

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А.П. КАРПИНСКОГО

На правах рукописи

Рясф

Рясной Андрей Андреевич

**Условия формирования пород-коллекторов и
нефтегазоматеринские свойства ордовикско-силурийских
отложений севера Тунгусской синеклизы**

Специальность: 1.6.11. Геология, поиски, разведка и эксплуатация
нефтяных и газовых месторождений

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

кандидат геолого-

минералогических наук

Соболев Пётр Олегович

Москва – 2024

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Геологическое строение района исследований	13
§ 1.1 Геолого-геофизическая изученность	14
§ 1.2 Стратиграфия	17
§ 1.3 Тектоника и история геологического развития	23
§ 1.4 Нефтегазоносность	24
Глава 2. Материалы и методы исследований	25
Глава 3. Вещественный состав и коллекторские свойства среднеордовикских карбонатно-терригенных отложений	33
§ 3.1. Вещественный состав обломочной части и цемента терригенных пород	33
§ 3.2. Условия формирования карбонатно-терригенных отложений	44
§ 3.3. Аутигенные цементы песчаников и концептуальная модель их образования	58
§ 3.4. Фильтрационно-емкостные свойства пород. Классы коллекторов, породы-флюидоупоры	65
§ 3.4.1. Корреляционные зависимости между основными оценочными параметрами пород-коллекторов и флюидоупоров	65
§ 3.4.2. Особенности строения пустотного пространства и характер распределения остаточных флюидов в породах-коллекторах и флюидоупорах	79
Глава 4. Вещественный состав и коллекторские свойства силурийских карбонатных и сульфатно-карбонатных отложений	91
§ 4.1. Вещественный состав вторичных доломитов нижнего силура	91
§ 4.2 Условия формирования вторичных доломитов нижнего силура	109
§ 4.3 Строение пустотного пространства доломитов, фильтрационно-емкостные свойства пород, классы и типы коллекторов. Породы – флюидоупоры	115
§ 4.3.1. Корреляционные зависимости между основными оценочными параметрами пород-коллекторов и флюидоупоров	115
§ 4.3.2. Особенности строения пустотного пространства и характер распределения остаточных флюидов в породах-коллекторах и флюидоупорах	132
Глава 5. Граптолитовые сланцы нижнего силура и их нефтегазоматеринские свойства	146
§ 5.1 Распределение органического углерода в граптолитовых сланцах	146
§ 5.2 Угленепетрографические исследования коллохитинита	151
§ 5.3 Пиролитические исследования органического вещества	154
§ 5.4 Катагенетические изменения керогена и битумоидов	159
Глава 6. Перспективы нефтегазоносности ордовикско-силурийских отложений севера Тунгусской синеклизы	178
Заключение	190
Список литературы	194

Введение

Объектом исследования являются осадочные породы ордовикской и силурийской систем северной части Тунгусской синеклизы (Северо-Тунгусская нефтегазоносная область), которые имеют различный литологический состав, выраженный соответственно карбонатно-терригенными и карбонатными породами, и характеризуются наличием в основании разреза силурийских отложений пачки углеродистых мергелей и аргиллитов (граптолитовых сланцев).

Актуальность темы исследования. Тунгусская синеклиза является одним из перспективных объектов для постановки геологоразведочных работ в Восточной Сибири. Она занимает значительную часть Сибирской платформы, где широко представлены отложения ордовикско-силурийского возраста. Перспективы нефтегазоносности этих образований связаны с северной и северо-восточной территориями синеклизы, где слагающие их толщи залегают на глубинах, благоприятных для сохранности возможных скоплений углеводородов. Большая мощность отложений, наличие в разрезе нафтидопроявлений, нефтематеринских толщ, обогащенных органическим веществом, создают предпосылки для нефтепоисковых работ на севере Тунгусской синеклизы. Проведение этих работ должно базироваться на комплексном подходе к изучению пород-коллекторов и флюидоупоров на основе литологического, стадияльно-генетического и петрофизического анализов с учетом единых научно-теоретических и методических позиций. В связи с этим комплексные исследования коллекторских и нефтегазометрических свойств ордовикско-силурийских отложений на современном методическом уровне будут способствовать научно-обоснованному прогнозу на нефть и газ в данном регионе.

Работа посвящена решению актуальных вопросов строения, коллекторских и нефтегазоматеринских свойств ордовикско-силурийских терригенно-карбонатных отложений севера Тунгусской синеклизы, перспективных в отношении нефтегазоносности.

В ордовикских отложениях в плане нефтегазоносности наибольший интерес представляют кварцевые песчаники среднего ордовика дарривильского (лланвирнского) яруса, вихоревского горизонта, которые являются основным региональным уровнем развития гранулярных коллекторов в ниже-среднепалеозойском разрезе этого региона. Флюидоупорами для песчаников служат сульфатно-глинисто-карбонатные и глинистые отложения среднего-верхнего ордовика и углеродистые мергели нижнего силура.

В разрезе силурийских отложений перспективными являются вторичные доломиты, развитые преимущественно в составе пород нижнего силура (венлокский отдел), которые обладают невысокой межгранулярной пористостью, но характеризуются трещиноватостью и

кавернозностью, что позволяет прогнозировать развитие сложных коллекторов трещинно-порового, порово-трещинного, каверново-трещинного и трещинного типов, среди которых выделяются пачки доломитов – коллекторов порового типа. Доломиты замещения перекрыты глинисто-сульфатно-карбонатными и сульфатными верхнесилурийскими (лудловский и пржидольский отделы) и глинистыми, терригенно-карбонатными и карбонатно-сульфатными с пачками солей ниже-среднедевонскими отложениями, образующими флюидоупоры.

Скопления углеводородов (УВ) в вышеуказанных резервуарах прогнозируются в северной части Тунгусской синеклизы, где слагающие их толщи перекрыты отложениями от верхнего силура до триаса и залегают на глубинах, благоприятных для сохранности возможных залежей УВ, что определяется наличием в основании нижнесилурийского разреза (лландоверийский отдел, мойероканский горизонт), пачки углеродистых мергелей (граптолитовых сланцев), обогащенной органическим веществом (ОВ). Севернее р. Нижняя Тунгуска происходит замещение ниже-среднекембрийских галогенно-карбонатных отложений терригенно-карбонатными и глинистыми, углеродистыми (альгосапропелиты нижнего-среднего кембрия, куонамской и шумнинской свит). Вертикальной миграции способствуют наличие источника и слабые экранирующие свойства вышележащих средне-верхнекембрийских отложений.

Коллекторские свойства ордовикско-силурийских отложений Тунгусской синеклизы и условия формирования потенциальных коллекторов изучались, начиная с 1963 г., сотрудниками СНИИГГиМСа: Н.В. Мельниковым, Т.Ф. Антоновой, Т.А. Дивиной; Енисейнефтегазгеологии: П.П. Скоробогатых; ВНИГРИ: Вл. Н. Зинченко; ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука: И.В. Вараксиной. Результаты проведенных исследований изложены в публикациях, содержащих сведения о пористости и проницаемости ордовикско-силурийских отложений и их изменении по разрезу, о трещиноватости карбонатных пород лландоверийского и венлокского отделов, на основе которых выделены вышеуказанные горизонты песчаных и карбонатных коллекторов и возможных флюидоупоров, об условиях осадконакопления отложений, содержащих коллекторы нефти и газа. Эти материалы содержатся работах [Коллекторские свойства..., 1969; Мельников, Ершов, Потлова..., 1977а; Антонова, Мельников, 1978; Условия формирования..., 1981; Зинченко, 1985; Зинченко, 1986; Прогноз..., 1996, ч. 2; Литология, органическая геохимия..., 2017] и в фондовых материалах, посвященных результатам изучения ордовикско-силурийских отложений по данным опорного, параметрического, поискового и колонкового бурения или в обобщающих научно-производственных отчетов (отв. исп. Н.И. Байбародских, 1966; П.П. Скоробогатых, 1975, 1978, 1983; В.Д. Козырев, 1980; Г.В. Лузин, 1994; Г.Д. Назимков, 2003; А.И. Ларичев, В.И. Чеканов, 2014).

Коллекторские свойства пород изучались как по керну скважин, так и образцам из естественных обнажений. В итоге проведенных работ прогноз коллекторов был выполнен на

региональной стадии изучения, когда выясняются общие закономерности распределения пород-коллекторов как по разрезу, так и по площади, но без детального анализа факторов, определяющих коллекторские свойства пород и закономерности их изменения в выделенных перспективных интервалах разреза, к их числу относится исследование постседиментационных процессов, оказывающих влияние на формирование и строение пустотного пространства терригенных и карбонатных пород, и, следовательно, на величину их фильтрационно-емкостных свойств. При выделении классов коллекторов выполнена их дифференциация по оценочной классификации А.А. Ханина, которая не отражает сложное строение карбонатных коллекторов.

К доломитам венлокского отдела приурочены значительные битумопроявления. Они зафиксированы в пределах Сухотунгусского вала (Туруханский район), как в скважинах, так и в обнажениях и представляют собой пластовую залежь нефти, сильно измененную и разрушенную в зоне идио- и криптогипергенеза. Анализ распределения битумов показывает, что в пределах вала пространственно совмещены древняя (дотрапповая) залежь, о наличии которой можно судить по присутствию битумов группы нафтидо-нафтоидов термально-метаморфического ряда – антраксолитов, и более поздняя, сформированная в посттрапповое время и имеющая большие размеры, о чем свидетельствуют продукты гипергенного преобразования нефти – окисленные нефти, мальты и асфальты. Настоящий пример доказывает, что венлокские доломиты замещения являются отличными коллекторами для аккумуляции нефтяных УВ и в более благоприятных условиях залежи в венлокских доломитах могли сохраниться.

Региональной оценке перспектив нефтегазоносности исследуемого региона посвящены работы Т.К. Баженовой, Н.В. Мельникова, В.С. Старосельцева, А.Э. Конторовича, В.Д. Козырева, В.И. Вожова и А.В. Хоменко [Основы геологии..., 1969; Масштабы нефтегазообразования..., 1970; Главные критерии..., 1971; Перспективы выявления..., 1976; Геология и нефтегазоносность..., 1977; Геология нефти и газа..., 1981; Органическая геохимия..., 1981; Старосельцев, 1990; Нефтегазоносные..., 1994, вып. 5; Основы районирования..., 2017], согласно которым, Тунгусская синеклиза, обладает высокими перспективами нефтегазоносности, северная часть территории которой характеризуется наименьшей насыщенностью палеозойского разреза трапповыми пермо-триасовыми интрузиями, что позволяет надеяться на лучшую сохранность залежей УВ.

Литолого-геохимические исследования нижнесилурийских отложений Тунгусской синеклизы были начаты Л.Г. Марковой и Т.К. Баженовой и выполнялись в период с 1960 по 1981 г. [Баженова, 1964; Маркова, Баженова, Матухина, 1969; Маркова, 1977; Богородская, Маркова, 1981; Органическая геохимия..., 1981; Литолого-фациальные..., 1985; Зинченко, Баженова, 1992]. Органическая геохимия граптолитовых сланцев была рассмотрена на основе результатов

экстракции и люминесцентно-битуминологических анализов, а также углехимических анализов концентратов керогена.

Актуальность работы определяется необходимостью: 1). проведения комплексных прецизионных исследований пород и структуры их порового пространства в составе ордовикско-силурийских отложений с целью локализации на определенных литостратиграфических уровнях разреза зон развития пород-коллекторов, обоснования классов и типов коллекторов; 2). выявления основных факторов, влияющих на фильтрационно-емкостные свойства отложений, определяющими из которых являются вторичные преобразования, связанные как с катагенетическими изменениями осадочных толщ, обусловленными их региональным погружением, так и с наложенно-эпигенетическими изменениями, вызванными внедрением в осадочную толщу флюидов – горячих рассолов, сопровождавшихся миграцией и перераспределением вещества; 3). детального анализа и обобщения всех сведений по граптолитовым сланцам Тунгусской синеклизы и дополнение их собственными материалами по ее северо-восточной части с целью оценки их нефтегазоматеринских свойств.

Вещественный состав ордовикских и силурийских отложений охарактеризован в работах Н.Н. Предтеченского, Ю.И. Тесакова, А.Я. Бергера, Е.П. Маркова, Е.С. Рабиханукаевой, Т.А. Дивинной, Вл. Н. Зинченко, И.В. Вараксиной, в которых приведены общие сведения о вторичных преобразованиях пород и последовательности постседиментационных процессов.

В этой связи особую важность представляют проведенные детальные исследования вещественно-минералогического состава, условий и стадийности образования вторичных доломитов нижнего силура (по поводу генезиса которых на территории Сибирской платформы до настоящего времени не было опубликованной и обоснованной точки зрения), а также состава обломочной части и аутигенных цементов песчаников среднего ордовика на основе комплекса методов исследования вышеуказанных разностей пород, с учетом реконструкции палеоглубин погружения и палеотемператур отложений, в том числе на основе результатов катагенетической превращенности органического вещества граптолитовых сланцев.

Цель работы – определение уровней развития пород-коллекторов и флюидоупоров, установление нефтегазоматеринских свойств и оценка перспектив нефтегазоносности ордовикско-силурийских отложений севера Тунгусской синеклизы.

Основные задачи.

1. Изучить вещественный состав отложений и определить литогеохимические особенности формирования и преобразования терригенных и карбонатных пород.
2. Проанализировать коллекторские свойства пород, выполнить дифференциацию по генетическим типам пустотного пространства, определить классы, типы коллекторов, их

положение в разрезе, выявить наличие признаков нефтеносности в пористых и трещиноватых разностях.

3. Установить степень постседиментационного преобразования коллекторов, реконструировать динамику процесса, последовательность вторичных преобразований пород и оценить их влияние на структуру порового пространства и коллекторские свойства.

4. Исследовать закономерности изменения пиролитических параметров нефтегазоматеринских отложений, состава нерастворимого органического вещества и распределения битумоидов в катагенезе.

5. Построить структурный план и дифференцировать территорию по категориям перспектив нефтегазоносности.

Научная новизна.

1. Для терригенных отложений среднего ордовика северо-востока синеклизы определены литогеохимические особенности их формирования на основе вариации величин петрохимических модулей и отношений геохимических (фациальных) индикаторов отложений, изучены состав и стадийность образования минералов, слагающих аутигенные цементы.

2. В доломитах замещения нижнего силура выделены две генерации кристаллов доломита на основе впервые проведенных катодоллюминесцентных исследований. Определены температуры гомогенизации и кристаллизации газовой-жидких включений для выделенных генераций. Составлена концептуальная модель доломитизации и установлена стадийность кристаллизации вторичных минералов, сопутствующих массивной доломитизации. Выявлено, что в процессе доломитизации важное значение имел трапповый магматизм.

3. Выполнена комплексная интерпретация фильтрационно-емкостных, капиллярных свойств и структуры пустотного пространства пород, установлено положение в разрезе выделенных классов и типов коллекторов. Впервые для района исследований осуществлена дифференциация карбонатных коллекторов по классификации К.И. Багринцевой.

4. Проведенные микрорентгеномографические исследования пород, сопоставленные с фильтрационно-емкостными свойствами, позволили реконструировать строение и распределение трещино-каверново-порового пространства во вторичных доломитах.

5. На основе комплекса методов исследования органического вещества (углепетрография, пиролиз, битуминология, элементный состав керогена) изучены степень катагенеза и нефтематеринские свойства граптолитовых сланцев в широком диапазоне градаций катагенеза от МК₁ до АК₃. Приведены данные по показателям отражения коллохитинита в иммерсии и произведена их корреляция с отражательной способностью витринита. В результате полученных результатов реконструированы палеоглубины отложений. Для граптолитовых сланцев разреза р. Мойеро впервые выполнены измерения показателя отражения коллохитинита,

интерпретация пиролитических исследований и установлен элементный состав керогена из высокообогащенных органическим углеродом пород.

Теоретическая и практическая значимость работы.

1. Установленные литогеохимические особенности формирования терригенных пород среднего ордовика являются основой для продолжения исследований и проведения комплексных фациально-палеогеографических реконструкций с целью прогноза распространения песчаных пород-коллекторов.

2. Созданная концептуальная модель доломитизации венлокских отложений и полученные выводы о влиянии доломитизации и сопряженных с ней вторичных процессов на формирование и преобразование пустотного пространства карбонатных пород актуальны с точки зрения прогноза изменения их коллекторских свойств по разрезу.

3. Комплексирование результатов лабораторных определений ФЕС с данными микрорентгеномографии, капиллярметрии и остаточной водонасыщенности позволили установить генетический и морфологический тип пустотного пространства пород и обосновать класс и тип коллектора в песчаниках и вторичных доломитах.

4. На основе комплекса литолого-геохимических, петрофизических данных и структурного плана территории впервые построена карта перспектив нефтегазоносности ордовикско-силурийских отложений Тунгусской синеклизы, которую возможно учитывать при планировании геологоразведочных работ на нефть и газ.

5. Результаты проведенных автором литолого-петрографических исследований, изучения нефтегазоматеринского потенциала и коллекторских свойств ордовикских и силурийских отложений опорного разреза долины р. Мойеро положены в основу при оценке перспектив нефтегазоносности зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы при подготовке объяснительной записки к Госгеолкарте 1000/3 листа Q-48 (Эконда).

Фактический материал. В основу работы легли комплексные литолого-петрографические, геохимические и петрофизические исследования отложений, вскрытых 3 скважинами (скважины Ледянской площади и Кыстыктахская 1П), макроскопически изученных автором в ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука (Новосибирск) и НК Роснефть – НТЦ (Краснодар). Проинтерпретированы также геохимические параметры органического вещества образцов пород из разрезов 6 скважин (Микчангдинская 31, Южно-Пясинская 30, Убойная 24, Дьявольская 8, Бильчанская 1, Бираминская 10) и 4 обнажений (реки Курейка, Тенна-Сесь, Летняя, Мойеро) (рисунок 1).

Выполнены оптико-микроскопические исследования **146** шлифов, электронно-зондовый микроанализ и катодолюминесцентные исследования **19** прозрачно-полированных шлифов, микротермометрические исследования **38** флюидных включений; проинтерпретированы

результаты рентгеноспектрального силикатного анализа **86** образцов, определения железа закисного **66** образцов, 14 редкоземельных элементов **42** образца, 5 малых элементов (V, Cr, Rb, Sr, Ba) **66** образцов, рентгенофазового анализа минералов цемента из трех образцов (диагностированы 8 минералов); результаты микрорентгеномографии **12** образцов, коллекторских свойств пород **206** (196) образцов, остаточной водонасыщенности **70** образцов; содержания органического углерода **131** (35) образца, геохимических параметров битумоидов **20** (15) образцов и керогена **18** (15) образцов, пиролиза методом Rock-Eval **17** (6) образцов, углепетрографические исследования **10** шлифов, капельно-люминесцентный анализ **149** образцов. В скобках указано количество значений, собранных по фондовым данным.

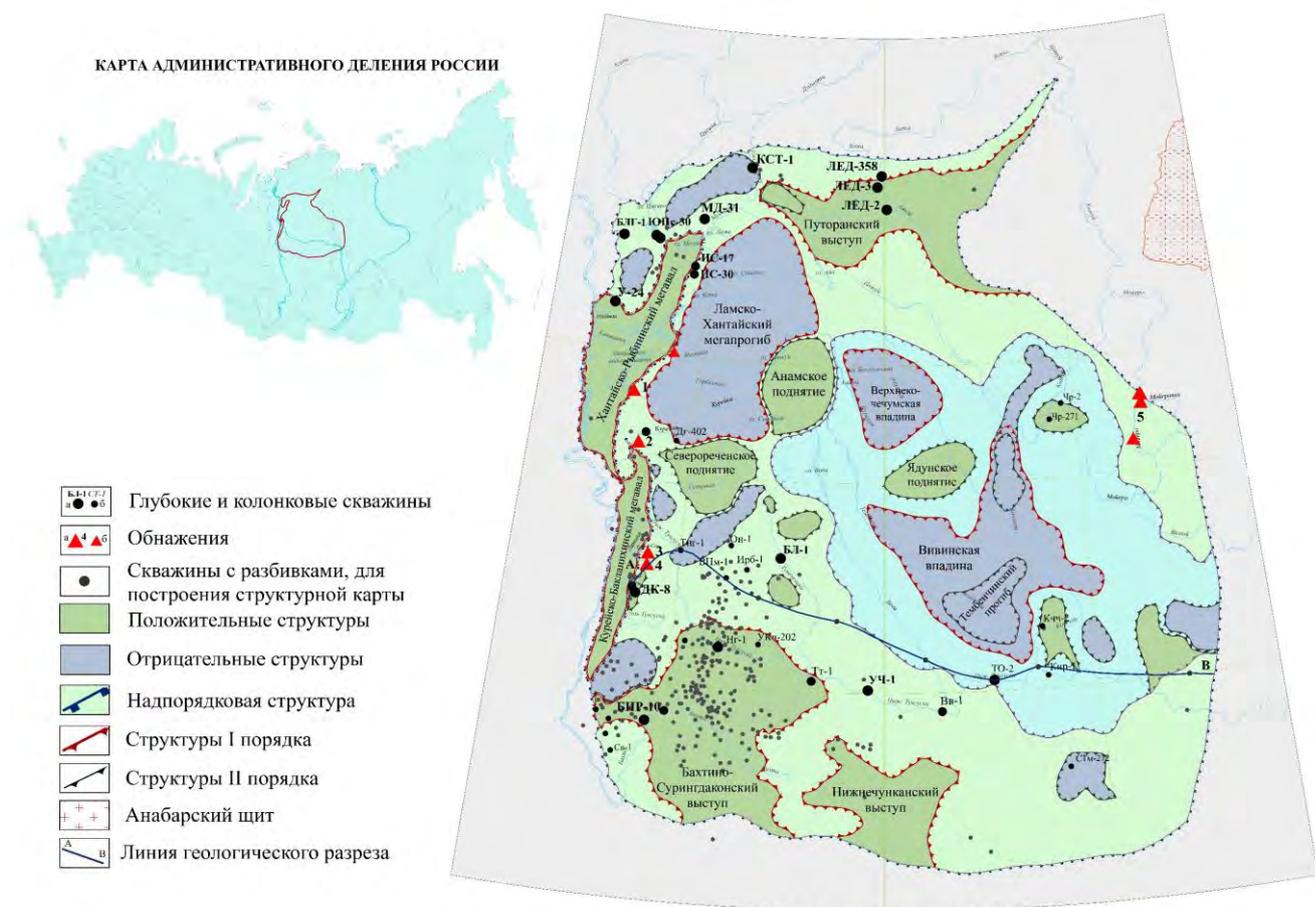


Рисунок 1. Карта тектонического районирования Тунгусской синеклизы по подошвенной части нижнего силура с фактическим материалом

Методы исследования.

1. Макроскопическое описание керна скважин и образцов из естественных обнажений, оптико-петрографический, электронно-микроскопический и рентгенофазовый анализы для изучения вещественно-минералогического состава пород.

2. Рентгеноспектральный силикатный анализ, определение железа закисного, 14-ти редкоземельных и 5-ти малых элементов (V, Cr, Rb, Sr, Ba), содержания органического углерода.

3. Катодоллюминесцентные исследования для выделения генераций карбонатных минералов. Микротермометрические исследования для определения флюидных включений.

4. Интерпретация результатов лабораторного определения открытой пористости газовольюметрическим методом (в атмосферных и пластовых условиях) и методом насыщения (с использованием модели пластовой воды и керосина), а также рассчитанной эффективной пористости (с учетом остаточной воды); абсолютной газопроницаемости пород в атмосферных и пластовых условиях; остаточной водонасыщенности методом капиллярметрии для определения параметров пород-коллекторов и флюидоупоров.

5. Метод рентгеновской компьютерной микротомографии, анализ кривых капиллярного давления и количественного распределения пор разного диаметра для исследования структуры пустотного пространства, определения особенностей распределения открытых и закрытых пор, каверн и трещин.

6. Капельно-люминесцентный анализ для изучения наличия признаков нефтеносности в пористых и трещиноватых породах.

7. Качественная интерпретация кривых ГИС для построения литолого-петрофизических разрезов, выделения интервалов коллекторов и флюидоупоров.

8. Углепетрографические исследования, интерпретация пиролитических параметров, результатов битуминологических исследований и элементного состава керогена для определения катагенеза и нефтегазоматеринских свойств отложений.

Личный вклад автора. Автором произведено обобщение материалов по геологическому строению и нефтегазоносности севера Тунгусской синеклизы. Выполнено макроскопическое описание керн, отобраны образцы на различные анализы, проведены оптико-микроскопические и катодоллюминесцентные исследования, люминесцентно-битуминологический анализ. Принято участие в проведении углепетрографических, электронно-микроскопических, микротомографических, микротермометрических исследований и проинтерпретированы их результаты. Автором проведен стадийный анализ вторичных преобразований и составлена модель доломитизации. Исследованы данные химического и рентгенофазового анализов, результаты определения коллекторских и капиллярных свойств пород и геохимических параметров органического вещества.

Защищаемые положения.

1. Кварцевые псаммиты вихоревского горизонта среднего ордовика сложены зрелым переотложенным материалом, накопившимся в прибрежно-морской обстановке в условиях семиаридного климата. Коллекторские свойства песчаников обусловлены вторичными изменениями, заключающимися в уплотнении пород, регенерации кварца, карбонатизации и селективном выщелачивании. Доломиты венлокского отдела нижнего силура образовались в

результате замещения первичных известняков под воздействием гравитационно-рассольного катагенеза при участии траппового магматизма.

2. Гранулярные коллекторы III и IV классов (по А.А. Ханину) в отложениях среднего ордовика приурочены к песчаникам вихоревского горизонта. Поровые коллекторы V и VI классов и сложные коллекторы трещинно-порового, каверново-трещинного и трещинного типов VI и VII классов (по К.И. Багринцевой) приурочены к вторичным доломитам венлокского отдела нижнего силура. Сплошная метасоматическая доломитизация и сопутствующие ей вторичные процессы привели к развитию сложных типов коллекторов.

3. Основной нефтегазоматеринской толщей выступают углеродистые мергели и аргиллиты (граптолитовые сланцы) нижнего силура. В зоогенном типе органического вещества с граптолитовой основой максимум генерации битумоида приходится на начало градации МК₁. Толща испытала влияние регионального катагенеза (градации мезокатагенеза МК₁–МК₄₋₅) и в некоторых разрезах наложенного катагенеза, вызванного воздействием базитовых интрузий. Наиболее перспективные территории для поисков нефти и газа в ордовикско-силурийских отложениях приурочены к положительным структурам, расположенным в центральных и северных частях синеклизы и ее бортовым зонам.

Достоверность результатов определяется тщательной проработкой большого фактического материала с помощью современных методов анализа вещества пород, демонстрацией исходных аналитических данных в виде таблиц, графиков и приложений, а также обсуждением полученных результатов в печати.

Апробация результатов. По теме диссертации опубликованы 7 научных работ, из которых 3 статьи – в ведущих рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК РФ, а также входящих в международные базы данных Scopus, GeoRef и базу Russian Science Citation Index (RSCI) на платформе Web of Science. Положения диссертации опубликованы в тезисах конференций: IV Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии «Методы, методы и снова методы в литологии» (Екатеринбург, 2020); Научных чтениях Экзолит 2021 «Актуальные проблемы литологии: задачи и решения» (Москва, 2021); V Международной научно-практической конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа. Новая реальность 2021» (Москва, 2021); VI Всероссийской молодежной научной конференции, посвященной памяти академика Н.Л. Добрецова «Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике» (Улан-Удэ, 2021).

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения. Общий объем работы – 202 страницы, из них 72 рисунка, 8 таблиц. Список литературы содержит 101 единицу отечественных и иностранных наименований. Диссертация подготовлена в

соответствии с межгосударственными и национальными нормативными документами, приведенными в [ГОСТ Р 7.0.11–2011].

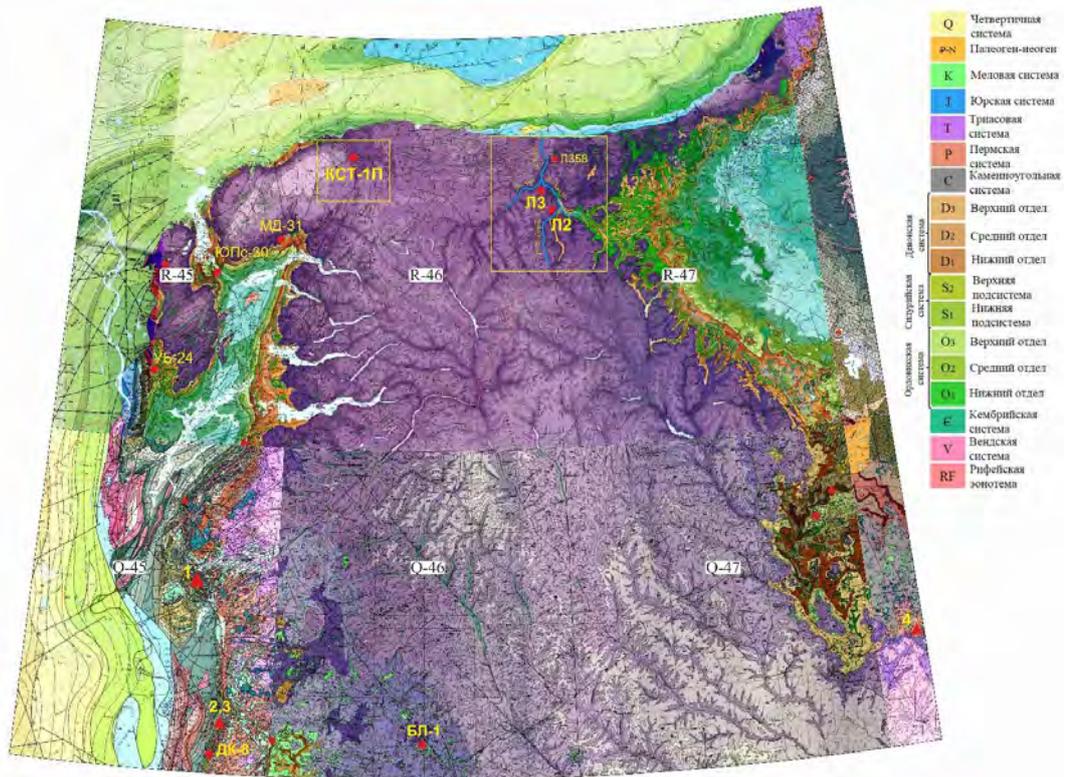
Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю П.О. Соболеву за внимание, требовательность и помощь в работе. Сердечную благодарность выражаю Е.А. Предтеченской, В.Ю. Прокофьеву, С.В. Кашину и А.И. Шапиро за неоценимые консультации, и поддержку. Выражаю признательность А.И. Ларичеву, С.В. Видик, А.В. Брылиной, способствовавшим проведению исследований; Н.В. Сенникову, Т.П. Батуриной, А.В. Корниенко, Е.А. Волошину за предоставленную возможность изучения керна скважин.

Автор благодарен К.Ю. Васильевой, А.Н. Хабарову, В.Н. Мелихову, Л.Ю. Крючковой, В.Ф. Сапега, А.К. Худолею, В.С. Никифоровой, С.Ю. Янсон, Л.И. Исаковой, Т.Э. Чуйковой, Н.А. Ивановой, П.А. Иванову, Н.Л. Падалко, С.И. Гольшеву, Г.М. Волковой, Ю.И. Боровихиной, А.В. Антонову, Н.В. Петушковой, О.К. Ермиловой и В.М. Бубанистовой за ценные консультации, помощь в проведении аналитических исследований и в доступе к литературным источникам.

Благодарность выражаю С.В. Видик, А.Е. Михайлову, Н.М. Малоштанову за помощь в макроскопическом описании керна, отборе образцов из скважин Ледянская 3 и Кыстыктахская 1П и в проведении люминесцентно-битуминологических исследований; Г.В. Липенкову и А.И. Кудряшовой за предоставленный для исследования материал по опорному разрезу долины р. Мойеро. Выражаю признательность заведующему отделом аспирантуры ВСЕГЕИ Л.С. Синькову и ученому секретарю геологического факультета МГУ Е.Н. Полудеткиной.

Глава 1. Геологическое строение района исследований

Исследуемая территория приурочена к Тунгусской синеклизе – крупнейшей надпорядковой структуре Сибирской платформы, в строении которой установлен наиболее полный стратиграфический диапазон отложений – от рифейской эонотемы до триасовой системы включительно, образования которой представлены туфогенно-эффузивной толщей и интрузивными породами (рисунок 2, 3).



Скважины: Л2, Л3 – Ледянские 2 и 3, КСТ-1 – Кыстыктахская 1, МД-31 – Микчангдинская 31, ЮПС-30 – Южно-Пясинская 30, УБ-24 – Убойная 24, ДК-8 – Дьявольская 8, БЛ-1 – Бильчанская 1, БИР-10 – Бираминская 10. Обнажения: 1 – р. Курейка, 2 – р. Тенна-Сесь, 3 – р. Летняя, 4 – р. Мойеро

Рисунок 2. Геологическая карта Тунгусской синеклизы. Масштаб 1:1000 000

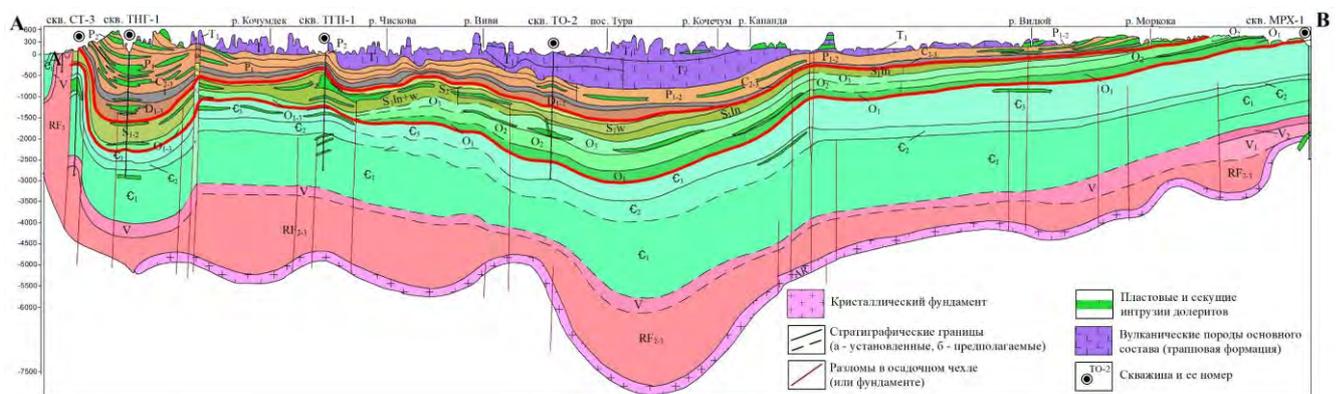


Рисунок 3. Широтный региональный геологический профиль через Тунгусскую синеклизу (расположение см. рисунок 1)

§ 1.1 Геолого-геофизическая изученность

Изучение геологического строения и развитие нефтегазопроисковых работ проходило в несколько этапов. На первом этапе (до 20-х годов XX века) формировались представления о геологическом строении региона, выявлялись признаки полезных ископаемых, в том числе и возможной нефтеносности недр (С.В. Обручев, А.Л. Чекановский, Л.А. Ячевский).

Второй этап, продолжавшийся до 50-х годов, ознаменовался началом планомерного изучения геологии и нефтегазоносности недр. Основные геологические изыскания проводились в Туруханском районе. Параллельно с геолого-съёмочными работами А.Г. Вологдиным, А.И. Гусевым и Г.И. Кириченко изучались нефтидопроявления.

Названный регион оказался в числе первых на Сибирской платформе (наряду с северным склоном Алданской антеклизы), где отмечены наиболее значительные нефтидопроявления. В 1930-х годах в процессе поисков угольных месторождений обнаружены скопления битумов – асфальтов и малт в карбонатных породах палеозоя и рифея, обнаженных в долинах рек Сухая Тунгуска и Летняя (Туруханский район).

В период 1935-1941 годов проводились исследования с целью поисков нефти в Туруханском районе. Основанием для этого послужили вышеуказанные находки битумов. В 1939 г. на Сухотунгусской площади была пробурена первая в Тунгусском осадочном бассейне скважина (глубина 564 м). Закартирована крупная антиклиналь (Сухотунгусская), в своде которой описаны зоны с битумом по трещинам. Результаты исследований позволили А.Г. Володину оценить перспективы Туруханского района на нефть и газ, выделить территорию в самостоятельный Туруханский нефтеносный район и рекомендовать поисковое бурение.

Обобщение геолого-съёмочных и других геологических данных 1940–1950 годов, выполненные сотрудниками ГИН АН СССР и ВСЕГЕИ, позволило вернуться к проблеме нефтегазоносности Тунгусского бассейна и высоко оценить его перспективы.

Со второй половины 1950-х годов нефтепоисковые работы в Восточной Сибири вступают в новый этап. Изучение геологии и нефтегазоносности региона началось сотрудниками ВНИГРИ, СНИИГГиМС, ВСЕГЕИ, ИГиГ СО АН СССР, НИИГА. Результаты исследований позволили заложить основу современных представлений о стратиграфии, тектонике и истории развития региона. Выявлен ряд битумопроявлений в осадочной и в эффузивной части платформенного чехла, что позволило сделать вывод о потенциальной нефтегазоносности осадочных толщ.

В 1960-е годы большое значение имели работы А.А. Трофимука, показавшего на основе анализа геологического строения Сибирской платформы, что регион может явиться богатой нефтегазоносной провинцией. Автор связывал перспективы нефтегазоносности Тунгусской синеклизы с ордовикскими и силурийско-девонскими отложениями [Трофимук, 1960].

В 1960-70-е годы наступил новый этап нефтегазопроисковых работ на Сибирской платформе. В 1961-1970 годах проводится структурное, а затем поисковое (1964-1974 гг.) бурение в присводовой части Сухотунгусского вала, где на Сухотунгусской, Нижнелетнинской и Володинской площадях получены промышленные притоки нефти и газа из доломитов верхней части платоновской V_2 - C_{1p1} и костинской C_{1-2kst} свит. Работы завершились в 1976 г., открытием Подкаменного и Сухотунгусского месторождений. В пределах Сухотунгусской и Сигово-Подкаменной антиклиналей выявлены крупные залежи асфальтовых битумов в зоне идио- и криптогенеза в кавернозных доломитах венлокского отдела силура.

В 1968 г. научно-исследовательские работы проводились сотрудниками ВНИГРИ В.Д. Козыревым, Г.Д. Куликом, Т.К. Баженовой, О.А. Бабошиной, высоко оценившими перспективы на нефть и газ северо-запада Сибирской платформы.

В конце 1960-х годов выполнены сейсморазведочные работы по изучению осадочного чехла территории Тунгусской синеклизы, характеризующейся сложными сейсмогеологическими условиями. В 1969 г. специалистами СНИИГГиМС и Красноярскнефтегазразведка обобщены геолого-геофизические данные и дан высокий прогноз ресурсов углеводородов Тунгусского осадочного бассейна, выполнено нефтегазогеологическое районирование.

Региональной оценке перспектив и отдельному прогнозу, нефте- и газоносности исследуемого региона посвящены работы Т.К. Баженовой, Л.Г. Марковой, Н.В. Мельникова, В.Д. Козырева, согласно которым, отложения ордовикско-силурийского возраста, перспективные для обнаружения скоплений углеводородов, локализируются в пределах севера Тунгусской синеклизы.

В 1995-1996 годах Т.А. Дивиной с соавторами опубликованы материалы литолого-петрофизических исследований Ледянских и Чириндинских скважин (пробуренных в 1989 г. ПГО «Енисейнефтегазгеология») в которых уточнены литолого-стратиграфическое расчленение разреза, намечены горизонты с благоприятными коллекторскими и экранирующими свойствами, описаны обнаруженные нефте- и газопроявления в разрезе ордовикско-силурийских отложений [Особенности..., 1995, ч. 1; Прогноз..., 1996, ч. 2]. В 1995 г. опубликованы материалы, посвященные геохимическим предпосылкам нефтегазоносности Северо-Тунгусской НГО, согласно которым, ордовикские и силурийские отложения представляют интерес в нефтегазопроисковом плане [Филипцов, Дивина, Ларичев, 1995, ч. 1].

В 2001 г. В.П. Казаисом построена структурно-тектоническая карта (1:500 000) северо-западной части Сибирской платформы с прилегающими районами Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба. В 2003-2004 г. после начала лицензирования территорий начинается новый этап развития нефтегазопроисковых работ на Сибирской платформе. В течение 2005-2007 г. намечается тенденция к усилению геолого-разведочных работ.

В 2009 г. А.Э. Конторовичем с соавторами представлена новая тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской НПП [Тектоническая карта..., 2009]. В 2011 г. В.С. Старосельцевым, Т.А. Дивиной опубликованы результаты, посвященные нефтегазоносности ордовикско-девонских отложений севера Тунгусской синеклизы, подтверждающие их высокие перспективы [Старосельцев, Дивина, 2011].

В 2012-2013 г. в пределах Кыстыктахского куполовидного поднятия ПАО «НК «Роснефть» была пробурена поисковая скважина Кыстыктахская 1П, являющаяся граничной с востока скважиной, вскрывшей разрез норильского типа с наличием пачки граптолитовых сланцев сравнительно высокой мощности в основании отложений силурийской системы

В 2012-2014 г. во ВСЕГЕИ, совместно с сотрудниками ИНГГ СО РАН и СНИИГГиМС, подготовлен тематический отчет по оценке нефтегазоносности отложений среднего и верхнего палеозоя северо-запада Тунгусской синеклизы в котором обобщен огромный геолого-геофизический материал (при отсутствии материалов по скважине Кыстыктахская 1П), и данные по нефтегазоносности региона (отв исп. А.И. Ларичев, В.И. Чеканов, 2014).

В 2015 и 2017 г. И.В. Вараксиной с соавторами опубликованы результаты, посвященные литолого-геохимическим и петрофизическим исследованиям разреза Ледянских скважин [Литология, органическая геохимия..., 2017]. В 2017 г. В.С. Старосельцевым и др., опубликованы материалы, согласно которым, северная часть территории характеризуется меньшей насыщенностью разреза трапповыми пермо-триасовыми интрузиями, что позволяет надеяться на лучшую сохранность залежей УВ [Основы районирования..., 2017].

Коллектив СНИИГГиМС под руководством С.П. Микуцкого и И.Н. Сулимова в 1963 г. начал работы по изучению коллекторских свойств пород палеозоя Тунгусской синеклизы и ее обрамления [Основы геологии..., 1969]. Во ВНИГРИ работы по изучению пород-коллекторов в палеозойских отложениях Тунгусской синеклизы, включая ордовикско-силурийские отложения, выполнялись под руководством В.Д. Козырева, а в объединении Енисейнефтегазгеология – П.П. Скоробогатых. Коллекторские свойства пород изучались как по керну скважин, так и образцам из естественных обнажений. В итоге проведенных работ, проблема коллекторов была решена на той стадии, когда выясняются общие закономерности распределения пород-коллекторов.

В настоящее время необходимо детальное комплексное исследование вещественного состава отложений исследуемого стратиграфического интервала, научное обоснование влияния вторичных процессов на коллекторские свойства пород, сравнительный анализ литологических, литогеохимических и петрофизических особенностей пород-коллекторов и экранов ордовикско-силурийского нефтегазоносного резервуара на территории Тунгусского, а также других нефтегазоносных бассейнов, для обоснованного прогноза коллекторов.

§ 1.2 Стратиграфия

В составе осадочных толщ Тунгусской синеклизы выделяются образования рифея, венда, всех систем палеозоя и триаса (мощностью от 2 до 8 км и более). Для рифейских толщ характерны вулканогенно-карбонатно-терригенный и терригенно-карбонатный состав мощностью до 2000–4000 м [Стратиграфия..., 2005, кн. 1]. Залегающие с угловым несогласием на рифее отложения венда-нижнего кембрия северной части синеклизы сложены терригенно-карбонатными породами с подчиненным количеством сульфатных разностей (650–1750 м). В южных и центральных частях синеклизы отложения венда-нижнего кембрия сложены терригенно-соленосно-карбонатными породами (1900–2300 м). Средне-верхнекембрийские отложения (до 2000 м), сложены доломитами, мергелями, аргиллитами [Стратиграфия..., 2016, кн. 2].

Ордовикская система

Система подразделяется на три отдела и семь ярусов: тремадокский, флоский – в составе нижнего отдела, дапинский, дарривилский – в составе среднего, сандбийский, катийский и хирнантский – в составе верхнего. Региональная шкала включает нийский, угорский (нижний отдел), кимайский, вихоревский, муктэйский, волгинский, киренско-кудринский (средний отдел), чертовской, баксанский, долборский, нирудинский и бурский горизонты (верхний отдел).

Выделены пять структурно-фациальных зон: Игаро-Норильская, Туруханская, Центрально-Тунгусская, Маймечинско-Хетская и Мойеронская, отличающиеся латеральной изменчивостью состава и строения разрезов разновозрастных породных комплексов (рисунок 4) [Стратиграфия..., 2007, кн. 3; Региональная..., 2016].

Игаро-Норильская СФЗ. Расположена на северо-западной окраине синеклизы, в пределах Норильско-Хантайского перикратонного прогиба. Ордовикские отложения расчленяются на ильтыкскую (O_{1-2il}), гурагирскую (O_{2gr}), ангирскую (O_{2an}), амарканскую (O_{2am}) и загорнинскую (O_{3zg}) свиты. Свиты состоят из доломитов в различной степени глинистых и алевролитистых, водорослевых и оолитовых, известняков онколитовых, стустково-комковатых и органогенно-обломочных, локально битуминозных и фосфатизированных, с прослоями домеритов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Красноцветных полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников, аргиллитов, мергелей, подчиненных доломитов с глиптоморфозами галита, песчанистых известняков. В аргиллитах в верхней части разреза повышенное содержание $S_{орг}$, пирит и фосфатные конкреции. Брахиоподы *Eoorthis wichitaensis* Walc., конодонты *Phragmodus flexuosus* Mosk., мшанки *Stellipora vesiculosa* Modz., кораллы *Favistella alveolata* Goldf. Мощность на Норильской площади – 1430 м, на Игарской – 1198,5 м.

Туруханская СФЗ. В составе зоны выделяются две подзоны: Курейская и Летнинско-Нижнетунгусская. В первой отложения разделены на устьмундуйскую ($Є_3-O_{1um}$), гурагирскую

(*O_{2gr}*), байкитскую (*O_{2bk}*) и неручандскую (*O_{3nr}*) свиты, из которых во второй от размыва в предбайкитское и предмангазейское время сохранились устьмундуйская, байкитская и верхняя подсвета неручандской свиты. Мощность и номенклатурная последовательность свит сокращаются с востока на запад к Сухотунгусской площади, на территории которой от эрозии сохранились отложения верхней подсветы неручандской свиты.

Сложены глинистыми доломитами с пачками водорослевых и оолитовых известняков, мергелей, домеритов, аргиллитов и песчаников, участками породы красноцветные с глиптоморфозами галита. Песчаниками мелко-среднезернистыми кварцевыми с мергелями, аргиллитами и органогенно-детритовыми известняками, фосфоритосносными песчаниками с линзами известняков, аргиллитами и мергелями. Брахиоподы *Eoorthis wichtaensis* Walc., *Angarella lopatini* Assat., *Mimella panna* Andr. Мощность – 443 м (Курейская подзона); 240 м (Летнинско-Нижнетунгусская подзона). Опорными являются естественные выходы в бассейнах нижнего течения рек Курейка и Нижняя Тунгуска, а также разрезы, вскрытые скважинами Ногинская 1, Ясенгская 3, Дьявольская 1 и Сухотунгусская 3.

Центрально-Тунгусская СФЗ. Ордовикские отложения охарактеризованы по материалам бурения скважин, расположенных вдоль течения р. Нижняя Тунгуска – от Тутончанской к Кирамкинской площадям [Стратиграфия..., 2007, кн. 3; Региональная..., 2016]. В разрезе выделены бабкинская (*O_{1bk}*), туринская (*O_{2tr}*), байкитская (*O_{2bk}*), устьстолбовая (*O_{2ust}*), мангазейская (*O_{3mn}*), долборская (*O_{3dl}*) и нирундинская (*O_{3nr}*) свиты. Ордовикские отложения Центрально-Тунгусской СФЗ имеют карбонатно-терригенный состав и сложены в основании мергелями, доломитами, известняками, с пачками кварцевых песчаников, перекрытых аргиллитами, алевролитами с прослоями мергелей и известняков. Характерны брахиоподы *Apheorthis submelita* Yadr., конодонты *Drepanodus suberectus* (Br. Et M.), *Coleodus mirabilis* Mosk., *Acanthocordylodus festus* Mosk. и *Acanthodus cf. comptus* Mosk. Мощность 415–920 м.

Маймечинско-Хетская СФЗ. Опорными являются разрезы скважин Ледянской площади и обнажения рек Маймеча и Амбардах [Стратиграфия..., 2007, кн. 3]. Местная схема включает бысынюрахскую (*Є₃-O_{1bs}*), устькуранахскую (*O_{1-2uk}*), кунтыкахинскую (*O_{2kn}*) и мойеронскую (*O_{2mr}*) свиты нижнего-среднего ордовика. Сложены известняками, водорослевыми доломитами, мергелями, пестроцветными кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми доломитами, а также органогенно-обломочными известняками с прослоями углеродистых доломитов. Брахиоподы *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coop., конодонты *Glyptoconus quadroplicatus* V. et M., табуляты *Cryptolichenaria miranda* Sok. Мощность 440–665 м.

Мойеронская СФЗ. Полные разрезы ордовикских отложений этой зоны вскрыты колонковой скважиной Чириндинская 1 и обнажаются в долине р. Мойеро. Номенклатурную последовательность свит составляют: ирбуклинская (*Є₃-O_{1ir}*), чириндинская (*Є₃-O_{1čr}*),

кочаканская (O₁-kč), мойеронская (O₂mr), джеромская (O₃dj) и чингадинская (O₃čп) свиты [Опорный разрез..., 1985; Нижнепалеозойские..., 1996]. Сложены пестроцветными мергелями, комковатыми органогенно-обломочными известняками, доломитами, кварцевыми песчаниками и алевролитами. Завершает разрез переслаивающиеся домериты, известняки и доломиты. Брахиоподы родов Finkelburgia и Angarella. Мощность до 1027,7 м. Ордовикские отложения несогласно перекрываются отложениями силурийской системы.

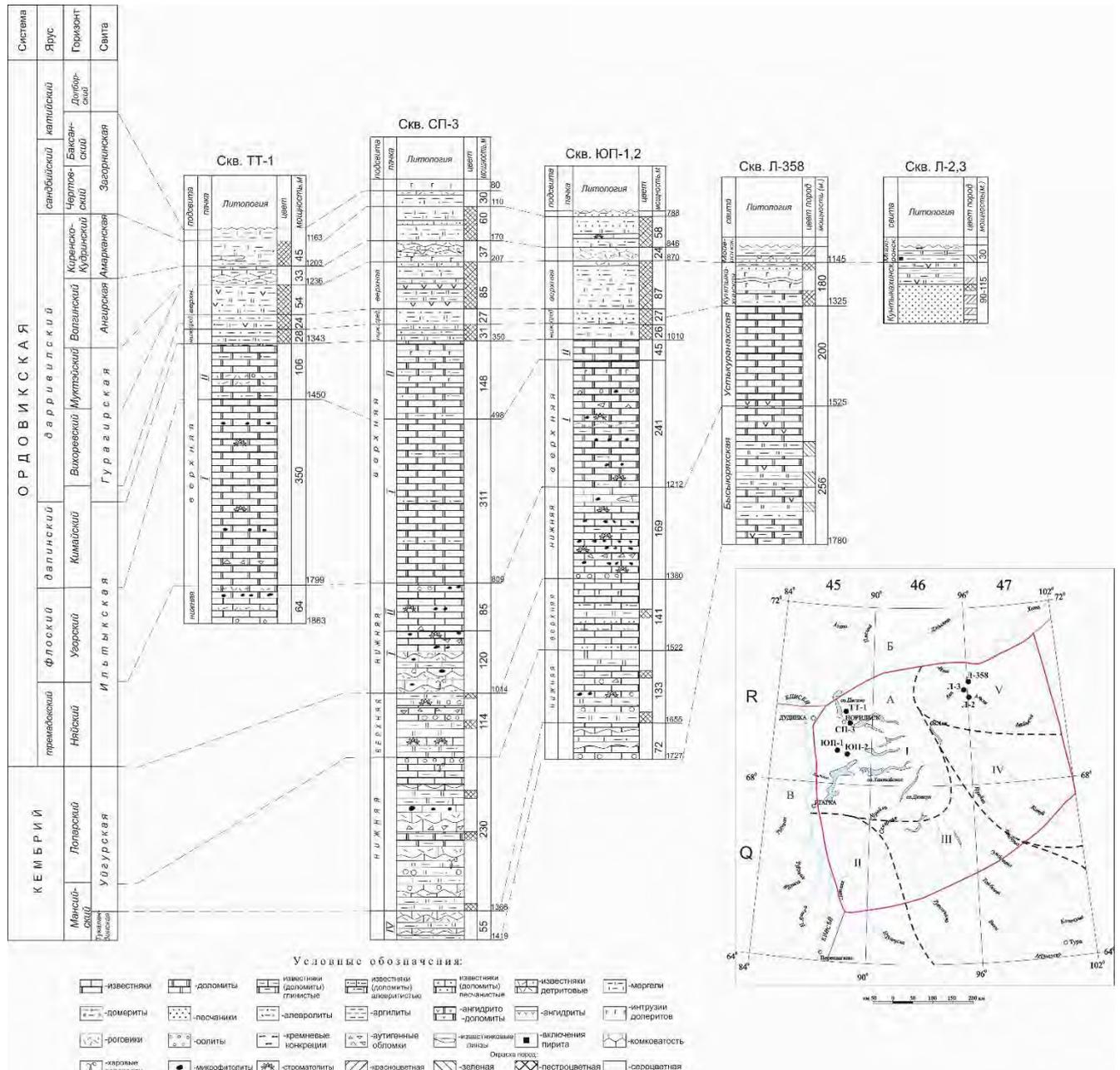


Рисунок 4. Корреляция отложений ордовикской системы севера Тунгусской синеклизы

(Структурно-фациальные зоны: I – Иго-Норильская, II – Туруханская, III – Центрально-Тунгусская, IV – Мойеронская, V – Маймечинско-Хетская; скважины: TT-1 – Туалаек-Тааская 1, СП-3 – Структурно-параметрическая 3, ЮП-1,2 – Южно-Пясинские 1 и 2, Л-358 – Ледянская 358, Л-2, 3 – Ледянские 2 и 3; А – северная часть Тунгусской синеклизы, Б – Енисей-Хатангский прогиб, В – Западно-Сибирская плита)

Силурийская система

Силурийская система подразделяется на два надотдела – нижний и верхний, четыре отдела – лландоверийский, венлокский, лудловский, пржидольский и 7 ярусов: рудданский, аэронский и теличский – в составе лландовери; шейнвудский и гомерский – в составе венлока; горстийский и лудфордский – в составе лудлова; пржидол на ярусы не подразделен. Региональная шкала силура, включает мойероканский, хаастырский, агидыйский (лландовери), хакомский (венлок), тукальский (нижний лудлов) и постничный (верхний лудлов-пржидол) горизонты, прослеживающиеся в разнофациальных отложениях по всей территории Сибирской платформы.

Ввиду литолого-фациальной изменчивости отложений, выражающейся в различных наборах свит, выделяются семь структурно-фациальных зон: на западе – Норильская, Игарская и Туруханская; на востоке – Маймечинская, Ледянская и Мойеронская (рисунок 5) [Стратиграфия..., 2000, кн. 4; Силур..., 2002; Тесаков, 2012, т. 1].

Норильская СФЗ. Расположена на северо-западной окраине Тунгусской синеклизы. В составе нижнего надотдела выделены чамбинская ($S_1^1 \check{c}m$), таликитская ($S_1^1 tl$), омнутахская ($S_1^1 om$), хюктинская ($S_1^2 khk$) свиты; в составе верхнего надотдела – макусская ($S_2^1 mk$) и постничная ($S_2^2 pst$) свиты. Сложены черноцветными граптолитово-известково-аргиллитовыми породами, органогенными, комковатыми известняками, строматопорово-коралловыми биостромными и детритово-комковатыми известняками, а также строматолитовыми и сгустково-водорослевыми. В верхах разреза домериты, доломиты строматолитовые, сгустково-водорослевые с ангидритом. Граптолиты *Coronograptus gregarius* (Lapw.), табуляты *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., брахиоподы *Hyattidina parva* (Nikif.). Мощность 412,2–700 м.

Игарская СФЗ. В составе нижнего надотдела – чамбинская ($S_1^1 \check{c}m$), углюкская ($S_1^1 ug$), танименская ($S_1^1 tn$), муктэнская ($S_1^2 mk$) свиты; верхнего – конгдинская ($S_2^1 kn$) и постничная ($S_2^2 pst$) свиты. Свиты представлены аргиллитами и мергелями углеродистыми с остатками граптолитов, известняками глинистыми и алевро-песчанистыми, известняками с остатками строматопорат и табулят, прослоями строматолитовыми, а также доломитами с пропластками гипсов, ангидритов. Граптолиты *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), конодонты *Icriodella deflecta* Aldr., строматопораты *Labechia venusta* Vavor., брахиоподы *Alispira rotundata* Nikif. et T.Modz. Мощность 510–639 м.

Туруханская СФЗ. В составе нижнего надотдела – чамбинская ($S_1^1 \check{c}m$), таликитская ($S_1^1 tl$), омнутахская ($S_1^1 om$), дьявольская ($S_1^2 dl$) свиты; в составе верхнего – тукальская ($S_2^1 tkl$) и постничная ($S_2^2 pst$) свиты. Свиты сложены аргиллитами углеродистыми и известковистыми, мергелями и известняками с остатками граптолитов, бугристонаслоенными известняками,

мергелями, известняками битуминозными биостромными и комковато-детритовыми, оолитовыми, строматолитовыми, в верхах разреза доломитами, домеритами, ангидритодолomiteами и доломитистыми аргиллитами. Граптолиты *Coronograptus gregarius* (Lapw.), брахиоподы *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), ругозы *Cystiphyllum siluriense* Lonsd., конодонты *Ozarkodina excavata* Brans. et Brans. Мощность 543 м.

Ледянская СФЗ. В составе нижнего надотдела – оранская (S_1^{orn}), хукэлченская (S_1^{khl}), мунильская (S_1^{mn}); верхнего – неракачинская (S_2^{nr}), кираская (S_2^{kr}) свиты. Опорным является разрез Ледянская 3. Сложен комковатыми и органогенно-детритовыми известняками, мергелями, доломитами замещения по кораллово-строматопоровым известнякам, доломитами и домеритами с прослоями гипса и ангидрита. Брахиоподы *Pentamerus oblongus* Sow., строматопораты *Labechia condensa* Yavor., табуляты *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes. Мощность 276–290 м.

Маймечинская СФЗ. В составе нижнего надотдела – правоатырдахская (S_1^{pv}), орачинская (S_1^{or}), херкиминская (S_1^{hrk}), долготнинская (S_1^{dl}); в составе верхнего – баханайская (S_2^{bh}) и кираская (S_2^{kr}) свиты. Сложены углеродистыми мергелями, бугристонаслоенными, комковатыми и органогенно-детритовыми известняками, мергелями с известняковыми желваками, во второй половине биоморфными доломитизированными известняками, перекрытыми пестроцветными песчанистыми домеритами с прослоями глинистых доломитов и доломитистых аргиллитов. Брахиоподы *Alispira gracilis* Nikif., *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), табуляты *Mesofavosites dualis* Sok., остракоды *Schrenkia multa* Abush. Мощность 183,2–274 м.

Мойеронская СФЗ. В составе нижнего надотдела – мойероканская (S_1^{mrk}), хаастырская (S_1^{hst}), агидыйская (S_1^{ag}); хакомская (S_1^{khm}); верхнего – янгадинская (S_2^{jd}), холюханская (S_2^{hl}) свиты. Разрез представлен маломощными мергелями углеродистыми, которые сменяются известняками полидетритовыми, стустково-комковатыми, оолитово-комковатыми, биоморфными (сложенными колониями строматопороидей), строматолитовыми; доломитами и доломитизированными известняками с прослоями и пачками гипса, красноцветных доломитовых мергелей и аргиллитов. Брахиоподы *Alispira gracilis* Nikif., *Septatrypa antiquata* Nikif., *Pentamerus oblongus* Sow., табуляты *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., строматопораты *Labechia condensa* Yavor., остракоды *Beyrichia parva* Abush. Суммарная мощность отложений ~ 500 м.

Девонские отложения представлены преимущественно чередованием красноцветных сульфатно-карбонатно-терригенных и сероцветных сульфатно-карбонатных отложений, включающих на отдельных уровнях сероцветные карбонатные комплексы пород с остатками нормально-морских организмов и соленосные образования, общей мощностью до 800 м.

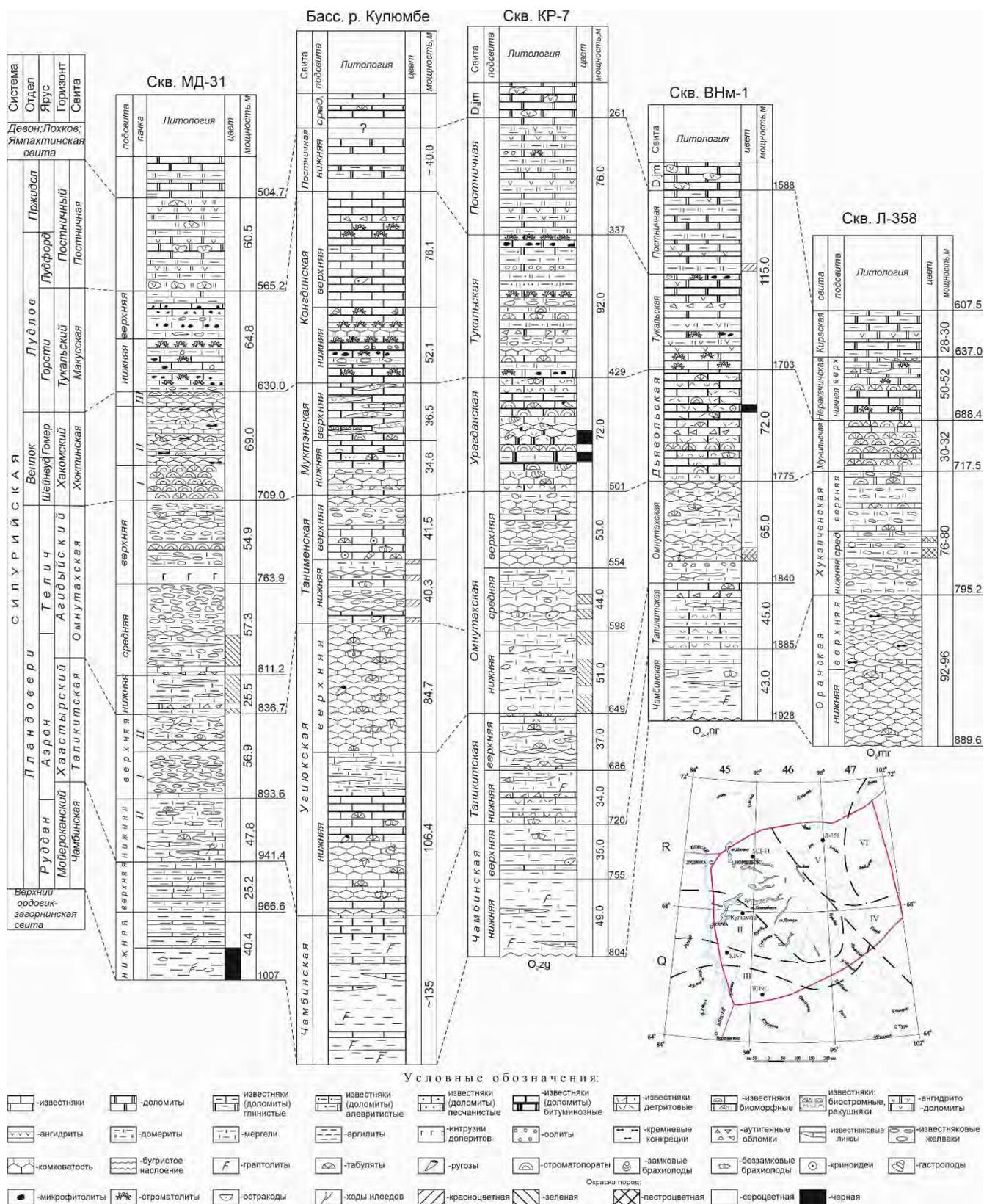


Рисунок 5. Корреляция отложений силурийской системы Тунгусской синеклизы
 (Структурно-фациальные зоны: I – Норильская, II – Игарская, III – Туруханская, IV – Мойеронская, V – Ледянская, VI – Маймечинская; скважины: МД-31 – Микчангдинская 31, КР-7 – Курейская 7, ВНМ-1 – Верхне-Нимдинская 1, Л-358 – Ледянская 358)

Нижнекаменноугольные отложения имеют известково-терригенный состав (250–300 м). Среднекаменноугольно-пермские отложения представлены песчано-глинистой угленосной толщей (до 1500 м). Триасовые образования (до 2000 м) сложены чередующимися базальтовыми покровами и туфогенно-осадочными породами. Интрузивные образования позднепермско-триасового возраста образуют пластовые и секущие тела [Легенда Норильской..., 2004].

§ 1.3 Тектоника и история геологического развития

В структуре фундамента (нижний структурный этаж), выделяются протяженные системы авлакогенов, поднятия и впадины. Осадочный чехол (верхний структурный этаж), по особенностям внутреннего строения разделяется на 5 структурных ярусов: рифейский, венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и нижнетриасовый. Распространение рифейского структурного яруса контролируется системами авлакогенов и перикратонных депрессий. Образования венд-нижнепалеозойского структурного яруса слагают следующие тектонические структуры: Анабарская антеклиза, Нижне-Тунгусский региональный прогиб, Туринская впадина и Турухано-Игарская зона линейных дислокаций. Верхнепалеозойский и нижнетриасовый структурный ярусы образуют Тунгусскую синеклизу.

Формирование платформенного чехла происходило на протяжении 6 стадий. Рифейская стадия характеризуется заложением в фундаменте платформы систем грабенообразных впадин, с которыми связано начало формирования осадочного чехла. Конец рифея–начало венда ознаменовались воздыманием региона, образованием в пределах авлакогенов инверсионных структур и размывом рифейских толщ. Вендские отложения залегают на рифейских толщах с угловым несогласием. В течение венд-силурийской стадии происходило прогибание территории, приведшее к перестройке структурного плана и распространению мелководного бассейна. В раннем-среднем кембрии в центральных и южных частях региона обособился солеродный бассейн. Роль седиментационного барьера, отделявшего область лагуны от области некомпенсированного прогибания, выполняла зона развития рифогенных фаций. В конце раннего палеозоя происходило формирование структур современного тектонического плана. На протяжении девона-раннего карбона изменялось положение осей максимального прогибания, которые приурочены к северным и центральным районам региона. Позднепалеозойская стадия ознаменовалась формированием Тунгусской синеклизы. В течение триаса развивалась вулканическая деятельность и происходило образование трапповой формации. Для мезозойско-кайнозойской стадии характерно преобладание восходящих тектонических движений, наиболее интенсивно проявившихся в северных и центральных районах [Старосельцев, 1974; Геология..., 2002, т. 3; Тектоника..., 2004; Тектоническая карта..., 2009].

§ 1.4 Нефтегазоносность

Основными источниками углеводородов в разрезе синеклизы выступали нефтегазоматеринские отложения трех стратиграфических уровней: альгосапропелиты верхнего рифея (нижнетунгусская свита), нижнего-среднего кембрия (куонамская и ее аналог шумнинская свиты) и альгозоосапропелиты нижнего силура (чамбинская и ее аналог мойероканская свиты).

Наиболее обогащенной органическим веществом в разрезе ордовикско-силурийских отложений является толща углеродистых мергелей и аргиллитов (граптолитовых сланцев) основания лландоверийского отдела нижнего силура (мойероканский горизонт) мощностью до 90–100 м (Норильский район). Уменьшение мощности происходит в южном и восточном направлениях. Содержание $C_{\text{орг}}$ в граптолитовой толще 1,4–16,3 % (среднее по разрезам 0,5–5 %).

Возможно нефтегазоматеринские свиты с субдоманикоидной концентрацией $C_{\text{орг}}$ (0,1–0,5 %). В отложениях среднего-верхнего ордовика: ангирская (O_{2an}) и загорнинская (O_{2-zg}) свиты Игаро-Норильского района; неручандская свита (O_{2nr}) Туруханского района; мойеронская свита (O_{2mr}) и джеромская (O_{2-dj}) свиты северо-восточной и восточной части Тунгусской синеклизы (Ледянская, Чириндинская площади и опорный разрез р. Мойеро). Отложения представлены глинистыми известняками, доломитами и аргиллитами. Суммарная мощность свит 100–120 м характерна для Игаро-Норильского района. Осредненные концентрации $C_{\text{орг}}$ от 0,1 до 0,3–0,5 % (конкретные значения 1–2,5 %). В разрезе верхнего силура: глинистые доломиты и доломитовые мергели лудловского и пржидольского отделов. Средние концентрации $C_{\text{орг}}$ 0,2–0,35 % (колебания от сотых долей процента до 1–1,5 %). Максимальные мощности (при колебании 50–200 м) известны в Норильском районе. Концентрации $C_{\text{орг}}$ и мощности отложений снижаются в направлении с северо-запада на юг и восток синеклизы [Органическая геохимия..., 1981].

Наиболее крупный суммарный очаг нефте- и газообразования региона связан с северо-западной частью синеклизы (Игарский и Норильский районы), где сосредоточен почти весь диапазон нефтегазоматеринских горизонтов и ОВ характеризуется высокой зрелостью.

Скопления углеводородов (УВ) в ордовикско-силурийских отложениях прогнозируются в северной части Тунгусской синеклизы, где слагающие их толщи перекрыты отложениями от верхнего силура до триаса и залегают на глубинах, благоприятных для сохранности возможных залежей УВ. Промышленные залежи нефти и газа в северной части Тунгусской синеклизы (севернее 60° с.ш.) пока не известны. О перспективности недр синеклизы свидетельствуют многочисленные нефте- и битумопроявления, фиксируемые в скважинах и по обнажениям исследуемых отложений.

Глава 2. Материалы и методы исследований

1. Разрезы ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытые колонковыми скважинами Ледянской площади (инт. 1000–544 м) и поисковой скважиной Кыстыктахская 1П (инт. 2727,4–2265 м), были детально макроскопически исследованы в Центре геологических коллекций Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) и кернохранилище Роснефть – Научно-технический центр (НК Роснефть – НТЦ, Краснодар). Макроскопическое изучение керна и отбор образцов выполнены автором совместно с заведующей литологической лабораторией ВСЕГЕИ, к.г.-м.н. С.В. Видик и инженером 1 категории А.Е. Михайловым. Образцы для исследований по опорному разрезу р. Мойеро переданы автору Г.В. Липенковым, которые собраны в ходе полевого сезона 2018 г. в рамках работ ВСЕГЕИ по созданию комплекта Госгеолкарты масштаба 1:1000 000 листа Q-48.

2. Автором выполнены оптико-микроскопические исследования **146 петрографических шлифов** с помощью поляризационных микроскопов «Carl Zeiss Axio Imager 2» и «Leica DMR» в литологической лаборатории. Шлифы изготовлены заведующим шлифовальной мастерской Центральной лаборатории ВСЕГЕИ А.Г. Яновичем.

3. Методом сканирующей электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа изучены **15 прозрачно-полированных шлифов (ППШ)** при помощи цифрового сканирующего электронного микроскопа «CamScan MX2500S» с энергодисперсионным спектрометром OXFORD INCA Energy 200 и катодолюминесцентным детектором CLI/QUA 2 с целью уточнения особенностей состава минералов и зональности роста доломита (изучены более 200 точек). ППШ напылялись углеродом, за исключением шлифов, выполненных из обогащенных органическим веществом (ОВ) образцов, которые напылялись золотом. Анализ и приведение содержания оксидов к величине 100 % выполнены заведующим сектором Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ А.В. Антоновым при участии автора, которым выполнена обработка и интерпретация полученных результатов.

4. Катодолюминесцентные исследования **4-х ППШ** на микроскопе «Olympus VX-53» с приставкой Mk5-2 с целью выделения генераций карбонатных минералов, отличающихся катодолюминесцентным свечением, проводились автором в Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ) на кафедре Региональной геологии. Исследованы 15 областей и определены 5 минералов. Параметры катодолюминесцентной приставки: вакуум 0,003 мБар (миллибар), ток $I = 324$ мкА (микроампер), напряжение $U = 6–13$ кВ (киловольт).

5. Обнаружение и микротермометрические исследования **38 индивидуальных флюидных включений** в доломитах выполнялись в лаборатории геохимии Института геологии

рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва) при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam», микроскопа «Olympus BX-51», видеокамеры и управляющего компьютера. Применение оптического микроскопа «Olympus BX-51» позволило обнаружить и исследовать флюидные включения размером 8–15 мкм. Использование указанного измерительного комплекса позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов во включениях в интервале от минус 196 °С до плюс 600 °С и получать цифровые микрофотографии. Концентрация солей растворов включений рассчитывалась по температуре растворения кристалла льда, с использованием данных для системы $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектики [Борисенко, 1977]. Оценка концентрации солей и плотности флюида проводилась с помощью программы «FLINCOR» [Brown, 1989]. Исследования выполнены заведующим лаборатории геохимии ИГЕМ РАН, д.г.-м.н. В.Ю. Прокофьевым и проинтерпретированы совместно с автором.

6. Рентгенофазовый анализ **3 образцов** с целью выяснения вещественного состава цемента песчаников выполнен в Лаборатории минералогических методов анализа (ЛММА) ВСЕГЕИ. Диагностированы 8 минералов. Для проведения анализа из проб извлекалась глинистая фракция (<0,002 мм) на основе которой готовились дезориентированные порошковые препараты на стеклянной подложке. Препараты проанализированы на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, оснащенный рентгеновской трубкой с кобальтовым анодом с длиной волны $\lambda \approx 1,78021 \text{ \AA}$ (ангстрем) при напряжении $U = 35 \text{ кВ}$ и силе тока $I = 25 \text{ мА}$. Дифрактограммы обрабатывались при помощи программного пакета PDFWin-4 и международной картотеки Объединенного комитета по порошковым дифракционным стандартам (Joint Committee on Powder Diffraction Standards, JCPDS), ныне Международного центра дифракционных данных (International Centre for Diffraction Data, ICDD). Анализ и обработку дифрактограмм выполнил заведующий ЛММА, к.г.-м.н. В.Ф. Сапега. Интерпретация полученных результатов выполнена автором.

7. Рентгеноспектральный силикатный анализ **86 образцов**, выполнен методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) и рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф.; определение железа закисного **66 образцов**, выполненного методом титриметрии; 14-ти редкоземельных элементов (РЗЭ) **42 образцов** и 5-ти малых (V, Cr, Rb, Sr, Ba) элементов **66 образцов** методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), проведенным на масс-спектрометре «ELAN-DRC-e» (Perkin Elmer); органического углерода **85 образцов**, рассчитанного по разности содержания углерода общего, определенного методом инфракрасной спектроскопии (инфракрасный анализатор «SC-144DR», LECO Corporation) и углерода карбонатного, проанализированного методом кулонометрии (анализатор АН-7529),

выполнены в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. Анализы выполнены ведущим инженером В.А. Шишловым, инженером 1 категории М.А. Цыбра в Химико-аналитической лаборатории под руководством В.Л. Кудряшова, заведующим Лабораторией рентгеноспектрального анализа В.Н. Кирилловым и Л.А. Матвеевой. Дробление и истирание проб выполнялись в Лаборатории спектрального анализа и пробоподготовки под руководством Н.П. Баландиной. Обработка и интерпертация аналитических данных выполнена автором согласно методикам, изложенным в работах [Эрнст, 1976; Nesbitt, Young, 1982; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Harnois, 1988; Cox, Lowe, Cullers, 1995; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпертация..., 2001; Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011].

Для оценки упорядоченности структуры доломита рассчитывались молярные отношения главных элементов Са и Mg. Для получения молярного количества СаО и MgO содержание настоящих окислов в породе, выраженное в массовых процентах, было разделено на их молярный вес [Маслов, 2005]. После этого рассчитывалась величина молярного отношения.

Перед определением петрохимических модулей (отношений петрогенных окислов), разработанных Я.Э. Юдовичем [Юдович, Кетрис, 2000], произведён пересчет содержания суммарного железа ($Fe_2O_{3\text{общ}}$) на окисную (Fe_2O_3) и закисную (FeO) его формы. Расчет индексов химического выветривания и индекса изменения состава [Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Cox, Lowe, Cullers, 1995], в отличие от петрохимических модулей, выполнен по молекулярным количествам петрогенных окислов. С этой целью определялось отношение содержания окисла в породе к суммарной молекулярной массе данного соединения. Расчет отношений петрогенных элементов и элементов примесей, используемых в качестве фациальных индикаторов отложений [Эрнст, 1976; Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011], произведен по массовым содержаниям элементов в породах, пересчитанным из окислов в элементные содержания, посредством произведения на установленные коэффициенты [Интерпертация..., 2001]. Для интерпертации распределения РЗЭ, абсолютные значения элементов были нормированы на их содержания в хондритовых (каменных) метеоритах, являющихся прообразом недифференцированного протопланетного вещества, на основе стандарта по [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

8. Методом рентгеновской компьютерной микротомографии изучены **12 образцов** доломитов в Ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» (РЦ РДМИ). Метод позволяет на цилиндрических образцах керна диаметром 1,9–4 см и высотой 2–6 см визуализировать участки открытой и закрытой пористости и особенности их распределения.

Открытое поровое пространство как наименее плотная среда отображается черным цветом, серым оттенком – скелет горной породы и участки закрытых пор, белым – наиболее рентгеноконтрастные включения (сульфиды). Для понимания механизма формирования и преобразования пустотного пространства пород учтены результаты анализа шлифов.

Исследования проводились на микротомографе SkyScan Bruker 1172 (Bruker Micro-CT, Belgium). Режимы микротомографического сканирования: Cu излучение, ускоряющее напряжение 100 кВ, медный и алюминиевый фильтры, разрешение от 6,8 мкм, угол поворота образца 0,3 градуса, количество сканирований в одном положении 4–7, экспозиция 1,5 сек.

Для реконструкции массива теневых изображений использовалась программа NRecon. Для анализа полученных микротомографических данных использовались программы: DataViewer, CTVOx и STAn. Для расчета и анализа пористости использовались программы STAn (программы производства Bruker Micro-CT) и Excel (Microsoft). Исследования выполнены ведущим специалистом РЦ РДМИ Л.Ю. Крючковой. Автором произведена обработка и визуализация полученных результатов в программах DataViewer, CTVOx и их интерпретация.

9. Для изучения вещественно-петрографического состава и степени катагенеза ОВ были выполнены измерения показателя отражения продукта разложения граптолитов – коллохитинита. Измерения произведены автором в **10 шлифах** в углепетрографической лаборатории ВСЕГЕИ на приборе МСФ-30У (АО «ЛОМО») под руководством заведующей лабораторией Г.М. Волковой. Обработка данных производилась в программе «Spectra C Vsegei», разработанной в АО «ЛОМО». Отражательная способность микрокомпонентов ОВ измерялась в иммерсионной жидкости на ровных площадках. Полученные значения были пересчитаны в показатели отражения витринита по формуле, выведенной в работе [Petersen, Schovsbo, Nielsen, 2013], что позволило использовать оптические показатели ОВ граптолитов для изучения катагенетической эволюции органического вещества и заключающих его пород.

Оптические показатели микрокомпонентов ОВ, пересчитанные в показатель отражения витринита, были сопоставлены с пиролитическими параметрами и элементным составом керогена и выявлено сходство градаций катагенеза.

10. Пиролитический анализ, битуминология, выделение и анализ концентратов керогена выполнены в Испытательной лаборатории Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС, Новосибирск) под руководством к.г.-м.н. Л.И. Исаковой и Т.Э. Чуйковой.

Пиролиз и определение содержания $C_{орг}$ **11 образцов** из разреза по р. Мойеро и скважины Кыстыктахская 1П проводился на полуавтоматическом SR-Анализаторе (Analyzer Humble Instruments & Services, Inc., U.S.A.), масса навески – 50 мг, фракция – 0,25 мм, время анализа – 35 минут. Определялись содержание нерастворимого остатка, $C_{орг}$, параметры S_1 , S_2 , T_{max} , HI и PI. Методика основана на том, что исследуемая порода, содержащая ОВ, нагревается при программируемой скорости нагрева в токе инертного газа. При этом в интервале до плюс 300 °C из породы возгоняются свободные или слабосвязанные УВ, образуя на выходе из прибора интегральный пик, обозначаемый S_1 . Параметр S_1 – это выделившиеся из материнского керогена,

но оставшиеся в породе битумоиды, в том числе и углеводороды (УВ). В интервале плюс 300–600 °С образуются углеводороды в основном за счет деструкции керогена, обозначаемые пиком S_2 . Параметр S_2 – это не выделившиеся из керогена битумоиды, в том числе и потенциальные жидкие и газообразные УВ. Пик представляет собой суммарный нефтяной и газовый потенциал ОВ (породы). Сумма S_1 и S_2 характеризует нефтегазоматеринский потенциал породы, сохранившийся к данной градации катагенеза, на которой находится ОВ данной породы (мг УВ/г породы). Фиксируемая температура T_{max} (°С), отвечает максимуму скорости выделения УВ в пике S_2 , т.е. температура максимального выхода углеводородов в процессе крекинга керогена. Параметр T_{max} характеризует степень зрелости ОВ, увеличиваясь с глубиной погружения отложений. Расчетные параметры: PI ($PI = S_1/(S_1+S_2)$) – индекс продуктивности, определяющий степень выработанности керогена; HI ($HI = S_2/C_{орг} \times 100\%$) – водородный индекс, характеризующий нереализованный углеводородный потенциал ОВ (мг УВ/г $C_{орг}$) [Тиссо, Вельте, 1981; Оценка катагенеза..., 1998; Behar et al., 2001; Геология и геохимия..., 2012].

Определение хлороформного битумоида **8 образцов** долины р. Мойеро, отобранных из уровней нефтематеринских пород и пород-коллекторов, было выполнено с помощью двух этапов экстракции. Первый (холодная экстракция) – из недробленных обломков пород (экстракция отстаиванием). Второй (горячая экстракция) – из материала порошков фракции 0,25 мм, полученных из проэкстрагированной недробленной породы (экстракция центрифугированием). Концентрат керогена из **3 образцов** граптолитовых сланцев выделялся из предварительно дебитуминированной хлороформом породы (раздробленной до 0,25 мм) способом кислотного обогащения (HCl , HF). Выделенный концентрат экстрагировался хлороформом для дополнительной дебитуминизации и удаления элементной серы. Определялись параметры влажности (W), зольности (A), серы пиритной ($S_{пир.}$), углерода ($C_{нов}$), водорода ($H_{нов}$), азота ($N_{нов}$), серы ($S_{нов}$), кислорода ($O_{нов}$) (по разности) и выход летучих веществ ($V_{нов}$).

Исходные значения концентраций $C_{орг}$ (**17 образцов**), битумоидов (**15 образцов**) и элементного состава керогена (**15 образцов**) граптолитовых сланцев по западному обрамлению синеклизы были предоставлены автору д.г.-м.н. Т.К. Баженовой. Образцы отобраны из скважин Южно-Пясинская 30, № 24 (р. Убойная), Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска), Бильчанская 1, Бираминская 10 и обнажений по рекам Тенна-Сесь, Летняя и Курейка.

Определение значений $C_{орг}$ и пиролитических параметров из образцов разреза р. Курейка (**6 образцов**) выполнены в 2014 г. в Испытательной лаборатории СНИИГГиМС по заказу ВСЕГЕИ (отв. исп. Г.Ф. Попелуха, 2014). Значения $C_{орг}$ из образцов разреза р. Мойеро (**12 образцов**) дополнительно собраны автором по данным фондовых материалов СНИИГГиМС (отв. исп. Ф.А. Мигурский, Е.В. Смирнов, 2007).

Пиролитические параметры, битуминологические исследования и элементный состав керогена проинтерпретированы автором на основе изучения опубликованных работ и консультаций Т.К. Баженовой, работ О.К. Баженовой, С.Г. Неручева и О.А. Рогозиной [Органическая геохимия..., 1981; Баженова, Шиманский..., 2007; Баженова, Шапиро, 2008; Органическая геохимия..., 2008; Суханов, Баженова, Котельникова, 2009; Неручев, Рогозина, 2010; Геология и геохимия..., 2012; Баженова, 2020].

11. Выполнен анализ изотопного состава битумоида и керогена из 4-х образцов мергелей углеродистых (граптолитовых сланцев) опорного разреза р. Мойеро с целью определения сингенетичности или эпигенетичности битумоидов вмещающим породам и оценки степени их катагенеза. Изотопные анализы выполнялись в аккредитованной лаборатории изотопных методов Томского филиала АО «СНИИГГиМС» на масс-спектрометре DELTA V ADVANTA. С учетом химической подготовки проб погрешность измерений составляет $\pm 0,5$ %. Анализ и первичная интерпретация данных выполнены заведующей лабораторией изотопных методов, к.х.н. Н.Л. Падалко и ведущим научным сотрудником, к.ф.-м.н. С.И. Голышевым.

12. Для определения параметров пород-коллекторов и флюидоупоров автором проинтерпретированы результаты лабораторного определения фильтрационно-емкостных и капиллярных свойств пород по образцам из скважин Ледянской площади (**85 образцов**), выполненного в 2014 г. в ИНГГ СО РАН по заказу ВСЕГЕИ (отв. исп. И.В. Вараксина, 2014). Результаты определения физических свойств пород из скважины Кыстыктахская 1П (**83 образца**), предоставлены автору «НК «Роснефть»-НТЦ» (отв. исп. К.Э. Джалалов, 2014).

Петрофизические данные включали параметры объемной плотности, открытой пористости газоволюметрическим методом (в атмосферных и пластовых условиях) и методом насыщения (с использованием модели пластовой воды и керосина); абсолютной газопроницаемости пород в атмосферных и пластовых условиях; остаточной водонасыщенности методом капиллярометрии.

Определение содержания остаточной воды в исследуемых терригенных и карбонатных породах позволило рассчитать их эффективную пористость по формуле (1):

$$K_{пэф} = K_{п} \times (1 - K_{во}), (1)$$

где $K_{пэф}$ – коэффициент эффективной пористости, %; $K_{п}$ – коэффициент открытой пористости, %; $K_{во}$ – коэффициент остаточной водонасыщенности, %.

Фильтрационные свойства пород определялись на образцах как цилиндрической, так и кубической формы. По результатам замеров проницаемостей в двух направлениях для кубических образцов рассчитаны коэффициенты фильтрационной анизотропии.

Коэффициент фильтрационной анизотропии λ определяется по формуле (2).

$$\lambda = \sqrt{\frac{K_{\parallel}}{K_{\perp}}}, (2)$$

где K_{\parallel} – средняя проницаемость параллельно напластованию, рассчитанная на основе измерений в двух направлениях, 10^{-3} мкм²; K_{\perp} – проницаемость перпендикулярно напластованию, 10^{-3} мкм².

Полученные данные дополнены результатами определений открытой пористости и проницаемости газоволюметрическим методом (по гелию), керосинонасыщением и водонасыщением в атмосферных условиях (**10 образцов**) и микрорентгеномографических исследований (**12 образцов**) выборки образцов, из коллекции отобранной автором из скважин Кыстыктахская 1П и Ледянская 3. Петрофизические исследования (10 образцов) выполнены на цилиндрических образцах диаметром 30 мм и высотой 60 мм в Лаборатории литологии нефтегазоносных отложений СНИИГГиМС под руководством к.г.-м.н. Н.А. Ивановой; микрорентгеномографические исследования (12 образцов) – в Ресурсном центре СПбГУ.

Коллекторские свойства ордовикско-силурийских отложений (**28 образцов**) также собраны автором на основе анализа фондовых данных по материалам бурения скважин Ледянской площади (отв. исп. А.Н. Фатин, 1990; Т.А. Дивина, 1990).

Определение остаточной водонасыщенности выполнено методом капиллярметрии, который основан на вытеснении жидкости из поровых каналов образца породы избыточным давлением, создаваемым в камере капиллярметра [Петрофизические методы..., 2008, кн. 2]. Подвижный флюид вытеснялся из цилиндрического образца породы через капилляры полупроницаемой мембраны, установленной на дне капиллярметра, с помощью подаваемого под определенным давлением азота. Истинное количество остаточной воды может быть определено на основании кривой капиллярного давления. Проанализированы кривые капиллярного давления и значения остаточной водонасыщенности – **70 образцов**.

Автором выполнены интерпретация коллекторских свойств, качественный анализ кривых капиллярного давления и изучение количественного распределения и соотношения пор различного размера в терригенных и карбонатных породах, проанализирован характер распределения остаточных флюидов в породах с целью исследования структуры их порового пространства, выделения классов и типов коллекторов.

Обработка петрофизических данных осуществлялась на основе работ [Ханин, 1956, 1958; Кобранова, 1962; Трещиноватость..., 1986; Смехов, Дорофеева, 1987; Багринцева, 1977, 1982, 1999; Петрофизические методы..., 2008], с привлечением литолого-петрографических исследований. При дифференциации пород коллекторов использованы классификации – А.А. Ханина (для терригенных пород) и К.И. Багринцевой (для карбонатных пород).

13. Для изучения степени битуминозности пород автором использован люминесцентно-битуминологический анализ, основанный на обнаружении битуминозных веществ в ультрафиолетовых лучах с помощью нанесения на поверхность **149 образцов** хлороформа (CHCl_3). Так как хлороформ является сильным органическим растворителем, то битумы в месте его нанесения переходят в раствор и начинают люминесцировать [Недоливко, 2006]. По характеру люминесценции участка горной породы определялся качественный состав битумов.

14. Структурная карта по подошве силурийских отложений построена методом схождения в программе Surfer. Структурная карта схождения показывает изменение вертикальной мощности слоя или другого тела, тем самым отображая расхождение и схождение кровли и подошвы или выклинивание тела. На карте отражены изменения мощности картируемого тела.

Для построения структурной карты по подошвенной части нижнесилурийских отложений, вскрытых в северной части синеклизы малым количеством скважин, за основу была взята построенная структурная карта по отражающему горизонту «Б» (кровля вендских – подошва кембрийских отложений).

Предварительным этапом в построении структурной карты методом схождения являлось построение карты равных вертикальных мощностей (карты изохор), отражающей закономерности изменения вертикальных расстояний между кровлей венда и подошвой силура. В скважинах, вскрывших обе геологические поверхности, определялись вертикальные толщины комплекса пород, заключенного между двумя поверхностями. Для этого в каждой из скважин из абсолютной отметки нижней поверхности необходимо было вычесть абсолютную отметку верхней поверхности. Точность построения структурной карты по верхней поверхности зависит от достоверности карты вертикальных мощностей.

Абсолютные отметки кровли толщи в точках пересечения стратоизогипс подошвы с изопахитами (изолиниями изменения мощности картируемого тела) получились путем прибавления к абсолютным отметкам подошвы величин мощностей.

Глава 3. Вещественный состав и коллекторские свойства среднеордовикских карбонатно-терригенных отложений

§ 3.1. Вещественный состав обломочной части и цемента терригенных пород

Песчаники среднего ордовика являются основным региональным уровнем развития гранулярных коллекторов в ниже-среднепалеозойском разрезе Тунгусской синеклизы. Флюидоупорами служат глинисто-карбонатные отложения среднего-верхнего ордовика.

Пачки песчаников среднеордовикского возраста на территории северо-востока Тунгусской синеклизы, переслаивающиеся с алевролитами и алевроаргиллитами, выделяются в разрезе карбонатно-терригенных отложений *кунтыкахинской свиты* (O_2kn). По сходству с песчаниками *байкитской свиты* (O_2bk), развитыми на противоположной, юго-западной окраине синеклизы, псаммиты кунтыкахинской свиты коррелируют с вихоревским горизонтом [Региональная..., 2016]. Байкитская свита сложена, в основном, светло-серыми и белыми существенно кварцевыми песчаниками мощностью от 60 до 120 м. Байкитские песчаники рассматриваются в качестве уровня развития гранулярных (поровых) коллекторов, в которых открытая пористость составляет 0,2–25 %, проницаемость – 0,3–489 мД [Перспективы выявления..., 1976; Нефтегазоносные..., 1994, вып. 5]. Колебания коллекторских свойств определяются развитием постседиментационных процессов, а также воздействием базитовых интрузий. Региональной покрывкой для байкитских песчаников служат аргиллиты *мангазейской свиты* (O_3mn). Стратиграфические аналоги байкитской свиты, близкие по вещественному составу, относятся к возможным коллекторским горизонтам (рисунок 6).

На исследуемой территории северо-востока синеклизы в ордовикском разрезе отсутствуют отложения верхов среднего (киренско-кудринский) и верхнего отдела системы (чертовской–бурский горизонты), как следствие перерыва в осадконакоплении, характерного для этого стратиграфического интервала на территории севера синеклизы [Региональная..., 2016]. Карбонатно-терригенные породы среднего ордовика перекрыты отложениями нижнего силура.

Для территории юго-запада синеклизы изучение вещественного состава ордовикских отложений, в том числе байкитской свиты, и их фациальный анализ были ранее наиболее полно выполнены Е.П. Марковым (СНИИГГиМС) [Марков, 1970]. Особое место в данной работе занимают геохимические исследования, основу которых составили количественные спектральные определения малых элементов и изучение минералов – индикаторов окислительно-восстановительного режима бассейна осадконакопления.

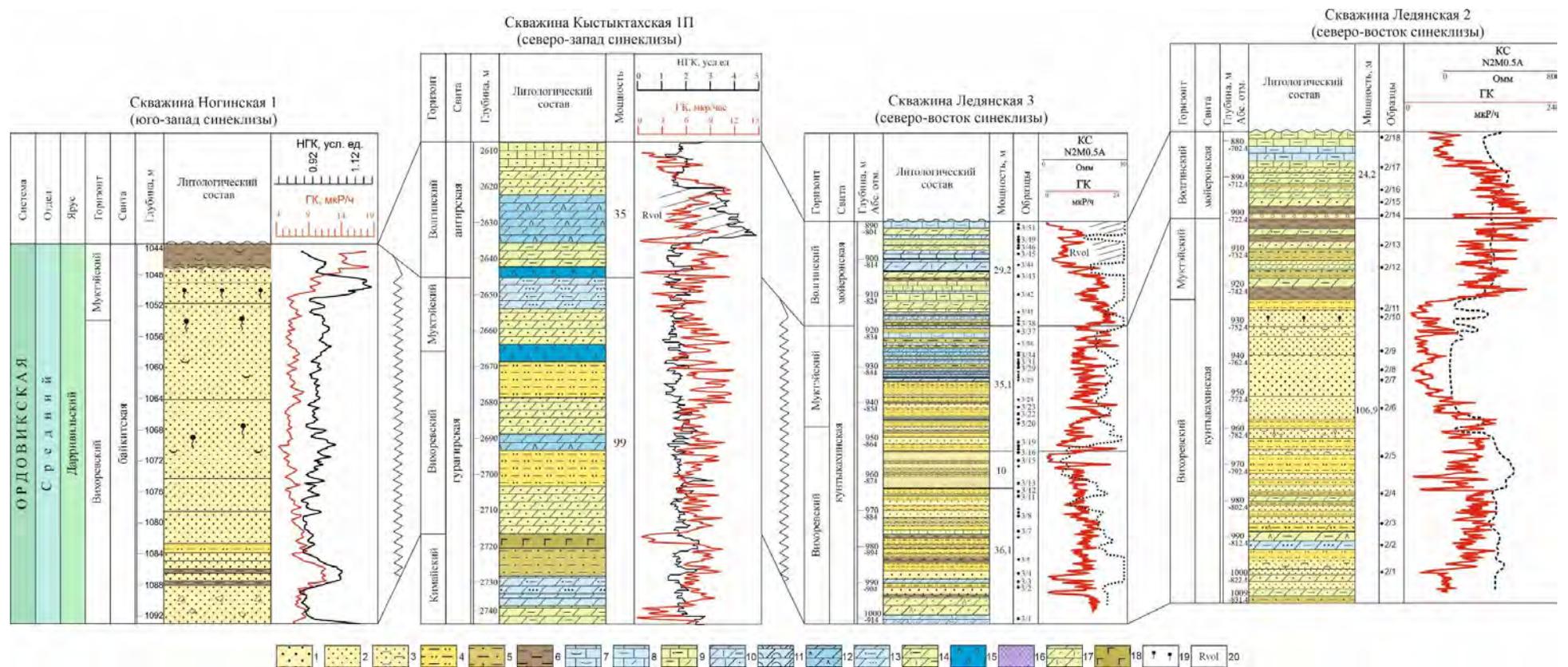


Рисунок 6. Схема корреляции среднеордовикских терригенных отложений

1-3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – алевроаргиллиты; 6 – аргиллиты; 7, 9 – известняки; 10-14 – доломиты; 15 – ангидриты и гипсы; 16 – глиptomорфозы галита; 17 – мергели алеврито-доломитовые и известковистые; 18 – долериты; 19 – нефтенасыщенность; 20 – электрорепер

Автором выполнены анализ вещественного состава и интерпретация полного комплекса литогеохимических исследований отложений вихоревского, муктэйского (кунтыкахинская свита (O_2kn)) и перекрывающего волгинского горизонтов (мойеронская свита (O_2mr)), вскрытых скважинами Ледяная 2 и 3 (северо-восточная часть Тунгусской синеклизы) (рисунок 7).

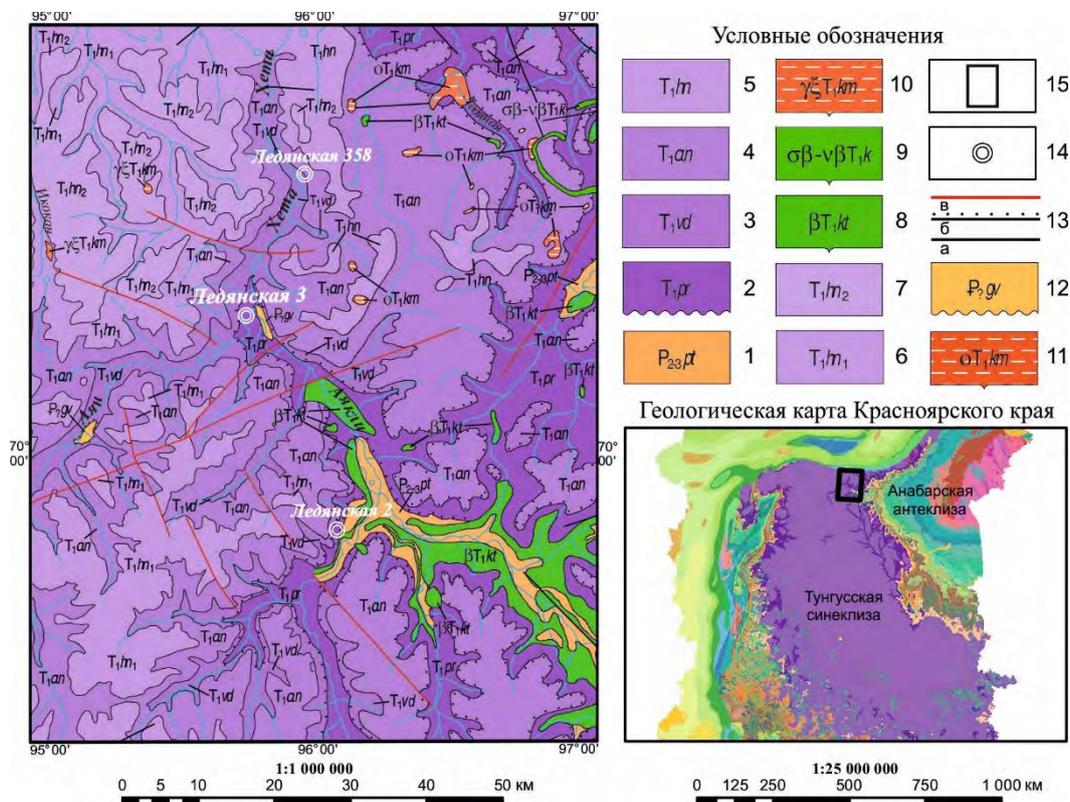


Рисунок 7. Геологическая карта северо-востока Тунгусской синеклизы. Масштаб 1: 1 000 000 с использованием материалов из работ [Государственная..., 2016; 2018]

1 – пермская система, потокойская свита; 2–7 – триасовая система, нижний отдел (стратифицированные вулканогенно-осадочные образования и покровы базальтов): правобоярская свита (2); водопадная (3) и аянская (4) свиты; хоннамакитская свита (5), нижняя (6) и верхняя (7) подсвиты; 8–11 – магматические гипабиссальные комплексы: катангский долеритовый комплекс (8); карамский комплекс троктодолерит-лейкогаббродолеритовый (9); каменский сиенит-меланефелинитовый комплекс (10, 11); 12 – палеогеновая система, гавриловская толща; 13 – геологические границы и разрывные нарушения: согласного залегания стратиграфических подразделений и интрузивные контакты (а); несогласного залегания (б); разломы (в); 14 – буровые скважины; 15 – врезка карты

Скважины пробурены в пределах одноименного куполовидного поднятия, осложняющего северный склон положительной структуры I порядка – Путоранского выступа, окруженного крупными отрицательными структурами – потенциальными очагами генерации углеводородов [Прогноз..., 1996, ч. 2; Тектоническая карта..., 2009; Старосельцев, Дивина, 2011].

Вскрытые отложения представлены непрерывным относительно отбора керна палеозойским разрезом, охватывающим стратиграфический интервал от дарривильского яруса среднего ордовика до четвертичной системы. Севернее исследуемых скважин параметрической

скважиной Ледянская 358 в разрезах вихоревского и муктэйского горизонтов вскрыта интрузия долеритов мощностью 145 м.

Литологический состав, палеонтологическая характеристика, стратиграфическое расчленение и корреляция ордовикских отложений Ледянской площади охарактеризованы в работах [Региональная..., 2016; Ордовик и силур..., 1992; Литология, органическая геохимия..., 2017]. В фондовых материалах (отв. исп. А.Н. Фатин, 1990) представлен небольшой объем определений микроэлементного состава ордовикских отложений Ледянской площади, подготовленный на основе полуколичественного спектрального анализа (23 элемента). Краткая характеристика обстановок осадконакопления для ранне- и среднеордовикской эпох на исследуемой территории по результатам определения литологических индикаторов выполнена ранее сотрудниками ИНГГ СО РАН [Литология, органическая геохимия..., 2017].

На основании обнаружения пачек песчаников в разрезе вихоревского горизонта в пределах территории Путоранского выступа, их коллекторских свойств (открытая пористость достигает 16,7 %, абсолютная газопроницаемость – 258 мД) и геохимических предпосылок нефтегазоносности, связанных с обнаружением в поровом пространстве песчаников нафтидопроявлений в виде выделений темно-коричневой нефти, перспективы нефтегазоносности среднеордовикских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы были оценены достаточно высоко [Прогноз..., 1996, ч. 2; Старосельцев, Дивина, 2011]. Авторы пришли к заключению, что песчаники вихоревского горизонта среднего ордовика (байкитский уровень) являются возможными поровыми коллекторами.

§ 3.1.1. Литолого-петрографическая характеристика

Скважинами Ледянская 2 и 3 вскрыт разрез, начинающийся с отложений вихоревского и муктэйского горизонтов и вышележащего волгинского горизонта. Все перечисленные горизонты относятся к дарривильскому ярусу среднего ордовика (рисунок 8).

Превышение кровли среднеордовикских отложений (волгинского горизонта) в скв. Ледянская 2 (абс. отм. 700,3 м) над скв. Ледянская 3 (абс. отм. 803,6 м) составляет 103,3 м, а в скв. Ледянская 3 над параметрической скважиной Ледянская 358 (абс. отм. 1039,6 м) – 236 м. Фиксируется моноклиальное погружение пород по уровню кровли среднеордовикских отложений по профилю скважин Ледянская 2 – Ледянская 3 – Ледянская 358 в северном, северо-западном направлении, что совпадает с региональным падением пород.

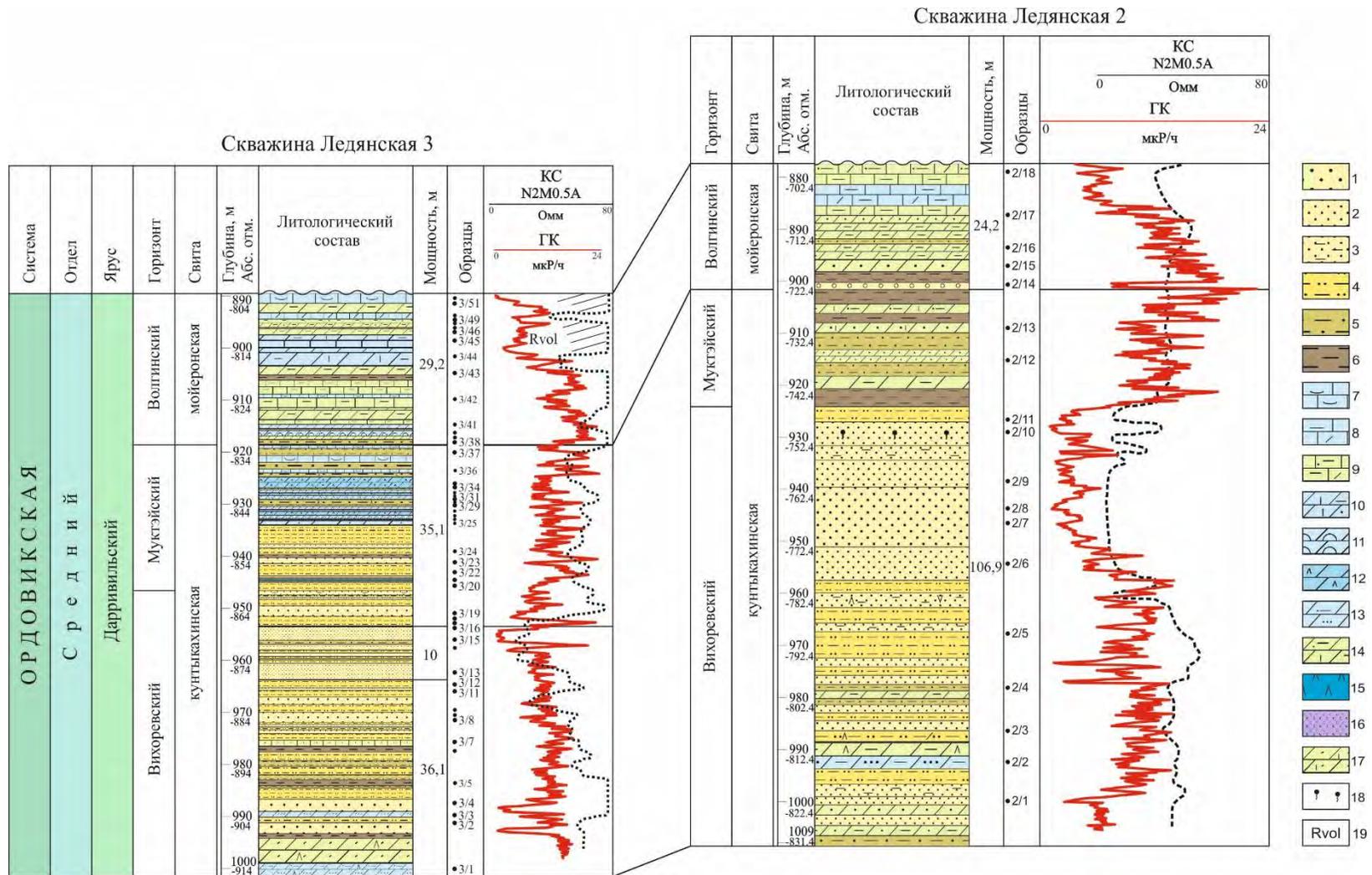


Рисунок 8. Литологические разрезы среднеордовикских отложений, вскрытые Ледянскими скв. 2 и 3. Масштаб 1:1000

1–3 – песчаники: 1 – мелко-среднезернистые, 2 – мелкозернистые, 3 – глинистые; 4 – алевролиты; 5 – алевроаргиллиты; 6 – аргиллиты; 7–8 – известняки: 7 – органогенно-обломочные, 8 – слабо глинистые и доломитовые, 9 – глинистые, доломитовые и алевроитистые; 10–14 – доломиты: 10 – известковистые, слабо глинистые или песчанистые, 11 – строматолитовые, 12 – сульфатоносные, 13 – песчанистые и алевроитистые, 14 – глинистые, известковистые и слабо алевроитистые; 15 – ангидриты и гипсы; 16 – соли; 17 – мергели алевроито-доломитовые и известковистые; 18 – нефтенасыщенность; 19 – электрорепер

Отложения *вихоревского горизонта* мощностью 53,2–85 м представлены пестроцветными, прослоями сероцветными песчаниками, алевролитами с прослоями мергелей, аргиллитов и алевроаргиллитов составляющих 60–80 % разреза кунтыкахинской свиты мощностью 81,2–106,9 м. Пачки песчаников в нижней половине разреза горизонта представлены мелкозернистыми алевроитовыми разностями мощностью 5–6 м, переслаивающимися с алевролитами и алевроаргиллитами. Они достигают максимальной мощности 10–32 м в верхней половине горизонта, в составе которых развиты мелко-среднезернистые с примесью крупных псаммитовых зерен песчаники, которые подстилаются и перекрываются средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми алевроитистыми разностями.

Результаты исследования состава терригенных отложений горизонта показали преобладание пестроцветных кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов. В песчаниках мелко-среднепсаммитовая (0,1–0,5 мм) фракция преобладает над крупнопсаммитовой (0,5–0,92 мм). Средние и крупные (0,34–0,9 мм) хорошо окатанные псаммитовые зерна иногда образуют рассеянные скопления на фоне мелкозернистого (0,1–0,25 мм) агрегата. В алевролитах доминирует крупноалевритовая фракция (0,05–0,1 мм) с примесью псаммитовых (до 0,95 мм) зерен. Сортировка средняя и хорошая. От алевроитовых и мелкопсаммитовых к средне- и крупнопсаммитовым зернам степень окатанности возрастает от слабой до хорошей. Текстура пород массивная, полосчатая и пятнистая, вызвана распределением обломочных зерен, сульфатов, карбонатов и гидроокислов железа в составе цемента.

Содержание обломочной части в породах составляет от 60 до 80–85 %, состав которой представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками микрокварцитов и магматических пород, размером 0,05–0,95 мм. Кварцевые зерна, составляющие основную часть кластики, представлены бесцветными прозрачными обломками с прямым, волнистым и мозаичным погасанием, часто регенерированными (рисунок 9, а, б). Полевые шпаты представлены калиевыми разностями – пелитизированными или карбонатизированными обломками ортоклаза, неизменными зернами микроклина с характерной микроклиновой решеткой, а также полисинтетически сдвойникованными зернами плагиоклаза – альбита (рисунок 9, а, в). Контакты между зернами прямолинейные, в том числе вторичные за счет регенерации и волнистые, конформные и инкорпорационные. Обломки пород представлены преимущественно микрокварцитами (рисунок 9, г) и пелитизированными эффузивами основного состава с реликтами беспорядочно ориентированных призматических кристаллов плагиоклаза, по которым развиваются карбонатные минералы (рисунок 9, д, е). Среди аксессуарных минералов установлены апатит (преобладает), рутил, циркон и мелкие зерна хромовой шпинели; аксессуары хорошо окатаны.

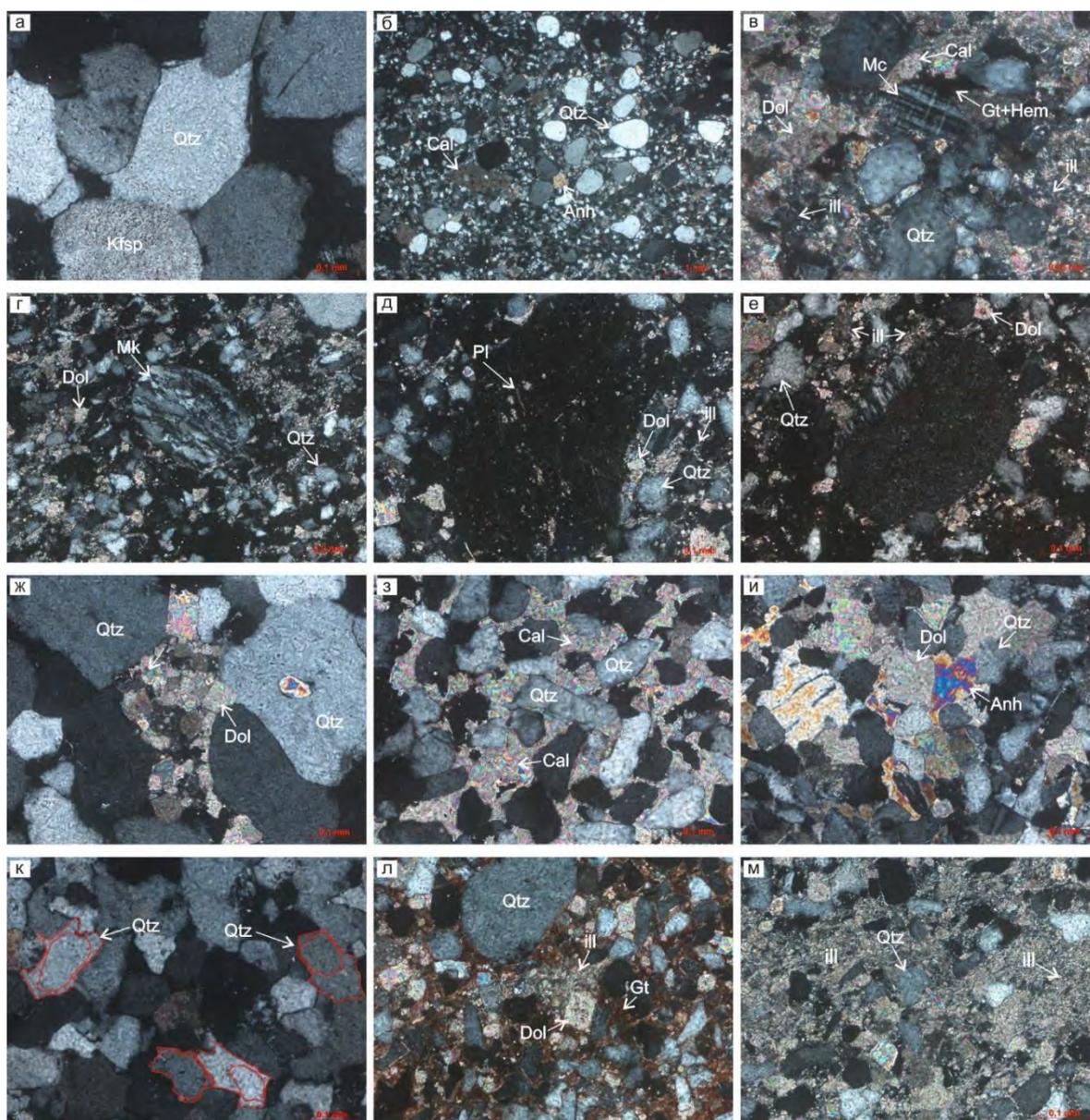


Рисунок 9. Минеральный состав обломочной части, цемента и типы цемента песчаников и алевролитов вихоревского горизонта (Qtz – кварц, Kfsp – калиевый полевой шпат, Mc – микроклин, Mk – микрокварцит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Anh – ангидрит, Pl – плагиоклаз, Gt – гетит, Hem – гематит, Ill – иллит) Обломочная часть: а – агрегат зерен кварца и калиевого полевого шпата (обр. 3/15, ув. $\times 10$; ник. X); б – обломки хорошо окатанных кварцевых зерен (обр. 3/19, ув. $\times 2,5$; ник. X); в – зерно микроклина (обр. 3/17, ув. $\times 40$; ник. X); г – обломок микрокварцита (обр. 3/18, ув. $\times 10$; ник. X); д, е – обломки эффузивных пород основного состава (обр. 3/11, ув. $\times 20$; ник. X). **Цемент.** Тип поровый: ж – доломитовый (обр. 3/15); з – кальцитовый (обр. 3/16); и – сульфатно-карбонатный (обр. 3/12); тип регенерационный: к – кварцевый (обр. 3/16); тип порово-базальтный и базальтный: л – глинисто-железистый (обр. 3/23); м – гидрослюдистый (обр. 3/22) (ув. $\times 20$; ник. X)

Цемент в количестве от 15–20 до 40 % имеет полиминеральный состав. Выделяются следующие основные типы цемента. 1. *Карбонатный и сульфатно-карбонатный.* Карбонатная часть представлена агрегатами идиоморфных и гипидиоморфных ромбоэдров доломита, кальцитом, нередко в совокупности с сульфатами кальция, которые отличаются от карбонатных минералов не только высокими цветами интерференции, но и спайностью под прямым углом

(рисунок 9, ж, з, и). 2. *Кварцевый*. Нередко кварцевые зерна плотно прилегают друг к другу или скреплены кварцевым регенерационным цементом, в кварцитовидных олигомиктовых песчаниках доминирующим по отношению к поровому карбонатно-глинистому цементу (рисунок 9, к). 3. *Глинистый и глинисто-железистый*. Глинистая составляющая представлена иллитом и хлоритом, железистая – гетитом и гематитом (рисунок 9, л, м). Тип цемента смешанный – поровый и регенерационный, порово-базальный или базально-поровый и пленочный, в алевролитах преобладает базальный тип.

О поликомпонентности состава цемента свидетельствуют результаты интерпретации рентгенофазового анализа, согласно которым в песчаниках доминантой являются доломитовый и кварцевый типы цемента. В составе глинистых минералов преобладает гидрослюдистый (иллит), с примесью хлорита, калиевого полевого шпата и монтмориллонита (рисунок 10).

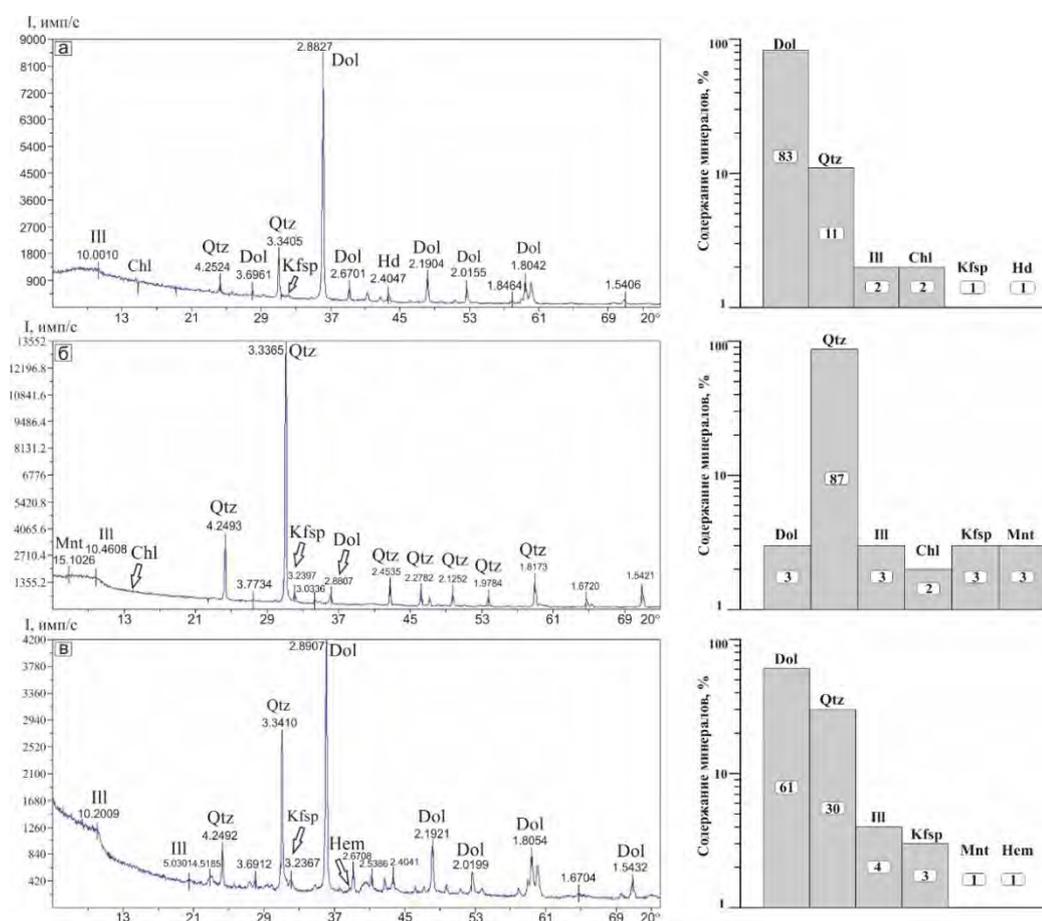


Рисунок 10. Минеральный состав цемента песчаников по данным рентгенофазового анализа (Dol – доломит, Qtz – кварц, Ill – иллит, Chl – хлорит, Mnt – монтмориллонит, Kfsp – калиевый полевой шпат, Hem – гематит, Hd – геденбергит) а – обр. 3/15; б – обр. 3/16; в – обр. 3/22

Глинистое вещество с примесью коллоидных железистых минералов – гетита и гематита согласно оптико- и электронно-микроскопическим наблюдениям, образуют базальный и пленочный типы цемента, обуславливая пестроцветную окраску пород (рисунок 11, а).

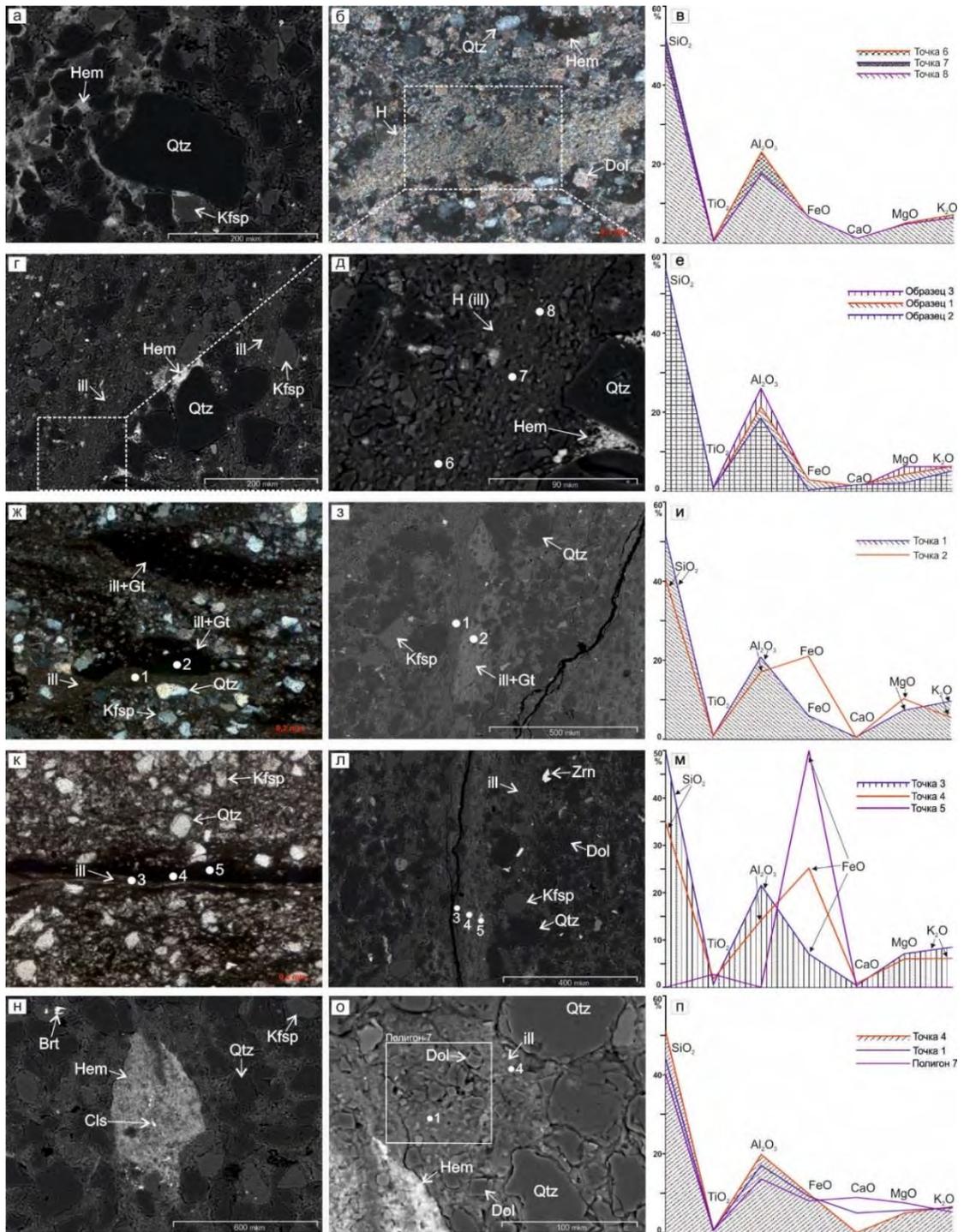


Рисунок 11. Вещественный состав железисто-глинистого цемента песчаников и алевролитов по данным электронно-зондового микроанализа (Qtz – кварц, Kfsp – калиевый полевой шпат, Ill – иллит, Ill+Gt – агрегат иллита и гетита, Hem – гематит, H (ill) – гидрослюдистый (иллитовый) агрегат, Dol – доломит, Brt – барит, Cls – целестин, Zrn – циркон) а – агрегат гематита и глинистого вещества (обр. 3/17); б – глинистый (гидрослюдистый) агрегат; в – гистограмма химического состава гидрослюдистого (иллитового) цемента (6, 7, 8); г–д – агрегат иллита и дисперсного гематита; е – гистограмма типового химического состава гидрослюда; ж – агрегаты гетита глинистых минералов (обр. 3/11); з, и – глинистый (1) и железисто-глинистый (2) агрегаты; к–л – полосовидные агрегаты гетита и гематита (обр. 3/11); м – гистограмма состава глинисто-железистой фазы и гематита; н – карбонатно-железисто-глинистый цемент песчаника с агрегатами гематита, выделениями целестина и барита (обр. 3/23); о – доломитово-железисто-гидрослюдистый цемент; п – гистограмма вариаций химического состава цементирующего вещества.

О преобладании в составе глинистой фракции гидрослюд указывает сопоставление результатов микронзондового анализа глинистых минералов цемента (рисунок 11, б–д) с типовым химическим составом гидрослюд (рисунок 11, е), отраженным в работе [Маслов, 2005], отличающимся несколько меньшим содержанием железа (рисунок 11, в).

Следует отметить, что коллоидный гетит присутствует в различном количестве в рассеянной форме и в виде обособленных линзовидных и полосовидных агрегатов, образуя смесь с глинистыми минералами, о чем свидетельствует близкий, алюмосиликатный состав участков пород (точки 1 и 2), отличающийся содержанием оксида железа (рисунок 11, ж, з, и). На фоне тонко рассеянного гетита, выделяются более однородные массы гематита, что прослеживается по повышению содержания железа по профилю от точки 3 к точке 5 (рисунок 11, к, л, м).

При преобладающей пестроцветной окраске пород исследуемого разреза, вызванной неравномерным ожелезнением, выделяются кирпично-красные разности, что обусловлено значительной примесью железа в составе цементирующего материала, также в смеси с глинистым веществом и рассеянными ромбоэдрами доломита (рисунок 11, н, о, п). Более того, в подобных породах отмечаются выделения кристаллов барита и целестина (рисунок 11, н). Микронзондовый анализ полигонального участка показывает осредненный химический состав цемента, сложенного доломитово-железисто-гидрослюдистым агрегатом (рисунок 11, о, п).

Выше по разрезу количество песчаников и алевролитов убывает, и доминирующее положение приобретают *доломиты* (см. рисунок 8). Доломиты строматолитовые, а также песчанистые, алевролитистые и глинистые от микро- до мелкокристаллических, сульфатоносные, с прослоями аргиллитов доломитовых и алевроаргиллитов известково-доломитовых слагают муктэйский горизонт (вторая заключительная часть разреза кунтыкахинской свиты). Текстура пород пятнистая и полосчатая обусловлена неравномерным, участковым распределением разнозернистых агрегатов доломита и гидроокислов железа, как гетита, так и гематита, придающих породам красную окраску. Железистые минералы образуют полосчатые агрегаты, в пределах которых по данным микронзондового анализа уменьшается суммарная карбонатная составляющая (CaO и MgO) в два раза от 51,4 % до 24,5 %, но увеличивается железистая и силикатная, содержание FeO возрастает более чем в 3 раза – от 2,56–7,3 % до 9,67–25,8 %.

Аргиллиты доломитовые и алевроаргиллиты доломитово-известковые залегают маломощными прослоями. Это красноцветные, обогащенные песчанистым и алевролитистым материалом породы с массой листочков слюд. Согласно данным силикатного анализа сравнительно небольшие содержания алюминия в глинистых породах и повышенные значения оксидов кальция, натрия и в особенности калия (до 5–6 %), а также железа, характерны для гидрослюдистых глин. Повышенные значения содержаний CaO и MgO обусловлены примесью карбонатной составляющей в исследуемых породах.

По данным силикатного анализа содержание валового железа ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$) изменяется от 1,64 % до 8,04 %. При этом окисные формы железа в два раза преобладают над закисными (в среднем 3 % против 1,4 %), что придает красный цвет породам. Содержание органического углерода колеблется от 0,03 до 0,62 %, увеличиваясь от пестроцветных песчаников к аргиллитам.

Пестроцветная толща *вихоревского и муктэйского горизонтов* отличается доминированием окисных форм железа над закисными, нередким наличием ангидрита и преобладанием гидрослюд в составе цемента, выделениями барита и целестина, отсутствием фаунистических остатков (за исключением строматолитового доломита), постоянной примесью терригенного материала в составе карбонатных пород. Эти признаки характерны для бассейнов седиментации, существовавших в условиях жаркого климата (аридный тип литогенеза) при существенной мелководности бассейна и высокой солености вод. Садка стронция в виде целестина представляет собой явление средних ступеней осолонения с максимумом в начале сульфатной стадии, когда доломитообразование сменяется гипсообразованием. Один из индикаторов аридного литогенеза – дисперсный гематит и красноцветные породы.

В составе отложений, слагающих вышележащий волгинской горизонт (мойеронская свита) мощностью 29,2 м (инт. 918,8–889,6 м), преобладают зеленовато-серые карбонатные породы, представленные доломитами известковыми, слабглинистыми, образованными кристаллами и агрегатами ромбоэдрического тонко-мелкокристаллического доломита. Терригенная примесь (от 1–2 % до 10 %) присутствует в виде угловатых алевритовых зерен кварца, а также листочков мусковита. Характерны рассеянные ксеноморфные кристаллики и фрамбоиды пирита и мелкие (до ~0,2 мм) включения бесструктурного, просвечивающего коричневым цветом ОВ. Отложения горизонта в целом выделяются повышенным фоном радиоактивности по данным гамма-каротажа (ГК). Для кровельной части разреза характерны прослойки полидетритовых и полидетритово-криноидных известняков. Данный участок разреза выделяется в качестве электрокаротажного репера. В породах преобладают закисные формы железа над окисными (в среднем, 1,46 % против 0,46 % по данным силикатного анализа). Содержание $S_{\text{орг}}$ колеблется от 0,5 % до 1,45 %.

Таким образом, макро- и оптико-микроскопическое изучение терригенных отложений кунтыкахинской свиты (O_2kn) на северо-востоке синеклизы показало преобладание в разрезе пестроцветных кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов, которые перекрыты гидрослюдистыми аргиллитами, доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами с примесью обломочного кварцевого материала. Результаты электронно-микроскопического и рентгенофазового анализа выявили поликомпонентный состав цемента песчаников. Он образован карбонатами, сульфатами кальция, кварцем, глинистыми минералами (иллитом, монтмориллонитом) и глинисто-железистыми агрегатами.

§ 3.2. Условия формирования карбонатно-терригенных отложений

При использовании собственно литологических индикаторов мы получаем информацию о *палеоклимате конечных водоемов стока*, тогда как совокупность лито- и геохимических индикаторов позволяют судить преимущественно о *палеоклимате областей размыва*.

§ 3.2.1. Петрохимические модули

Абсолютные содержания породообразующих окислов не всегда несут достоверную информацию о минеральном составе исходных осадков. Более надежные результаты дает одновременное использование отношений ряда петрогенных окислов, в виде системы петрохимических модулей. Расчет модулей производится по данным силикатного анализа породы, выраженным в массовых процентах. Наиболее информативными модулями являются алюмокремниевый, гидролизатный, титановый, натриевый, калиевый, щелочной и модуль общей нормативной щелочности, железный (таблица 1; рисунок 12) [Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005].

Таблица 1

Значения петрохимических модулей для терригенных пород кунтыкахинской свиты

Параметры	АМ	ГМ	ФМ	ТМ	ОЩ	КМ	НМ	ЩМ	ОНЩ	ЖМ	ПМ	CIA	CIW	ICV
Песчаники														
\bar{X}	0,07	0,10	0,20	0,089	2,14	0,590	0,029	0,048	0,62	0,33	5,94	15,87	18,05	13,19
Min	0,01	0,01	0,01	0,053	0,35	0,483	0,010	0,018	0,51	0,24	1,92	6,26	6,52	5,0
Max	0,11	0,19	0,46	0,126	3,40	0,679	0,032	0,167	0,74	0,63	13,16	31,14	37,22	33,70
Алевриты														
\bar{X}	0,17	0,29	0,32	0,063	3,82	0,503	0,013	0,028	0,52	0,50	2,83	26,09	30,80	6,68
Min	0,10	0,21	0,14	0,054	3,16	0,415	0,006	0,011	0,44	0,26	1,58	18,18	19,88	4,93
Max	0,23	0,39	0,56	0,073	4,58	0,620	0,021	0,050	0,63	0,65	5,09	32,86	40,12	9,18
Аргиллиты														
\bar{X}	0,24	0,37	0,23	0,069	5,51	0,409	0,012	0,028	0,42	0,45	0,85	48,34	61,63	2,52
Min	0,22	0,33	0,21	0,064	5,25	0,406	0,009	0,023	0,42	0,37	0,67	45,04	56,43	2,23
Max	0,26	0,42	0,24	0,074	5,77	0,413	0,014	0,033	0,43	0,53	1,03	51,64	66,83	2,80

Примечания. Модули: АМ – алюмокремниевый, ГМ – гидролизатный, ФМ – фемический, ТМ – титановый, ОЩ – общей щелочности, КМ – калиевый, НМ – натриевый, ЩМ – щелочной, ОНЩ – общей нормативной щелочности, ЖМ – железный, ПМ – плагиоклазовый; CIA (Chemical Index of Alteration) – индекс химического выветривания, CIW (Chemical Index of Weathering) – химический индекс выветривания, ICV (Index of Composition Variation) – индекс изменения состава. \bar{X} – среднее, Min – минимальное, Max – максимальное значения

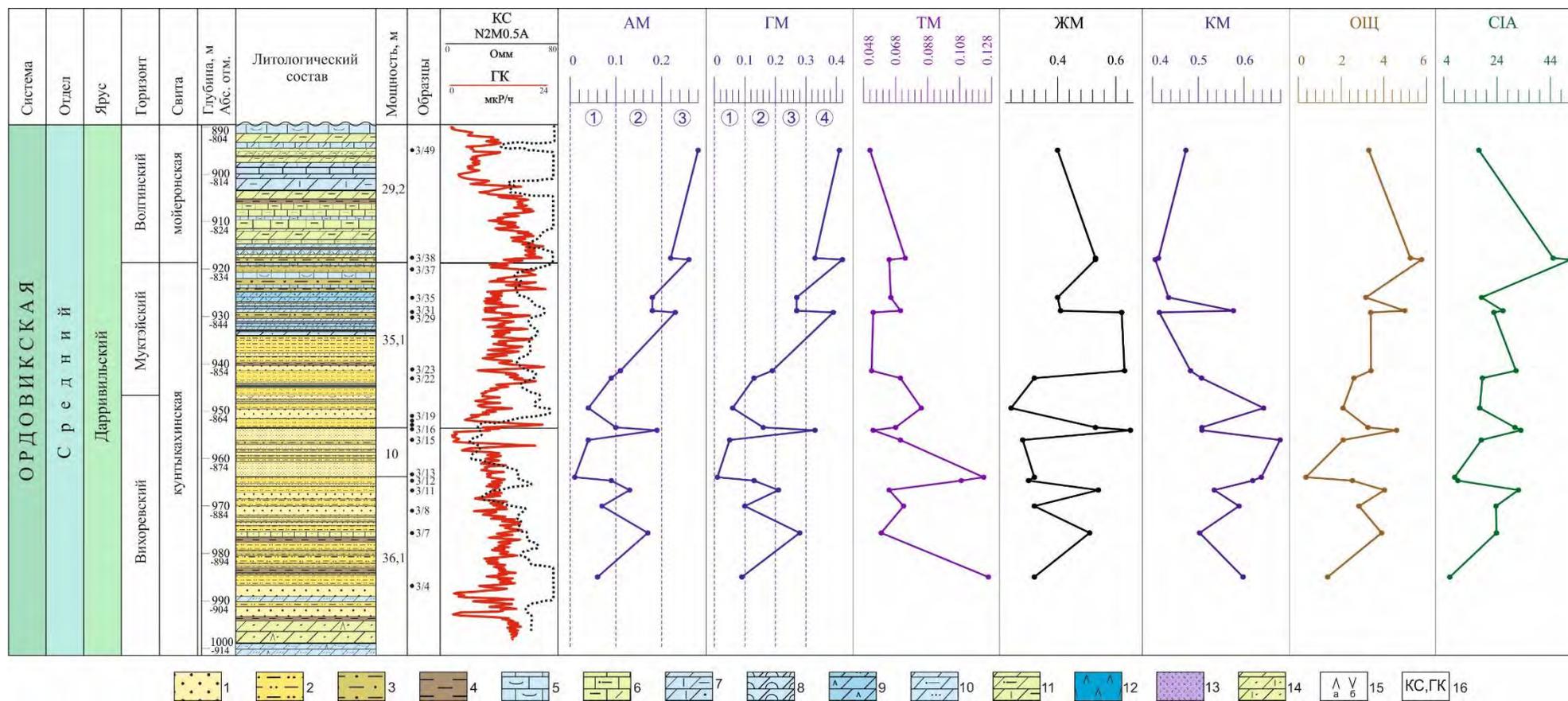


Рисунок 12. Характер изменения основных петрохимических модулей среднеордовикских отложений по разрезу скважины Ледянская 3

AM: 1 – кварцевые песчаники и кремнистые породы имеют величину менее 0,1, 2 – в алевролитах значения колеблются между 0,1 и 0,2, 3 – для глинистых пород значения находятся в интервале 0,2–0,35; GM: 1 – мономиктовые кварцевые песчаники характеризуются величиной менее 0,1, 2 – олигомиктовые кварцевые песчаники 0,1–0,2, 3 – алевролиты 0,2–0,3, 4 – аргиллиты и алевроаргиллиты 0,3–0,5. Расшифровку условных обозначений см. рисунок 2. Интерпретацию модулей см. ниже

Алюмокремниевый модуль ($AM = Al_2O_3/SiO_2$) в значительной мере дублирует гидролизатный модуль ($GM = Al_2O_3+TiO_2+FeO+Fe_2O_3+MnO/SiO_2$), сходство которых в совокупности с фемическим модулем ($FM = FeO+Fe_2O_3+MgO/SiO_2$) заключается в нормировке по SiO_2 , указывая на степень химического выветривания пород, в процессе которого происходит вынос SiO_2 и накопление Al_2O_3 [Юдович, Кетрис, 2000]. В терригенных породах для модулей AM и GM характерна хорошо выраженная положительная корреляция.

AM и GM модули используются при изучении как обломочных, так и глинистых отложений и позволяют разделять породы, содержащие продукты гидролиза (т.е. сформированные за счет разрушения кор выветривания), такие как каолинит, оксиды алюминия, железа и марганца, от пород, в которых преобладает кремнезём. Чем выше величина этих модулей в глинистых породах или песчаниках, тем более интенсивное выветривание претерпели исходные комплексы в областях размыва и тем выше зрелость осадочных пород.

Кварцевые песчаники и кремнистые породы имеют величину $AM < 0,10$. В полимиктовых песчаниках и алевролитах значения AM колеблются между 0,10 и 0,22. Для глинистых пород типичны значения AM, находящиеся в интервале 0,22–0,35. Наконец, при величине $AM > 0,35$ мы имеем дело с породами, испытавшими значительное влияние процессов гидролиза, т. е. сформированными за счет разрушения кор выветривания [Маслов, 2005].

Для образцов исследуемых *песчаников*, значения AM изменяются от 0,01 до 0,11 (в среднем, 0,07), т.е. это существенно кварцевые, мономиктовые или кварцитовидные олигомиктовые песчаники. Причем величина этого модуля, как правило, обратно пропорциональна содержанию SiO_2 в породах. Наиболее высокие содержания SiO_2 от 61,3 % до 93,6 %, характеризуются соответственно величинами AM от 0,11 до 0,01. *Алевролиты* характеризуются значениями 0,10–0,23, но преимущественно 0,13–0,18 (0,17). Для выделенных согласно литолого-петрографическим наблюдениям *алевроаргиллитов* и *аргиллитов* величины AM составляют 0,22–0,26 (0,24) (см. таблицу 1; рисунок 12).

Гидролизатный модуль (GM) представляет отношение $Al_2O_3+TiO_2+FeO+Fe_2O_3+MnO/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000]. *Мономиктовые кварцевые песчаники* ($GM < 0,10$), выделенные по данным AM, также характеризуются значениями GM от 0,01 до 0,11. Значения GM для *олигомиктовых кварцевых песчаников* ($GM = 0,10–0,20$) изменяются от 0,13 до 0,19 (0,10). Для *алевролитов* ($GM = 0,20–0,30$) показания составляют 0,21–0,39 (0,27), последняя величина обусловлена высоким содержанием глинистого цемента. *Аргиллиты* и *алевроаргиллиты* ($GM = 0,30–0,50$) имеют значения 0,33–0,42 (0,37) (см. таблицу 1; рисунок 12).

Таким образом, низкие значения АМ и ГМ в песчаниках и алевролитах и их прямая корреляция (рисунок 13, а), предполагают поступление во время формирования этих осадков в значительной степени зрелого в петрохимическом отношении терригенного материала кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава.

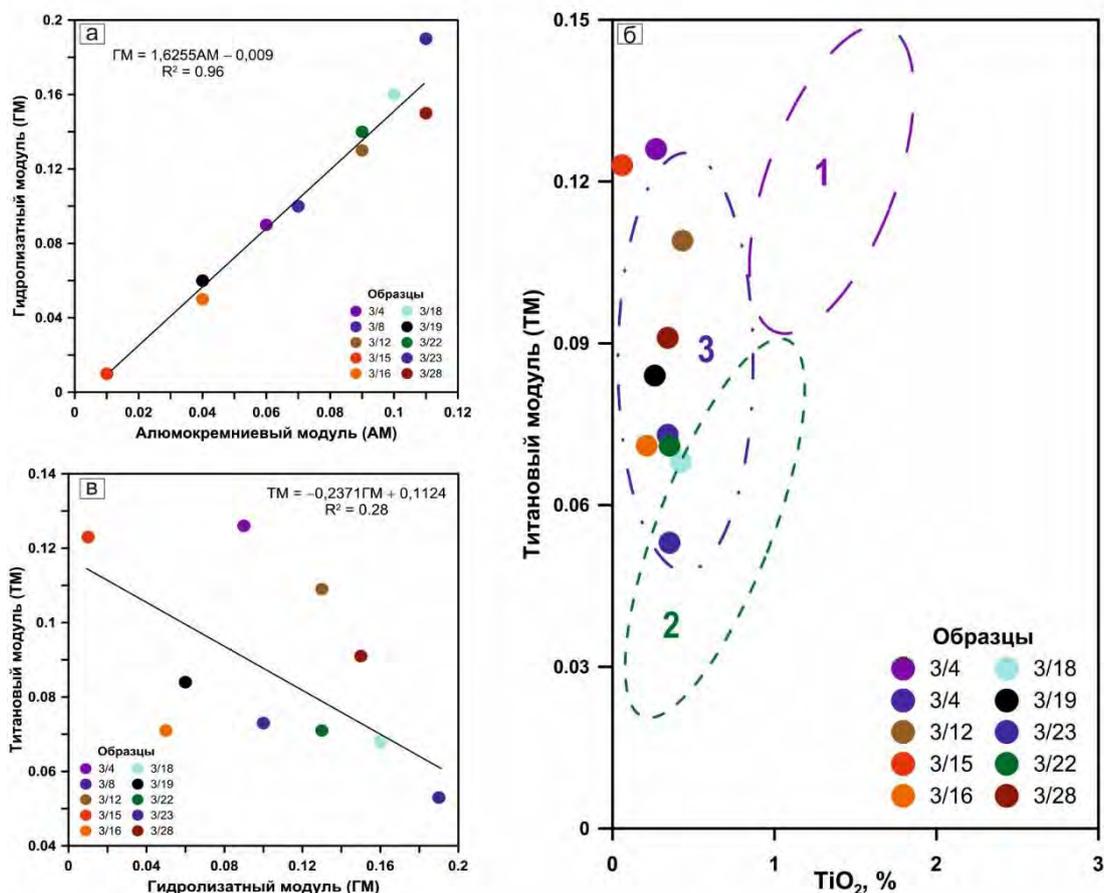


Рисунок 13. Модульные диаграммы, характеризующие вещественный состав и генетические особенности выборки литогенных песчаников

Прямая корреляция АМ и ГМ модулей и высокие значения ТМ характерны для зрелых кварцевых песчаников; отрицательная корреляция на диаграмме значений ГМ–ТМ модулей свидетельствует о литогенной природе обломочного материала. На диаграмме ТМ–TiO₂ поля: 1 – граувакк; 2 – аркозов; 3 – кварцевых песчаников

Максимальные значения титанового модуля ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) у *кварцевых песчаников* достигают 0,126 (0,089). *Алевролиты* характеризуются значениями 0,054–0,073 (0,063), *аргиллиты* и *алевоаргиллиты* – 0,064–0,074 (0,069) (см. таблицу 1; рисунок 12). Повышенные значения ТМ до 0,1–0,126, наблюдаемые в исследуемых песчаниках, характерны для зрелых осадочных пород, таких, как хорошо отсортированные кварцевые песчаники, и свидетельствуют о формировании терригенных пород в зоне с максимальной подвижностью среды осадконакопления. На диаграмме в координатах ТМ–TiO₂ почти все фигуративные точки попадают в область кварцевых песчаников (рисунок 13, б). Высокая зрелость псаммитов

обусловлена их литогенной природой, т.е. связана с длительным переотложением материала после разрушения терригенных осадочных существенно кварцевых пород и динамической сортировкой материала. На диаграмме ГМ–ТМ литогенные песчаники обнаруживают отсутствие корреляции названных параметров (рисунок 13, в).

Были проанализированы также значения калиевого модуля ($KM = K_2O/Al_2O_3$). Установлено, что *кварцевые и олигомиктовые песчаники* имеют значения KM – 0,483–0,679 (0,59), *алевролиты* – 0,415–0,620 (0,50), *аргиллиты и алевроаргиллиты* – 0,406–0,413 (0,41) (см. таблицу 1; рисунок 12). Калиевый модуль несёт в себе важную генетическую информацию о распределении калия и алюминия среди породообразующих минералов. Значения KM позволили уточнить состав глинистой фазы как в собственно глинистых породах, так и в алевролитах и песчаниках, где глинистое вещество присутствует не только в качестве существенной породообразующей составляющей (алевролиты), но и в составе цемента. Значения KM для глинистых пород минимальны (от 0,406 до 0,413) и демонстрируют, что в глинистой фазе преобладают гидрослюды в небольшой смеси с полевыми шпатами; в алевролитах и песчаниках минимальные (0,415 и 0,483) и максимальные (0,619 и 0,679) значения модуля выше по сравнению с глинистыми породами, что обусловлено как влиянием глинистого цемента, так и наличием зерен обломочного ортоклаза, для которого калиевый модуль равен 0,91. При этом в алевролитах минимальные величины модуля незначительно превышают данные, полученные для глинистых пород. Комплексирование оптико-, электронно-микроскопического, рентгенофазового и химического силикатного методов анализа подтвердили присутствие в изученных породах преимущественно гидрослюдистого, а также монтмориллонитового состава сложно петрографически определяемой глинистой составляющей.

Расчеты натриевого модуля ($NM = Na_2O/Al_2O_3$) показали следующее: *кварцевые и олигомиктовые песчаники* (собственно кремнистые породы) характеризуются значениями 0,01–0,032 (в среднем, 0,029), *алевролиты* – 0,006–0,021 (0,013), *аргиллиты и алевроаргиллиты* – 0,009–0,014 (0,012) (см. таблицу 1). Значения NM отражают степень зрелости поступающего в бассейн седиментации обломочного материала, они тем меньше, чем меньше плагиоклазов поступило в область осадконакопления из питающей провинции. В существенно кварцевых породах NM изменяется от 0,010 до 0,050, тогда как в исследуемых кварцевых и олигомиктовых песчаниках его значения колеблются от 0,010 до 0,032. Среди алевролитов и аргиллитов по показаниям NM выделяются гидролизатные отложения (или продукты выветривания), со значениями меньше 0,010, а именно 0,006–0,009. При этом NM выступает в определенной мере показателем типа климата, доминирующего в областях размыва (палеоводосборах).

Модуль общей нормативной щелочности ($ОНЩ = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), как и собственно щелочной модуль ($ЩМ = Na_2O/K_2O$), дополняют натриевый и калиевый модули, представляя их

сумму [Юдович, Кетрис, 2000]. Сущность модуля ОНЩ заключается в определении присутствия стандартной смеси гидрослюд и полевых шпатов, и интерпретации отклонений в ту или иную сторону [Интерпретация..., 2001]. В выделенных литотипах значения ОНЩ составляют: в *песчаниках* – 0,51–0,74 (0,62); в *алевролитах* – 0,44–0,63 (0,52); в *аргиллитах и алевроаргиллитах* – 0,42–0,43 (0,42) (см. таблицу 1). В исследуемых терригенных породах значения модуля ОНЩ изменяются от 0,42 до 0,74, что позволяет отнести их к классу преимущественно повышенно-щелочных, а также высокощелочных пород. При этом наиболее высокие значения (0,51–0,74) характерны для песчаников, более низкие значения, но в пределах выделенного повышенно-щелочного класса присущи алевролитам (0,44–0,63) и в особенности аргиллитам (0,42–0,43). Эти данные могут свидетельствовать о двух важных составляющих вещественного состава пород: 1 – присутствии в их составе низкоглиноземистых силикатов и прежде всего железистых гидрослюд (Fe-иллит) в смеси с полевыми шпатами и наличия обломков щелочных полевых шпатов в породах (ортоклаза и микроклина); 2 – вторым следствием высоких значений модуля ОНЩ может являться примесь вулканогенного материала основного состава.

Железный модуль (ЖМ) определяется как отношение $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000]. Для изученных *кварцевых мономиктовых и олигомиктовых песчаников*, определены значения ЖМ – 0,24–0,63 (в среднем, 0,33), для *алевролитов* – 0,26–0,65 (0,50) и *аргиллитов* – 0,37–0,53 (0,45) (см. таблицу 1; рисунок 12). Данный модуль даёт дополнительную информацию о составе тонкозернистого и пелитового вещества в составе пород по соотношению глиноземистых и железистых компонентов. Исследуемые терригенные отложения по величине железного модуля относятся к классу нормально-железистых со значениями ЖМ = 0,24–0,53, а также к классу повышенно-железистых со значениями ЖМ от 0,63 до 0,65. Высокие показатели ЖМ характерны для *красноцветных песчаников и алевролитов* с глинисто-железистым цементом, т.к. значения ЖМ больше 0,60 характеризуют железистый состав пелитов, а менее 0,20 – глиноземистый состав. Глинистые породы со значениями модуля от 0,37 до 0,53, относятся к классу нормально-железистых, но дисперсные гетит и гематит в их составе также присутствуют.

Подсчеты значений плагиоклазового модуля ($\text{ПМ} = (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{K}_2\text{O}$) показали, что в *песчаниках* значения ПМ изменяются от 1,92 до 13,16 (в среднем, 5,94), в *алевролитах* они составляют 1,58–5,09 (2,83), в *аргиллитах* – 0,67–1,03 (0,85) (см. таблицу 1). Повышение значений этого модуля обусловлено присутствием в составе цемента карбонатной составляющей или наложенной доломитизации в связи с тем, что в карбонатных осадках высокие содержания оксида кальция и низкие – калия определяют высокие значения ПМ-модуля. Там, где преобладает глинисто-железистая или кварцевая компонента, его значения более занижены, что характерно, в частности, для глинистых пород с низкими значениями модуля. Так, значения ПМ в изучаемых глинистых породах достигает 1,03, а в доломитах до 50 и выше.

В качестве одного из важных показателей климата в области размыва и степени выветривания пород были использованы индексы химического выветривания, в частности, показатель Несбитта-Янга CIA – Chemical Index of Alteration ($CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)$) [Nesbitt, Young, 1982]. *Кварцевые песчаники* характеризуются значениями CIA – 6,26–31,14 (15,87), *алевролиты* – 18,18–32,86 (26,09), *аргиллиты и алевроаргиллиты* – 45,04–51,64 (48,34) (см. таблицу 1; рисунок 12). В большинстве образцов кварцевых песчаников значения индекса химического выветривания невысоки и составляют от 6,26 до 18,5. Значения индекса коррелируют с содержанием в породе глинистой примеси, и более высокие его значения приурочены к песчаникам с глинисто-железистым цементом и алевролитов, которые также характеризуются более высокими значениями ЖМ. Наиболее высокие величины индекса CIA, в среднем 48,3, характерны для глинистых пород.

Были также определены значения химического индекса выветривания CIW – Chemical Index of Weathering ($CIW = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$), предложенного Л. Арнуа [Harnois, 1988]. Установлено, что для *кварцевых песчаников* они составляют 6,52–37,22 (18,05), *алевролитов* – 19,88–40,12 (30,80), *аргиллитов и алевроаргиллитов* – 56,43–66,83 (61,63) (см. таблицу 1). Рассчитанные для исследуемых глинистых пород значения индекса CIW близки к значениям CIA и характерны для *гидрослюдистых глин*. Значения CIW возрастают с увеличением степени выветрелости материала палеоводосборов. Интенсивность химического выветривания в области размыва напрямую коррелирует с палеоклиматом. Для осадочных образований гумидных климатических обстановок характерным продуктом разложения пород является *каолинит*. В аридных и гляциальных обстановках преобладают *гидрослюды и монтмориллонит*. Каолинитовые глины характеризуются индексом CIA до 100 единиц, гидрослюдистые от 50 до 70. В исследуемых аргиллитах величина индекса CIW составляет в среднем – 61,6. Наиболее высокие значения CIA и CIW приурочены к нескольким образцам алевролитов и аргиллитов, отнесенным, согласно значениям НМ, к типу гидролизатных отложений.

Вариации индекса изменения состава ICV – Index of Composition Variation ($ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$), введенного Р. Коксом [Cox, Lowe, Cullers, 1995], для изученных пород составили: для *песчаников* – 5,0–33,70 (13,19), *алевролитов* – 4,93–9,18 (6,68), *аргиллитов* – 2,23–2,80 (2,52) (см. таблицу 1). Согласно расчетам индекса ICV, отражающего, как и два предыдущих индекса, степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой силикокластике, глинистые породы имеют значения ICV более 1, что характерно для незрелых пород. Эти данные подкрепляют значения КМ, превышающие 0,3, а также ГМ меньше 0,50.

В целом, даже для глинистых пород, значения индексов CIA и CIW составляют порядка 50 (изменяясь от 45,0 до 66,83), а ICV – более 1, что в совокупности с другими литохимическими

индикаторами характеризует породы, не претерпевшие интенсивного химического выветривания на палеоводосборах, характерного для областей с семиаридным климатом.

Таким образом, палеоклимат областей размыва или палеоклимат на палеоводосборах был семиаридным, с наличием выраженных сухих и влажных сезонов. Литологические индикаторы для отложений вихоревского горизонта свидетельствуют об аналогичном типе климата в области бассейна седиментации или конечного водоема стока. Но так как известно, что кварцевые песчаники (со значениями АМ и ГМ $<0,1$), являются продуктом далеко зашедших процессов химического преобразования пород на палеоводосборах, то можно сделать вывод о том, что высокая структурная зрелость песчаных и алевритовых пород есть результат многократного переотложения обломочного материала.

Наблюдается закономерное и естественное сочетание химического состава терригенных пород и состава их минеральных ассоциаций, образующихся в близких климатических и геохимических условиях среды выветривания и осадконакопления. По своему химическому и минералогическому составу пески аридной группы (рисунок 14, а, в) отличаются от гумидных песков (рисунок 14, г) несколько меньшим процентом кремнезема, большим калия, глинозема и существенно большим кальция, магния и фосфора. В алевролитах, в составе цемента которых присутствует значительное количество глинистой примеси выделяются более высокие значения содержания алюминия и калия, главных компонентов глинистых минералов, а также железа.

Своеобразие химического состава аридных песков находит свое выражение в олигомиктовости их минералогического состава с повышенным содержанием кварца и невысокими содержаниями преимущественно калиевых полевых шпатов. Процентное содержание кремнезема достигает значений, присущих мономинеральным пескам. Высокие содержания SiO_2 в составе песчаников вихоревского горизонта, превышающие 75 % (от 78 % до 93,6 %), встречаются в терригенных кварцевых псаммитах – как правило, сложенных переотложенным материалом осадочных или метаморфических пород (second cycle rocks).

Характерен повышенный процент таких аутигенных минералов как карбонаты магния и кальция. Для песков аридной зоны особенно характерно образование аутигенных карбонатов, фосфоритов и ангидритов, количество которых намного выше, чем в песках гумидной зоны. Это подтверждается высоким содержанием CaO , MgO и P_2O_5 , как в исследуемых образцах (рисунок 14, а, б), в которых содержания оксидов кальция и магния достигают 16 % (в среднем 10 %), что отражает присутствие в их составе аутигенного карбонатного цемента, так и в красноцветных песчаниках Русской платформы, отлагавшихся в заведомо аридных условиях (рисунок 14, в) [Ронов, Михайловская, Солодкова, 1963, т. 1].

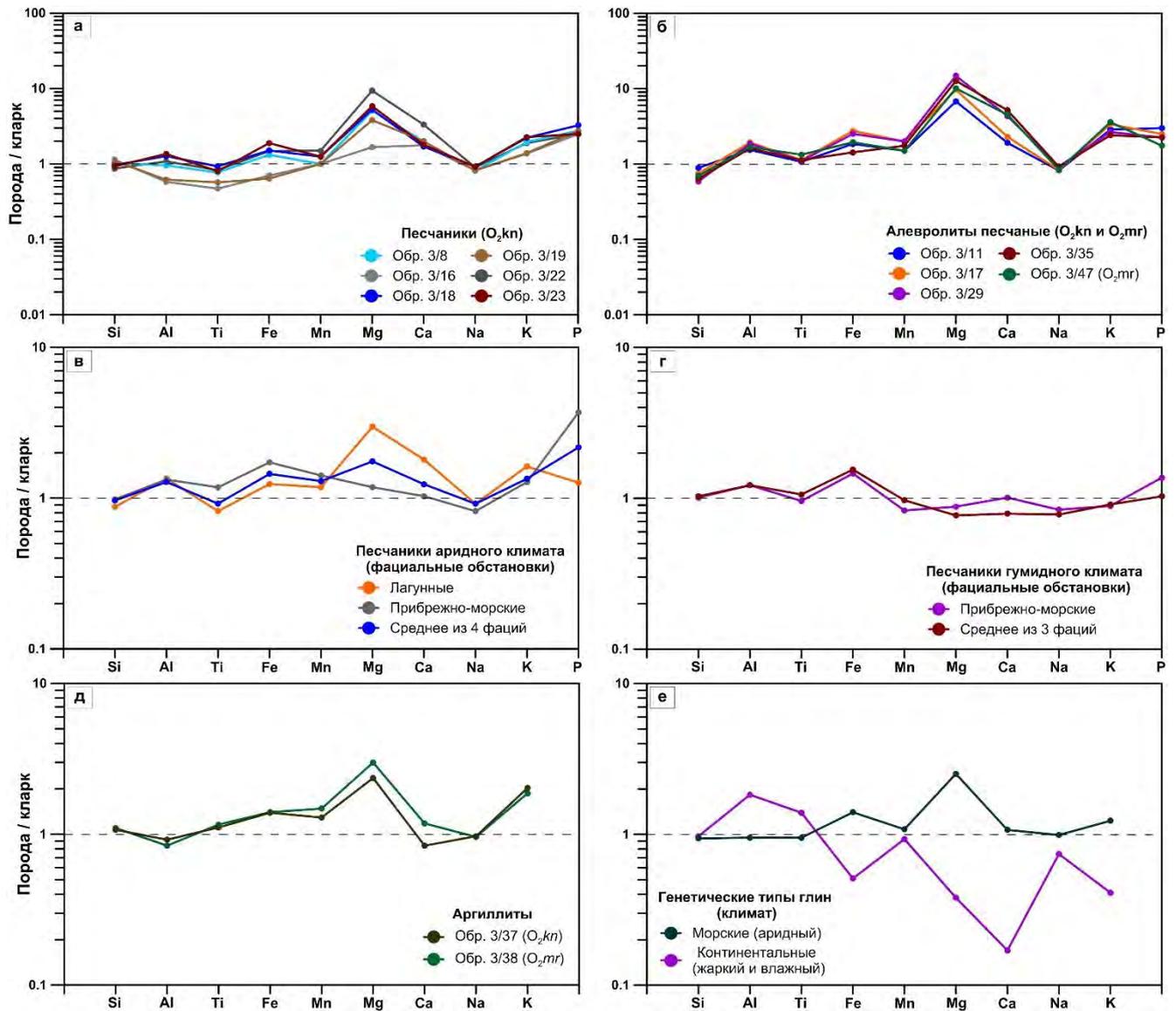


Рисунок 14. Концентрация химических элементов в терригенных породах из разреза вихоревского и муктэйского горизонтов (кунтыкахинская свита (O_2kn)) и волгинского горизонта (мойеронская свита (O_2mr)) и их связь с климатическими и фаціальными условиями седиментации

а – пестроцветные оликомиктовые песчаники с глинисто-сульфатно-карбонатным цементом; б – алевролиты с глинисто-железисто-карбонатным цементом; в – химический состав олигомиктовых песчаников; г – химический состав кварцевых песчаников; д – аргиллиты гидрослюдистые, доломитово-известковистые; е – химический состав глин. Кларки породообразующих химических элементов в осадочных породах приняты по [А.А. Беус, 1972, 1975, с дополнениями по материалам Horn, Adams, 1966; Ронов, Ярошевский, 1967; Юдович, Кетрис, Рыбина, 2020].

Противоположный пример дают пески и глины влажного тропического климата, для условий которого характерна высокая интенсивность процессов глубокого разложения материнских пород и образование характерной ассоциации мономинеральных кварцевых песков (рисунок 14, г), каолиновых глин и бокситов. Минеральный состав кварцевых песчаников находит свое выражение в обогащении песков кремнеземом, железом и обеднении их щелочами (Na, K), щелочными землями (Mg, Ca) и глиноземом (рисунок 14, г). Снижение процента щелочей

фиксируется соответствующим снижением количества полевых шпатов и слюд. Характерно значительное уменьшение процентного содержания таких компонентов как CaO, MgO, P₂O₅ и отвечающих им карбонатов, фосфатов и сульфатов.

В аридных обстановках в область аккумуляции поступает тонкозернистый, слабо переработанный процессами выветривания на палеоводосборах материал. Представлен он, в основном, глинистым минералами с меньшими и относительно небольшими содержаниями алюминия, что характерно для гидрослюдистых, монтмориллонитовых глин, и большим количеством слабо измененных полевых шпатов. В глинистых породах преобладает смесь гидрослюд и полевых шпатов, чем обусловлены более высокие значения оксидов кальция, калия, а также железа (рисунок 14, д, е). Однако длительное переотложение способствует обогащению кластических осадков химически и механически зрелыми компонентами: для песчаников и алевролитов это кварц, для глинистых пород – иллит.

Для осадочных отложений гумидных климатических обстановок напротив, характерен вынос кальция, натрия и калия из полевых шпатов, что ведет к разрушению последних, поэтому содержания кальция, натрия и калия минимальны в составе каолиновых глин, а полевые шпаты в составе обломочного каркаса имеют подчиненное значение или представлены сильно измененными зернами. Вынос из полевых шпатов кальция, натрия и калия ведет к увеличению соотношения алюминия, щелочей и щелочных земель в продуктах выветривания, чем обусловлено повышенное содержание алюминия в каолиновых глинах, характерных продуктах химического выветривания (рисунок 13, е) [Ронов, Хлебникова, 1961].

§ 3.2.2. Фациальные индикаторы отложений

На фациальные условия накопления осадочных образований указывает ряд отношений петрогенных элементов и элементов-примесей: Ti/Zr, Fe/Mn, Sr/Ba, V/Cr. Вспомогательными параметрами выступают соотношение форм железа и содержание рассеянного органического вещества в породах (таблица 2).

Таблица 2

Геохимические (фациальные) индикаторы отложений

Стратиграфические подразделения	Фациальные индикаторы					
	Ti/Zr*	Sr/Ba	V/Cr	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %	C _{орг.} %
Вихоревский горизонт (кунтыкахинская свита)	5,80-10,38	1,17-4,01	0,52-0,97	3	1,4	0,03-0,62
Волгинский горизонт (мойеронская свита)	—	1,09-18,78	1,23-1,76	0,46	1,46	0,5-1,45

* – индикатор используется для характеристики терригенных отложений

Для оценки дальности переноса терригенного материала использовано отношение Ti/Zr [Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005]. Данное отношение отражает лучшую сохранность цирконов по сравнению с Ti-содержащими минералами при длительной транспортировке или многократном переотложении кластики. В исследованных образцах олигомиктовых и мономиктовых песчаников *вихоревского горизонта* значения индикатора невысокие и варьируют от 5,80 до 10,38 (таблица 2), что предполагает многократное переотложение обломочного материала (second cycle rocks) или длительную транспортировку. Вышеуказанным образцам свойственны также и повышенные значения ТМ (0,11–0,126), характерные для структурно зрелых, сформированных в несколько циклов седиментации, литогенных песчаников.

Отношение Fe/Mn, является индикатором положения осадков на батиметрическом профиле бассейна. Значения настоящего отношения в осадочных породах уменьшаются по мере удаления от области сноса (береговой линии), что обусловлено несколько большей растворимостью окислов Mn по сравнению с окислами Fe при химической дифференциации осадочного вещества. По мере удаления от береговой линии создаются благоприятные условия для накопления сперва окислов Fe вместо окислов Al, а затем окислов Mn [Рухин, 1961]. Из сказанного следует, что возрастание величины отношения Fe/Mn, а именно более 160 ед., указывает на обмеление бассейна [Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005]. Согласно отношению Fe/Mn 238–254,6 и выше, рассматриваемые породы относятся к прибрежно-морским фациям с доминированием терригенного материала и преобладанием песчанистых и алевритистых доломитов в составе карбонатных пород.

Для реконструкции палеосолености палеобассейна и диагностики отложений рассчитано отношение Sr/Ba. Малые элементы (V, Cr, Sr, Ba) в зону седиментации поступают с терригенным материалом и ввиду их малой растворимости, за исключением стронция, сравнительно скоро переходят в осадки. Барий и стронций до попадания в морские водоёмы мигрируют совместно. Соединения бария характеризуются меньшей растворимостью и выходом их из миграции при наличии в водах сульфат-иона SO_4^2 связь с которым обуславливает более раннее выпадение Ba в осадок. Соединения стронция, перейдя в раствор, продолжают накапливаться в водах морей и океанов. В осадки стронций из растворов поступает биогенным путем и частично в процессе химического осаждения, в особенности в зонах аридного климата, где он связывается с сульфат-ионом и образует минерал целестин, кристаллизующийся при повышенной солености вод, совместно с карбонатами кальция, магния и сульфатами кальция [Катченков, 1964, т. 2; Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011].

В терригенных породах, накапливавшихся в условиях нормальной или незначительно повышенной минерализации вод, отношение Sr/Ba порядка единицы. Для терригенных

отложений *вихоревского горизонта* полученные отношения $Sr/Ba > 1$ и изменяются от 1,17 до 4,01 (см. таблицу 2). Это позволяет предполагать, что исследуемые отложения формировались в морских водах преимущественно повышенной солености. Характерна прямая корреляция с литолого-минералогическими индикаторами палеосолености, где увеличение значений отношения Sr/Ba увязывается с наличием в породах гипса, ангидрита и доломита.

Основная масса Ba связана с алюмосиликатами (пелитовой частью), о чем свидетельствует увеличение среднего содержания Ba от чистых карбонатных пород (0,005 %) и песчаников (0,026 %) к алевролитам (0,038 %) и глинистым породам (0,040 %) [Катченков, 1964, т. 2]. В исследуемых алевролитовых и глинистых породах это отражается в значениях отношения Sr/Ba составляющих меньше единицы, а именно от 0,23 до 0,57, характерные для алевролитов, в составе цемента которых присутствует значительное количество глинистой примеси, а также 0,31–0,81 для глинистых пород. В этих породах почти не фиксируются выделений сульфатов кальция (в образце алевролита сульфатизированного отношение повышается до 1,64), но карбонаты кальция и магния всегда присутствуют в их составе.

Для карбонатных пород в разрезе *перекрывающего муктэйского горизонта*, представленных доломитами, с различной примесью глинистого и обломочного кварцевого материала, значения отношения Sr/Ba превышают единицу и изменяются от 1,12 до 3,32. В тех карбонатных породах, в которых существенно увеличивается терригенная примесь, фиксируется снижение значений отношения Sr/Ba до 0,51–0,88. Распределение Ba сопоставляется с изменением количества терригенных примесей (нерастворимый остаток) в карбонатных отложениях. С увеличением количества пелитового материала увеличивается и процентное содержание Ba в карбонатных породах и, наоборот, уменьшение содержания нерастворимого остатка влечет за собой уменьшение количества Ba. Это указывает на то, что основная масса Ba в карбонатных толщах связана с пелитовой частью [Виноградов, Ронов, Ратынский, 1952].

В отложениях *волгинского горизонта* следует также отметить существенное снижение показаний индикатора до 0,32–0,97 в глинисто-карбонатных породах, залегающих в основании разреза горизонта и в пачке глинистых, углеродистых доломитов, расположенных во второй половине его разреза. Обогащение стронцием известняков происходит за счет его биогенного накопления в карбонатных скелетах организмов, чем объясняется рост его концентрации в 3–4 раза в полидетритовых и полидетритово-криноидных известняках, залегающих в кровельной части горизонта по сравнению с доломитами известковыми слабоглинистыми и глинистыми, преобладающими в разрезе (231–236 против 53,9–75,5 ppm), при содержании Ba 12,3–22,5 против 47,3–67,6 ppm и отношении Sr/Ba 10,13–18,78 против 1,09–1,14.

Если сравнивать величины весовых процентов элементов по признаку их генетической принадлежности, то можно заметить, что в *песчанистых ожелезненных доломитах муктэйского*

горизонта и в особенности в карбонатных слабоглинистых отложениях волгинского горизонта распространённость элементов кластогенного типа уступает терригенным породам в связи с преобладанием в карбонатных породах элементов, происхождение которых связано с химизмом морских вод и жизнедеятельностью организмов. Среди кластогенных элементов встречаются Si и Al, распространение которых отмечается в форме глинистой примеси и обломочных кварцевых зерен, что выражено увеличенными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . Повышенные концентрации Ca и Mg обусловлены преобладанием карбонатных пород – доломитов, а также органогенно-обломочных известняков, залегающих в кровле волгинского горизонта, которые выделяются высокими содержаниями Ca и минимальными – Mg, при величине магнезиальности ($\text{MgO}/\text{CaO} = 0,01\text{--}0,02$) и степени доломитности ($\text{MgO}/\text{CaO} + \text{MgO} = 1,16\text{--}1,61$).

С целью реконструкции окислительно-восстановительных обстановок в бассейне использовано отношение V/Cr . Согласно В. Эрнсту [Эрнст, 1976] в окислительных обстановках значения этого индекса составляют менее 1, в восстановительных – превышают 1. Согласно значениям $V/\text{Cr} = 0,52\text{--}0,97$ установлено, что при накоплении терригенных отложений вихоревского горизонта, обстановки были преимущественно окислительные, а также слабо восстановительные и вскрытые отложения формировались в хорошо аэрируемом бассейне. Об этом также свидетельствует преобладание окисных форм железа над закисными и малые количества $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,03–0,62 % (в среднем 0,29 %) (см. таблицу 2).

В глинисто-карбонатных породах волгинского горизонта (мойеронской свиты) значения отношения V/Cr выше единицы и колеблются в пределах 1,23–1,76 (см. таблицу 2). Серая окраска пород, преобладание закисных форм железа над окисными, наличие фрамбоидального пирита, включений органического вещества при концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,5–1,45 % (1,1 %), дают основание полагать, что геохимическая обстановка при накоплении отложений была восстановительной.

Согласно содержанию $\text{C}_{\text{орг}}$ мойеронская свита может рассматриваться в качестве нефтегазоматеринской. Т.К. Баженовой было установлено, что нижний предел концентрации ОВ в нефтегазоматеринских свитах по значению $\text{C}_{\text{орг}}$ равен 0,1 % на породу. Эмиграция битумоидов из пород (и формаций) начинается с данного концентрационного рубежа $\text{C}_{\text{орг}}$ для материнских карбонатов (глинистых карбонатов) [Органическая геохимия..., 1981; Баженова, 2020]. При содержании ОВ равном сотые доли процента на породу, оно будет генерировать битумоид, но последний будет полностью сорбирован породой.

При характеристике распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и интерпретации геохимических данных важны формы кривых содержаний РЗЭ, нормированных на их содержание в хондритах (спектры РЗЭ), которые в осадочных породах имеют, как правило, положительный или отрицательный наклон. В исследуемых образцах терригенных пород кривые имеют отрицательный наклон вследствие преобладания легких и обеднения тяжелыми

РЗЭ по сравнению с хондритом, так как установлено, что с ростом примеси бескарбонатного вещества наблюдается увеличение содержаний легких РЗЭ [Интерпретация..., 2001].

Напротив, с уменьшением количества примеси обломочного материала в составе пород уменьшается содержание легких и увеличивается содержание тяжелых РЗЭ, отражая усиливающееся влияние морской воды в качестве источника РЗЭ. Прослой более чистых карбонатных пород в составе мойеронской свиты содержат наименьшее количество РЗЭ, для которых отрицательная цериевая аномалия является характеристикой мелководности бассейна осадконакопления. В противоположность этому положительная цериевая аномалия характерна для хемоорганогенных отложений, относящихся к дистальным частям бассейна, где отлагается материал, испытавший длительный контакт с морской водой [Интерпретация..., 2001].

Таким образом, на основе результатов литолого-петрографических исследований и анализа геохимических данных выявлен комплекс признаков, характерных для отложений *вихоревского горизонта*, а именно: существенно кварцевый состав песчаников и алевролитов, преобладание в составе глинистой фракции железистых гидрослюд и монтмориллонита, незначительное содержание органического вещества (о чем свидетельствуют низкие значения его аналитического показателя – $C_{орг}$), отсутствие фаунистических остатков, присутствие трехвалентного железа в виде дисперсного гематита и окрашенных им красноцветных пород (преобладание окисных форм железа над закисными), наличие в породах гипса, ангидрита, а также доломита в ассоциации со строматолитами в составе перекрывающего *муктэйского горизонта*, характерны для бассейнов с жарким семиаридным климатом.

Значения индексов химического выветривания гидрослюдистых аргиллитов и литологические индикаторы пород свидетельствуют об аналогичном типе палеоклимата областей размыва или палеоводосборов. Анализ распределения порообразующих компонентов по данным силикатного анализа и расчет петрохимических модулей позволили установить, что кварцевые псаммиты сложены зрелым переотложенным материалом осадочных пород и сформированы в зоне с высокой подвижностью среды осадконакопления.

Отношения фациальных индикаторов отложений, поведение малых и редкоземельных элементов позволили определить, что в бассейне седиментации преобладали прибрежно-морские (литоральные) обстановки с повышенной соленостью вод, а превалирование окисных форм железа над закисными и малые количества органического углерода в породах послужили индикаторами окислительной геохимической обстановки. Соленость вод периодически настолько повышалась, что начинали формироваться сульфаты кальция (гипс), бария (барит), стронция (целестин), а встречающиеся кубические кристаллы каменной соли на отдельных поверхностях наслоения свидетельствуют о том, что в осадок выпадали и хлориды.

§ 3.3. Аутигенные цементы песчаников и концептуальная модель их образования

Генетические особенности терригенных отложений играют немаловажную роль в развитии постседиментационных преобразований и влиянии последних на коллекторские свойства обломочных пород. Наиболее важны для изучения вторичные цементы, последовательность их генерации, так как интенсивность формирования вторичных цементов обломочных пород существенно влияет на их коллекторские свойства.

Кварцевые псаммиты вихоревского горизонта скважин Ледянская 2 и 3, рассматриваемые в качестве уровня развития поровых коллекторов, сложены зрелым переотложенным материалом, накопившимся в прибрежно-морской (окислительной) обстановке с повышенной соленостью вод при аридном типе палеоклимата.

Для песчаников вышеупомянутого горизонта характерны кварцевый (регенерационный), карбонатный и сульфатно-карбонатный (поровый), а также глинистый и глинисто-железистый (базально-поровый и пленочный) типы цемента. Карбонатная часть представлена агрегатами идиоморфных и гипидиоморфных ромбоэдров доломита, кальцитом, нередко в совокупности с сульфатами кальция. Среди глинистых минералов преобладает гидрослюдистый (иллит), с примесью хлорита, калиевого полевого шпата и монтмориллонита. Железистая составляющая представлена гетитом и гематитом.

Глинистый, глинисто-железистый и сульфатный цементы имеют седиментационно-диагенетический генезис. Формирование первого обусловлено привнесением глинистого материала с континента. Автором доказано, что палеоклимат области размыва и конечного водоема стока был аридный. В аридных обстановках в область аккумуляции поступает тонкозернистый, слабо переработанный процессами выветривания на палеоводосборах материал, представленный гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми глинами (рисунок 15, а–в). Одним из важнейших индикаторов аридного литогенеза является дисперсный гематит в виде колломорфных агрегатов, как правило, в смеси с глинистыми минералами (рисунок 15, г). Ангидрит сформирован в диагенезе в результате дегидратации седиментационного гипса, образование которого является результатом особенностей условий осадконакопления песчаников в мелководно-морском бассейне с повышенной соленостью (рисунок 15, д–е).

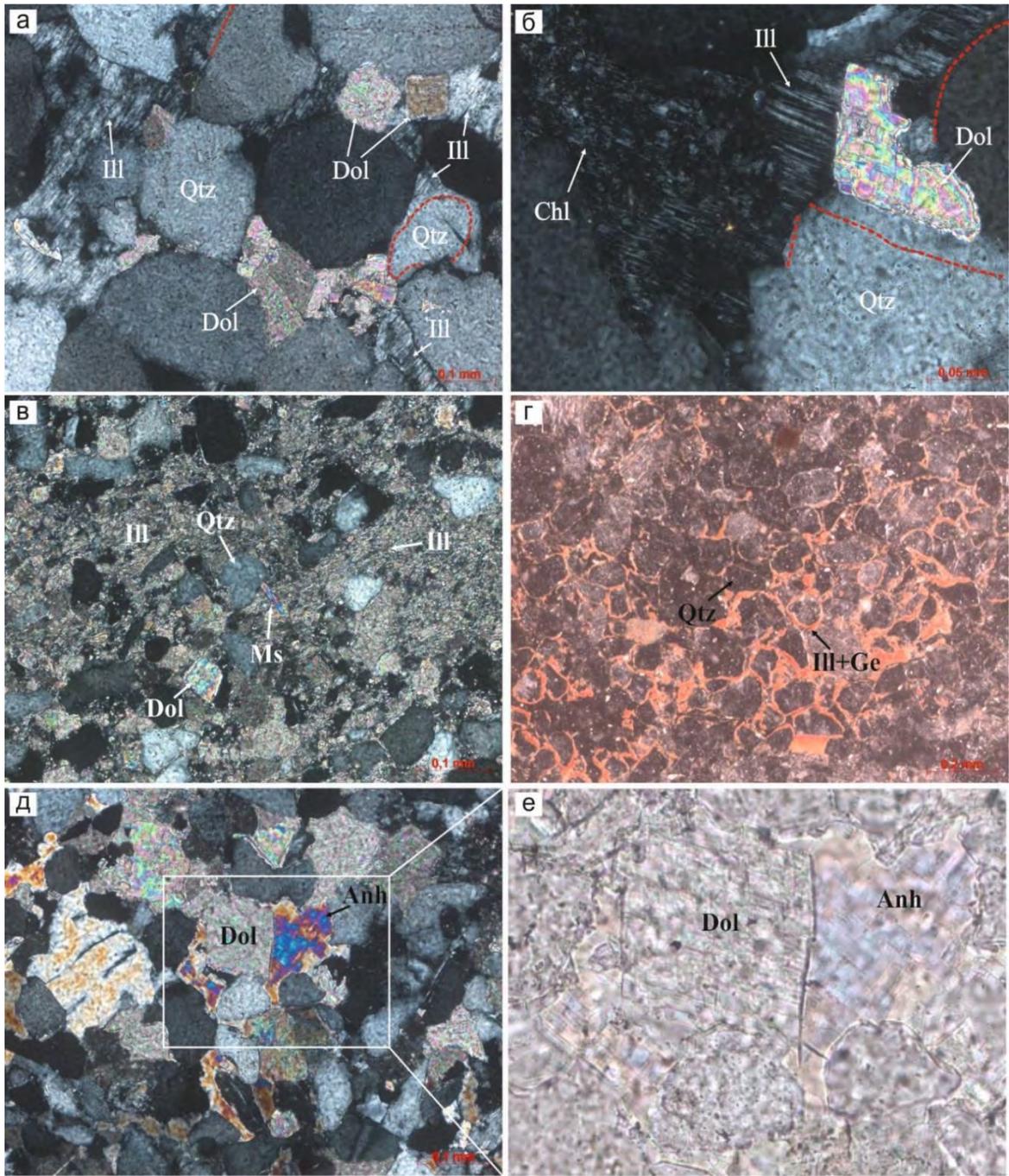


Рисунок 15. Глинистый и карбонатно-глинистый, глинисто-железистый и карбонатно-сульфатный цементы в песчаниках кварцевых (Qtz – кварц, Dol – доломит, Ill – иллит, Chl – хлорит, Ill+Ge – иллит+гётит, Anh – ангидрит, Gyp – гипс, Ms – мусковит)

а – иллит и ромбоэдры доломита в межзерновом пространстве (обр. 3/15, ув. $\times 20$; ник. X); д – хлорит, частично замещающий иллит (обр. 3/15, ув. $\times 40$; ник. X); в – базальный гидрослюдистый цемент (обр. 3/22, ув. $\times 20$; ник. X); г – пленочный глинисто-железистый цемент (обр. 3/16, ув. $\times 10$; фото в отраженном свете); д, е – поровый сульфатно-карбонатный цемент. Вторичный доломит по ангидриту (обр. 3/12, ув. $\times 20$; д – ник. X; е – ник. II)

Для установления времени карбонатизации терригенных пород полезны данные о парагенетических соотношениях регенерационного кварца, кристаллов кальцита и доломита.

В изученных породах широко развит вторичный кварц (рисунок 16, а, б). Он формирует регенерационные каемки, нередко существенной ширины, а также поровые выполнения. Регенерация бывает полной и неполной. В кварцевых песчаниках многие зерна кварца имеют следы давления, волнистое погасание, массу перекрещивающихся трещин, каемки регенерации и следы корродирования. Карбонаты образуют поровый тип цемента (рисунок 16, б). Известно, что вторичные цементы, возникают, прежде всего, при наличии свободных поровых пространств. Обращает на себя внимание значительное количество межзерновых пор в структуре песчаника (рисунок 16, в, г, черные и красные участки). Количество открытых пор на площади в несколько квадратных мм составляет около 10 %, фиксируется очаговое выполнение их новообразованными кальцитом и доломитом (рисунок 16, в, г, светло-серые и зеленые участки).

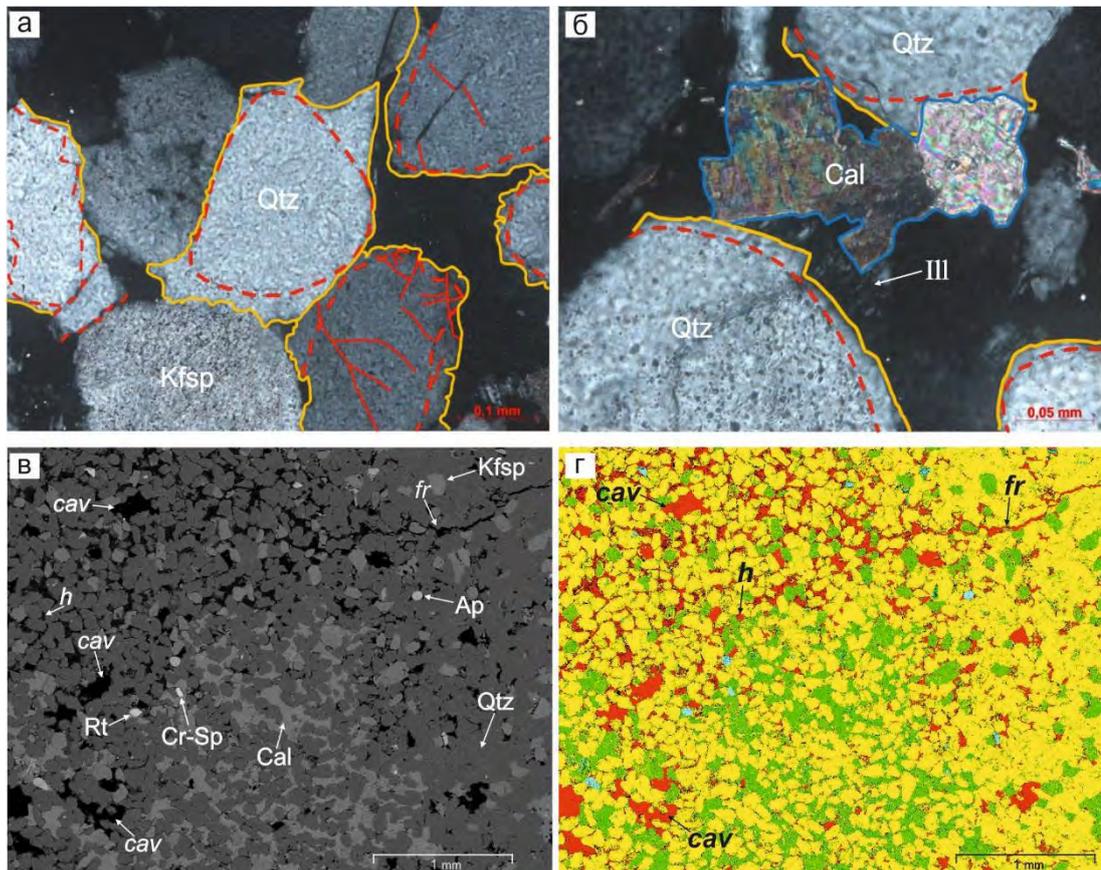


Рисунок 16. Кварцевый регенерационный, глинистый и карбонатный поровый цемент (Qtz – кварц, Kfsp – калиевый полевой шпат, Cal – кальцит, Dol – доломит, Ill – иллит, Ap – апатит, Rt – рутил, Cr-Sp – хромовая шпинель, h – поры межзерновые, cav – поры растворения карбонатного цемента) а – агрегат зерен кварца, трещиноватых и скрепленных регенерационным цементом (обр. 3/15, ув. $\times 20$; ник. X); б – кальцит, заполнивший поровое пространство после регенерационного кварца (обр. 3/15, ув. $\times 40$; ник. X); в, г – очаговое распределение вторичного карбонатного цемента (светло-серые и зеленые области), заполняющего межзерновые поры песчаника (черные и красные области), фото в обратно отраженных электронах (обр. 3/16)

Регенерационный кварц сформировался в результате перераспределения вещества на месте под действием растворения под давлением, о чем свидетельствуют волнистые, изогнутые вторичные контакты между зернами (рисунок 16, а), но не исключается, что часть кремнезема была привнесена извне. Регенерационный кварц сформирован в кислой среде при $\text{pH} < 7$. Кварц слабо растворим в кислой обстановке, поэтому перераспределение и отложение вещества происходило на месте с формированием регенерационных каемок.

Считается, что регенерации кварца отвечает глубина погружения отложений, равная $\sim 1500\text{--}1800$ м [Пероziо, 1971]. В соответствии с реконструированными мощностями до размыва отложений, максимальные палеоглубины для лландоверийских пород нижнего силура скв. Ледянская 3 после накопления вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований триаса и максимального погружения синеклизы составили приблизительно 2200 м. Мощность мойеронской свиты (O_2mr), перекрывающей кунтыкахинскую свиту (O_2kn), составляет 29,2 м. С учетом мощности отложений последней (81,2 м), палеоглубина подошвы исследуемых терригенных отложений кунтыкахинской свиты составляла ~ 2300 м, палеотемпература в породах с учетом величины палеоградиента ($5^\circ\text{C}/100$ м) – около $115\text{--}120$ °С.

Исследования углеродистых мергелей (граптолитовых сланцев) мойероканской свиты (S_1^1mr) из опорного разреза долины р. Мойеро, расположенного юго-восточнее скв. Ледянская 3, выявили невысокую катагенетическую превращенность ОВ ($МК_1$), соответствующую палеоглубинам погружения отложений $\sim 1800\text{--}2000$ м.

Доломитовый и кальцитовый цемент – это более поздние образования, так как подобный цемент заполняет поровое пространство после регенерационного кварца. О новообразовании карбонатных минералов свидетельствует нередко ксеноморфная форма кристаллов последних, более того, в кристаллах доломита проявлена зональность, что также свидетельствует о перераспределении вещества (рисунок 17, а, б).

Ксеноморфные кристаллы и агрегаты вторичного кальцита прорастают межзерновое пространство и выполняют тонкие промежутки (интерстиции) между зернами кварца (рисунок 17, в, г). Кристаллы и агрегаты доломита образованы идиоморфными ромбоэдрами и неправильно-ромбоэдрическими кристаллами. В межзерновом (поровом) пространстве песчаников развит прозрачный, не замутненный примесью первичного вещества, ромбоэдрический доломит (рисунок 17, д, е). Характерными признаками ромбоэдрических кристаллов доломита, развитых по глинистому цементу являются зональное строение, наличие темных ядер (замутненных включениями реликтового глинисто-железистого материала) и внешних прозрачных оторочек в виде одной-двух концентрических зон (рисунок 17, ж, з).

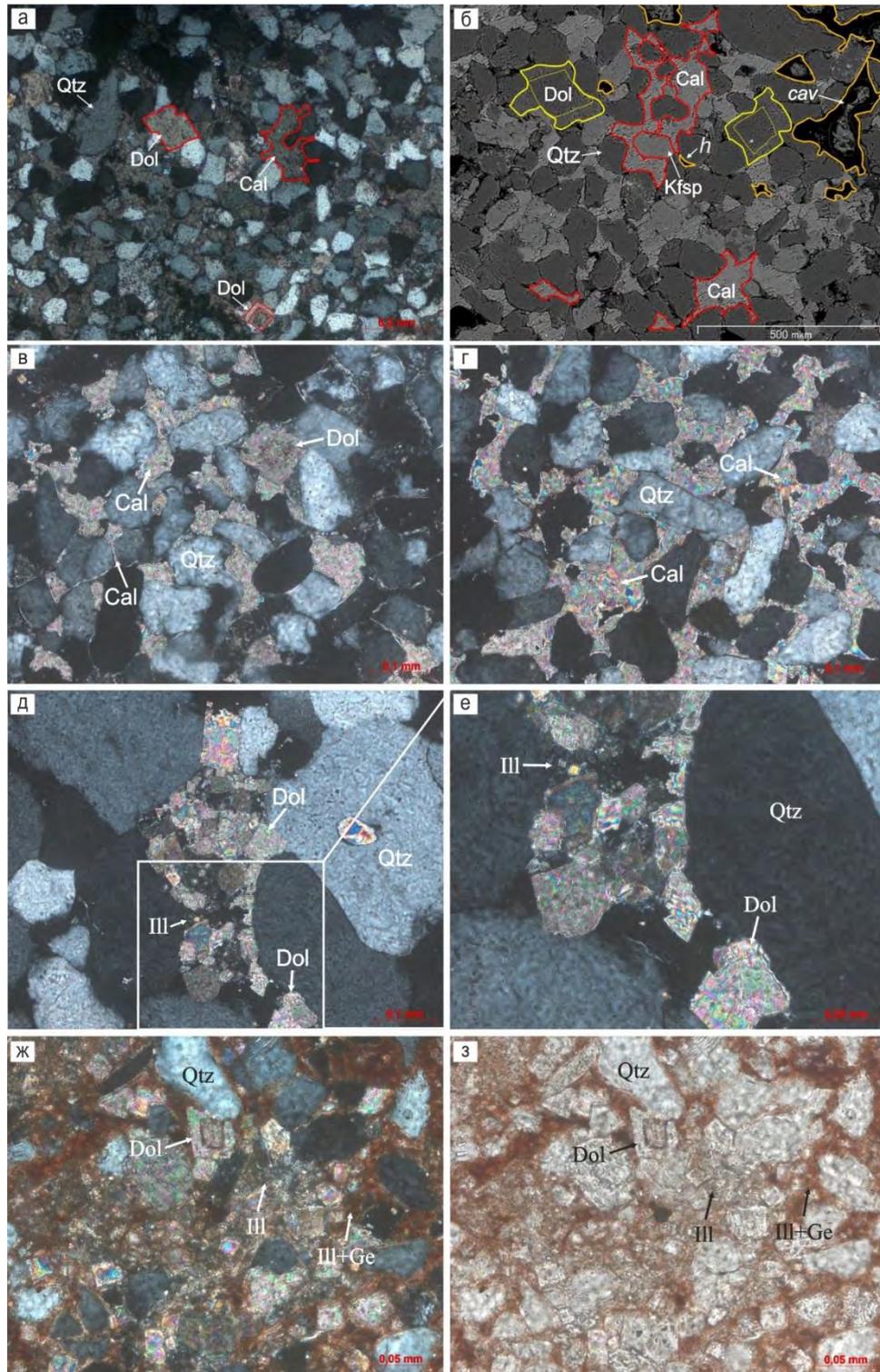


Рисунок 17. Постседиментационные кальцитизация и доломитизация (Dol – доломит, Cal – кальцит, Qtz – кварц, III – иллит, III+Ge – иллит + гетит)

а, б – ксеноморфные и зональные гипидиоморфные кристаллы и агрегаты кальцита и доломита (обр. 3/16, а – ув. $\times 10$, ник. X; б – фото в обратно отраженных электронах); в, г – базально-порový, кальцитовый и доломитовый цемент. Вторичные карбонатные минералы прорастают межзерновое пространство и выполняют тонкие промежутки (интерстиции) между зернами кварца (обр. 3/16, ув. $\times 10$, ник. X); д, е – агрегат ромбоэдрических кристаллов доломита, замещающий глинистый агрегат и выполняющий межзерновое пространство (обр. 3/15, д – ув. $\times 20$; е – ув. $\times 40$; ник. X); ж, з – зональные ромбоэдры доломита, развитые по железисто-глинистому цементу (обр. 3/23, ув. $\times 40$; ж – ник. X; з – ник. II)

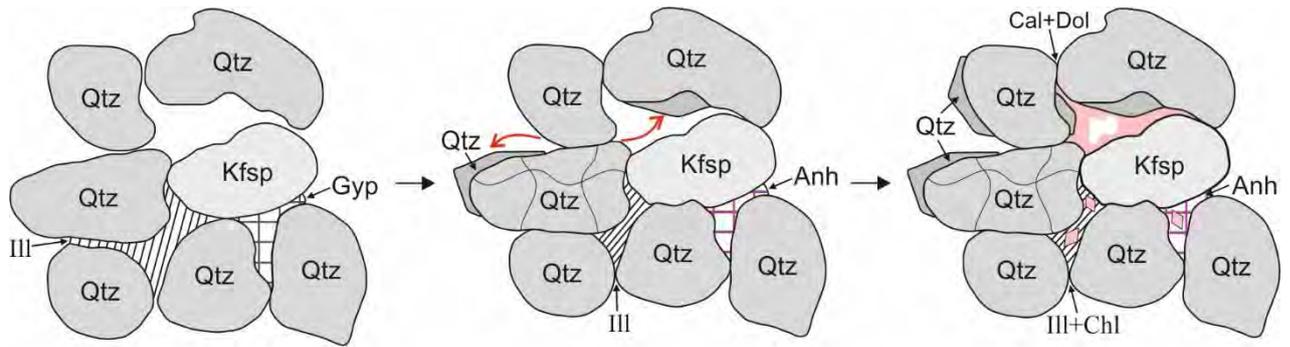


Рисунок 18. Концептуальная модель формирования цемента песчаников, развивающаяся по мере погружения отложений (Qtz – кварц, Kfsp – калиевый полевой шпат, Cal – кальцит, Dol – доломит, Gyp – гипс, Anh – ангидрит, Ill – иллит, Chl – хлорит)

Процессы кальцитизации и чаще доломитизации в изученных породах являются результатом особенностей условий осадконакопления песчаников в мелководно-морском бассейне с повышенной соленостью, что привело к формированию доломитового цемента в результате кристаллизации доломита из поровых высокоминерализованных растворов, минерализация которых могла увеличиваться за счет частичного растворения седиментационно-диагенетических сульфатов кальция (гипса и ангидрита). Кристаллизация сульфатов и карбонатов кальция и магния происходила в последовательности: гипс, ангидрит (седименто- и диагенез) – кальцит – доломит (катагенез) (рисунок 18).

Кальцит и доломит, образующие поровые выполнения, сформировались в щелочной обстановке при $\text{pH} > 8,2-9$. При этом кальцит кристаллизуется в менее щелочных условиях среды в сравнении с доломитом. По мере осаждения химических соединений в виде кварца и увеличения температуры раствора в результате дальнейшего погружения отложений, происходило изменение pH среды с повышением щелочности раствора, что в конечном итоге приводило к выпадению из него кальцита и позднее доломита. С ростом температуры растворимость соединений увеличивается, что способствует росту минерализации раствора. Циркуляция щелочных растворов, насыщенных ионами Ca и Mg, способствовала частичному растворению и замещению зерен кварца, ограничивающих стенки пор, с формированием агрегатов кальцита и доломита в межзерновом пространстве.

Повышенные содержания магния в поровых растворах объясняются удалением из них части кальция и его осаждением в составе гипса в прибрежно-морской, близкой к лагунной, обстановке, господствовавшей в период накопления терригенных отложений. Поступление ионов Ca в раствор определялось их высвобождением при разложении основных плагиоклазов. Поступление ионов Mg и Ca в поровые растворы, способствовавших кристаллизации доломита, также могло быть вызвано гидролизом хлорита, монтмориллонита и сульфатов в составе цемента вмещающих пород и породообразующих минералов, внедрявшихся в осадочные толщи интрузий

долеритов при повышенных температурах, обусловивших дополнительный прогрев отложений. В разрезе Ледянской скв. 3 пластовых тел долеритов не зафиксировано, но севернее Ледянской скв. 358 в составе кунтыкахинской свиты вскрыта интрузия долеритов мощностью 145 м. Увеличению щелочного резерва раствора способствовали ионы К и Na, образующиеся при разложении щелочных полевых шпатов (ортоклаза), микроклина, кислого плагиоклаза (альбита).

О дополнительном прогреве ордовикско-силурийских отложений, вызванном действием траппового магматизма, также свидетельствуют результаты микротермометрических исследований флюидных включений в кристаллах доломита первой и второй генераций из вышележащих пород венлокского отдела нижнего силура скв. Ледянская 3. Палеоглубины (от 2680 до 3940 м) и обусловленные ими палеотемпературы (от 134 до 197 °С), рассчитанные по данным исследования флюидных включений в кристаллах доломита, показали, что они заметно превышают региональные значения (2000 м и 100 °С). Результаты исследований позволили прийти к выводу, что в процессе доломитизации силурийских отложений определяющее значение имел трапповый магматизм, вызвавший дополнительный прогрев отложений, усилив и ускорив процесс доломитизации известняков, начавшийся под действием эвапоритовых рассолов. 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.

Карбонатизация существенно сокращает, но не полностью ликвидирует поровое пространство изученных песчаников. Впоследствии поры были несколько увеличены за счет селективного растворения сульфатно-карбонатного цемента. Химическому растворению карбонатных минералов способствовала циркуляция пластовых вод с более низкими значениями pH. По мере выпадения из раствора химических соединений в виде доломита и падения температуры происходило изменение pH среды с повышением кислотности раствора.

Таким образом, в шлифах песчаников проявлены следующие вторичные изменения: уплотнение пород – процессы регенерации зерен кварца и новообразования кальцита и доломита в порах (кальцитизация и доломитизация) – селективное выщелачивание.

§ 3.4. Фильтрационно-емкостные свойства пород. Классы коллекторов, породы-флюидоупоры

§ 3.4.1. Корреляционные зависимости между основными оценочными параметрами пород-коллекторов и флюидоупоров

§ 3.4.1.1. Породы – коллекторы

Физические свойства изучались для выделения в разрезах ордовикских отложений проницаемых пластов и типов пород, имеющих пустотное пространство, способное аккумулировать углеводороды, а также для выявления соотношения коллекторских и капиллярных свойств пород. Определение содержания остаточной воды в исследуемых песчаных и алевритовых породах различного гранулометрического состава позволило установить их эффективную пористость и сопоставить ее со значениями коэффициента газопроницаемости.

Свойство породы аккумулировать углеводороды более полно характеризуется эффективной пористостью, по сравнению с емкостью насыщения, обусловленной открытой пористостью. Это связано с тем, что часть порового пространства породы занята остаточной водой. Тогда, зная открытую пористость и остаточную водонасыщенность, можно рассчитать эффективную пористость по формуле (3).

$$K_{пэф} = K_{п} \times (1 - K_{во}), (3)$$

где $K_{пэф}$ – коэффициент эффективной пористости, %; $K_{п}$ – коэффициент открытой пористости, %; $K_{во}$ – коэффициент остаточной водонасыщенности, %.

Эффективная пористость характеризует свободный объем систем взаимосвязанных пор за вычетом части порового пространства, занятого связанной водой [Смехов, Дорофеева, 1987].

Сопоставление величин эффективной пористости (установленной как разность между открытой пористостью и частью пор, занятых остаточной водой) со значениями абсолютной газопроницаемости позволило отнести исследуемые обломочные породы к трем классам коллекторов по классификации А.А. Ханина [Ханин, 1956; 1958].

В основу классификации терригенных пород – коллекторов нефти и газа А.А. Ханина положены зависимости абсолютной газопроницаемости от эффективной пористости (с поправкой на остаточную воду) для песчаных и алевритовых коллекторов. Породы-коллекторы по величине газопроницаемости разбиты на пять классов (I-V): с газопроницаемостью более 1000 мД, 1000–500 мД, 500–100 мД, 100–10 мД и менее 10 мД. Выделенные классы коллекторов соответствуют тому или иному значению их эффективной емкости. Отдельные классы представлены четырьмя группами коллекторов с соответствующими абсолютной газопроницаемостью и эффективной пористостью или пределами их изменения, отличающихся

преобладанием той или иной гранулометрической фракции – крупно- и среднезернистой (0,5–1 и 0,25–0,5 мм) или мелкозернистой (0,1–0,25 мм) для песчаников и крупнозернистой (0,1–0,05 мм) или мелкозернистой (0,05–0,01 мм) для алевролитов [Ханин, 1958; Кобранова, 1962].

На основе изучения вещественного состава, емкостных и фильтрационных свойств исследуемые литологические типы песчаных пород отнесены к III, IV и V классам. Повышенными коллекторскими свойствами в ордовикских отложениях обладают: 1. Мелко-среднезернистые и средне-мелкозернистые кварцевые и кварцитовидные олигомиктовые песчаники – поровые и каверново-поровые коллекторы III класса проницаемость которых составляет 226,44–358,20 мД, открытая пористость – 13–19,8 %, эффективная пористость – 11,13–12,97 %. Они приурочены к интервалам разреза 951–940 м (скв. Ледянская 2) и 957–953,3 м (скв. Ледянская 3). 2. Средне-мелкозернистые и мелкозернистые алевроитистые и алевроитовые песчаники – поровые коллекторы IV класса проницаемость которых 32,38–90,31 мД, открытая пористость – 14,77–17,28 %, эффективная пористость – 9,59–11,82 %. Они подстилают и перекрывают породы-коллекторы III класса и приурочены к интервалам 957,5–951 м и 940–925 м (скв. Ледянская 2) и 953,3–949,5 м (скв. Ледянская 3). Породы-коллекторы III и IV классов выделяются в интервалах: 957–925 м (скв. Ледянская 2) и 963,9–949,5 м (скв. Ледянская 3). Ниже по разрезу на уровнях 972–977,5 м (скв. Ледянская 2) и 993–987 м, 972–967 м (скв. Ледянская 3) выделяются пачки мелкозернистых алевроитовых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами, которые относятся к порово-трещинным коллекторам V класса. Следует отметить, что разрезы Ледянских скважин 2 и 3 сопоставимы по литологической и петрофизической характеристике, однако песчаники вихоревского горизонта в скважине Ледянская 2 имеют бóльшие мощность и фильтрационно-емкостные свойства (рисунок 19).

В кровле песчаников вихоревского горизонта скв. Ледянская 2 (инт. 935–925 м) с повышенными значениями кажущегося сопротивления, зафиксированы выделения капельно-жидкой черной нефти, насыщающей поры (коэффициент остаточной нефтенасыщенности 24 %). Песчаники характеризуются изотропностью фильтрационных свойств (коэффициент фильтрационной анизотропии 0,93) при проницаемости параллельной напластованию 36,6 мД и открытой пористости 9–9,4 % (коллекторы IV класса). В породах концентрация легких битумоидов, извлекаемых петролейным эфиром (Бп.э. 0,16 %) и хлороформного битумоида (ХБА 0,64 %) достигает значений, характерных для продуктивных пород залежей. Вторичный битумоидный фон (при $S_{орг}$ 0,02 %) свидетельствует о наличии аккумуляции в указанном интервале коллектора углеводородных флюидов. Соотношение содержаний ХБА пласта насыщенных песчаников с перекрывающими экранирующими отложениями (инт. 925–905 м и выше) равно 0,64 % против 0,005–0,0025 %. Ниже (инт. 935–957 м) разрез представлен однородными по коллекторским свойствам водонасыщенными песчаниками (рисунок 19).

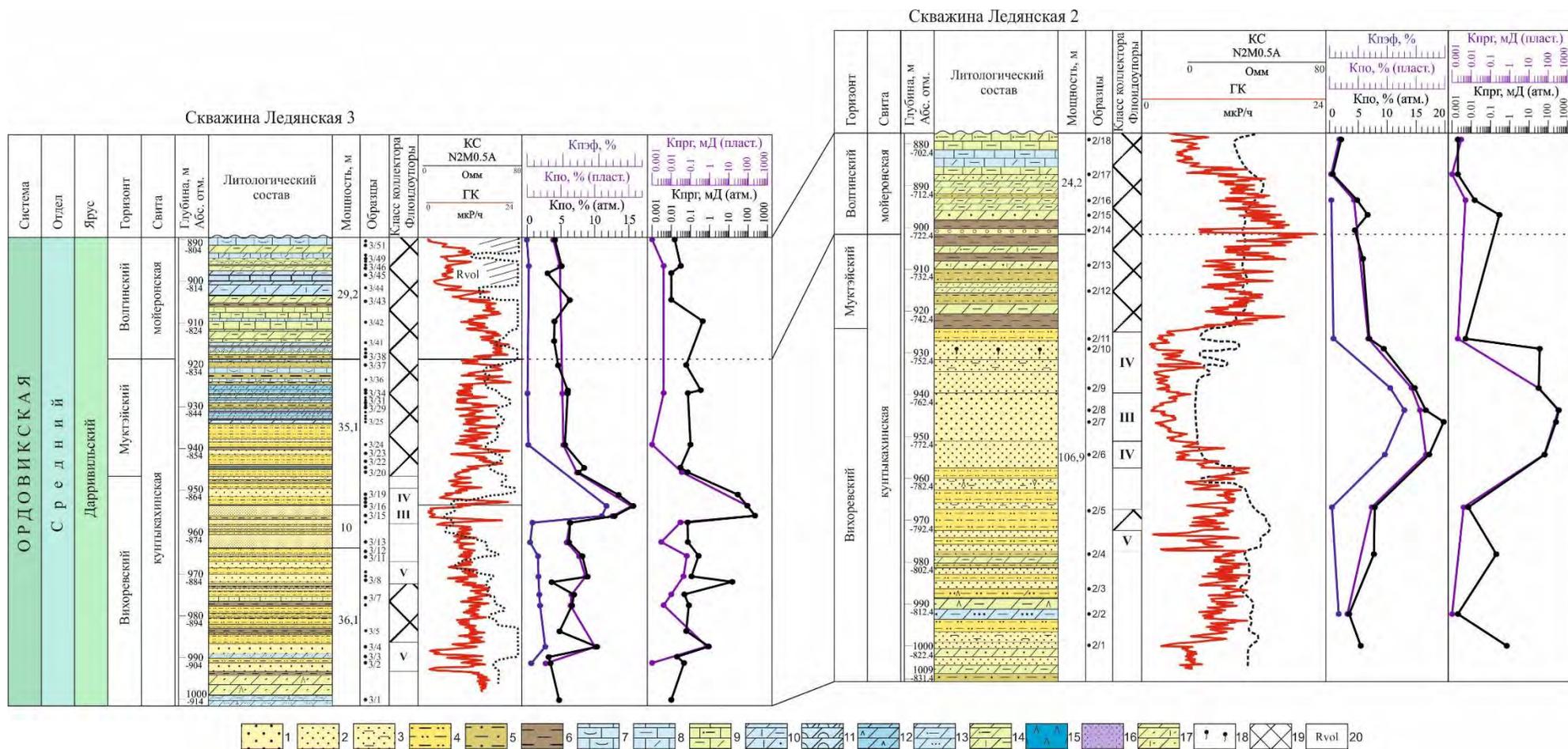


Рисунок 19. Литолого-петрофизические разрезы среднеордовикских отложений, вскрытые Ледянскими скв. 2 и 3. Масштаб 1:1000

1–3 – песчаники: 1 – мелко-среднезернистые, 2 – мелкозернистые, 3 – глинистые; 4 – алевролиты; 5 – алевроаргиллиты; 6 – аргиллиты; 7–9 – известняки: 7 – органогенно-обломочные, 8 – слабо глинистые и доломитовые, 9 – глинистые, доломитовые и алевритистые; 10–14 – доломиты: 10 – известковистые, слабо глинистые или песчанистые, 11 – строматолитовые, 12 – сульфатоносные, 13 – песчанистые и алевритистые, 14 – глинистые, известковистые и слабо алевритистые; 15 – ангидриты и гипсы; 16 – соли; 17 – мергели алеврито-доломитовые и известковистые; 18 – нефтенасыщенность; 19 – флюидоупоры; 20 – каротажный электрорепер

Зависимость проницаемости от коэффициента пористости и геометрии порового пространства может быть показана на примере статистической связи между проницаемостью и пористостью для различных по структуре песчаных пород-коллекторов. График не отражает строгой функциональной связи между указанными параметрами, что обусловлено зависимостью пористости от суммарного объема всех поровых каналов, а проницаемости – от структурных показателей: формы, диаметра и взаимосоединяемости поровых каналов. Эти параметры определяют объем и траектории фильтрующегося газа. Главная закономерность, характерная для гранулярных коллекторов, заключается в общей тенденции увеличения пористости в породах с высокими фильтрационными свойствами (рисунок 20).

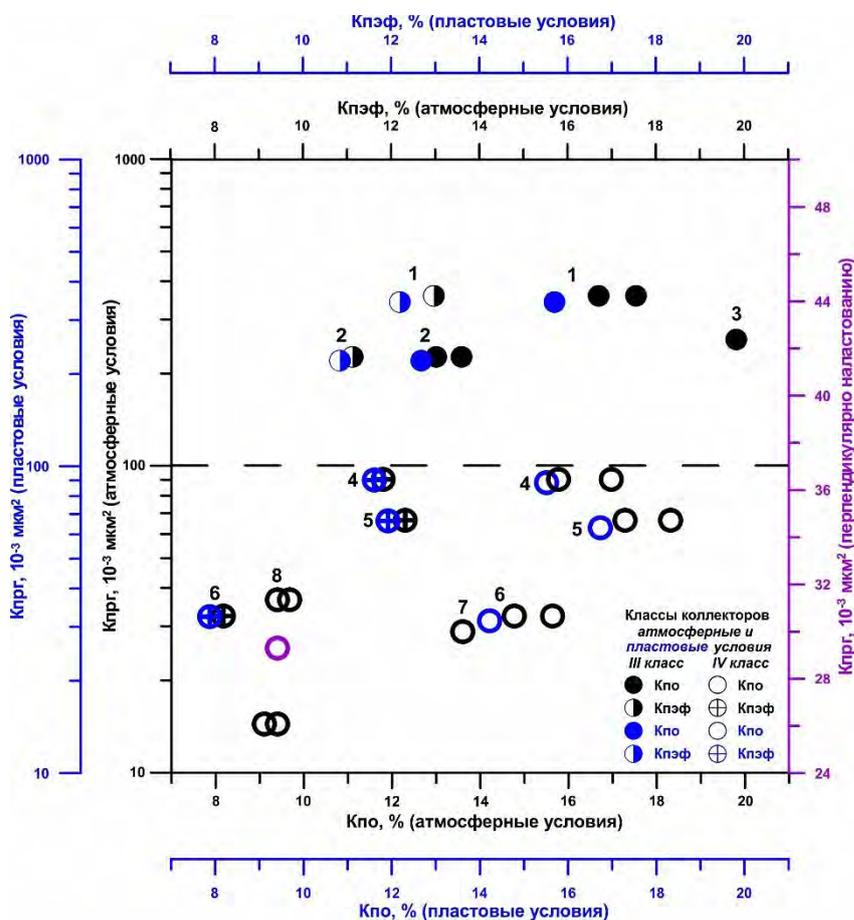


Рисунок 20. Соотношение между коэффициентами газопроницаемости, открытой и эффективной пористости в атмосферных и пластовых условиях $K_{прг} = f(K_{по}, K_{пэф})$ для песчаных коллекторов III и IV классов (Мо – мода, Md – медиана)

1–3 – Поровые и каверново-поровые коллекторы III класса (обр. 2/7, 2/8, 3/15) – мелко-среднезернистые (Мо – 0,21–0,25 мм, Md – 0,19–0,23 мм) мономиктовые и олигомиктовые песчаники с кварцевым регенерационным и поровым карбонатно-глинистым (до 20 %) цементом (проницаемость 226,44–358,20 мД, открытая пористость – 13–19,8 %, эффективная пористость – 11,13–12,97 %, остаточная водонасыщенность – 14,42–22,27 %, объемная плотность – 2,19–2,31 г/см³); **4–8** – Поровые коллекторы IV класса (обр. 2/6, 2/9, 2/10, 3/16, 3/19) – Мелкозернистые алевритистые песчаники (Мо – 0,148 мм, Md – 0,136 мм) с кварцевым (регенерационным) и глинисто-карбонатным (поровым до базального, прорастания) (25–40%) цементом (проницаемость 32,38–90,31 мД, открытая пористость – 14,77–17,28 %, эффективная пористость – 11,13–12,97 %, остаточная водонасыщенность – 14,42–22,27 %, объемная плотность – 2,19–2,31 г/см³).

эффективная пористость – 9,59–11,82 %, остаточная водонасыщенность – 25,07–44,51 %, объемная плотность – 2,18–2,41 г/см³)

Тип коллектора устанавливался по величинам параметров эффективной емкости и абсолютной газопроницаемости. Величина эффективной пористости тесно связана с проницаемостью коллекторов. Породы-коллекторы, имея близкий объем открытых сообщающихся поровых каналов, т.е. пористость открытую, за счет геометрии порового пространства удерживают различное количество связанной воды. Поэтому величина эффективной пористости существенно различна в породах с разной проницаемостью. В пределах одного класса коллекторов при близких значениях проницаемости эффективная пористость для различных гранулометрических типов песчаных пород не будет одинакова, но будет возрастать от крупно- и среднезернистых к мелкозернистым песчаным коллекторам, чтобы обеспечить улучшенную проницаемость при более сложной структуре порового пространства этих пород.

Класс коллекторов III со средними проницаемостью и емкостью представлен кварцевыми и кварцитовидными олигомиктовыми песчаниками, мелко-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми с примесью крупных псаммитовых зерен, с кварцевым регенерационным и поровым карбонатно-глинистым (до 20%) цементом с проницаемостью 226,44–358,20 мД и соответствующими эффективной 11,13–12,97 %, а также открытой 13–16,68 % (максимально до 19,8 %) пористостью (1 группа). В средне-мелкозернистых песчаниках содержание зерен двух псаммитовых фракций в породе почти равное: 46 % (0,1–0,25 мм) против 37 % (0,25–0,5 мм), поэтому значения эффективной пористости попадают в диапазон величин 11–15 %, характерный для первой группы коллекторов III класса, сложенных крупно- или среднезернистой песчаной фракцией. Медианный диаметр обломочных частиц коллекторов III класса 0,19–0,23 мм.

К классу коллекторов IV с пониженными проницаемостью и емкостью отнесены кварцитовидные олигомиктовые песчаники средне-мелкозернистые и преимущественно мелкозернистые, алевритистые и алевритовые с кварцевым (регенерационным) и глинисто-карбонатным (поровым до базального, прорастания) (25–30%) цементом (2 группа), подстилающие и перекрывающие коллекторы III класса. В породах преобладает мелкозернистая (0,1–0,25 мм) песчаная фракция (57–62 %), содержание среднезернистой (0,25–0,5 мм) фракции 8–23 %, алевритовой (менее 0,1 мм) 17–29 %, примесь крупнозернистой (0,5–1 мм) фракции – 1–3 %. Медианный диаметр обломочных частиц в коллекторах IV класса 0,14–0,15 мм.

Пористость и в особенности проницаемость изученных терригенных пород снижаются с уменьшением диаметра образующих породу зерен и/или увеличением их неоднородности по размеру, ростом удельной поверхности породы (т.е. поверхности ее пор), а, следовательно, уменьшением пор, чем в совокупности с бóльшим содержанием цементирующей части

определяются значения коллекторских свойств литологических разностей, отнесенных к IV классу. Их абсолютная газопроницаемость составляет 32,38–90,31 мД, эффективная пористость изменяется от 9,59 % до 11,82 %, открытая пористость – от 14,77 % до 17,28 %.

Установлено, что близкие по емкостным свойствам среднепористые образцы песчаников III и IV классов существенно отличаются проницаемостью, т.е. две среды с близкими величинами пористости имеют совершенно различные значения проницаемости. Известно, что проницаемость горных пород более чувствительна к изменениям структуры порового пространства, чем пористость, и ее отклонение в породах в сторону уменьшения отражает более сложную структуру порового пространства. Пористость же горных пород определяет только сумму всех взаимосвязанных поровых каналов [Смехов, Дорофеева, 1987].

В цементированных кластических породах соотношение содержаний пор различного размера и распределение их по объему породы обуславливаются размером каркасных обломков и характером распределения в породе цемента. Проницаемость определяется особенностями структуры порового пространства (размерами поперечного сечения и формой поровых каналов). Максимальную проницаемость имеют средне-мелкозернистые алевритистые и мелко-среднезернистые песчаники с кварцевым регенерационным и поровым глинисто-карбонатным (хлоритово-гидролюдистым и доломитовым) (14–20%) цементом с крупными по величине порами, занимающими преобладающий объем порового пространства (рисунок 20, точки 1–3).

Меньшую проницаемость имеют средне-мелкозернистые и мелкозернистые алевритовые песчаники с кварцевым (регенерационным) и глинисто-карбонатным (поровым до базального) цементом (25–30 %), во-первых, в связи с более сложной структурой порового пространства, имеющего близкий объем по отношению к объему породы (в сравнении с коллекторами III класса), но меньший радиус пор, т.е. больший объем мелких и средних капиллярных пор по отношению к объему порового пространства, определяющих небольшой объем фильтрующегося газа. Во-вторых, это связано с большей долей субкапиллярных пор, заполненных связанной водой, которая не может перемещаться при градиентах давлений (рисунок 20, точки 5–8).

На рисунке 21 показаны зависимости эффективной пористости и абсолютной газопроницаемости пород от содержания в них цемента. Мелко-среднезернистые и средне-мелкозернистые песчаники (коллекторы III класса) с глинисто-карбонатным поровым цементом количестве 16–20 % имеют высокие эффективную пористость 14–15 % и абсолютную газопроницаемость 226–358 мД и наиболее благоприятны как возможные коллекторы нефти.

Основными факторами, определяющими коллекторские свойства терригенных пород, помимо количества цемента, является их гранулометрический состав. Проницаемость мелкозернистых и средне-мелкозернистых песчаников (коллекторы IV класса) с кварцевым регенерационным и глинисто-карбонатным поровым цементом (25 %) снижается до 90 мД,

эффективная пористость составляет 11,82 %; мелкозернистые алевритистые песчаники с доломитовым поровым, участками базально-поровым цементом (30 %) имеют проницаемость 30–32 мД, эффективную емкость 10,14 %, и, наконец, мелкозернистые песчаники (коллекторы V класса) с ангидрито-известково-доломитовым базальным цементом (35–40 %) практически непроницаемые или низкопроницаемые, проницаемость их составляет ~1 мД, величина эффективной пористости равна ~ 3 %. Среди них выделяются трещиноватые разности, трещинная проницаемость которых достигает 14–15 мД.

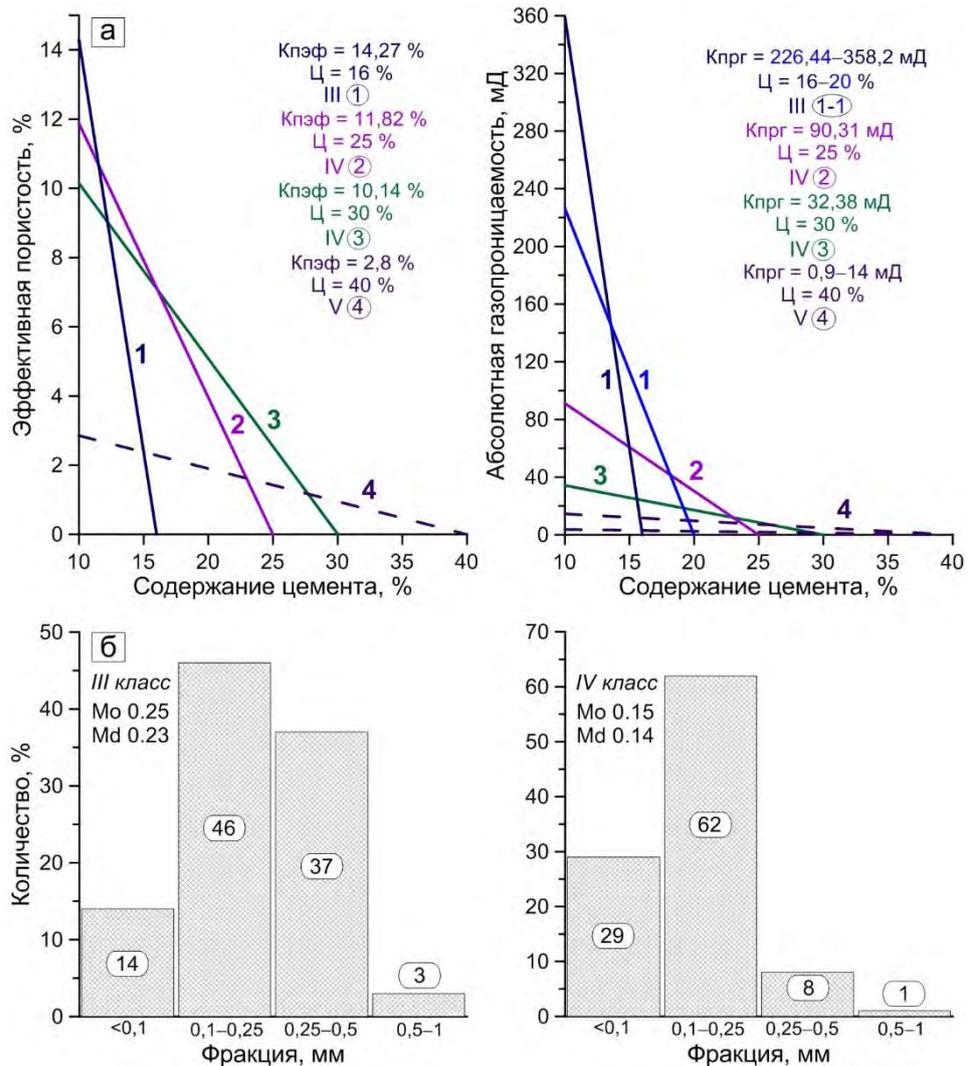


Рисунок 21. Графики зависимости пористости и проницаемости пород от содержания в них цемента различного типа (а) и гранулометрический состав двух классов коллекторов песчаников (б). Цемент: 1 – пленочно-поровый; 2 – регенерационный, поровый; 3 – поровый, базально-поровый; 4 – базальный

Результаты исследований фильтрационно-емкостных свойств пород в пластовых условиях показали изменение ФЕС при переходе от атмосферных к пластовым условиям: открытая пористость уменьшилась на 1,65–5,94 %, абсолютная газопроницаемость на 2,03–4,98 %. Снижение эффективной пористости относительно открытой достигает 14,42–44,51 %.

Представляет интерес сравнение значений газопроницаемости, характеризующей два взаимно противоположных направления: перпендикулярное и параллельное напластованию. Выявляется принципиальное различие фильтрационных свойств, присущих поровым и сложным типам коллекторов. Проницаемость одинакова по направлениям в изотропных породах-коллекторах порового типа. В разрезе скважины Ледянская 2, в кровле кунтыкахинской свиты (глубина 929 м) в кварцевых мелкозернистых песчаниках по перпендикулярному и двум параллельным направлениям газопроницаемость имеет близкие значения в соотношении соответственно 29,3 : 36,6 : 14,4 мД, при величинах открытой пористости 9–9,4 % (см. рисунок 20, точки 8) (коллекторы IV класса). Коэффициент фильтрационной анизотропии составляет 0,93. В мелких порах песчаников описаны включения капельно-жидкой темно-коричневой нефти [Старосельцев, Дивина, 2011]. Коэффициент остаточной нефтенасыщенности составил 24 %.

Как правило, изотропность фильтрационных свойств характерна не только для поровых, но и чисто трещинных коллекторов, которые отличаются развитием системы разноориентированных трещин, определяющих проницаемость в горизонтальном и вертикальном направлениях. Однако коллектора сложного типа (трещинно-порового, каверново-трещинного и каверново-порового) отличаются резкой анизотропией фильтрационных свойств. За счет преобладающей ориентировки трещин максимальные значения проницаемости присущи либо параллельному, либо перпендикулярному направлению.

В разрезе скважины Ледянская 3, в интервале глубины 972–967 м, в мелкозернистых песчаниках, переслаивающихся с алевролитами, выделяются трещиноватые разности (см. рисунок 19, обр. 3/8). В направлении, параллельном слоистости данных пород, проницаемость выше, чем в направлении, ему перпендикулярном (явление анизотропии). Проницаемость трещинная, достигающая 15 мД, гораздо значительнее их межгранулярной проницаемости, не превышающей 0,14 мД (коэффициент фильтрационной анизотропии 10,31). Пустотное пространство занимает незначительную часть объема этих пород и составляет 3–3,74 %, часть которого приходится на емкость трещин, как правило, равной от 0,5 до 3 % [Кобранова, 1962; Багринцева, 1999], что объясняется незначительной их раскрытостью.

Количество остаточной воды в поровых коллекторах обусловлено геометрией порового пространства, т.е. тесно связано с проницаемостью. График соотношения остаточной водонасыщенности и абсолютной газопроницаемости показывает, что по мере улучшения фильтрационных свойств песчаных коллекторов постепенно снижается содержание остаточной воды, отражая большое влияние геометрии порового пространства. Наблюдается тесная связь между параметрами, которая проявляется в закономерности увеличения количества остаточной воды в коллекторах от III к IV классу. Диапазон значений обусловлен изменчивостью морфологии пор. Содержание остаточной воды возрастет по мере усложнения строения поровых

каналов, которое происходит за счет бóльшей извилистости, шероховатости и увеличения количества субкапиллярных пор радиусом менее 0,2 мкм (0,0002 мм). Для песчаников однородного уплотнения характерно то, что чем фракция меньше, тем больше содержание остаточной воды в породе, меньше эффективная пористость и газопроницаемость (рисунок 22).

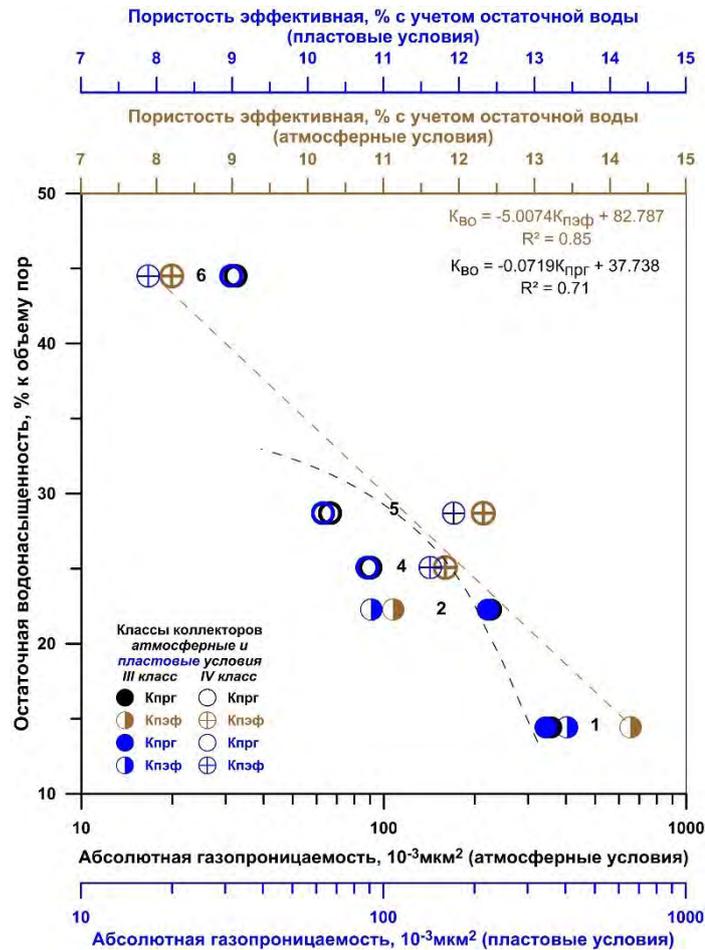


Рисунок 22. Зависимость остаточной водонасыщенности от газопоницаемости и эффективной пористости для песчаных коллекторов III и IV классов ($K_{\text{во}}$ – коэффициент остаточной водонасыщенности)

1 – песчаник полевошпатово-кварцевый средне-мелкозернистый, алевритистый с глинисто-карбонатным (гидрослюдисто-доломитовым) пленочно-поровым цементом (14–20 %) с близким распределением в породе мелкозернистой (46 %) и среднезернистой (37 %) песчаных фракций ($K_{\text{во}} = 14,42 \%$) (обр. 2/8)

2 – песчаник кварцитовидный олигомиктовый средне-мелкозернистый, алевритистый с примесью крупных псаммитовых зерен с кварцевым регенерационным и поровым карбонатно-глинистым (доломитовым и хлорито-гидрослюдистым) цементом (15–20 %) с преобладанием мелкозернистой (57 %) над среднезернистой (23 %) фракцией ($K_{\text{во}} = 22,27 \%$) (обр. 3/15)

4 – песчаник кварцитовидный олигомиктовый средне-мелкозернистый с кварцевым (регенерационным) и глинисто-карбонатным (поровым до базального) (25–30 %) цементом ($K_{\text{во}} = 25,07 \%$) (обр. 3/16)

5 – песчаник полевошпатово-кварцевый, мелкозернистый, алевритовый с глинисто-карбонатным пленочно-поровым цементом с преобладанием мелкозернистой псаммитовой (62 %) и алевролитовой (29 %) фракций ($K_{\text{во}} = 28,7 \%$) (обр. 2/9)

6 – песчаник мелкозернистый, алевритистый с доломитовым пленочно-поровым, участками базально-поровым цементом (25–40 %) ($K_{\text{во}} = 44,51 \%$) (обр. 2/6)

Пачки песчаников в разрезах вихоревского горизонта чередуются с практически непроницаемыми породами (с коэффициентом проницаемости меньшим 0,1 мД), на отдельных уровнях в пределах интервалов глубин 993–987 м, 972–967 м (скв. Ледянская 3) и 977,5–972 м (скв. Ледянская 2) – полупроницаемыми (коэффициент проницаемости которых составляет 0,9 мД) и реже проницаемыми (трещиноватыми) породами (коэффициент проницаемости до 14 мД).

К полупроницаемым и проницаемым породам, выделяющимся в интервалах разреза 977,5–972 м и 993–987 м, 972–967 м, относятся пачки песчаников мелкозернистых, алевроитовых с ангидрито-известково-доломитовым поровым и карбонатно-глинисто-железистым базально-поровым и контурным цементом (35–40 %), которые могут быть условно (вследствие небольшого количества образцов) отнесены к коллекторам V класса с низкой проницаемостью, низкой и пониженной емкостью: их абсолютная газопроницаемость составляет 0,9–14 мД, эффективная пористость – до 2,8 %, открытая пористость – 3,74–12,52 % (см. рисунок 19, обр. 3/4 и 3/8).

Результаты проведенных исследований показали, что проницаемость ухудшается с уменьшением размера зерен, степени отсортированности и увеличением степени сцементированности пород, что ранее было отмечено многими авторами, изучавшими терригенные толщи. Резкое снижение проницаемости песчаных коллекторов V класса в изученных разрезах объясняется уменьшением диаметра частиц и ростом цементации пород, заполнением пространства между более крупными частицами цементирующей глинисто-карбонатной частью, уменьшением пористости и увеличением удельной поверхности пород.

Пачки песчаников значительно отличаются от вмещающих пород по величине объемной плотности (отношению массы сухой породы к ее объему), что дает возможность использовать этот параметр при поисках коллекторов. Большие плотностные различия пород-коллекторов и флюидоупоров, залегающих совместно, служат основанием для их успешной дифференциации. Объемная плотность песчаных пород-коллекторов, находящаяся в пределах 2,19–2,41 г/см³ существенно меньше плотности подстилающих и перекрывающих терригенно-карбонатных пород-флюидоупоров в среднем 2,63 г/см³. Особенностью объемной плотности песчаников является ее связь с открытой пористостью с коэффициентом корреляции $R^2 = 0,98$ (рисунок 23).

Коэффициент эффективной пористости представляет собой отношение объема порового пространства породы, по которому движется жидкость или газ, к общему объему породы и зависит от структуры ее порового пространства (формы и размеров отдельных пор, соотношения в породе пор различной величины и их сообщаемости), в отличие от открытой пористости, определяемой совокупностью пор, сообщающихся друг с другом и атмосферой, поэтому при сопоставлении эффективной емкости и объемной плотности, наименьшей плотностью характеризуются наиболее высокопроницаемые породы. Этим объясняется также тот факт, что близким значениям объемной плотности, в основном, зависящей от открытой пористости пород,

соответствуют существенно различные значения абсолютной газопроницаемости, зависящей от структурных показателей поровых каналов, отличающиеся на порядок.

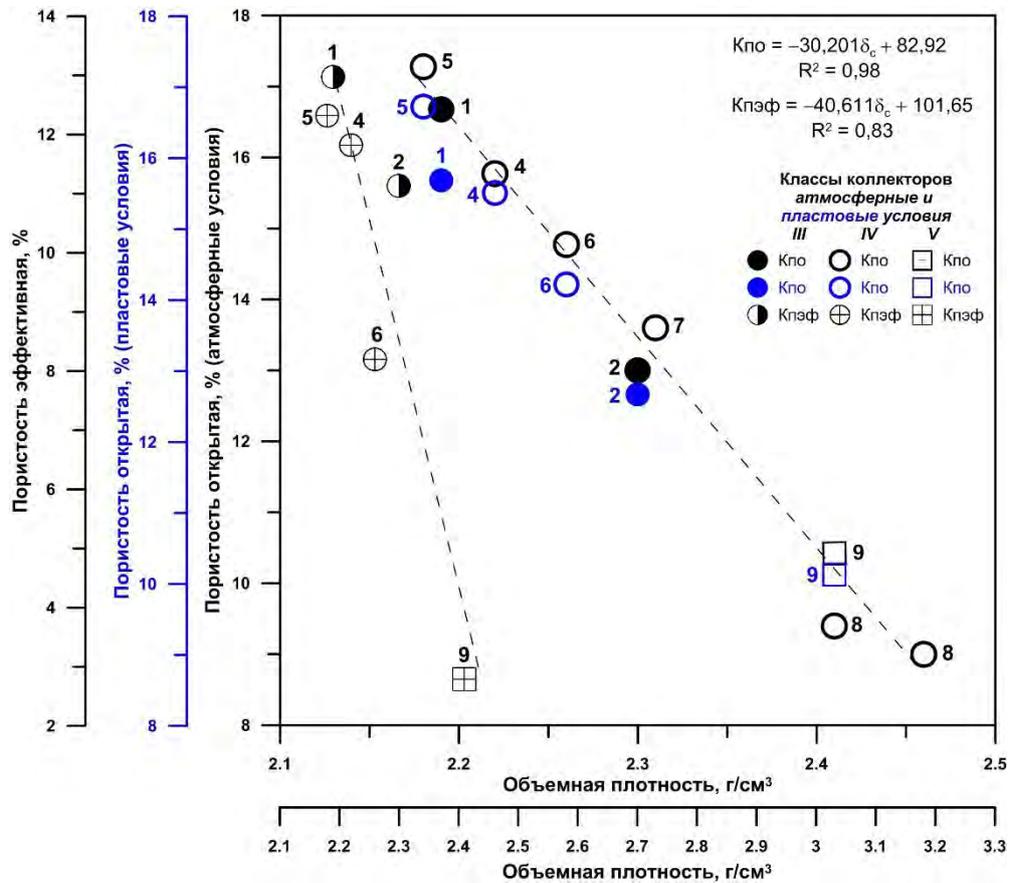


Рисунок 23. Сопоставление открытой ($K_{по}$), эффективной ($K_{пэф}$) пористости и объемной плотности (δ_c)

9 – песчаник мелкозернистый с ангидрито-известково-доломитовым базально-поровым (35–40 %) цементом (обр. 3/4) (расшифровку остальных цифр см. на рисунках 15 и 16)

В соответствии с общепризнанной схемой классификации коллекторы нефти и газа подразделяются на две группы: *простые* (поровые, каверновые и чисто трещинные) – с одной единой системой фильтрационных каналов и *сложные* – с двумя взаимосвязанными фильтрационными системами. В изученных песчаниках развиты коллекторы простого порового и сложного каверново-порового и порово-трещинного типов. Изменение межгранулярной и формирование вторичной пористости песчаных коллекторов происходило под воздействием динамической нагрузки (давления вмещающих толщ на пласт-коллектор), в значительной степени влияющей на изменение морфологии и геометрии пустотного пространства, так как является определяющей в развитии регенерационного кварцевого цемента и конформных контактов между зернами, а также трещиноватости пород. Формирование вторичной пористости пород-коллекторов происходило также за счет растворения карбонатного порового цемента.

§ 3.4.1.2. Породы – флюидоупоры

Пачки песчаников, содержащих коллекторы III и IV классов и маломощные пачки песчаных коллекторов V класса, разделяются или перекрываются практически непроницаемыми породами муктэйского и волгинского горизонтов с коэффициентом газопроницаемости меньшим 0,1 мД – 0,003–0,1 мД (в единичных образцах до 0,29–0,34 мД), эффективной пористостью 0,29–0,91 %, низкой и пониженной открытой пористостью 2,01–8,52 %. В скважине Ледянская 3 экранирующие разности пород, представленные выдержанными по составу пачками, выделяются в интервалах глубин 987–972 м (15 м) и 946,5–889,6 м (56,9 м); в скважине Ледянская 2 в интервалах – 972,4–967,4 м (5 м) и 925–877,9 м (47,1 м) (см. рисунок 19).

Породы представлены аргиллитами и алевроаргиллитами доломитистыми, мергелями доломитовыми с ангидритом и гипсом, алевролитами с железисто-доломитово-гидроослюдыстым поровым (35–40%) и доломитовым порово-базальным и базальным (50%) цементом, а также доломитами известковистыми микро-тонкокристаллическими и тонко-мелкокристаллическими сульфатоносными, глинистыми с примесью обломочного кварцевого материала (муктэйский горизонт, кунтыкахинской свита); доломитами глинистыми и известняками микрокристаллическими, слабоглинистыми (волгинский горизонт, мойеронская свита).

Породы-флюидоупоры надежно выделяются по данным ГИС и дифференцируются по данным анализа карбонатности пород. В аргиллитах доломитистых содержание нерастворимого остатка достигает 80,3 %, доломита – 19,7 %; в мергелях известково-доломитовых – кальцит 1,8–15 %, доломит 25,6–43 %, нерастворимый остаток 55,2–59,4 % (муктэйский горизонт). В доломитах глинистых, углеродистых содержание доломита 50,3–56,2 %, кальцита 17–33,1 %, нерастворимого остатка 10,7–32,7 %; в известняках доломитовых, слабо глинистых содержание кальцита 53,7 %, доломита 28,6 %, нерастворимого остатка 17,7 % (волгинский горизонт).

Фильтрационно-емкостные свойства литологических типов пород-флюидоупоров характеризуются близкими значениями. Для *аргиллитов доломитистых и доломитовых* они составляют: открытая пористость 7,7–8,52 %, общая пористость до 9,82 %, газопроницаемость 0,03–0,2 мД. Для *мергелей*: открытая пористость 6,11–7,03 %, газопроницаемость 0,048–0,34 мД. В направлении параллельном слоистости пород проницаемость несколько выше, чем в перпендикулярном ей направлении (0,34 мД против 0,28 мД). Для *доломитов микро-тонкокристаллических и тонко-мелкокристаллических, сульфатоносных, алевролитистых и песчаных* характерна пористость 3,3–6,46 %, проницаемость 0,01–0,1 мД.

Для *цементированных алевролитов* пористость 6,89–7,67 %, проницаемость – 0,005–0,071 мД. Песчаные алевролиты характеризуются преобладанием в породе алевроитовой (0,01–0,1 мм) фракции (73–88 %), где развиты мелкие (0,01–0,05 мм) и крупные (0,05–0,1 мм)

алевритовые зерна. Содержание мелкозернистой песчаной фракции (0,1–0,25 мм) 9–21 %, примесь среднезернистой фракции (0,25–0,5 мм) – 3–5 %, крупнозернистой (0,5–1 мм) – до 1 %. Для алевролитов медианный диаметр обломочных частиц – 0,074 мм, мода – 0,088 мм.

Плотные доломиты и известняки мойеронской свиты хаарктеризуются значениями открытой пористости и абсолютной газопроницаемости: *доломиты тонкокристаллические, глинистые и слабо глинистые* – 4,22–6,4 % и 0,01–0,031 мД; *известняки микрокристаллические, доломитовые, слабо глинистые* – 2,01–3,13 % и 0,003–0,01 мД (рисунок 24).

Результаты изучения фильтрационно-емкостных свойств пород показали, что снижение открытой пористости в пластовых условиях в процентах к открытой пористости в атмосферных условиях – от 0,93% до 48,15%, в среднем 10,37%. Уменьшение абсолютной газопроницаемости при переходе от атмосферных к пластовым условиям в среднем 72,01%. Эффективная пористость относительно открытой снижается в среднем на 91,87% при колебаниях 79,78–98,04 %.

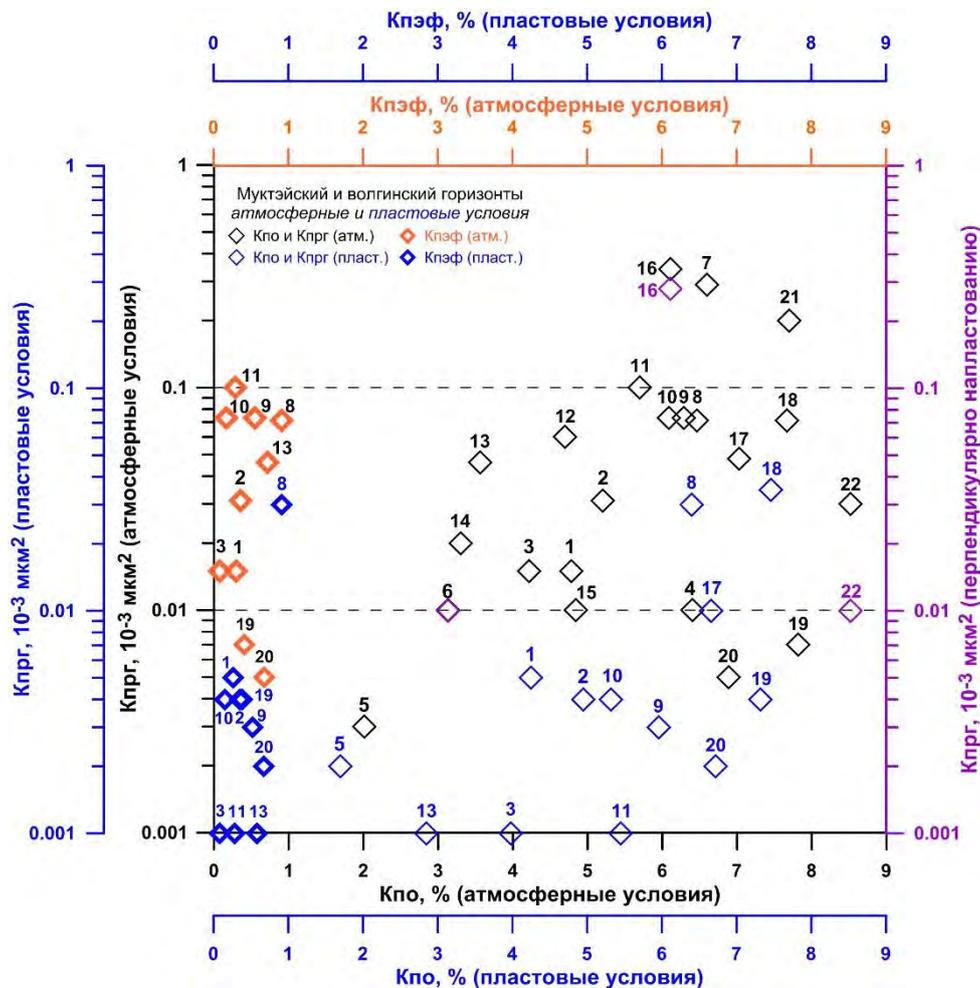


Рисунок 24. Физические свойства пород-флюидопоров 1–7 – мойеронская свита: 1–4 – доломиты: 1 – тонкокристаллический, глинистый, известковистый, слабо алевритистый (обр. 2/16), 2 – тонкокристаллический, глинистый (обр. 3/46), 3 – микро-тонкокристаллический (обр. 3/51), 4 – глинистый (обр. 3/43); 5–6 – известняки микро-тонкокристаллические, доломитовые (обр. 2/18 и 3/45); 7 – мергель доломитовый (обр. 2/15); 8–22 – кунтыкахинская свита: 8–15 – доломиты: 8–10 – тонкокристаллические

(обр. 3/34), 11–15 – микро-тонкокристаллические, ангидритистые (обр. 3/1–3/3); 16–17 – домериты с ангидритом и гипсом (обр. 3/7, 3/35); 18–20 – алевролиты с порово-базальным и базальным цементом (обр. 3/20, 2/5, 2/11); 21–22 – аргиллиты доломитистые (обр. 2/4, 3/21)

В породах-флюидоупорах радиусы пор чрезвычайно малы и практически не участвуют в фильтрации из-за полного заполнения их связанной водой, составляющей от 85,84 % до 98,04 % от объема порового пространства. Снижение проницаемости и эффективной пористости при остаточном водонасыщении будут тем больше, чем выше величина количественного содержания остаточной воды, о чем свидетельствует характер зависимости проницаемости и эффективной пористости от остаточной водонасыщенности (рисунок 25).

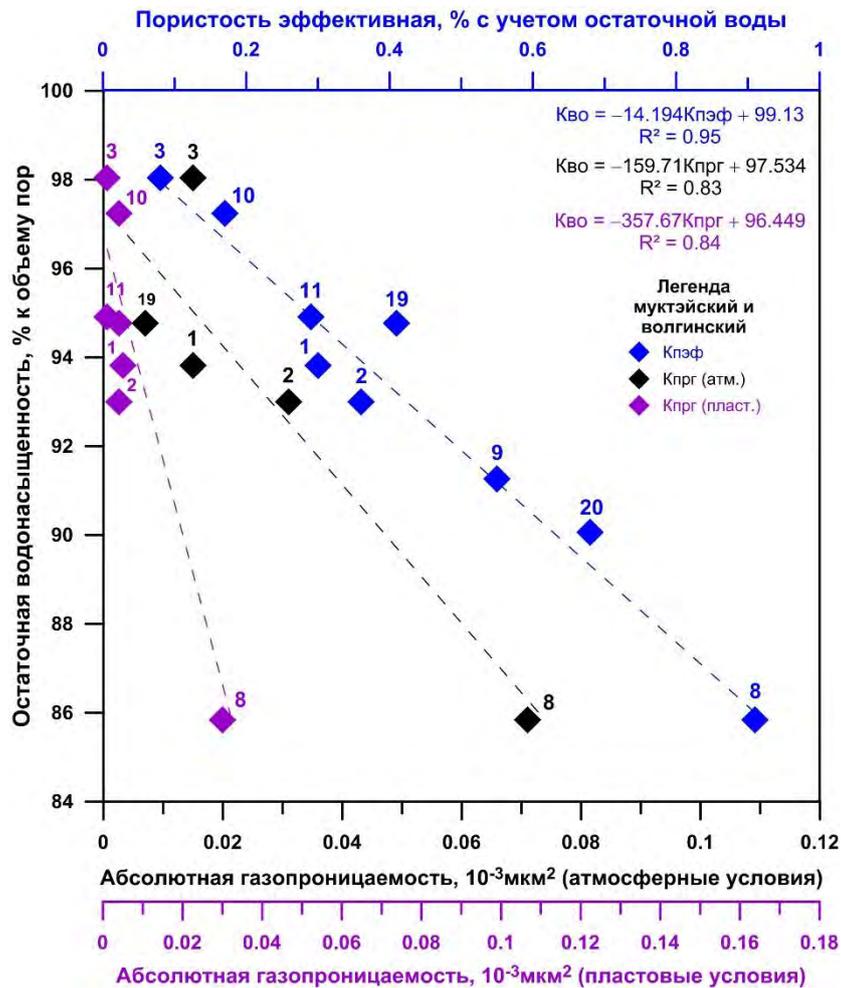


Рисунок 25. Соотношение проницаемости и эффективной пористости с остаточной водонасыщенностью для пород-флюидоупоров (расшифровка цифр см. рисунок 24)

Объемная плотность пород-флюидоупоров изменяется от 2,65 г/см³ в мергелях и аргиллитах до 2,69–2,75 г/см³ в доломитах и известняках микро-тонкокристаллических. Объемная плотность изменяется в зависимости от пористости и количества глинистой примеси в карбонатных породах. При незначительной пористости объемная плотность пород-флюидоупоров, в основном, определяется удельным весом породообразующих минералов.

§ 3.4.2. Особенности строения пустотного пространства и характер распределения остаточных флюидов в породах-коллекторах и флюидоупорах

§ 3.4.2.1. Порода-коллекторы

Критерием оценки типа коллекторов является геометрия или структура порового пространства пород (форма и размеры отдельных пор, соотношение пор различной величины и их сообщаемость), определяющая их фильтрационные свойства и количество остаточных флюидов. Качественно и количественно соотношение пор различного размера в породах определяется с применением кривых капиллярного давления. В основе способа кривых капиллярного давления лежит представление о том, что поровое пространство породы является пучком пронизывающих породу параллельных каналов различного радиуса [Кобранова, 1962].

При дифференциации пор по размеру автор использовал градацию, приведенную в монографии [Кобранова, 1962], в которой поры классифицируют на сверхкапиллярные (более 0,1 мм или 100 мкм), капиллярные (от 0,0002 до 0,1 мм или от 0,2 до 100 мкм), субкапиллярные (менее 0,0002 мм или 0,2 мкм) и ультракапиллярные (менее 0,0001 мм или 0,1 мкм).

I. Поровое пространство исследуемых проницаемых песчаников – коллекторов III класса состоит из капиллярных пор, занимающих значительную часть объема породы (77,73–85,58 %). Бóльшее количество (63,53–73,55 %) составляют крупные поры, имеющие сечения от 10 до 32 мкм (микрометров) и более. На долю капиллярных пор, имеющих размер от 0,23 до 10 мкм или от 0,00023 до 0,01 мм, приходится 12,44–14,2 %, из которых около половины (5,73–7,25 %) составляют поры диаметром 4–10 мкм (0,004–0,01 мм). Субкапиллярные поры, имеющие просвет менее 0,2 мкм или 0,0002 мм, составляют небольшую часть по отношению к объему порового пространства (14,42–22,27 %).

В коллекторах III класса диапазон поперечного сечения пор, определяющих фильтрацию флюида, составляет от 4 до 32 мкм и более (от 0,004 до 0,032 мм и более) через которые из порового пространства пород азотом вытесняется от 70,78 % до 79,28 % объема воды при давлении вытеснения 0,71 атм. При этом от 63,53 % до 73,55 % воды вытесняется через поры сечением от 10 до 32 мкм и более (от 0,01 до 0,032 мм и более) при невысоком давлении равном 0,29 атм. Для коллекторов III класса предполагаются относительно простые по форме тетраэдрические поры, которые характерны для кластических пород при плотной укладке зерен и обеспечивают несложную форму порового пространства породы [Кобранова, 1962].

Качественное рассмотрение кривых капиллярного давления показывает, что песчаникам с большим количеством однородных по размеру и крупных пор отвечают кривые с двумя характерными участками – пологим и крутым. Кривая характеризуется вначале пологим участком, далее крутизна кривой постепенно возрастает. Это указывает на наличие в породе пор

двух резко различных размеров (от 10 до 32 мкм и более, и менее 0,23 мкм). В рассматриваемом примере крупными порами слагается преобладающая часть порового пространства.

Пологий участок представляет широкое плато; его крайней левой точке отвечают относительно малые значения капиллярного давления – 0,71 атмосфер (атм) и значения водонасыщенности, равные 20,72–29,22 %. Это указывает на то, что от 70,78 % до 79,28 % порового пространства породы слагается порами относительно большого среднего радиуса (от 4 до 32 мкм и более), определяющих фильтрацию флюидов через пористую среду, из которой от 63,53 % до 73,55 % воды вытесняется из пород при давлении 0,29 атм через поры сечением от 10 до 32 мкм и более (от 0,01 до 0,032 мм и более).

Изучение кривых капиллярного давления для песчаников вполне наглядно характеризует структуру порового пространства пород и указывает на то, что крупными порами слагается преобладающая часть порового пространства, о чем свидетельствует пологий участок кривой, представляющий широкое плато. Далее крутизна кривой постепенно возрастает. Крутой участок соответствует затрудненному поступлению азота в поры малого, сильно изменяющегося радиуса. На этом участке незначительным приращениям объема вошедшего азота отвечают большие, вначале возрастающие, а затем устанавливающиеся по величине приращения капиллярного давления. Последнее указывает на то, что оставшийся объем пор слагается приблизительно одинаковыми равномерно уменьшающимися по величине порами.

Ярко выраженное плато и небольшой угол между пологим и крутым участками кривых свидетельствуют о значительном объеме, занимаемом близкими по размеру эффективными порами. Поры малых размеров (субкапиллярные и близкие по величине к нижнему пределу для капиллярных пор) составляют меньшую часть порового пространства породы.

Заключительная точка капиллярной кривой, отвечающая максимальному давлению (12,24 атм), отражает значение остаточной водонасыщенности. Сравнительно небольшую часть от объема всей воды песчаников составляет остаточная вода, объем которой является близким для коллекторов III класса и составляет 14,42–22,27 %. Остаточная вода заполняет полностью субкапиллярные поры радиусом менее 0,2 мкм или 0,0002 мм. Они практически не пропускают жидкостей, так как последние прочно связаны со стенками пор поверхностно-молекулярными силами, поэтому в методе капиллярного вытеснения содержание субкапиллярных пор соответствует количеству остаточной воды (рисунок 26).

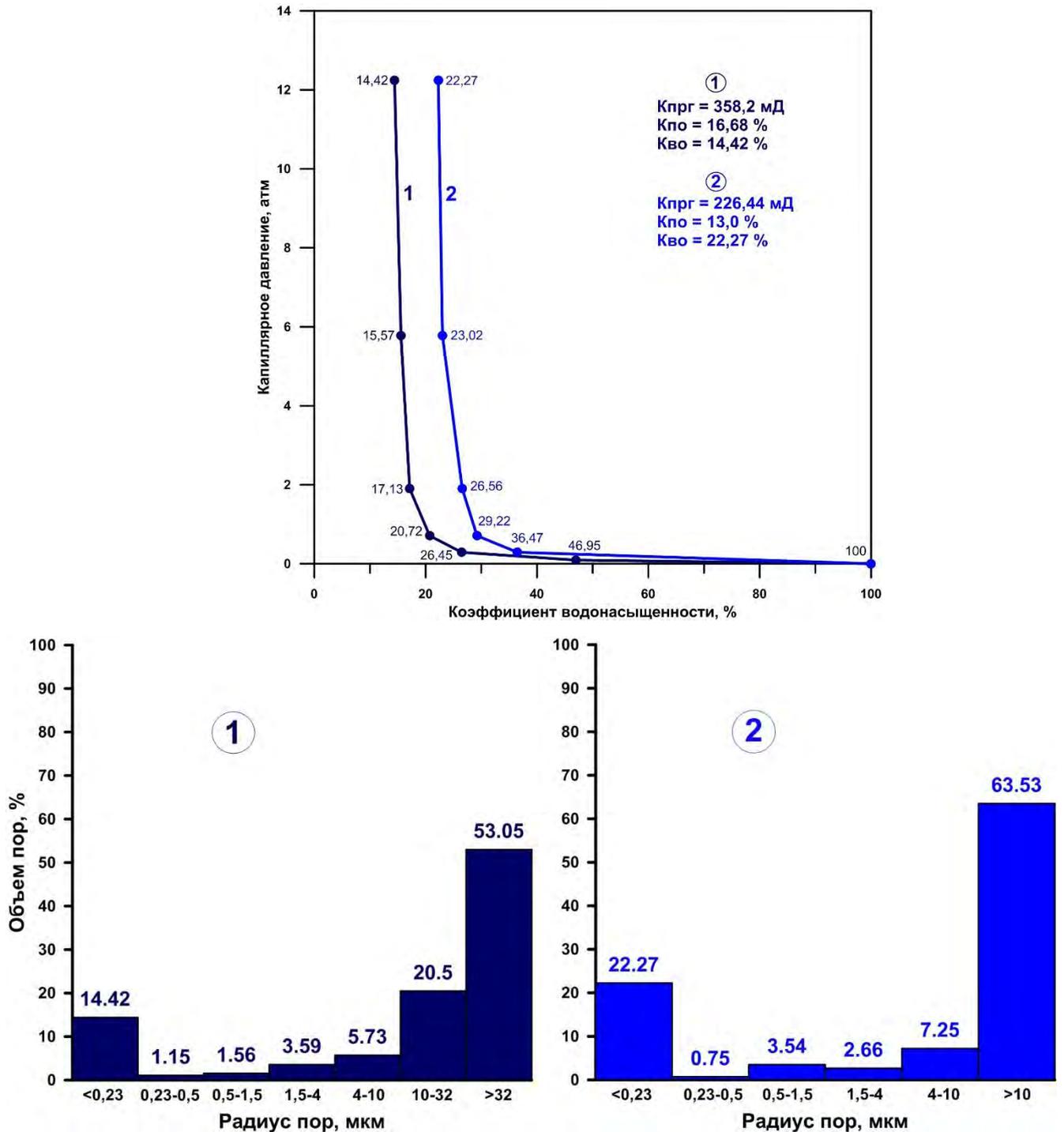


Рисунок 26. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов для пород-коллекторов III класса

1 – песчаник полевошпатово-кварцевый средне-мелкозернистый, алевритистый с глинисто-карбонатным (гидрослюдисто-доломитовым) пленочно-поровым цементом (14–20 %) ($K_{во} = 14,42\%$) (обр. 2/8)

2 – песчаник кварцитовидный олигомиктовый средне-мелкозернистый, алевритистый с примесью крупных псаммитовых зерен с кварцевым регенерационным и поровым карбонатно-глинистым (доломитовым и хлорито-гидрослюдистым) цементом (15–20 %) ($K_{во} = 22,27\%$) (обр. 3/15)

Таким образом, кривые первого типа, соответствующие песчаным коллекторам III класса, характеризуются вначале пологим участком, одной из заключительных левых точек которого отвечают малое значение капиллярного давления (0,29 атм) и значительный объем подвижной

воды (63,53–73,55 %), вытесненной через крупные эффективные поры радиусом 10–32 мкм (0,01–0,032 мм), определяющими фильтрацию флюидов через пористую среду. Далее крутизна кривой резко возрастает, что связано с возрастанием величины приращения капиллярного давления (от 0,71 до 12,24 атм) с помощью которого вытесняется оставшаяся подвижная вода объемом 12,03–14,2 % через уменьшающиеся по величине поры с радиусом от 10 до 0,23 мкм (0,01–0,00023 мм). Заключительная точка капиллярной кривой, отвечающая максимальному давлению (12,24 атм), отражает значение остаточной (неснижаемой) водонасыщенности. Остаточная вода полностью заполняет субкапиллярные поры радиусом менее 0,23 мкм (0,00023 мм) и ее количество составляет 14,42–22,27 %. Кривые капиллярного давления первого типа указывают на наличие в породе пор двух различных размеров (10–32 мкм и менее 0,23 мкм), среди которых крупными порами (10–32 мкм) слагается преобладающая часть порового пространства.

II. В структуре порового пространства проницаемых песчаников – *коллекторов IV класса* преобладают капиллярные поры размером от 0,23 мкм или 0,00023 мм до 10 мкм или 0,01 мм (в одном образце до 32 мкм или 0,032 мм и более), составляющие от 55,49 % до 74,93 % порового пространства.

Породы характеризуются широким диапазоном радиусов пор и несколько преобладающим присутствием в долевым отношении капиллярных пор радиусом 1,5–10 мкм, составляющих от 31,14 % до 44,65 %, в то время как в коллекторах III класса доминируют поры радиусом от 10 до 32 мкм и более, достигающие объема 73,55 %. В коллекторах IV класса суммарная доля капиллярных пор сечением от 0,23 до 1,5 мкм (0,00023 до 0,0015 мм) и от 10 до 32 мкм (от 0,01 до 0,032 мм) составляет от 24,35 % до 30,28 %. Их соотношение в объеме порового пространства сравнительно близкое и колеблется в интервале от 7,85 % до 12,08 %. Субкапиллярные поры (менее 0,2 мкм или 0,0002 мм) занимают от 25,07 % до 44,51 % объема порового пространства. Таким образом, породы-коллекторы IV класса имеют больше различных по размеру пор и меньше объем, занимаемый порами отдельных размеров.

В коллекторах IV класса диапазон радиусов пор, участвующих в фильтрации флюида, составляет от 0,23 до 10 мкм, реже до 32 мкм (от 0,00023 до 0,010 мм и 0,032 мм). Через них методом капиллярного вытеснения из пород удаляется от 55,49 % до 74,93 % воды при давлении 5,78 атм, превышающим в 27,5 раз давление (0,29 атм), при котором вытесняется близкий объем воды в коллекторах III класса (63,53–73,55 %), что свидетельствует о более сложном строении порового пространства (меньших размерах и значительной изменчивости поперечного сечения, бóльшей извилистости поровых каналов, сообщаемости мелких пор через очень тонкие поровые каналы, развитой системе субкапиллярных пор, не участвующих в фильтрации). Например, в породах-коллекторах IV класса в сравнении с песчаными коллекторами III класса существенно повышается доленое содержание капиллярных пор диаметром от 0,23 до 10 мкм (от 0,00023 до

0,01 мм) как суммарно, так и в пределах каждого из диапазонов сечений пор. Суммарное соотношение показывает значения 53,04–64,46 % (IV класс) против 12,03–14,2 % (III класс). В то время как среди пор с радиусом от 10 до 32 мкм и более (от 0,010 до 0,032 мм и более) соотношение обратное 2,45–10,47 % против 63,53–73,55 %. В песчаных породах-коллекторах IV и III классов максимальное соотношение капиллярных пор малого 0,23–1,5 мкм (0,00023–0,0015 мм), среднего 1,5–10 мкм (0,0015–0,010 мм) и крупного 10–32 мкм (0,010–0,032 мм и более) диаметра составляет соответственно 21,9 : 4,29 %; 44,65 : 9,91 %; 10,47 : 73,55 %, а соотношение тонких субкапиллярных пор (менее 0,23 мкм), не участвующих в фильтрации – 44,51 : 22,27 %.

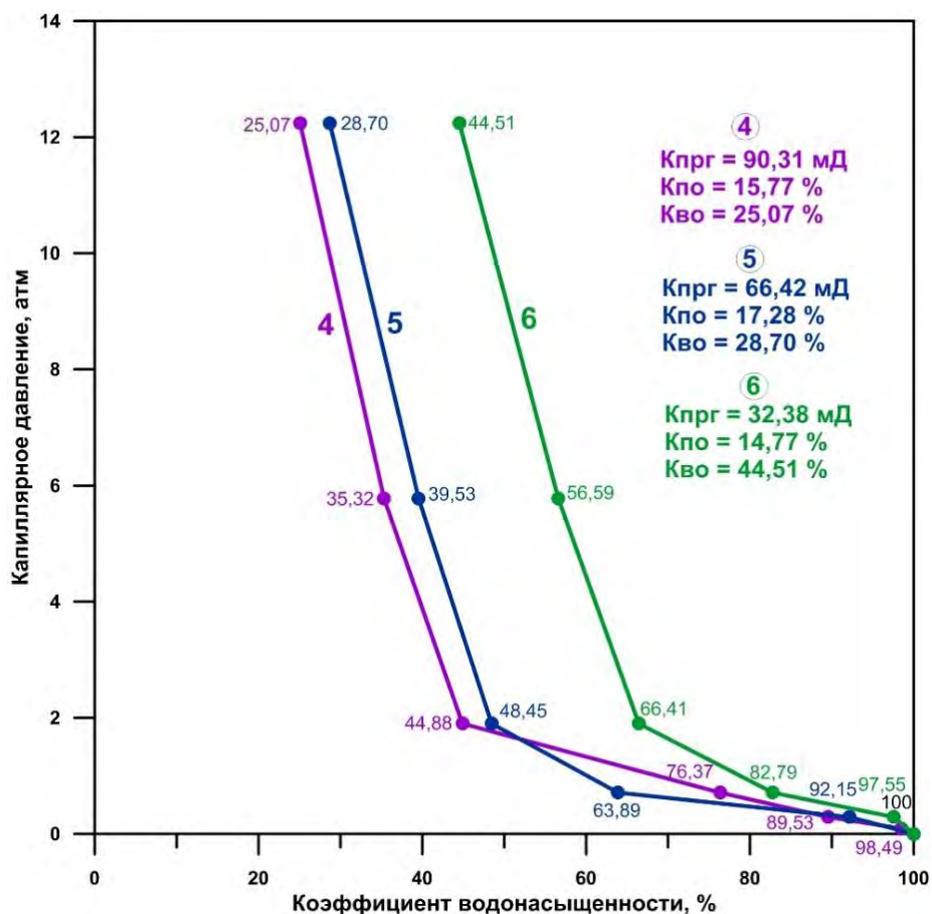
Долевое содержание в породах-коллекторах IV класса поровых каналов с поперечным сечением от 0,23 до 10 мкм (0,00023–0,01 мм) в некоторых образцах является близким и изменяется от 9,82 до 16,38 %, что в совокупности свидетельствует о более широком диапазоне пор, развитых в породах и участвующих в фильтрации, и меньшем объеме, занимаемом порами отдельных размеров. Однако из данного широкого диапазона выделяется интервал пор диаметром 1,5–10 мкм и более (0,0015–0,01 мм и более), через которые методом капиллярного вытеснения из пород удаляется от 31,14 % до 44,65 % воды при давлении 0,29–1,90 атм от общего объема воды 53,05–64,47 %, вытесняемого из пор в диапазоне 0,23–10 мкм (0,00023–0,010 мм) при давлении 0,29–5,78 атм.

Объем вытесняемой воды при максимальном давлении 12,24 атм для коллекторов IV класса составляет 55,49–74,93 % против объема 77,73–85,58 %, вытесняемого азотом при аналогичном давлении из пород-коллекторов III класса. Таким образом, для коллекторов IV класса более характерны поры сложной формы, представляющие собой расширяющиеся и сужающиеся ячейки или каналы. Морфология порового пространства средне-мелкозернистых алевритистых и алевритовых песчаников оказалась сложнее (извилистее) в связи с преобладанием разных по размеру песчано-алевритовых зерен и укладкой алевритовых зерен минимального размера в поровом пространстве между песчаными зернами, которое также заполнено цементирующей глинисто-карбонатной частью, составляющей 25–40 %.

Качественное рассмотрение кривых капиллярного давления для песчаных коллекторов IV класса показывает, что они характеризуются вначале пологим участком. Далее крутизна кривой постепенно возрастает. Таким образом, кривые капиллярного давления также характеризуются двумя участками – пологим и крутым. Однако в сравнении с коллекторами III класса пологий участок представляет более узкое плато. Его крайней левой точке отвечают значения капиллярного давления 1,90 атм, при котором значения водонасыщенности почти в 2 раза превышают таковые для коллекторов III класса, полученные при давлении 0,71 атм: 33,59–55,12 % против 20,72–29,22 % и в 2,5–3 раза, установленные при давлении 0,29 атм.

Таким образом, в коллекторах IV класса от 33,59 % до 55,12 % воды вытесняется из образцов при давлении от 0 до 1,90 атм, фильтрация которой осуществляется через поры радиусом 1,5–32 мкм (0,0015–0,032 мм) из которых от 31,14 % до 44,65 % воды удаляется через поровые каналы сечением 1,5–10 мкм (0,0015–0,01 мм), тогда как в коллекторах III класса водонасыщенность образцов при давлении 1,90 атм составляет от 17,13 % до 26,56 %, т.е. от 73,44 % до 82,87 % подвижной воды полностью вытесняется из пород при данном давлении, в то время как от 63,53 % до 73,55 % воды удаляется через поры радиусом от 10 до 32 мкм (0,01–0,032 мм) и более при давлении 0,29 атм.

Диапазон значений остаточной водонасыщенности и количество остаточной воды всегда будут выше в породах с бóльшим развитием субкапиллярных пор (менее 0,2 мкм или 0,0002 мм), не участвующих в фильтрации. В коллекторах IV класса минимальная не снижаемая водонасыщенность составляет от 25,07 % до 44,51 % против значений 14,42–22,27 %, характерных для коллекторов III класса (рисунок 27).



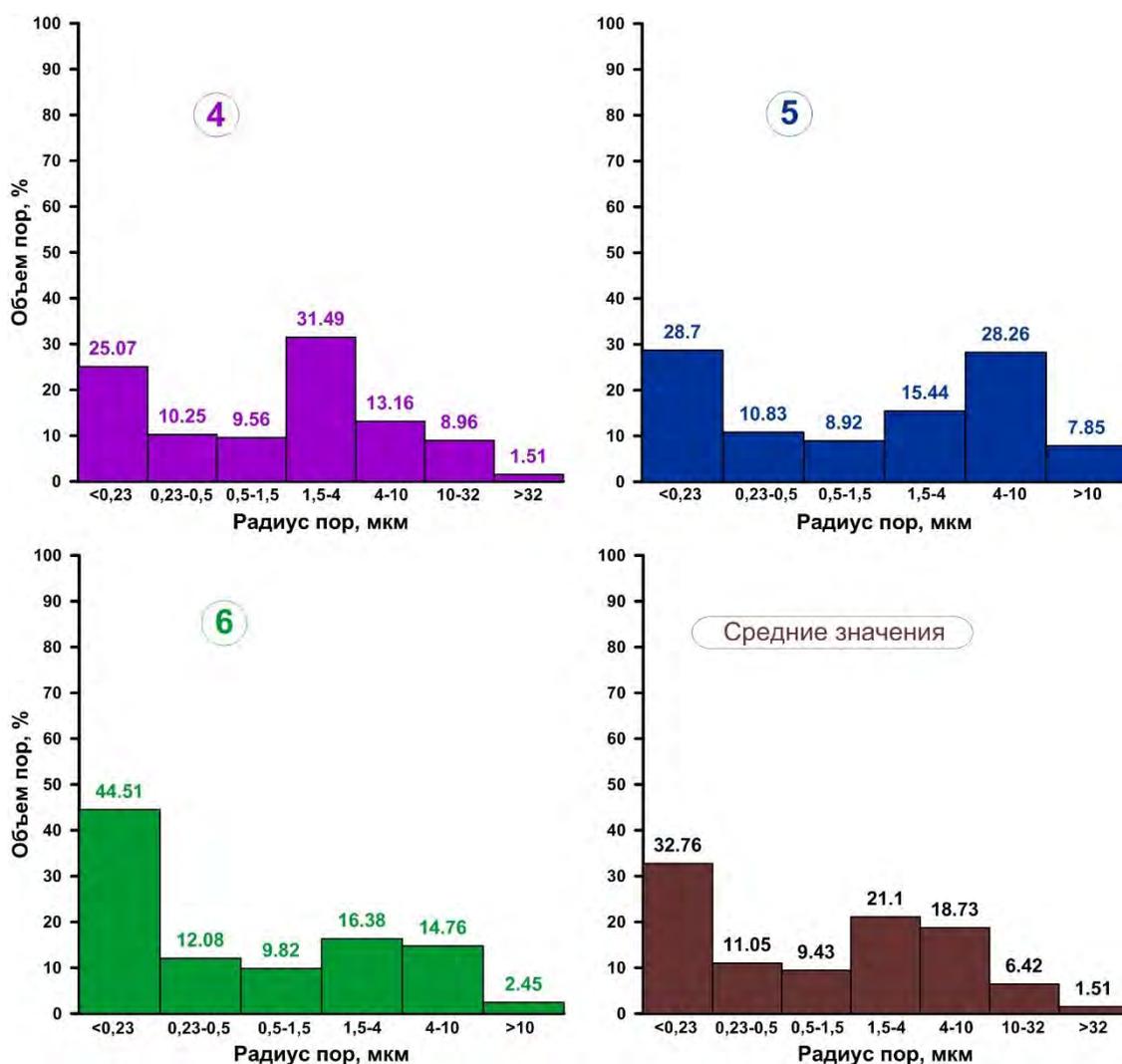


Рисунок 27. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов для пород-коллекторов IV класса

4 – песчаник кварцитовидный олигомиктовый средне-мелкозернистый с кварцевым (регенерационным) и глинисто-карбонатным (поровым до базального) (25–30 %) цементом ($K_{во} = 25,07$ %) (обр. 3/16); 5 – песчаник полевошпатово-кварцевый, мелкозернистый, алевритовый с глинисто-карбонатным пленочно-поровым цементом ($K_{во} = 28,7$ %) (обр. 2/9); 6 – песчаник мелкозернистый, алевритистый с доломитовым пленочно-поровым, участками базально-поровым цементом (25–40 %) ($K_{во} = 44,51$ %) (обр. 2/6)

Таким образом, кривые второго типа соответствуют песчаным коллекторам IV класса с пониженными эффективной емкостью (9,59–11,82 %) и абсолютной газопроницаемостью (32,38–90,31 мД), средней и повышенной открытой пористостью (14,77–17,28 %). У кривых второго типа пологий участок представляет более узкое плато, и кривая плавно изменяет свою крутизну. Первоначальное давление вдавливания азота в этом случае, как правило, выше чем для пород-коллекторов III класса (0,29 против 0,09 атм), что обусловлено отсутствием или небольшой долей пор с просветом от 10 до 32 мкм и более (от 0,010 до 0,032 мм и более). Крайней левой точке полого участка отвечает значение капиллярного давления 1,90 атм и объем подвижной воды (33,59–55,12 %), вытесненной через эффективные поры сечением от 1,5 до 10 мкм или 32 мкм (0,0015–0,032 мм). Далее крутизна кривой постепенно возрастает, отражая возрастающие по

величине приращения капиллярного давления (от 1,90 до 12,24 атм), с помощью которого вытесняется объем подвижной воды 19,81–21,9 % через уменьшающиеся по величине поры с радиусом от 1,5 до 0,23 мкм (0,0015–0,00023 мм), объем которых в коллекторах III класса составляет 6,3–6,95 %. Максимальному давлению вытеснения на капиллярной кривой отвечает объем связанной воды, заполняющей субкапиллярные поры, составляющий 25,07–44,51 % от объема порового пространства. Кривые второго типа указывают на небольшую долю крупных пор в породах (от 10 до 32 мкм и более), равную 2,45–10,47 %, через которые при первоначальных давлениях внедрения азота (0,09–0,29 атм) вытесняется до 10,5 % подвижной воды против максимального значения 73,5 %, характерного для коллекторов III класса, а также на большую долю различных по размеру пор и меньший объем, занимаемый порами отдельных размеров.

Пористость и проницаемость горных пород – это физические свойства, зависящие от наличия в породе порового пространства. Как было отмечено выше, пористость горной породы определяет сумму всех открытых взаимосвязанных поровых каналов. Проницаемость определяется особенностями геометрии порового пространства (размеры поперечного сечения и формы поровых каналов). Она меняется в пространстве и по разрезу (от образца к образцу). Данные о проницаемости достоверно отражают изменение структуры порового пространства.

В скв. Ледянская 2 в мелкозернистых алевритовых песчаниках, отнесенных к коллекторам IV класса, подстилающих и перекрывающих средне-мелкозернистые песчаники, уменьшение проницаемости пород в 2 раза – 32,38 против 66,42 мД (при небольшом отличии в пористости соответственно 14,77 % против 17,28 %), обусловлено разницей в долевом отношении преобладающих в породе фильтрующих поровых каналов в интервале сечений от 1,5 до 10 мкм и более и количестве субкапиллярных пор. В песчанике с проницаемостью 66,42 мД их доля составляет 51,55 % (в пределах которой резко преобладают поры радиусом 4–10 мкм) против значения 33,59 %, характерного для песчаника с проницаемостью 32,38 мД (внутри которого примерно равное соотношение пор радиусом 1,5–10 мкм и минимальное доля пор с просветом более 10 мкм). Количество субкапиллярных пор отличается в 1,5 раза: 28,70 % против 44,51 %.

В скв. Ледянская 3 в мелко-среднезернистых с примесью крупных псаммитовых зерен песчаниках (глубина 956 м) проницаемость в 2,5 раза (226,44 против 90,31 мД) превышает сменяющие их выше по разрезу (глубина 953,6 м) средне-мелкозернистые, алевритистые песчаники при близких величинах пористости. Изучение пустотного пространства песчаников методом капиллярметрии показало, что снижение фильтрационных свойств пород определяется соответственно усложнением строения поровых каналов, сокращением количества фильтрующих пор крупного радиуса, равного 10–32 мкм и более (10,47 % против 73,55 %), уменьшением преобладающего в породе размера поровых каналов (1,5–4 мкм против 10–32 мкм и более) и, напротив, увеличением количества субкапиллярных пор (25,07 % против 14,42 %).

III. В коллекторах V класса диапазон сечений пор, участвующих в фильтрации 0,23–10 мкм, через которые из пород вытесняется до 20,32 % подвижной воды в интервале давлений 0,29–5,78 атм. Форма пор имеет сложные очертания и непостоянство сечения поровых каналов.

Песчаным коллекторам V класса отвечают кривые третьего типа. У последних, характерных для песчаников мелкозернистых с базально-поровым (35–40 %) цементом, пологий участок представляет очень узкое плато, крайней левой точке которого соответствует капиллярное давление 1,90 атм и небольшой объем подвижной воды (17,81 %), вытесняемый через поры диаметром 32–1,5 мкм (0,032–0,0015 мм), из которого 15,81 % удалено через поры радиусом 1,5–10 мкм. В коллекторах IV класса эта величина составляет 33,59–55,12 %, в коллекторах III класса – 73,44–82,87 %. Далее кривая сравнительно резко изменяет свою крутизну. На этом участке оставшееся поровое пространство слагается одинаковыми объемами равномерно уменьшающихся по величине пор сечением 0,23–1,5 мкм, из которых вытесняются оставшиеся 9 % подвижной воды. Статическая величина коэффициента водонасыщенности, не меняющаяся при увеличении давления вытеснения, составляет 73,19 % против величин 25,07–44,51 % и 14,42–22,27 %, характерных для коллекторов IV и III класса (рисунок 28).

Кривые третьего типа указывают на небольшой объем средних (1,5–10 мкм) и мелких (0,23–1,5 мкм) капиллярных пор в породе, на почти полное отсутствие крупных пор (10–32 мкм и более) и большой объем субкапиллярных пор с радиусом менее 0,23 мкм в которых содержится основное количество связанной (остаточной) воды, движение которой невозможно.

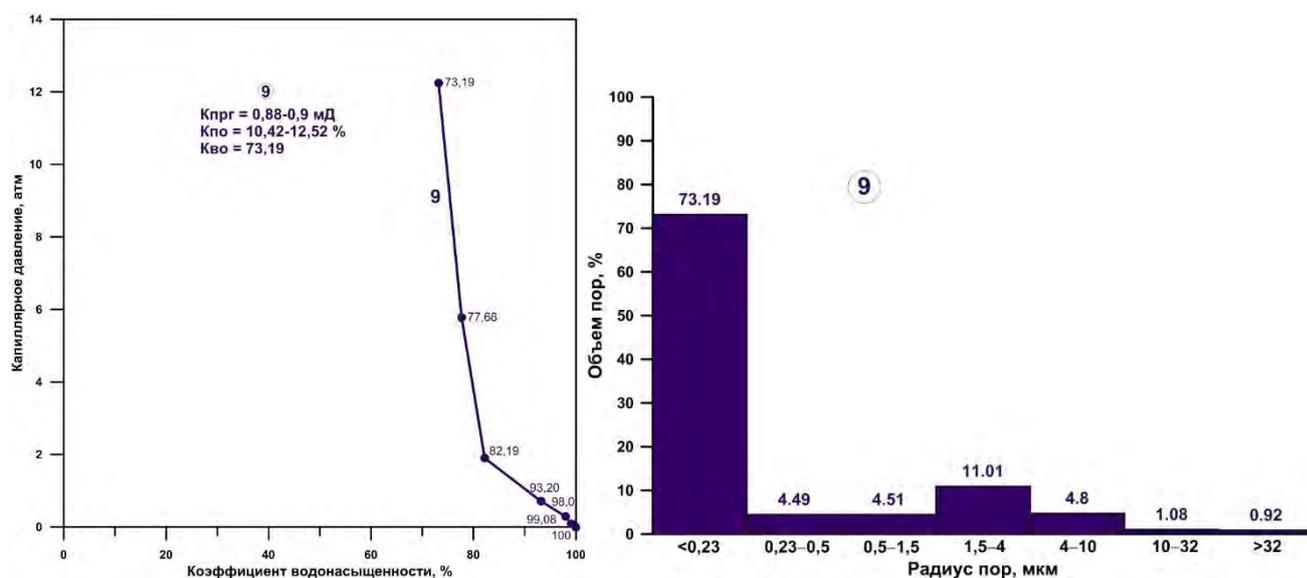


Рисунок 28. Кривая капиллярного давления и распределение поровых каналов для пород-коллекторов V класса

9 – песчаник мелкозернистый с ангидрито-известково-доломитовым базально-поровым (35–40 %) цементом ($K_{во} = 73,19$ %) (обр. 3/4)

Таким образом, в рассматриваемом примере (рисунок 27) тонкими (субкапиллярными) порами слагается преобладающая часть порового пространства. При тонкопористой матрице, которая по существу при многочисленных порах с радиусом менее 0,23 мкм занята связанной водой, значение может иметь емкость трещин, также повышающих фильтрационные свойства пород, о чем свидетельствуют трещиноватые песчаники с высоким коэффициентом фильтрационной анизотропии – 10,31, выделяющиеся в интервале глубины 972–965 м.

Классы коллекторов III и IV представляют промышленное значение и могут содержать существенные извлекаемые запасы углеводородов, характеризуясь высокими значениями коэффициентов нефтеотдачи и нефтенасыщения [Ханин, 1956]. Коллекторы V класса при значительной мощности отложений и трещиноватости также могут иметь практическое значение и содержать извлекаемые запасы флюидов при условии, что емкость трещин будет иметь самостоятельное значение, а трещиноватость являться фактором, предопределяющим процессы движения флюидов в сложных пористо-трещиноватых средах.

Обобщая результаты исследования структурных свойств пород-коллекторов можно сделать следующие выводы:

1. Песчаники характеризуются сложной геометрией порового пространства: одновременно присутствуют поры радиусом от менее 0,23 мкм (0,00023 мм) до более 32 мкм (0,032 мм). Долевое содержание их в породах-коллекторах варьирует весьма значительно, что предопределяет класс коллектора и количество связанной воды, оказывающей влияние на величину эффективных параметров.

2. Основное количество остаточной воды содержится в субкапиллярных порах радиусом менее 0,2 мкм (0,0002 мм); движение жидкости в этих порах невозможно, поэтому их содержание в породах-коллекторах соответствует количеству связанной воды. Содержание остаточной воды обусловлено содержанием субкапиллярных пор и их геометрией и изменяется от 14,42 % в коллекторах III класса до 44,51 % в коллекторах IV класса и 73,19 % в коллекторах V класса. Истинное количество ее может быть определено на основании кривой капиллярного давления.

3. Изучение пустотного пространства песчаников показало, что оно представляет собой систему взаимосвязанных поровых каналов: субкапиллярных и капиллярных. Большой диапазон радиусов поровых каналов, развитых в породах с различными ФЕС, и неодинаковое количественное содержание их определяют объем вытесняемых флюидов и характер распределения связанных (остаточных) флюидов в общем объеме пустот. Интервал радиусов пор, участвующих в фильтрации флюидов через пористые среды песчаников, изменяется в широких пределах: от 0,23 до 32 мкм и более (от 0,00023 до 0,032 мм и более).

В коллекторах с близкой проницаемостью диаметры пор имеют близкие значения. Выявляется общая закономерность возрастания фильтрационной способности пород с

увеличением диаметров поровых каналов, что свидетельствует о том, что геометрия порового пространства является определяющим фактором в формировании фильтрационных свойств пород. Сравнивая значения, полученные для различных классов изученных коллекторов, установлена общая тенденция снижения величины эффективной пористости и абсолютной газопроницаемости, увеличение количества субкапиллярных пор от III к V классу.

4. Анализ кривых капиллярного давления для песчаных пород позволяет расчленить их на три типа. *Кривые первого типа* соответствуют песчаным коллекторам III класса со средней эффективной емкостью (11,13–12,97 %), средней и повышенной открытой пористостью (13–19,8 %) и средней проницаемостью (226,44–358,20 мД). *Кривые второго типа* отвечают песчаным коллекторам IV класса с пониженными эффективной емкостью (9,59–11,82 %) и абсолютной газопроницаемостью (32,38–90,31 мД), средней и повышенной пористостью (14,77–17,28 %). *Кривые третьего типа* отвечают песчаным коллекторам V класса с низкой эффективной емкостью (до 2,8 %), газопроницаемостью (0,9–14 мД), открытой пористостью (3,74–12,52 %).

§ 3.4.2.2. Породы-флюидопоры

Поровое пространство пород-флюидопоров в большом объеме представлено субкапиллярными порами размером менее 0,23 мкм или 0,00023 мм (от 85,84 % до 98,04 %), содержание связанной воды в нем относительно высокое и пропорционально количеству субкапиллярных пор.

В породах присутствуют капиллярные поры широкого диапазона размеров, но в пределах небольших их значений по отношению к объему порового пространства. Доля капиллярных пор с радиусом 0,23–32 мкм (от 0,00023 до 0,032 мм) составляет 1,96–14,16 % при незначительном преобладании в некоторых образцах пор с радиусом 0,5–10 мкм.

Для пород с порами практически любых величин в пределах небольших их значений пологий участок на кривых капиллярного давления исчезает и кривые выпрямляются. В этом случае эффективные поры составляют незначительную часть общего объема пор.

Кривые капиллярного давления выпрямляются у мелко- и тонкозернистых глинистых, глинисто-карбонатных, алевритовых и тонкокристаллических известково-доломитовых пород-флюидопоров (открытая пористость 2,01–8,52 %, газопроницаемость 0,002–0,1 мД до 0,2–0,34 мД), так как радиус пор данных пород настолько мал (субкапиллярные поры), что они оказываются заполненными преимущественно сорбционно связанной (неподвижной) водой, а небольшой суммарный объем капиллярных пор разделяется примерно поровну между порами различного размера (0,23–32 мкм), долевого отношения которых составляет преимущественно первые проценты (рисунок 29).

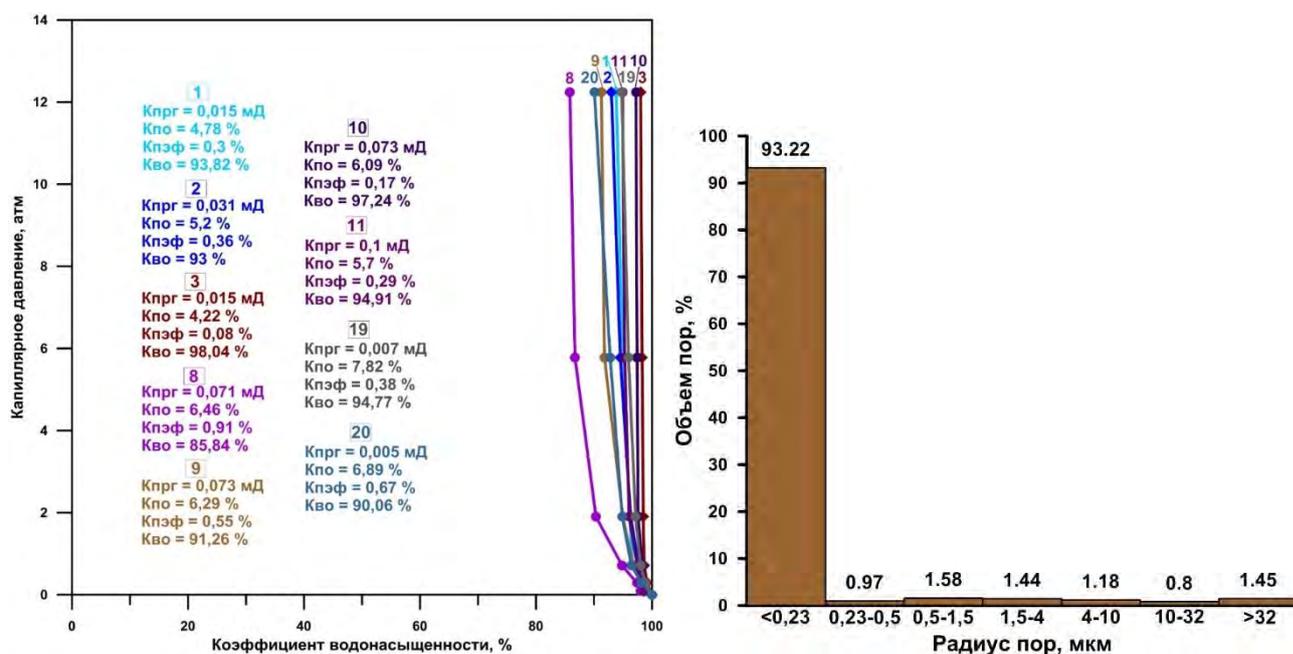


Рисунок 29. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов (средние значения) для пород-флюидоупоров 1–3 – мойеронская свита: доломиты тонкокристаллические, известковистые, глинистые ($K_{во} = 93–98,04\%$) (обр. 2/16, 3/46, 3/51); 8–11, 19, 20 – кунтыкахинская свита: 8–11 – доломиты микро-тонкокристаллические, ангидритистые с примесью терригенного материала ($K_{во} = 85,84–97,24\%$) (обр. 3/34), 19–20 – алевролиты с базальным (50 %) цементом ($K_{во} = 90,06–94,77\%$) (обр. 2/5 и 2/11)

Чем больше в породе различных по размеру пор и чем меньше объем, занимаемый капиллярными (фильтрующими) порами отдельных размеров, тем менее ярко выражено плато, тем при более значительных капиллярных давлениях начинает проникать в породу азот и тем бóльший угол составляют между собой пологий и крутой участки кривых. Крутой участок соответствует затрудненному поступлению азота в поры малого, сильно изменяющегося радиуса и указывает на то, что общий объем фильтрующих пор складывается приблизительно одинаковыми объемами равномерно уменьшающихся по величине пор.

При максимальном давлении вытеснения (12,24 атм) количество остаточной воды, содержащейся в субкапиллярных порах, составляет, как правило, свыше 90 % (90,06–98,04 %), в одном образце 85,84 %, т.е. весь объем подвижной воды и соответственно фильтрующих пор равен преимущественно 1,96–9,94 %, редко достигая 14,16 %. Подобные объемы подвижной воды вытесняются из пород-коллекторов при первоначальных давлениях внедрения азота 0,09–0,29 атм (III–IV классы) и 0,09–0,71 атм (V класс).

Таким образом, в изученных разрезах в качестве флюидоупоров выступают аргиллиты доломитистые, мергели, сильно цементированные алевролиты, доломиты и известняки глинистые, углеродистые с субкапиллярными порами. Почти вся вода этих пород связана и не может перемещаться при обычных, существующих в природе градиентах давлений.

Глава 4. Вещественный состав и коллекторские свойства силурийских карбонатных и сульфатно-карбонатных отложений

§ 4.1. Вещественный состав вторичных доломитов нижнего силура

Вторичные доломиты нижнего силура являются одним из литостратиграфических уровней развития пород-коллекторов в палеозойском разрезе северо-запада Сибирской платформы [Ордовик и силур..., 1992; Старосельцев, Дивина, 2011; Литология, органическая геохимия..., 2017]. Перспективы этих образований связаны с северной половиной Тунгусской синеклизы, где они перекрыты отложениями от верхнего силура до триаса. Богатая обнаженность и охарактеризованность бурением силурийских отложений в бортовых зонах синеклизы (рисунок 1) позволили автору 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 микрорентгеномографические реконструкции. Ряд указанных методов исследования силурийских отложений данной территории применялся впервые.

Известно, что доломитизация известняков улучшает их коллекторские свойства. Однако выявленные в ходе исследований процессы, сопутствующие массивной метасоматической доломитизации, – неравномерная доломитовая цементация, кальцитизация и окремнение, приводят к ликвидации порового пространства.

Результаты проведенных исследований позволили реконструировать процесс доломитизации, который был определяющим фактором в формировании 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 автором концептуальная модель доломитизации может быть применена в региональном масштабе для прогноза пород-коллекторов во вторичных доломитах силура в центральной и западной частях Тунгусской синеклизы.

Рассматриваемая территория приурочена к северной и северо-восточной частям Тунгусской (по доверхнепалеозойским отложениям – Курейской) синеклизы, крупнейшей надпорядковой структуры Сибирской платформы (рисунок 30).

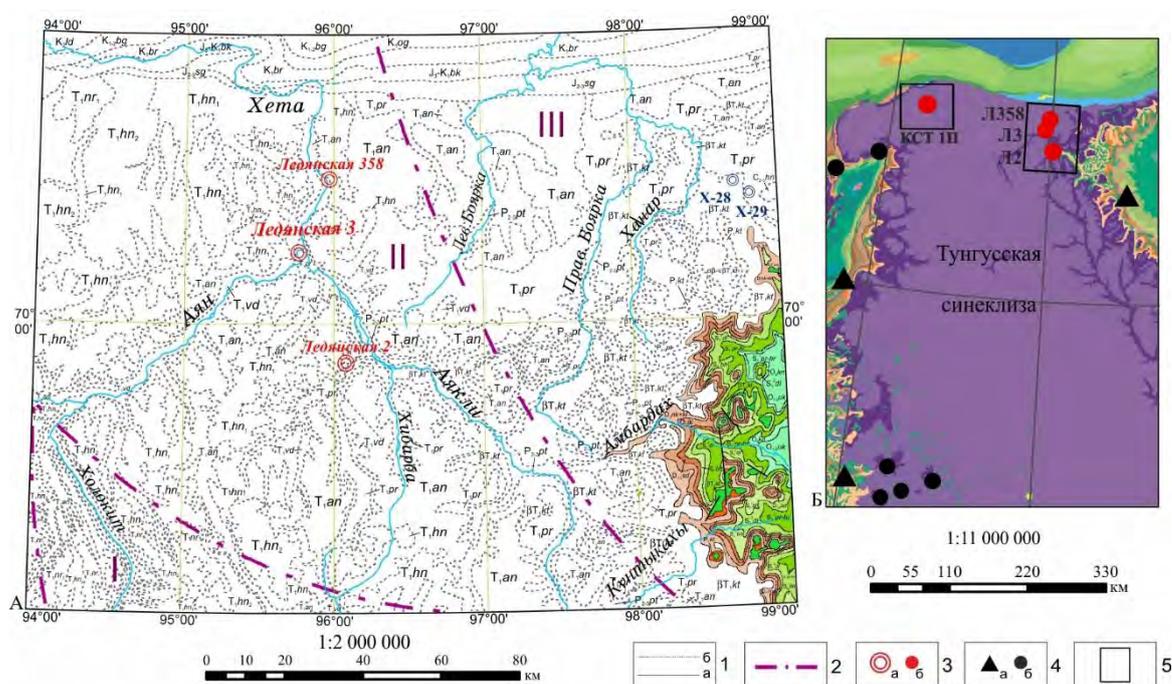


Рисунок 30. Схема фациального районирования силурийских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы с элементами геологической основы, м-б 1: 2 000 000 (а); геологическая карта Тунгусской синеклизы, м-б 1: 11 000 000 (б) с использованием материалов из работ [Государственная..., 2016, 2018; Силур..., 2002]

1 – геологические границы: согласно залегания стратиграфических подразделений (а), границы триасовых образований (б); 2 – предполагаемые границы фациальных зон, скрытые под отложениями более молодого возраста: Мойеронская (I), Ледянская (II) и Маймечинская (III) зоны; 3 – буровые скважины: в пределах схемы районирования (а) и рассматриваемые в диссертации (б); 4 – обнажения (а) и буровые скважины (б) вскрывшие ордовикско-силурийские отложения; 5 – районы исследований

В ее строении установлены преимущественно морские палеозойские отложения, в том числе ордовикско-силурийского возраста. Ледянскими скважинами 2 и 3 был вскрыт практически полный их разрез (с 97%-ным выходом керна), комплексным исследованиям которых посвящена настоящая глава.

Разрезы силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытые Ледянскими скважинами 2 и 3, были детально макроскопически исследованы автором 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. На рисунке 31 представлена полная литологическая колонка по материалам бурения скважины Ледянская 3, являющейся стратотипом для всех местных подразделений силурийской системы Ледянской структурно-фациальной зоны [Силур..., 2002].

Коллекторские свойства вторичных доломитов, вскрытых скважинами Ледянской площади в совокупности проанализированы и сопоставлены с упомянутыми свойствами

доломитов замещения венлокского отдела, вскрытыми скважиной Кыстыктахская 1П. Доломиты замещения макроскопически исследованы автором в кернохранилище Роснефть – Научно-технический центр (НК Роснефть – НТЦ, Краснодар). Скважина Кыстыктахская 1П, фрагментарно вскрывшая отложения, охватывающие стратиграфический интервал от тойонского и амгинского ярусов ($S_{1-2tn-am}$) до четвертичной системы (4327–0 м), расположена на противоположной (северо-западной) части Тунгусской синеклизы (Норильская структурно-фациальная зона), разрез которой отличается большими глубинами погружения силурийских отложений (интервал венлокских доломитов, хюктинской свиты (S_1^2khh) – 2313–2265 м).

Переходя к силурийским отложениям в Ледянской структурно-фациальной зоне, следует отметить отсутствие отложений верхов среднего и верхнего отделов ордовикской системы вследствие перерыва в осадконакоплении, характерного для большей части территории Сибирской платформы.

Оранская (S_1^1orn) и *хукэлченская* (S_1^1khl) свиты лландоверийского отдела 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 остатками кишечнополостных. Мощность оранской свиты 94,4 м, хукэлченской свиты 77,9 м.

Породы *мунильской свиты* (S_1^2mn) венлокского отдела 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 нижней 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 большую часть разреза *неракачинской и кираской* ($S_2^1-S_2^2kr$) свит лудловского и пржидольского отделов мощностью 80,5 м. Таким образом, интервал 731,2–667 м этого разреза 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.

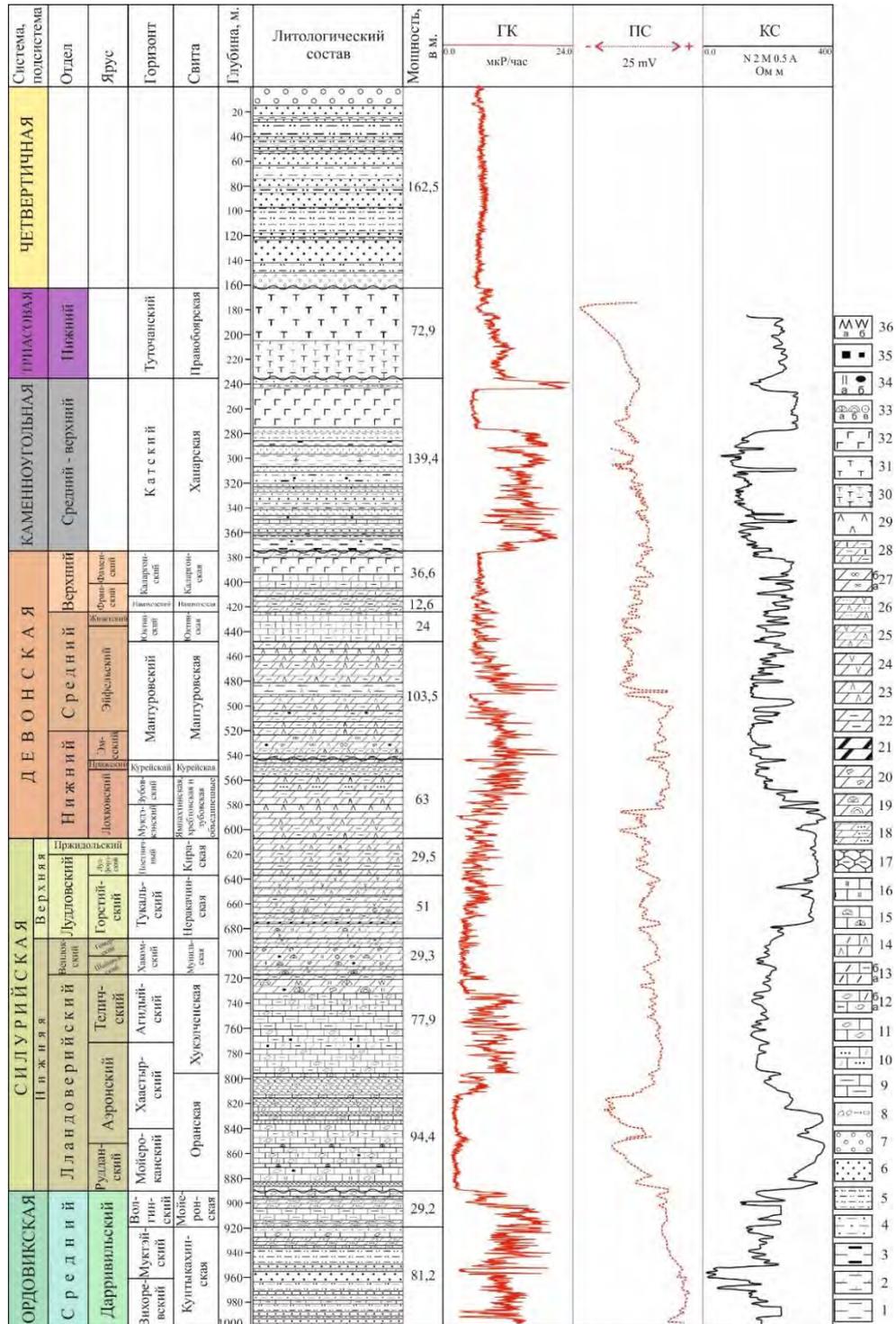


Рисунок 31. Геолого-геофизический разрез скважины Ледянская 3. Масштаб 1: 4000

1–8 – терригенные породы: 1 – аргиллиты, 2 – аргиллиты доломитовые, 3 – углистые, 4 – алевропелиты, 5 – алевролиты, 6 – песчаники, 7 – конгломераты, 8 – гравелиты; 9–17 – известняки: 9 – глинистые, 10 – доломитизированные, песчанистые, 11 – органогенно-обломочные, 12 – органогенно-обломочные: а – глинистые, б – частично доломитизированные, 13 – слабо доломитизированные (а) и слабо доломитизированные, глинистые (б), 14 – доломитизированные, ангидритистые, 15 – биоморфные с табулятоморфными кораллами рода Favosites и кораллами отряда Halysitida, 16 – окремненные, 17 – бугристо-наслоенные, глинистые; 18–21 – доломиты замещения: 18 – песчанистые и алевролитистые, 19 – с кораллами и строматопоратами, 20 – кавернозные, 21 – битуминозные; 22–28 – доломиты седиментационные в парагенезисе с сульфатами кальция: 22 – глинистые, 23 – доломито-ангидриты, 24 –

доломиты с гипсом, 25–26 – доломиты с гипсом и ангидритом глинистые и песчанистые, 27 – доломиты с оолитами (а) и пизолитами (б), 28 – доломиты известковые, глинистые; 29 – ангидриты; 30 – туффиты, 31 – туфы; 32 – долериты; 33 – табулятоморфные кораллы (а), строматопораты (б), иглокожие (в); 34 – окремнение: беспорядочное (а) и в виде желваков (б); 35 – пирит; 36 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс)

Несогласно залегающие выше ниже-среднедевонские образования сложены красноцветными глинисто-сульфатно-карбонатными породами с пачками оолитовых доломитов, ангидритов и доломитовых аргиллитов *мантуровской свиты* (D_{1-2mn}) 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_{2-3hn}), состоящей из переслаивания углистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, мощность которых, исключая тело долеритов (32 м), равна 107,4 м.

Пермские отложения присутствуют 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 представленные переслаиванием песков, алевролитов и глин с прослоями валунно-галечных отложений. Общая мощность четвертичных отложений 162,5 м.

Автором изучены 88 шлифов оптико- и электронно-микроскопическими методами, проведены катодоллюминесцентные исследования, микротермометрические исследования 38 флюидных включений. 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. Методом рентгеновской компьютерной микротомографии изучены 12 образцов доломитов. Проинтерпретированы результаты химических анализов 44 образцов пород (силикатный анализ, определение малых элементов, органического углерода и железа закисного), выполнен капельно-люминесцентный анализ 149 образцов.

Рассматривая интервал разреза, отнесенный к лландоверийскому отделу, следует отметить, насколько четко по магниальности ($MgO/CaO = 0,69–0,84$) и степени доломитности ($MgO/CaO+MgO = 40–45$) выделяется уровень нижней границы вторичных доломитов в верхах

хукэлченской свиты. 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, мунильская и низы неракачинской свит (при незначительной амплитуде колебаний), что свидетельствует о невысоком содержании глинистой примеси в доломитах замещения, которые слагают 85–90 % разреза (рисунок 32).

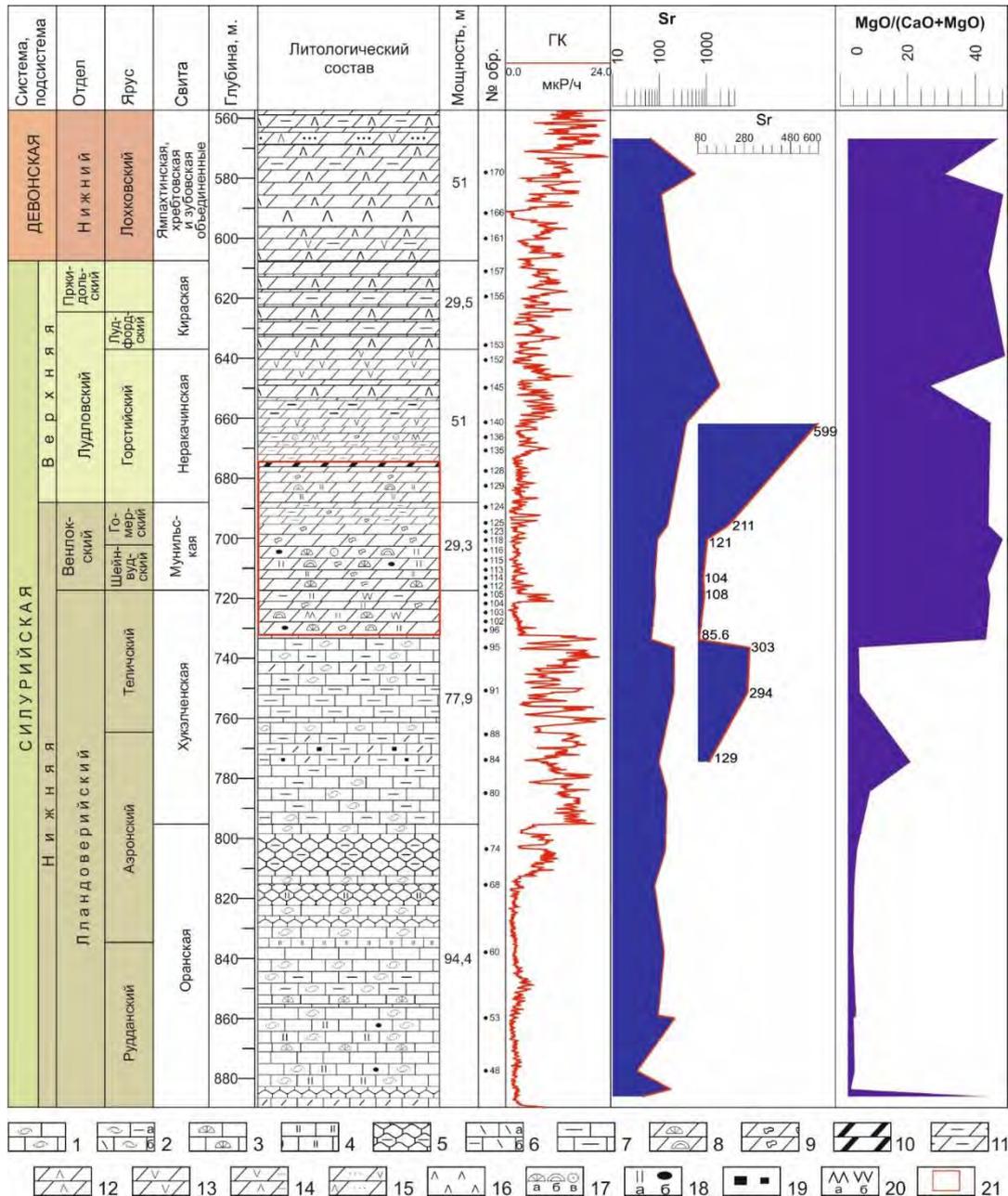


Рисунок 32. Литолого-геохимический разрез силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытый Ледянской скважиной 3. Масштаб 1: 2000

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

Стадии доломитизации известняков достаточно отчетливо наблюдаются при микроскопических исследованиях. С помощью оптико-микроскопического, электронно-микроскопического и катодоллюминесцентного методов анализа 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 (рисунок 33, а, б). Последние нередко характеризуются неправильной формой, прорастают между кристаллами и выступают в роли доломитового цемента (см. рисунок 33, б). Во всех зональных кристаллах выделяется внешняя наиболее широкая зона с отсутствием катодоллюминесценции (см. рисунок 33, в, г). В обратно отраженных электронах во внешней оторочке (прозрачной в поляризованном свете и черной при катодоллюминесценции) наблюдается концентрическая зональность, отражающая изменения в химическом составе кристаллов доломита (см. рисунок 33, д). Зональность обусловлена чередованием зон толщиной до 3 микрон, различающихся соотношением концентраций Fe^{+2} от 1,33–1,35% (темные зоны) до 2,25–3,23% (светлые зоны). 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. рисунок 33, е).

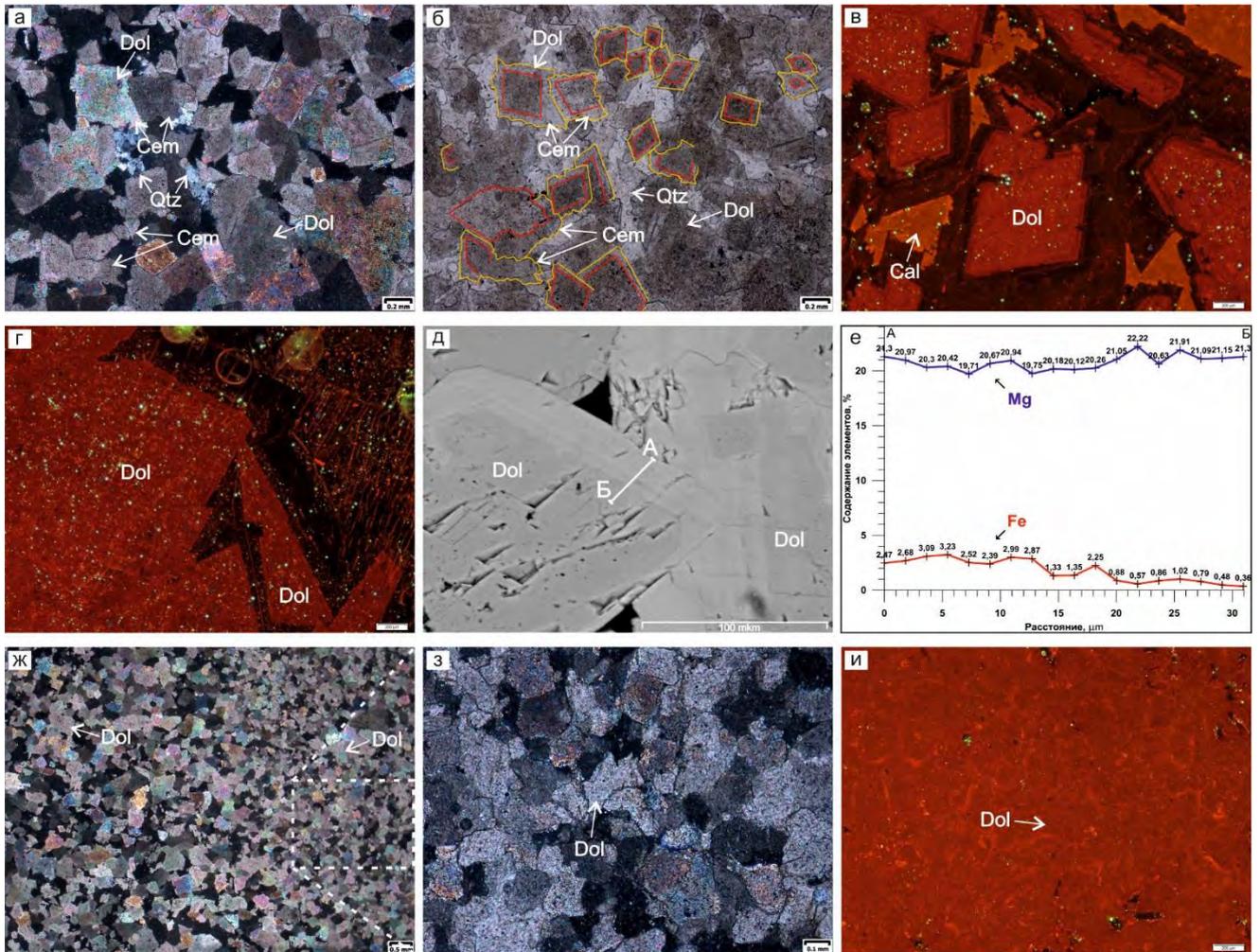


Рисунок 33. Доломиты замещения. Особенности структуры и состава кристаллов (Dol – доломит; Qtz – кварц; Cal – кальцит; Cem – регенерационный доломитовый цемент)

а – агрегат идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита с линейными и точечными контактами, пространство между которыми участками выполнено кварцем (обр. 103) (ув. $\times 5$; 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. $\times 5$; 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. $\times 10$), межкристаллическое пространство выполнено вторичным кальцитом с оранжевыми цветами катодолюминесценции (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. $\times 1,6$; ник. X)

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

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

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. рисунок 33, 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 данным силикатного анализа). Ксеноморфные кристаллы размером до 0,31 мм плотно прилегают один к другому и имеют извилистые и тонкозубчатые контуры (см. рисунок 33, ж, з). Некоторые образцы нацело сложены крупными неромбоэдрическими перекристаллизованными агрегатами кристаллов с искривленными границами зерен. Катодолюминесцентная зональность для неромбоэдрических кристаллов матрикса и перекристаллизованных зерен не характерна (см. рисунок 33, 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 [Юдович, Кетрис, 2008]. Доломит 2 распределен неравномерно, в виде лапчатых агрегатов, выполняющих пустоты и прорастающих в мелкие межкристаллические пространства идиоморфных кристаллов доломита первой (основной) генерации (рисунок 34, а–е), а также в виде клиновидных агрегатов и жил, выполняющих трещины (см. рисунок 34, ж–м). Внутри линз с вторичным доломитом находятся участки доломита из матрикса (см. рисунок 34, к). Агрегаты доломита 2 состоят из гипидиоморфных и ксеноморфных прозрачных серовато-белых кристаллов с выраженными перламутровыми цветами интерференции и волнистым погасанием (см. рисунок 34, а). При катодолюминесценции кристаллы характеризуются однородным бордовым свечением, неравномерной зональностью (см. рисунок 34, б, в, д, е, з, и) или обладают черной окраской, аналогичной внешним оторочкам зональных кристаллов, что свидетельствует об их высокой железистости (см. рисунок 34, к–м). Содержание $Fe_2O_{3\text{общ}}$ в образце с агрегатами седловидного доломита максимальное (3,29 %). Как правило, в ассоциации с доломитом второй генерации встречаются кварц, халцедон и/или пирит, нередко развитые по границам доломитовых агрегатов.

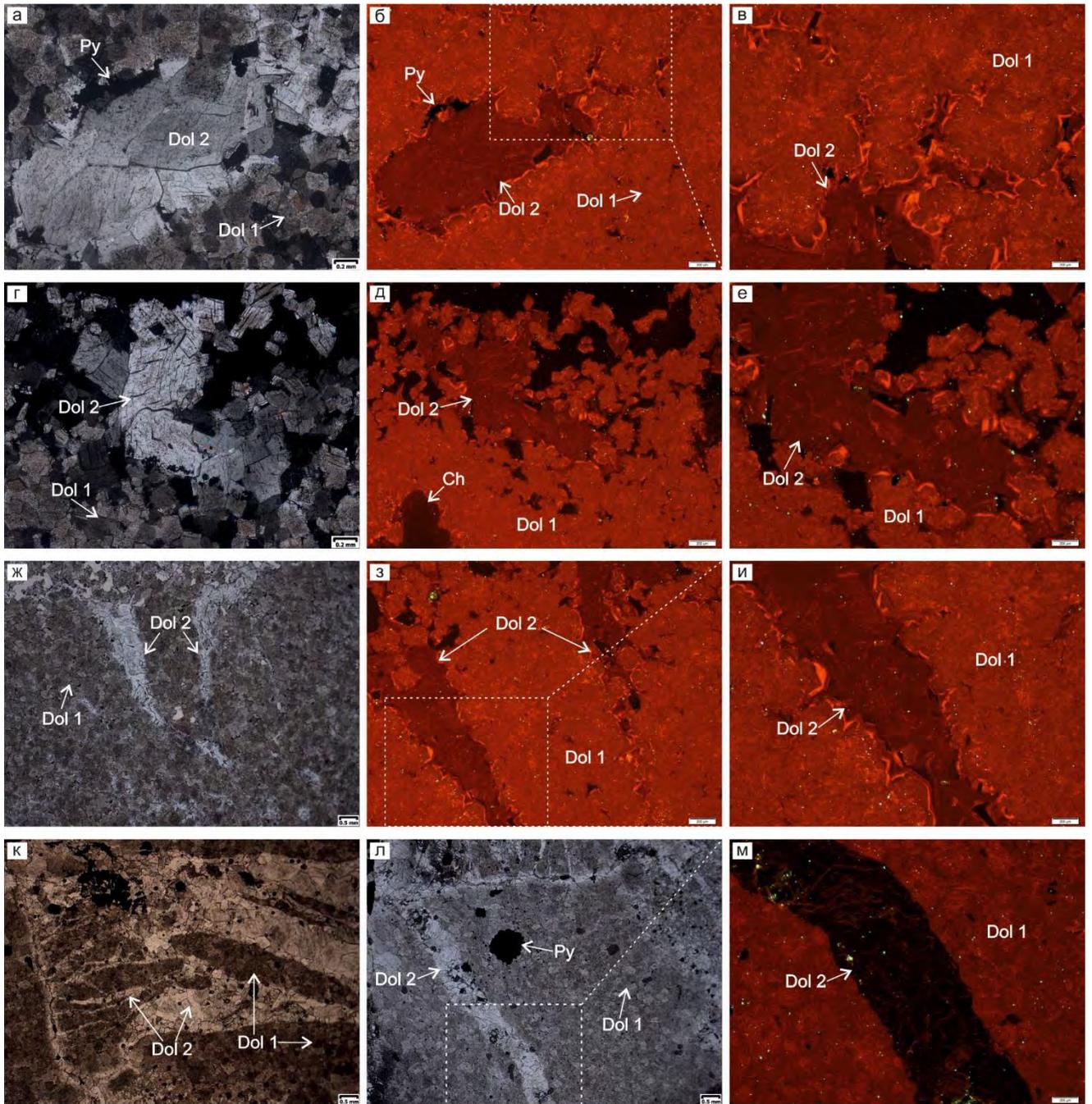


Рисунок 34. Морфология и распределение агрегатов доломита второй генерации (Dol 1 – доломит первой генерации; Dol 2 – доломит второй генерации; Py – пирит; Ch – халцедон)

а, б – линзовидный агрегат прозрачного доломита 2, выполняющий каверну (обр. 104) (а – в скрещенных николях, б – при катодоллюминесцентном свечении; ув. $\times 5$); в – доломит 2 с бордовым катодоллюминесцентным свечением, прорастающий в межкристаллические пространства доломита 1 с катодоллюминесценцией красного цвета (ув. $\times 10$); г–е – клиновидные агрегаты доломита 2, заполнившие трещины (обр. 104) (г – в проходящем свете, ув. $\times 1,6$; д, е – при катодоллюминесцентном свечении; д – ув. $\times 5$, е – ув. $\times 10$); ж–и – агрегат доломита 2, частично заполнивший каверну (обр. 104) (ж – в скрещенных николях, ув. $\times 5$; з, и – при катодоллюминесцентном свечении; з – ув. $\times 5$, и – ув. $\times 10$); к – агрегат седловидного доломита 2 с включенными в его структуру агрегатами доломита 1 (обр. 100) (ув. $\times 1,6$; ник. X); л, м – железистый доломит 2 в виде жилок, характеризующийся черной окраской при катодоллюминесценции ($Fe_2O_{3\text{общ.}} = 3,29\%$) (л – в проходящем свете, ув. $\times 1,6$; м – при катодоллюминесцентном свечении, ув. $\times 5$)

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 (рисунок 35, 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. рисунок 35, 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 магниезальных растворов, чем объясняется заполнение кристалликами доломита центральных каналов в члениках криноидей [Вишняков, 1956].

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. рисунок 35, 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 подобных 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, выполненных глинисто-органическим веществом и/или твердым битумом с рассеянными зернышками пирита, выделяются прослойки, 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. рисунок 35, 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 зубчатыми контактами (см. рисунок, 34, и). За их пределами преобладают крупные идиоморфные кристаллы с межкристаллическими порами и пустотами выщелачивания (см. рисунок 35, к).

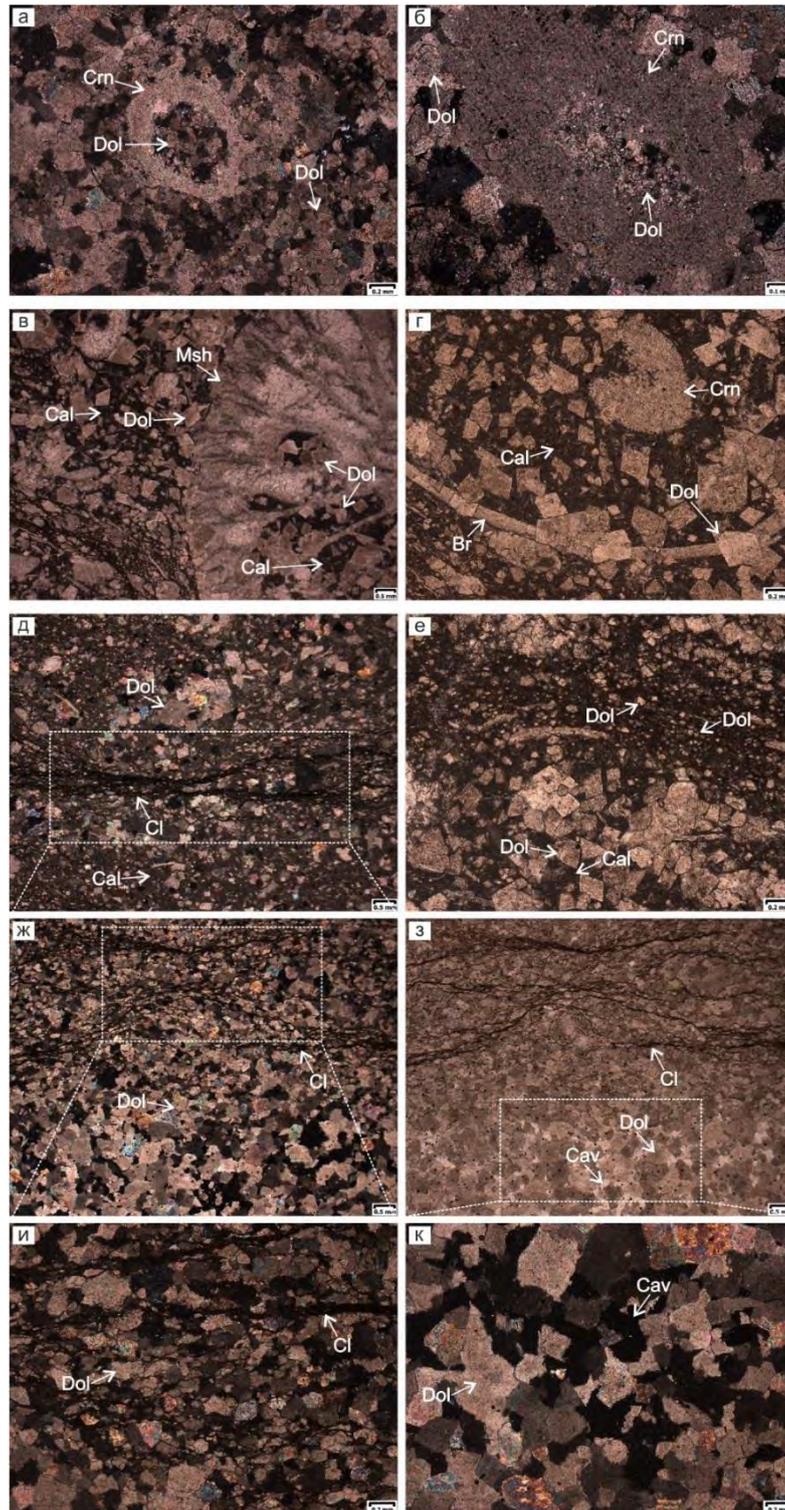


Рисунок 35. Массивные доломиты замещения и известняки глинистые с неполно проявленной доломитизацией (Dol – доломит; Cal – кальцит; Cl – глинистое вещество; фаунистические остатки: Crn – криноидей; Msh – мшанок; Br – брахиопод)

а, б – вторичный доломит с сохранившимися от замещения члениками криноидей, с кристаллами доломита в осевом канале (обр. 135) (а – ув. $\times 5$, б – ув. $\times 10$; ник. X); в, г – избирательная приуроченность идиоморфных ромбоэдров к микрозернистому кальцитовому цементу и контакту фаунистических остатков с цементом (обр. 106) (г – ув. $\times 1,6$, д – ув. $\times 5$; ник. II); д, е – различная структура кристаллов доломита в зоне, обогащенной глинистым материалом и сложенной микрозернистым кальцитовым матриксом (обр. 106) (ж – ув. $\times 1,6$, ник. X; з – ув. $\times 5$, ник. II); ж, з – участки с аналогичными сохранившимися глинистыми прослоями в образцах с полно проявленной доломитизацией (обр. 96) (ув.

×1,6; ж – ник. X, з – 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 слоев с развитыми межкристаллическими порами и кавернами (обр. 96) (ув. ×5, ник. X)

Главными элементами, определяющими химический состав доломита, являются Ca и Mg, по их концентрациям делаются выводы относительно упорядоченности структуры этого минерала. Большая 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, нередко отсутствие первичных структур и текстур, сахаровидный облик пород, часто повышенное количество межкристаллических пор и наличие каверн. Пустотное пространство характеризуется неоднородным распределением в породах вследствие неравномерной доломитовой цементации, структурной неоднородности кристаллов доломита, а также степени заполнения пустотного пространства доломитом второй генерации, кальцитом, сульфатами кальция и/или кварцем.

Для установления времени кальцитизации, сульфатизации и силификации карбонатных пород полезны данные о парагенетических соотношениях кальцита, гипса/ангидрита, кварца/халцедона и кристаллов доломита [Диагенез и катагенез..., 1971]. Кристаллы и агрегаты кальцита выполняют межкристаллические поры, каверны и характеризуются реакционными контактами с доломитом. Для кальцита типичны желтые до оранжевого цвета катодоллюминесценции (рисунок 36, 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. рисунок 36, 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. рисунок 36, ж, з). Кристаллы вторичного кварца и халцедона характеризуются отсутствием катодоллюминесцентного свечения, т.е. черной окраской. Однако для редких обломочных алевритовых зерен свойственно голубое катодоллюминесцентное свечение. Встречается ассоциация халцедона и гипса, которая свидетельствует о более позднем времени формирования халцедона, так как последний прорастает кристаллы гипса (см. рисунок 36, и).

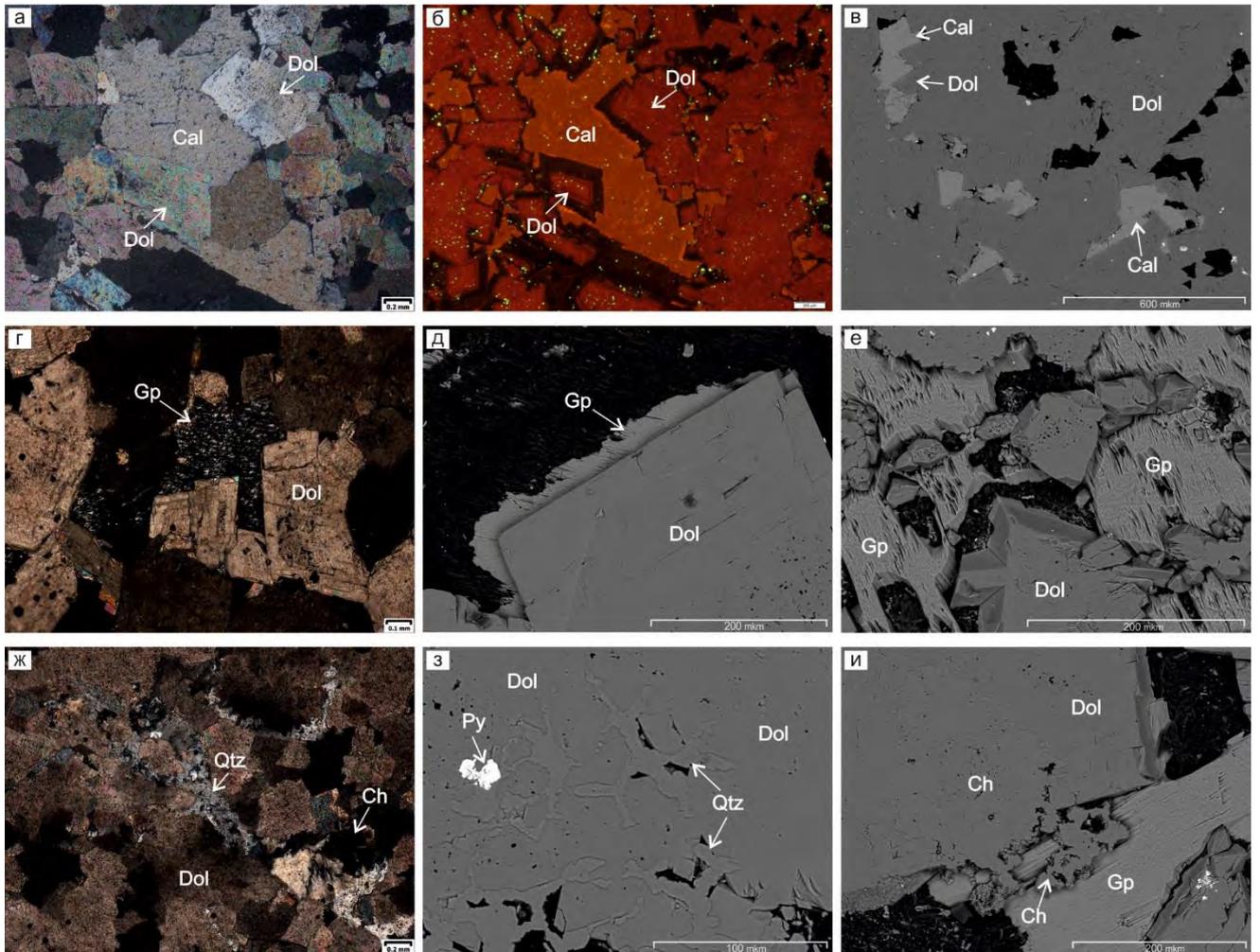


Рисунок 36. Вторичные минералы в доломитах замещения (Dol – доломит первой генерации; Cal – кальцит; Gp – гипс; Qtz – кварц; Ch – халцедон; Py – пирит)

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. $\times 5$); в – вторичный кальцит, слагающий межкристаллические поры в доломите (обр. 103, фото в обратно-отраженных электронах); г – гипс в пространстве между кристаллами доломита (ув. $\times 10$; ник. X); д – гипс в виде каёмки обрастания по периферии кристалла доломита (ув. $\times 400$); е – агрегат гипса, выполняющий пространство между кристаллами доломита (обр. 105, ув. $\times 500$); ж – кварц и халцедон, заполняющие межкристаллические пространства и корродирующие кристаллы доломита (обр. 102, ув. $\times 10$; ник. X); з – кварц, выполняющий межкристаллические поры и интерстиции между кристаллами доломита (обр. 105, ув. $\times 80$); и – халцедон, частично корродирующий кристаллы доломита и заполняющий участки внутри кристаллов гипса (обр. 105, ув. $\times 400$)

В вышележащих верхнесилурийских (неракачинская (S_2^{1nr}) и кираская (S_2^1 - S_2^{2kr}) свиты) и нижнедевонских (D_{1l}) 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 хомогенной природе. Данная ассоциация минералов

демонстрирует прекращение осаждения солей кальция и магния на ранних стадиях эвапоритового процесса – на стадии формирования доломита и гипса (рисунок 37).

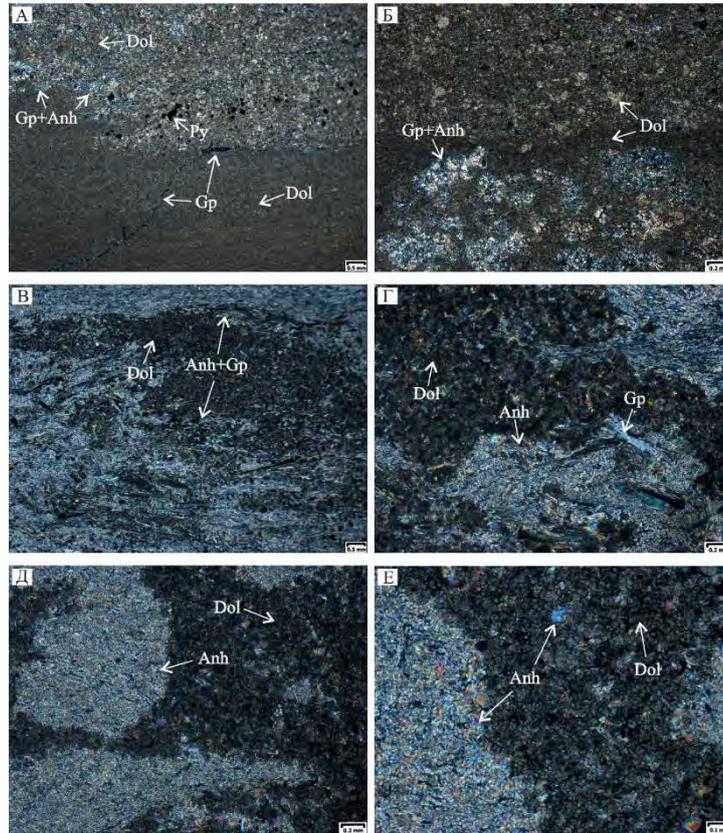


Рисунок 37. Сульфатно-карбонатные верхнесилурийские и нижнедевонские отложения (Gp – гипс; Anh – ангидрит; Gp+Anh и Anh+Gp – агрегаты гипса и ангидрита с различным соотношением минералов; Dol – доломит; Py – пирит)

а, б – контакт доломита микрозернистого с жилками гипса и доломито-ангидрита (обр. 145) (неракачинская свита); в, г – доломито-ангидрит (обр. 153) (кираская свита) (а, в – ув. $\times 1,6$, б, г – ув. $\times 5$; ник. X); д, е – доломито-ангидрит, сложенный агрегатом тонкокристаллического доломита и ангидрита (обр. 161) (лохковский ярус) (д – ув. $\times 5$, е – ув. $\times 10$; ник. X)

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_{1mn}^2) (86,5–100 ppm, или 0,008–0,01 %, редко 0,02 %) к сульфатно-карбонатным отложениям неракачинской свиты (S_{2nr}^1). 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_{1khl}^1) (до 303 ppm, или 0,03 %) к доломитам замещения мунильской свиты (S_{1mn}^2) (см. рисунок 32). Стронций входит в состав карбонатных минералов 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 магнем доломитизирующего раствора.

Объектом 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 обр. 104 встречены первичные двухфазовые флюидные включения с большим (25–35 об. %) газовым пузырьком (рисунок 38, г). В доломите 2 из образцов 100, 103 и 104 обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные включения водно-солевых растворов, содержащие газовый пузырек, занимающий меньше 10 % объема вакуоли, и водный раствор (см. рисунок 38, а–в).

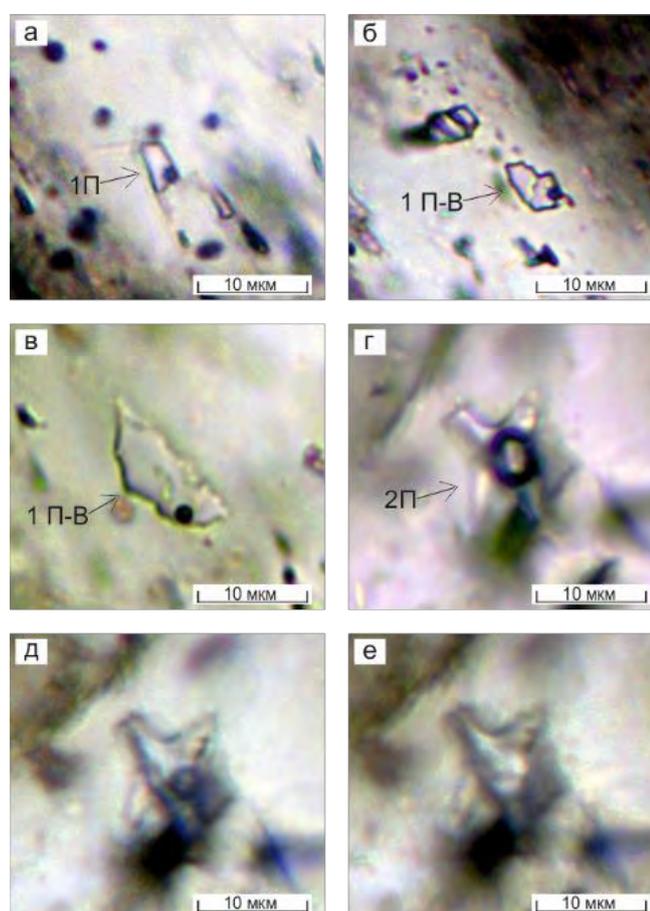


Рисунок 38. Флюидные включения в кристаллах доломита

Температуры: а–г – комнатная; д – 110°C; е – 139°C (включение соответствует гомогенному (однородному) флюиду, захваченному при температуре, соответствующей минимальной температуре начала кристаллизации)

а–в – включения водно-солевых рассолов в доломите второй генерации: а – первичное, 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)

Первичные включения захвачены при росте кристалла. Первичная природа флюидных включений определена по их равномерному распределению в объеме минерала-хозяина или

приуроченности к зонам роста [Реддер, 1987]. 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 (таблица 3) показали, что они содержат жидкость с высоким (значительно больше, чем у воды) коэффициентом объемного расширения, не замерзающую при охлаждении до $-150\text{ }^{\circ}\text{C}$. По-видимому, включения содержат низкокипящую «органическую» жидкость типа бензина и представляют собой двухфазовые включения миграционных жидких углеводородов (см. рисунок 38, г–е). Эти включения гомогенизируются при температурах от $+134$ до $+139\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рисунок 39, а).

Таблица 3. Результаты исследования первичных и первично-вторичных включений в доломите

№ группы включений	Генерация доломита	Тип включений*	<i>n</i>	$T_{\text{гом}},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{\text{эвт}},$ $^{\circ}\text{C}$	$T_{\text{пл.}}$ $\text{льда}, ^{\circ}\text{C}$	$C_{\text{солей}},$ мас. % экв. CaCl_2	$d,$ г/см^3	$T_{\text{крист}},$ $^{\circ}\text{C}$, при 540 бар
100 каёмка кристалла	D2	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	D1	2 П	2	139	-	-	-	-	-
		2 П	3	134	-	-	-	-	-
104 каёмка кристалла	D2	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 каёмка кристалла	D2	1 П-В	3	90	-56	-32,6	25,5	1,15	115

Примечания. Генетический тип включений: 1 – двухфазовые газовой-жидкие, 2 – двухфазовые жидкие УВ, П – первичные, П-В – первично-вторичные, *n* – количество включений; $T_{\text{гом}}, ^{\circ}\text{C}$ – температура гомогенизации (минимальная температура начала кристаллизации, температура превращения двухфазового включения в гомогенный водный флюид, захваченный минералом при повышенной температуре); $T_{\text{эвт}}, ^{\circ}\text{C}$ – температура эвтектики (температура первого фазового перехода, при которой появляются первые капли жидкости при таянии льда после полной заморозки включения, на основе которой определяется набор компонентов во включении); $T_{\text{пл.}}$ льда, $^{\circ}\text{C}$ – температура плавления льда (температура исчезновения последнего кристаллика льда в двухфазовом

включения, при помощи которой рассчитывается концентрация солей в растворе); $C_{\text{солей}}$ мас. %-экв. CaCl_2 – концентрация солей в растворах включений для системы $\text{CaCl}_2\text{--H}_2\text{O}$; $d, \text{г/см}^3$ – плотность флюида; $T_{\text{крист}}$, °C, при 540 бар – температура кристаллизации минерала, рассчитанная с учетом поправки на влияние литостатического давления

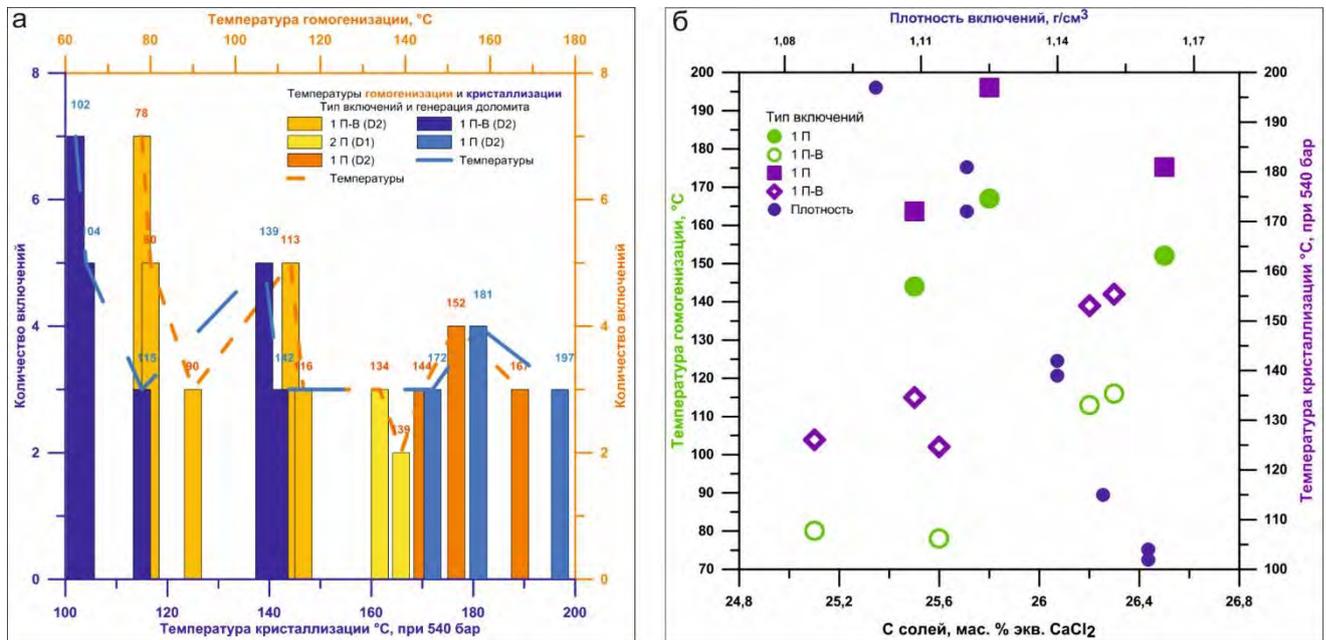


Рисунок 39. Характеристика основных параметров флюидных включений: диаграммы для различных их типов и генераций доломита (а); для минералообразующих флюидов доломитов второй генерации (б)

Результаты термо- и криометрических исследований 33 индивидуальных флюидных включений (первичных и первично-вторичных) в доломите 2 (см. таблица 3) показали, что жидкость в них замерзает при температуре около -80 °C. Она представляет собой водный раствор хлоридов Na, Ca и Mg ($\text{NaCl--CaCl}_2\text{--MgCl}_2\text{--H}_2\text{O}$), о чем свидетельствует температура эвтектики раствора от -55 до -59 °C. Температура гомогенизации (минимальная температура начала кристаллизации) первичных двухфазовых включений типа 1 составляет $144\text{--}167$ °C, концентрация солей $25,5\text{--}26,5$ мас. %-экв. CaCl_2 , плотность флюида $1,10\text{--}1,12$ г/см³. Температура гомогенизации первично-вторичных двухфазовых включений типа 1 – $78\text{--}116$ °C, концентрация солей – $25,1\text{--}26,3$ мас. %-экв. CaCl_2 , плотность флюида $1,14\text{--}1,16$ г/см³ (см. рисунок 39, а). Наблюдается положительная корреляция температур кристаллизации и значений солёности флюида, что связано с увеличением растворимости соединений с ростом температуры, и отрицательная корреляция температуры захвата с его плотностью (см. рисунок 39, б).

Поскольку по геологическим данным изученный доломит кристаллизовался на глубине около 2 км, литостатическое давление составляло около 540 бар, или 550 кг/см². Согласно рассчитанной поправке на давление, добавленной к температуре гомогенизации, истинная температура кристаллизации доломита (температура захвата) варьировала в диапазоне $102\text{--}197$ °C (см. рисунок 39, а).

§ 4.2 Условия формирования вторичных доломитов нижнего силура

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 катодоллюминесценции 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 внешняя оторочка формировалась из растворов с меньшим содержанием кальция и магния, чем в ядре, 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 заместила 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 [Карбонатные породы..., 1970, т. 1]. В стадию катагенеза источником метасоматического флюида являлись захороненные реликтовые эвапоритовые рассолы. Последние сохранились в перекрывающих мунильскую свиту (S_1^{2mn}) 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 (межкристалльные растворы вышележащих карбонатно-сульфатных отложений) мигрировали сверху вниз и по латерали через проницаемые зоны в нижнесилурийских отложениях.

Считается, что доломит имеет более плотную кристаллическую решетку в сравнении с кальцитом; поэтому при доломитизации уменьшается объём 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 [Machel, 2014]. Настоящий процесс наиболее характерен для модели рассольной доломитизации [Юдович, Кетрис, 2014], 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, то есть 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 первой генерации, облегчило интенсивность химического растворения при циркуляции пластовых вод с более низкими значениями pH. Как уже упоминалось, большая 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 второй генерации. 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 [Диагенез и катагенез..., 1971]. 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 этих элементов в составе терригенной примеси и, возможно, органических остатков с кремнистым скелетом. По мере выпадения из раствора химических соединений в виде доломита и падении 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 кремнезёмом, способствовала частичному растворению и замещению кристаллов доломита, ограничивающих стенки пор, с формированием кварца и халцедона в межкристаллическом пространстве.

Таким образом, наблюдается закономерная последовательность выделения минералов: доломит 1 генерации (134–139 °C) – доломит 2 генерации (172–197 °C) – 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-каверновом пространстве пород, сформированном вследствие доломитизации и сопряженного с ней растворения каркаса пород. Образование сульфатов кальция является индикатором модели рассольного катагенеза. Кварц и халцедон – сопутствующие вторичные минералы доломитов замещения, кристаллизующиеся на заключительном этапе метасоматического процесса (таблица 4).

Таблица 4. Стадийность кристаллизации доломита и сопряженных вторичных минералов

Минерал	Температура формирования, °C				
	200-150	150-130	130-120	120-110	110-100
Dol1, зональный					
Растворение Dol1, формирование Dol2*					
Cal поровый					
Гипс					
Кварц, халцедон					

Примечания. 1–5 – стадии формирования минералов; * – влияние интрузий на температуру кристаллизации доломита 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 (рисунок 40). 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. рисунок 40). Поровое пространство пород, литогенетические и тектонические трещины служили путями миграции для просачивающихся рассолов.

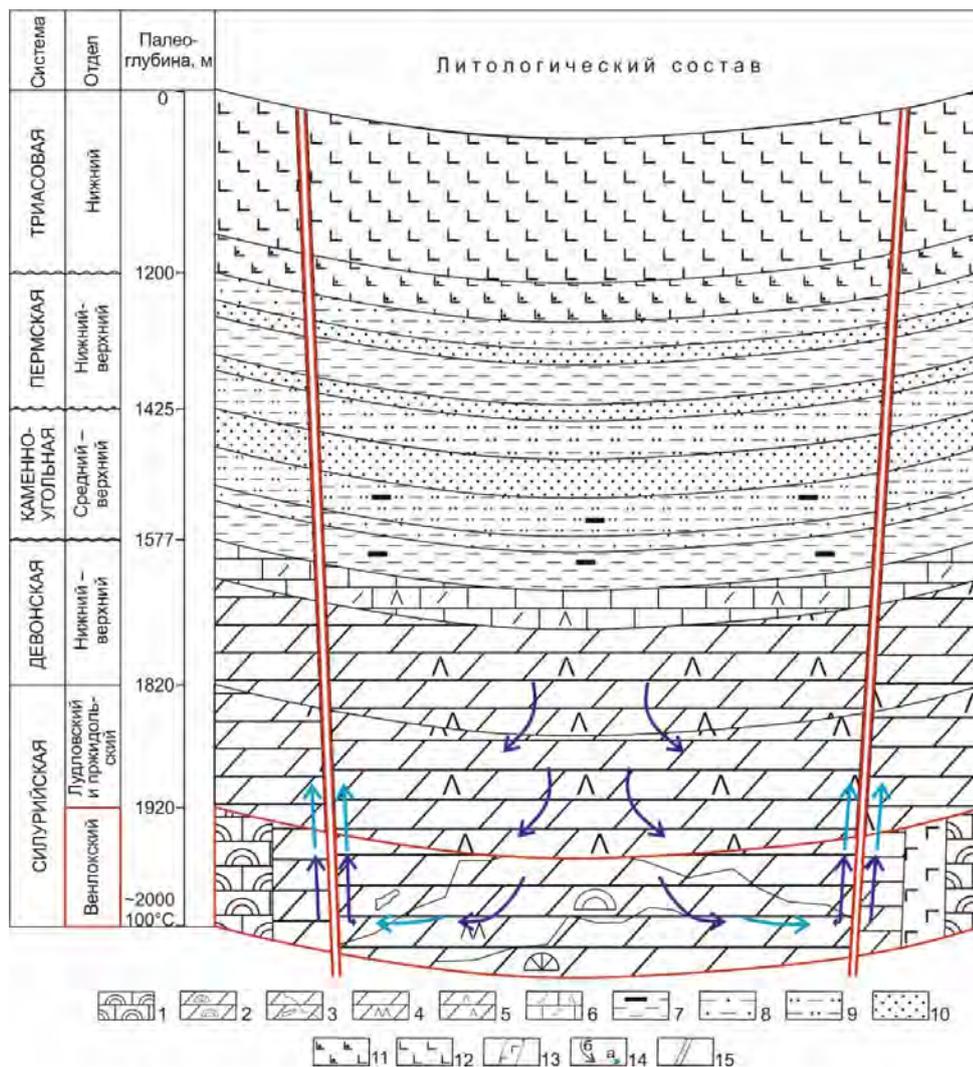


Рисунок 40. Принципиальная модель доломитизации карбонатных пород венлокского отдела

1 – известняки кораллово-строматопоровые; 2-4 – доломиты; 5 – доломито-ангидриты; 6 – известняки ангидритистые; 7-10 – терригенные отложения; 11 – туфогенные отложения; 12 – базальты; 13 – секущее тело долерита; 14 – миграция: а - поровых нормально-морских вод, б - рассолов; 15 – разломы

Как показал палеотектонический анализ, на всей территории Тунгусской синеклизы завершающим этапом погружения был ранний триас [Органическая геохимия..., 1981]. С начала юрского периода вплоть до настоящего времени в этом регионе действует существенно

эрозионный этап, характеризующийся 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 ($5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) палеотемпературы в них были невысокими (около 50°C), поэтому очевидно, что основной этап доломитизации, а также формирование доломита второй генерации соответствовали эпохе максимального погружения территории Тунгусской синеклизы – раннетриасовой, когда силурийские отложения находились в зоне прогрессивного развития процессов катагенеза в соответствии с палеотемпературой 100°C .

Результаты исследований автора 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 воздействием 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 скважины 3 пластовых тел долеритов не зафиксировано, но севернее Ледянской параметрической скважиной 358 в составе 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.

Проведенные комплексные литолого-минералогические и геохимические исследования позволили 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 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. Пути миграции для просачивающихся рассолов служили поровое пространство и трещины в известняках.

Важное значение имел трапповый магматизм, вызвавший дополнительный прогрев отложений как результат термального влияния интрузий долеритов и увеличения палеоглубины погружения пород. Следствием вторичной доломитизации известняков явилось формирование двух генераций доломита. Первая генерация – породообразующая. Минимальная температура начала кристаллизации доломита 1 составляла ~139–140 °С. Образование доломита второй генерации, истинная температура кристаллизации которого достигала 172–197 °С, произошло позднее, в результате дополнительного прогрева пластовых вод под действием интрузий.

Вторичная доломитизация, как правило, улучшала коллекторские свойства карбонатных пород. Однако процессы доломитизации в отдельных интервалах разреза привели к ухудшению их фильтрационно-емкостных свойств из-за доломитовой цементации, формирования агрегатов неправильно-зернистого доломита, занимающего пространства между ромбоэдрическими кристаллами доломита 1, позднего более высокотемпературного доломита 2, выполняющего каверны и трещины, а также перекристаллизации, кальцитизации, сульфатизации и окремнения.

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

§ 4.3 Строение пустотного пространства доломитов, фильтрационно-емкостные свойства пород, классы и типы коллекторов. Породы – флюидоупоры

§ 4.3.1. Корреляционные зависимости между основными оценочными параметрами пород-коллекторов и флюидоупоров

§ 4.3.1.1. Породы-коллекторы

Выполнены анализ, обработка и интерпретация результатов петрофизических исследований 141 образца вторичных доломитов нижнего-верхнего силура скважин Ледянская 2, 3 и Кыстыктахская 1П. Исследовались параметры открытой пористости, выполненной двумя методами: газоволюметрическим методом и методом насыщения (с использованием модели пластовой воды и керосина), абсолютной газопроницаемости, выполненной на образцах как цилиндрической, так и кубической формы (параллельно и перпендикулярно напластованию). По результатам замеров проницаемости в двух направлениях для кубических образцов рассчитаны коэффициенты фильтрационной анизотропии. Дана оценка остаточной водонасыщенности и подсчитаны значения эффективной пористости. Изучена структура порового пространства на основе интерпретации кривых капиллярного давления.

Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа подразделяются на две группы: простые (поровые, каверновые и чисто трещинные) – с одной единой системой фильтрационных каналов и сложные – с двумя взаимосвязанными фильтрационными системами (трещинно-поровые, порово-трещинные и каверново-трещинные) [Смехов, Дорофеева, 1987; Багринцева, 1977; 1999].

Согласно оценочно-генетической классификации карбонатных коллекторов К.И. Багринцевой [Багринцева, 1977; 1999], карбонатные коллекторы порового и каверново-порового типа характеризуются следующими параметрами: открытая пористость изменяется от 6–7 % до 35 %, эффективная пористость от 4 % до 30 %, величина абсолютной газопроницаемости также колеблется в широких пределах от 1 до 1000 мД и более. Увеличение пористости происходит соответственно увеличению проницаемости. Остаточная водонасыщенность составляет от 5 % до 30 % для нефтяных и от 10 % до 50 % для газовых месторождений.

Отличительные черты карбонатных коллекторов порового типа: 1. между основными оценочными параметрами: пористостью, проницаемостью и остаточной водонасыщенностью есть тесная корреляционная связь; 2. изотропность свойств в отношении проницаемости.

Основная особенность карбонатных пород – возможность развития трещин и каверн в плотной, практически непроницаемой матрице. Карбонатные породы-коллекторы трещинного и сложного типа (трещинно-порового, порово-трещинного и каверново-трещинного) имеют следующие отличительные черты: 1. соотношение пористости и проницаемости в коллекторах

сложного строения имеет двойной характер: близкая величина емкости может характеризовать породы в широком диапазоне проницаемости от долей и первых единиц миллидарси до первых десятков и сотен миллидарси; 2. характерна выраженная анизотропия проницаемости в различных направлениях [Багринцева, 1982].

Коллекторы трещинного типа, в пустотном пространстве которых преобладающее развитие имеют микротрещины, характеризуются низкой пористостью (1–3 %), часто от 0,6 % до 1,5–2 % [Трещиноватость..., 1986]. Проницаемость изменяется в широких пределах от тысячных и десятых долей миллидарси до первых единиц, десятков и сотен мД, которая определяется взаимосвязанностью микротрещин и может изменяться за счет развития системы трещин по взаимно перпендикулярным направлениям на 1–2 порядка. Интенсивная трещиноватость обеспечивает емкость, проницаемость пород и анизотропию фильтрации по направлениям.

В коллекторах сложного типа емкость основной массы породы (так называемой матрицы) изменяется от долей процента до 6 %, проницаемость матрицы этих пород, устанавливаемая по керну, определяется долями миллидарси до 1 мД (для нефти) и 0,1 мД (для газа), реже 10 мД. Таким образом, граничное значение – пористость в 6–7 % и проницаемость в 1 мД (для нефти) и 0,1 мД (для газа) разделяет зону развития поровых и сложных коллекторов.

В сложных типах коллекторов, т.е. в породах с наличием трещин и каверн, общая емкость, т.е. сумма емкости каверн и емкости трещин может достигать 8 %, при емкости чисто трещинного коллектора 1,5–2 %. Подобная относительно высокая пористость сложных коллекторов обусловлена генетически связанной с трещинами кавернозностью, которая увеличивает емкостные характеристики пород за счет емкости пустот расширения, образовавшихся вдоль трещин в результате селективной растворимости карбонатных пород.

§ 4.3.1.1.1. Породы-коллекторы, вскрытые скважинами Ледянская 2 и 3

Изучение вторичных доломитов Ледянских скважин, залегающих в интервале глубин 731,2–673 м (скв. Ледянская 3) и 707–648,7 м (скв. Ледянская 2), выявило преобладание относительно низкоемких сложных коллекторов, а также поровых с мелкими кавернами и трещинами. В Ледянской структурно-фациальной зоне интервал распространения вторичных доломитов включает диапазон от верхов лландоверийского отдела (хукэлченской свиты (S_1^{khl})) или подошвы венлокского отдела (мунильской свиты (S_1^{mn})) до основания лудловского отдела (первая половина неракачинской свиты (S_2^{nr})) (рисунок 41).

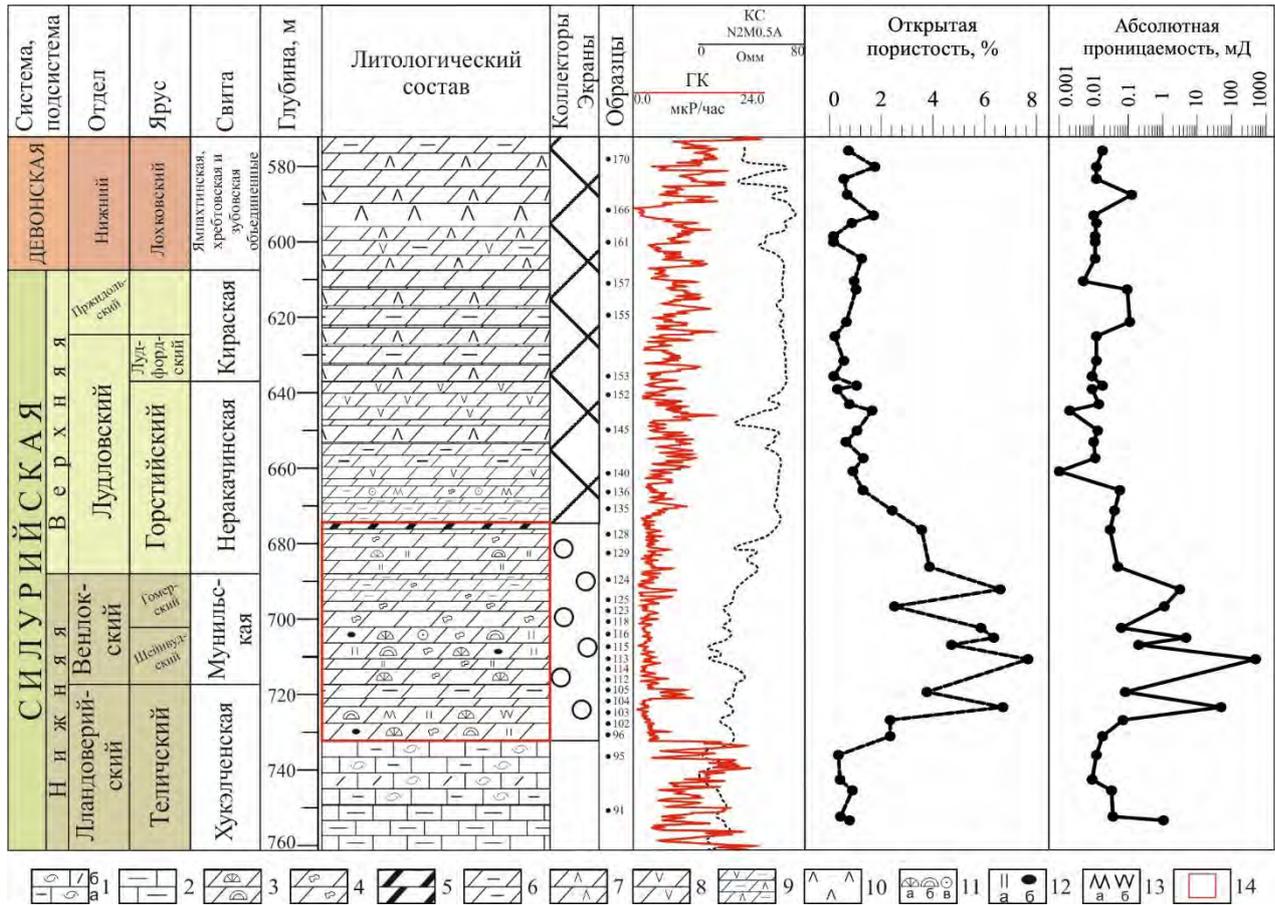


Рисунок 41. Породы-коллекторы и флюидоупоры в разрезе силурийских отложений Ледянской площади (скв. Ледянская 358). Масштаб 1:2000

1–2 – известняки: 1 – органогенно-обломочные глинистые (а), частично доломитизированные (б); 2 – глинистые; 3–5 – доломиты замещения: 3 – с кораллами и строматопоратами, 4 – кавернозные, 5 – битуминозные; 6–9 – доломиты седиментационные в ассоциации с гипсом и ангидритом: 6 – доломиты глинистые, 7 – доломито-ангидриты, 8 – доломиты с гипсом, 9 – доломиты с гипсом и ангидритом, глинистые; 10 – ангидриты; 11 – табулятоморфные кораллы (а), строматопораты (б), иглокожие (в); 12 – окремнение: беспорядочное (а) и в виде желваков (б); 13 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс); 14 – область в разрезе пород-коллекторов

Анализ соотношения емкостных и фильтрационных свойств исследуемых карбонатных пород Ледянских скважин показал, что их коллекторские свойства изменяются в широких пределах: пористость от 0,8 % до 8,3 %, проницаемость от 0,02 до 495,27 мД. Это свидетельствует о развитии пород с различным характером пустотного пространства. Можно выделить поровые V и VI классов, а также трещинные, порово-трещинные, трещинно-поровые и каверново-трещинные типы коллекторов VII класса (рисунок 42).

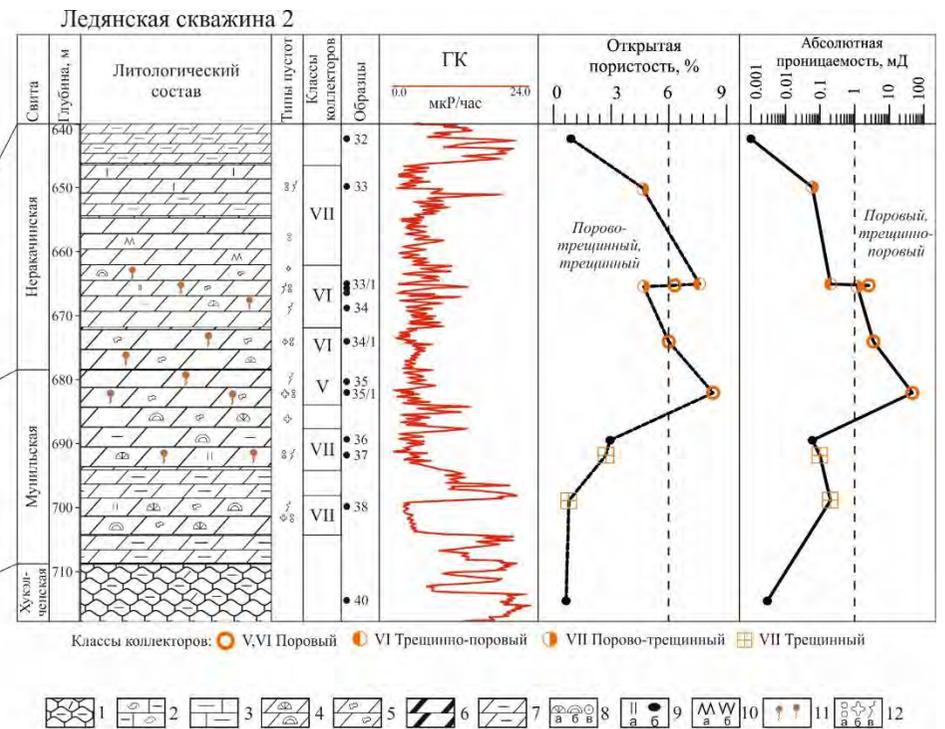
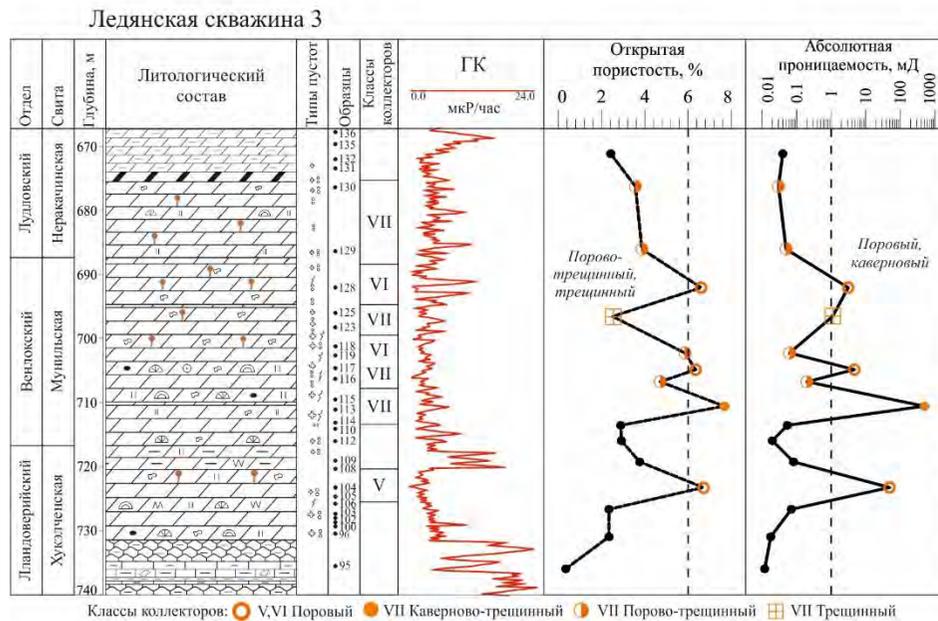


Рисунок 42. Породы-коллекторы во вторичных доломитах, вскрытых скважинами Ледяная 3 и 2. Масштаб 1:1000

1–3 – известняки: 1 – бургисто-наслоенные, глинистые, 2 – органогенно-обломочные глинистые, 3 – глинистые; 4–6 – доломиты замещения: 4 – с кораллами и строматопоратами, 5 – кавернозные, 6 – битуминозные; 7 – доломиты глинистые; 8 – табулятоморфные кораллы (а), строматопораты (б), иглокожие (в); 9 – окремнение: беспорядочное (а) и в виде желваков (б); 10 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс); 11 – нефтенасыщенность; 12 – типы пустот: поры (а), каверны (б), трещины (в)

Согласно оценочно-генетической классификации карбонатных коллекторов, граничные значениями коллекторских параметров составляют от VI к V классу соответственно: открытая пористость от 6 % до 25 %, абсолютная газопроницаемость от 1 до 50 мД и остаточная водонасыщенность от 30 % и 50 % до 20 % и 38 % (для нефти и газа соответственно). Граничные значения сложных типов коллекторов VII класса: открытая пористость от долей процента до 5–6 %, абсолютная газопроницаемость матрицы (поровых каналов) от 0,001 до 1 мД, трещин от 0,1 до 300 мД и более, остаточная водонасыщенность от 55–60 % до 100 %.

I. В доломитах замещения скважин Ледянская 2 и 3 поровые коллекторы V и VI классов, в которых хорошо сообщающиеся поры обеспечивают емкость и фильтрацию, характеризуются пористостью более 6 % и проницаемостью выше 1 мД. Для них характерно закономерное возрастание проницаемости от 2,56 до 48,93 мД при увеличении открытой пористости от 6 % до 8,3 %. Колебания эффективной пористости составляют 4,80–5,34 %, остаточной водонасыщенности от 20,33 % до 29,33 %. В разрезе мунильской свиты скважины Ледянская 2 (глубина 682 м) в доломитах массивных, кораллово-строматопоровых, пористо-кавернозных по перпендикулярному и двум параллельным направлениям газопроницаемость имеет близкие значения в соотношении соответственно 19,8 : 38,9 : 46,7 мД, при величине открытой пористости 8,3 % (коллекторы V класса). Отличительной чертой поровых типов коллекторов является изотропность фильтрационных свойств (коэффициент фильтрационной анизотропии 1,47).

II. В исследуемых разрезах широкое развитие имеют коллекторы сложных типов: порово-трещинного, трещинно-порового, каверново-трещинного и реже чисто трещинного. Низкоемкие и практически непроницаемые в лабораторных условиях породы с редкими изолированными кавернами или с наличием открытых микротрещин относятся к VII классу коллекторов. Они отличаются небольшими пределами изменения емкости, складывающейся из трещин и каверн или пористых участков: открытая пористость от 0,8 % до 5,85 %, в единичных случаях до 8 %, эффективная пористость от 1,10 % до 3,59 %. Породы пористостью до 5–6 % не являются коллекторами порового типа [Багринцева, 1977; 1999]. Отличительной чертой сложных типов коллекторов являются малые значения проницаемости, преимущественно 0,02–1,2 мД. В некоторых образцах проницаемость достигает 495,27 мД, при эффективной пористости 6,93 %.

В коллекторах трещинного и порово-трещинного типа, в пустотном пространстве которых преобладающее развитие имеют трещины, емкость изменяется от 0,8 % до 2,71 % (трещинный тип) и от 3 % до 5,85 % (порово-трещинный тип), проницаемость составляет сотые и десятые доли до первых единиц миллиарди (0,02–1,2 мД). Трещинно-поровые коллекторы характеризуются более высокими значениями пористости, достигающими 7,6–8 % и проницаемостью в десятые доли миллиарди (0,16–0,56 мД).

Пористость коллектора каверново-трещинного типа, складывающаяся из емкости каверн и трещин, достигает 7,33 %, проницаемость – 495,27 мД. Большое значение имеют неравномерная кавернозность, развитие небольших пористых зон и выщелачивание пород. Именно за счет этих вторичных пустот, образующихся в непроницаемой матрице, повышается емкость коллекторов. Каверново-трещинный тип коллектора подразумевает преобладающую роль трещин в проницаемости и дополнительное увеличение емкости за счет каверн.

Пустоты коллекторов насыщены углеводородным флюидом. Во вторичных доломитах, вскрытых скважиной Ледянская 2, в большей части разреза мунильской свиты венлокского отдела (инт. 676–696 м) зафиксированы многочисленные нафтидопроявления. Нафтиды представлены желтой жидкой нефтью и светло-желтым улетучившимся конденсатом с резким запахом. В отложениях, вскрытых скважиной Ледянская 3, в керне фиксируются примазки битума по стенкам трещин и поверхностям стилолитовых швов, выделения в порах черной густой нефти (инт. 680–700 м).

§ 4.3.1.1.2. Породы-коллекторы, вскрытые скважиной Кыстыктахская 1П

В разрезе скважины Кыстыктахская 1П вторичные доломиты и доломитизированные известняки венлокского отдела выделяются в интервале 2313–2265 м и отнесены к хюктинской свите (S_1^{khk}) Норильской структурно-фациальной зоны. Исследуемые разности отличаются сложным строением пустотного пространства: одновременным развитием поровых каналов, каверн и трещин, что проявляется в развитии широкого спектра типов коллекторов нефти и газа. На больших глубинах отложения характеризуются развитием преимущественно сложных типов коллекторов трещинно-поровых (VI класса), реже поровых, а также порово-трещинных, трещинно-порово-каверновых, каверново-трещинных, порово-каверново-трещинных и собственно трещинных коллекторов VII класса. Их фильтрационно-емкостные свойства изменяются в широком диапазоне: открытая пористость от 0,8–0,9 % до 10,5 %, абсолютная газопроницаемость от 0,01 до 25 мД (рисунок 43).

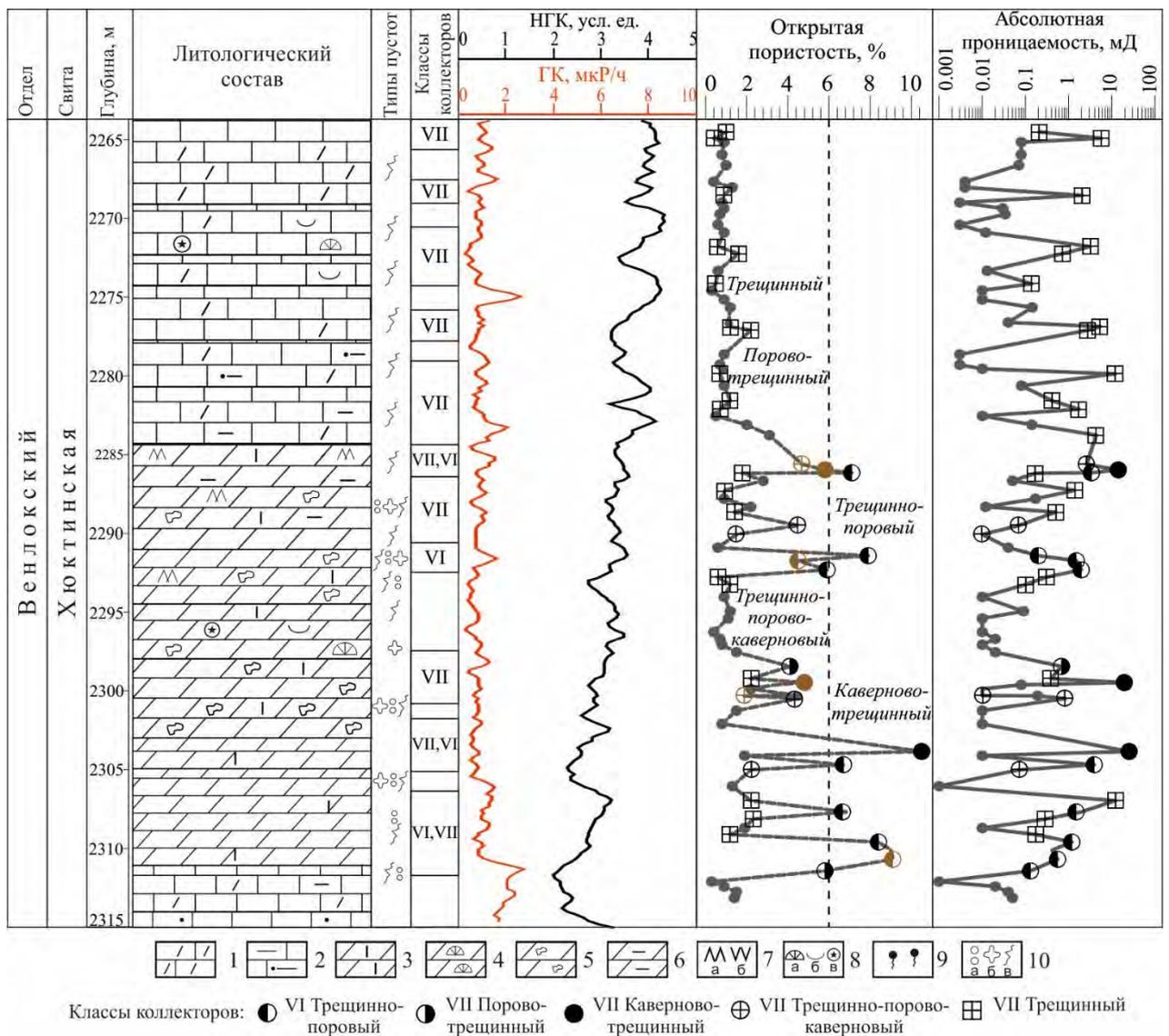
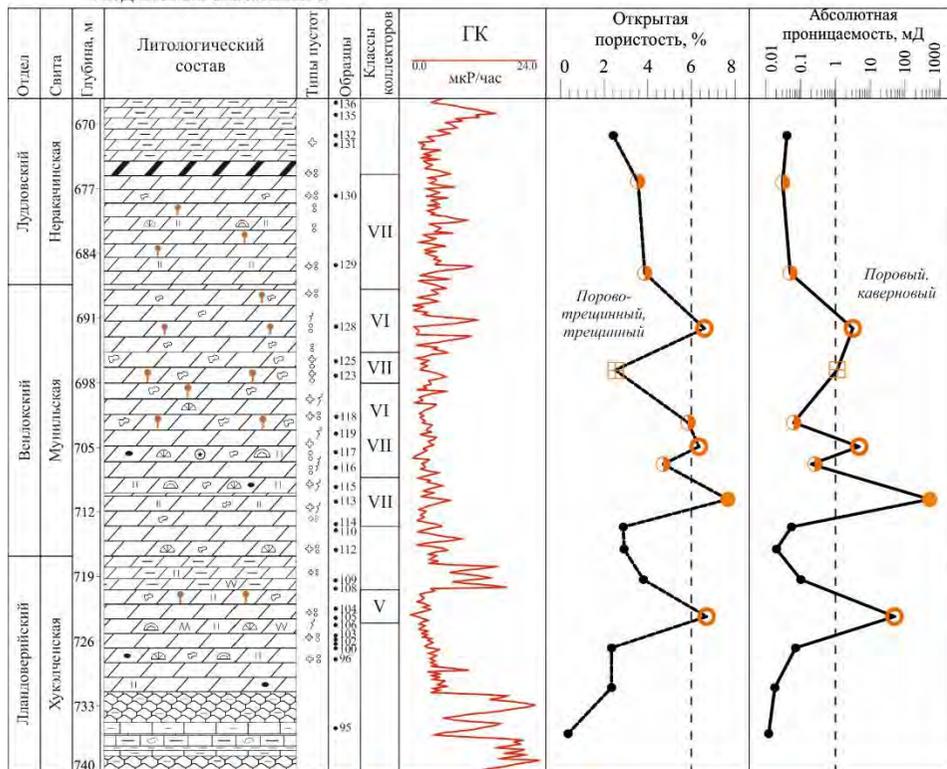


Рисунок 43. Породы-коллекторы во вторичных доломитах и доломитизированных известняках скважины Кыстыктахская 1П. Масштаб 1:500

1–2 – известняки: 1 – доломитизированные, 2 – глинистые и алевритистые; 3–5 – доломиты замещения: 3 – известковистые, 4 – с кораллами, 5 – кавернозные; 6 – доломиты глинистые; 7 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс); 8 – табулятоморфные кораллы (а), органогенный детрит (б), иглокожие (в); 9 – нефтенасыщенность; 10 – типы пустот: поры (а), каверны (б), трещины (в)

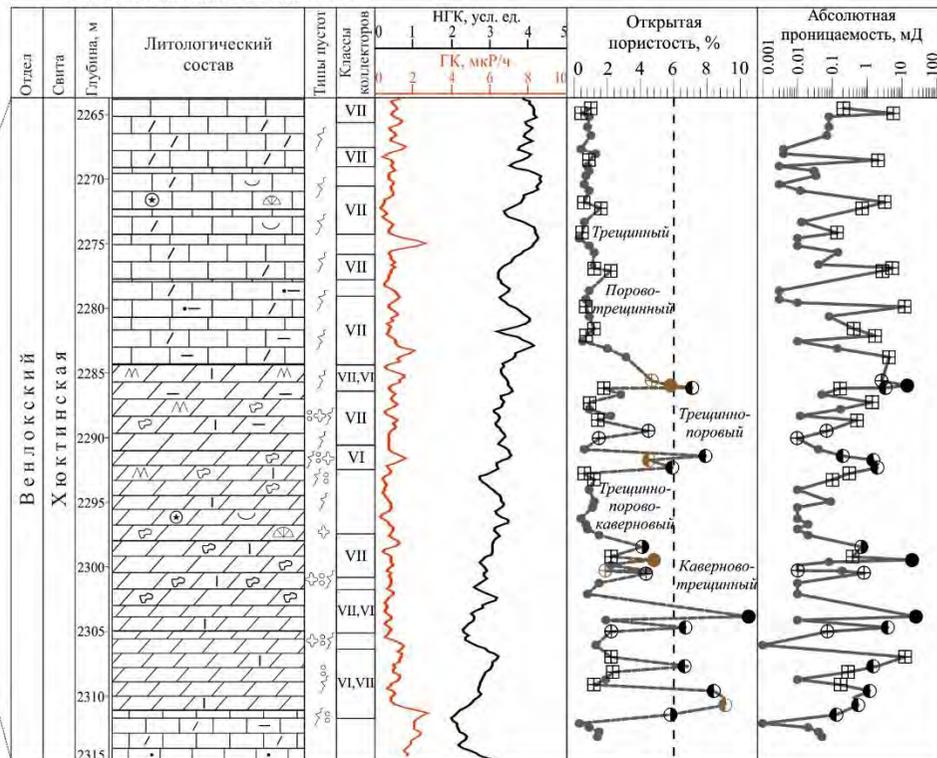
Коллекторские свойства вторичных доломитов, вскрытых скважинами Ледянской площади (северо-восток синеклизы), в совокупности проанализированы с фильтрационно-емкостными свойствами доломитов замещения венлокского отдела, вскрытых скважиной Кыстыктахская 1П (северо-запад синеклизы) (рисунок 44).

Ледянская скважина 3



Классы коллекторов: ○ V,VI Поровый ● VII Каверново-трещинный ◐ VII Порово-трещинный ◑ VII Трещинный

Кыстыктахская скважина 1П



Классы коллекторов: ◐ VI Трещинно-поровый ● VII Порово-трещинный ● VII Каверново-трещинный ⊕ VII Трещинно-порово-каверновый ◑ VII Трещинный

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15

Рисунок 44. Породы-коллекторы во вторичных доломитах, вскрытых скважинами Ледянская 3 и Кыстыктахская 1П. Масштаб 1:500

1–4 – известняки: 1 – бугристо-наслоенные, глинистые, 2 – органогенно-обломочные глинистые, 3 – доломитизированные, 4 – глинистые и алевролитистые; 5–8 – доломиты замещения: 5 – с кораллами и строматопоратами, 6 – кавернозные, 7 – известковистые, 8 – битуминозные; 9 – доломиты глинистые; 10–11 – фауна: 10 – табулятоморфные кораллы (а), строматопораты (б), 11 – иглокожие (а), детрит (б); 12 – окремнение: беспорядочное (а) и в виде желваков (б); 13 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс); 14 – нефтенасыщенность; 15 – типы пустот: поры (а), каверны (б), трещины (в)

I. В трещинно-поровом типе коллектора VI класса емкость обеспечивается мелкими порами, фильтрация определяется порами и улучшается за счет трещин. Наличие трещин в этих породах увеличивает величину проницаемости, но не определяет ее.

Трещинно-поровый тип коллектора по своей характеристике ближе к поровым, поэтому карбонатные коллекторы данного типа характеризуются открытой пористостью ~6 % и более, которая в исследуемых доломитах колеблется от 4,5 % до 9,1 %, чаще от 5,7–5,9 %, проницаемостью от 0,20 до 3,9 мД, чаще более 1 мД (от 1,18 мД). Открытая пористость по газу превышает пористость, измеренную по воде или керосину на 0,1–0,8 %. Величина эффективной емкости равна 5,1–6,3 %. Содержание остаточной воды составляет от 25,31 % до 35,36 %.

Для коллекторов трещинно-порового типа характерна изотропность фильтрационных свойств, о чем свидетельствуют результаты замеров проницаемости в трех направлениях (двух параллельных и одном перпендикулярном) для кубических образцов, которые составляют 0,37 : 0,55 : 0,33 мД и 1,50 : 1,41 : 1,03 мД. Коэффициент фильтрационной анизотропии равен 1,19.

Выделяются также порово-трещинные разности коллекторов VII класса, в которых величина открытой пористости составляет по воде и газу соответственно от 3,9 % и 5,7 % до 4,1 % и 5,8 %, абсолютной газопроницаемости от 0,13 до 0,68 мД. Количество связанной воды достигает 47,69 %, при снижении эффективной пористости до 3 %.

II. Трещинно-порово-каверновый, каверново-трещинный и порово-каверново-трещинный типы коллекторов VII класса характеризуются величинами открытой пористости (по воде/керосину и по газу) от 1,5 % до 9,9 % и до 10,5 %, абсолютной газопроницаемости от 0,01 до 25 мД. Емкость обеспечивается кавернами и порами, проницаемость – трещинами; разница в фильтрационных свойствах определяется наличием взаимосвязанных макро- и микротрещин.

Изолированные или слабо сообщающиеся поры и каверны, образованные в практически непористой матрице за счет селективной растворимости карбонатных пород, характеризуются весьма низкой фильтрационной способностью до тех пор, пока развитие фильтрующих трещин не обеспечит их сообщаемость. В этой связи в доломитах с изолированными кавернами, размером до 2–5 мм и пористыми участками открытая пористость составляет 1,5–4,3 % по воде и 1,5–4,5 % по газу, абсолютная газопроницаемость 0,01–0,08 мД (трещинно-порово-каверновый тип). В этом типе коллектора породы отличаются значительной плотностью матрицы, а имеющиеся поры и каверны характеризуются сложностью строения и слабой сообщаемостью.

При увеличении количества и сообщаемости трещин и наличии пористо-кавернозных участков, максимальная емкость остается близкой (от 1,9 % до 4,7 %), в то время как проницаемость возрастает до 0,2–2,62 мД.

Обязательным условием для фильтрации в карбонатных породах, отличающихся значительной плотностью матрицы, является развитие связанной системы трещин.

В доломитах с сетью открытых или частично заполненных (минерализованных) трещин, а также с порами и кавернами (каверново-трещинный и порово-каверново-трещинный типы) величины открытой пористости изменяются от 4,7 до 9,9 % (по керосину или воде) и до 10,5 % по газу, абсолютной газопроницаемости от 2,62 до 25 мД.

Результаты замеров проницаемости в трех направлениях для кубических образцов, представленных доломитами с частично открытыми трещинами с порами и кавернами размером до 2–8 мм показали, что проницаемость по двум параллельным направлениям составляет от 2,62 и 1,27 мД до 19,39 и 17,36 мД (в среднем от 1,95 до 18,38 мД), в перпендикулярном направлении от 0,81 до 3,52 мД. Рассчитанные коэффициенты фильтрационной анизотропии составили от 1,55 до 2,47. При этом в образцах с аналогичными величинами пористости 4,7 % и 4,8 %, максимальные значения газопроницаемости, измеренные в параллельном направлении, составляют 2,62 против 19,39 мД, что определяется развитием хорошо взаимосвязанных трещин.

III. В трещинном типе коллектора VII класса емкость и фильтрация определяются трещинами. Трещинный коллектор устанавливается по наличию образцов мелко-тонкокristаллических или разнокristаллических неодинаково доломитизированных известняков и доломитов, иногда неравномерно окремнелых и глинистых с низкой пористостью (менее 3 %) и проницаемостью от 0,1 мД (0,1–0,42 мД) до преимущественно первых единиц и десятков мД (до 1,37–12,1 мД). Пористость мала (от 0,3 % до 3,1 %) и соизмерима с емкостью трещин. Открытая пористость по воде или керосину является аналогичной или превышает пористость, измеренную газоволюметрическим методом на 0,1–0,5 %. Фильтрация происходит по трещинам, так как радиусы пор малы и практически не участвуют в фильтрации (величина эффективной емкости 0,5–1,5 %), поэтому пропорционального и закономерного увеличения пористости относительно проницаемости не наблюдается, что объясняется преимущественной фильтрацией флюида по системе трещин. Трещины разнонаправленные, шириной до 0,5–0,6 см, иногда до 1,5 см, частично или полностью выполненные кальцитом, глинистым материалом, реже ангидритом, а также открытые.

Для карбонатных коллекторов трещинного типа характерна резко выраженная анизотропия проницаемости в перпендикулярном к слоистости и параллельном ей направлениях. В исследуемых трещиноватых породах коэффициент фильтрационной анизотропии изменяется от 1,31 до 25,34. Он уменьшается в разностях, которые отличаются развитием системы разноориентированных трещин, определяющих проницаемость в горизонтальном и вертикальном направлениях и, напротив, возрастает, достигая максимальных значений в породах с преобладанием одной системы, например, горизонтальных трещин, как в некоторых исследуемых образцах, определяющих высокую анизотропию проницаемости.

Величина остаточной водонасыщенности колеблется от 39,61 % до 74,10 %, так как при незначительных величинах пористости до 3–4 % матрица характеризуется развитием мелких поровых каналов, увеличивающих возможности удержания остаточного флюида.

В отложениях, вскрытых скважиной Кыстыктахская 1П трещиноватые разности преобладают по всему венлокскому разрезу, охарактеризованных керном в интервале 2265–2315 м. Доминируют трещинные коллекторы, особенно в интервале 2265–2285 м, тогда как в интервале глубины 2286–2313 м среди них выделяются смешанные трещинно-поровые и каверново-трещинные коллекторы. Пористые и кавернозные разности не образуют мощных пачек, а встречаются преимущественно прослоями небольшой мощности.

Несмотря на относительно малые величины емкости трещин, величина эффективного объема их имеет большое значение, поскольку количество флюидов, содержащихся в них, могут быть извлечены. Интенсивное развитие трещин обеспечивает взаимосвязь пористых и плотных пластов и единое строение резервуара, о чем свидетельствует приток минерализованных вод (90,5 г/л), плотностью 1,14 г/см³, из интервала 2264–2309 м, дебит которых 27,8 м³/сут.

Таким образом, отложения отличаются разнообразием коллекторских свойств. На графике соотношения пористости и проницаемости приведены значения параметров, характеризующие различные типы коллекторов (рисунок 45). Видно, что нижний предел пористости порового коллектора равен 6 %, максимальные значения достигают 8,3 %. Этот узкий диапазон пористости соответствует значениям проницаемости от 2,56 до 48,93 мД. Трещинно-поровый тип коллектора по своей характеристике ближе к поровому, поэтому карбонатные коллекторы данного типа характеризуются открытой пористостью от 6 % и более.

Во многих разностях доломитов развита кавернозность, нередко образованная в практически непористой матрице за счет селективной растворимости карбонатных пород. Каверново-трещинный тип коллектора характеризуется преобладающей ролью трещин в проницаемости и увеличением емкости за счет каверн. При величинах открытой пористости от 4,8 % до 10,5 % проницаемость изменяется в широких пределах – от 14,1 до 495,27 мД.

В строении разрезов преобладают сложные типы коллекторов пористостью до 6 %, емкость которых обеспечивается мелкими пораами, соизмеримыми с емкостью трещин (порово-трещинный тип) или слабо сообщающимися кавернами (трещинно-порово-каверновый тип), фильтрация улучшается за счет трещин. Наличие трещин в этих породах увеличивает величину проницаемости и определяет ее (от 0,01–0,02 мД до 1,2–2,62 мД).

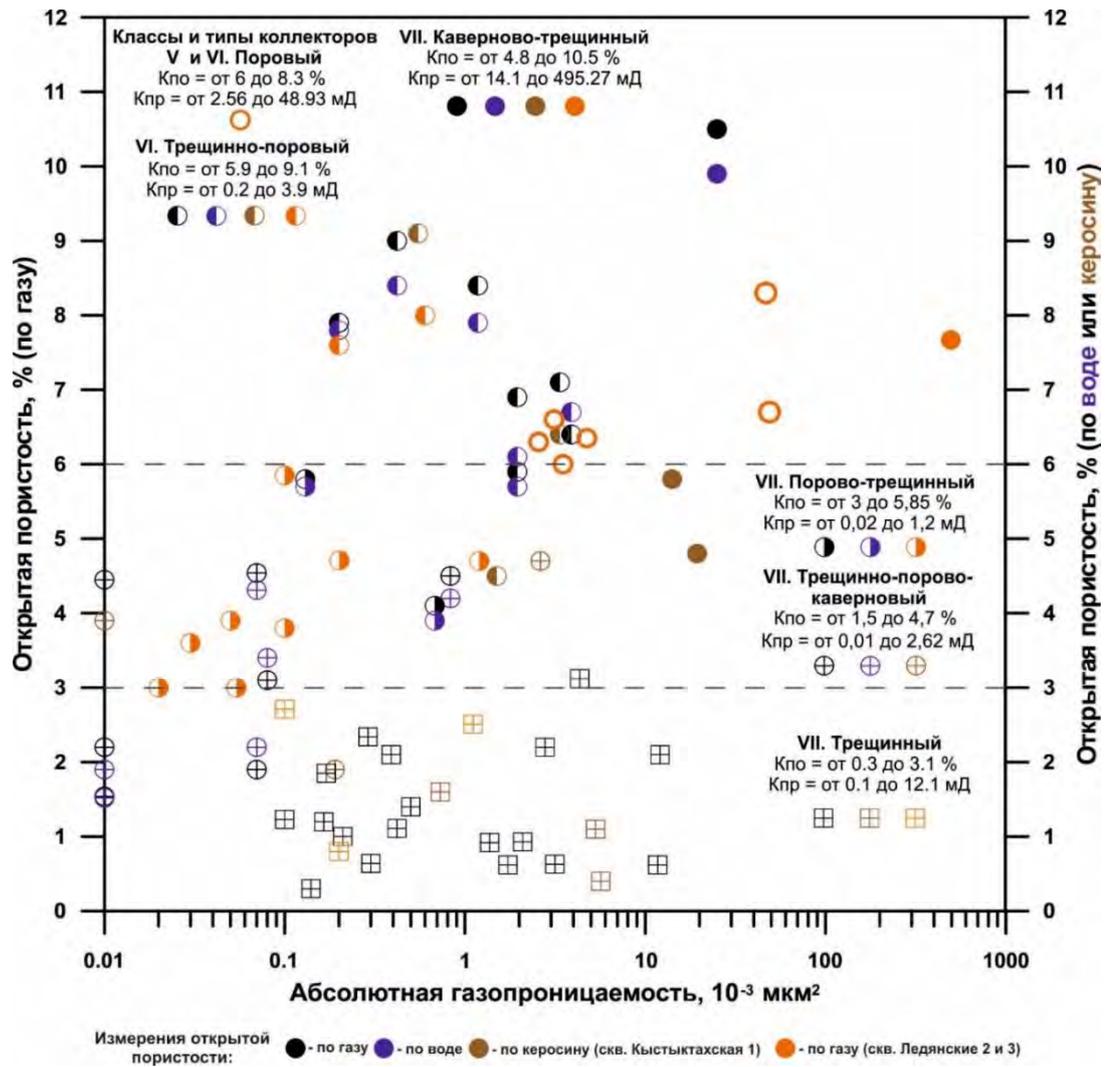


Рисунок 45. Соотношение между коэффициентами газопроницаемости $K_{прг}$ и открытой пористости $K_{по}$ (измеренной по газу, воде или керосину) для карбонатных коллекторов

Породы пористостью менее 3 % рассматриваются как чисто трещинный тип коллектора. При аналогичной величине емкости породы характеризуются широким диапазоном проницаемости – от десятых долей и первых единиц миллиардари до первых десятков миллиардари, что связано с неравномерной трещиноватостью.

На рисунке 46 показано изменение газопроницаемости в двух взаимно перпендикулярных направлениях. По осям абсцисс отложены значения газопроницаемости, замеренные в двух направлениях, параллельных напластованию, а по оси ординат – в направлении, перпендикулярном напластованию. Пунктирная линия, лежащая под углом 45° к оси абсцисс, является линией равных значений.

Расположение точек вблизи этой линии свидетельствует об изотропности фильтрационных свойств, характерной для поровых, трещинно-поровых коллекторов и тех образцов, отнесенных к трещинному типу, которые отличаются развитием системы разноориентированных трещин, определяющих проницаемость в горизонтальном и

вертикальном направлении. Для коллекторов сложных типов характерно смещение точек вниз от линии равных значений, что подтверждает наличие анизотропии фильтрационных свойств.

Резкая анизотропия фильтрационных свойств особенно характерна для коллекторов трещинного типа. Часть точек легла на ось абсцисс, что объясняется преимущественным развитием горизонтально ориентированных трещин.

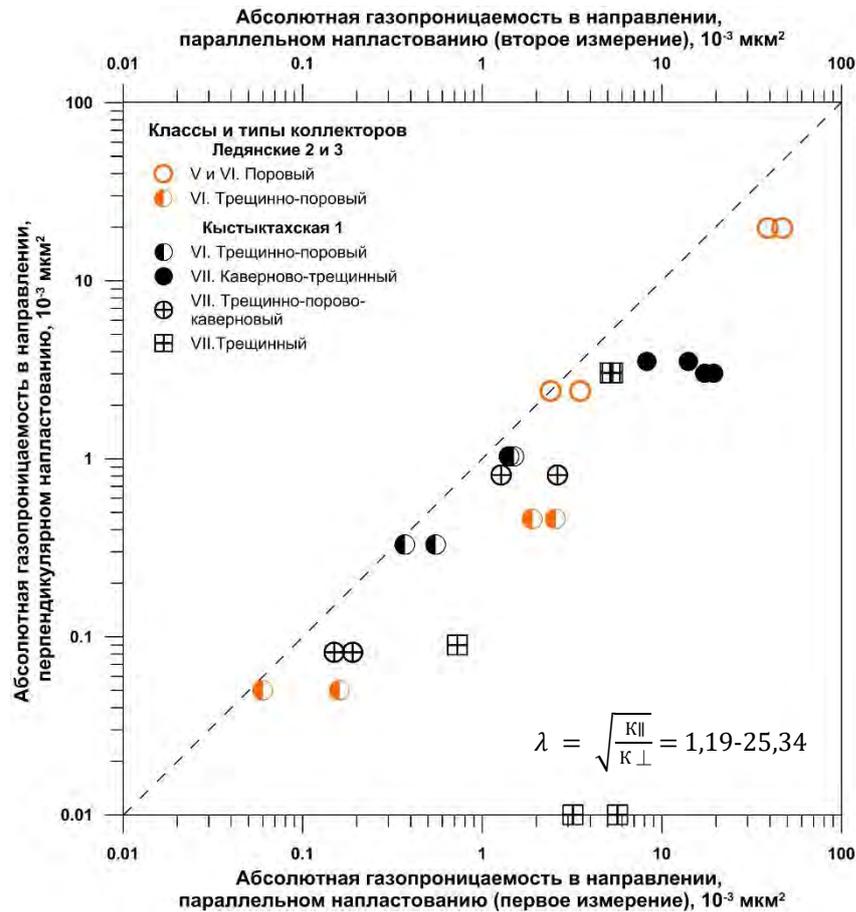


Рисунок 46. Измерения газопроводимости по направлениям в образцах кубической формы

Сопоставление открытой пористости, выполненной двумя методами: методом насыщения по И.А. Преображенскому (с использованием модели пластовой воды и керосина) и газовольметрическим методом, представлено на рисунке 47. Обнаружена тесная связь значений, полученных этими методами, с коэффициентом корреляции $R^2 = 0,99$.

В сложных типах коллекторов, в которых емкость обеспечивается мелкими порами и кавернами, открытая пористость по газу превышает пористость, измеренную по воде или керосину на 0,1–0,8 %. В трещинном типе коллекторов, в пустотном пространстве которых преобладают трещины, открытая пористость по воде или керосину является аналогичной или нередко превышает пористость, измеренную газовольметрическим методом на 0,1–0,5 %.

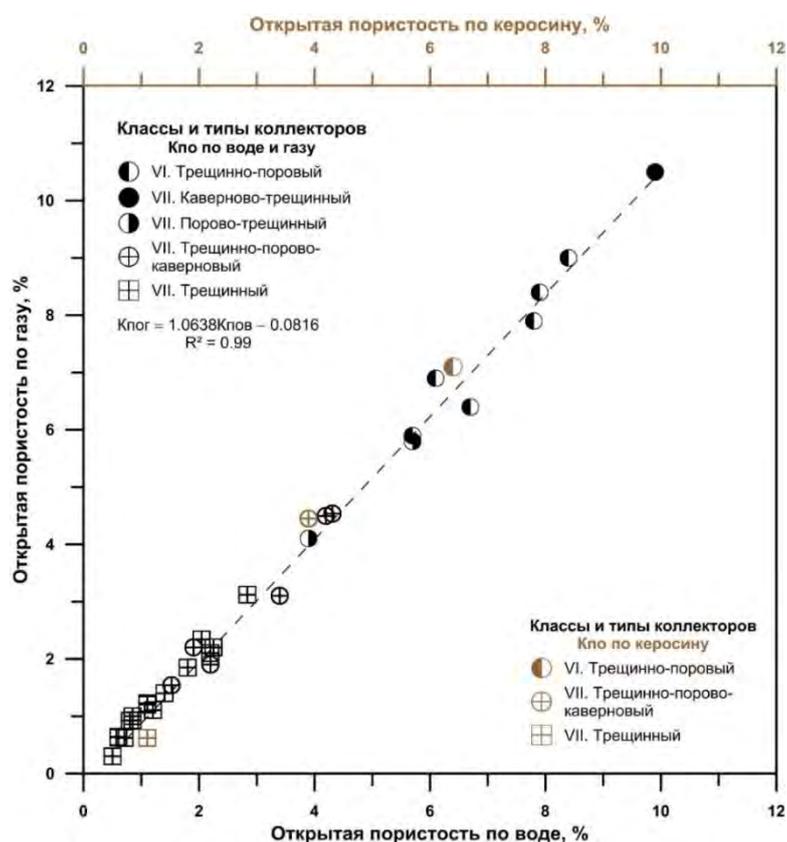


Рисунок 47. Сопоставление открытой пористости по газу и жидкостенасыщению для карбонатных коллекторов скв. Кыстыктахская 1

Изменение эффективной пористости тесно связано с увеличением количества остаточной воды в породах и с характером ее распределения (рисунок 48).

В поровом и трещинно-поровом типах коллекторов содержание остаточной воды определяется структурой порового пространства (процентным соотношением пор различного размера и количеством субкапиллярных пор радиусом менее 0,1–0,2 мкм). Они характеризуются проницаемостью от 2,56 до 48,93 мД. Количество остаточной воды в них сравнительно невелико (от 20,33 до 29,33 %, реже до 35,36 % от объема порового пространства) поэтому эффективная пористость меняется несущественно по сравнению с открытой от 4,80 до 6,3 % против 6,35–9 %. В коллекторах порово-трещинного типа количество связанной воды колеблется от 38,59 % до 65,6 %, при снижении эффективной пористости до 1,1–3,6 % относительно открытой пористости 3–5,85 %. Наличие трещин в этих породах увеличивает величину проницаемости и определяет ее (от 0,01–0,02 мД до 1,2–2,62 мД).

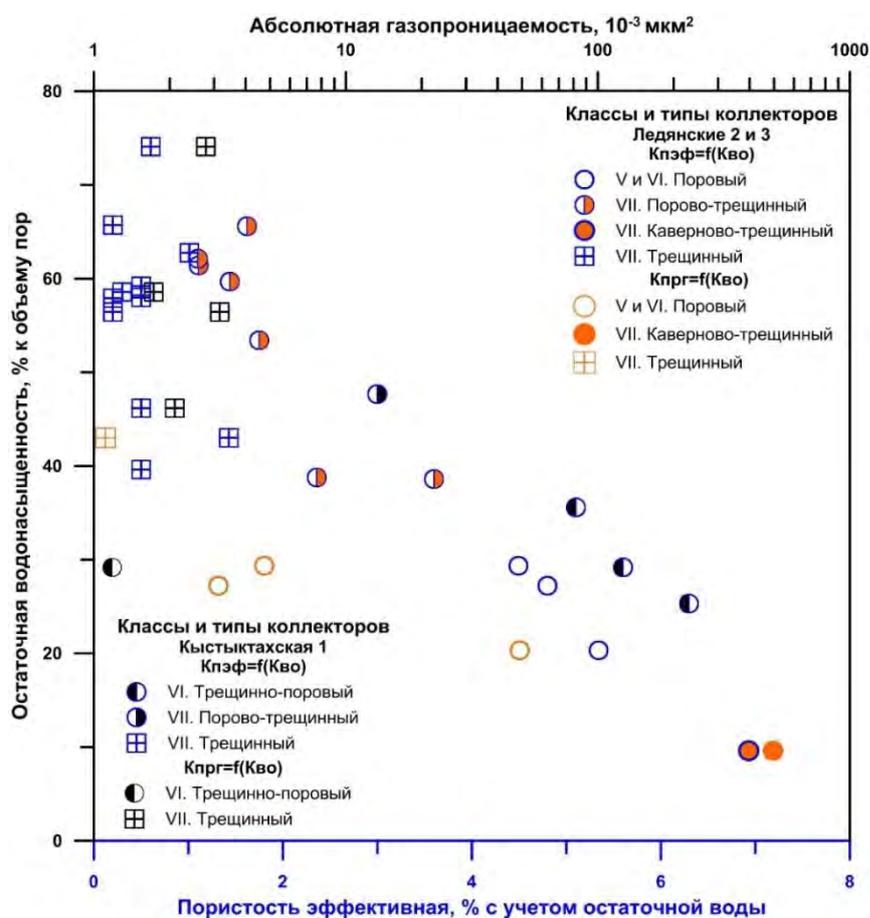


Рисунок 48. Соотношение остаточной водонасыщенности, абсолютной газопроницаемости и эффективной пористости в карбонатных коллекторах различных классов и типов

В каверново-трещинном типе коллектора полезная емкость складывается из емкости каверн и трещин. Каверны обладают емкостью (4,8–10,5 %), но ее трудно полностью оценить, т.к. кавернозность неповсеместна, высокие фильтрационные свойства обусловлены трещинами (от 14,1 до 495,27 мД). Породы отличаются относительно низкой емкостью пор матрицы и практически отсутствием поровой проницаемости. В силу значительной раскрытости каверн и трещин (крупные каверны достигают размеров 12 мм в длину, 4 мм в ширину и 4 мм в глубину) остаточная вода сохраниться практически не может, составляя 9,63 %, т.к. не удерживается капиллярными силами и вытесняется под действием силы тяжести.

В трещинном типе коллектора большое количество остаточной воды (до 50–70 %) сильно уменьшает эффективную пористость матрицы, доступную для флюида. Фильтрационные (от 1,37 до 12,1 мД) и емкостные (от 0,3 % до 3,1 %) свойства пород обусловлены трещинами.

§ 4.2.1.2. Породы-флюидоупоры

Важнейшим обстоятельством при поисках залежей углеводородов в относительно низкопоровых трещиноватых породах-коллекторах является наличие надежного флюидоупора [Булач, Белоновская, Гмид, 2007]. В скважинах Ледянской площади экранирующие разности пород, представленные единым комплексом глинисто-сульфатно-карбонатных и сульфатных верхнесилурийских (неракачинская (S_2^1nr) – кираская (S_2^2kr) свиты) и согласно их перекрывающих нижнедевонских (в объеме ямпахтинской, хребтовской, зубовской (D_{1jm-zb}) и курейской (D_{1kr}) свит) отложений, залегают в интервале глубин 673–545,5 м (127,5 м) (скв. Ледянская 3) и 648,7–542 м (106,7 м) (скв. Ледянская 2). Породы представлены доломито-ангидритами, доломитами микро- и тонкокристаллическими, доломитами глинистыми и доломитовыми мергелями с пачками и прослоями гипсов и ангидритов. Они несогласно перекрываются ниже-среднедевонскими глинисто-сульфатно-карбонатными образованиями, в том числе с пачками солей, вскрытых скважиной Ледянская 2, первая из которых выделяется в составе отложений нижнего отдела девонской системы (эмский ярус, низы мантуровской свиты).

В скважине Кыстыктахская 1П флюидоупоры выделяются в интервале глубины 2265–2056 м. Доломиты замещения и доломитизированные известняки венлокского отдела сменяются мощной пачкой глинистых доломитов и доломитовых мергелей, которые в совокупности с вышележащими доломито-ангидритами с прослоями ангидритов слагают разрез верхнесилурийских отложений, отнесенных к макусской (S_2^1mk) и постничной (S_2^2pst) свитам лудловского и пржидольского отделов. Последние также перекрываются нижедевонскими отложениями, представленными переслаиванием доломитов глинистых, доломитовых мергелей, аргиллитов, доломито-ангидритов и ангидритов, сменяющихся мощной пачкой каменных солей.

Хемогенные отложения и их смешанные разности, сложенные агрегатами эвапоритовых минералов, хорошо дифференцируются по плотности. Они значительно отличаются по этому параметру от вмещающих пород. Объемная плотность хемогенных отложений определяется удельным весом их породообразующих минералов, так как пористость этих пород незначительна и достаточно постоянна. Средняя плотность ангидрита 2,9 г/см³, доломита 2,75–2,84 г/см³.

В этой связи доломито-ангидриты, ангидриты и гипсы характеризуются высоким удельным электрическим сопротивлением (УЭС) и, как следствие, повышенными показаниями каротажа сопротивления, согласно которому надежно выделяются нижняя граница и интервал залегания сульфатно-карбонатных отложений (совместно с невысокими показаниями ГК), который, например, в скважине Ледянская 3 составляет 673–574,2 м (98,8 м). УЭС снижается в интервале 574,2–545,5 м и выше по разрезу за счет преобладания глинисто-карбонатных пород

(повышение показаний ГК), в разрезе которых на фоне несколько пониженной амплитуды КС выделяются участки с повышенным удельным сопротивлением, отвечающих прослоям чистых ангидритов и доломито-ангидритов с некоторой глинистой примесью (см. рисунок 40).

Открытая пористость экранирующих отложений изменяется от 0,15 % до 2,96 % (среднее 1,09 %), абсолютная газопроницаемость от 0,001 до 0,13 мД (среднее 0,02 мД) (рисунок 48). Коэффициент эффективной пористости колеблется преимущественно от 0,08 % до 0,09 %, в единичных образцах до 0,23–0,52 %, что связано с малым радиусом пор, практически не участвующих в фильтрации из-за полного заполнения их связанной водой, составляющей от 80,35 % до 97,18 % от объема порового пространства (рисунок 49).

Доломиты микро-тонкокristаллические и глинисто-алевритистые переслаивающиеся с гипсами и ангидритами и находящиеся с ними в парагенетической связи характеризуются высоким содержанием остаточной воды (в основном более 90 %) и очень малой величиной проницаемости (сотые и тысячные доли миллидарси). Благодаря этому в некоторых подобных породах, несмотря на значения открытой пористости (2,39–2,96 %), величина эффективной пористости уменьшается до 0,08–0,52 %.

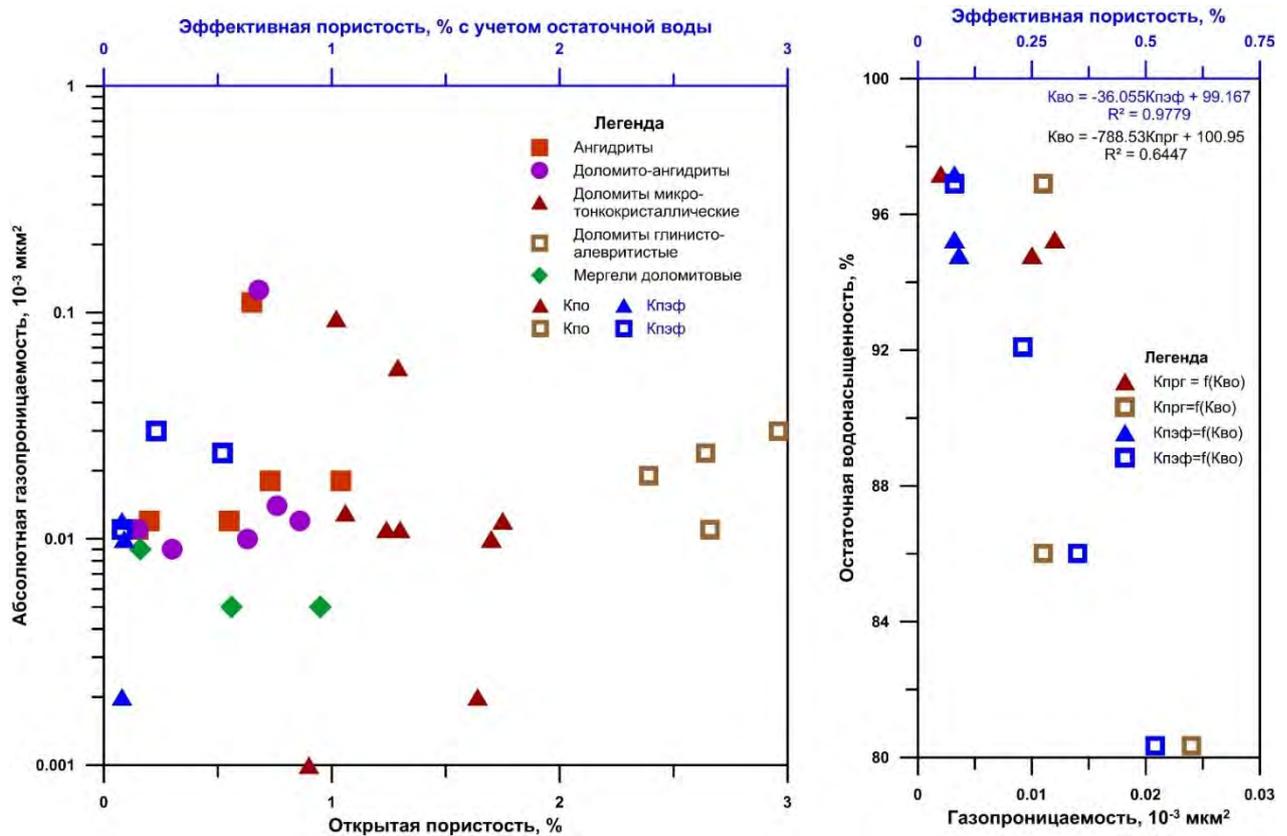


Рисунок 49. Физические свойства сульфатных, карбонатно-сульфатных и глинисто-карбонатных пород-флюидоупоров

§ 4.3.2. Особенности строения пустотного пространства и характер распределения остаточных флюидов в породах-коллекторах и флюидоупорах

§ 4.3.2.1. Породы-коллекторы

Характерной особенностью изучаемых доломитов является часто повышенное количество межкристаллических пор и наличие каверн выщелачивания. Литолого-петрографические и микротомографические исследования позволили выделить три типа пустот: межкристаллические доломитизации, последующего растворения по межкристаллическим порам и новообразованные каверны с растворением агрегатов кристаллов (рисунок 50, а–в).

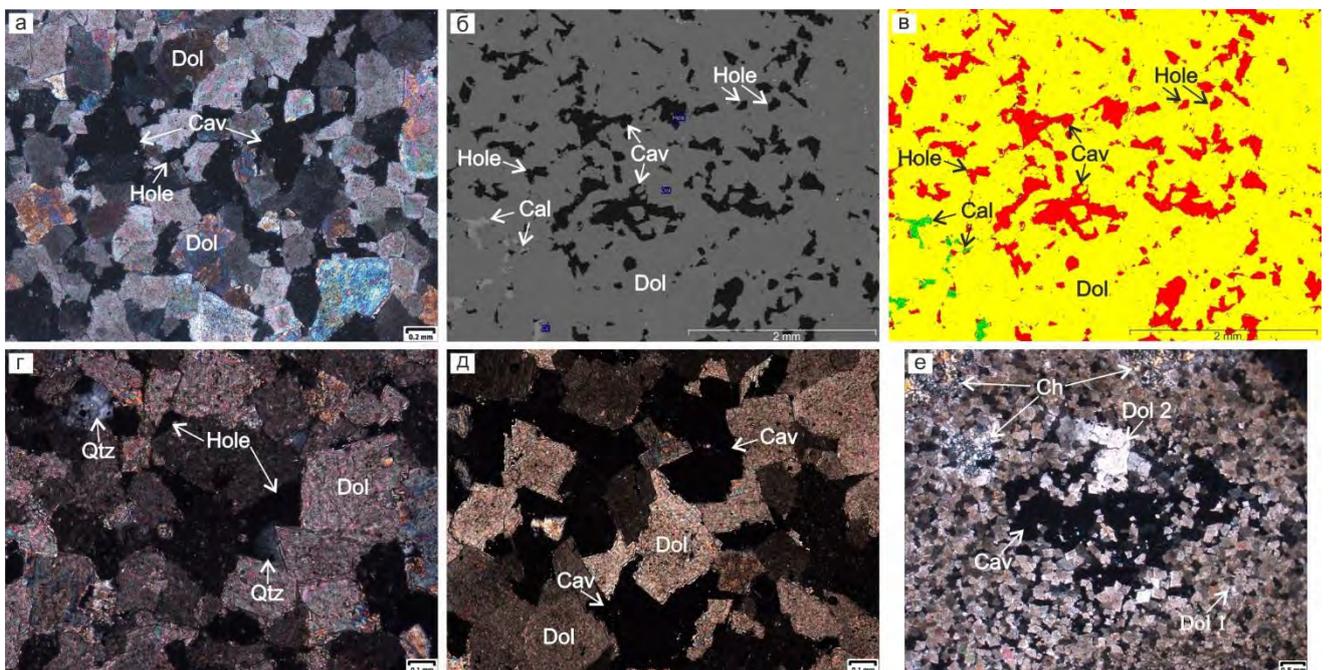


Рисунок 50. Типы пустот и их распределение во вторичных доломитах (Dol и Dol 1 – доломит первой генерации, Dol 2 – доломит второй генерации, Cal – кальцит, Qtz – кварц, Ch – халцедон, Hole – межкристаллические поры, Cav – каверны)

Распределение межкристаллических пор и каверн по площади шлифа: а – ув. $\times 5$, 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. $\times 20$; ник. X); д – поры унаследованного растворения, размеры до 1,01 мм (обр. 96, ув. $\times 10$; ник. X); е – каверна, размеры до 2,48-3,24 мм (обр. 104, ув. $\times 1,6$; ник. X)

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 0,25–0,54 мм) (см. рисунок 50, 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 [Гмид, 2006]. В связи с этим стенками пор являются частично растворенные грани или кристаллы доломита (см. рисунок 50, 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. рисунок 50, е).

Большая часть межкристаллических пор доломитизации и каверн является открытой, и на площади $4 \times 4 \text{ мм}^2$ их количество составляет 13 % (см. рисунок 50, в). Местами поры частично или полностью выполнены минералами более поздней генерации, такими как доломит второй генерации (этим обусловлена прозрачность его кристаллов), кальцит, кварц или халцедон с характерной глобулярной микроструктурой, гипс и/или ангидрит (см. рисунок 50, б–г).

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 % (рисунок 51, 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. рисунок 51, 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 перекристаллизованными и неромбоэдрическими кристаллами (см. рисунок 51, 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. рисунок 51, б, о).

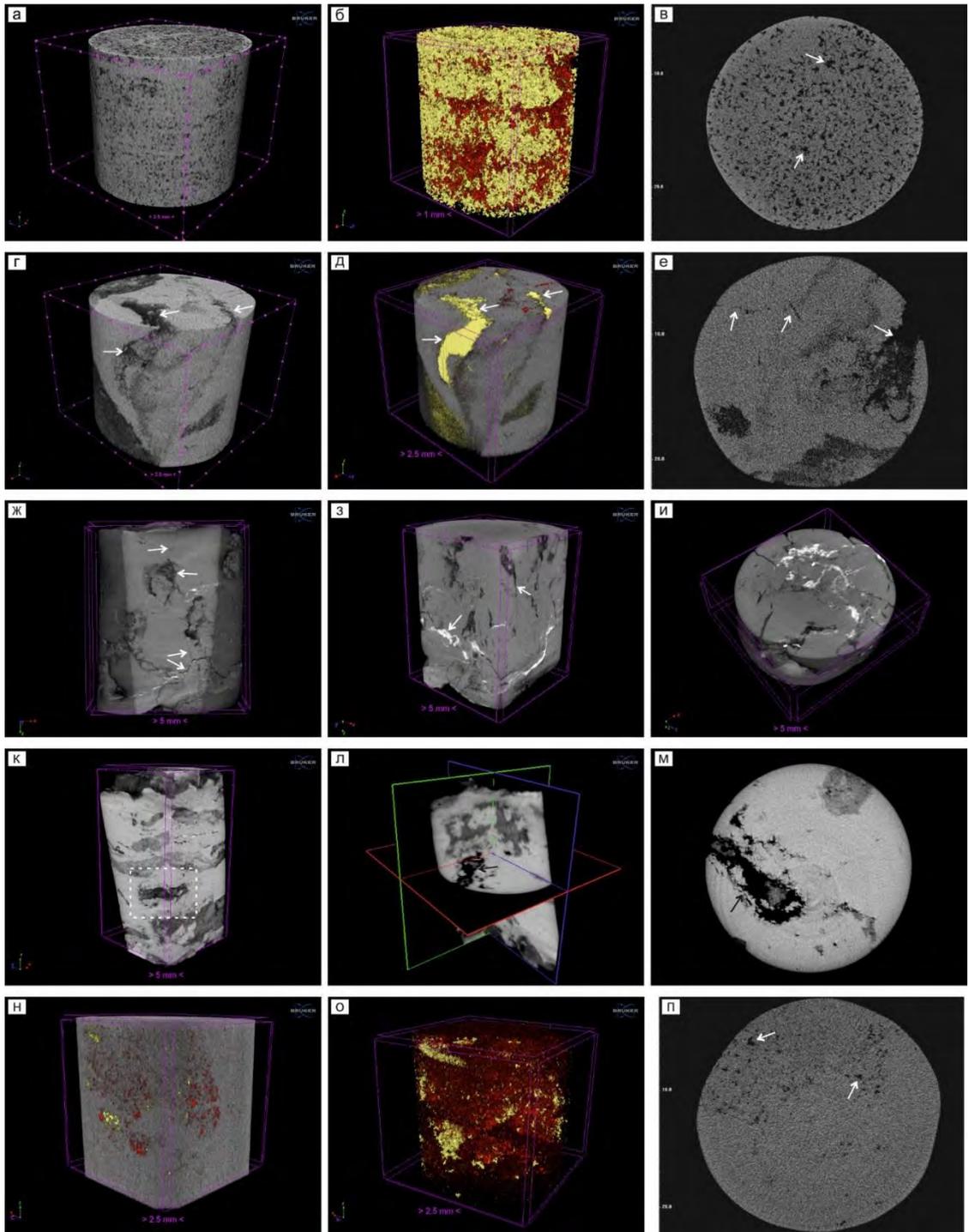


Рисунок 51. Микротомографические 3D модели образцов; участки с открытой (желтый, черный цвет) и закрытой (красный цвет) пористостью

а–в – доломит средне-крупнозернистый с межкристаллическими порами, обр. 128, открытая пористость m_o 8,23 %, закрытая m_z 2,92 %, диаметр образцов 1,8 см; г–е – доломит пористо-кавернозный с открытой трещиной, обр. 125, m_o 14,76 %, m_z 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_z 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_z 0,93 %, диаметр образцов 4 см; н–п – доломит мелкокристаллический, сложенный плотным агрегатом неромбоэдрических кристаллов, обр. 118, m_o 0,2 %, m_z 2,16 %, диаметр образцов 1,95 см

При помощи капельно-люминесцентного анализа обнаружены вторичные битумоиды как в породах с равномерной матричной пористостью, так и в кавернозных доломитах (рисунок 52, а–г). В породах с относительно плотной матрицей и крупными кавернами люминесценция проявлена только в трещиноватых образцах, где каверны сообщаются посредством трещин (рисунок 52, в, г). Таким образом, в разрезе присутствуют поровый, порово-трещинный, трещинно-поровый и каверново-трещинный типы коллекторов. Содержание $C_{орг}$ в доломитах 0,1–0,7 %. Повышенные значения $C_{орг}$ приурочены к мелко-тонкокристаллическим доломитам с глинистыми прослоями, которые обогащены органическим веществом, в том числе твердым битумом, и содержат битумоид смешанного типа (рисунок. 52, д, е).

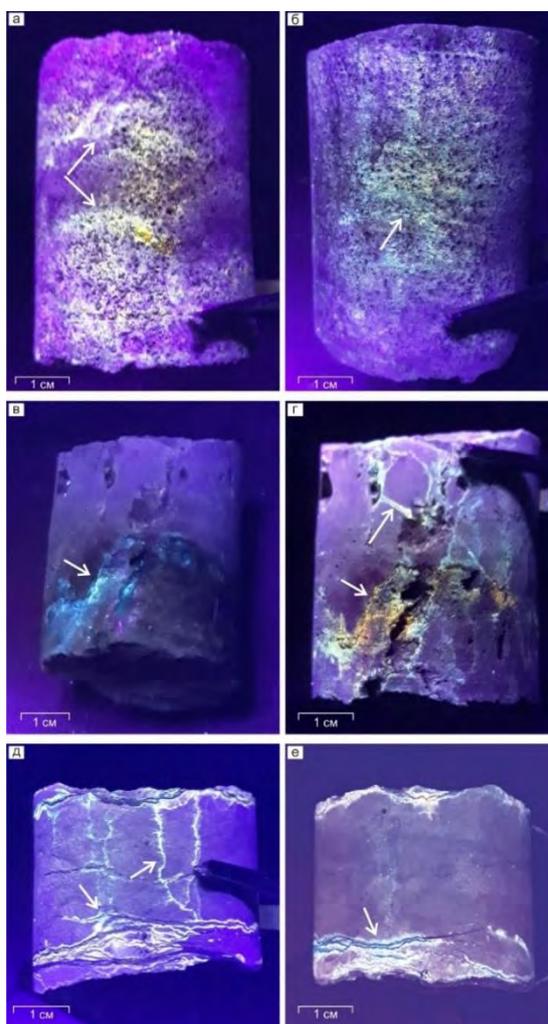


Рисунок 52. Особенности люминесценции доломитов

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, цвета люминесценции сменяются от беловато-голубоватых до оранжево-желтых и светло-коричневых (присутствие 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)

В петрофизике наиболее распространенным методом изучения структуры порового пространства является исследование зависимости водонасыщенности пород от капиллярного давления $P_k = f(K_v)$ (кривая капиллярного давления). Кривые капиллярного давления характеризуют карбонатные породы, отличающиеся геометрией порового пространства, представляющие кривые коллекторов различных классов и типов.

Особенности исследуемых карбонатных пород: склонность к трещинообразованию, избирательная растворимость и выщелачивание в совокупности с пористыми участками, генетически связанными с процессами доломитизации – обеспечивают разнообразие морфологии пустот, которые представлены порами, кавернами и трещинами.

В настоящей работе дифференциация пустотного пространства карбонатных пород выполнена на основании сопоставления нескольких параметров – результатов литолого-петрографических исследований, микротомографии, фильтрационно-емкостных свойств и кривых капиллярного давления.

Во вторичных доломитах и неравномерно доломитизированных известняках наблюдается следующие типы пустотного пространства: образцы с порами и единичными трещинами и кавернами, образующие поровый тип коллектора, образцы, обладающие двумя типами пустотного пространства кавернами и трещинами, а также порами и трещинами, образующие смешанный тип коллектора и образцы, в пустотном пространстве которых преобладающее развитие имеют трещины, отвечающие трещинному типу коллекторов.

§ 4.3.2.1.1. Капиллярные характеристики и структура порового пространства пород-коллекторов, вскрытых скважинами Ледянская 2 и 3

I. Породы с преобладающим поровым типом пустотного пространства, отвечающие коллекторам V и VI класса, характеризуются широким диапазоном радиусов капиллярных пор от 0,23 до 32 мкм и более (от 0,00023 до 0,032 мм и более). Их долевое отношение в некоторых образцах является близким и изменяется от 9,78 % до 14,98 %, в других отличается преобладающим присутствием в долевом отношении капиллярных пор радиусом 1,5–32 мкм и более (0,0015–0,032 мм и более), составляющих суммарно 62,96–71,79 %. Это свидетельствует о широком диапазоне размеров пор, развитых в породах и участвующих в фильтрации, и сравнительно равномерных и постепенно уменьшающихся объемах, занимаемых порами отдельных размеров. Кривые капиллярного давления для образцов с поровым и каверновым типами пустотного пространства и распределение пор по размерам представлены на рисунке 53.

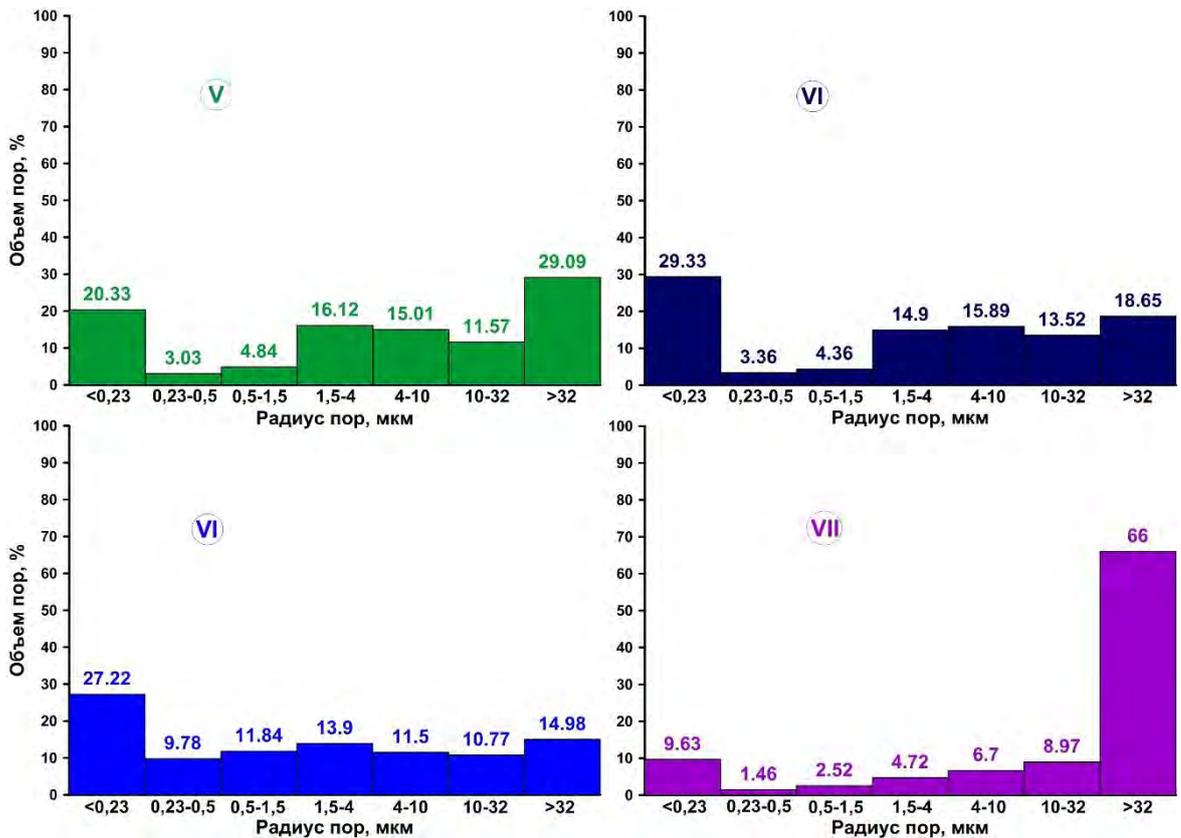
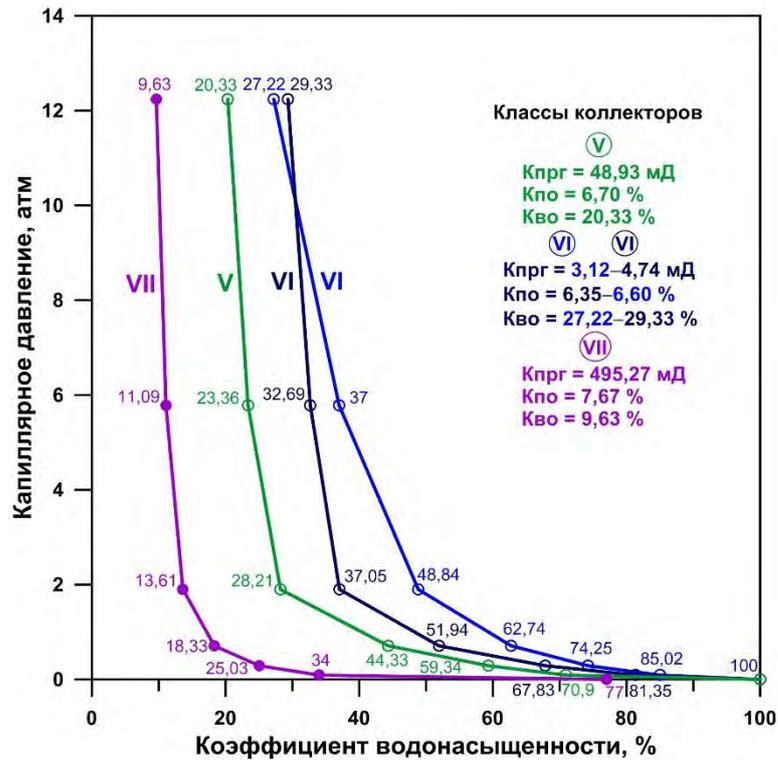


Рисунок 53. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов для поровых коллекторов V, VI классов и каверново-трещинных коллекторов VII класса

Качественное рассмотрение кривых капиллярного давления показывает, что доломитам с однородными по размеру и крупными порами отвечают кривые с двумя характерными участками

– пологим и крутым. Пологий участок отвечает фильтрации азота через пористую среду с сечением пор от 32 до 1,5 мкм (от 0,032 до 0,0015 мм) при давлении вытеснения от 0,09 до 1,90 атм. Это указывает на то, что от 51,50 % до 71,79 % порового пространства пород складывается порами радиусом от 1,5 до 32 мкм и более, определяющих фильтрацию флюидов через пористую среду. Далее крутизна кривой постепенно возрастает. Крутой участок соответствует затрудненному поступлению азота в поры меньшего радиуса от 1,5 до 0,23 мкм (от 0,0015 до 0,00023 мм), составляющих от 7,72 % до 21,62 %.

Заключительная точка капиллярной кривой, отвечающая максимальному давлению (12,24 атм), отражает значение остаточной водонасыщенности. Остаточная вода заполняет полностью субкапиллярные поры радиусом менее 0,2 мкм, или 0,0002 мм. В коллекторах порового типа содержание остаточной воды не превышает 30 % и составляет 20,33–29,33 % объема пустот.

II. В коллекторах с двумя типами пустотного пространства – кавернами и трещинами крупными порами (более 32 мкм или 0,032 мм) складывается преобладающая часть порового пространства, составляющая 66 % по отношению к объему пустот (см. рисунок 53, класс VII).

В кавернозном и трещиноватом коллекторе через каверны вытесняется значительный объем подвижной воды, которая вытекает в том числе под действием силы тяжести, так как не удерживается капиллярными силами, поэтому первая точка на капиллярной кривой при давлении 0 атм, соответствует значению 77% на оси водонасыщения. Поры основной массы (матрицы) представлены небольшим суммарным количеством (24,37 % от объема порового пространства), равномерно уменьшающихся по величине поровых каналов сечением от 32 до 0,23 мкм (0,032–0,00023 мм). Количество остаточной воды составляет 9,63 %.

III. В распределении пор по размерам доломитов – коллекторов VII класса порово-трещинного и трещинно-порового типов из широкого диапазона капиллярных пустот радиусом от 0,23 до 10 или 32 мкм и более (от 0,00023 до 0,01 или 0,032 мм и более) выделяются два или один интервалы. Первый диаметром более 10 или 32 мкм (более 10 или 0,032 мм), второй 1,5–4 мкм (0,0015–0,004 мм) или один интервал сечением 1,5–4 мкм (рисунок 54).

Бимодальное распределение отвечает фильтрации флюида по порам и трещинам, одномодальное – преимущественно по трещинам. Пустоты данных двух сечений составляют соответственно 19,73–22,26 % и 9,67–17,29 % по отношению к объему порового пространства, через которые методом капиллярного вытеснения из пород удаляется суммарно до 39,55 % воды при давлении от 0 до 0,09–0,29 и 0,71–1,90 атм. Третью часть объема порового пространства (до 65,60 %) составляют субкапиллярные поры радиусом менее 0,2 мкм или 0,0002 мм.

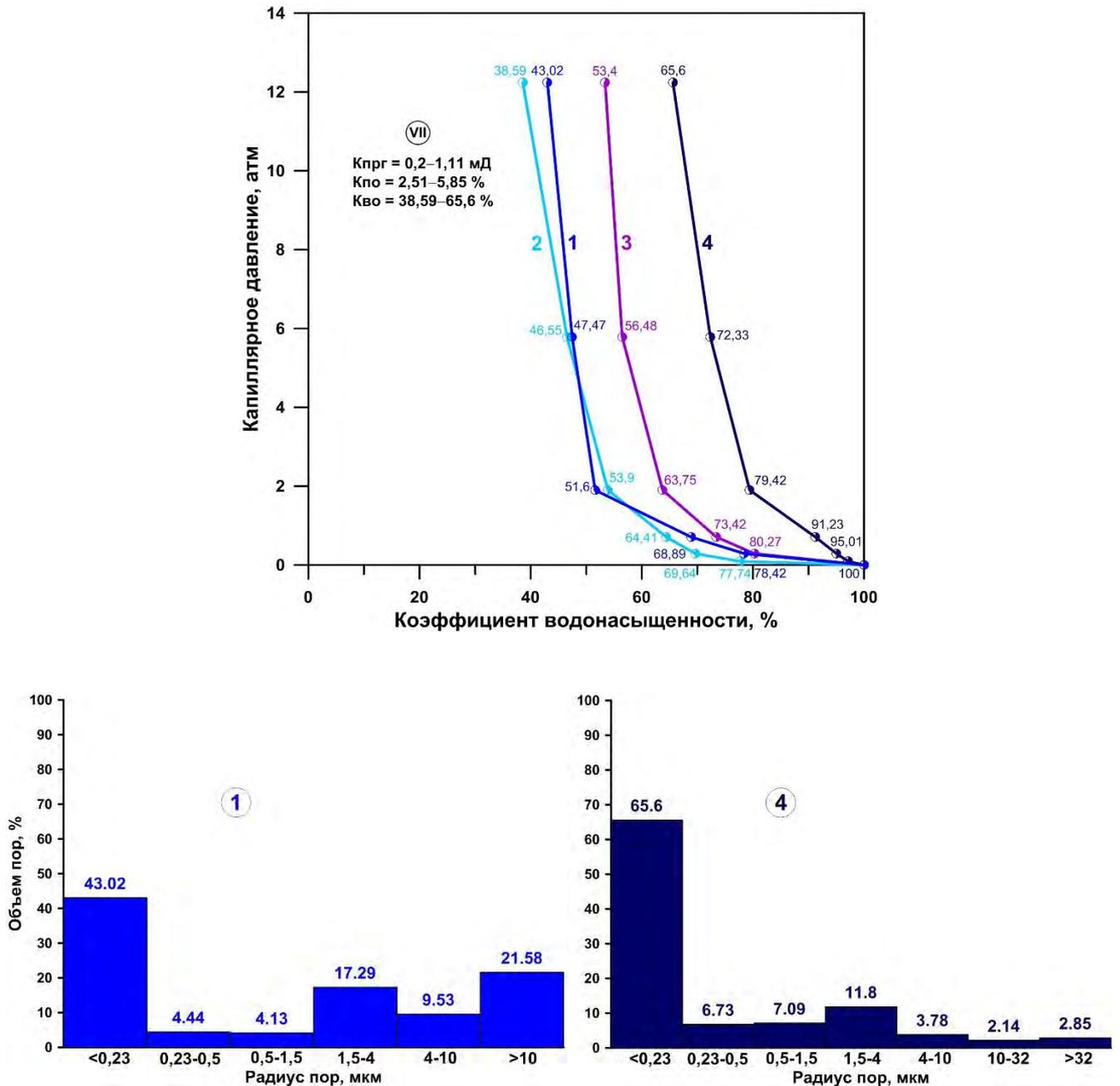


Рисунок 54. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов для порово-трещинных коллекторов VII класса

Изучение кривых капиллярного давления для сложных коллекторов наглядно характеризует структуру порового пространства пород. Первый протяженный пологий участок, отвечающий давлению вытеснения от 0 до 0,09–0,29 атм, демонстрирует удаление воды через поры радиусом более 10 или 32 мкм, второй – давлению 0,71–1,90 атм, соответствует вытеснению воды по трещинам сечением 1,5–4 мкм.

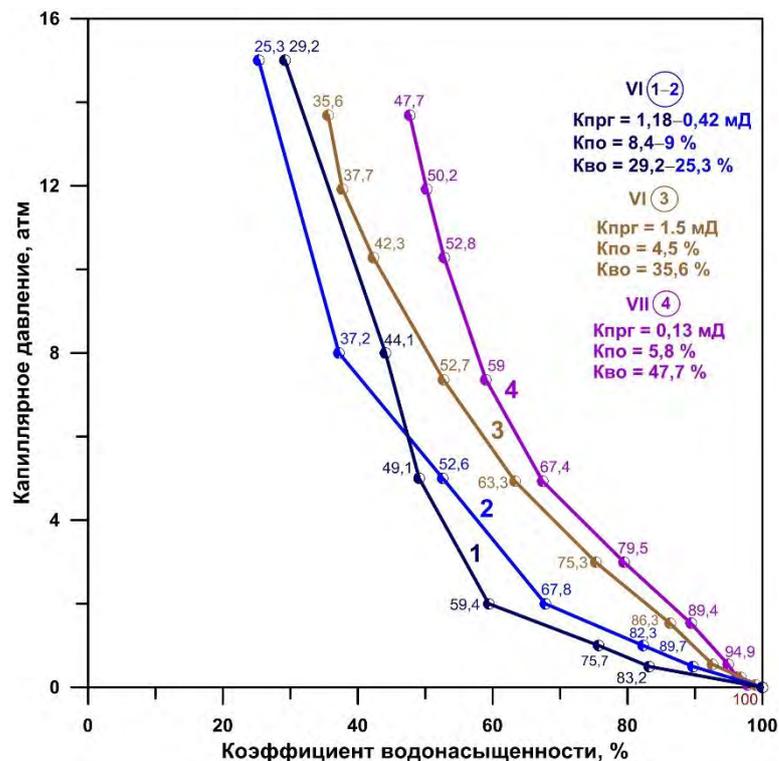
В исследуемых каверново-трещинных доломитах нефтенасыщенность распределена спорадически преимущественно в виде ореолов внутри и вокруг каверн и трещин (см. рисунок 52, в–г). Это связано с тем, что матрица характеризуется значительным объемом поровых

каналов с радиусами менее 0,2 мкм, т.е. соизмеримыми с толщиной пленки связанной воды. Через такую микропористую породу практически не может происходить фильтрация воды, нефти и газа, поэтому крупные поровые каналы, каверны и трещины занимает газ или нефть, все мелкие поры основной массы (матрицы) – остаточная вода. Таким образом, эффективными для емкости и фильтрации являются трещины и каверны.

§ 4.3.2.1.2. Капиллярные характеристики и структура порового пространства пород-коллекторов, вскрытых скважиной Кыстыктахская 1П

В карбонатных породах, вскрытых скважиной Кыстыктахская 1П, размеры фильтрующих пор весьма значительно отличаются от доломитов скважин Ледянской площади. Их максимальные величины составляют 2,91 мкм (0,00291 мм) против 10–32 мкм (0,01–0,032 мм).

I. В коллекторах трещинно-порового типа VI класса кривые капиллярного давления ступенчато или плавно изменяют свою кривизну. В первом примере кривые характеризуются вначале пологим участком (рисунок 55, кривые 1–2). Далее крутизна кривой постепенно возрастает. Распределение пор по размерам имеет полимодальный или бимодальный характер. Это указывает на преобладание в породе пустот двух или трех различных размеров.



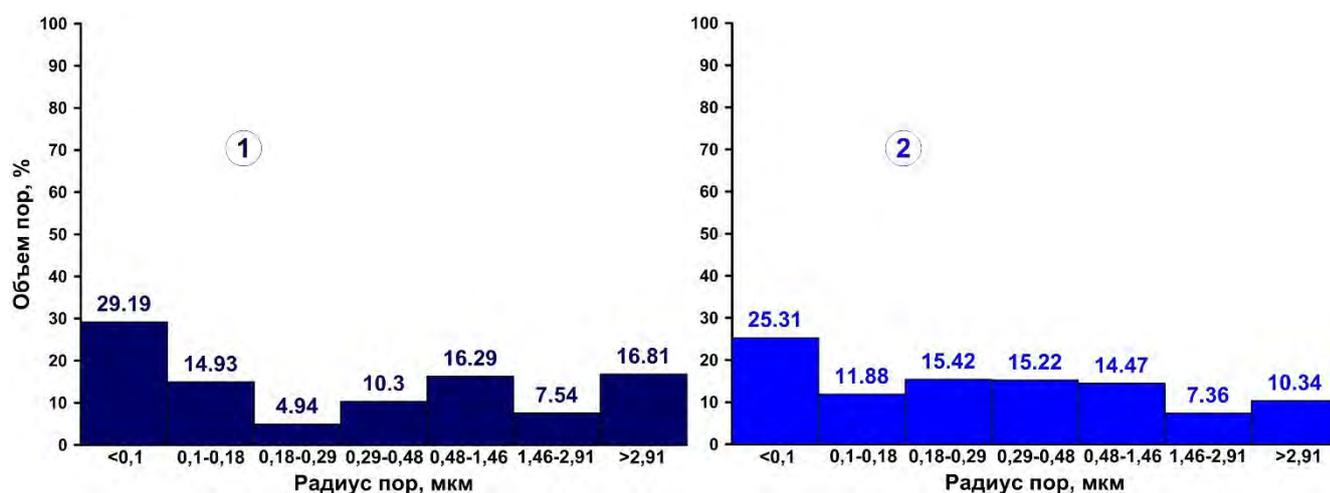


Рисунок 55. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов для трещинно-поровых коллекторов VI класса (1–3) и порово-трещинных коллекторов VII класса (4)

Пологий участок представляет узкое плато и отвечает фильтрации азота через пустоты сечением от более 2,91 до 0,48 мкм (от более 0,00291 до 0,00048 мм), при давлении капиллярного вытеснения от 0,5 до 2 атм. Его крайней левой точке отвечает давление 2 атм и значения водонасыщенности равные 59,4–67,8 %. Это указывает на то, что от 32,2 % до 40,6 % объема складывается порами радиусом 2,91–0,48 мкм. В смешанных типах коллекторов Ледянской площади подобный объем составляют поры сечением от 1,5 до 32 мкм (от 0,0015 до 0,032 мм).

Далее крутизна кривой постепенно возрастает, что связано с приращением капиллярного давления (от 2 до 15 атм) с помощью которого вытесняется подвижная вода объемом 30,2–42,5 % через уменьшающиеся по величине поры, но в некоторых образцах увеличивающиеся по объему поры в интервале сечений от 0,48 до 0,1 мкм (0,00048–0,0001 мм), что свидетельствует о смешанном типе пустотного пространства пород и заметном количестве пустот малых размеров, близких по величине к нижним пределам для капиллярных пор. Субкапиллярные поры, имеющие просвет менее 0,1 мкм или 0,0001 мм, составляют небольшую часть по отношению к объему порового пространства (от 25,31 % до 29,2 %).

Во втором примере у кривых плато отсутствует. Это указывает на отсутствие крупных пор в породе и на то, что поровый объем разделяется примерно поровну между порами различного размера, через которые вытесняются близкие объемы подвижной воды. Поры отдельных размеров занимают небольшие объемы (максимально до 12 %). Значительный объем подвижной воды (36,6–44,3%) удаляется при давлении вытеснения от 3 до 10,28 атм. Количество субкапиллярных пор радиусом менее 0,1 мкм составляет 35,6–47,7 % (рисунок 55, кривые 3–4).

II. В трещинно-порово-каверновом типе коллектора VII класса преобладающая часть порового пространства складывается пустотами размером более 2,91 мкм или 0,00291 мм, составляющих 49,3 % по отношению к объему порового пространства. Второй максимум

(суммарно 24,44 %) приходится на пустоты радиусом 0,29–1,46 мкм (0,00029–0,00146 мм), отвечающих сечениям трещин. Субкапиллярные поры (радиусом менее 0,1 мкм или менее 0,0001 мм) составляют малый объем равный 7,09 % (рисунок 56, кривая 1).

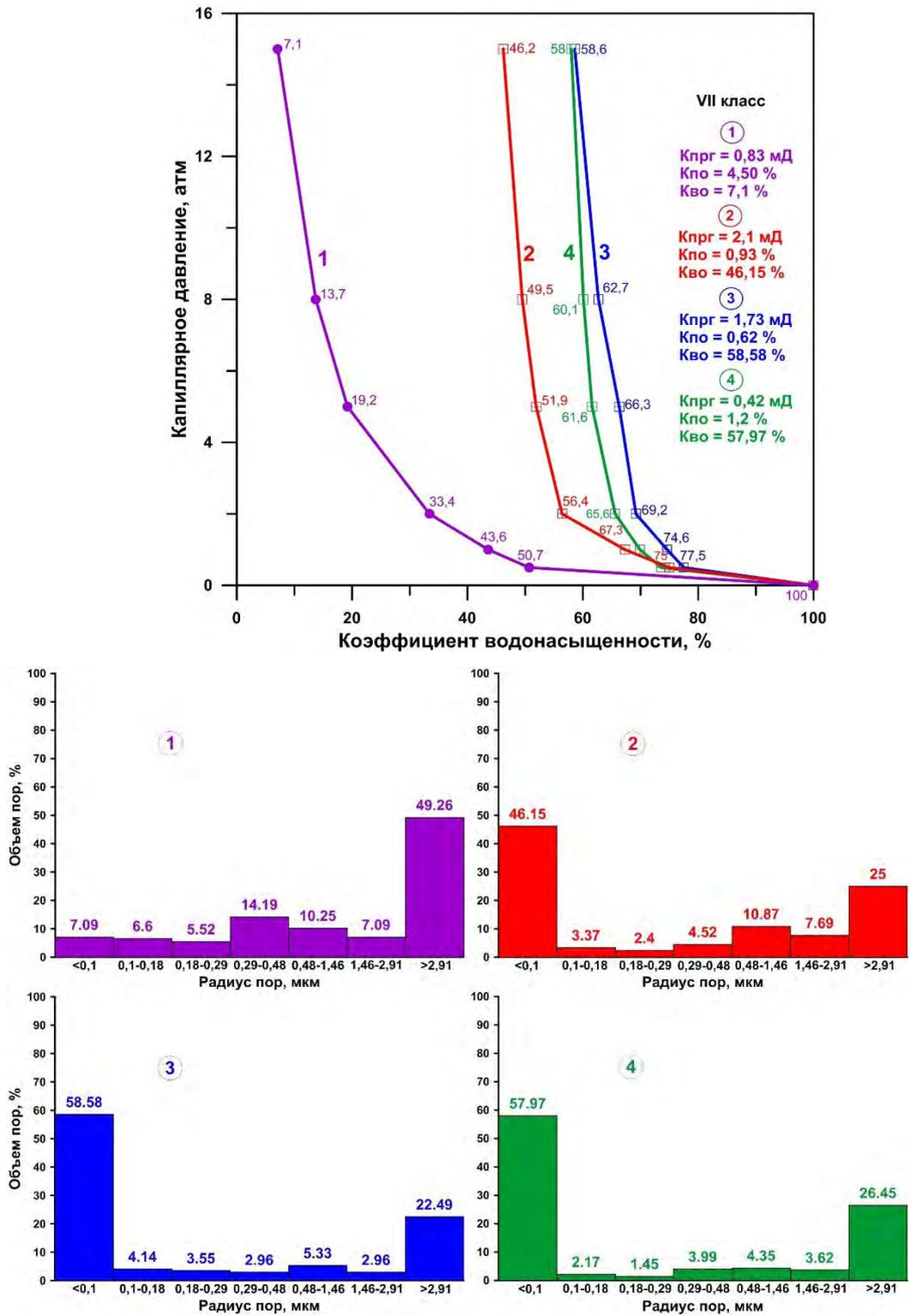


Рисунок 56. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов для трещинно-порово-каверновых (1) и трещинных (2–4) коллекторов VII класса

Качественное рассмотрение кривых капиллярного давления показывает, что они характеризуются вначале пологим участком, крайней левой точке которого отвечает значение капиллярного давления 2 атм и существенный объем подвижной воды 66,57 %, вытесненной через эффективные поры, радиусом от 0,29 мкм до более 2,91 мкм (от 0,00029 до 0,00291 мм), максимальный объем которой (49,3 %) удаляется через наиболее крупные поровые каналы (более 2,91 мкм). Подобное распределение поровых каналов и рисунок кривых капиллярного давления характерны для пород с каверновым и трещинным типом пустотного пространства, при преобладающей роли каверн, также отмечающихся среди доломитов Ледянской скважины 3, но отличающихся бóльшим сечением крупных фильтрующих пустот (более 32 мкм или 0,0032 мм).

Далее крутизна кривой постепенно возрастает, отражая вытеснение оставшейся подвижной воды через уменьшающиеся по величине поры радиусом 0,29–0,1 мкм (0,00029–0,0001 мм) при росте капиллярного давления. Остаточная вода полностью заполняет субкапиллярные поры радиусом менее 0,1 мкм (менее 0,0001 мм), которые не пропускают жидкостей, т.к. последние прочно связаны со стенками пор и ее количество составляет 7,1 %.

III. Кривые, соответствующие трещиноватым породам-коллекторам *VII* класса, характеризуются вначале пологим участком, представляющим неширокое плато, крайней левой точке которого соответствуют различные давления вытеснения (от 0,5 до 2 атм).

Распределение пор по размерам имеет преимущественно бимодальный характер. Значительные объемы подвижной воды (максимально до 43,6–60,4 %, при давлении до 2–5 атм) вытесняются через каналы сечением от более 2,91 до 0,48 мкм (от более 0,00291 до 0,00048 мм) и в этом интервале преимущественно через пустоты размером более 2,91 мкм (0,00291 мм) или в совокупности с пустотами радиусом 0,48–1,46 мкм (0,00048–0,00146 мм), составляющих, например, из объема 43,6 % величину 35,9 % (см. рисунок 56, кривые 2–4). При уменьшении величины проницаемости снижается доля пустот размером 0,48–1,46 мкм, отвечающих сечениям трещин, тогда как при увеличении емкости пород возрастает объем пор радиусом >2,91 мкм.

В трещиноватых породах преобладающие объемы подвижной воды вытесняются через фильтрующие полости трещин при минимальных давлениях. Например, при давлении 0,24 атм вытесняется более чем 1/3 часть (27,2%) воды от общего объема 60,4 %, при давлении 0,5 атм – более 1/2 части (36,5 %), при полном вытеснении, отвечающим давлению 5 атм.

В целом, в трещиноватых породах при давлении 0,5 атм из пород вытесняется от 26,4 (при общем объеме подвижной воды 42 %) до 40 % воды (при общем объеме 43,6 %); при давлении 1,5–2 атм от 34,3 из 34,3 % или от 34,4 из 42 % до 41,4 % из 43,6 %; при давлении 5 атм от 38,4 % из 42 % до 43,6 % из 43,6 % или до 60,4 % из 60,4 %.

Далее кривая сравнительно резко изменяет свою крутизну. Крутой участок соответствует затрудненному поступлению азота в поры малого, сильно изменяющегося радиуса. На этом

участке оставшееся поровое пространство делится поровну между почти равномерно уменьшающимися по объему порами матрицы сечением от 0,48 до 0,1 мкм (от 0,00048 до 0,0001 мм) или от 2,91 до 0,1 мкм (от 0,00291 до 0,0001 мм), составляющими от 3,6 % до 10,2 % по отношению к объему порового пространства.

Остаточная водонасыщенность составляет от 39,61 % до 74,10 %, при преобладающих величинах 56,4–65,7 %. Остаточная вода не участвует в фильтрации и при развитой системе субкапиллярных пор минимальные или максимальные значения давления вытеснения, выше которых статическая величина коэффициента водонасыщенности не меняется, составляют от 1,5 (при $K_{во} = 65,7\%$) и 5 атм (при $K_{во} = 56,4\%$) или от 13,69 до 15 атм (при $K_{во} = 46,2\%$).

Подобный тип коллектора, как правило, характеризуется двойной пустотностью и проницаемостью, существенно различной для матрицы и трещин. При незначительных величинах пористости – 3–4% матрица характеризуется значительным объемом поровых каналов с радиусом менее 0,1 мкм. Для подобных низкоемких пород, имеющих тонкопористую матрицу, которая при порах с радиусами менее 0,1 мкм занята связанной водой, емкость трещин имеет самостоятельное значение, а трещиноватость является фактором, предопределяющим процессы движения флюидов в сложных пористо-трещиноватых средах. Важно отметить, что сама полость трещин характеризуется полным насыщением одним из флюидов: водой, нефтью или газом.

В противоположность в трещинно-поровых коллекторах с величиной открытой пористости свыше 6–7 % и относительно крупными порами следует оценивать фильтрацию УВ и возможность перетока флюида из матрицы в трещины, способствуя фильтрации углеводородов из порового пространства матрицы в свободное трещинное пространство и в скважину.

Таким образом, в емкостном пространстве пород-коллекторов большая роль принадлежит пустотам, генетически связанными с процессами доломитизации и последующего выщелачивания. В плотных разностях доломитов развиты трещины и пустоты выщелачивания вдоль них. Изменчивость структурных характеристик карбонатных пород, представляющих различные типы и классы коллекторов, закономерна. Она отражает сложность, неоднородность пустотного пространства и тесную связь фильтрационных свойств трещинно-пористых сред с морфологией и размерами пустот, развитых в породах.

§ 4.3.2.2. Породы-флюидоупоры

Поровое пространство пород-флюидоупоров в большом объеме представлено субкапиллярными порами радиусом менее 0,23 мкм или 0,00023 мм (от 92,1 % до 97,18 % от объема порового пространства), заполненными преимущественно сорбционно связанной (неподвижной) водой. Доля капиллярных пор с радиусом 0,23–10 мкм (от 0,00023 до 0,01 мм)

составляет 2,81–7,9 %, при минимальных значениях объема, занимаемого порами отдельных размеров (от 0,02 % до 3,73 %). Для пород-флюидупоров с небольшим количеством фильтрующих пор пологий участок на кривых капиллярного давления исчезает, и кривые приближаются к прямым, что соответствует затрудненному поступлению азота в поры малого, сильно изменяющегося радиуса. Через такую микропористую породу практически не может происходить фильтрация, так как матрица имеет низкую эффективную пористость, что доказывается ее практической непроницаемостью (рисунок 57).

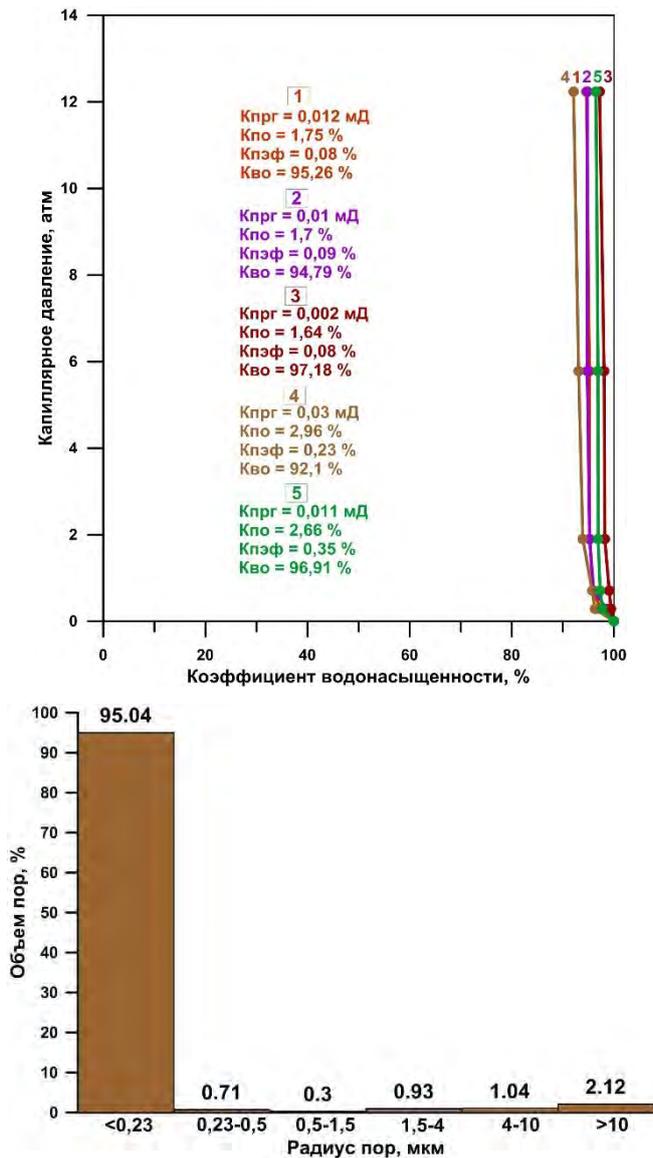


Рисунок 57. Кривые капиллярного давления и распределение поровых каналов (средние значения) для пород-флюидупоров

Глава 5. Граптолитовые сланцы нижнего силура и их нефтегазоматеринские свойства

Исследуемая территория приурочена к Тунгусской синеклизе – крупнейшей надпорядковой структуре Сибирской платформы, в строении которой установлен наиболее полный стратиграфический диапазон отложений – от рифейской эонотемы до триасовой системы включительно. Основными источниками углеводородов в разрезе синеклизы выступали нефтегазоматеринские толщи трех стратиграфических уровней: альгосапропелиты верхнего рифея (нижнетунгусская свита), нижнего-среднего кембрия (куонамская и шумнинская свиты) и альгозоосапропелиты нижнего силура (чамбинская и мойероканская свиты).

Наиболее обогащенной органическим веществом (ОВ) в разрезе силурийских отложений является толща углеродистых мергелей и аргиллитов (граптолитовых сланцев) основания лландоверийского отдела (S_1ln^{1-2}), которые являются одним из значительных нефтегазоматеринских горизонтов в палеозойском разрезе северо-запада Сибирской платформы. Граптолитовые фации развиты вдоль всего западного обрамления Тунгусской синеклизы и фрагментарно на восточном ее борту.

Одной из задач автора диссертации являлось изучение и определение взаимосвязи геохимических параметров керогена, битумоидов и данных пиролитического анализа с содержанием углерода в породах и катагенетической эволюцией органического вещества граптолитовых сланцев и оценка их нефтегазоматеринских свойств.

§ 5.1 Распределение органического углерода в граптолитовых сланцах

Особенностью нижнесилурийских отложений является присутствие в основании разреза, отнесенного к лландоверийскому отделу (S_1ln^{1-2}), мойероканскому горизонту, пачки аргиллитов и мергелей углеродистых (граптолитовых сланцев), сменяющихся органогенно-обломочными известняками. Граптолитовые сланцы по обилию содержащегося в них органического вещества (до 16% $C_{орг}$ на породу) занимают особое положение в разрезе палеозоя северо-запада Сибирской платформы. Распределение органического углерода по площади подчиняется в них своеобразной закономерности: от Приенисейской зоны вглубь синеклизы содержание органического вещества (ОВ) в породах существенно уменьшается (рисунок 58).

В пределах развития граптолитовых фаций средние концентрации $C_{орг}$ по разрезам – 0,5–5 %. Наиболее высоких значений (3–5 %) средние концентрации органического углерода достигают на Фокинско-Убойнинской площади (Норильский район), в Игарском и Туруханском районах. По направлению с запада на восток по мере увеличения карбонатности пород средние

концентрации органического углерода уменьшаются до 1–2 %. Граница проходит чуть восточнее расположения скважин Бильчанская 1 и Бираминская 10 (см. рисунок 58).

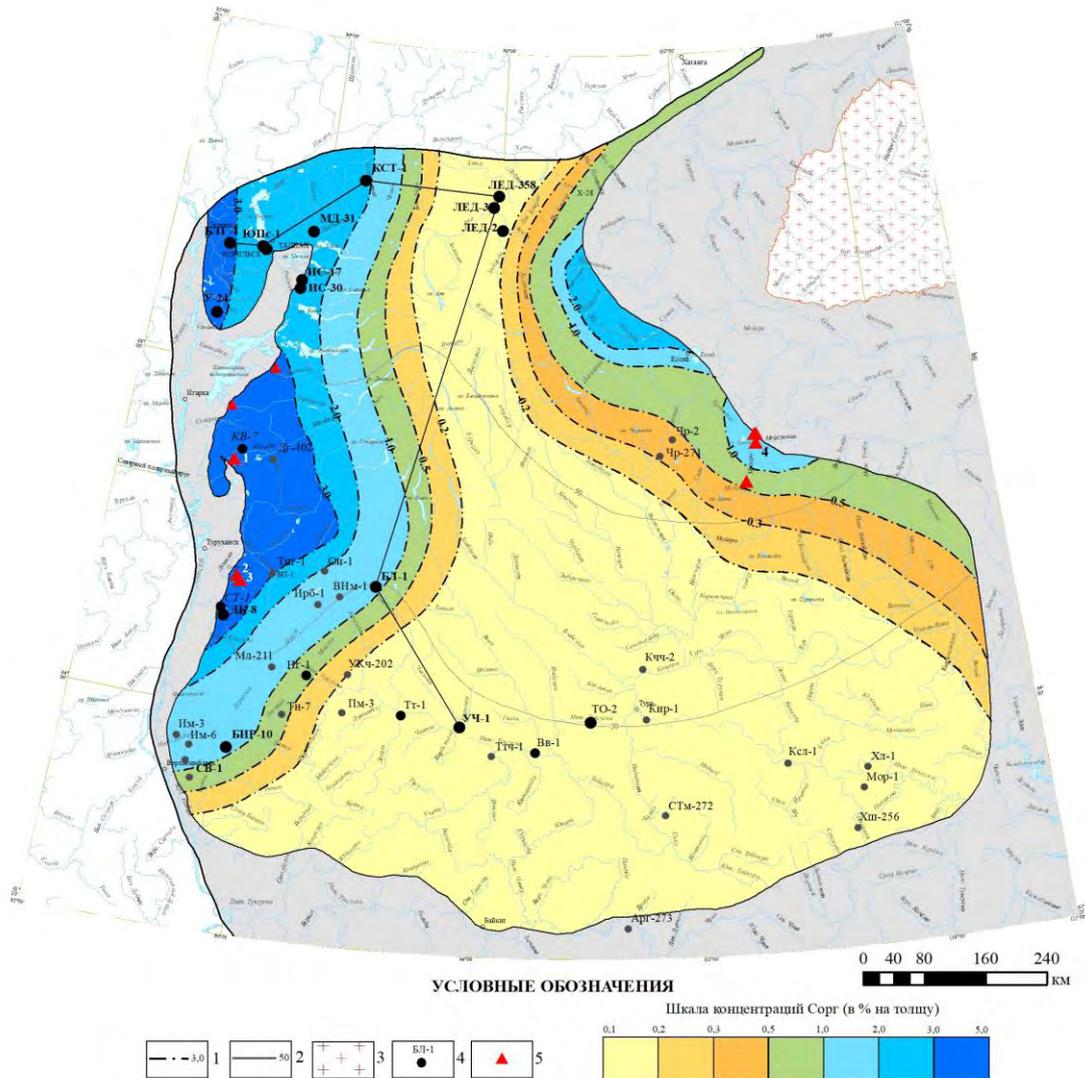


Рисунок 58. Карта распределения органического углерода в граптолитовых сланцах и их возрастных аналогах. Масштаб 1: 5000 000 (по Т.К. Баженовой, с изменениями и дополнениями автора)

1 – линии равных концентраций (изокарбы) $C_{орг}$ (в % на толщ); 2 – линии равных мощностей НГМТ, м; 3 – Анабарский щит; 4 – глубокие и колонковые скважины (а – исследуемые в диссертации; б – изучаемые при построении карты): КСТ-1 – Кыстыктахская 1, МД-31 – Микчангдинская 31, ЮПС-30 – Южно-Пясинская 30, УБ-24 – Убойная 24, ДК-8 – Дьявольская 8, БЛ-1 – Бильчанская 1, БИР-10 – Бираминская 10; 5 – обнажения (а – исследуемые в диссертации; б – используемые при построении карты): 1 – р. Курейка, 2 – р. Тенна-Сесь, 3 – р. Летняя, 4 – р. Мойеро. Линия – профиль сопоставления скважин

По направлению к центральной части Тунгусской синеклизы происходит замещение черных и темно-серых известковистых аргиллитов, и мергелей с граптолитами зелеными мергелями и серыми комковатыми известняками и, соответственно, резкое падение концентраций $C_{орг}$ до 0,1–0,2 % (рисунок 59). Юго-западная граница распространения граптолитовых фаций находится в междуречье р. Бахта и Подкаменная Тунгуска.

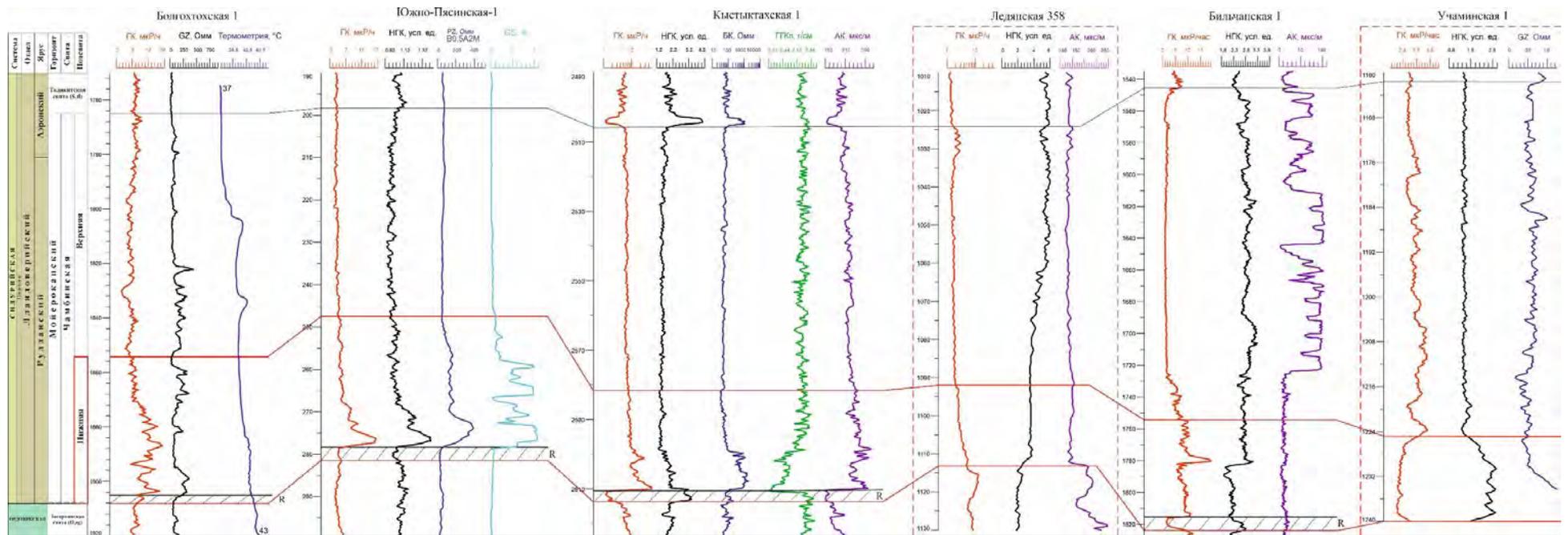


Рисунок 59. Схема корреляции нижнесилурийских (ландоверийских) отложений

ГК – гамма-каротаж, ГГКп – гамма-гамма каротаж плотностной, НГК – нейтронный гамма-каротаж, ГЗ – градиент зонд, РЗ – потенциал зонд, БК – боковой каротаж, GS – газовый каротаж, АК – акустический каротаж. Красные области – скважины с отсутствием в разрезе граптолитовых сланцев

На восточном борту Тунгусской синеклизы в бассейне р. Мойеро и верховьях р. Оленек вновь появляются граптолитовые фации, обогащенные ОВ до 2–7 %, но лишь в основании мойероканского горизонта (3–5 м мощностью), откуда в западном направлении концентрации S_{org} вновь понижаются до 0,1–0,2 %. Мощность граптолитовых сланцев изменяется от 20–30 до 100–120 м. Увеличение мощности граптолитовой толщи происходит в северном направлении от Верхнеимбатского к Норильскому району вместе с возрастанием общей мощности силурийских отложений более чем в два раза – от 300 м до 647 м. На р. Мойеро мощность граптолитовых сланцев 4–5 м; общая мощность силурийских отложений ~500 м.

Углеродистые породы залегают на размытой поверхности отложений среднего–верхнего ордовика (чертовской, баксанский или долборский горизонты). В стратиграфическом отношении они относятся к мойероканскому горизонту; на западе синеклизы (Норильский, Игарский и Туруханский районы) – к чамбинской и на востоке (р. Мойеро) – к мойероканской свитам.

На западе синеклизы, где в том числе находится опорный разрез лландоверийского отдела (р. Горбиачин), исследуемые отложения подразделяются на две литологически отличные пачки: нижнюю глинистого и верхнюю карбонатно-глинистого составов, в стратиграфическом отношении отвечающим нижней и верхней подсвите чамбинской свиты (рисунок 60).

Нижняя пачка (мощностью 10–35 м) представлена аргиллитами известковыми черными до сажистых в нижней части и серыми в верхней, тонкослоистыми и мергелями, обогащенными ОВ. Породы содержат многочисленные остатки граптолитов. В основании пачки залегает прослой черного, битуминозного, тонкокристаллического известняка мощностью до 1,5 м, выделяющегося в скважинах в качестве электрокаротажного репера. *Верхняя пачка* (мощностью 30–100 м) сложена серыми тонкослоистыми мергелями с отпечатками и остатками граптолитов и слепками наутилоидей. Выше по разрезу остатков граптолитов становится все меньше, и постепенно они почти полностью исчезают. По всему разрезу присутствуют прослои серых и черных глинистых пелитоморфных известняков. Общая мощность пород, содержащих многочисленные остатки граптолитов, достигает 92–100 м (Норильский район). Содержание органического углерода колеблется в широких пределах, достигая концентраций, характерных для горючсланцевых толщ, уменьшается снизу вверх по разрезу от 16,31 % до 1,47 % в известковистых аргиллитах нижней пачки и от 1 % до 0,68 % в мергелях верхней пачки.

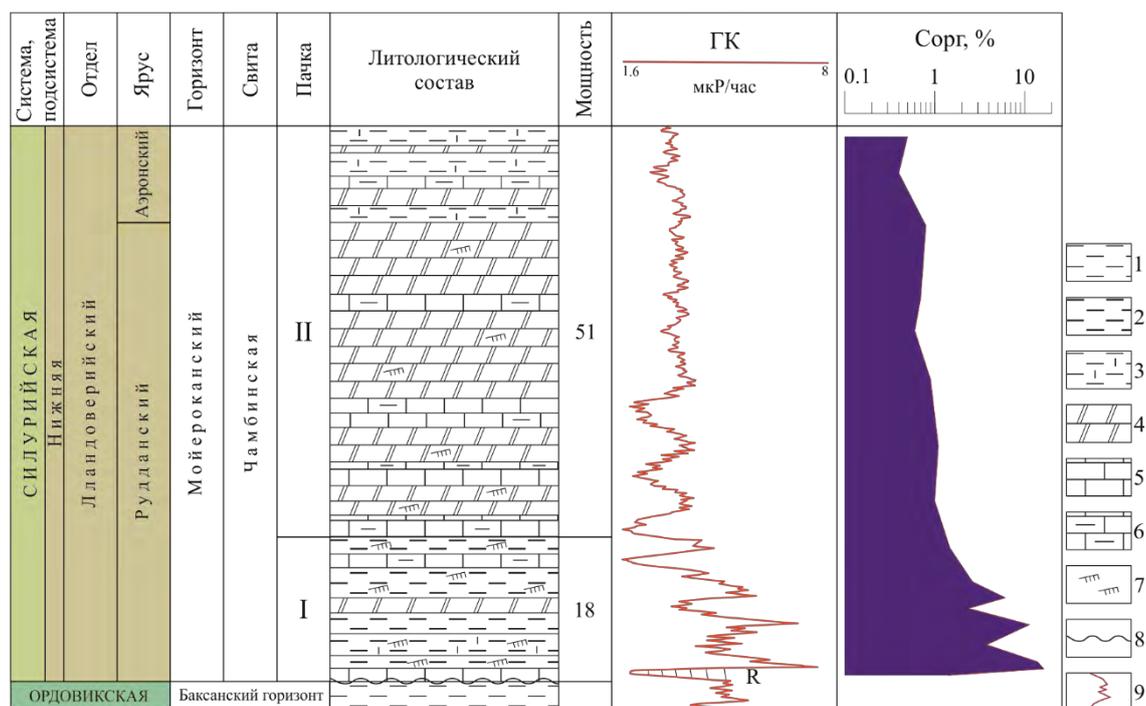


Рисунок 60. Литологический разрез мойероканского горизонта западной части Тунгусской синеклизы. Масштаб 1: 1000

1 – аргиллиты; 2 – аргиллиты углеродистые; 3 – аргиллиты известковистые; 4 – мергели; 5 – известняки; 6 – известняки глинистые; 7 – граптолиты; 8 – поверхность стратиграфического несогласия; 9 – кривая гамма-каротажа (мкР/ч); R – каротажный репер

На восточном борту Тунгусской синеклизы в бассейне р. Мойеро и верховьях р. Оленек в основании мойероканской свиты присутствует только пачка базальных аргиллитов мощностью 4–5 м с концентрацией ОВ до 2–7 %. В остальной преобладающей по мощности части разреза доминируют серые известняки в разной степени глинистые, в которых содержание $C_{орг}$ снизу вверх по разрезу резко снижается до 0,21–0,01 %.

Работы, посвященные граптолитовым сланцам нижнего силура северо-запада Сибирской платформы в аспекте перспектив нефтегазоносности данного региона, не публиковались 30 лет. Литолого-геохимические исследования силурийских отложений Тунгусской синеклизы были начаты Т.К. Баженовой и Л.Г. Марковой и выполнялись в период с 1960 по 1981 г. Органическая геохимия силурийских отложений была изучена посредством экстракции и люминесцентно-битуминологического анализа, а также углехимических анализов концентратов керогена. С наибольшей детальностью граптолитовые сланцы были изучены в Туруханском и Игаро-Норильском районах [Баженова, 1964; Маркова, 1968; Маркова, Баженова, Матухина, 1969; Богородская, Маркова, 1981; Органическая геохимия..., 1981; Зинченко, Баженова, 1992].

Образцы отобраны равномерно по разрезу наиболее обогащенной органическим углеродом пачки I из скважин и обнажений, указанных на рисунке 1, породы в составе которой представлены (по классификации С.Г. Вишнякова) аргиллитами известковыми и мергелями

углеродистыми с содержанием нерастворимого остатка (н.о.) от 30,1 % до 88 %, а также из пачки II, сложенной мергелями и известняками глинистыми с содержанием н.о. от 17,6 до 26,6 %.

Значительная часть исходных значений концентраций $C_{\text{орг}}$, битумоидов и элементного состава керогена по западному обрамлению синеклизы была предоставлена д.г.-м.н. Т.К. Баженовой. Коллекция образцов углеродистых мергелей на территории восточной части синеклизы (среднее течение долины р. Мойеро) собрана в ходе полевого сезона 2018 г. в рамках работ по созданию комплекта Госгеолкарты масштаба 1: 1000 000 листа Q-48 (Эконда). Впервые для осадочных пород территории листа выполнены пиролитический анализ образцов и интерпретация его результатов с целью оценки нефтематеринского потенциала граптолитовых сланцев. Также получены данные по геохимическим параметрам битумоида и элементному составу керогена. В северной части синеклизы углеродистые мергели исследованы автором по скважине Кыстыктахская 1П. Им же выполнена интерпретация аналитического материала.

§ 5.2 Углепетрографические исследования коллохитинита

Исходным материалом для формирования сингенетичного органического вещества исследуемых пород послужили граптолиты – морские зоопланктонные организмы с хитиновым наружным скелетом. Фоссилизированное ОВ граптолитовых сланцев в целом представлено черным и буровато-коричневым веществом, определяемым углепетрографически как коллохитинит и хитинит. В нем преобладают фрагменты, обладающие прямоугольно-вытянутой, штриховатой формой, диагностируемые главным образом в отраженном свете.

Отражательная способность микрокомпонентов ОВ определена из образцов нижней подсвиты чамбинской свиты ($S_1^1\check{c}^1$) из скважин Кыстыктахская 1П и Микчангдинская 31 (Норильский район) и нижней подсвиты мойероканской свиты ($S_1^1mr^1$) разреза р. Мойеро.

В Норильском районе граптолитовые сланцы, охарактеризованные преимущественно по материалам бурения, достигают наибольшей мощности, равной 100 м. В скв. Микчангдинская 31 их вскрытая мощность составляет 40,4 м (при максимальном значении в близлежащих скважинах ~70 м). Согласно углепетрографическим исследованиям, преобладающее значение в образцах из скважины имеют фоссилизированные фрагменты граптолитов (рисунок 61, а, б). Однако отмечаются также проблематичные цисты зеленых водорослей, которые отличаются изометричной формой и меньшей величиной отражательной способности.

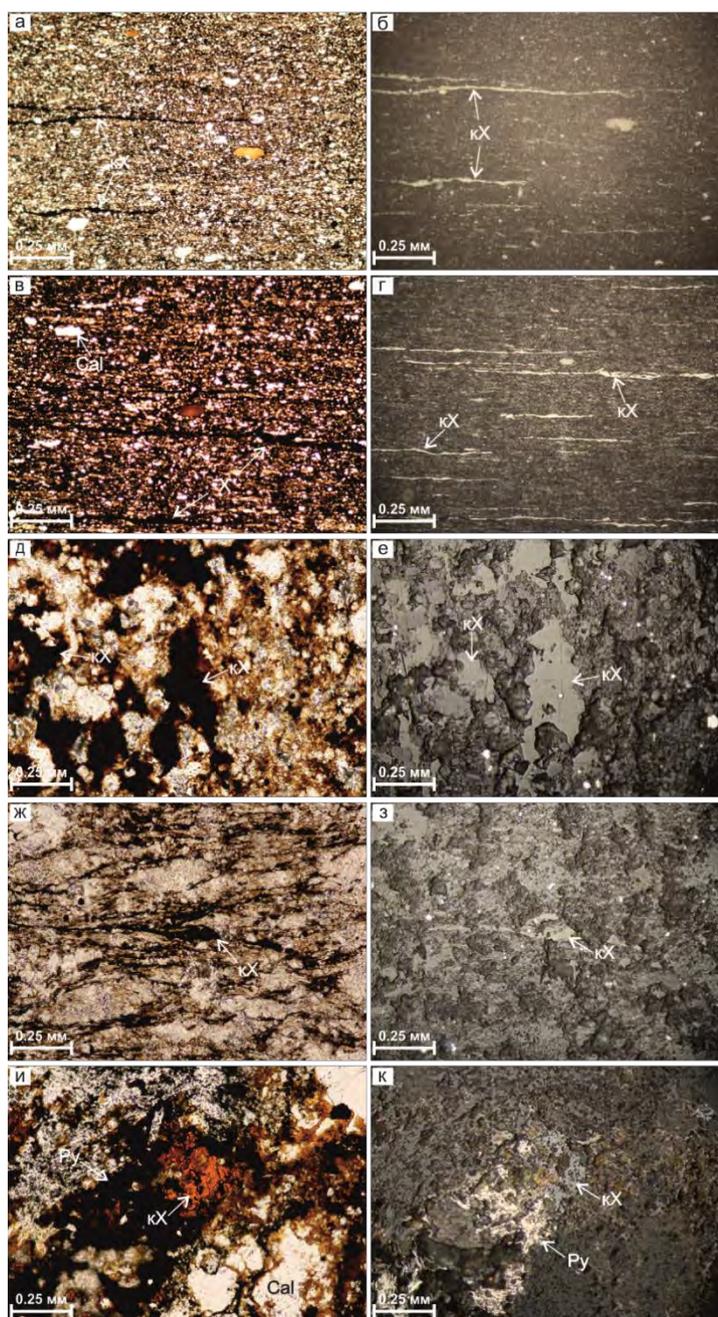


Рисунок 61. Вещественно-петрографический состав и показатели отражения микрокомпонентов ОВ (кХ – коллохитинит; Py – пирит; Cal – кальцит)

а, б – фрагменты граптолитов (коллохитинит) вытянутой штриховатой формы, $R^{\circ} - 1,1 \%$, МК₃, скв. Микчангдинская 31 (ув. $\times 20$; а – проходящий, б – отраженный свет); в, г – фрагменты коллохитинита (граптолитов), ориентированные параллельно слоистости, $R^{\circ} - 1,69 \%$, МК₅, скв. Кыстыктахская 1П; д, е – коллохитинит с примесью коллоальгинита (?) в виде однородных включений с четкими границами, в отраженном свете бесструктурный, местами минерализованный, $R^{\circ} - 0,51 \%$, МК₁, р. Мойеро; ж, з – коллохитинит коричнево-бурого цвета, характеризуется послойным распределением и равномерно обогащает породу, $R^{\circ} - 0,90 \%$, МК₂, р. Мойеро; и, к – коллохитинит в виде неправильной формы образований, частично пиритизированных с сохранением участков, просвечивающих коричневым цветом, $R^{\circ} - 2,01 \%$, АК₁₋₂, р. Мойеро

Значения отражательной способности микрокомпонентов ОВ граптолитов составляют (%): $R^{\circ}_{\min} - 1,07$, $R^{\circ}_{\max} - 1,41$, $R^{\circ}_n - 1,19$, в пересчете на витринит (R°_{vt}) – $1,1 \%$, что

соответствует концу градации МК₃ (марка углей Ж) и отвечает степени регионального катагенеза вмещающих отложений для данной территории.

В углеродистых мергелях из скважины Кыстыктахская 1П фрагменты граптолитов представлены в большом количестве (см. рисунок 61, в, г), о чем свидетельствуют повышенные концентрации $C_{орг}$ в породах, достигающих максимальных значений, характерных для северо-западной окраины платформы, варьирующих от 1,42 % до 16,31 % (в среднем составляя 2–3 %) (см. рисунок 58). Содержание $C_{орг}$ уменьшается снизу вверх по разрезу. Величина отражательной способности коллохитинита (%): $R^{o\min}$ – 1,76, $R^{o\max}$ – 2,09, R^{on} – 2,03, в пересчете на витринит (R^{ovt}) – 1,69%. Данные значения отвечают градации позднего мезокатагенеза МК₅ (ОС).

На противоположном (восточном) борту синеклизы стратиграфическим аналогом чамбинской свиты является мойероканская свита, которая исследована обнажениях р. Мойеро – в междуречье Мойерокан и Бугарикта, по правым бортам долин рек Мойерокан и Мойеро, в 4,5 км выше устья р. Бугарикта – обн. П-7894, П-7879 и П-7893 [Опорный разрез..., 1985].

Содержание $C_{орг}$ в образцах, отнесенных к мойероканской свите разреза р. Мойеро изменяется от 0,06 % до 7,27 %, стремительно уменьшаясь вверх по разрезу по мере увеличения карбонатности пород от доманикоидов и доманикитов основания нижней подсвиты (S_1^{mr1}) мощностью до 5 м, где концентрации $C_{орг}$ максимальны и равны 1,42–7,27 % к сменяющим их известнякам органогенным и органогенно-обломочным с богатым фаунистическим комплексом. На р. Мойеро к нефтегазоматеринским толщам можно отнести не только граптолитовые сланцы мощностью до 5 м, но и вышележащие слабо обогащенные глинисто-карбонатные породы с концентрациями $C_{орг}$ до 0,21 % [Органическая геохимия..., 1981]. Общая мощность нижнемойероканской подсвиты 55 м. Среднее содержание $C_{орг}$ 1,5–1,7 % (см. рисунок 58).

Катагенетическая преобразованность ОВ в породах среднего течения р. Мойеро изменяется от МК₁ до АК₁₋₂ при региональном катагенезе МК₁.

Органическое вещество (коллохитинит) в углеродистом мергеле (н.о. на породу – 47,2 % и $C_{орг}$ – 7,27 %), преобразованное до градации начала МК₁ (Д), представлено однородными включениями с четкими границами размером до 0,24 мм, агрегаты – до нескольких мм, коричневатого-бурого цвета, частично измененными до черного цвета (см. рисунок 61, д, е). В отраженном свете органическое вещество – серое, зачастую бесструктурное, местами минерализованное (с шагреновой поверхностью). Значения отражательной способности невысокие (%): $R^{o\min}$ – 0,41, $R^{o\max}$ – 0,48, R^{on} – 0,43, в пересчете на витринит (R^{ovt}) – 0,51 %.

Региональный катагенез ОВ не исчерпывает всех его постдиагенетических изменений. В локальных участках разрезов, в зонах экзоконтактов долеритовых интрузий органическое вещество пород подверглось контактовому метаморфизму. О высоком температурном

воздействии на породы свидетельствует степень измененности органического вещества, которое наиболее чувствительно к температурным колебаниям среды вмещающих пород.

В углеродистом мергеле (н.о. на породу – 30,1 % и $C_{\text{орг}}$ – 3,79 %), преобразованном до градации MK_2^2 под действием секущей дайки мощностью 40 м, органическое вещество от коричневатого-бурого до преимущественно черного цвета характеризуется послойным распределением и равномерно обогащает породу (см. рисунок 60, ж, з). В образце, отобранном на расстоянии 60 м от контакта с секущим интрузивным телом, значения отражательной способности коллохитинита составляют (%): $R^{\circ\text{min}}$ – 0,72, $R^{\circ\text{max}}$ – 1,01, $R^{\circ\text{n}}$ – 0,85, в пересчете на $R^{\circ\text{vt}}$ – 0,78–0,90 %, что соответствует градации среднего мезокатагенеза MK_2 (Г).

Измененное до апокатагенеза под действием интрузии ОВ в мергеле углеродистом (н.о. – 33,8 % и $C_{\text{орг}}$ – 1,42 %) представлено крупными ксеноморфными пиритизированными образованиями с сохранением участков, просвечивающих коричневым цветом (см. рисунок 60, и, к). Отражательная способность микрокомпонентов ОВ (коллохитинита) характеризуется высокими значениями (%): $R^{\circ\text{min}}$ – 2,06, $R^{\circ\text{max}}$ – 2,53, $R^{\circ\text{n}}$ – 2,35, в пересчете на $R^{\circ\text{vt}}$ составляет 2,01 %, что соответствует градациям раннего-среднего апокатагенеза (Т и ПА).

Согласно электронно-микронному анализу, в составе органического вещества выделяется присутствие серы (3,15–5,88 %), железа (0,62–3,17 %) и хлора (0,35–1,12 %). Пирит представлен большей частью продуктом его окисления – ссомольнокитом $Fe^{+2}SO_4 \times H_2O$, для которого характерны таблитчатые агрегаты кристаллов с реликтовыми участками пирита.

Термальное воздействие траппов на углеродистые мергели нижней подсвиты мойероканской свиты обусловило, с одной стороны, ускорение созревания ОВ (от градации MK_1 к MK_2), а с другой, сильный метаморфизм ОВ в узких приконтактных зонах (подстадия АК).

Катагенетические границы главной зоны нефтеобразования (ГЗН) или нефтяного окна соответствуют значениям R° – 0,5–0,90 % [Геология и геохимия..., 2012] (на территории Сибирской платформы отвечают градациям MK_1 – MK_2^2 – началу градации MK_3). Отложения в долине р. Мойеро (восток синеклизы) приурочены к самой верхней границе ГЗН (R° – 0,51 %). В керне скважин Микчангдинская 31 (R° – 1,1%) и Кыстыктахская 1П (R° – 1,69%) (северо-запад синеклизы) граптолитовые сланцы находятся за пределами нефтяного окна.

§ 5.3 Пиролитические исследования органического вещества

Пиролиз выполнен в образцах из отложений долины р. Мойеро и из керна скв. Кыстыктахская 1П, по которым определена величина отражательной способности ОВ, а также дополнительно из образцов р. Курейка (см. рисунок 58). Пиролитические параметры регулируются количеством ОВ в породе и степенью его катагенетической преобразованности.

В образцах из базальной аргиллитовой пачки (долина р. Мойеро) с содержанием $C_{\text{орг}}$ 1,42–7,27 %) для градации катагенеза, соответствующей началу MK_1 ($C_{\text{орг}}$ 7,27 %), реализованная часть нефтематеринского потенциала OB (S_1), т.е. содержание в породе уже выделившихся из керогена битумоидов, в том числе и $УВ$, составляет 2,43 мг $УВ/г$ породы. Высокие значения пика S_2 – 20,23 мг $УВ/г$ породы, существенно (почти в 9 раз) превышающее пик S_1 , а также сумма параметров S_1 и S_2 – 22,46 мг $УВ/г$ породы (рисунок 62, таблица 5) отвечают высокому суммарному количеству потенциальных углеводородов, которые могут образоваться при полной реализации нефтематеринского потенциала, содержащегося в породе органического вещества.

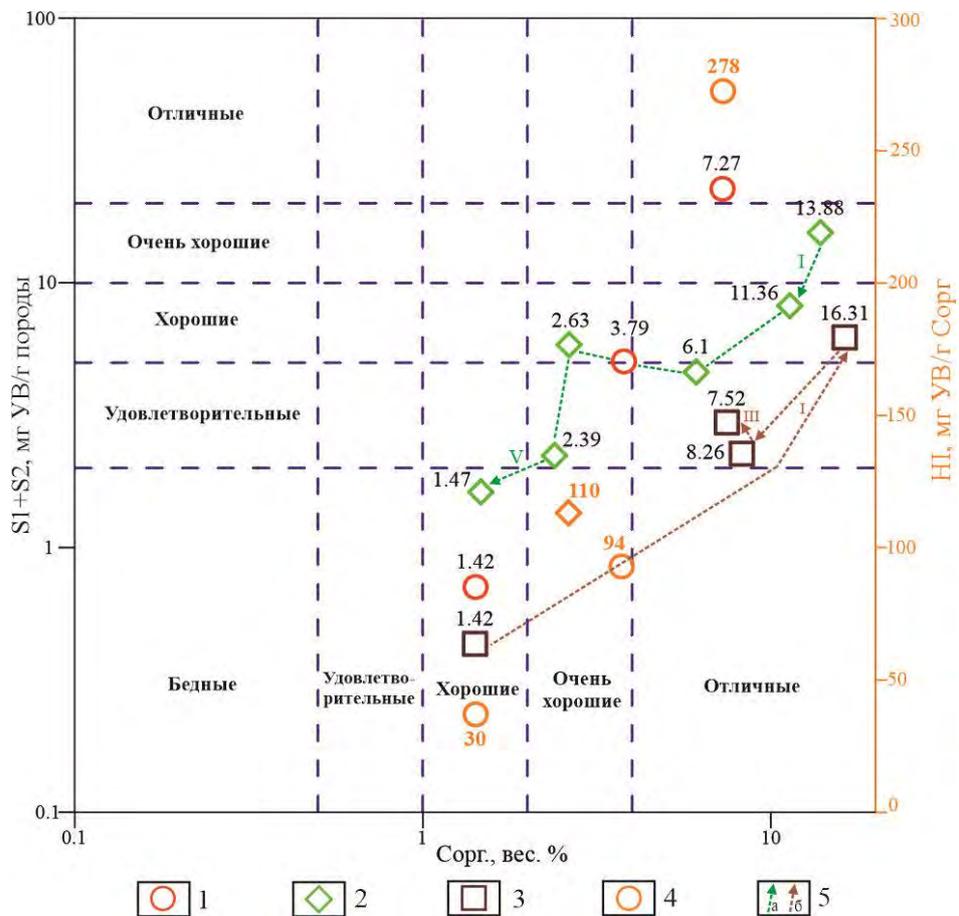


Рисунок 62. Диаграмма изменения концентрации $C_{\text{орг}}$ и пиролизических параметров S_1+S_2 [Тиссо, Вельте, 1981], как показателей нефтегазоматеринского потенциала граптолитовых сланцев

1 – р. Мойеро (MK_1 , MK_2/MK_3 , AK_{1-2}); 2 – р. Курейка (MK_2); 3 – скв. Кыстыктахская 1П (MK_5); 4 – водородный индекс (HI); 5 – изменение параметров S_1+S_2 снизу вверх по разрезу в пределах аргиллитовой пачки I (а – р. Курейка, б – скв. Кыстыктахская 1П). Цифры – значения $C_{\text{орг}}$ и HI

Таблица 5. Пиролитические параметры органического вещества граптолитовых сланцев (S_1In^{1-2})

Образец	Привязка	Порода	Палеоглубина м	Катагенез	Н.О. на породу, %	C _{орг} на породу, %	Углеводороды, мг УВ/г породы			PI	T _{max} , °C	HI, мг УВ/г C _{орг}
							S1	S2	S1+S2			
2	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800	МК ₁	47.2	7.27	2.43	20.23	22.46	0.11	437	278
8	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800 (2900)	δМК ₂ ²	30.1	3.79	1.5	3.55	5.05	0.3	428	94
16	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800 (5000)	δАК ₁₋₂	33.8	1.42	0.28	0.43	0.71	0.4	404	30
К6	р. Курейка	Аргиллит известковый	2700	МК ₂ ¹	72.0	1.47	0.59	1.04	1.63	0.36	435	78
К5	р. Курейка	Аргиллит известковый	2700	МК ₂ ¹	73.0	2.39	1.01	1.23	2.24	0.45	431	59
К4	р. Курейка	Аргиллит известковый	2700	МК ₂ ¹	72.4	2.63	1.88	4.01	5.89	0.32	434	109
К3	р. Курейка	Аргиллит известковистый	2700	МК ₂ ¹	79.0	6.1	0.72	3.92	4.64	0.16	427	66
К2	р. Курейка	Аргиллит	2700	МК ₂ ¹	88.4	11.36	1.56	6.72	8.28	0.19	440	62
К1	р. Курейка	Аргиллит	2700	МК ₂ ¹	88.4	13.88	3.11	12.59	15.7	0.2	431	91
22	Кыстыктахская 1П	Мергель углеродистый	4000 (5000)	δАК	38	7.52	0.27	2.7	2.97	0.09	589	35
25	Кыстыктахская 1П	Мергель углеродистый	4000 (5000)	δАК	58.6	8.26	0.15	2.1	2.25	0.07	594	25
28	Кыстыктахская 1П	Аргиллит	4000 (5000)	δАК	82.8	16.31	0.32	5.9	6.22	0.05	572	36
29	Кыстыктахская 1П	Известняк глинистый	4000 (5000)	δАК	13.4	1.42	0.15	0.28	0.43	0.35	453	20

Примечание: δ – влияние интрузий; 1800 (2900) – истинные палеоглубины, отвечающие региональному катагенезу (палеоглубины, соответствующие градации катагенеза, отвечающей воздействию интрузий)

Нереализованный углеводородный потенциал ОВ (НІ) достигает 278 мг УВ/г $C_{орг}$; T_{max} пиролиза 437°C отражает невысокую зрелость ОВ и соответствует началу раннего мезокатагенеза и зоне прогрессивного развития процессов нефтеобразования. Значение индекса продуктивности (PI) – 0,11 характеризует низкую степень выработанности керогена, что отвечает началу главной фазы нефтеобразования (ГФН).

Для градации катагенеза МК₂ остаточный нефтегазоматеринский потенциал ОВ (S_2) отличается заметно более низким значением в сравнении с градацией МК₁ (3,55 против 20,23 мг УВ/г породы) в результате более низкого в сравнении с образцом, преобразованным до градации МК₁ содержания $C_{орг}$ (3,79 % против 7,27 %) и более высокой его катагенетической зрелости (под действием интрузии). Пик S_2 (3,55 мг УВ/г породы) чуть более чем в 2 раза превышает пик S_1 (1,50 мг УВ/г породы). Уменьшение значения пика S_1 объясняется расходом битумоида в процессе эмиграции с ростом катагенеза. Нефтегазоматеринский потенциал породы, сохранившийся к данной градации катагенеза (S_1+S_2) – 5,05 мг УВ/г породы, что соответствует материнской породе с удовлетворительным генетическим потенциалом (см. рисунок 62, таблица 5). Значение водородного индекса для градации катагенеза МК₂ – 94 мг УВ/г $C_{орг}$, что обусловлено ростом зрелости ОВ, увеличением карбонизации керогена и уменьшением в его составе содержания водорода. Индекс продуктивности, служащий относительной мерой катагенеза в этом образце, соответственно выше и равен 0,30.

Для градаций катагенеза АК₁₋₂ значение пика S_2 в соответствии с содержанием $C_{орг}$ (1,42 %), катагенетической зрелостью ОВ и высокой реализацией нефтематеринского потенциала отмечается весьма низким значением (0,43 мг УВ/г породы) несущественно превышающим значение пика S_1 (0,28 мг УВ/г породы), сумма S_1 и S_2 минимальна и равна 0,71 мг УВ/г породы (см. рисунок 62, таблица 5). Значение водородного индекса в образце, преобразованном до градаций АК₁₋₂, очень низкое (НІ 30 мг УВ/г $C_{орг}$), что характеризует почти полностью реализованный углеводородный потенциал ОВ. Индекс продуктивности, напротив обладает наиболее высоким значением – 0,4 и отражает высокую выработанность керогена.

Геохимические показатели ОВ, определенные пиролитическим методом по образцам р. Курейка (МК₂¹), характеризуют нефтематеринские породы в пределах аргиллитовой пачки I с содержанием $C_{орг}$ 1,47–13,88 %, которое уменьшается снизу вверх по разрезу. Доля исходного генетического потенциала (S_1), реализованного в УВ, достигает 3,11 мг УВ/г породы, а количество потенциальных УВ, способных генерироваться содержащимся в породе ОВ (S_2) – 12,59 мг УВ/г породы. Стадия зрелости ОВ породы, согласно величине T_{max} , замеренной в вершине пика S_2 , составляет 440 °C и отвечает главной зоне нефтеобразования. Величина индекса

продуктивности изменяется от 0,16 до 0,36. Однако нереализованный углеводородный потенциал ОВ (НІ) для градации МК₂ довольно невысокий, не выше 110 мг УВ/г С_{орг}, что, вероятно, является отражением раннего созревания зоогенного ОВ с граптолитовой основой. Снизу вверх по разрезу по мере удаления от подошвы пачки согласно падению концентрации С_{орг} в 9,5 раз, величина S₁ снижается в 5 раз – от 3,11 до 0,59 мг УВ/г породы, S₂ в 12 раз – от 12,59 до 1,04 мг УВ/г породы, S₁+S₂ уменьшается от 15,7 до 1,63 мг УВ/г породы (см. рисунок 62, таблица 5). НІ неравномерно колеблется от 110 до 59 мг УВ/г С_{орг}. При снижении содержания нерастворимого остатка (глинистой примеси) в 1,1 раза (88–80%), концентрация С_{орг} падает в 9,5 раз (13,88–1,47%).

В образцах из скважины Кыстыктахская 1П (С_{орг} – 1,42–16,31 % в пределах пачки I) значения пика S₂ являются невысокими – 2,1–5,9 мг УВ/г породы и свидетельствуют о низком суммарном количестве потенциальных жидких и газообразных УВ, способных генерироваться содержащимся в породе ОВ, вследствие высокой реализации его нефтегазоматеринского потенциала. Количество остаточного битумоида в породе (S₁) – 0,15–0,32 мг УВ/г породы; T_{max} пиролиза 572–594 °С характеризует органическое вещество граптолитовых сланцев как сверхзрелое (подстадия АК). Однако в связи с бóльшим содержанием С_{орг} значения параметра S₂ и его отношения к параметру S₁ заметно выше в сравнении с образцом долины р. Мойеро (С_{орг} 1,42 %) при идентичной градации катагенеза. Водородный индекс колеблется в пределах 20–36 мг УВ/г С_{орг}. Отмечена обратная связь параметров T_{max} и НІ: по мере возрастания катагенеза, что проявлено в увеличении T_{max}, потенциал ОВ реализуется и остаточная его доля соответственно снижается. В пределах первой пачки глинистые известняки из реперного уровня выделяются минимальными значениями всех параметров: С_{орг} – 1,42 %, S₁ – 0,15 и S₂ – 0,28 мг УВ/г породы, НІ – 20 мг УВ/г С_{орг}, которые резко увеличиваются при переходе к базальному горизонту аргиллитовой пачки: С_{орг} возрастает в 11,5 раз – до 16,31 %, S₁ в два раза – до 0,31 и S₂ в 21 раз – до 5,9 мг УВ/г породы, НІ в 1,8 раза – до 36 мг УВ/г С_{орг} (рисунок 62, таблица 5).

В пределах аргиллитовой пачки, величина С_{орг} изменяется снизу вверх по разрезу от 16,31 % до 7,52 % (в 2,2 раза), величина S₁ снижается незначительно от 0,32 до 0,27 мг УВ/г породы, S₂ падает в два раза от 5,9 до 2,7 мг УВ/г породы, S₁+S₂ от 6,22 до 2,25 мг УВ/г породы (см. рисунок 62, таблица 5). НІ уменьшается на одну единицу (до 35 мг УВ/г С_{орг}). Величина С_{орг} снижается на величину разницы в содержании нерастворимого остатка (82,8 % против 38 %).

Согласно стадиям термической зрелости, ОВ относится к градам ранней зрелости в районе р. Мойеро (T_{max} 437 °С), достигло пика нефтегенерации на территории р. Курейки (T_{max} 440 °С) и является сверхзрелым на территории скв. Кыстыктахская 1П (T_{max} 594 °С).

§ 5.4 Катагенетические изменения керогена и битумоидов

Катагенез органического вещества граптолитовых сланцев также рассматривается на основании изменения его химического состава – параметров дебитуминированной нерастворимой части ОВ (НОВ) и синбитумоидов. В граптолитовых сланцах состав керогена и степень битуминизации ОВ изменяются в процессе катагенеза местами относительно неравномерно, так как некоторые катагенетические изменения затушевываются неоднородностями биоценотического состава органического вещества.

Как было рассмотрено выше, в граптолитовых сланцах нижнего силура в составе фоссилизированного ОВ существенная роль принадлежит остаткам граптолитов. Относительная доля граптолитов определяется содержанием $C_{орг}$, которое тем выше, чем больше зоогенной компоненты в составе ОВ. На основе результатов углепетрографических исследований выявлено, что в граптолитовых сланцах также отмечаются остатки планктонных зеленых водорослей.

Согласно данным А.М. Обути [Обут, 1975], в граптолитовых сланцах Средней Азии среди органического материала вместе с остатками граптолитов и продуктов их размножения встречена масса органического детрита. Этот детрит является в основном остатками разложения микропланктона, которым могли питаться граптолиты. Об участии в биоценозе планктонных водорослей свидетельствуют многочисленные находки псевдопланктонных граптолитов, которые существовали, прикрепляясь к планктонным организмам.

Таким образом, в ОВ граптолитовых сланцев определенная доля принадлежит и фитопланктону, о чем свидетельствуют, как будет показано ниже, обратные соотношения содержания углерода в породах и водорода в керогене и колебания битумоидной составляющей.

Нерастворимая часть ОВ в граптолитовой толще является автохтонной, т.е. сингенетичной вмещающей породе, поэтому главным показателем катагенеза ОВ является элементный состав и выход летучих компонентов керогена.

Содержание хлороформного битумоида А (ХБА) в породе и степень битуминизации ОВ ($\beta^{ХБА}$) также используются для оценки катагенеза ОВ. Колебания значений $\beta^{ХБА}$, в особенности в раннем и среднем мезокатагенезе, существенно зависят не только от катагенеза, но по большей части от концентрации ОВ. В этой связи закономерное или, напротив, не закономерное распределение степени битуминизации ОВ (β) по отношению к концентрации ОВ (содержанию $C_{орг}$) в подстадиях прото- и мезокатагенеза ОВ может свидетельствовать о генетическом типе битумоидов, т.е. их автохтонности, параавтохтонности или аллохтонности. Важность генетической диагностики битумоидов заключается не столько в уточнении степени зрелости ОВ, сколько в первую очередь в определении нефтематеринских свойств вмещающих пород и выявлении параавтохтонного битумоида, генетически связанного с перераспределением

битумоидных компонентов ОВ внутри материнской толщи или вторичного битумоидного фона, свидетельствующего о присутствующих следах миграционного потока [Баженова, 2020].

В этом отношении надежные результаты дает метод огив-субогив: выстраивается ранжированный ряд концентраций $C_{орг}$, а над ним – в тех же образцах – геохимические параметры керогена и/или битуминологические параметры ОВ – ХБА и β . Например, при закономерном размещении суммы параметров $C_{орг} - ХБА - \beta$, битумоид можно считать сингенетичным. Для оценки изменения абсолютных и относительных значений концентраций битумоидов, т.е. ХБА и $\beta^{ХБА}$, а также элементного состава НОВ от катагенетической эволюции ОВ, метод «огив-субогив» был автором модифицирован и дополнен ранжированным рядом градаций катагенеза, в основу которого положена палеоглубина погружения отложений.

§ 5.4.1 Катагенетические изменения керогена

Геохимические параметры керогена определяются биоценотическим составом фоссилизированного ОВ и степенью его катагенетической зрелости [Суханов и др., 2009].

Прежде чем охарактеризовать катагенетические изменения параметров ОВ граптолитовых сланцев, следует определить место образцов их керогена в классификационном спектре. Тип керогена – I, II или III – определяется по диаграмме Ван Кревелена, определяющей соотношение атомных отношений Н/С и О/С в керогене. На рисунке 63 показана диаграмма Ван-Кревелена для нерастворимого ОВ граптолитовых сланцев.

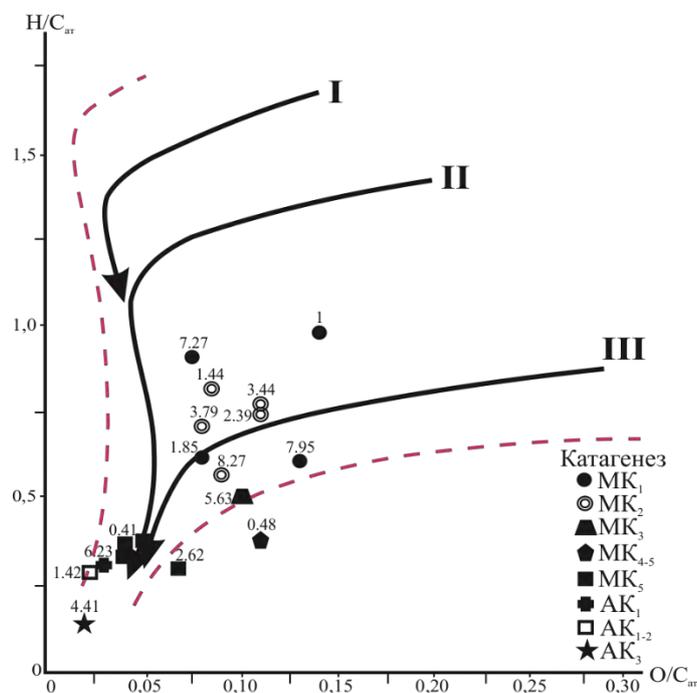


Рисунок 63. Диаграмма Ван-Кревелена, отражающая тип керогена ОВ граптолитовых сланцев. Цифры – концентрации $C_{орг}$

По положению фигуративных точек кероген попадает преимущественно в поле II и частично III типов, что обусловлено разной степенью катагенетической преобразованности ОВ. Отношение $H/C_{ат}$ изменяется в диапазоне 0,14–0,98 и $O/C_{ат}$ – 0,02–0,14. Атомные отношения увеличиваются с понижением градации катагенеза от АК₃ (0,14 и 0,02) до МК₁ (0,98 и 0,14). Отношение $H/C_{ат}$ в керогене отвечает нижнему пределу II типа (~1), при оптимальном для II типа керогена значении $O/C_{ат}$ (0,14). Отчетливо проявлено изменение элементного состава керогена в катагенезе, выраженное уменьшением атомных отношений H/C и O/C с ростом катагенетической преобразованности ОВ. В рамках градаций МК₁ и в особенности МК₂ обнаруживается смещение фигуративных точек по параметру $H/C_{ат}$ в поле III типа среди образцов, наиболее обогащенных $C_{орг}$ и, соответственно, имеющих наибольшую долю зоогенной компоненты в составе ОВ.

Если обратиться к элементному составу керогена граптолитовых сланцев, то на этапе МК₁–МК₂¹ фиксируется относительная стабилизация содержания углерода в НОВ, при медленном снижении концентрации водорода, что находит объяснение в деструкции ОВ и массовой генерации жидких углеводородов (рисунок 64).

Геохимические параметры керогена ОВ граптолитовых сланцев, преобразованных до градации МК₁ (региональный катагенез), изучены образцах мергелей углеродистых и аргиллита известковистого из разрезов среднего течения р. Мойеро (восточный борт Тунгусской синеклизы) и разрезов рек Летняя и Тенна-Сесь (приток р. Летняя) (западный борт синеклизы).

Породы, преобразованные до градации МК₁ (палеоглубины 1800–2000 м) при колебаниях $C_{орг}$ 1,85–7,95 % характеризуются содержаниями углерода ($C_{нов}$) 78,32–81,2 %. Водород ($H_{нов}$) и выход летучих продуктов ($V_{нов}$) достигают максимального значения из всей выборки образцов – 6,2 % и 30,7 % при минимальных значениях 4,02 % и 25,29 % соответственно. Величина $N_{нов}$ 3,08–3,5 % и увеличивается с ростом содержания ОВ в породах (рисунок 64, таблица 6; образцы 1–3). Величины $H/C_{ат}$ 0,61–0,91; $N/C_{ат}$ 0,033–0,04 (рисунок 61, таблица 6; образцы 1–3).

Граптолитовые сланцы, преобразованные под действием регионального катагенеза до градации МК₂¹ (палеоглубины 2600–2800 м), отобраны в обнажении на р. Курейка (рисунки 58, 64, таблица 6; образцы 4,5,7). Исключение составляют углеродистые мергели из скважины Бираминская 10 (образец 6) и разреза р. Мойеро (образец 8), ОВ в составе которых преобразовано до градаций МК₂¹ и МК₂² (~3000 м) под действием интрузий.

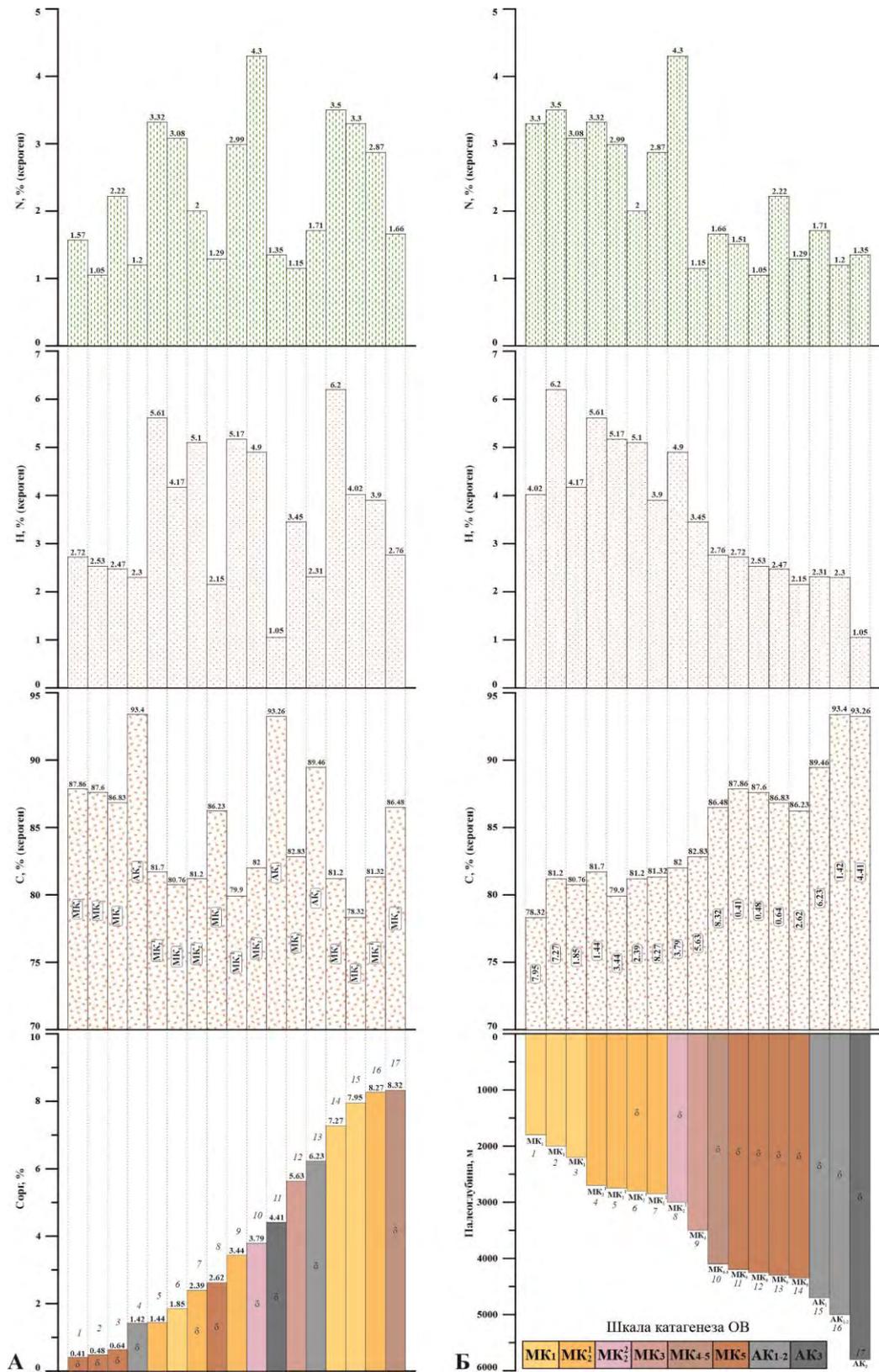


Рисунок 64. Зависимость геохимических параметров керогена от содержания углерода в породах (А) и от катагенетической эволюции ОБ (Б)

А – обр. 1–3, 8, 13 – скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска); обр. 4, 10, 14 – долина р. Мойеро; обр. 5, 9, 16 – р. Курейка; обр. 6 и 15 – р. Летняя и Тенна-Сесь; обр. 7 – скв. Бираминская 10; обр. 11 – скв. Бильчанская 1; обр. 12 – скв. Южно-Пясинская 30; обр. 17 – скв. 24 (р. Убойная)

Б – обр. 1 и 3 – р. Тенна-Сесь и Летняя; обр. 2, 8, 16 – долина р. Мойеро; обр. 4, 5, 7 – р. Курейка; обр. 6 – скв. Бираминская 10; обр. 9 – скв. Южно-Пясинская 30; обр. 10 – скв. 24 (р. Убойная); обр. 11–15 – скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска); обр. 17 – скв. Бильчанская 1. δ – воздействие интрузий

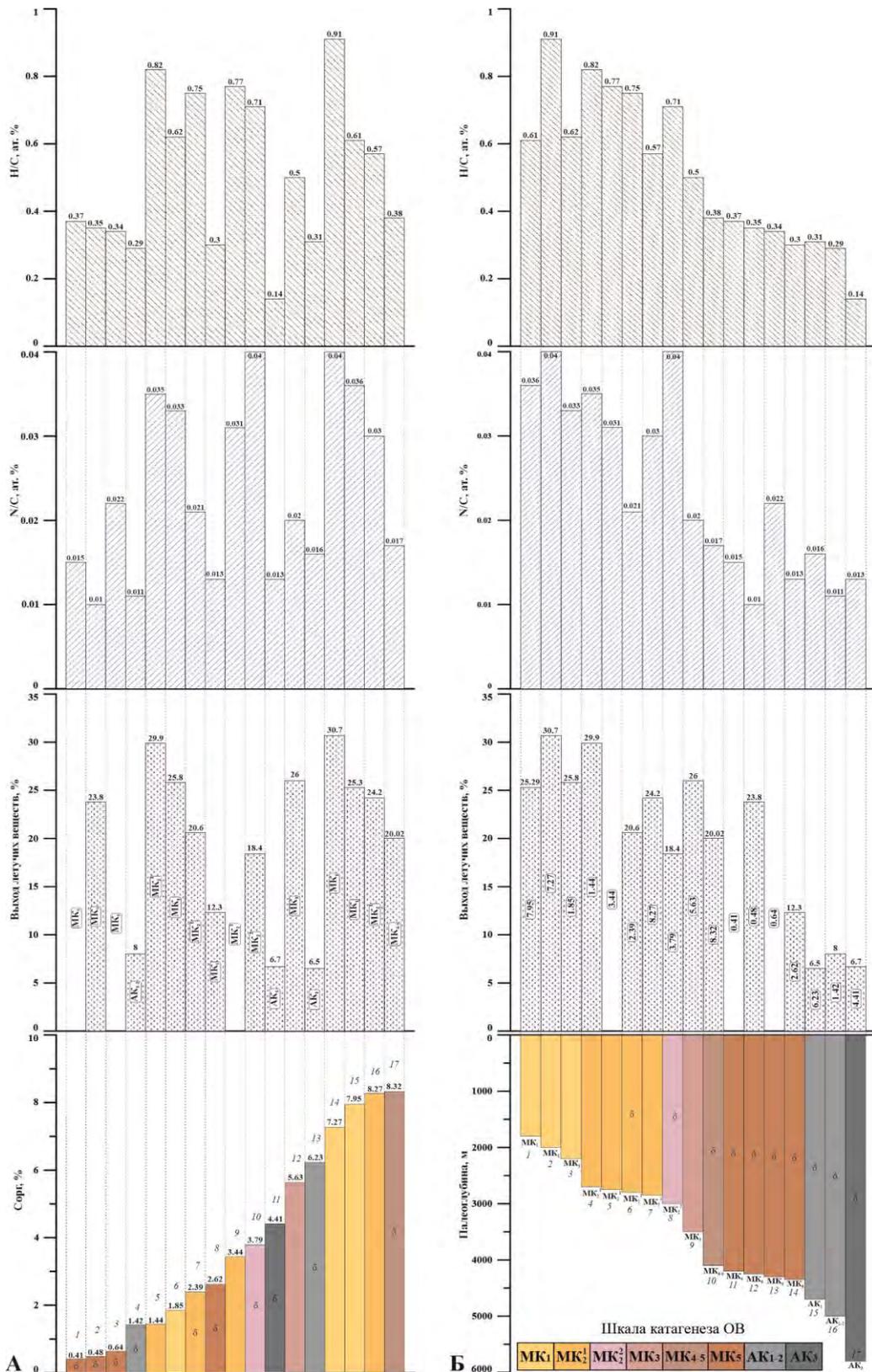


Рисунок 65. Связь параметров НОВ (выхода летучих продуктов и атомных отношений) с содержанием $S_{орг}$ в породах (А) и катагенетической эволюцией ОБ (Б)

А – обр. 1–3, 8, 13 – скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска); обр. 4, 10, 14 – долина р. Мойеро; обр. 5, 9, 16 – р. Курейка; обр. 6 и 15 – р. Летняя и Тенна-Сесь; обр. 7 – скв. Бираминская 10; обр. 11 – скв. Бильчанская 1; обр. 12 – скв. Южно-Пясинская 30; обр. 17 – скв. 24 (р. Убойная)
 Б – обр. 1 и 3 – р. Тенна-Сесь и Летняя; обр. 2, 8, 16 – долина р. Мойеро; обр. 4, 5, 7 – р. Курейка; обр. 6 – скв. Бираминская 10; обр. 9 – скв. Южно-Пясинская 30; обр. 10 – скв. 24 (р. Убойная); обр. 11–15 – скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска); обр. 17 – скв. Бильчанская 1. δ – воздействие интрузий

Таблица 6. Геохимические параметры керогена граптолитовых сланцев (S_{1ln}^{1-2}) в зависимости от катагенетической эволюции ОБ

Обр.	Привязка	Порода	Палеоглубина, м	Катагенез	Н.О. на породе, %	$C_{орг}$ на породе, %	$C_{нов}$, %	$H_{нов}$, %	$N_{нов}$, %	Выход летучих ($V_{нов}$), %	N/C, ат %	H/C, ат %
1	р. Тенна-Сесь	Аргиллит известковый	1800	МК ₁	73.1	7.95	78.32	4.02	3.3	25.29	0.04	0.61
2	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800	МК ₁	47.2	7.27	81.2	6.2	3.5	30.7	0.04	0.91
3	р. Летняя	Аргиллит известковый	1800 (2200)	δ МК ₁	75.5	1.85	80.76	4.17	3.08	25.8	0.03	0.62
4	р. Курейка	Известняк глинистый	2700	МК ₂ ¹	8.62	1.44	81.7	5.61	3.32	29.9	0.04	0.82
5	р. Курейка	Мергель углеродистый	2700	МК ₂ ¹	65.8	3.44	79.9	5.17	2.99	0	0.03	0.77
6	скв. Бираминская 10	Мергель углеродистый	1800 (2800)	δ МК ₂ ¹	46.2	2.39	81.2	5.1	2	20.6	0.02	0.75
7	р. Курейка	Аргиллит известковистый	2700	МК ₂ ¹	78.5	8.27	81.32	4.9	2.87	24.2	0.03	0.57
8	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800 (2900)	δ МК ₂ ²	30.1	3.79	82	3.9	4.3	18.4	0.04	0.71
9	Южно-Пясинская 30	Аргиллит	3500	МК ₃	86.9	5.63	82.83	3.45	1.15	26	0.02	0.5
10	скв. 24 (р. Убойная)	Аргиллит известковый	3300 (4100)	δ МК ₄₋₅	-	8.32	86.48	2.76	1.66	20.02	0.02	0.38
11	скв. Дьявольская 8 (р. Сух. Тунгуска)	Мергель известковый	1800 (4200)	δ МК ₅	26.6	0.41	87.86	2.72	1.51	-	0.02	0.37
12	скв. Дьявольская 8	Аргиллит известковый	1800 (4200)	δ МК ₅	75.5	0.48	87.6	2.53	1.05	23.8	0.01	0.35
13	скв. Дьявольская 8	Известняк глинистый	1800 (4200)	δ МК ₅	17.6	0.64	86.83	2.47	2.22	-	0.02	0.34
14	скв. Дьявольская 8	Мергель углеродистый	1800 (4200)	δ МК ₅	52.2	2.62	86.23	2.15	1.29	12.3	0.01	0.3
15	скв. Дьявольская 8	Мергель углеродистый	1800 (4700)	δ АК ₁	57.1	6.23	89.46	2.31	1.71	6.5	0.02	0.31
16	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800 (5000)	δ АК ₁₋₂	33.8	1.42	93.4	2.3	1.2	8	0.01	0.29
17	скв. Бильчанская 1	Мергель углеродистый	2850 (5800)	δ АК ₃	62.2	4.41	93.26	1.05	1.35	6.7	0.01	0.14

Примечание: δ – влияние интрузий; 3300 (4100) – истинные палеоглубины, отвечающие региональному катагенезу (палеоглубины, соответствующие градации катагенеза, отвечающей воздействию интрузий)

В пределах градации МК₂ проявилась тенденция к некоторому увеличению С_{нов} от 79,9 % до 82 % и к заметному снижению Н_{нов} от 5,61 % до 3,9 % по крайним значениям (см. рисунок 64, Б). На фоне катагенетических изменений колебания содержаний углерода и водорода в керогене обусловлены колебаниями доли граптолитовой составляющей в составе ОВ. В аргиллитах известковых р. Курейка, преобразованных до градации МК₂¹, доля граптолитов в ОВ возрастает с увеличением С_{орг} в породах. Содержание С в НОВ при этом увеличивается, составляя 79,9% (при С_{орг} 3,44 %; образец 5) и 81,32 % (при С_{орг} 8,27 %; образец 7), а концентрация Н в НОВ снижается от 5,17 % до 3,9 % соответственно (см. рисунок 64, таблица 6). Атомные отношения Н/С_{ат} – 0,77 (С_{орг} 3,44%) и 0,57 (С_{орг} 8,27%) (см. рисунок 65, Б, таблица 6).

С возрастанием доли граптолитовой составляющей увеличивается и содержание азота в керогене, что связано с животным происхождением и хитиновым составом остатков граптолитов. Максимальное значение N_{нов} 4,3 % из всей выборки образцов характерно для мергеля углеродистого р. Мойеро, преобразованного до градации МК₂² (см. рисунок 64, таблица 6; образец 8). При этом выход летучих веществ характеризуется самой низкой величиной в рамках градации МК₂, составляя 18,4 % (см. рисунок 64, таблица 6; образец 8), при максимальном значении – 29,9 % (см. рисунок 65, таблица 6; образец 4), что может свидетельствовать об уменьшении выхода летучих веществ, в том числе за счет увеличения доли граптолитовой составляющей в ОВ.

В нерастворимой части ОВ на градации МК₃ в скв. Южно-Пясинская 30 (палеоглубина ~3500 м) отмечается изменение значений основных параметров в сравнении с МК₂ (см. рисунок 64, таблица 6): величина С_{нов} возрастает от ~81 % (МК₂) до ~ 83 % (МК₃); содержание Н_{нов} напротив снижается от 3,9 % (МК₂¹; образец 7) до 3,45 % (МК₃; образец 9). Согласно балансовым расчетам, в альгозоогенном ОВ граптолитовых сланцев на градации катагенеза МК₃ выделяется второй пик генерации углеводородных газов (УВГ), естественно, со значительной потерей водорода в ОВ [Баженова, 2020]. С этого этапа на поведение геохимических параметров керогена доминирующее влияние оказывает степень катагенетической зрелости ОВ, в отличие от неоднородности исходного материала.

Нерастворимая часть ОВ на конечных градациях мезокатагенеза и особенно в апокатагенезе (палеоглубины от 4100 м и более) предстает уже сильно истощенной. Происходит дальнейшее снижение концентрации водорода и азота в ОВ (см. рисунок 64, таблица 6; образцы 10–17). Концентрация Н_{нов} падает от 2,76 % (МК₄₋₅; образец 10) до 1,05 % (МК₃; образец 17). Концентрация азота обнаруживает общую тенденцию к снижению и колеблется в основном в пределах 1–1,7 % (см. рисунок 64; таблица 6). Об удалении азота свидетельствует снижение атомных отношений Н/С_{ат} в процессе катагенеза (см. рисунок 65, таблица 6). Углерод в ОВ возрастает до 86,48 % (МК₄₋₅), а в преобразованных до подстадии апокатагенеза под действием

интрузий разностях граптолитового ОВ концентрация углерода достигает 89,5–93,4% (см. рисунок 64, таблица 6; образец 15–17). На этом этапе тонкие различия в биоценоотическом составе ОВ уже полностью стираются. В этой связи в образцах, преобразованных до градаций МК₅–АК₃, не наблюдается зависимости геохимических параметров керогена от содержания углерода в породах, и определяющую роль в колебании параметров НОВ играет разница в катагенетической преобразованности ОВ. Например, в граптолитовых сланцах из скв. 24 (р. Убойная) (при С_{орг} 8,32%; образец 10) градация катагенеза МК₄₋₅ и скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска) (при С_{орг} 0,41%; образец 11) градация катагенеза МК₅, концентрации Н_{нов} – 2,76 % и 2,72 % соответственно (см. рисунок 64, таблица 6). Преобладание углерода в НОВ в конце мезокатагенеза и в апокатагенезе выражается в низких отношениях Н/С_{ат.}, которые уменьшаются с увеличением катагенетической зрелости ОВ от 0,38 % (МК₄₋₅) до 0,14 % (АК₃) (рисунок 65, таблица 6).

Выход летучих веществ (V_{нов}) является показателем генерации УВ. Как было отмечено выше, в начале мезокатагенеза ОВ граптолитовых сланцев содержит до 30,7 % летучих веществ; в конце мезокатагенеза их концентрация снизилась до 12,3 %; в апокатагенезе содержание V_{нов} – 6,5–8 % (см. рисунок 65, таблица 6).

§ 5.4.2 Катагенетические изменения битумоидов

Особенности состава НОВ описываемых образцов находят свое отражение в количестве и качестве битумоидной части ОВ. Геохимические характеристики битумоидов обладают большим диапазоном значений, что связано с их подвижностью и зависимостью не только от типа и концентрации ОВ, его катагенетической превращенности, но и от процессов миграции. Содержания хлороформного битумоида в исследуемых образцах граптолитовых сланцев колеблются в пределах от тысячных (0,003 %) до десятых (0,788 %) долей процента на породу, что объясняется колебаниями значений С_{орг}, долей граптолитовой составляющей и главным образом катагенетическими изменениями органического вещества.

В изучаемых образцах граптолитовых сланцев максимальных значений концентрация синбитумоидов достигает на градации МК₁, т.е. в начале ГФН, когда процессы новообразования битумоидов превосходят их эмиграцию. В аргиллите известковом разреза р. Тенна-Сесь, концентрация синбитумоида достигает 0,433 %, степень битуминизации – 5,45 % при содержании С_{орг} 7,95 %. Доля в ОВ хлороформного битумоида соответствует количеству сингенетических битумоидов в доманикитах раннего мезокатагенеза (см. рисунок 66, таблица 7; образец 1).

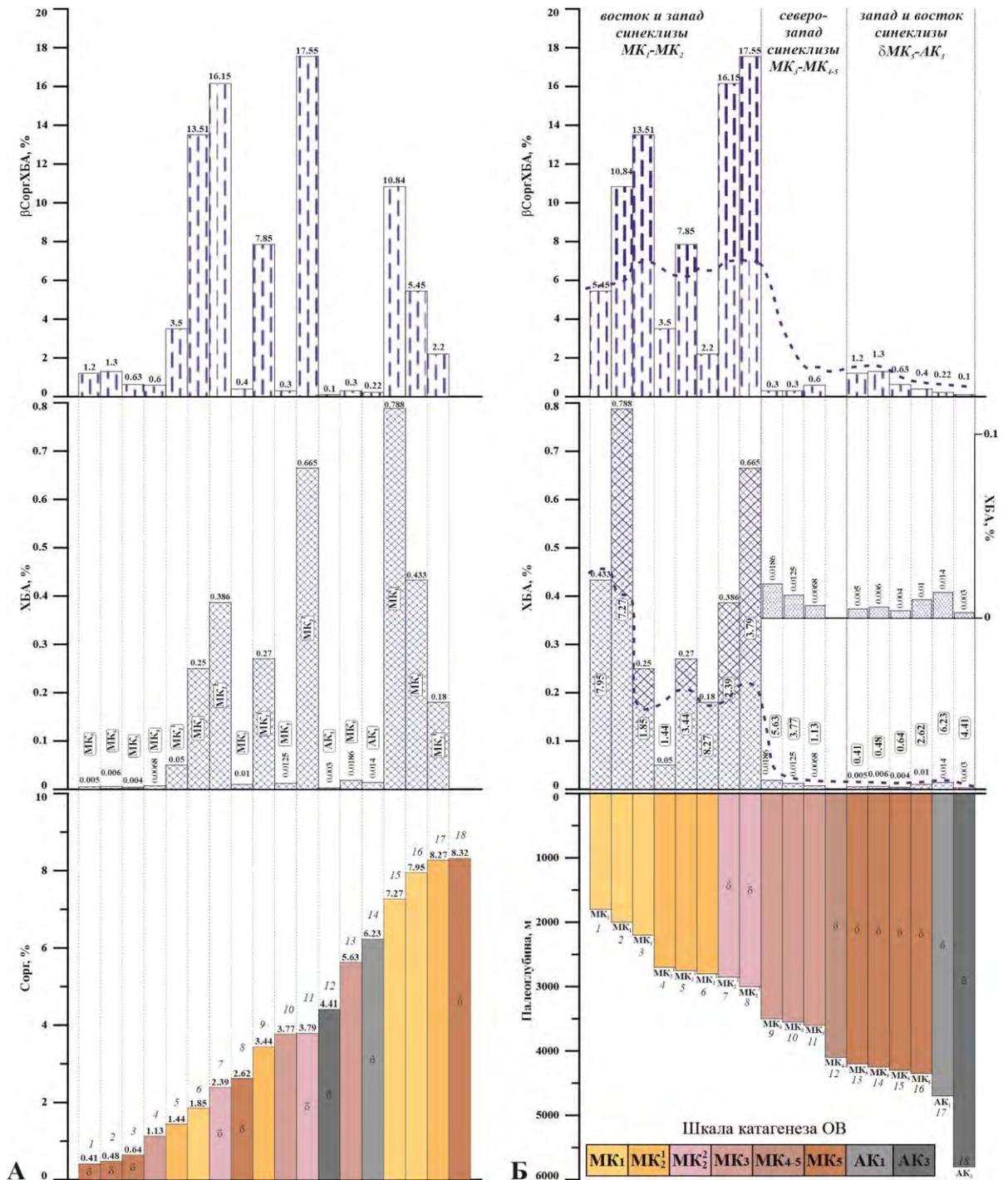


Рисунок 66. Связь битуминологических параметров ОБ с содержанием углерода в породах (А) и с катагенетической эволюцией ОБ (Б). Пунктирная линия отвечает истинной концентрации синбитумоида

А – обр. 1–3, 8, 14 – скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска); обр. 4, 10, 13 – скв. Южно-Пясинская 30; обр. 11, 15 – долина р. Мойеро; обр. 5, 9, 17 – р. Курейка; обр. 6 и 16 – р. Летняя и Тенна-Сесь; обр. 7 – скв. Бираминская 10; обр. 12 – скв. Бильчанская 1; обр. 18 – скв. 24 (р. Убойная)

Б – обр. 1 и 3 – р. Тенна-Сесь и Летняя; обр. 2, 8 – долина р. Мойеро; обр. 4, 5, 6 – р. Курейка; обр. 7 – скв. Бираминская 10; обр. 9–11 – скв. Южно-Пясинская 30; обр. 12 – скв. 24 (р. Убойная); обр. 13–17 – скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска); обр. 18 – скв. Бильчанская 1; δ – воздействие интрузий

Таблица 7. Битуминологические параметры ОБ и их связь с содержанием углерода в породах и катагенетической эволюцией ОБ

Образец	Привязка	Порода	Палеоглубина, м	Катагенез	Н.О. на породу, %	C _{орг} на породу, %	ХБА, %	βC _{орг} ХБА, %
1	р. Тенна-Сесь	Аргиллит известковый	1800	МК ₁	73.1	7.95	0.433	5.45
2	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800	МК ₁	47.2	7.27	0.788	10.84
3	р. Летняя	Аргиллит известковый	1800 (2200)	δМК ₁	75.5	1.85	0.25	13.51
4	р. Курейка	Известняк глинистый	2700	МК ₂ ¹	8.62	1.44	0.05	3.5
5	р. Курейка	Мергель углеродистый	2700	МК ₂ ¹	65.8	3.44	0.27	7.85
6	скв. Бираминская 10	Мергель углеродистый	1800 (2800)	δМК ₂ ¹	46.2	2.39	0.386	16.15
7	р. Курейка	Аргиллит известковистый	2700	МК ₂ ¹	78.5	8.27	0.18	2.2
8	р. Мойеро	Мергель углеродистый	1800 (2900)	δМК ₂ ²	30.1	3.79	0.665	17.55
9	скв. Южно-Пясинская 30	Аргиллит	3500	МК ₃	86.9	5.63	0.0186	0.3
10	Южно-Пясинская 30	Мергель углеродистый	3500	МК ₃	-	3.77	0.0125	0.3
11	Южно-Пясинская 30	Мергель углеродистый	3500	МК ₃	-	1.13	0.0068	0.6
12	скв. 24 (р. Убойная)	Аргиллит известковый	3300 (4100)	δМК ₄₋₅	-	8.32	-	-
13	скв. Дьявольская 8 (р. Сух. Тунгуска)	Мергель известковый	1800 (4200)	δМК ₅	26.6	0.41	0.005	1.2
14	скв. Дьявольская 8	Аргиллит известковый	1800 (4200)	δМК ₅	75.5	0.48	0.006	1.3
15	скв. Дьявольская 8	Известняк глинистый	1800 (4200)	δМК ₅	17.6	0.64	0.004	0.63
16	скв. Дьявольская 8	Мергель углеродистый	1800 (4200)	δМК ₅	52.2	2.62	0.01	0.4
17	скв. Дьявольская 8	Мергель углеродистый	1800 (4700)	δАК ₁	57.1	6.23	0.014	0.22
18	скв. Бильчанская 1	Мергель углеродистый	2850 (5800)	δАК ₃	62.2	4.41	0.003	0.1

Примечание: δ – влияние интрузий; 3300 (4100) – истинные палеоглубины, отвечающие региональному катагенезу (палеоглубины, соответствующие градации катагенеза, отвечающей воздействию интрузий)

В образце углеродистого мергеля из обнажения р. Мойеро (МК₁), при практически аналогичном содержании $C_{орг}$ 7,27%, концентрация ХБА почти в два раза больше и составляет 0,788 %. Разница в степени битуминизации (β) также увеличивается в два раза – 10,84 % против 5,45 % (см. рисунок 66, таблица 7; образец 2). Выполненный расчет доли синбитумоида показал, что в битумоиде из мергеля углеродистого истинная концентрация ХБА равна 0,4 %, $\beta^{ХБА}$ составляет 5,5 %. Совокупность данных свидетельствует о присутствии параавтохтонного битумоида, т.е. битумоида сингенетичного в целом нефтегазоматеринской толще, но не изучаемому образцу породы или о вторичном битумоиде (смесь син-, и эпибитумоидов) (?).

В образце мергеля, отобранном в обнажении р. Летняя при содержании $C_{орг}$ 1,85% абсолютное значение концентрации ХБА составляет 0,25 % и является самым низким среди образцов градации МК₁ (см. рисунок 66, таблица 7; образец 3). Очевидно, что концентрация синбитумоида определяется содержанием ОВ. Однако значение β при содержании $C_{орг}$ 1,85%, повышенное и составляет 13,51 %, что свидетельствует о присутствии в данном образце перераспределенного внутри граптолитовой толщи параавтохтонного битумоида. Обогащенность пород $C_{орг}$ достаточна для перераспределения битумоида внутри толщи. Пересчитанная концентрация синбитумоида 0,13 %, которой соответствует величина β – 7 %.

Колебания абсолютных значений концентраций синбитумоидов в образцах р. Курейка (градация МК₂¹) – 0,05–0,27 %. В двух образцах – мергеле углеродистом и аргиллите известковом – абсолютные значения ХБА составляют 0,27 % и 0,18 % и не находятся в прямой зависимости от содержания в породах ОВ. Величина β различается более чем в три раза – 7,85 % (при $C_{орг}$ 3,44 %) против 2,2 % (при $C_{орг}$ 8,27 %) (см. рисунок 66, таблица 7; образцы 5 и 6). В этой связи разница абсолютных значений ХБА и содержания ОВ объясняется, во-первых, присутствием в мергеле углеродистом параавтохтонного битумоида (вычисленная концентрация синбитумоида – 0,21 %, β – 6 %), во-вторых, различной долей граптолитовой составляющей в ОВ, о чем свидетельствует содержание Н в НОВ (5,17 % против 3,9 %) (см. рисунок 64, таблица 6). С уменьшением значений $C_{орг}$ и увеличением $N_{нов}$ убывает доля граптолитовой составляющей и, вероятно, растет доля фитопланктонной компоненты в ОВ, что способствует увеличению битумоидообразования.

Мергели углеродистые, отобранные в разрезах р. Мойеро и в скв. Бираминская 10, выделяются среди образцов градации МК₂ максимальными концентрациями ХБА, равными 0,665% и 0,386 % соответственно. Значения β максимальные из всей выборки образцов – 17,55% и 16,15 %, при содержаниях $C_{орг}$ 3,79 % и 2,39 % (см. рисунок 66, таблица 7; образцы 7 и 8), что является свидетельством наличия параавтохтонного битумоида. Рассчитанные концентрации синбитумоида (%): ХБА – 0,27, β – 7 (при $C_{орг}$ 3,79 %) и ХБА – 0,17, β – 7 (при $C_{орг}$ 2,39 %).

Прямая зависимость в цепочке параметров $C_{орг} - ХБА - \beta^{ХБА}$ характерна для глинистого известняка р. Курейка, в котором при $C_{орг}$ 1,44 % концентрация ХБА 0,05%, величина $\beta - 3,5$ %.

Разброс значений для хлороформного битумоида между образцами определяется, во-первых, разницей в содержании ОВ в обогащенных породах, которая детерминируется среди граптолитовых сланцев примесью фитопланктонной компоненты, являющейся основной битумоидогенерирующей составляющей среди всех фациально-генетических типов сапропелевого ОВ и, во-вторых, эмиграцией битумоида из материнских пород.

На графике изменения значений $\beta^{ХБА}$ важно отметить, что у граптолитовых сланцев от МК₁ к МК₂ фактические значения степени битуминизации с учетом эмиграции и расхода вещества, разницы в значениях $C_{орг}$, а также за исключением разностей, содержащих параавтохтонные битумоды, практически не увеличились, т.е. новообразования (генерации) и прироста синбитумоидов практически не происходит. При этом абсолютные значения ХБА не возросли, но напротив, заметно уменьшились, а именно от 0,433 % до 0,18 %, что связано с возрастанием катагенеза, так как эмиграция в этом случае увеличивается.

Из анализа абсолютных значений хлороформного битумоида и его доли в ОВ (β), следует, что в граптолитовом ОВ генерация ХБА заканчивается в начале градации МК₁ (палеоглубина 1800 м), т.е. битумоидообразование в граптолитовом ОВ происходит на этапе ПК₂₋₃–МК₁. Начиная с градации катагенеза МК₂¹, в граптолитовых сланцах происходит падение концентраций хлороформного битумоида, т.к. генерация закончилась и происходит только эмиграция.

Степень битуминизации возрастает сверху вниз от ПК к МК₁, а на МК₂¹ начинает снижаться и на МК₃ падает до десятых долей процента. Тем самым в граптолитовых сланцах процессы новообразования битумоидов, в том числе и углеводородов, и восстановления синбитумоидов, превалируют над процессами их эмиграции в интервале от протокатагенеза до раннего мезокатагенеза (МК₁), а на последующих грациях действуют только эмиграционные процессы.

Динамика флюидогенерации в катагенезе в граптолитовом ОВ имеет сокращенный характер. Генерации ХБА, начавшись благодаря раннему созреванию ОВ еще на подстадии ПК (палеоглубина 1 км), заканчивается в начале МК₁, максимум которой приходится на верхнюю (раннюю) часть МК₁ (~1,6–1,8 км), а генерация лёгких углеводородов (C₇–C₁₄) в граптолитовом ОВ прекращается на градации МК₃/МК₄ (3800 м) с максимальным приростом также в конце градации ПК₃ – начале градации МК₁ [Баженова, Шиманский, 2007; Баженова, 2020]. Из этого следует, что генерация жидких углеводородов из материнского керогена в граптолитовом ОВ достигает абсолютного максимума в самом начале ГФН, т.е. в начале градации МК₁ (палеотемпературы 80–90 °С). ГФН в данном случае охватывает градации ПК₂₋₃–МК₁, то есть при

сокращенном типе зональности катагенеза главную зону нефтеобразования, когда идет основное генерационное приращение битумоидов, можно выделить в интервале палеоглубин ~1,4–2,4 км (рисунок 67).

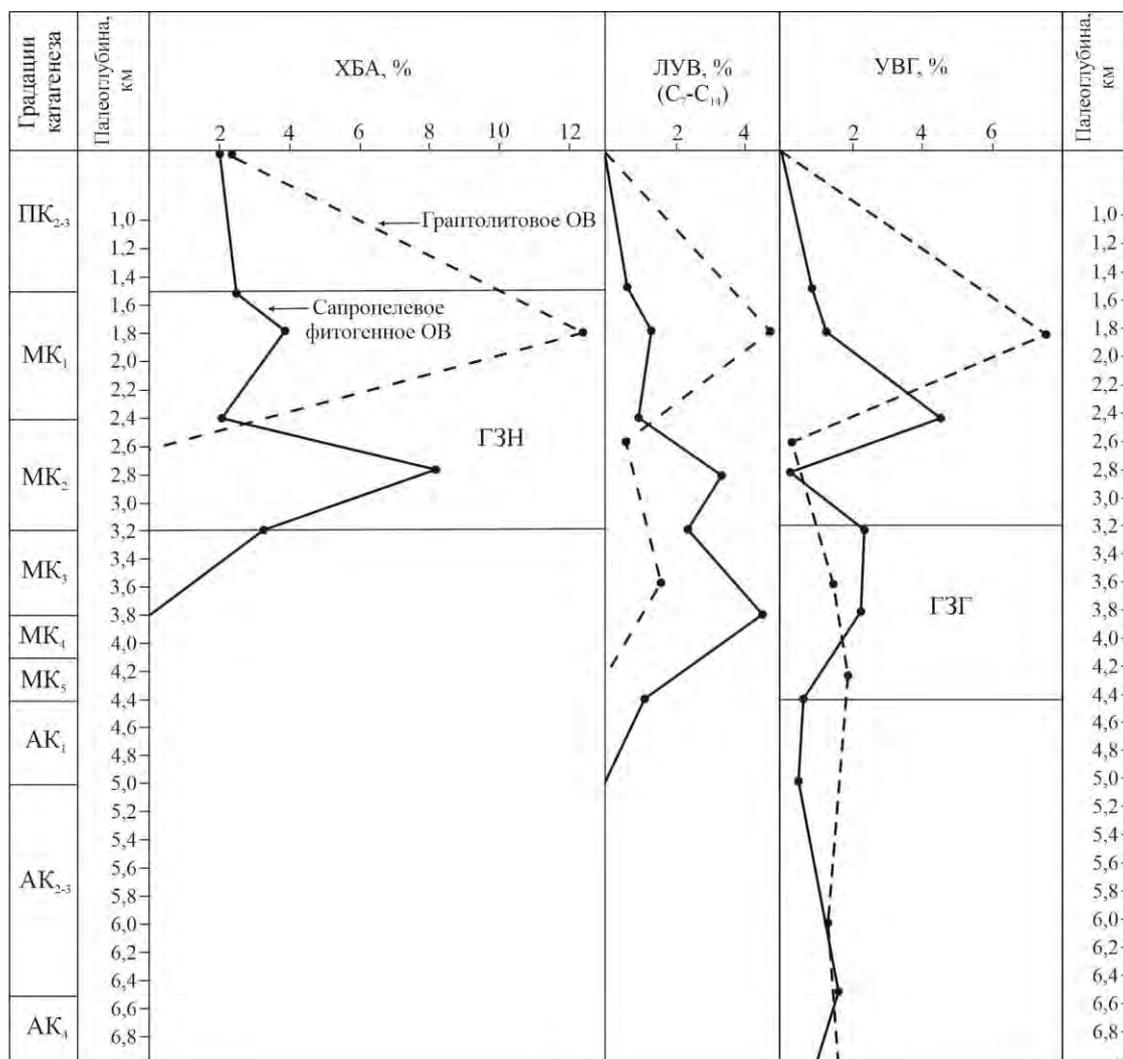


Рисунок 67. Генерация летучих продуктов в процессе катагенеза ОВ (в % на ОВ начала катагенеза в величинах абсолютного прироста; расчет на конец каждой градации)

Эмиграция ХБА и лёгких углеводородов (ЛУВ) в граптолитовом ОВ прекращается на МК₅ (~4,2 км). Генерация углеводородных газов (УВГ) практически растянута по всей шкале катагенеза, при этом около 2/3 газообразных углеводородов генерируется в раннем и среднем мезокатагенезе (МК₁ – начало МК₃). Первый и основной максимум приходится на конец градации МК₁ (МК₁/МК₂¹). Небольшой пик генерации УВГ проявляется на градации МК₃.

Таким образом, концентрация и восстановление генерирующегося битумоида в граптолитовом ОВ достигает максимума в зоне погружения материнских отложений на глубину до 1,8–2 (?) км. С ростом глубины погружения все большее распространение получают остаточные разности битумоидов благодаря возрастающей эмиграции УВ.

Увеличение зоогенной компоненты в составе ОВ (граптолиты) приводит к более раннему созреванию ОВ, когда генерация жидких УВ достигает максимума на этапе не выше начала МК₁. Для сравнения, в подклассе альгосапропелитов, в составе органического вещества которых доминируют фоссилизированные сине-зеленые водоросли, максимум генерации ХБА выше на две градации и приходится на уровень конца МК₂¹ – начала МК₂².

В граптолитовом ОВ начиная с градации катагенеза МК₂ вплоть до МК₅ битумоид (ХБА) только эмигрирует, поэтому его содержание в породе на градации МК₃ резко убывает, а в составе битумоидов преобладают остаточные разности (см. рисунок 66, таблица 7; образцы 9–11). В образцах из скв. Южно-Пясинская 30 при региональном катагенезе МК₃ абсолютные значения остаточного синбитумоида не превышают первых сотых долей процента, достигая максимального значения 0,0186 % [Маркова, Баженова, Матухина, 1969]. В образцах из настоящей скважины обнаруживается тренд уменьшения абсолютных значений концентраций синбитумоидов и содержания ОВ ($C_{орг}$). При изменении содержания $C_{орг}$ от 5,63 % до 1,13 % концентрация синбитумоидов уменьшается от 0,0186 % до 0,0068 %. Степень битуминизации, напротив, увеличивается вдвое от 0,3 % до 0,6 %. Однако существенная разница в значениях содержаний $C_{орг}$ и концентраций синбитумоидов объясняется тем, что с ростом катагенеза в процессе эмиграции битумоид «расходуется» значительно быстрее в сравнении с расходом ОВ.

В образцах из скв. Дьявольская 8 (р. Сухая Тунгуска), преобразованных под воздействием интрузивного тела до градации МК₅, в ближайшем к интрузии образце до АК₁, при региональном катагенезе МК₁, значимыми в содержании остаточного битумоида становятся только тысячные доли процента (0,004–0,005%) при субдоманикоидных концентрациях ОВ и в единичных образцах – сотые доли процента остаточного битумоида (0,01–0,014 %) при доманикоидной и доманикитной концентрации $C_{орг}$ (см. рисунок 66, таблица 7; образцы 13–17). На градации МК₅ заканчивается эмиграция битумоида в граптолитовом ОВ. В образцах скв. Дьявольская 8 при изменении значений $C_{орг}$ от 6,23 % до 0,41 %, уменьшающихся вверх по разрезу, сотые доли процента в значениях ХБА характерны для двух образцов с максимальными содержаниями $C_{орг}$ – 2,62 % и 6,23% (см. рисунок 66, таблица 7).

На подстадии апокатагенеза концентрация синбитумоидов в породах – при любой концентрации $C_{орг}$ – не выше $n \times 0,00n$ %. В образце мергеля углеродистого из скв. Бильчанская 1, преобразованном под действием интрузии до градации позднего апокатагенеза, концентрация синбитумоида и степень битуминизации самые минимальные из всей выборки. Их значения равны 0,003 % и 0,1 %, соответственно (см. рисунок 66, таблица 7; образец 18).

В рамках одинаковых градаций катагенеза степень битуминизации ОВ находится в обратной связи с содержанием $C_{орг}$. Закономерность В.А. Успенского – Н.Б. Вассоевича об увеличении степени битуминизации ОВ по мере уменьшения его концентрации в большинстве

образцов выдерживается (см. рисунок 66). Связь концентраций $C_{орг}$ с составом исходного материала фоссилизированного ОВ – одна из причин проявления закономерности. Исключение составляют граптолитовые сланцы, отобранные на р. Летняя (МК₁; образец 3), Мойеро (МК₁, образец 2 и МК₂², образец 8), Курейка (МК₂¹; образец 5) и в скв. Бираминская 10 (МК₂¹; образец 6), в которых наблюдается перераспределение битумоидной составляющей ОВ внутри материнской толщи с образованием параавтохтонного битумоида или присутствие смешанного битумоида.

В граптолитовых сланцах генерационно-эмиграционное соотношение нефть/газ (ХБА+ЛУВ/УВГ) является самым низким среди прочих типов сапропелитов и численно равно 1,5, т.е. на конец катагенеза граптолитовое ОВ образует нефти в 1,5 раза больше, чем горючих газов. Эта величина сопоставима с таковой в разностях со смешанным ОВ, в составе которого преобладает сапропелевая часть.

В исследуемых образцах опорного разреза р. Мойеро, с целью определения син-, или эпигенетичности битумоидов вмещающим нефтематеринским породам, их генетической связи с породой-коллектором и проверки фациально-генетического типа ОВ, выполнены интерпретация изотопного состава углерода хлороформных битумоидов и экстрактов керогенов, а также их сопоставление. Битумоиды получены в результате двух этапов экстракции: первый этап экстракции из недробленной породы (Бхл. 1, тип А), второй этап экстракции из порошка 0,25 мм из проэкстрагированной недробленной породы (Бхл. 2, тип С).

Изотопные исследования углерода в ряду битумоид–кероген позволяют определить генетические связи битумоидов с ОВ пород, т.е. наличие миграционных и автохтонных битумоидов в пробе.

В образцах углеродистых мергелей, органическое вещество в составе которых преобразовано до градаций МК₁ и МК₂ соответственно, керогены и битумоиды обоих типов обогащены легкими изотопами углерода $\delta^{13}C = -28,7 \div -31,9$ ‰, что соответствует преимущественно сапропелевому типу ОВ, т.к. согласно литературным данным, для последнего характерна облегченность изотопного состава, изменяющегося в интервале значений $\delta^{13}C = -27,5 \div -34,0$ ‰ (рисунок 68) [Галимов, 1973].

Образец мергеля углеродистого (градация МК₁) обогащен легкими изотопами углерода: битумоид типа А или Бхл. 1 ($\delta^{13}C = -29,5$ ‰), битумоид типа С или Бхл. 2 ($\delta^{13}C = -28,7$ ‰) и кероген ($\delta^{13}C = -28,6$ ‰). При этом битумоид типа С и кероген не отличаются между собой в пределах погрешности измерения (0,5 ‰). Они изотопно тяжелее битумоида типа А на 0,9 ‰, что может указывать на отсутствие привноса миграционных битумоидов, они автохтонные или параавтохтонные. Об этом также свидетельствует значение битумоидного коэффициента ($\beta_{C_{орг}ХБА}$), которое при содержании $C_{орг}$ в породе 7,27 ‰, составляет 10,84 ‰.

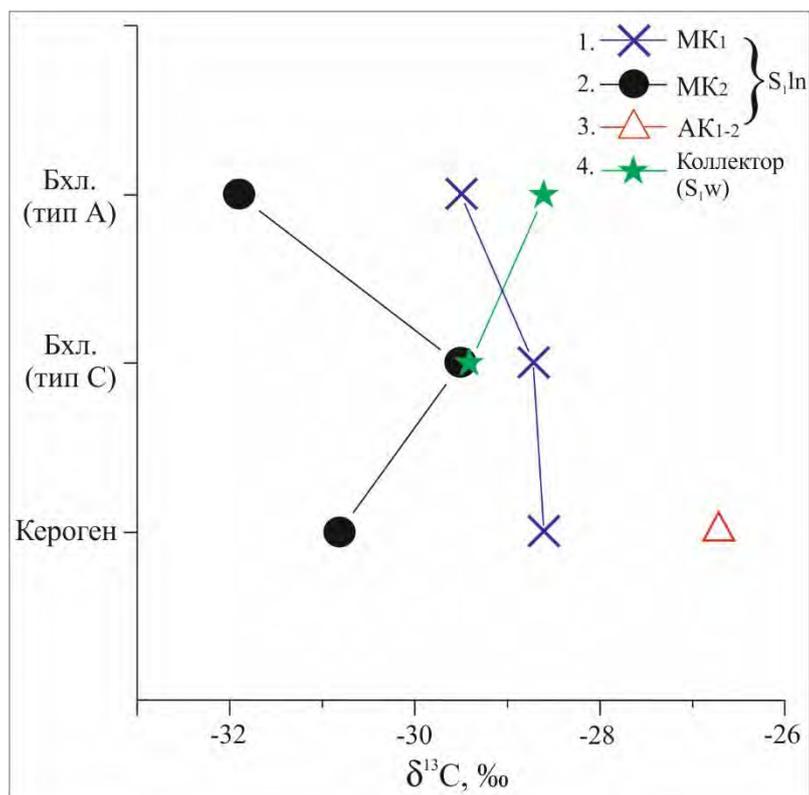


Рисунок 68. Зависимость изотопного состава углерода в ряду Бхл. (тип А) – Бхл. (тип С) – кероген

По изотопным данным в образце углеродистого мергеля (градация МК₂) наблюдается следующая зависимость в исследованном ряду: самый изотопно легкий битумоид типа А или Бхл. 1 ($\delta^{13}\text{C} = -31,9 \text{ ‰}$), битумоид типа С или Бхл. 2 на 2,4 ‰ его тяжелее, кероген на 1,3 ‰ легче Бхл. 2 и на 1,1 ‰ тяжелее битумоида Бхл. 1. Различия в изотопном составе битумоидов и керогена не превышают 2 ‰, это позволяет предположить, что в этой пробе битумоиды преимущественно автохтонные, т.е. сингенетичные породе. Однако значение битумоидного коэффициента (β) при содержании $C_{\text{орг}} = 3,79 \text{ ‰}$, завышенное и составляет 17,55 ‰, что свидетельствует о наличии параавтохтонного битумоида, т.е. битумоида сингенетичного в целом нефтегазоматеринской толще мойероканской свиты ($S_{1\text{mg}}^1$), но не сингенетичного изучаемому образцу породы. Обогащенность $C_{\text{орг}}$ граптолитовых сланцев в среднем течении долины р. Мойеро (от 1,72 до 7,27 ‰) достаточна для перераспределения битумоидов внутри толщи.

По изотопным данным керогена выделяется изотопно тяжелый сапропелевый образец К3044/5 с органическим веществом высокой степени катагенеза (АК₁₋₂, Т и ПА стадии углефикации). Кероген из этого образца обогащен тяжелыми изотопами углерода до значения $\delta^{13}\text{C} = -26,7 \text{ ‰}$, являющегося результатом катагенетического преобразования породы под действием интрузии.

Битумоиды А и С из образца коллектора изотопно легкие ($-28,6$ и $-29,3$ ‰), различия между ними (битумоидами А и С) $0,7$ ‰, что свидетельствует об их генетической связи.

В известняке детритово-криноидном, доломитовом с примазками ОВ по стенкам пор и микростилолитовыми швами, выполненными глинисто-органическим веществом (S_{1w}), при содержании $C_{орг} = 0,11$ ‰, а также Бхл – $0,047$ ‰, содержание нерастворимого остатка (Н.О.) очень низкое и составляет $1,0$ ‰. Во-первых, при содержании Н.О. = $1-2\%$, концентрация $C_{орг}$ должна составлять $n \times 0,001$ ‰ или $n \times 0,0001$ ‰, т.к. количество органического вещества в породе определяется сорбирующей способностью глинистых частиц. Следовательно, чем меньше нерастворимого остатка в виде глинистой примеси, тем меньше содержание $C_{орг}$. Во-вторых, для достижения содержания хлороформного битумоида (синбитумоида) в количестве сотых долей процента ($0,047$ ‰), содержание нерастворимого остатка в виде глинистой примеси должно быть от 5 ‰ и выше. Значение битумоидного коэффициента ($\beta_{C_{орг}ХБА}$) составляет $42,73$ ‰, что в совокупности однозначно свидетельствует о присутствии аллохтонного (эпигенетического) битумоида, образовавшегося в результате поступления в открытые поры данной породы чужеродных подвижных компонентов из нефтематеринской свиты (граптолитовых сланцев) в результате межсвитной миграции, или смешанного битумоида.

Таким образом, сопоставление изотопного состава углерода хлороформных битумоидов, полученных в результате двух этапов экстракции и керогена, позволили установить отсутствие привноса миграционных битумоидов. Изотопный состав битумоидов из образца коллектора свидетельствует об их генетической связи.

§ 5.4.3 Карта катагенеза ОВ в подошве нижнего силура

При оценке регионального катагенеза изменения ОВ оценивались на основе палеоглубинной шкалы для Сибирской платформы, границы градаций катагенеза в которой соответствуют: до $1,5$ км – ПК, $1,5-2,4$ км – МК₁, $2,4-2,8$ км – МК₂¹, $2,8-3,2$ км – МК₂², $3,2-3,8$ км – МК₃, $3,8-4,1$ км – МК₄, $4,1-4,4$ км – МК₅, $4,4-5$ км – АК₁, более 5 км – АК₂₋₃; палеоградиент $5^\circ\text{C}/100$ м [Органическая геохимия..., 1981; Баженова, 2020].

Катагенез органического вещества в основании силурийских отложений возрастает по направлению с юга и юго-востока на северо-запад (Норильский и Игарский районы), достигая наиболее высоких градаций МК₃–МК₄₋₅ (рисунок 69). Южнее, в пределах Туруханского района (включая бассейн реки Курейка и Северная), ОВ находится на градации МК₂. На восточном борту синеклизы ОВ в основании силура достигает градации МК₁, тогда как в крайней юго-восточной части и в бассейне р. Подкаменной Тунгуски преобладает градация ПК₂₋₃.

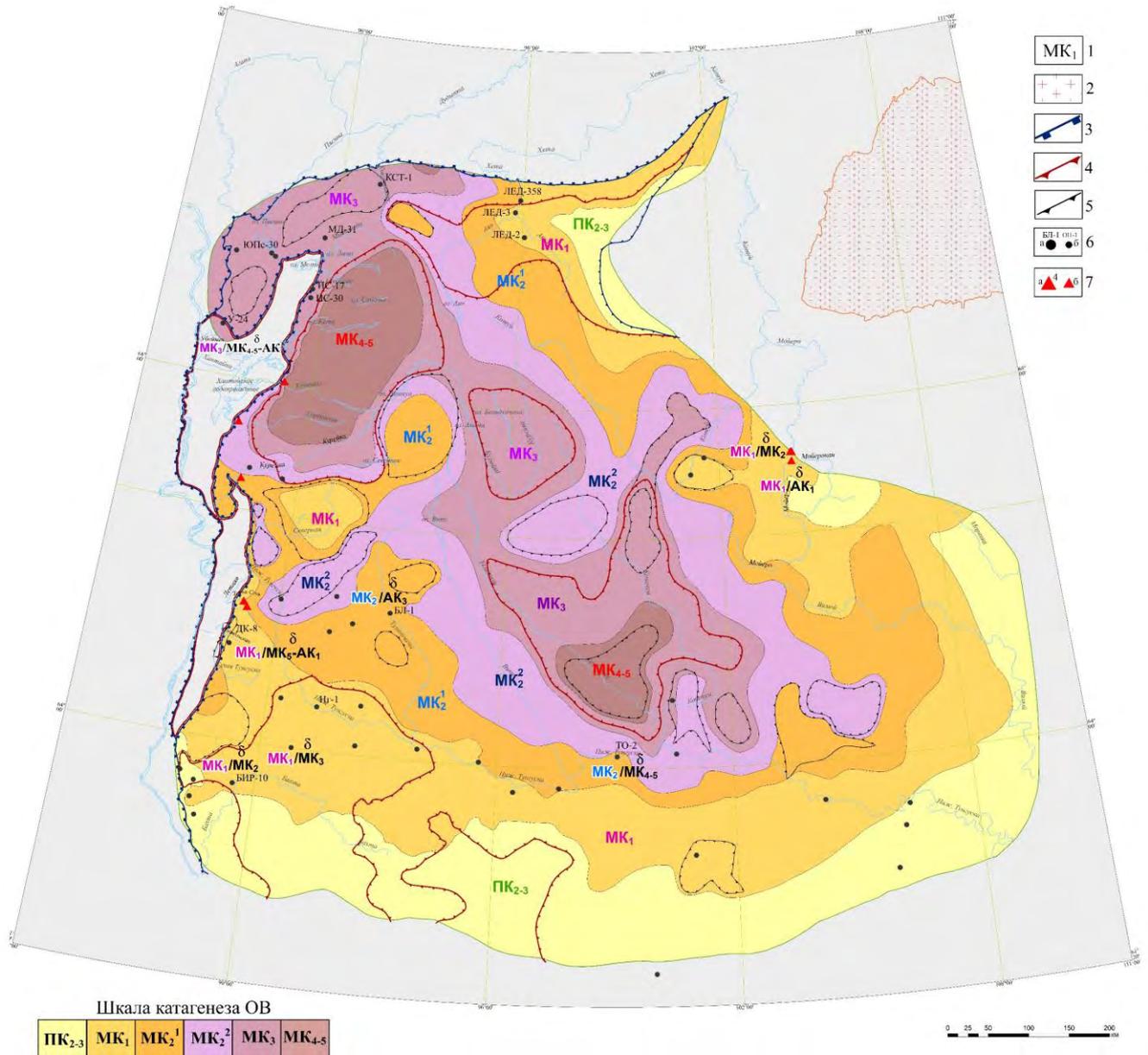


Рисунок 69. Карта катагенеза ОВ в подошвенной части мойероканского горизонта. Масштаб 1: 5000 000

1 – градация катагенеза; 2 – выходы кристаллического фундамента; тектонические элементы: 3 – надпорядковые структуры; 4 – структуры I порядка; 5 – структуры II порядка; 6 – исследуемые скважины; 7 – исследуемые обнажения; МК₂/δМК₄₋₅ – градации регионального/наложенного катагенеза; δ – воздействие интрузий (расшифровку см. на рис. 63)

Таким образом, исходным материалом для формирования ОВ исследуемых образцов послужили граптолиты – морские зоопланктонные организмы с хитиновым наружным скелетом. Чем больше в составе ОВ остатков граптолитов, тем выше в породах содержание С_{орг}. В этом же направлении происходит уменьшение содержания Н в НОВ и всех пиролизических параметров.

Нефтематеринский потенциал ОВ определяется содержанием в нем водорода. Особенностью зоогенного ОВ граптолитовых сланцев, по сравнению с фитопланктонным типом ОВ, является пониженное содержание в керогене водорода, повышенное углерода и азота.

При увеличении доли граптолитовой составляющей происходит уменьшение значения $\beta^{ХБА}$. Одной из причин проявления закономерности В.А. Успенского – Н.Б. Вассоевича – разница биоценологических типов ОВ. Количество битумоидов возрастает с уменьшением массы ОВ. Однако большие размеры индивидов и масса зоопланктона с относительно пониженной липидностью увеличивают массу ОВ ($C_{орг}$), снижая генерированную долю битумоида. У граптолитовых сланцев максимум генерации хлороформного битумоида приходится на начало градации МК₁ (ПК₃/МК₁), в подклассе альгозоосапропелитов с тентакулитовой основой – на начало МК₂¹ (МК₁/МК₂¹), тогда как в истинных альгосапропелитах – на конец МК₂¹ (МК₂¹/МК₂²), что свидетельствует о существенно более быстром созревании в катагенезе зоогенного типа ОВ с граптолитовой основой. В ряде случаев, в исходном ОВ граптолитовых сланцев определенная доля принадлежит альгопланктону (составляющему важную битумоидогенерирующую часть всех подклассов ОВ), что определяет их как подкласс альгозоосапропелиты. Чем больше доля фитопланктона в био- и танатоценозах, тем выше нефтематеринский потенциал фоссилизированного ОВ граптолитовых сланцев, т.к. планктонные водоросли обладают наибольшими концентрациями липидно-липоидных компонентов, являющихся основным источником углеводородов ОВ ископаемых осадков [Баженова, Шапиро, 2008]. Кроме того, в связи с тем, что для альгосапропелитов максимум генерации битумоидов приходится на середину градации МК₂, примесь фитопланктонной компоненты может являться причиной смещения максимума генерации ХБА в граптолитовом ОВ ниже градации МК₁.

В ряде образцов, в особенности из разреза в долине р. Мойеро, общий битуминозный фон повышен. Это дает основание предположить, что толща граптолитовых сланцев испытала влияние подтока углеводородных флюидов, единственным и главным источником которых могли выступать углеродистые отложения куонамской свиты (C_{1-2kn}). Окончательно вторичная природа битумоида может быть установлена при определении индивидуального состава углеводородов и сравнении этих данных с данными других образцов.

Глава 6. Перспективы нефтегазоносности ордовикско-силурийских отложений севера Тунгусской синеклизы

Автором построена структурная карта по подошве нижнесилурийских отложений территории Тунгусской синеклизы, выявлены положительные и отрицательные структуры 1 и 2 порядков, выполнено нефтегазогеологическое районирование (рисунок 70, 71).

Структурная карта по подошве силурийских отложений построена методом схождения в Surfer. Карта схождения показывает изменение вертикальной мощности слоя или другого тела, тем самым отображая расхождение и схождение кровли и подошвы или выклинивание тела.

Для построения структурной карты по подошве нижнесилурийских отложений, вскрытых в северной части синеклизы малым количеством скважин, за основу была взята построенная структурная карта по отражающему горизонту «Б» (кровля вендских – подошва кембрийских отложений) (рисунок 70, А). Предварительным этапом в построении структурной карты методом схождения являлось построение карты равных вертикальных мощностей (карты изохор), отражающей закономерности изменения вертикальных расстояний между кровлей венда и подошвой силура (рисунок 70, Б). Точность построения структурной карты по верхней поверхности зависит от достоверности карты вертикальных мощностей.

Абсолютные отметки кровли толщи в точках пересечения стратоизогипс подошвы с изопакитами (изолиниями изменения мощности картируемого тела) получились путем прибавления к абсолютным отметкам подошвы величин мощностей.

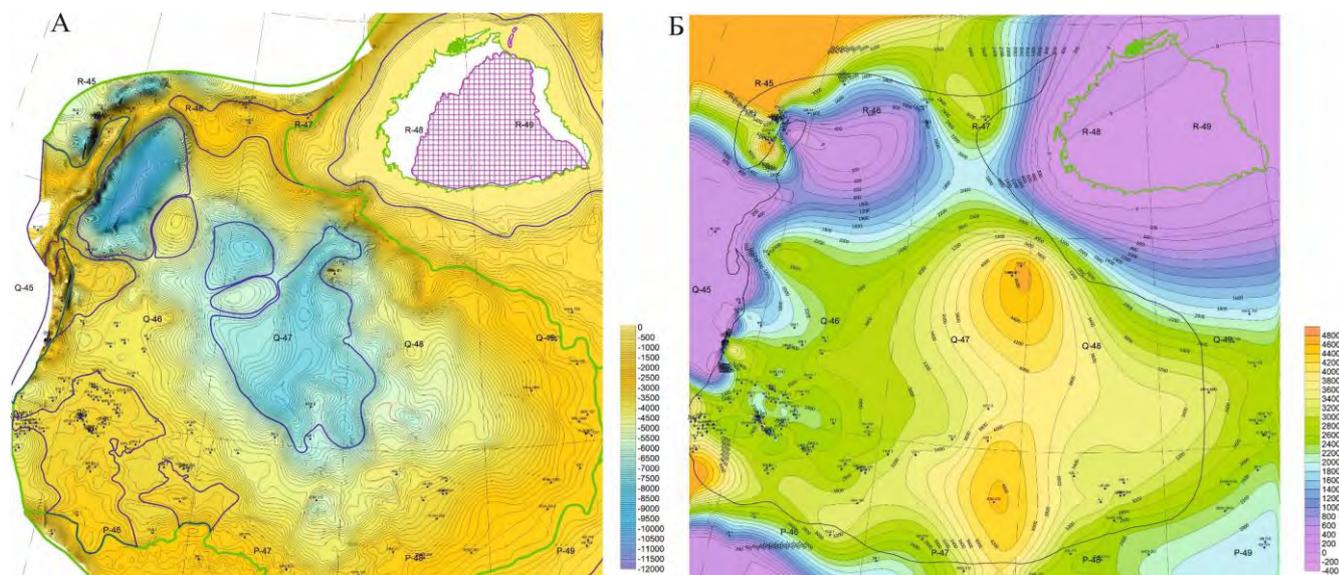


Рисунок 70. Построение структурной карты методом схождения

А – структурная карта по кровле вендских – подошве кембрийских отложений (отражающий горизонт «Б»); Б – мощность отложений между подошвой кембрийских и силурийских отложений (подошва S_{1ln})

Согласно структурной карте в ордовикско-силурийских отложениях Тунгусской синеклизы выделяются ряд куполовидных поднятий и валов, осложняющих центральную и северную части синеклизы, являющиеся потенциальными зонами нефтегазонакопления, в пределах которых ожидаются наиболее высокие перспективы открытия залежей нефти и газа. Такие положительные структуры расположены рядом с двумя или тремя крупными отрицательными структурами – очагами нефтегазообразования (рисунок 71).

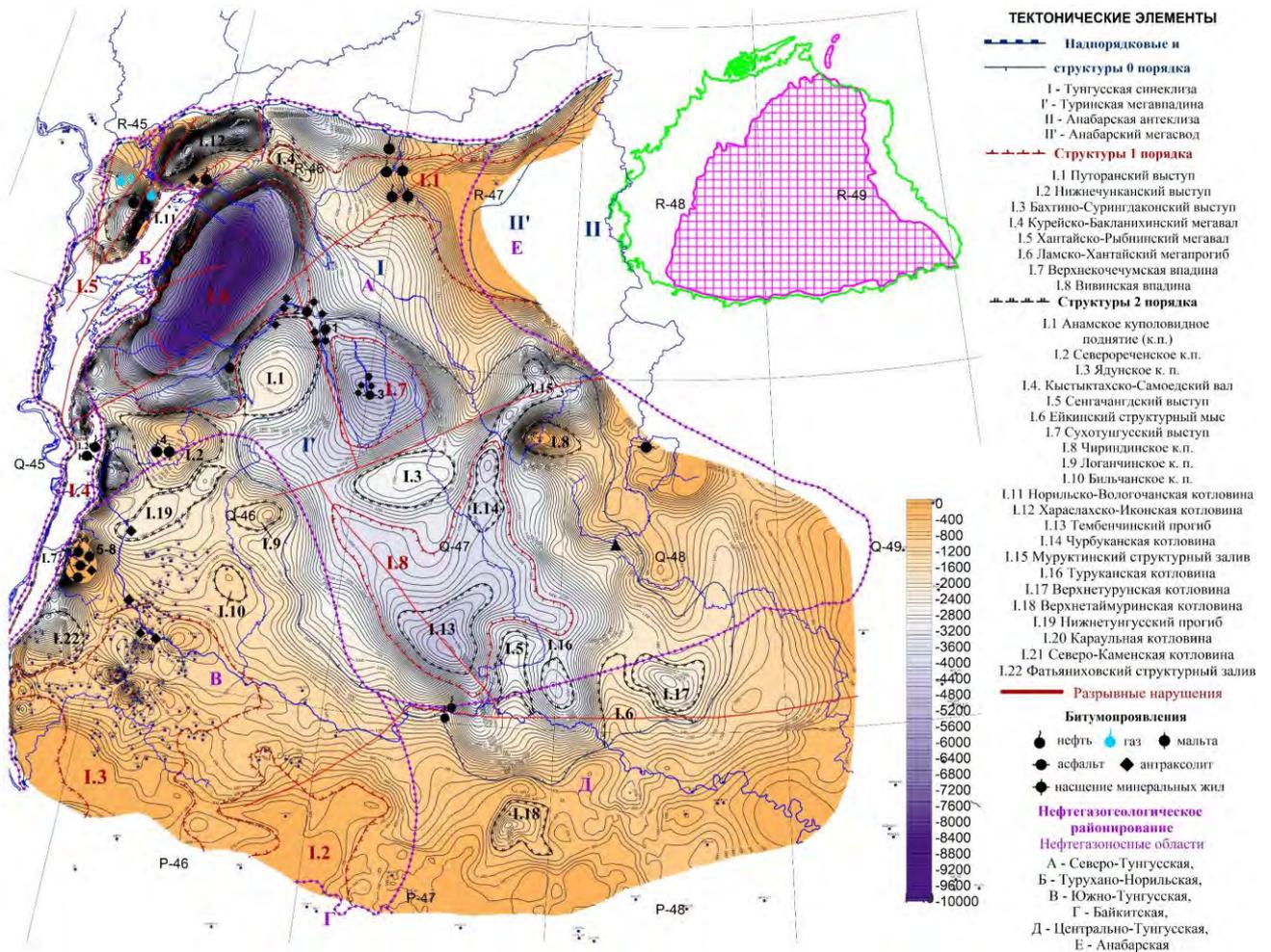


Рисунок 71. Структурная карта по подошвенной части нижнесилурийских (лландоверийских) отложений

В пределах Тунгусской синеклизы наиболее перспективные территории для поисков нефти и газа, общей площадью 32476 км², приурочены к положительным структурам, находящимся в центральных и северных частях синеклизы – Анамскому (площадь 9626 км²), Северореченскому (8329 км²), Ядунскому (6283 км²), Логанчинскому (1545 км²) куполовидным поднятиям, Кыстыктахско-Самоедскому валу (1240 км²), непосредственно примыкающих к впадинам, где ордовикско-силурийские отложения пережили ГФН, влияние траппового магматизма и гипергенеза невелико. Такие перспективы прогнозируются на Ейкинском структурном мысе

(5246 км²). Кроме структурных ловушек в юго-западной части области скопления УВ могут быть связаны с зонами выклинивания ордовикских песчаников. Расположенные рядом отрицательные структуры (Ламско-Хантайский мегапрогиб, Хараелахско-Иконская котловина, Нижнетунгусский прогиб, Верхнекочечумская и Вивинская впадины) являются крупными очагами нефтегазообразования, в пределах которых ОВ характеризуется высокой зрелостью, что, судя по другим регионам, оказывает большое влияние на объем накопившихся углеводородов (рисунок 72).

Среднеперспективные земли в отложениях комплекса, общей площадью 224452 км², распространены повсеместно в бортовых зонах синеклизы. На этой территории ордовикско-силурийские отложения погружались до глубин, соответствующих ГЗН и отвечающих грациям МК₁–МК₂. Современные условия залегания этих отложений весьма благоприятны для формирования и сохранения залежей углеводородов. В пределах этих земель в северо-восточной части синеклизы выделяется положительная структура I порядка – Путоранский выступ, характеризующийся пликативной незамкнутостью (рисунок 72).

Территории с малыми перспективами, общей площадью 170138 км² или с отсутствием перспектив, площадью 30655 км², обусловлены эродированностью краевых частей синеклизы и глубокими погружениями ордовикско-силурийских отложений в северо-западной, а также в срединной части, где невысокие перспективы нефтегазоносности объясняются и низкими концентрациями ОВ в нижнесилурийских отложениях. Отрицательное влияние оказывает и интрузивная деятельность, площадь которой составляет 299000 км². Интрузии долеритов в отложениях ордовикско-силурийского возраста, локализуются главным образом на территории южной части синеклизы, к югу от р. Нижняя Тунгуска, в особенности в пределах Южно-Тунгусской НГО, которая относится в этой связи к числу малоперспективных (рисунок, 70). На этой территории в скважинах в отложениях венлокского отдела встречаются проявления антраксолитов, представляющие собой трансформированные интрузиями залежи нефти – свидетельства развитой здесь дораннетриасовой миграции УВ (рисунок 72; табл. 8, пункты 9-10).

В центральных частях синеклизы, в пределах поднятий, распространены битумопроявления, которые приурочены к зонам трещиноватости в туфолаковой толще и представляют собой либо нефть, либо ее асфальтовые производные, что указывает на весьма незначительное развитие процессов траппового и постраппового гидротермального метаморфизма в пределах центральных частей синеклизы и соответственно повышает перспективы ее нефтеносности (рисунок 72). Характер и масштабы битумопроявлений позволяют предполагать наличие крупных залежей нефти в палеозойских отложениях.

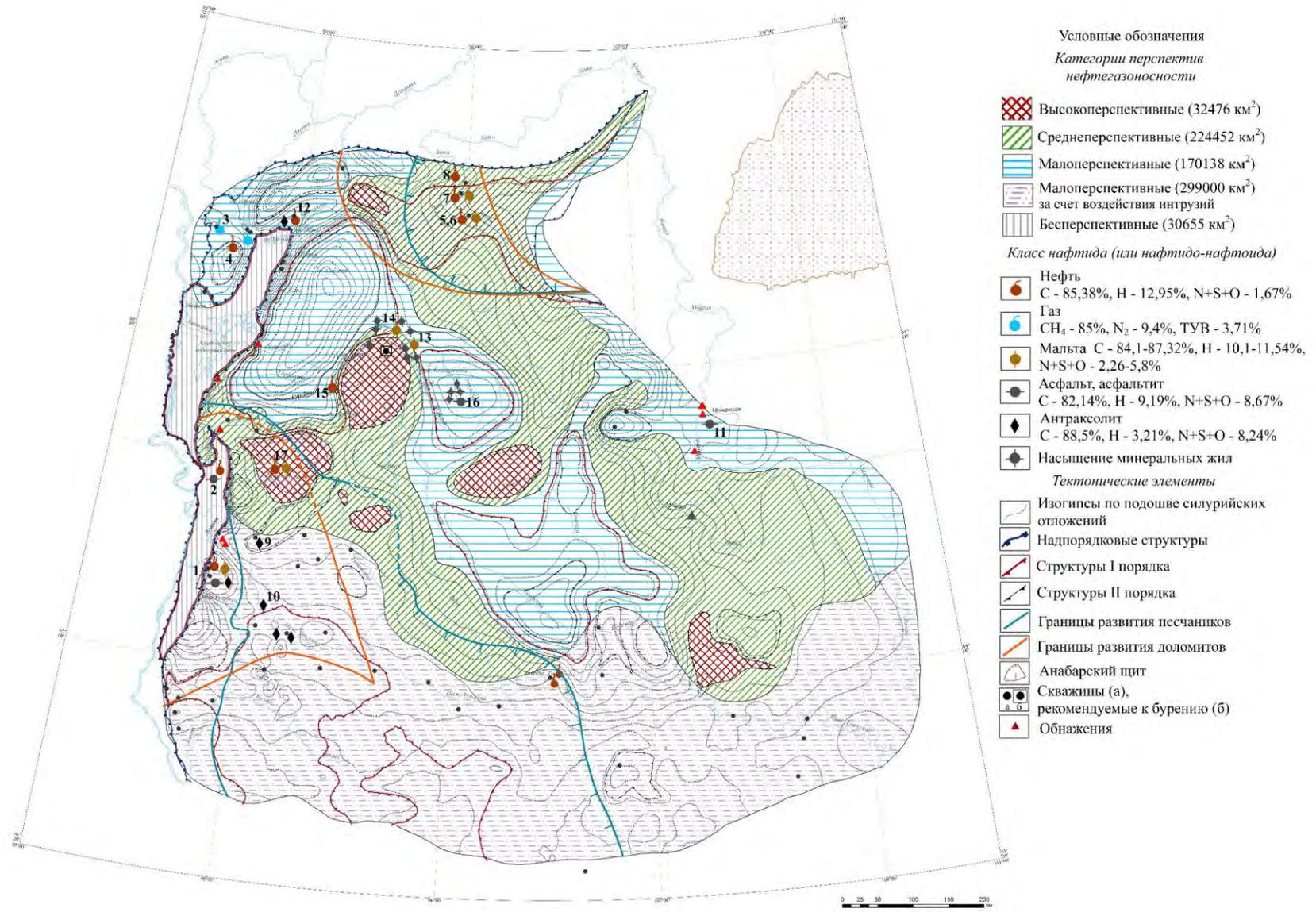


Рисунок 72. Карта перспектив нефтегазоносности ордовикско-силурийских отложений Тунгусской синеклизы

Для изучения особенностей строения центральной зоны синеклизы и истории осадконакопления в ее пределах необходимо пробурить скважину на склоне крупного поднятия. Наиболее подходящим для решения поставленных задач и экономически вполне доступным является район северо-восточной окраины оз. Дюпкун. По геофизическим (гравимагнитным) данным в этом районе расположен склон Анамского крупного погребенного свода.

Таким образом, обширная территория в северной половине Тунгусской синеклизы, к северу от р. Нижняя Тунгуска (где распространен наиболее полный по стратиграфической полноте и суммарной мощности разрез палеозойских, в том числе ордовикско-силурийских отложений), относится к числу наиболее перспективных. Отложения ордовикско-силурийского возраста, в пределах которых ожидаются наиболее высокие перспективы открытия залежей нефти и газа, локализуются в западной части синеклизы – севернее Большого порога, в центральной и восточной частях – севернее широтного течения р. Нижняя Тунгуска и по границе перехода от субмеридионального к субширотному течению р. Вилюй, в пределах Северо-Тунгусской НГО.

О перспективности ордовикско-силурийских отложений синеклизы на УВ-сырье свидетельствуют многочисленные нефтегазобитумопроявления, фиксируемые в интервалах развития коллекторов в скважинах и по обнажениям исследуемых отложений. Территория богата проявлениями нафтидов в виде нефти и продуктов ее гипергенного преобразования – окисленные нефти, мальты и асфальтовые битумы – асфальты и асфальтиты. В пределах региона отмечены проявления битумов группы нафтидо-нафтоидов термально-метаморфического ряда – антраксолитов. Отмечаются представители первично-миграционных битумов внутри нефтематеринских граптолитовых сланцев.

В разрезе ордовикско-силурийских отложений выделяются два уровня коллекторов – порового и смешанного типов. В ордовикских отложениях в плане нефтегазоносности наибольший интерес представляют кварцевые песчаники вихоревского горизонта среднего ордовика, которые являются основным региональным уровнем развития гранулярных коллекторов в ниже-среднепалеозойском разрезе этого региона. Породами флюидоупорами являются глинистые, глинисто-карбонатные и сульфатно-доломитовые отложения муктэйского и волгинского горизонтов среднего ордовика. В силурийских отложениях коллекторами являются вторичные доломиты, развитые преимущественно в составе пород нижнего силура (венлокский отдел), которые обладают невысокой межгранулярной пористостью, но характеризуются трещиноватостью и кавернозностью и развитием сложных коллекторов. Породами-флюидоупорами служат глинисто-карбонатные, сульфатно-карбонатные и сульфатные отложения лудловского и пржидольского отделов верхнего силура. Скопления углеводородов (УВ) в вышеуказанных резервуарах прогнозируются в северной части Тунгусской

синеклизы, где слагающие их толщи перекрыты отложениями от верхнего силура до триаса и залегают на глубинах, благоприятных для сохранности возможных залежей УВ.

Проявления растворимых битумов и нефтей могут встречаться в отложениях, ОВ которых не вышло за пределы градации МК₂² и оконтуриваются палеоглубинной отметкой – 3,2 км (палеотемпература 160°C). В регионе распределение фаз в проявлениях подчиняется палеоглубинной и катагенетической зональности в соответствии с историей погружения и катагенезом ОВ. Эпигенетичные битумоиды, растворимые в хлороформе (т.е. реальные следы мигрировавшей нефти), встречены в ордовикско-силурийских отложениях восточной, северо-восточной и юго-западной частей синеклизы, испытавших региональный катагенез (МК₁–МК₂¹).

Эмиграция углеводородов из нефтегазопроизводивших горизонтов находит подтверждение в проявлениях вторичных битумов. К доломитам венлокского отдела приурочены значительные битумопроявления. Они зафиксированы в пределах Сухотунгусского вала (Туруханский район), как в скважинах, так и в обнажениях. Крупные битумопроявления на этой площади приурочены к пористо-кавернозным доломитам венлокского отдела нижнего силура (мощностью 60 м) и представляют собой пластовую залежь нефти, сильно измененную и разрушенную в зоне идио- и криптогипергенеза. Здесь пространственно совмещены нефть, мальта, асфальт, асфальтит (в обнажении) и антраксолит. Нефть по углеводородному составу нафтеново-метановая с низким содержанием смол (2,21 %) и асфальтенов (0,45 %) с содержанием серы 1,56 %. Из венлокских доломитов холодной экстракцией хлороформом был получен битум (0,9–2,7 %) на породу (таблица 8, пункт 1). Многообразие битумопроявлений в пределах Сухотунгусской площади определяется сочетанием процессов гипергенеза, метаморфизма (связанного с траппами) и стадийностью миграции нефти. Настоящий пример доказывает, что венлокские доломиты замещения – отличные коллекторы для аккумуляции нефтяных УВ и в более благоприятных условиях залежи в венлокских доломитах могли сохраниться.

В Туруханском районе помимо проявлений нафтидов и нафтидо-нафтоидов насыщающих породы-коллекторы, зафиксированы их аналоги первично-миграционного ряда (таблица 8, пункт 2). В разрезе р. Курейка внутри нефтематеринских граптолитовых сланцев отмечаются первично-миграционные битумы в форме небольших концентраций в трещинах и конкрециях. В зоне гипергенеза первично-миграционные битумы превращаются в асфальты; в карбонатных конкрециях представлены в виде включений жидкой нефти. Присутствие подобных битумов следует рассматривать как фиксированные следы на пути нефтематеринская порода – залежь.

Таблица 8. Основные нефтидопроявления в ордовикских и силурийских отложениях севера Тунгусской синеклизы

№ п/п	Скважина	Глубина, м	Возраст	Состав пород	Тектоническое положение	Класс нефтида (или нефтидо-нафтоида)	Условия залегания
1	Туруханский район, р. Сухая Тунгуска, в районе устья р. Дьявольской, колонковые скважины Дьявольской площади	до 500 м	дьявольская свита (S_{1w})	Вторичные доломиты	Курейско-Летнинский мегавал	Нефть, мальта, асфальтит, антраксолит	Насыщение доломитов S_{1w} в скважинах и обнажениях разностями нефтидов от фильтрованных нефтей до асфальтов, а также антраксолитами; там же асфальт-асфальтитовые и антраксолитовые жилы
2	Туруханский район, р. Курейка	Обнажение	чамбинская свита (S_{1ln}^2)	Известняки, битуминозные мергели и аргиллиты	Курейско-Летнинский мегавал	Нефть, асфальт	В карбонатных конкрециях в граптолитовых сланцах включения жидкой нефти; по трещинам примазки асфальта
3	Норильский район, скв. Болгохтохская 1	1596–1628	дьявольская свита (S_{1w})	Доломиты	Болгохтохская антиклиналь, Норильско-Харалахского прогиба	Газ ($CH_4 - 85\%$, ТУВ $\sim 4\%$)	Газопроявления в кавернозных доломитах
4	Норильский район, бассейн р. Ергалах, Ергалахская 17	1229–1234	хюктинская свита (S_{1w})	Известняки, доломиты	Северо-восточный борт Норильско-Вологодчанской котловины	Нефть	Включения в кавернах и трещинах карбонатных пород
5	Плато Путорана, северный склон, р. Хибарба, Ледянская 2	1) 676–696 2) 665,2–671,5	1) мунильская свита (S_{1w}) 2) нижняя подсвита неракачинской свиты (S_{2ld})	Доломиты замещения по кораллово-строматопоровым известнякам	Путоранский выступ	Желтая жидкая нефть и светло-желтый постепенно улечившийся конденсат с резким запахом	Насыщение трещиновато-пористых и кавернозных разностей (насыщены 60–70 % пород)
6	Ледянская 2	925–935	кунтыкахинская свита (O_{2dr})	Кварцевые песчаники	Путоранский выступ	Выделения жидкой черной нефти	Насыщение пор
7	Район слияния рек Аян и Аякли, Ледянская 3	680–700	мунильская свита (S_{1w}) и нижняя подсвита неракачинской свиты (S_{2ld})	Вторичные доломиты	Путоранский выступ	Примазки битума и выделения черной густой нефти	Насыщение по трещинам и выделения в порах
8	Бассейн р. Хета, Ледянская 358	871,5–898 903,6–908	мунильская свита (S_{1w})	Доломиты замещения	Путоранский выступ	Капельно-жидкая нефть	Насыщение мелких пор и каверн

№ п/п	Скважина	Глубина, м	Возраст	Состав пород	Тектоническое положение	Класс нафтида (или нафтидо-нафтоида)	Условия залегания
9	Эвенкийский АО, р. Нижн. Тунгуска, пос. Большой Порог, Большепорожская 1	1500	дьявольская свита (S _{1w})	Доломиты	Нижнетунгусский прогиб	Антраксолит	Насыщение доломитов S _{1w} в контакте с интрузией
10	р. Нижн. Тунгуска, район устья р. Анакит	Обнажение	кочумдекская свита (S _{1ln})	Известняки	Бахтино-Сурингдаконский выступ	Антраксолит	Включения по трещинам
11	р. Мойеро, в 12 км ниже р. Мойерокан	Обнажение	хакомская свита (S _{1w})	Известняки черные	восточный борт синеклизы	Асфальт	Прослой известняков с натеками черного битума на поверхности
12	Норильский район, пос. Талнах, колонковые скважины	до 500 м	кольдинская свита (D _{3kl})	Известняки, доломиты	Юго-западная центриклиналь Хараелахско-Иконской котловины	Нефть, кериты, антраксолиты	Включения в трещинах и кавернах антраксолитов в ассоциации с легкой нефтью
13	Эвенкийский АО, р. Курейка, между оз. Анама и оз. Дюпкун	Обнажение	кутарамаканская свита (T ₁)	Базальты миндалекаменные, трещиноватые	Центральная часть синеклизы, Анамский свод	Мальта	Свободные пространства миндалин и трещины заполнены черным вязким битумом
14	оз. Дюпкун, восточная оконечность	Обнажение	кутарамаканская свита (T ₁)	Базальты миндалекаменные	Анамский свод	Мальта, <i>окисленная нефть</i>	Миндалины и соединяющие их трещины выполнены черным коричневым полутвердым, вязким и жидким битумом
15	оз. Дюпкун, южная оконечность	Обнажение	аянская свита (T ₁)	Валуны известняков в полях развития базальтов	Анамский свод	Мальта, окисленная нефть	Жидкий коричневатый битум в кавернах и по трещинам
16	Верховья р. Курейки, район оз. Бельдунчана	Обнажение	аянская свита (T ₁)	Базальты миндалекаменные с ветвящимися жилами	Верхне-Кочечумская впадина	Асфальт	Асфальт черный блестящий, хрупкий, легкоплавкий, легко растворяется в хлороформе, заполняет трещины, жеоды, полые миндалины
17	Бассейн р. Северной, ручей Хугдюкинт	Обнажение	сыверминская свита (T ₁)	Базальты миндалекаменные, трещиноватые	Северореченское куполовидное поднятие	Жидкая окисленная нефть	Пустоты в миндалинах и тонкие трещины, заполненные нафтидами

На крайнем северо-западе региона в наиболее глубоко погружавшемся палеозойском разрезе Норильского района катагенез ОВ нижнего силура за пределами «нефтяного окна» (от МК₃ до МК_{4.5}). В Норильском районе зафиксированы многочисленные газопроявления. Особенно часто наблюдается газирование скважин, вплоть до отдельных выбросов. Газопроявления наблюдались не только в угленосных верхнепалеозойских отложениях (С₂–Р₂), но и в подстилающих их морских отложениях среднего и нижнего палеозоя, где первоисточником газов могло быть рассеянное органическое вещество.

В Норильском районе интенсивные газопроявления в кавернозных доломитах верхней половины венлокского отдела и основания лудловского отдела фиксировались в пределах Южно-Пясинской площади (скв. 48-Н, инт. 83–85 м) и в результате испытания глубокой скважины Болгохтохская 1 (скв. 1-Р, инт. 1596–1628). Состав газа близок к газам нефтяных месторождений: метан – 85 %, азот – 9,4 %, тяжелые углеводороды – 3,71 %, кислород – 1,2 %, аргон – 0,194 %, гелий – 0,38 % (таблица 8, пункт 3). Нефтепроявления были встречены в отложениях венлокского отдела в колонковой скважине Ергалахская 17 (инт. 1229–1234 м) (таблица 8, пункт 4).

Многочисленные нафтидопроявления в отложениях ордовика и силура в северо-восточной части синеклизы выявлены при бурении скважин Ледянской площади (таблица 8, пункты 5–8). Скважины пробурены в пределах одноименного куполовидного поднятия, осложняющего северный склон положительной структуры 1-го порядка – Путоранского выступа. Проявления нафтидов представлены нефтью в виде насыщений по порам, кавернам и трещинам. В разрезах скважин выделяются перспективные уровни, приуроченные преимущественно к доломитам замещения мунильской свиты венлокского отдела нижнего силура и к песчаникам вихоревского горизонта среднего ордовика. В кровле песчаников вихоревского горизонта в скв. Ледянская 2 (инт. 925–935 м), выделяющихся повышенными значениями кажущегося сопротивления, зафиксированы выделения капельно-жидкой черной нефти, насыщающей поры (коэффициент остаточной нефтенасыщенности 24 %). Содержание ХБА в пласте насыщенных песчаников (коллекторов IV класса) – 0,64 % на породу, в перекрывающих экранирующих отложениях (инт. 925–905 м и выше) – 0,005–0,0025 % (верхи вихоревского и муктэйский горизонт). Пустоты трещинно-пористых и кавернозных карбонатных коллекторов (V и VI, а также VII классов) также насыщены углеводородным флюидом. Во вторичных доломитах, вскрытых скважиной Ледянская 2, в бóльшей части разреза венлокского отдела (инт. 676–696 м) зафиксированы многочисленные нафтидопроявления. Нафтиды представлены желтой жидкой нефтью и светло-желтым улетучившимся конденсатом с резким запахом. В отложениях, вскрытых скважиной Ледянская 3, в керне фиксируются примазки битума по стенкам трещин и поверхностям стилолитовых швов, выделения в порах черной густой нефти. Доломиты из расположенной севернее параметрической скважины Ледянская 358, часто кавернозные или

мелкопористые, в кавернах встречаются проявления нафтидов в виде капельно-жидкой нефти (инт. 860–908 м). При помощи капельно-люминесцентного анализа обнаружены вторичные битумоиды как в разностях с равномерной матричной пористостью, так и в кавернозных доломитах. В породах с относительно плотной матрицей и крупными кавернами люминесценция проявлена только в трещиноватых образцах, где каверны сообщаются посредством трещин.

При бурении скважины Чириндинская 2 (восток Тунгусской синеклизы, Чириндинское поднятие) в разрезе венлокского отдела (инт. 600–607 м) отмечены проявления черной густой нефти в порах и стилолитовых швах; восточнее, в обнажениях среднего течения р. Мойеро, в силурийских отложениях описаны проявления асфальта (таблица 8, пункт 11).

При оценке перспектив нефтеносности центральных частей Тунгусской синеклизы необходимо уделять большое внимание поверхностным битумопроявлениям в туфолаковой толще как прямому признаку нефтеносности недр, в связи с тем, что на огромной территории туфолакового поля триаса буровые работы проведены пока в районе широтного течения р. Нижняя Тунгуска. В вулканогенных породах заведомо отсутствуют сингенетичные битумоиды и битумопроявления могут рассматриваться как признак миграции нефтяных флюидов из недр, т.е. в конечном счете как поисковый признак.

Битумопроявления пространственно связаны с зонами антиклинальных структур, расположенных в центральной части синеклизы (Анамское, Северореченское куполовидные поднятия), а в пределах последних локализуются, как правило, в зонах разрывных нарушений и повышенной трещиноватости. Характерное свойство битумов всех известных проявлений туфолакового поля Тунгусской синеклизы – их полная растворимость в хлороформе, т.е. все они представляют собой асфальтовые производные нефти (таблица 8, точки 13–17).

Таким образом, исследуемая территория Северо-Тунгусской НГО характеризуется многочисленными битумопроявлениями, которые, как правило, пространственно связаны с зонами антиклинальных структур. Нафтидопроявления свидетельствуют о присутствующих следах флюидомиграции и аккумуляции углеводородных флюидов в интервалах развития коллекторов; наряду с нафтидопроявлениями присутствуют эпибитумоиды. Пространственные взаимоотношения, элементный и групповой составы нафтидопроявлений позволяют выделить различные классы битумов и несколько этапов миграции (дотрапповый, которому отвечают нафтидо-нафтоиды – кериты, антраксолиты, посттрапповый – асфальтовые битумы и современный – окисленные нефти).

Катагенетические границы главной зоны нефтеобразования отвечают градациям МК₁–МК₂ начало МК₃ (на территории Сибирской платформы – палеоглубины 1,5–3,2 км, палеотемпературы 75–160°C при палеоградиенте 5°C/100 м).

Таким образом, граница главных фаз нефте- и газогенерации проходит на границе градаций МК₂² и МК₃, что в условиях сокращенной катагенетической шкалы Сибирской платформы соответствует отметке 3,2 км максимальной палеоглубины погружения (палеотемпература 160 °С). Эта граница очень важна, так как предопределяет глубинный уровень региональной нефтеносности, поэтому все проявления растворимых битумов и нефтей, встречены в отложениях, ОВ которых не вышло за пределы градации МК₂² (о чем свидетельствуют вышеупомянутые нефтидопроявления).

Высокие концентрации хлороформного синбитумоида в нижнесилурийских отложениях (до 0,433%) отмечаются на востоке и юго-западе синеклизы, что объясняется невысокой катагенетической превращенностью ОВ (градации МК₁–МК₂¹) и повышенными концентрациями С_{орг}. Наиболее себя реализовавший нижнесилурийский очаг нефтегазообразования связан с северо-западной частью Тунгусской синеклизы (Игаро-Норильский район), где ОВ характеризуется высокой зрелостью (градации МК₃–МК₄₋₅). На северо-западе синеклизы содержание остаточного битумоида составляет 0,0186 % (скв. Южно-Пясинская 30, Норильский район), так как нефтегазоматеринские отложения (граптолитовые сланцы) зафиксированы глубже главной зоны нефтеобразования (палеоглубина от 3,2 км и более), т.е. в главной зоне газообразования.

Исследования углеродистых мергелей и аргиллитов (граптолитовых сланцев) и реконструкция максимальных палеоглубин погружения подошвы силурийских отложений выявили катагенетическую превращенность ОВ (МК₁–МК₂²) в восточной, юго-западной и прилегающих к ним частично центральных частях северной половины Тунгусской синеклизы, соответствующую палеоглубинам погружения отложений 1,5–2,8 км до 3,2 км (палеотемпературы 75–160°С). В северо-восточной части синеклизы палеоглубины подошвы венлокских отложений и обусловленные ими палеотемпературы, рассчитанные по данным исследования флюидных включений в кристаллах доломита (скв. Ледянская 3), показали, что они отвечают значениям 2000 м и 100 °С. Палеоглубина подошвы терригенных отложений вихоревского горизонта ~2300 м, палеотемпература ~115–120°С (при палеоградиенте 5°С/100 м).

Основная масса нефтяных залежей располагается в отложениях, где ОВ находится в верхней половине подзоны мезокатагенеза (градации МК₁–МК₂², начало МК₃, палеоглубины на этап максимального погружения 1,5–3,2 км). Верхняя граница сохранности нефти и ее залежей проходит по современной отметке 0,5 км.

С позиций катагенетических критериев изменения органического вещества ордовикско-силурийские отложения обладают перспективами на нефть в восточной, северо-восточной и

западной частях Тунгусской синеклизы, где материнские отложения были погружены в зону глубин, отвечающих градациям регионального катагенеза МК₁–МК₂².

Образование газоконденсатных залежей вследствие интенсивной газогенерации за счет органического вещества в главной зоне газообразования приходится на нижнюю половину подзоны мезокатагенеза (градации МК₃–МК₅, от палеоглубины на этап максимального погружения 3,2 км до палеоглубины 4,4 км, палеотемпературы 160–220 °С).

На северо-западе синеклизы (скв. Кыстыктахская 1П, Микчангдинская 31, Южно-Пясинская 30) в результате наибольшего погружения нефтегазоматеринские отложения нижнего силура достигли значительной степени преобразованности (градации МК₃–МК₄₋₅). Восстановленная палеоглубина подошвы венлокских отложений 3700 м (скв. Кыстыктахская 1П). В северо-западной части синеклизы ордовикско-силурийские отложения перспективны на газовые и газоконденсатные залежи.

Заключение

Проведенные комплексные геолого-геофизические, литолого-геохимические и петрофизические исследования позволили сделать следующие выводы.

1. *Песчаники среднего ордовика (дарривильский ярус, вихоревский горизонт)* являются основным региональным уровнем развития гранулярных коллекторов в нижне-среднепалеозойском разрезе исследуемого региона. Кварцевые псаммиты среднего ордовика, сложены зрелым переотложенным материалом, накопившимся в прибрежно-морской обстановке при семиаридном типе палеоклимата.

Породы-коллекторы в составе *ордовикских отложений* приурочены к песчаникам вихоревского горизонта, породы-флюидоупоры – к глинистым и глинисто-карбонатным углеродистым отложениям муктэйского и волгинского горизонтов; все перечисленные выше горизонты относятся к дарривильскому ярусу среднего ордовика. В составе первого литостратиграфического уровня доминируют терригенные гранулярные коллекторы III, IV и V классов, связанные с пористыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками.

Повышенными коллекторскими свойствами в ордовикских отложениях обладают:

А. Мелко- и среднезернистые кварцевые и кварцитовидные олигомиктовые песчаники – поровые и каверново-поровые коллекторы III класса проницаемость которых 226,44–358,20 мД, открытая пористость – 13–19,8 %, эффективная пористость – 11,13–12,97 %. Они приурочены к интервалам разреза 951–940 м (скв. Ледянская 2) и 957–953,3 м (скв. Ледянская 3).

Б. Мелкозернистые алевритистые песчаники – поровые коллекторы IV класса проницаемостью 32,38–90,31 мД, открытая пористость – 14,77–17,28 %, эффективная пористость – 9,59–11,82 %. Они подстилают и перекрывают породы-коллекторы III класса и приурочены к интервалам 957,5–951 м и 940–925 м (скв. Ледянская 2) и 953,3–949,5 м (скв. Ледянская 3).

Породы-коллекторы III и IV классов выделяются в интервалах: 957–925 м (скв. Ледянская 2) и 963,9–953,9 м (скв. Ледянская 3). По данным ГИС данные интервалы характеризуются самыми низкими по разрезу значениями удельного сопротивления и пониженными значениями естественной гамма-активности. Проницаемость терригенных пород ухудшается с уменьшением размера зерен, степени отсортированности и увеличением степени сцементированности пород.

Песчаники вихоревского горизонта имеют сложную геометрию порового пространства: присутствуют поры радиусом от менее 0,23 мкм до более 32 мкм. Долевое содержание их в породах-коллекторах варьирует значительно, что предопределяет класс коллектора и количество связанной воды, оказывающей влияние на величину эффективных параметров.

Экранирующие разности в разрезе, вскрытом скважиной Ледянская 3, прослеживаются в интервалах глубин 987–972 м (15 м) и 946,5–889,6 м (56,9 м); в скважине Ледянская 2 в

интервалах – 972,4–967,4 м (5 м) и 925–877,9 м (47,1 м). Породами флюидоупорами служат алевроаргиллиты вихоревского и перекрывающие глинистые и сульфатно-глинисто-карбонатные отложения муктэйского и волгинского горизонтов. Все перечисленные выше горизонты относятся к дарривильскому ярусу среднего ордовика. Породы практически непроницаемы (газопроницаемость 0,003–0,1 мД, в единичных образцах до 0,29–0,34 мД), с эффективной пористостью 0,29–0,91 %, открытой пористостью 2,01–8,52 %. Их поровое пространство представлено субкапиллярными порами, заполненными остаточной водой.

2. В разрезе *силурийских отложений* перспективными коллекторами являются вторичные доломиты (от подошвы венлокского, иногда от верхов лландоверийского отделов до низов лудловского отдела). По данным оптико-микроскопических и катодоллюминесцентных исследований выделены две генерации доломита. Доломит первой генерации представлен крупными 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. CaCl₂ и 102–197 °С, соответственно. Автором разработана модель вторичной доломитизации, согласно которой доломиты образовались путем замещения известняков в ходе гравитационно-рассольного катагенеза. Важное значение имел трапповый магматизм.

В силурийских отложениях уровень развития коллекторов приурочен ко вторичным доломитам нижнего-верхнего силура. Преобладают сложные коллекторы трещинно-порового, каверново-трещинного и трещинного типов VI и VII классов, а также поровые коллекторы V и VI классов, сформировавшиеся в пористо-кавернозных и трещиноватых доломитах замещения.

Сплошная метасоматическая доломитизация и сопутствующие ей вторичные процессы привели к существенной неоднородности строения и распределения пустотного пространства, что способствовало развитию сложных типов коллекторов, в которых фильтрация флюидов происходила в двух средах (поровой или каверновой и трещинной).

С помощью литолого-петрографических исследований, микротомографии, анализа фильтрационно-емкостных свойств и кривых капиллярного давления выполнена дифференциация пустотного пространства карбонатных пород. Выделены: 1 – породы с межкристаллическими порами доломитизации и последующего растворения по межкристаллическим порам (поровый тип коллектора); 2 – породы с двумя типами пустотного пространства – новообразованными кавернами с растворением агрегатов кристаллов и трещинами, а также порами и трещинами (смешанный тип коллектора); 3 – разности, в пустотном пространстве которых преобладающее развитие имеют трещины (трещинный тип коллектора).

Установлено, что наличие закрытых пор связано с неравномерной доломитовой цементацией, структурной неоднородностью кристаллов доломита, заполнением пустотного пространства доломитом второй генерации, кальцитом, сульфатами кальция и/или кварцем.

Анализ соотношения фильтрационно-емкостных свойств вторичных доломитов в разрезах, вскрытых Ледянскими скважинами (инт. 731,2–673 м, скв. Ледянская 3 и 707–648,7 м, скв. Ледянская 2), современная глубина залегания подошвы которых – 707 и 731,2 м, палеоглубина 2000–2100 м (подошва венлокских отложений), показал, что их коллекторские свойства изменяются в широких пределах: пористость от 0,8 % до 8,3 %, проницаемость от 0,02 до 495,27 мД. Это свидетельствует о развитии пород с различным характером пустотного пространства. Выделены поровые коллекторы V и VI классов, порово-трещинные, трещинно-поровые, каверново-трещинные, а также трещинные типы коллекторов VII класса.

В разрезе, вскрытом скважиной Кыстыктахская 1П, вторичные доломиты и доломитизированные известняки венлокского отдела выделяются в интервале 2313–2265 м. Современная глубина залегания подошвы венлокских отложений составляет 2313 м; восстановленная палеоглубина – 3700 м. На больших глубинах карбонатные отложения характеризуются развитием преимущественно сложных типов коллекторов трещинно-поровых (VI класса), а также порово-трещинных, трещинно-порово-каверновых, каверново-трещинных, порово-каверново-трещинных и собственно трещинных коллекторов VII класса. Их фильтрационно-емкостные свойства также изменяются в широком диапазоне: открытая пористость от 0,8–0,9 % до 10,5 %, абсолютная газопроницаемость от 0,01 до 25 мД. Размеры фильтрующих пор весьма значительно отличаются от доломитов, вскрытых скважинами Ледянской площади. Их максимальные величины составляют 2,91 мкм против 10–32 мкм.

Породы-флюидоупоры силурийских отложений (инт. 673–545,5 м, скв. Ледянская 3; 648,7–542 м, скв. Ледянская 2; 2265–2056 м, скв. Кыстыктахская 1) представлены глинисто-сульфатно-карбонатными и сульфатными отложениям лудловского и пржидольского отделов верхнего силура. Открытая пористость экранирующих отложений изменяется от 0,15 % до 2,96 % (среднее 1,09 %), абсолютная газопроницаемость от 0,001 до 0,13 мД (среднее 0,02 мД), коэффициент эффективной пористости колеблется от 0,08 % до 0,09 %, что связано с малым радиусом пор, практически не участвующих в фильтрации размером менее 0,1 или 0,23 мкм.

3. Основным источником углеводородов выступают углеродистые мергели и аргиллиты (граптолитовые сланцы) основания лландоверийского отдела (S_{1ln}^{1-2}). Граптолитовые фации развиты вдоль западного обрамления Тунгусской синеклизы и фрагментарно – на ее восточном борту. Содержание $C_{орг}$ в граптолитовой толще 1,4–16,3 % (средние концентрации по разрезам 0,5–5 %). Миграция битумоидов внутри нефтематеринской толщи выражена наличием параавтохтонных разностей. В работе охарактеризованы геохимические параметры ОБ

граптолитовых сланцев в рамках градаций катагенеза МК₁–АК₃. Степень регионального катагенеза изученных отложений охватывает подстадию мезокатагенеза МК₁–МК_{4.5} и возрастает по направлению с юга и юго-востока на северо-запад синеклизы. Особенность зоогенного ОВ граптолитовых сланцев – сравнительно пониженное содержание в керогене водорода, повышенное углерода и азота. Зоогенный тип ОВ с граптолитовой основой характеризуется более быстрым созреванием по сравнению с другими типами сапропелевого ОВ; максимум генерации хлороформного битумоида приходится на начало МК₁. В раннем мезокатагенезе нефтегазоматеринский потенциал ОВ граптолитовых сланцев является высоким, о чем свидетельствуют суммарное количество углеводородов на породу ($S_1+S_2 - 22,46$ мг УВ/г породы) и на органическое вещество ($HI 278$ мг УВ/г $C_{орг}$), уменьшающихся по мере увеличения катагенетической зрелости ОВ.

Исследования углеродистых мергелей и аргиллитов (граптолитовых сланцев) и оценка максимальных палеоглубин погружения подошвы силурийских отложений выявили катагенетическую превращенность ОВ МК₁–МК₂ в бортовых зонах синеклизы и в пределах Центрально-Тунгусских поднятий, соответствующую палеоглубинам погружения отложений 1,5–2,8 км до 3,2 км (палеотемпературы 75–160°C). На северо-западе и в срединной части синеклизы в результате наибольшего погружения нефтегазоматеринские отложения достигли значительной степени преобразованности до градаций МК₃–МК_{4.5} (палеоглубины 3,2–4,4 км, палеотемпературы 160–220°C).

В пределах Тунгусской синеклизы наиболее перспективные территории для поисков нефти и газа, приурочены к положительным структурам, находящимся в центральных и северных частях синеклизы и ее бортовым зонам, где с позиций катагенетических критериев изменения ОВ нефтематеринские отложения достигли глубин, соответствующих главной зоне нефтеобразования и отличаются повышенными концентрациями хлороформного синбитумоида (до 0,43–0,79 %). Расположенные рядом отрицательные структуры являются крупными очагами нефтегазообразования, в пределах которых ОВ характеризуется высокой зрелостью, где нефтегазоматеринские отложения зафиксированы за нижней границей главной зоны нефтеобразования (МК₃–МК_{4.5}), а в составе битумоидов преобладают остаточные разности (до 0,02%). Кроме структурных ловушек в юго-западной части области скопления УВ могут быть связаны с зонами выклинивания ордовикских песчаников. О перспективности недр синеклизы свидетельствуют многочисленные нефтегазобитумопроявления, фиксируемые в скважинах и по обнажениям исследуемых отложений. Распределение фаз в проявлениях в целом подчиняется палеоглубинной и катагенетической зональности, в соответствии с историей погружения и катагенезом ОВ.

Список литературы

1. **Антонова, Т.Ф.** Качественная оценка резервуаров в разрезе ордовика – перми Тунгусской синеклизы / Т.Ф. Антонова, Н.В. Мельников // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири : монография. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1978. – С. 108–119. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. Серия : Нефтяная геология; вып. 264).
2. **Багринцева, К.И.** Карбонатные породы – коллекторы нефти и газа / К.И. Багринцева. – М. : Недра, 1977. – 231 с.
3. **Багринцева, К.И.** Особенности формирования и свойства карбонатных коллекторов сложного строения. – М. : ВНИГНИ, 1982. – С. 3–21. – (Труды / Всесоюзный научно-исследовательский геологический нефтяной институт ; вып. 239).
4. **Багринцева, К.И.** Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа / К.И. Багринцева. – М. : ВНИГНИ – РГГУ, 1999. – 282 с.
5. **Баженова, Т.К.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Игаро-Норильского Севера : специальность 04.00.17 «Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений» : авт. ... канд. геол.-минер. наук / Баженова Татьяна Константиновна ; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. – М., 1964. – 24 с.
6. **Баженова, Т.К.** Исследование онтогенеза углеводородных систем как основа раздельного прогноза нефте- и газоносности осадочных бассейнов [Электронный ресурс] / Т.К. Баженова, В.К. Шиманский // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т. 2. – С. 1–17. – URL: <http://www.ngtp.ru/rub/1/008.pdf> (дата обращения: 20.06.2021).
7. **Баженова, Т.К.** Алифатические углеводороды синбитумоидов как показатель фациально-генетического типа органического вещества [Электронный ресурс] / Т.К. Баженова, А.И. Шапиро // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2008. – Т. 3, N 3. – С. 1–11. – URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/28_2008.pdf (дата обращения: 10.07.2021).
8. **Баженова, Т.К.** Основы региональной органической геохимии / Т.К. Баженова. – М. : ГЕОС, 2020. – 120 с.
9. **Беус, А.А.** Геохимия литосферы (породообразующие элементы) / А.А. Беус. – М.: Недра, 1972. – 296 с.
10. **Беус, А.А.** Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых / А.А., Беус, С.В. Григорян. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
11. **Богородская, Л.И.** Геохимические особенности состава нерастворимого органического вещества граптолитовых сланцев силура Сибирской платформы / Л.И. Богородская, Л.Г. Маркова // Органическая геохимия мезозойских и палеозойских отложений

Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1981. – С. 132-146. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья ; вып. 288).

12. **Борисенко, А.С.** Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии / А.С. Борисенко // Геология и геофизика. – 1977. – N 3. – С. 16–27.

13. **Булач М.Х.** Низкопровые коллекторы нефтегазоносных провинций России и СНГ / М.Х. Булач, Л.Г. Белоновская, Л.П. Гмид // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т. 2. – С. 1–14. – URL: <http://www.ngtp.ru/rub/10/029.pdf>. (дата обращения: 7.06.2019).

14. **Виноградов, А.П.** Эволюция химического состава карбонатных пород / А.П. Виноградов, А.Б. Ронов, В.М. Ратынский // Совещание по осадочным породам. В 2 выпусках. Вып. 1 : Доклады. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1952. – С. 104–123.

15. **Вишняков, С.Г.** Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы / С.Г. Вишняков // Типы доломитовых пород и их генезис : сборник статей. – Москва, 1956. – С. 209-254. – (Труды / Геол. ин-т АН СССР ; вып. 4).

16. **Галимов, Э.М.** Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. – М.: Недра, 1973. – 384 с.

17. **Геология** и геохимия нефти и газа. Изд. 3-е, перераб. и доп. / О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов, В.Е. Хаин – М. : Изд-во Московского университета, 2012. – 428 с.

18. **Геология** и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции : сборник статей / под ред. Н.В. Мельникова. – М. : Недра, 1977. – 205 с. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. Серия : Нефтяная геология; вып. 228).

19. **Геология** нефти и газа Сибирской платформы / А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов [и др.]; под. ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. – М. : Недра, 1981. – 552 с.

20. **Геология** и полезные ископаемые России. В 6 томах. Том 3. Восточная Сибирь / Гл. ред. В.П. Орлов ; ред. Н.С. Малич. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.

21. **Главные** критерии перспектив нефтегазоносности запада Сибирской платформы / Т.К. Баженова, В.И. Вожов, Ф.Г. Гулари [и др.] // Проблемы нефтеносности Сибири. – Новосибирск : Наука, 1971.

22. **Гмид, Л. П.** Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов [Электронный ресурс] / Л. П. Гмид // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2006. – Т. 1. – С. 1–23. – URL: <http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf>. (дата обращения: 10.11.2020).

23. **ГОСТ Р 7.0.11–2011** Система стандартов по ... делу. Диссертация и автореферат диссертации. Структура и правила оформления. – М. : Стандартинформ, 2012. – 11 с.

24. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. – 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист R-46 – Пайтурма: Объяснительная записка / ред. П.Г. Падерин. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 430 с. : цв. ил., карты.
25. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. – 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка / ред. М.С. Машак. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 464 с. : цв. ил., карты.
26. **Диагенез** и катагенез осадочных образований / под ред. Г. Ларсена и Дж. В. Чилингара ; перевод с английского А.А. Гаврилова [и др.]. – М. : Мир, 1971. – 463 с.
27. **Зинченко, Вл. Н.** Региональные нефтегазоносные комплексы ордовика и силура запада Сибирской платформы / Вл. Н. Зинченко // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы : сборник научных трудов. – Л. : ВНИГРИ, 1985. – С. 129–137.
28. **Зинченко, Вл. Н.** Литологические условия формирования региональных коллекторов ордовика–силура на западе Сибирской платформы / Вл. Н. Зинченко // Геология коллекторов нефти и газа венда – нижнего палеозоя Сибирской платформы : сборник научных трудов. – Л. : ВНИГРИ, 1986. – С. 87–96.
29. **Зинченко, В.Н.** Нефтегазоносные комплексы ордовика и силура севера Сибирской платформы / В.Н. Зинченко, Т.К. Баженова // Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы : монография. – Новосибирск : Наука, 1992. – С. 146–160.
30. **Интерпретация** геохимических данных : учебное пособие / Е.В. Складов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская [и др.] ; под ред. Е.В. Складова. – М. : Интернет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
31. **Карбонатные** породы. В 2 томах / под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела и Р. Фэйрбриджа ; перевод с английского П.П. Смолина и С.С. Чекина. – М. : Мир, 1970. – Т. 1 : Генезис, распространение, классификация. – 398 с.
32. **Катченков, С.М.** Среднее содержание некоторых малых химических элементов в главных типах осадочных пород / С.М. Катченков // Химия земной коры. В 2 томах. Т. 2. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1964. – С. 391–397 (Труды геохимической конференции, посвященной столетию со дня рождения академика В.И. Вернадского).
33. **Кобранова, В.Н.** Физические свойства горных пород (Петрофизика) / В.Н. Кобранова ; под ред. В.Н. Дахнова. – М. : Гостоптехиздат, 1962. – 490 с.
34. **Коллекторские** свойства пород / Н.В. Мельников, В.Н. Воробьев, М.А. Замятин, В.Н. Полякова // Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы : монография. – Л. : Недра, 1969. – С. 173–207. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. Серия : Нефтяная геология; вып. 71).

35. **Легенда** Норильской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). В 3 книгах / Гл. ред. Н.С. Малич. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2004.

Книга 1 : Пояснительная записка. Геолого-стратиграфический блок. – 338 с.

Книга 2 : Приложения. Схемы корреляций геологических образований.

36. **Литолого-фациальные** и геохимические закономерности осадконакопления в Среднесибирском бассейне (Мойероканское время) / Н.Н. Предтеченский, Вл. Н. Зинченко, Т.К. Баженова [и др.] // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы : сборник научных трудов. – Л. : ВНИГРИ, 1985. – С. 23–30.

37. **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, N 3-4. – С. 572-585.

38. **Маркова, Л.Г.** Геохимия рассеянного органического вещества ордовикско-силурийских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы / Л.Г. Маркова // Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1968. – С. 152-159. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья ; вып. 78).

39. **Маркова, Л.Г.** Основные черты геохимии органического вещества в граптолитовых сланцах Норильского района / Л.Г. Маркова, Т.К. Баженова, В.Г. Матухина // Геология и геофизика. – 1969. – N 3. – С. 67–75.

40. **Марков, Е.П.** Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы / Е.П. Марков. – Л. : Недра, 1970. – 144 с.

41. **Маркова, Л.Г.** Литолого-геохимические критерии распределения органического вещества и нефтегазообразование в силуре Тунгусской синеклизы : специальности 04.00.04 «Геотектоника»; 04.00.17 «Геология, поиск и разведка нефтяных и газовых месторождений» : авт. ... канд. геол.-минер. наук / Маркова Лейла Гиззатовна ; Институт геологии и геофизики СО АН СССР. – Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1977. – 24 с.

42. **Маслов, А.В.** Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных : учебное пособие / А.В. Маслов. – Екатеринбург : Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.

43. **Масштабы** нефтегазообразования в палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы / Т.К. Баженова, Д.И. Дробот, А.Н. Золотов [и др.] // Материалы по геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1970. – С. 83–127. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья ; вып. 96).

44. **Мельников, Н.В.** Коллекторские свойства пород осадочного чехла ордовика / Н.В. Мельников, Н.А. Ершов, М.М. Потлова // Геология и нефтегазоносность Лено-Тунгусской

провинции : монография / под ред. Н.В. Мельникова. – М. : Недра, 1977. – С. 125–130. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. Серия : Нефтяная геология; вып. 228).

45. **Недоливко, Н.М.** Исследование керна нефтегазовых скважин : учебное пособие / Н.М. Недоливко. – Томск : Изд-во ТПУ, 2006. – 170 с.

46. **Неручев, С.Г.** Геохимические основы прогноза нефтегазоносности : Курс лекций для молодых специалистов / С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина. – СПб. : ВНИГРИ, 2010. – 280 с.

47. **Нефтегазоносные** бассейны и регионы Сибири. В 8 выпусках. Вып. 5. Тунгусский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Старосельцев, В.С. Сурков [и др.] ; гл. ред. А.Э. Конторович. – Новосибирск, 1994. – 91 с.

48. **Нижнепалеозойские** (ордовикские и силурийские) отложения Чириндинской площади (Север Сибирской платформы) / В.С. Переладов, Г.П. Абаимова, А.Г. Ядренкина [и др.] // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, N 2. – С. 53-63.

49. **Обут, А.М.** Граптолитовые сланцы силура и связанные с ними нефтепроявления в Средней Азии / А.М. Обут // Геология и геохимия : доклады и статьи. – Л., Гостоптехиздат, 1975. – N 1 (7). – С. 228-235.

50. **Опорный** разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы / Ю.И. Тесаков, Н.Н. Предтеченский, А.Я. Бергер [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1985. – 174 с.

51. **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.

52. **Органическая** геохимия Тимано-Печорского бассейна / Т.К. Баженова, В.Ф. Васильева, Л.И. Климова [и др.]. – СПб. : ВНИГРИ, 2008. – 164 с.

53. **Ордовик** и силур Ледянской площади по данным бурения / Т.А. Дивина, В.С. Старосельцев, Т.В. Лопушинская, А.Г. Ядренкина // Геология и геофизика. – 1992. – N 3. – С. 19–27.

54. **Основы** геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы / И.Н. Сулимов, Т.К. Баженова, В.И. Будников [и др.]. – Л. : Недра, 1969. – 272 с. – (Труды / Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. Серия : Нефтяная геология; вып. 71).

55. **Основы** районирования Тунгусской синеклизы по суммарной толщине трапповых интрузий в нефтегазоперспективных отложениях / В.С. Старосельцев, Т.А. Дивина, М.И. Муратов, Г.Ф. Попелуха // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – N 4. – С. 34-39.

56. **Особенности** строения рифейско-палеозойских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы в связи с нефтегазоносностью / Т.А. Дивина, В.С. Старосельцев, Л.И. Егорова, Г.В. Белобородова // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск»: в 2 частях ; гл. ред.: А.Э. Конторович, В.С. Сурков. – Новосибирск, 1995. – Ч. 1. – С. 140-144.

57. **Оценка** катагенеза органического вещества и прогноз фазового состава залежей углеводородов разновозрастных отложений Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты на территории Красноярского края / Ю.А. Филипцов, Л.Н. Болдушевская, Ю.В. Петришина [и др.] // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск : КНИИГГиМС, 1998. – С. 79–94.

58. **Перозио, Г.Н.** Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности / Г.Н. Перозио. – М.: Недра, 1971. – 158 с.

59. **Перспективы** выявления ресурсов нефти и газа в Тунгусской синеклизе / А.Э. Конторович, И.Г. Левченко, Н.В. Мельников // Советская геология. – 1976. – N 3. – С. 11–22.

60. **Петрофизические** методы исследования кернового материала. В 2 книгах / М.К. Иванов, Г.А. Калмыков, В.С. Белохин [и др.]. – М. : Изд-во Московского университета, 2008.

Кн. 1: Терригенные отложения. – 104 с.

Кн. 2: Лабораторные методы петрофизических исследований кернового материала. – 114 с.

61. **Прогноз** нефтегазогеологических параметров палеозойских отложений севера Тунгусской синеклизы / Т.А. Дивина, В.С. Старосельцев, В.Ю. Тезиков [и др.] // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск»: в 2 частях ; гл. ред.: А.Э. Конторович, В.С. Сурков. – Новосибирск, 1996. – Ч. 2 : Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. – С. 113–115.

62. **Рабиханукаева, Е.С.** Литология отложений ордовика и силура западной части Сибирской платформы / Е.С. Рабиханукаева. – Новосибирск : Наука, 1971. – 226 с.

63. **Региональная** стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) / А.В. Каныгин, А.Г. Ядренкина, А.В. Тимохин [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – N 5. – С. 4–57.

64. **Рёддер, Э.** Флюидные включения в минералах. В 2 томах / Э. Рёддер : перевод с английского Д.Н. Хитарова. – М. : Мир, 1987.

Т. 1 : Природа включений и методы их исследования. – 560 с.

Т. 2 : Использование включений при изучении генезиса пород и руд. – 632 с.

65. **Ронов, А.Б.** Химический состав важнейших генетических типов глин / А.Б. Ронов, З.В. Хлебникова // Геохимия. – 1961. – N 6. – С. 449–469.

66. **Ронов, А.Б.** Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород / А.Б. Ронов, М.С. Михайловская, И.И. Солодкова // Химия земной коры. В 2 томах. Т. 1. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1963. – С. 201–252 (Труды геохимической конференции, посвященной столетию со дня рождения академика В.И. Вернадского).
67. **Ронов, А.Б.** Химическое строение земной коры / А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский // Геохимия. – 1967. – N 11. – С. 1285–1309.
68. **Рухин, Л.Б.** Основы литологии (учение об осадочных породах) / Изд. 2-е, перераб. и доп. / Л.Б. Рухин. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 779 с.
69. **Силур** северо-запада Сибирской платформы / Ю.И. Тесаков, О.Н. Симонов, Е.О. Ковалевская [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2002. – 405 с.
70. **Смехов, Е.М.** Вторичная пористость горных пород – коллекторов нефти и газа / Е.М. Смехов, Т.В. Дорофеева. – Л. : Недра, 1987. – 96 с.
71. **Старосельцев, В.С.** Тектоника Тунгусской синеклизы / В.С. Старосельцев // Вопросы тектоники древних платформ ; ред. Ю.А. Косыгин, Ч.Б. Борукаев. – Новосибирск : Наука, 1974. – С. 47–59.
72. **Старосельцев, В.С.** Осадочный комплекс под базальтами Тунгусской синеклизы – перспективный объект поиска УВ / В.С. Старосельцев // Геология нефти и газа. – 1990. – N 1. – С. 14–18.
73. **Старосельцев, В.С.** Нефтегазоносность ордовикско-девонских отложений севера Курейской синеклизы / В.С. Старосельцев, Т.А. Дивина // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, N 8. – С. 1165-1171.
74. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. В 9 книгах. Кн. 4. Силур Сибирской платформы / Ю.И. Тесаков, Н.Н. Предтеченский, Т.В. Лопушинская [и др.] ; гл. ред. А.Э. Конторович. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 403 с.
75. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. В 9 книгах. Кн. 1. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н.В. Мельников, М.С. Якшин, Б.Б. Шишкин [и др.] ; гл. ред. А.Э. Конторович. – Там же, 2005. – 428 с.
76. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. В 9 книгах. Кн. 3. Ордовик Сибирской платформы / А.В. Каныгин, А.Г. Ядренкина, А.В. Тимохин [и др.] ; гл. ред. А.Э. Конторович / Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука ; Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. – Там же, 2007. – 269 с.
77. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. В 9 книгах. Кн. 2. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия / С.С. Сухов, Ю.Я. Шабанов, Т.В. Пегель [и др.] ; гл. ред. А.Э. Конторович / Там же. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2016. – 497 с.

78. **Суханов, А.А.** Структурные характеристики углеродного компонента керогена сапропелитов: зависимость от биоценотического типа исходного органического вещества и степени его катагенеза [Электронный ресурс] / А.А. Суханов, Т.К. Баженова, Е.Н. Котельникова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009. – Т. 4, N 4. – С. 5–23. – URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/40_2009.pdf (дата обращения: 25.08.2021).

79. **Тейлор, С.Р.** Континентальная кора: ее состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. МакЛеннан. – М. : Мир, 1988. – 384 с.

80. **Тектоника** венд-силурийского структурного яруса осадочного чехла Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Сибирская платформа) / А.Э. Конторович, С.Ю. Беляев, А.А. Конторович [и др.] // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, N 1. – С.100–109.

81. **Тектоническая** карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы / А.Э. Конторович, С.Ю. Беляев, А.А. Конторович [и др.] // Там же. – 2009. – Т. 50, N 8. – С. 851–862.

82. **Тесаков, Ю.И.** Силурийский бассейн Восточной Сибири. В 4 томах / Ю.И. Тесаков. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН. – 2012–2015.

Т. 1: Бассейновая хроностратиграфия (на лито-, био-, эко- и хроностратиграфической основе). – 2012. – 445 с.

83. **Тиссо Б., Вельте Д.** Образование и распространение нефти / Б.Тиссо, Д. Вельте; под ред. Н.Б. Вассоевича и Р.Б. Сейфуль-Мулюкова. – М. : Мир, 1981. – 504 с.

84. **Трещиноватость** низкопористых карбонатных пород и методы ее изучения / К.И. Багринцева, Г.Е. Белозерова, С.В. Суханова [и др.] // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Обзор ВИЭМС. – М., 1986. – 60 с.

85. **Условия** формирования резервуаров в ордовике, силуре и верхнем палеозое Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции / Т.Ф. Антонова, Е.П. Марков, Л.Г. Маркова [и др.] // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы : сборник материалов XIV Сибирского литологического совещания; отв. ред. А.А. Трофимук, А.Э. Конторович. – Новосибирск, 1981. – С. 67–78.

86. **Трофимук, А.А.** Нефтегазоносность Сибирской платформы / А.А. Трофимук // Геология и геофизика. – 1960. – N 7. – С. 3–11.

87. **Филипцов, Ю.А.** Геохимические предпосылки нефтегазоносности Северо-Тунгусской НГО (по материалам бурения на Ледянской и Чириндинской площадях) / Ю.А. Филипцов, Т.А. Дивина, А.И. Ларичев // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск»: в 2 частях ; гл. ред.: А.Э. Конторович, В.С. Сурков. – Новосибирск, 1995. – Ч. 1. – С. 145-146.

88. **Ханин, А.А.** О классификации пород-коллекторов нефти и газа / А.А. Ханин // Разведка и охрана недр. – 1956. – N 1. – С. 7–16.
89. **Ханин, А.А.** Связанная (остаточная) вода и ее влияние на газопроницаемость и газоемкость горных пород / А.А. Ханин // Газовая промышленность. – 1958. – N 1. – С. 11–14.
90. **Эрнст, В.** Геохимический анализ фаций / В. Эрнст. – Л. : Недра, 1976. – 127 с.
91. **Юдович, Я.Э.** Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб. : Наука, 2000. – 479 с.
92. **Юдович, Я.Э.** Минеральные индикаторы литогенеза / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар : Геопринт, 2008. – 564 с.
93. **Юдович, Я.Э.** Геохимические индикаторы литогенеза : литологическая геохимия / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Там же, 2011. – 742 с.
94. **Юдович, Я.Э.** Геохимия фосфора / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, Н.В. Рыбина. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. – 512 с.
95. **Behar F.** Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments / F. Behar, V. Beaumont, H.L. De B. Penteado // Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP. – 2001. – Vol. 56, N 2. – P. 111–134.
96. **Brown P.** FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data / P. Brown // American Mineralogist. – 1989. – Vol. 74. – P. 1390–1393.
97. **Cox R.** The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States / R. Cox, D.R. Lowe, R.L. Cullers // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Vol. 59, N 14. – P. 2919–2940.
98. **Harnois L.** The CIW index: a new chemical index of weathering / L. Harnois // Sedimentary Geology. – 1988. – Vol. 55, N 3–4. – P. 319–322.
99. **Horn, M.K.** Computer-derived geochemical balances and element abundances / M.K. Horn, J.A.S. Adams // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1966. – Vol. 30, N 3. – P. 279–297.
100. **Machel H.G.** Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal / H.G. Machel // 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.
101. **Nesbitt H.W.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // Nature. – 1982. – Vol. 299, N 5885. – P. 715–717.
102. **Petersen H.I.** Reflectance measurements of zooclasts and solid bitumen in Lower Paleozoic shales, southern Scandinavia : Correlation to vitrinite reflectance / H. I. Petersen, N. H. Schovsbo, A. T. Nielsen // International Journal of Coal Geology. – 2013. – N 114. – P. 1–18.