,5 %, $m_з$ 1,4 %, диаметр образцов 4 см

к–м – доломит строматопоровый, пористо-кавернозный, проявлена частично открытая, изолированная каверна; л, м – обр. 113, m_o 22,61 %, $m_з$ 0,93 %, диаметр образцов 4 см

н–п – доломит мелкокристаллический, сложенный плотным агрегатом неромбоэдрических кристаллов; обр. 118, m_o 0,2 %, $m_з$ 2,16 %, диаметр образцов 1,95 см

лизованными и неромбоэдрическими кристаллами (см. рис. 8, н–п). Наличие участков закрытой пористости на микротомографических реконструкциях – следствие массивной доломитизации, которая обусловила неоднородное распределение порового пространства из-за формирования неромбоэдрических агрегатов плотного сложения, заполняющих остаточное пространство между ромбоэдрическими кристаллами, неравномерной доломитовой цементации, перекристаллизации, а также формирования доломита второй генерации, кальцита, гипса, ангидрита и/или кварца, выполняющих пустоты (см. рис. 8, б, о).



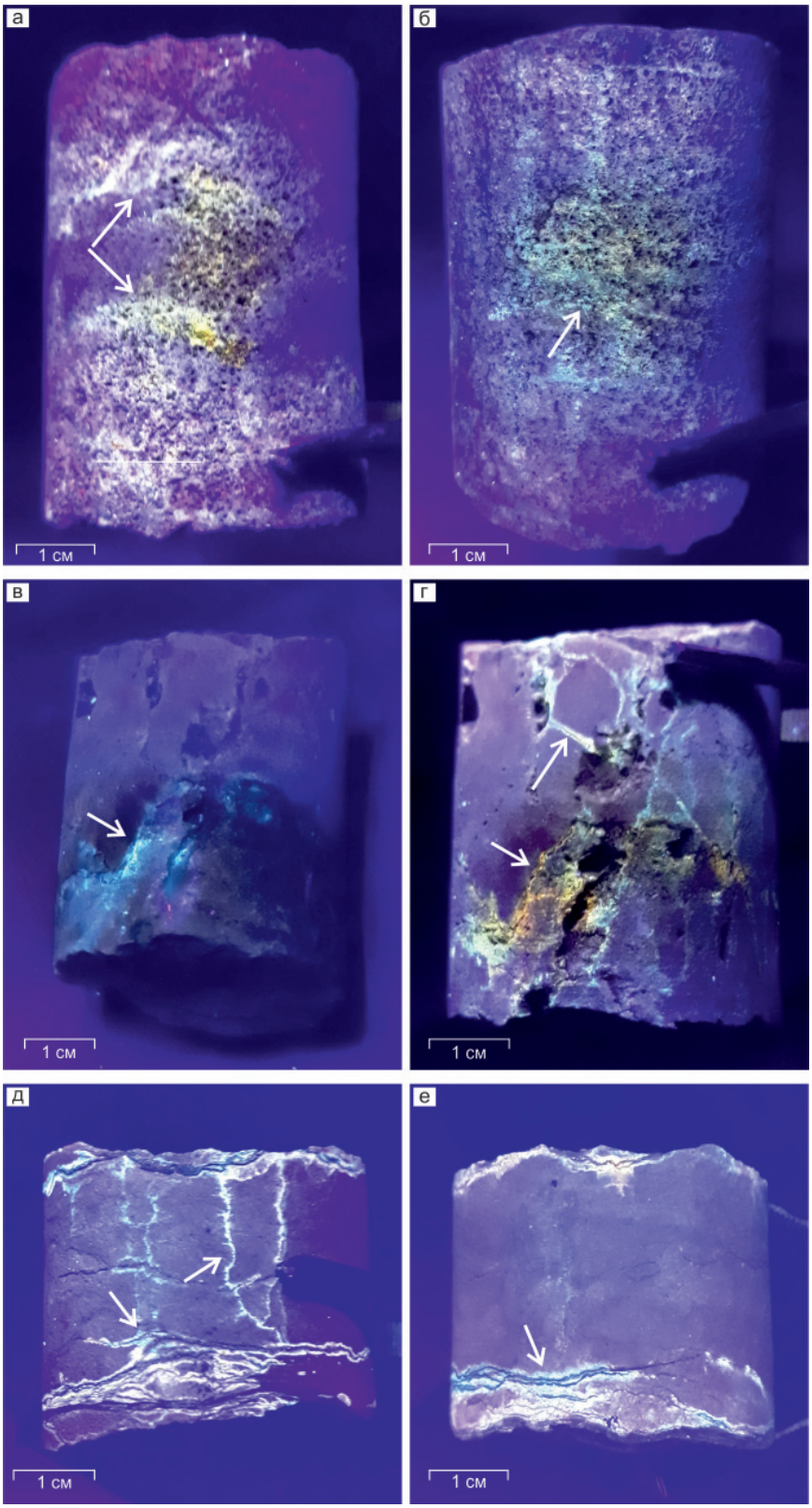


Рис. 9. Особенности люминесценции доломитов

а, б – доломит средне-крупнозернистый с межкристаллическими порами; люминесценция от беловато-голубоватых до желтых тонов на участках порового пространства (а – обр. 112, б – обр. 128)

в, г – доломит кавернозный, трещиноватый, люминесценция по кавернам, трещинам и стилолитовым швам в породе, цвета люминесценции сменяются по истечении короткого времени от беловато-голубоватых до оранжево-желтых и светло-коричневых, что свидетельствует о присутствии как легких миграционно-способных, так и малоподвижных маслянисто-смолистых и смолистых битумоидов (обр. 123)

д, е – доломит с волнистыми глинистыми прослоями, люминесценция в беловато-голубоватых тонах на участках глинистых прослоев, обогащенных $C_{орг}$ (обр. 116)

При помощи капельно-люминесцентного анализа в изученных породах обнаружены вторичные битумоиды как в разностях с равномерной матричной пористостью, так и в кавернозных доломитах (рис. 9, а–г). Но в породах с относительно плотной матрицей и крупными кавернами люминесценция проявлена только в трещиноватых образцах, в которых каверны сообщаются посредством трещин (см. рис. 9, в, г). Таким образом, в разрезе присутствуют поровый и кавернозно-трещинный типы коллекторов.

Содержание $C_{орг}$ в доломитах варьирует от 0,1 до 0,7 %, в среднем 0,42 %. Повышенные значения $C_{орг}$ приурочены к мелко-тонкокристаллическим глинистым доломитам с волнистыми глинистыми прослоями, которые заметно обогащены органическим веществом, в том числе твердым битумом, и содержат битумоид смешанного типа (см. рис. 9, д, е).

В вышележащих верхнесилурийских (неракачинская (S_2^1nr) и кираская (S_2^1–S_2^2kr) свиты) и нижне-среднедевонских (ямпахтинская (D_1jm) – мантуровская (D_1l) свиты) отложениях, тонкозернистые доломиты, переслаивающиеся с гипсами и ангидритами и находящиеся с ними в парагенетической связи, характеризуются отсутствием структурных признаков, свидетельствующих о замещении известковых осадков, и, следовательно, об их первичной хемогенной природе. Данная ассоциация минералов демонстрирует прекращение осаждения солей на ранних стадиях эвапоритового процесса – на стадии формирования доломита и гипса.

Сульфатно-карбонатные верхнесилурийские отложения характеризуются высоким содержанием стронция (до 599–3720 ppm, или 0,06–0,372 %), которое повышается при переходе от доломитов замещения мунильской свиты (S_1^2mn) (86,5–100 ppm, или 0,008–0,01, редко 0,02 %), к сульфатно-карбонатным породам неракачинской свиты (S_2^1nr). В доломито-ангидритах значение отношения Sr/Ba достигает 20. Повышенные содержания стронция вызваны его активным осаждением в виде сульфата при высокой концентрации солей в морском бассейне в условиях осаждения гипса, т. е. в лагунных обстановках. Содержание в породах стронция снижается при переходе от глинистых известняков хукэлченской свиты (S_1^1khl) (до 303 ppm, или 0,03 %) к доломитам замещения мунильской свиты (S_1^2mn) (см. рис. 2). Стронций входит в состав карбонатных пород в виде изоморфной примеси, что объясняется близостью ионных радиусов стронция и кальция. Весьма низкие содержания стронция в исследуемых вторичных доломитах (85,6–211 ppm, или ~0,009–0,02 %) являются следствием процесса замещения кальция и стронция известняков магнием доломитизирующего раствора.

Объектом для обнаружения и исследования флюидных включений послужили агрегаты кристаллов доломита *второй (седловидный тип) генерации*, их внешние прозрачные оторочки, а также ядерные зоны кристаллов доломита *первой генерации*. В ядерной части доломита 1 из образца 104 встречены первичные двухфазовые флюидные включения с большим (25–35 об. %) газовым пузырьком (рис. 10, г). В доломите 2 из образцов 100, 103 и 104 обнаружены первичные, первично-

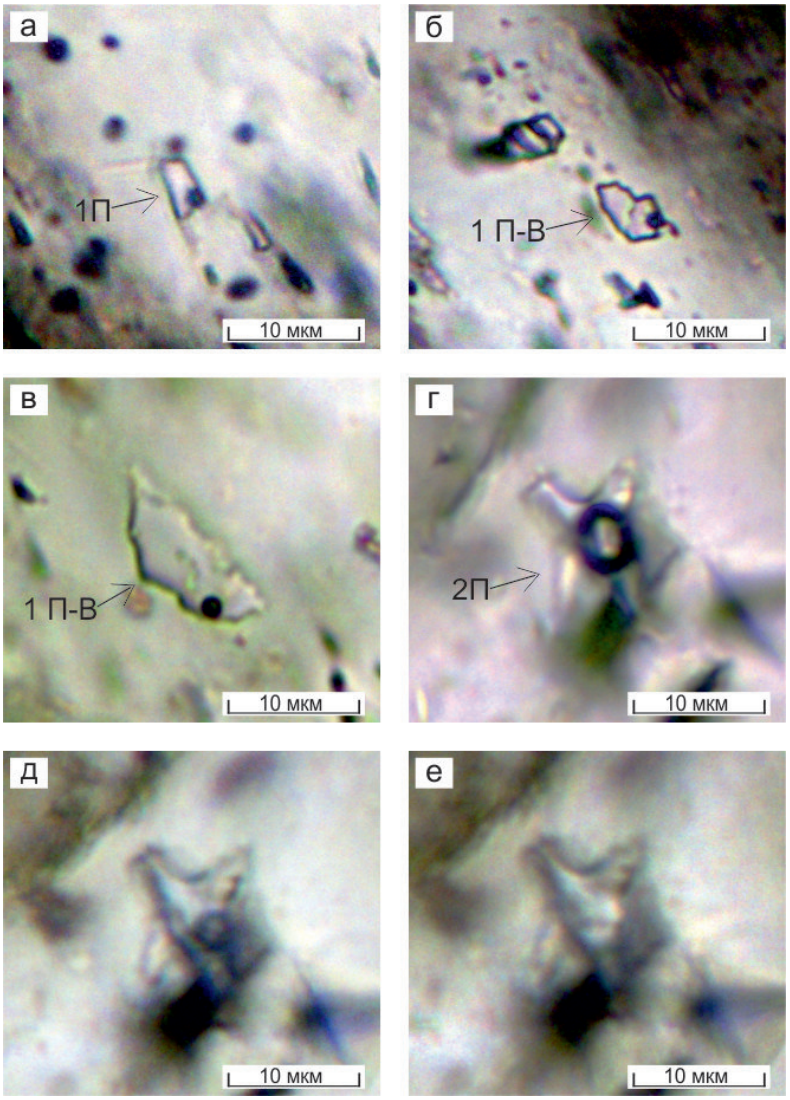


Рис. 10. Флюидные включения в кристаллах доломита при температурах: а–г – комнатной; д – 110 °С; е – 139 °С (включение соответствует гомогенному (однородному) флюиду, захваченному при температуре, соответствующей минимальной температуре начала кристаллизации)

а–в – включения водно-солевых рассолов в доломите второй генерации: а – первичные, б, в – первично-вторичные (а – обр. 100; б – обр. 100, в – обр. 103)

г–е – флюидное включение, содержащее органическое вещество в доломите первой генерации (обр. 104)

Таблица 1

Результаты исследования первичных и первично-вторичных включений в доломите

№ группы включений	Генерация доломита	Тип включений	n	$T_{гом}$, °С	$T_{эвт}$, °С	$T_{пл. льда}$, °С	$C_{сол}$, мас. %-экв. $CaCl_2$	d, г/см^3	$T_{крист}$, °С, при 540 бар
100 каемка кристалла	2	1 П	4	152	–59	–36,4	26,5	1,12	181
		1 П-В	3	116	–58	–35,1	26,3	1,14	142
		1 П-В	5	113	–58	–35,0	26,2	1,14	139
104 центр кристалла	1	2 П	2	139	–	–	–	–	–
		2 П	3	134	–	–	–	–	–
104 каемка кристалла	2	1 П	3	167	–56	–34,5	25,8	1,10	197
		1 П	3	144	–55	–32,9	25,5	1,12	172
		1 П-В	5	80	–55	–31,2	25,1	1,16	104
		1 П-В	7	78	–56	–33,0	25,6	1,16	102
103 каемка кристалла	2	1 П-В	3	90	–56	–32,6	25,5	1,15	115

Примечания. Генетический тип включений: 1 – двухфазовые газово-жидкие, 2 – двухфазовые жидких УВ, П – первичные, П-В – первично-вторичные, n – количество включений; $T_{гом}$, °С – температура гомогенизации (минимальная температур начала кристаллизации, температура превращения двухфазового включения в гомогенный водный флюид, захваченный минералом при повышенной температуре); $T_{эвт}$, °С – температура эвтектики (температура первого фазового перехода, при ней появляются первые капли жидкости при таянии льда после полной заморозки включения, на основе которой определяется набор компонентов во включении); $T_{пл. льда}$, °С – температура плавления льда (температура исчезновения последнего кристаллика льда в двухфазовом включении, при помощи которой рассчитывается концентрация солей в растворе); $C_{солей}$, мас. %-экв. $CaCl_2$ – концентрация солей растворов включений для системы $CaCl_2$–H_2O; d,г/см^3 – плотность флюида; $T_{крист}$, °С при 540 бар – температура кристаллизации минерала, рассчитанная с учетом поправки на влияние литостатического давления.

вторичные и вторичные включения водно-солевых растворов, содержащие газовый пузырек, занимающий меньше 10 % объема вакуоли, и водный раствор (см. рис. 10, а–в).

Первичные включения захвачены при росте кристалла. Первичная природа флюидных включений определена по их равномерному распределению в объеме минерала-хозяина или приуроченности к зонам роста [11]. Первично-вторичные включения образовались при растрескивании минерала-хозяина в процессе кристаллизации. Они расположены вдоль залеченных трещин, не достигающих границ зерен доломита, и отличаются от первичных тем, что локализованы в ядерных зонах кристаллов и содержат флюиды, формировавшие внешние оторочки и имеющие более низкую температуру. Вторичные включения приурочены к секущим трещинам и образовались при их заполнении после формирования кристалла.

Исследование пяти первичных флюидных включений в доломите 1 (табл. 1) показали, что они содержат жидкость с высоким (значительно больше, чем у воды) коэффициентом объемного расширения, не замерзающую при охлаждении до –150 °С. По-видимому, включения содержат низкокипящую «органическую» жидкость типа бензина (см. рис. 10, г–е). Эти включения гомогенизируются при температурах от +134 до +139 °С (рис. 11, а).

Результаты термо- и криометрических исследований 33 индивидуальных флюидных включений (первичных и первично-вторичных) в доломите 2 (см. табл. 1) показали, что жидкость в них замерзает при температуре около –80 °С. Она представляет собой водный раствор хлоридов Na, Ca и Mg (NaCl–$CaCl_2$–$MgCl_2$–H_2O), о чем свидетельствует температура эвтектики раствора от –55 до –59 °С. Температура гомогенизации (минимальная температура начала кристаллизации) первичных двухфазовых включений типа 1 составляет 144–167 °С, концентрация солей 25,5–26,5 мас. %-экв. $CaCl_2$, плотность флюида 1,10–1,12 г/см^3; первично-вторичных двухфазовых включений – 78–116 °С, 25,1–26,3 мас. %-экв. $CaCl_2$ и 1,14–1,16 г/см^3 соответственно (см. рис. 11, а). Наблюдаются положительная корреляция температур кристаллизации и значений солености флюида, что связано с увеличением растворимости соединений с ростом температуры, и отрицательная корреляция температуры захвата с его плотностью (см. рис. 11, б).

Поскольку по геологическим данным изученный доломит кристаллизовался на глубине около 2 км, литостатическое давление составляло около 540 бар, или 550 кг/см^2. Согласно рассчитанной поправке на давление, добавленной к температуре гомогенизации, истинная температура кристаллизации доломита (температура захвата) варьировала в диапазоне 102–197 °С (см. рис. 11, а).

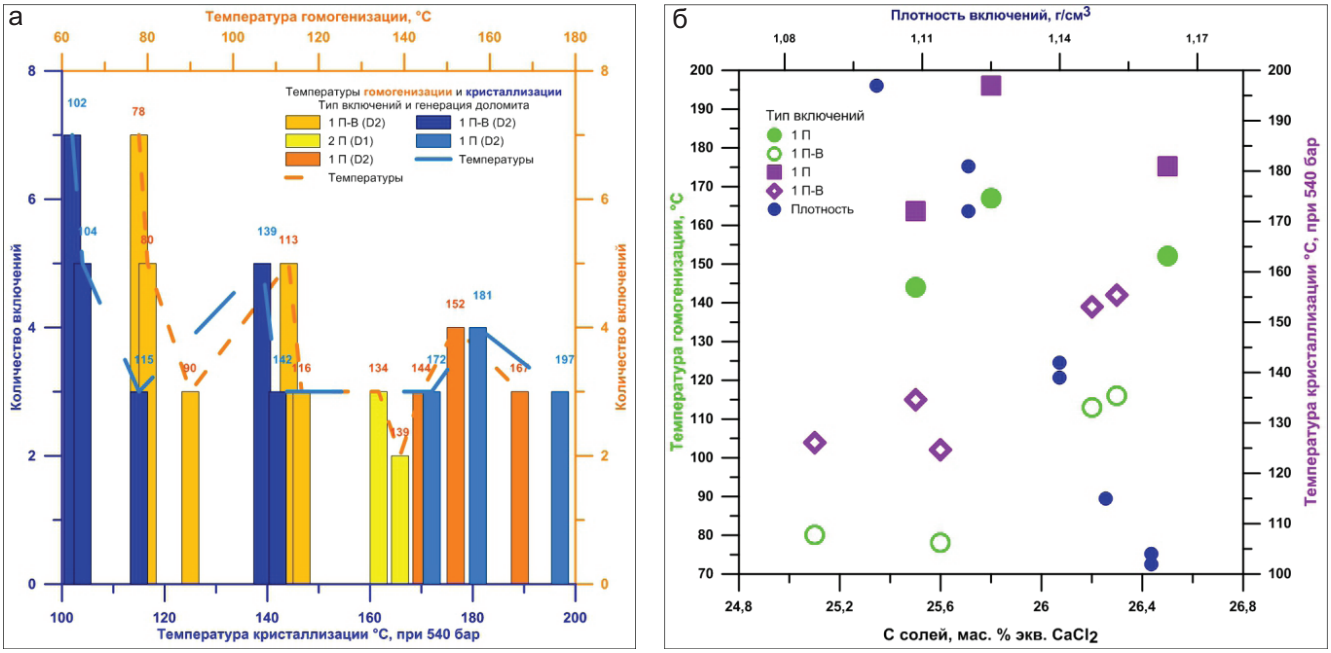


Рис. 11. Характеристика основных параметров флюидных включений: диаграммы для различных их типов и генераций доломита (а); для минералообразующих флюидов доломитов второй генерации (б)

Обсуждение результатов

Результаты проведенных исследований позволили заключить, что изученные доломиты образовались на стадии катагенеза при воздействии на известняки циркулирующих подземных вод, так как для катагенетического доломита характерны крупные (до 1,5 мм) изометричные ромбовидные идиоморфные и гипидиоморфные, зональные в проходящем свете и при катодолюминесценции кристаллы. Зональность обусловлена наличием темного ядра, замутненного включениями реликтового кальцитового материала, и прозрачной оторочки вокруг. При изоморфных замещениях в структуре карбонатов наиболее активными элементами являются кальций, магний и железо. В зональных кристаллах доломита внешняя оторочка формировалась из растворов с меньшим содержанием кальция и магния, чем ядра, что обусловило возможность выпадения из раствора железа, вызвавшего концентрическую зональность доломита.

При преобладающей повсеместной доломитизации ромбоэдры расположены среди неправильно-зернистого доломита, при неполной доломитизации – среди микрозернистой кальцитовой массы. Правильный и равномерный рост ромбоэдров был возможен при наличии свободного пространства, появляющегося при растворении известняка. Как только ромбоэдры пришли в соприкосновение между собой, равномерное их развитие оказалось невозможным и оставшаяся часть известняка замещалась неправильно-зернистыми доломитовыми кристаллами.

Литолого-петрографические наблюдения, микротермометрические исследования, геохимическое поведение стронция и отношение Sr/Ba соответствуют гипотезе доломитообразования путем взаимодействия карбонатных отложений с водами повышенной солености, когда доломитизирующий флюид двигался сверху вниз, а состав флюида отвечал рассолу [7]. В стадию катагенеза источником метасоматического флюида являлись захороненные реликтовые эвапоритовые рассолы. Последние сохранились в перекрывающих мунильскую свиту ($S_1^2 mn$) сульфатно-карбонатных верхнесилурийских и девонских отложениях, демонстрирующих признаки эвапоритовой седиментации (присутствие гипса, ангидрита и седиментационного доломита). На это также указывают значения отношения Sr/Ba, существенно превышающие единицу и увеличивающиеся прямо пропорционально количеству в породах указанных литологических индикаторов палеосолености. При нисходящей миграции такого рассола и последующего его прогрева в подсолевых карбонатных толщах возникали условия для метасоматического образования доломита. Осолоненные интерстициальные воды (межкристальные растворы вышележащих карбонатно-сульфатных отложений) мигрировали сверху вниз и по латерали через проницаемые зоны в нижнесилурийских породах.

Считается, что доломит имеет более плотную кристаллическую решетку в сравнении с кальцитом. Поэтому при доломитизации уменьшается объем пород, что способствует появлению вторичных межкристаллических пор в совокупности с порами растворения при повсеместной доломитизации. Новообразованная пористость нередко не сохранилась из-за дальнейшего поступления доломитизирующих растворов, которые, будучи перенасыщенными в отношении доломита, привели к формированию доломитового цемента путем повсеместного роста прозрачных доломитовых оторочек вокруг ранее

сформированных доломитовых кристаллов [16]. Настоящий процесс наиболее характерен для модели рассольной доломитизации [14], где постоянно проникающие рассолы имеют высокую степень минерализации и оказывают длительное действие на породы, существенно сокращая пористость и проницаемость в доломитах. Гипс и ангидрит выполняют межкристаллические поры доломитизации и каверны, т. е. являются вторичными минералами, а их образование связано с проникновением в породы растворов из перекрывающих сульфатно-карбонатных отложений.

Известно, что процессы выщелачивания осуществляются при сравнительно быстрой циркуляции вод, способствующей выносу растворенных продуктов. Образование крупных каверн в изученных породах происходило на последних этапах доломитизации путем растворения незамещенного матрикса и/или фрагментов фауны, когда флюиды продолжали поступать, но насыщенность их относительно магния была уже недостаточна для доломитизации (израсходована на начальных этапах доломитизации), в то время как недонасыщенность относительно кальция сохранялась.

Увеличение пористости породы после основного этапа доломитизации, выраженного в формировании породообразующего доломита 1, облегчило интенсивность химического растворения при циркуляции пластовых вод с более низкими значениями pH. Как уже упоминалось, бóльшая часть вторичных пор, сформировавшихся за счет доломитизации, и каверн растворения в изученных породах остается «эффективной» – открытой. Но часто поры и каверны растворения выполнены минеральным веществом, например доломитом 2. Его образование связано с повторной циркуляцией Mg-содержащих растворов, из которых кристаллизовался прозрачный, не замутненный примесью первичного вещества доломит, заполняющий пустоты и трещины.

Известно, что кальцит кристаллизуется в менее щелочных условиях среды в сравнении с доломитом [6]. Осаждение кальцита в межкристаллических порах происходило по мере падения температуры раствора и понижении его щелочности, так как в процессе доломитизации при изоморфном замещении кальция магнием в раствор переходит значительное количество кальция.

Растворение является частью процесса доломитизации, так как механизм замещения доломитом кальцита заключается в одновременном растворении замещаемого минерала и отложении замещающего в щелочной обстановке при pH>8,2–9. В процессе растворения карбонатов в раствор поступали также Si и Al, что было обусловлено присутствием в них терригенной примеси и, возможно, органических остатков с кремнистым скелетом. По мере выпадения из раствора химических соединений в виде доломита и падении его температуры происходило изменение pH среды с повышением кислотности раствора, что в конечном итоге приводило к выпадению из него кварца и халцедона. Циркуляция кислых растворов, насыщенных кремнеземом, способствовала частичному растворению и замещению кристаллов доломита, ограничивающих стенки пор, с формированием кварца и халцедона в межкристаллическом пространстве.

Таким образом, закономерная последовательность выделения минералов: доломит 1 (134–139 °С) – доломит 2 (172–197 °С) – кальцит – гипс – кварц и халцедон. Последние четыре минерала кристаллизовались по мере падения температуры раствора. Образование двух генераций доломита является последовательным процессом, но с разницей в температурах минералообразования, что обусловлено действием интрузивного магматизма при формировании доломита 2. Следствием доломитизации, как правило, является повышенное содержание в пластовых водах кальция, который кристаллизовался в виде кальцита в порово-кавернозном пространстве пород, сформированном вследствие доломитизации и сопряженного с ней растворения каркаса пород. Образование сульфатов кальция является индикатором модели рассольного катагенеза [14]. Кварц и халцедон – сопутствующие вторичные минералы доломитов замещения, кристаллизующиеся на заключительном этапе метасоматического процесса [6] (табл. 2).

Основными факторами, способствующими развитию доломитизации, были возрастающие температура и давление, и прежде всего наличие их повышенного градиента, обусловленного формированием разломов в процессе повышения интенсивности тектонических движений в период максимального погружения осадочного бассейна (рис. 12). Латеральная миграция рассолов и вытеснение ими поровых нормально-морских вод могла начаться только в результате формирования зон разгрузки по разломам, куда под действием градиента давления устремлялись реликтовые морские воды (см. рис. 12). Поровое пространство пород, литогенетические и тектонические трещины служили путями миграции для просачивающихся рассолов.

Процесс вызывался именно длительным взаимодействием эвапоритовых рассолов с известняками. Проникновение растворов во вмещающие породы при повышенных величинах отношения в них Mg/Ca приводило к растворению известняков и замещению кальция в составе последних магнием гидротермального раствора, что способствовало формированию доломита. Повышенные отношения Mg/Ca в эвапоритовых рассолах объясняются удалением из них части кальция и его осаждением в составе гипса в лагунной обстановке в период накопления сульфатно-карбонатных верхнесилурийских и нижнедевонских отложений.

На основе исследования температур гомогенизации и захвата двухфазовых газово-жидких включений и исходя из величины палеотемпературно-

Таблица 2

Стадийность кристаллизации доломита и сопряженных вторичных минералов

Минерал	Температура формирования, °С				
	200–150	150–130	130–120	120–110	110–100
Dol 1, зональный		1			
Растворение Dol 1, формирование Dol 2*	2				
Cal поровый			3		
Гипс				4	
Кварц, халцедон					5

Примечания. 1–5 – стадии формирования минералов; * – влияние интрузий на температуру кристаллизации доломита 2.

го градиента для Сибирской платформы, равного 5 °С/100 м [10], мы рассчитали палеоглубину кристаллизации доломита.

Согласно результатам исследования пяти первичных двухфазовых флюидных включений с большим газовым пузырьком в доломите первой (основной) генерации, можно предположить, что минимальная температура начала кристаллизации доломита составляла 134–139 °С. При кристаллизации доломита 1 флюид представлял собой гетерогенную систему, состоящую из двух несмешивающихся фаз: водный раствор – жидкие углеводороды. На основе температур гомогенизации и в соответствии с величиной палеотемпературного градиента рассчитанные палеоглубины образования доломита 1 составили около 2680–2780 м.

Доломит второй генерации (седловидный тип) в соответствии с температурами захвата флюидных включений образовался при температурах 172–197 °С позднее основного этапа доломитизации, после образования каверн и трещин. Рассчитанные палеоглубины образования доломита 2 согласно температурам захвата включений при нормальном погружении и региональном возрастании температур могли составить 3440–3940 м. Однако палеоглубины и обусловленные ими палеотемпературы, рассчитанные по данным исследования флюидных включений, заметно превышают региональные значения. В соответствии с реконструированными мощностями до размыва отложений, максимальные палеоглубины для венлокских пород после накопления вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований триаса и максимального погружения синеклизы составили приблизительно 2000 м, палеотемпература в породах с учетом величины палеоградиента – около 100 °С. Как показал палеотектонический анализ, на всей территории Тунгусской синеклизы завершающим этапом погружения был ранний триас [10]. С начала юрского периода вплоть до настоящего времени в этом регионе действует существенно денудационный этап, характеризуюшийся прежде всего значительной амплитудой подъема и размывом осадочных толщ. В конце перми (в предтриасовое время) палеоглубины залегания пород венлокского отдела составляли около 1000 м. В соответствии с максимальным палеоградиентом для Сибирской платформы (5 °С/100 м) палеотемпературы в них были невысокими (около 50 °С), поэтому очевидно, что основной этап доломитизации, а также формирование доломита 2 соответствовали эпохе максимального погружения территории Тунгусской синеклизы – раннетриасовой, когда силурийские отложения находились в зоне прогрессивного развития процессов катагенеза в соответствии с палеотемпературой 100 °С.

Результаты наших исследований показали, что в процессе доломитизации силурийских отложений определяющее значение имел трапповый магматизм, вызвавший дополнительный прогрев отложений. Этот прогрев в результате воздействия траппового магматизма был обусловлен двумя факторами: 1) накоплением мощной вулканогенной толщи триаса, которая увеличила глубины погружения пород и, следовательно, региональные температуры, усилив и ускорив процесс доломитизации известняков, начавшийся под действием эвапоритовых рассолов и выразившийся в формировании доломита 1; 2) непосредственным термальным влиянием внедрявшихся в осадочные толщи интрузий долеритов и поступления ионов Mg+2 в поровые растворы, способствовавших кристаллизации доломита 2. К этому времени по-видимому относится перекристаллизация доломита 1.

Непосредственно в разрезе Ледянской скв. 3 пластовых тел долеритов не зафиксировано, но севернее Ледянской параметрической скв. 358 в со-

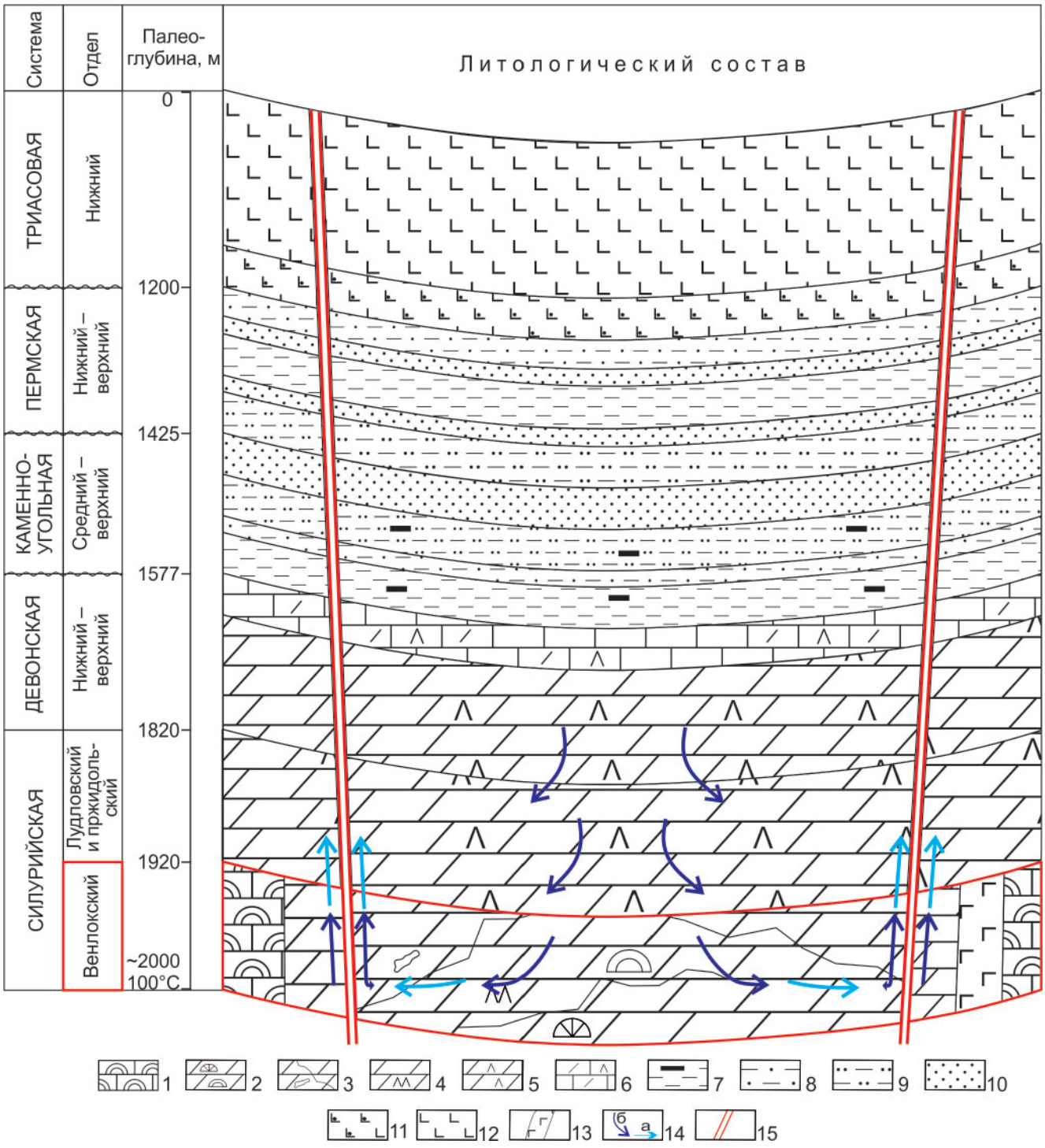


Рис. 12. Принципиальная модель доломитизации карбонатных пород венлокского отдела

1 – известняки кораллово-строматопоровые; 2–4 – доломиты: 2 – замещения, 3 – трещиноватые и кавернозные, 4 – с вторичными сульфатами кальция; 5 – доломито-ангидриты; 6 – известняки доломитизированные, ангидритистые; 7 – углистые аргиллиты; 8 – алевропелиты; 9 – алевролиты; 10 – песчаники; 11 – туфогенные отложения; 12 – базальты; 13 – секущее тело долерита; 14 – миграция: а – поровых нормально-морских вод, б – рассолов; 15 – условные дизъюнктивные нарушения

ставе кунтыкахинской свиты (O_2kn) вскрыта интрузия долеритов мощностью 145 м. Отложения мунильской свиты (S_1^2mn) сложены буровато-серыми вторичными кавернозными доломитами. С ростом температуры растворимость соединений увеличивается, что наблюдается по результатам исследования флюидных включений, выявившим положительную корреляцию температур гомогенизации с величинами солености флюида. Таким образом, прогрев вмещающих отложений под действием базальтового магматизма наложился на региональные катагенетические процессы, что способствовало их ускорению.

Выводы

Проведенные комплексные литолого-минералогические и геохимические исследования по-

зволили заключить, что доломитизация нижнесилурийских отложений была обусловлена действием наложенно-эпигенетических процессов, вызванных внедрением в известняковую толщу неравновесных с ними флюидов – горячих пластовых рассолов. В результате метасоматической миграции сквозь известняковую толщу флюидов, представляющих собой рассолы хлоридов Na, Ca и Mg и содержащих примесь железа, формировалась мощная зона доломитизации. Интенсивному образованию доломита способствовало участие растворов с более высоким по сравнению с морской водой отношением Mg/Ca, т. е. эвапоритовых рассолов. В этих рассолах, мигрирующих в восстановительных условиях, обменные реакции в системе кальцит – доломит заканчивались образованием кристаллического доломита.

Источником эвапоритовых рассолов являлись межкристальные и поровые растворы карбонатно-сульфатных верхнесилурийских и девонских отложений, наиболее активная миграция которых в нижележащие карбонатные породы происходила в триасовый период – во время максимального погружения, когда активизировались глубинные разломы и зарождались новые. Основным фактором для нисходящей миграции эвапоритовых рассолов послужило изменение градиентов давления и температуры в зонах разломов, куда устремлялись также и реликтовые морские воды. Данное обстоятельство было следствием снижения гидростатического давления в толще карбонатных пород, что способствовало нисходящей миграции эвапоритовых рассолов, обладающих бóльшей плотностью в сравнении с морской водой, и окончательного вытеснения ими последней. Путями миграции для просачивающихся рассолов служили поровое пространство и трещины в известняках. Динамика движения флюидов поддерживалась наличием повышенного градиента давления и температуры.

Важное значение имел также трапповый магматизм, который вызвал дополнительный прогрев отложений как результат термального влияния траппов, интрузий долеритов и увеличения палеоглубины погружения пород. Следствием вторичной доломитизации известняков явилось формирование двух генераций доломита. Первая генерация – породообразующая. Минимальная температура начала кристаллизации доломита первой генерации составляла примерно 139–140 °С. Образование доломита второй генерации, истинная температура кристаллизации которого достигала 172–197 °С, произошло позднее, в результате дополнительного интенсивного прогрева пластовых вод под действием интрузий.

Вторичная доломитизация, как правило, улучшала коллекторские свойства изученных карбонатных пород. Однако процессы доломитизации в отдельных интервалах разреза привели к ухудшению их фильтрационно-емкостных параметров из-за доломитовой цементации, формирования агрегатов неправильно-зернистого доломита, занимающего пространства между ромбоэдрическими кристаллами доломита 1, позднего более высокотемпературного доломита второй генерации, выполняющего каверны и трещины, а также перекристаллизации, кальцитизации, сульфатизации и окремнения.

Длительность геологической истории от конца венлокской эпохи до конца пермского периода – около 176 млн лет, а от начала до середины триасовой эпохи – около 15 млн лет. Реконструированные палеоглубины и палеотемпературы пород венлокского отдела на предтриасовое время составили 1000 м и 50 °С, а на конец максимального погружения (T_1) – 2000 м и 100°С соответственно. В раннетриасовую эпоху произошло внедрение базитовых интрузий. Из приведенных данных вытекает, что начало максимального развития и завершение процессов прогрессивного катагенеза в силурийских карбонатных отложениях, в том числе вовлечение их в нефтегазообразование, пришлись на короткий период геологического времени, равный первым десяткам миллионов лет.

В публикации использованы результаты работ, частично выполненных за счет средств федерального бюджета Российской Федерации.

Авторы выражают благодарность А. И. Ларичеву, способствовавшему проведению исследований; Н. В. Сенникову, предоставившему возможность изучения керна; С. В. Кашину, К. Ю. Васильевой, Л. Ю. Крючковой, А. К. Худолею, В. Б. Ершовой, Н. В. Петушковой, В. С. Никифоровой, А. В. Антонову и С. Ю. Янсон за консультации и помощь в проведении аналитических исследований. Особую благодарность авторы выражают д. г.-м. н. Елене Андреевне Предтеченской за ценные конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить настоящую статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Борисенко А. С.** Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 3. – С. 6–27.

2 **Вишняков С. Г.** Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1956. – Вып. 4. – С. 209–254.

3. **Гмид Л. П.** Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2006. – Т. 1. – Точка доступа: http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf.

4. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист R-46 – Пайтурма: Объяснительная записка / ред. П. Г. Падерин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 430 с.

5. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист R-47 – Хета: Объяснительная записка / ред. М. С. Мащак. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 464 с.

6. **Диагенез** и катагенез осадочных образований / под ред. Г. Ларсена, Дж. Чилингара. – М.: Мир, 1971. – 463 с.

7. **Карбонатные** породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1 / под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фэйрбриджа. – М.: Мир, 1970. – 398 с.

8. **Литология**, органическая геохимия и перспективы нефтегазоносности северных районов Курейской синеклизы / И. В. Вараксина, И. Д. Тимошина, А. Э. Конторович, И. В. Тумашов // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 572–585.

9. **Органическая** геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности / Т. К. Баженова, С. Н. Белецкая, Л. С. Беляева и др.; под ред. К. К. Макарова, Т. К. Баженовой. – Л.: Недра, 1981. – 211 с.

10. **Ордовик** и силур Ледянской площади по данным бурения / Т. А. Дивина, В. С. Старосельцев, Т. В. Лопушинская, А. Г. Ядренкина // Геология и геофизика. – 1992. – № 3. – С. 19–27.

11. **Реддер Э**. Флюидные включения в минералах. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 560 с.; т. 2. – 632 с.

12. **Силур** северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, О. Н. Симонов, Е. О. Ковалевская и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 405 с.

13. **Старосельцев В. С., Дивина Т. А.** Нефтегазоносность ордовикско-девонских отложений севера Курейской синеклизы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 8. – С. 1165–1171.

14. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.

15. **Brown P.** FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // American Mineralogist. – 1989. – Vol. 74. – P. 1390–1393.

16. **Machel H. G.** Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal // From: C. J. Braithwaite, G. Rizzi, G. Darke (eds). The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs. – London: Geological Society. Spec. Publ. – 2004. – Vol. 235 – P. 7–63.

REFERENCES

1. Borisenko A.S. [Study of salt composition of gas-liquid inclusions in minerals by cryometry method]. *Geologiya i geofizika*, 1977, no. 3, pp. 16–27. (In Russ.).

2. Vishnyakov S.G. [Genetic types of dolomite rocks in the northwestern margin of the Russian Platform]. *Trudy Geologicheskogo Instituta AN SSSR –Transactions of the Geological Institute of AS USSR*, 1956, vol. 4, pp. 209–254. (In Russ.).

3. Gmid L.P. [Lithological aspects of the study of carbonate reservoir rocks study]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2006, vol. 1. Available at: http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf. (In Russ.).

4. Paderin P.G., ed. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (3 pokoleniye). Seriya Norilskaya. List R-46 – Payturma. Obyasnitelnaya zapiska.* [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (3rd generation). Series Norilskaya, Sheet-R-46 – Payturma. Explanatory note]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2016. 430 p. (In Russ.).

5. Mashchak M.S., ed. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (3 pokoleniye). Seriya Norilskaya. List R-47 – Kheta. Obyasnitelnaya zapiska.* [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (3rd generation). Series Norilskaya, Sheet-R-47 – Kheta. Explanatory note]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2018. 464 p. (In Russ.).

6. Larsen G., Chilingar G., eds. *Diagenez i katagenez osadochnykh obrazovaniy* [Diagenesis and catagenesis of sedimentary rocks]. Moscow, Mir Publ., 1971. 463 p. (In Russ.).

7. Chilingar G., Bissel G., Faibrudge R, eds. *Karbonatnyye porody. Genezis, rasprostraneniye, klassifikatsiya* [Carbonate rocks. Genesis, distribution, classification]. Moscow, Mir Publ., 1971. 463 p. (In Russ.).

8. Varaksina I.V., Timoshina I.D., Kontorovich A.E., Tumashov I.V. Lithology, organic geochemistry and petroleum potential of the northern areas of the Kureika syneclise. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 3–4, pp. 467–478.

9. Makarova K.K., Bazhenova T.K., eds. *Organicheskaya geokhimiya paleozoya i dopaleozoya Sibirskoy platformy i prognoz neftegazonosnosti* [Organic geochemistry of Paleozoic and pre-Paleozoic of the Siberian Platform and forecast of oil and gas potential]. Leningrad, Nedra Publ., 1981. 211 p. (In Russ.).

10. Divina T.A., Staroseltsev V.S., Lopushinskaya T.V., Yadrenkina A.G. [Ordovician and Silurian of the Ledyanskaya area from drilling data]. *Geologiya i geofizika*, 1992, no. 3, pp. 19–27. (In Russ.).

11. Roedder E. *Flyuidnyye vklyucheniya v mineralakh* [Fluid inclusions in minerals]. Moscow, Mir Publ., 1987, vol. 1, 560 p, vol. 2, 632 p. (In Russ.).

12. Tesakov Yu.I., Simonov O.N., Kovalevskaya E.O., et al. *Silur severo-zapada Sibirskoy platformy* [Silurian of the north-western Siberian Platform]. Novosibirsk, SB RAS Publ., GEO branch, 2002. 405 p. (In Russ.).

13. Staroseltsev V.S., Divina T.A. Petroleum potential of the Ordovician–Devonian sediments in the

northern Kureika Basin. *Russian Geology and Geophysics,* 2011, vol. 52, no. 8, pp. 917–922.

14. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Mineralnyye indicatory litogeneza* [Mineral indicators of lithogenesis]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2008. 564 p. (In Russ.).

15. Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 1989, vol. 74, pp. 1390–1393.

16. Machel H.G. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, 2004, vol. 235, pp. 7–63.

© А. А. Рясной, В. Ю. Прокофьев, 2021