

Федеральное государственное бюджетное образовательное
Учреждение высшего профессионального образования
«Российский государственный университет
нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И. М. Губкина»
(РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина)

На правах рукописи

Данилко Надежда Константиновна

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗ ЗОН РАЗВИТИЯ ПОРОД-
КОЛЛЕКТОРОВ ОТЛОЖЕНИЙ ОСКОБИНСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ЮГО-
ЗАПАДНОГО СКЛОНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

Специальность: 25.00.06 - Литология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
О.В. Постникова

Москва – 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
1. Основные черты геологического строения и нефтегазоносности юго-запада Байкитской антеклизы	7
1.1. Тектоническая характеристика	7
1.2 Стратиграфическая характеристика	12
1.3 Характеристика нефтегазоносности	18
1.3.1 Характеристика нефтегазоносности Ангарской зоны складок.....	20
1.3.2 Характеристика нефтегазоносности Камовского свода	23
2. Литологическая характеристика разрезов оскобинской свиты	26
2.1. Характеристика литотипов отложений оскобинской свиты	26
2.2. Пространственные изменения литологических характеристик отложений оскобинской свиты.....	57
3. Закономерности строения разреза и условия осадконакопления отложений оскобинской свиты.....	62
3.1. Циклостратиграфический анализ.....	62
3.2 Генезис магнезиальных карбонатных пород оскобинской свиты	70
3.3. Реконструкция условий осадконакопления	84
4. Характеристика свойств и прогноз зон распространения пород-коллекторов оскобинской свиты.....	99
4.1 Характеристика структуры пустотного пространства пород оскобинской свиты Оморинской площади	112
4.2. Характеристика структуры пустотного пространства пород оскобинской свиты Камовской площади.	129
4.3. Характеристика структуры пустотного пространства пород оскобинской свиты Ильбокичской площади	145
4.4 Прогноз зон развития коллекторов в отложениях оскобинской свиты	165
Заключение.....	168
Список литературы.....	172

Введение

Промышленная нефтегазоносность отложений оскобинской свиты доказана открытием крупных залежей углеводородов в пределах Оморинской, Камовской, Юрубчено-Тохомской, Ильбокичской площадей, расположенных в пределах Камовского свода и зоны Ангарских складок юго-западной части Сибирской платформы. Продуктивность пород оскобинской свиты в значительной степени контролируется литологическим фактором, действие которого определяется многообразием фациальных обстановок осадконакопления, а также интенсивностью и разнонаправленностью вторичных изменений. В связи с тем, что прогнозирование свойств и зон распространения пород-коллекторов отложений оскобинской свиты во многом опирается на реконструкции фациальных обстановок осадконакопления, а также результаты исследования морфологии и минералогии пустотного пространства пород, тема работы представляется весьма актуальной.

Целью исследований явились литологическая характеристика и прогноз зон развития пород-коллекторов в вендских отложениях оскобинской свиты Камовского свода и Ангарской зоны складок.

Для достижения поставленной цели решались следующие основные задачи:

- литологическая характеристика отложений;
- циклостратиграфический анализ и корреляция разрезов скважин;
- реконструкция условий осадконакопления;
- анализ процессов вторичного минералообразования;
- прогноз зон развития, а также основных параметров структуры пустотного

пространства и вещественного состава коллекторов терригенных отложений оскобинской свиты по комплексу геолого-геофизических данных.

В основу диссертационной работы положен обширный фактический материал, собранный автором в период с 2010 г. по 2016 г. в качестве старшего лаборанта, инженера КНИЛ по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М.Губкина, а также в ходе полевых работ совместно с коллективом ВНИГРИ в августе 2012 году и полевых работ совместно с коллективом ИФЗ РАН в июле 2013 году по рекам Тея и Чапа Красноярского края. В работе использованы данные ГИС более чем по 30 скважинам, из которых 13 охарактеризованы керновым материалом. В целом литологические исследования были проведены примерно по 500 образцам, изученных с помощью оптической и электронной микроскопии, а также рентгеноструктурного анализа. С помощью растровой электронной микроскопии были изучены реликты бактериальных биоценозов в специально приготовленных препаратах в количестве около 30 штук. В работе так же использованы

данные ИК-Фурье спектроскопии по определению минерального состава пород. Кроме того, использованы результаты петрофизических исследований кернa. Привлекались материалы по геолого-промышленным данным, литературные и фондовые материалы.

Основные результаты диссертационной работы использовались при планировании геологоразведочных работ на лицензионных участках ПАО «Газпром» в Восточной Сибири.

Результаты исследований используются в учебном процессе для студентов, бакалавров, магистрантов геологических специальностей.

На основе широкого комплекса разномасштабных литологических исследований выявлены текстурные, структурные и минералогические характеристики пород оскобинской свиты, на основании которых реконструированы условия их образования в различных частях эпиконтинентального морского бассейна аридной климатической зоны и выявлены закономерности размещения пород-коллекторов в пределах Камовского свода и Ангарской зоны складок.

Определена роль бактериальных процессов минералообразования в формировании пород оскобинской свиты.

Выявлены минералогические особенности пород продуктивно пласта Б8 оскобинской свиты, определяющие их аномальную радиоактивность.

Определены морфометрические и минералогические характеристики пустотного пространства пород-коллекторов оскобинской свиты.

Основные положения, которые выносятся на защиту:

1. Отложения оскобинской свиты представлены широким комплексом песчано-алевро-глинистых, карбонатных и карбонатно-сульфатных пород, образующих в разрезе циклические последовательности. Седиментационные циклиты имеют трёхчленное строение. Нижняя часть представлена терригенными и терригенно-карбонатными породами, средняя карбонатными и терригенно-карбонатными, верхняя сульфатными и сульфатно-карбонатными.

2. На склоне Байкитской антеклизы отложения оскобинской свиты формировались в условиях эвхальной равнины эпиконтинентального аридного морского бассейна, в пределах которой существовали часто меняющие своё русло временные потоки и образовывались озерные водоёмы с ограниченным водообменом и повышенной солёностью, где осуществлялось накопление карбонатно-сульфатных и сульфатных пород. Доломитообразование в отложениях оскобинской свиты обусловлено преимущественно деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, обитающих в условиях повышенной солёности и щелочности озерных водоемов прибрежной части бассейна.

3. Породы-коллекторы оскобинской свиты представлены алевролитами крупнозернистыми и песчаниками мелкозернистыми, приуроченными к руслам временных потоков и аккумулятивным песчаным формам их конусов выноса. Аномальная радиоактивность терригенных пород-коллекторов оскобинской свиты обусловлена наличием аутигенных образований калиевых полевых шпатов, частично заполняющих пустотное пространство.

Результаты выполненных исследований и основные положения работы докладывались и обсуждались на: VIII Всероссийском литологическом совещании " Эволюция осадочных процессов в истории Земли " (октябрь 2015 года, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, г. Москва); VI открытой научно-технической конференции молодых специалистов и работников «Молодежь+наука=развитие отрасли» (апрель 2015 г., г.Астрахань); Всероссийской конференции-конкурсе студентов выпускного курса (3-5 апреля 2013г, г. Санкт-Петербург); Международном форуме-конкурсе молодых ученых «Проблемы недропользования» (24-26 апреля 2013 г., г. Санкт-Петербург); X Всероссийской конференции молодых ученых, специалистов и студентов "Новые технологии в газовой промышленности" (октябрь 2013 г., РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина); IX Всероссийской научно-технической конференции «Актуальные проблемы развития нефтегазового комплекса России» (февраль 2012, РГУ нефти и газа имени И. М. Губкина г. Москва); IX Всероссийской конференции молодых ученых, специалистов и студентов "Новые технологии в газовой промышленности" (октябрь 2011 г., РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина).

Основные результаты и положения диссертационной работы, полученные автором, опубликованы в 13 печатных работах, включающих 2 статьи из перечня ВАК РФ.

Автором был проведен большой объем работы, заключающийся в первичной обработке и исследовании кернового материала и разрезов оскобинских отложений в обнажениях. Был обобщен обширный геолого-геофизический и фондовый материал по стратиграфии, тектоники и нефтегазоносности вендских отложений. Проведены детальные литологические исследования, циклостратиграфический анализ, выполнена корреляция разрезов и реконструированы условия осадконакопления.

Проведен обширный комплекс детальных разномасштабных литологических исследований по изучению минерального состава и структурных особенностей пород-коллекторов. Проведены электронно-микроскопические и микрозондовые исследования. Обработаны результаты исследований пород-коллекторов методами рентгеновской дифрактометрии. Все полученные характеристики сопоставлены с результатами петрофизических определений.

Работа выполнена на кафедре литологии в комплексной научно-исследовательской лаборатории по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина.

Автор признателен научному руководителю - проф. Постниковой О.В., на разных этапах выполнения работы автор получил интеллектуальную поддержку проф. Постникова А.В., н.с. Кудрявцева Д.И. Автор выражает благодарность асс. к.х.н. Пошибаевой А.Р, за помощь в проведении экспериментов и исследований. Автор выражает благодарность за помощь в проведении исследований коллективу Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН. Автор признателен г.н.с., д.г.-м.н. ВНИГРИ Баженовой Т.К. за предоставленную возможность участия в полевых работах в 2012 г. и с.н.с., д.г.-м.н. ГИН РАН Кузнецову Н.Б. - за организацию полевых работ в 2013 г.

Автор выражает благодарность всему коллективу комплексной научно-исследовательской лаборатории по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири, и особенно, Пошибаеву В.В., Коновальцевой Е.С., Китаевой И.А., Изъюрову А.С., Кузнецову А.С., Козионову А.Е., Духненко Ю.А. и др.

1. Основные черты геологического строения и нефтегазоносности юго-запада Байкитской антеклизы

1.1. Тектоническая характеристика

Структурно-тектоническое районирование юго-западной части Сибирской платформы описано в многочисленных работах таких авторов, как А.А. Архангельский, А.А. Бакиров, Э.А. Базанов, В.Е. Бакин, А.К. Башарин, Н.А. Берзин, С.Ю. Беляев, А.К. Битнер, В.Г. Васильев, В.А. Егоров, В.В. Забалуев, А.Н. Золотов, С.М. Замараев, Н.С. Зайцев, А.А. Зиновьев, Л.Н. Илюхин, Ю.А. Косыгин, И.П. Карасев, К.А. Клещев, А.Э. Конторович, В.С. Кринин, А.И. Ларичев, Н.В. Мельников, М.М. Мандельбаум, А.В. Мигурский, К.В. Мокшанцев, В.А. Обручев, М.М. Одинцов, Л.Е. Оффман, Ю.А. Притула, Л.И. Ровнин, О.М. Розен, К.А. Савинский, В.В. Самсонов, В.В. Семенович, В.С. Ситников, В.С. Старосельцев, В.С. Сурков, А.А. Трофимук, В.Е. Хаин, Н.П. Херасков, В.С. Шеин, А.Л. Яншин и др. [11, 16, 18, 20, 21, 24, 25, 26, 29, 31, 59, 67, 68, 73, 100, 120, 121, 125].

Большой вклад в тектоническое районирование южной части Сибирской платформы внесли исследования специалистов ИНГГ СО РАН, ФГУП «СНИИГГиМС», ЗАО «Красноярскгеофизика», «Енисейгеофизика», «Иркутскгеофизика», ИПНГ СО РАН, ООО "Газпром геологоразведка" и др. [43, 60, 69].

Структурно-тектоническое районирование южной части Сибирской платформы проводилось на основе геолого-геофизических работ и отражено на картах тектонического районирования региона под редакцией А.А. Трофимука, Л.И. Ровнина, В.В. Семеновича, Н.С. Малича, В.А. Кринина, Ю.А. Жуковина, В.Д. Накарякова, А.К. Битнера, Н.В. Кузина, А.А. Дёка, а также в работах коллективов СНИИГГиМС, ОИГГиМ СО АН СССР, ВостСибНИИГГиМС, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ИГИРГИ и др.

В работе в качестве тектонической основы для исследований была использована дежурная структурно-тектоническая карта Красноярского края М 1: 2 000 000 (рисунок 1.1). Карта составлена коллективом авторов под редакцией Кринина В.А. по материалам ОАО "Енисейгеофизика", ДАО Богучанская ГЭ, ГП Катангская ГЭ, ОАО "Таймыргеофизика", ООО "Енисейнефть", СНИИГГиМС в 2001 г. В работе также были использованы опубликованные материалы к новой версии тектонической карты венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции [60].

Байкитская антеклиза. Расположена в пределах юго-западной части Сибирской платформы. На северо-востоке она граничит с Курейской синеклизой, на юге – с Присяно-Енисейской синеклизой, на востоке – с Катангской седловиной, а юго-западную ее часть обрамляют складчатые структуры Енисейского кряжа [137].

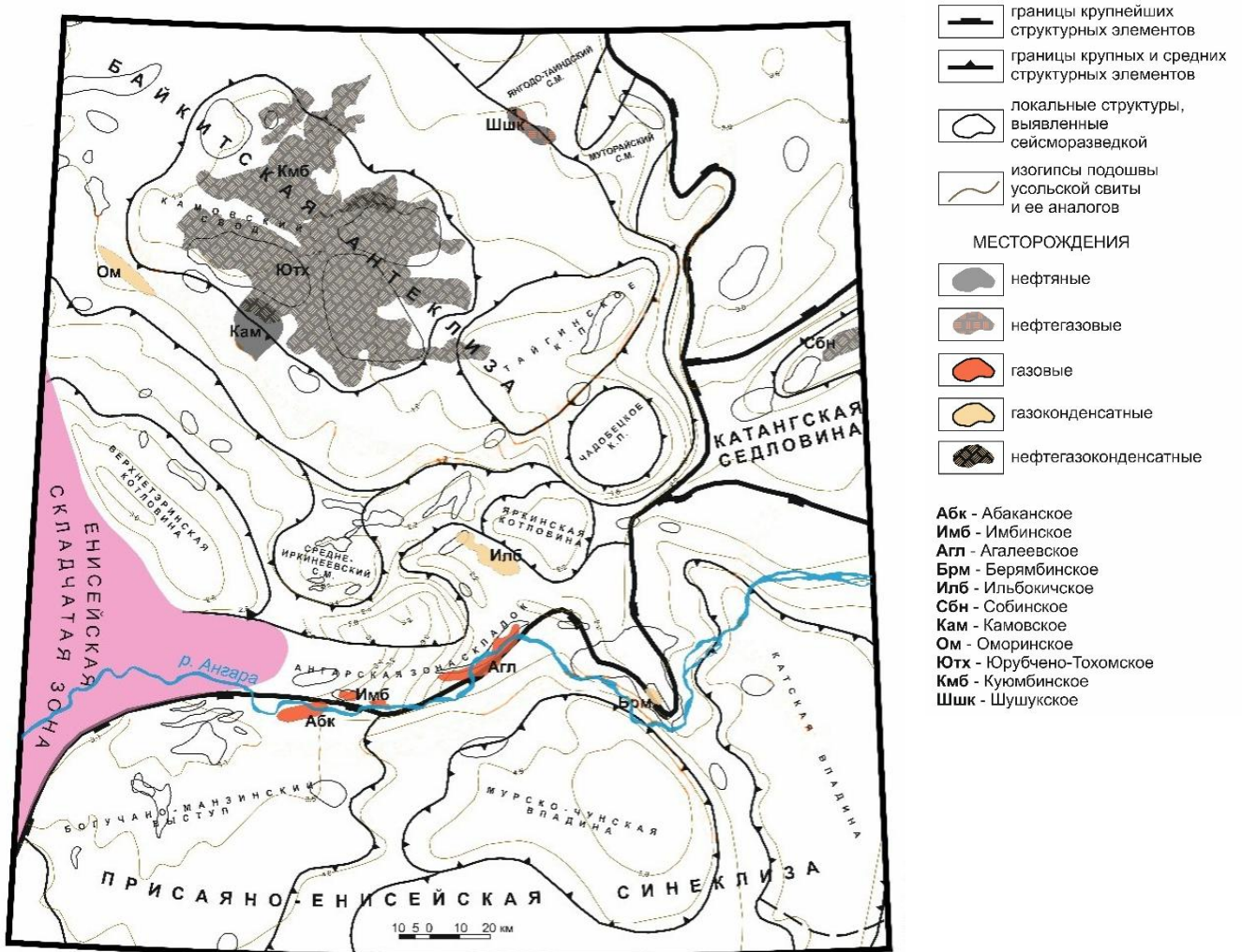


Рисунок 1.1 - Схема тектонического и нефтегазогеологического районирования исследуемого региона (по В.С. Старосельцеву и др., ФГУП "СНИИГГиМС, 2009)

Размеры Байкитской антеклизы по изогипсе -3,0 км составляют 400х600 км, площадь около 124 тыс. км², амплитуда превышает 3500 м. По поверхности фундамента амплитуда может достигать 2000 м, а глубины в наиболее прогнутых участках составляют 5000-6000 м

Камовский свод занимает центральную наиболее приподнятую часть. По подошве подсолевой карбонатной толщи размеры его составляют 340х230 км, амплитуда—порядка 500 м.

По отложениям осадочного чехла свод ассиметричен. Его северный склон более пологий, чем южный. По поверхности фундамента свод характеризуется резкой дифференциацией блоков – абсолютные отметки изменяются от -2000 до -4000 м. Структура фундамента контролируется разломами преимущественно северо-восточного простирания. Предполагается наличие грабенообразных прогибов рифейского заполнения. Рифейские образования дислоцированы в антиклинальные складки и несогласно перекрываются почти горизонтально залегающими отложениями венда [60, 137].

Камовский свод осложнен большим количеством поднятий.

Тайгинское куполовидное поднятие расположено в южной части Камовского свода. С юго-востока и северо-запада оно ограничено грабенообразными вытянутыми зонами, с северо-востока и северо-запада оно ограничено грабенообразными вытянутыми зонами, с северо-востока и юго-запада – оконтуривается изогипсой - 4000 м по поверхности фундамента. Поднятие ассиметричное, с более крутым юго-восточным склоном. Амплитуда – до 150 м.

Куюмбинское куполовидное поднятие осложняет северную часть Камовского свода. Южная его граница проводится по грабенообразному прогибу, а северная, западная и восточная оконтуриваются изогипсой – 1900 м. Размер поднятия 120x160 км, простирание северо-западное, амплитуда по фундаменту до 1000м, по осадочному чехлу 200-300 м. В пределах поднятия широко развиты разломы северо-восточного простирания, обусловившие блоковую структуру фундамента, а также дифференциацию по мощности базальных рифейских горизонтов.

Чадобецкое куполовидное поднятие расположено в юго-восточной части Камовского свода. Представляет собой уникальную, очень контрастную антиклинальную структуру. Размеры поднятия - 40x60 км и амплитуда – 6-7 км, площадь 1200 км². Крылья поднятия очень крутые, сводовая часть относительно пологая и осложнена двумя куполами - Чуктуконским и Средне-Терянским [60, 137].

Ильбокичский структурный мыс расположен в южной части Камовского свода. Оконтуривается изогипсой минус 2000 м. Площадь структуры около 1800 км², амплитуда превышает 500 м.

К югу от Камовского свода выделяются две отрицательные структуры II порядка, оконтуренные по изолинии минус 2200 м - Яркинский и Среднеиркинеевский структурные заливы, разделенные Ильбокичским структурным мысом.

Яркинский структурный залив находится между Чадобецким к.п. и Ильбокичским мысом Камовского свода. Форма Яркинского залива сложная, удлинённая в северо-западном направлении. Структура охватывает площадь более 3300 км², ее амплитуда составляет около

900 м. Центральная, наиболее погруженная часть залива может быть оконтурена как депрессия более высокого порядка.

Среднеиркинеевский структурный залив расположен к западу от Ильбокичского мыса, занимает площадь около 3200 км², несколько вытянут в субмеридиональном направлении. Его амплитуда превышает 1300 м.

К западу от Камовского свода вблизи Енисейского кряжа выделяется отрицательная структура II порядка - Верхнетэринская котловина. Она вытянута в северо-западном направлении, охватывает площадь свыше 7200 км², ее амплитуда достигает 1000 м.

В юго-западном обрамлении Байкитской антеклизы расположена зона Ангарских складок.

Зона Ангарских складок протягивается в субширотном направлении, имеет сложную конфигурацию. Размеры Ангарской зоны складок составляют 250 км в длину при ширине от 30 км до 75 км. В ее пределах выделяются структуры меньшего порядка - Иркинеевский структурный мыс, Имбинская антиклиналь, Кодинский вал, Ильбокичское куполовидное поднятие, Берямбинское куполовидное поднятие [82].

Присаяно-Енисейская синеклиза занимает площадь порядка 175 тыс. км² в юго-западной периферийной части Сибирской платформы. Амплитуда прогибания в среднем составляет около 4000 м. В пределах синеклизы выделяются одна положительная и три отрицательные структуры I порядка: Богучано-Манзинский выступ, Долгомостовская, Мурско-Чуньская и Катская впадины [137]. *Богучано-Манзинский выступ* занимает северо-западную часть территории синеклизы, площадь выступа свыше 13.5 тыс. км², его амплитуда по кровле вендских отложений составляет 1400 м. *Долгомостовская впадина*, наиболее погруженная область синеклизы, расположена в ее юго-западной части, охватывает площадь более 17.5 тыс. км². *Мурско-Чуньская впадина* расположена в северной части синеклизы, вытянута в субширотном направлении вдоль резкого изгиба Ангарской зоны складок. Структура занимает площадь более 14.5 тыс. км², амплитуда превышает 1200 м. *Катская впадина* расположена к востоку от Мурско-Чуньской впадины и отделена от нее двумя куполовидными поднятиями (Берямбинским и Араканским), площадь структуры составляет около 28 тыс. км², амплитуда по кровле вендских отложений достигает 1300 м [137].

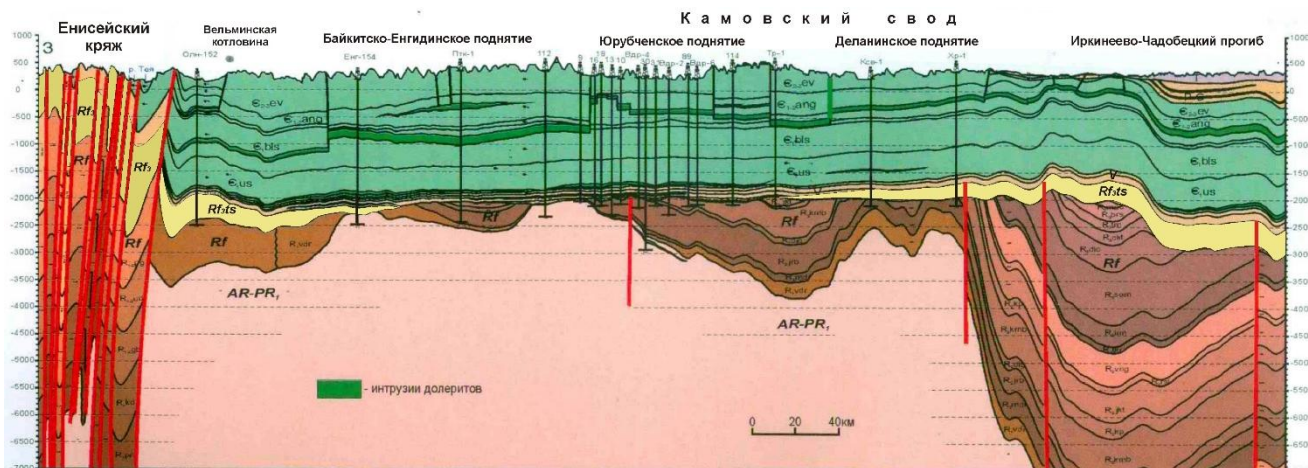


Рисунок 1.2 - Профильный разрез рифей-венд-палеозойских отложений через Енисейскую складчатую зону, Камовский свод и Иркинеево-Чадобецкий прогиб (по А.В. Хоменко, А.А. Конторовичу, 2002; с дополнениями автора)

Катангская седловина расположена между Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклизой с одной стороны и Присаяно-Енисейской и Курейской синеклизами – с другой. Площадь ее составляет 41 тыс. км², размер около 260x175 км. В пределах седловины по подсолевым отложениям венда и нижнего кембрия выделяется одна структура первого порядка – Собинско-Тэтэрский выступ, а также две структуры второго порядка – Собинский и Елохтинский валы, и несколько локальных поднятий.

Собинско-Тетеринский выступ охватывает центральную часть седловины. Размеры по подошве солевого комплекса 210*30 км. Амплитуда 200 метров. Западную часть выступа осложняет Собинский вал. Елохтинский вал расположен на востоке седловины, примыкая к юго-восточной части Собинского выступа.

Енисейская складчатая зона представляет собой сложно построенный складчато-надвиговый пояс, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы, вытянувшийся в СЗ-ЮВ направлении, длиной около 700 км при ширине от 50 до 200 км [43, 137]. Результаты многочисленных исследований (Зоненшайн и др., 1990 г.; Волобуев, 1993; Верниковский, 1993 и др.) свидетельствуют о том, что Енисейский кряж является аккреционно-коллизиейной структурой. В его состав входят террейны разной природы и разного возраста: островодужные, с офиолитовыми комплексами (Предивинский и Исаковский), пассивной континентальной окраины (Восточно-Ангарский), гранитно-метаморфические (Ангаро-Канский и Центрально-Ангарский). Тектоническими границами террейнов являются Татарско-Ишимбинская и Приенисейская сутурные зоны [43,137].

1.2 Стратиграфическая характеристика

Характеристика строения осадочного чехла западной части Сибирской платформы основывается на изучении данных разрезов скважин глубокого бурения, а также исследованиях Н.В. Мельникова, Е.С. Постельникова, Ю.К. Советова, В.Ю. Шенфиля, Е.М. Хабарова, Б.Г. Краевского, Л.И. Салопа, М.А. Семихатова, А.Э. Конторовича, О.А. Вотеха, Н.М. Чумакова, О.В. Гутиной, Б.С. Соколова, В.В. Хоментовского, Ю.Н. Карагодина, Е.П. Кощука, Г.Г. Шемина и многих других [5, 23, 30, 32, 33, 41, 42, 66, 74, 86, 98, 99, 100, 101-105, 114, 117, 127-135, 138].

Основным объектом исследования являются вендские отложения осадочного чехла Байкитской антеклизы. Стратификация рифейских и вендских отложений в настоящее время является дискуссионным вопросом. Описание стратиграфических подразделений рифея, венда и кембрия в работе приводятся в соответствии, с Решениями Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири, а также на основе данных приведенных в работах Б.Г. Краевского и Н.В. Мельникова.

Архей-протерозой. Кристаллический фундамент представлен сиритицизированными биотит-плагиоклазовыми гнейсами, гранито-гнейсами, гранитоидами. Породы розовато-зеленовато -серые, красновато-розовые.

Верхний рифей. Наилучшим образом разрез рифей-вендских отложений погруженных районов запада Сибирской платформы изучен в пределах сводовой части Байкитской антеклизы, где он вскрыт многочисленными скважинами глубокого бурения. На породах архей-раннепротерозойского фундамента в пределах блока, залегают разновозрастные рифейские отложения, а также отложения венда. Отложения сухопитской серии представлены дэлингдэконской, мадринской, юрубченской и долгоктинской свитами.

Дэлингдэкенская свита в пределах блока образовалась в результате разрушения и длительного переотложения подстилающих метаморфических образований и является корой выветривания. Отложения представлены розоватыми кварцевых и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, в которых судя по шламу, имеются горизонты серых аргеллитов. Мощность свиты колеблется от 0 до 260 м.

Мадринская свита выполнена темноцветными глинистыми тонкозернистыми доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями аргиллитов, с горизонтами крупнообломочных брекчий и линзами пирита, местами окремнелыми. В нижней части преобладают темные окраски пород. В верхней части доломиты строматолитовые, оолитовые.

В юго-западной части блока глинистость увеличивается, в разрезе появляются прослои кварцевых алевролитов, линзовидные тела известняков, в том числе строматолитовых. Мощность 53-280 м.

Юрубченская свита сложена преимущественно массивными фитогенными доломитами с прослоями и пачками известняков. Наиболее распространены и разнообразны морфологически стратиформные строматолиты, представляющие собой тонковолокнистое чередование слоев, микрослоев и линз шириной 0,1-1 мм темных микрозернистых и светлых тонко-микрозернистых доломитов, волокнистого доломита в виде корочек и микрозернистого кварца. Бугорчатые строматолиты образуют постройки высотой от 1-2 до 10-12 см и размещаются в горизонтах пластовых строматолитов вместе с доломитами. Мощность более 100 м.

Долгоктинская свита представлена неравномерным переслаиванием доломитов от светло-серого до темно-серого цвета, микроволнисто-слоистых, строматолитовых, доломитов глинистых, аргиллитов, глауконитовых песчаников, алевролитов. Встречаются поверхности ожелезнения, эрозионные поверхности, осложненные микротрещинами проседания, выполненные среднекристаллическим кальцитом. Мощность ее 100м.

Куюмбинская свита представлена доломитами оолито-пизолитовыми, строматолитовыми пластовыми. Она представляет собой чередование различных по мощности пачек светло-серого, серого и темно-серого цветов. Встречаются доломиты обломочные с фрагментами микрогоризонтальнослоистых известняков. В средней части присутствуют глинистые пласты. Мощность в стратотипическом разрезе около 470 м.

Копчерская свита сложена доломитами глинистыми, аргиллитами с примесью алевролитового материала. Характерны темно-серые, слабо-коричневые, слабо-зеленые, иногда светло-серые тона. В верхней части толщи залегают мелко- и крупнообломочные брекчии с обломками доломитов и углисто-глинистых пород. Мощность до 128 м.

Юктеская свита сложена доломитами строматолитовыми, оолито-пизолитовыми интракластическими, с прослоями буроватых алевритов аргиллитистых. Мощность до 110-500 м.

Рассолкинская свита представлена глинисто-доломитовыми породами, с достаточно крупными интервалами (20-50 м) сравнительно чистых доломитов, среди которых по керну устанавливаются горизонты пластово-строматолитовых доломитов. Мощность толщи варьирует от нескольких десятков метров, до 220м.

Вингольдинская свита сложена преимущественно строматолитовыми доломитами. В самых верхних ее частях встречается со значительным количеством запесоченных разностей и частыми прослоями аргиллитов. Мощность составляет 665 м.

Токурская свита представлена пластами зеленых и красноцветных аргиллитов с ориентированными микротекстурами, глинистый материал представлен гидрослюдами. Отмечаются единичные прослои, мощностью до 5 м серых и зеленовато-серых неяснослоистых комковатых интракластических доломитов. Мощность 140 м.

Ирэмэкэнская свита в верхней своей части представлена столбчатыми строматолитовыми доломитами с прослойками комковатых интракластических доломитов с прослоями алевролитов и песчаников. В нижней части доломиты строматолитовые. Мощность 300 м.

Венд. На размытой поверхности рифея, в отдельных структурных зонах на кристаллическом фундаменте, с угловым и стратиграфическим несогласием залегают отложения венда. В соответствии со схемой структурного фациального районирования венда Сибирской платформы [Мельников и др., 2005, Мельников, 2009] исследуемая территория относится к трем структурно-фациальным зонам: Нижнеангарский район, Преденисейский район и Байкитско-Катангский район.

Согласно региональной стратиграфической шкале используются выделенные в вендских отложениях внутренних районов Сибири горизонты: непский в нижнем отделе, тирский и даниловский – в верхнем [Решения..., 1989]. Непский горизонт разделяется на два подгоризонта: нижний и верхний, а даниловский – на три: нижний, средний и верхний. Верхний подгоризонт даниловского горизонта (юряхский) имеет венд-нижнекембрийский возраст [Мельников и др., 2005].

Ванаварская свита. Выделяется в объеме непского горизонта и с размывом залегает на породах рифея и фундамента. В разрезах свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – преимущественно песчаниковую и верхнюю – глинистую с пластами песчаников. Отложения свиты представлены переслаиванием кварцевых красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, темно-серых, крепких, горизонтальнослоистых, с включениями кварцевой брекчии. В ванаварской свите преобладают мелкозернистые кварцевые песчаники с глинистым и регенерационным кварцевым цементом при подчиненном развитии олигомиктовых песчаников, аргиллитов. Мощность от 0 до 100 м.

Оскобинская свита относится к тирскому горизонту и состоит из трёх пачек. Нижняя пачка сложена глинисто-сульфатно-доломитовыми породами (оскобитами), доломитами серыми с включениями ангидрита и ангидритами. Средняя пачка сложена алевролитами,

Корреляция местных стратиграфических разрезов					
Горизонт	Подгоризонт	Абсолютный возраст, млн лет	Байкитско-Катангский район 5		
			Тайгинская зона 5.1	Собинская зона 5.2	Кординская зона 5.3
			Типовые скважины		
			Колымовская скв. 139	Ванаварская скв. 1	Шушукская скв. 1
Даниловский	Верхний (юряхский)		Тэтэрская свита		
		535	Доломиты, доломиты известковистые, ангидритистые серые, прослои оолитовых, кавернозных доломитов		
	Средний	540	Собинская свита Доломиты, доломиты ангидритистые, доломито-ангидриты, доломиты глинистые, СБ на юге зоны – пласты каменной соли 2245–2396 м	Собинская свита Доломиты, доломиты ангидритистые, доломиты глинистые серые, прослои мергелей, аргиллитов, доломито-ангидритов, ангидритов, соли 2824–2923 м	Собинская свита Доломиты серые, темно-серые, слоями глинистые, ангидритистые, прослои мергелей, ангидритов 2578–2659 м
			Верхняя пачка Доломиты глинистые, ангидритистые доломиты, мергели доломитовые серые, прослои аргиллитов, доломито-ангидритов, ангидритов		
	Нижний	545	Катангская свита Доломиты серые, темно-серые, прослоями ангидритистые, известковистые 2592–2600 м	Преображенская пачка Доломиты серые, темно-серые, прослоями ангидритистые, известковистые 3011–3035 м	Ильбокичская пачка Аргиллиты, глинистые доломиты, алевролиты темно-серые 3035–3039 м
Тырский	Верхний	555	Верхняя пачка Доломиты глинистые, серые доломиты ангидритистые 2616–2635 м	Верхняя пачка Доломиты-ангидриты, доломиты серые 3039–3064 м	Верхняя пачка Доломиты ангидритовые 0–20 м
			Средняя пачка Алевролиты, аргиллиты зеленоватые, KM песчаники мелкозернистые, доломиты серые 2635–2658 м	Средняя пачка Алевролиты, аргиллиты ангидритистые, красные и черные, песчаники серые, мелкозернистые 3064–3082 м	Средняя пачка Алевролиты, песчаники, аргиллиты KM 2754–2773 м
	Нижний	565	Нижняя пачка Глинисто-сульфатно-доломитовые породы (оскобиты), доломиты серые с гнездами ангидрита 2658–2706 м	Нижняя пачка Ангидриты белые, ангидрито-доломиты серые, глинисто-сульфатно-доломитовые породы (оскобиты) 3082–3115 м	Нижняя пачка Доломиты, доломито-ангидриты серые 0–30 м
			Ванаварская свита		
	Верхний	575	Переслаивание серых, пестроцветных песчаников и алевролитов-аргиллитов коричневых, реже – зеленоватых, прослои брекчий TM 2706–2850 м	Верхняя подсвита ВН-I Алевролиты и аргиллиты коричневые, пласты песчаников серых, коричневатых, кварцевых, мелкозернистых ВН-II 3115–3188 м	Верхняя подсвита ВН-III 20–100 м
Нижний	585	Нижняя подсвита Алевролиты, песчаники, прослои конгломератов, аргиллитов. Пласты песчаников 20–50 м 3188–3230 м	Нижняя подсвита ВН-IV ВН-V	Нижняя подсвита ВН-IV ВН-V	
Подстилающие отложения		2850–3087 м забой Рифей	3230–3330 м забой Рифей	2790–2887 м забой Рифей	

Нефтегазоносные пласты: СБ – Собинский, ПР – Преображенский, ТМ – Таимбинский, КМ – Камовский, ВН-I, ВН-II, ВН-III, ВН-IV, ВН-V - Ванаварские

Рисунок 1.3 – Основные стратиграфические подразделения осадочного чехла запада Сибирской платформы (Решение Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири, 2012)

аргиллитами зеленоватыми, песчаниками мелкозернистыми и доломитами серыми. Верхняя пачка представлена глинистыми доломитами, доломито-ангидритами и ангидритами. Мощность 10-90 м.

В пределах Оморинской зоны возможным возрастным аналогом оскобинской свиты является оморинская свита, а в пределах Ангарской зоны складок островная свита.

Катангская свита. Выделяется в объеме нижнеданиловского подгоризонта. Выполнена в нижней части преимущественно аргиллитами зеленовато-серыми, буро-коричневыми, горизонтальнослоистыми, переходящими выше по разрезу в песчаники зеленовато-серые, грубозернистые. Завершают разрез доломиты от светло-серых до темно-серых, глинистых, тонкозернистых, слоистых, плотных, крепких. Участками доломиты массивные, трещиноватые, с прослоями аргиллитов зеленовато-серых, буро-коричневых. В разрезе встречаются пласты доломитов темно-серых, плотных, мощностью до 20 м. Мощность свиты от 0 до 85 м.

Собинская свита выделяется в объеме среднеданиловского подгоризонта, выполнена преимущественно доломитами от светло до темно-серых с коричневатым оттенком, мелкокристаллическими, плотными, участками глинистыми, часто ангидритизированными. Мощность 97-105 м.

Тэтэрская свита выделяется в объеме верхнеданиловского подгоризонта, сложена доломитами светло-серыми, серыми местами глинистыми. Мощность 30 м [87].

Вендские отложения согласно перекрываются отложениями нижнего кембрия. Кембрийские отложения представлены солееносно-карбонатной толщей общей мощностью 1800-2000 м.

Кембрий.

Усольская свита представлена в нижней части переслаиванием пластов каменной соли и доломито-ангидритов. В нижней части свиты отмечаются трапповые интрузии. Вверх по разрезу эти отложения сменяются пачкой доломитов и доломитов известковистых органогенных, слагающих осинский горизонт. Верхняя часть свиты представлена мощной пачкой каменной соли с прослоями доломитов, доломито-ангидритов и глинистых доломитов. Мощность свиты составляет около 500 м.

Бельская свита в нижней части отложения свиты представлены известняками коричневатого-серыми, серыми, глинистыми, плотными и доломитами светло-серыми, коричневатого-серыми, участками глинистыми. В верхней части в разрезе свиты преобладают пласты каменной соли, с редкими прослоями светло-серых доломитов. Мощность свиты около 500 м.

Булайская свита представлена доломитами светло-серыми, плотными, крепкими. Мощность свиты около 140 м.

Ангарская свита. Сложена свита переслаиванием пластов каменной соли и светло-серых, участками кавернозных доломитов. В разрезе свиты отмечаются трапповые интрузии. Мощность свиты около 500-600 м.

Завершает разрез осадочного чехла отложения ордовика, и, в отдельных участках силура и девона [87].

1.3 Характеристика нефтегазоносности

В настоящее время в пределах исследуемой территории пробурено более 80 скважин. Скважины вскрывают осадочный чехол на разную глубину, охватывая различный стратиграфический диапазон.

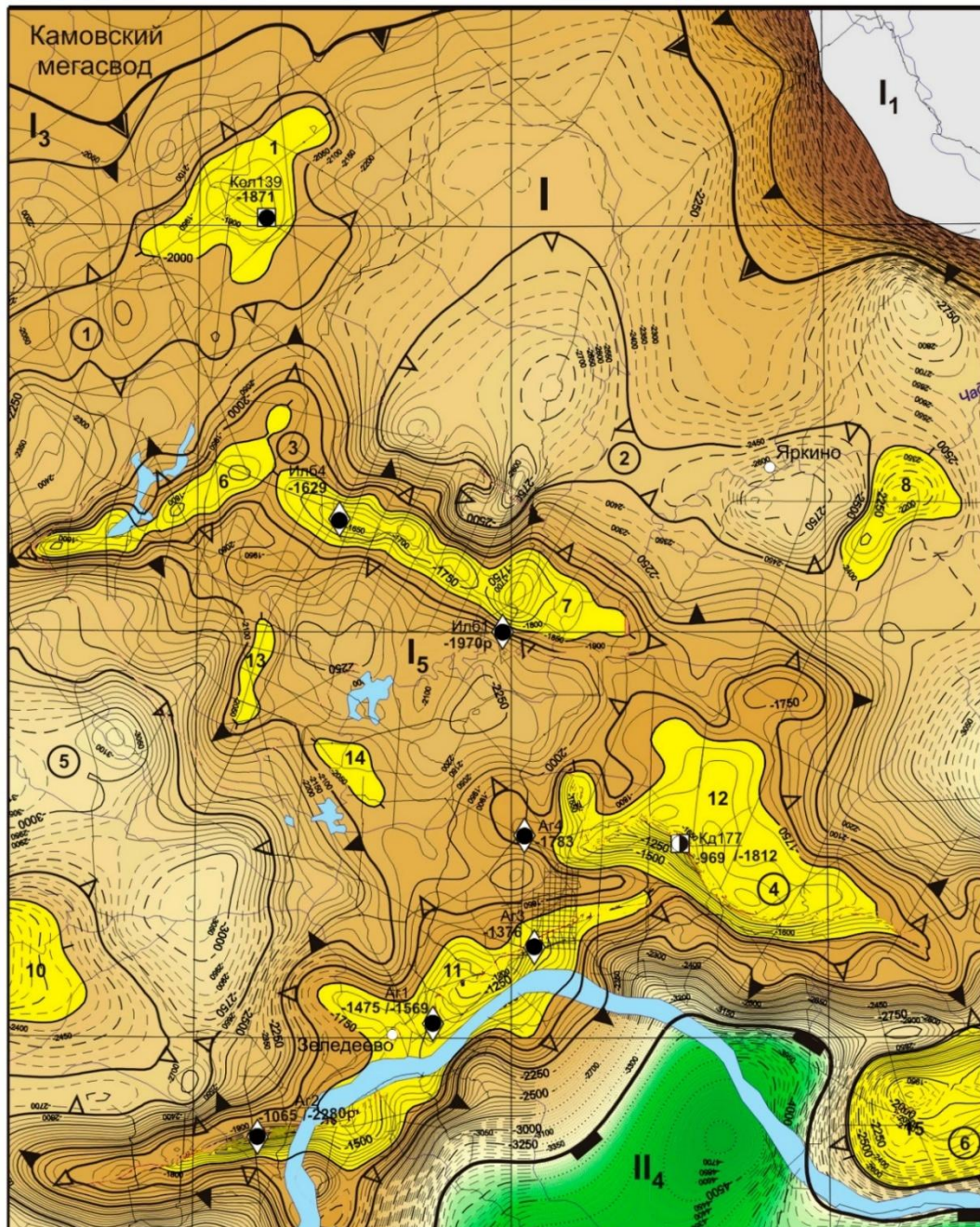
Практически во всех скважинах проведены испытания потенциально продуктивных интервалов разреза. Промышленные притоки углеводородов получены преимущественно из рифей-вендских отложений. Стратиграфическая приуроченность продуктивных интервалов является дискуссионной проблемой и требует дальнейшего исследования.

В нефтегазоносном отношении в пределах исследуемого региона выделяются юго-восточная часть Байкитской нефтегазоносной области (НГО) и Нижнеангарский самостоятельный нефтегазоносный район (СНГР) [87].

Нефтегазоносные комплексы в пределах исследуемого региона были выделены и описаны в работах В.Б. Арчегова, Т.К. Баженовой, В.Н. Воробьева, В.Ф. Горбачева, А.Н. Дмитриевского, А.Э. Конторовича, В.В., Корнева, Ю.С. Кувькина, Н.В. Мельникова, Л.И. Несмеяновой, Ю.А. Притулы, Г.Б. Сальмана, В.В. Семеновича, В.В. Самсонова, В.С. Ситникова, В.В. Харахинова, Г.Г. Шемина и др. [2, 7-10, 12, 13, 14, 36-38, 45-47, 48, 54, 61, 63, 71, 106, 119, 123-124, 137].

Основная часть территории Байкитской НГО расположена в пределах Байкитской антеклизы. Здесь выявлены Юрубчено-Тохомская, Оморинская зоны, выявлена Вайвидинская и намечена Таимбинская зоны нефтегазонакопления [77]. В пределах НГО разведываются крупнейшие нефтегазовые месторождения: Юрубчено-Тохомское, Кулумбинское, Терское, а также Оморинское нефтегазовое и Камовское нефтяное. Нижнеангарский СНГР охватывает площадь Ангарской зоны складок (рисунок 1.4). Промышленная продуктивность отложений кембрия, венда и рифея здесь доказана бурением и испытанием глубоких поисково-оценочных и параметрических скважин на площадях – Имбинской, Абаканской, Сользаводской, Агалеевской и Берямбинской, а так же на Ильбокичской площади [77].

В пределах Байкитской НГО и Нижнеангарского СНГР выделяются следующие нефтегазоносные комплексы: рифейский; верхнерифей-вендский; нижнекембрийские - даниловско-усольский, бельский и булайско-ангарский.



Список структурных элементов

Надпорядковые структуры:

- I - Байкитская гемиянтеклиза
- II - Присяно-Енисейская синеклиза

Структуры первого порядка:

Камовский мегасвод

Структуры второго порядка:

- I₁ - Чадобецкий свод
- I₃ - Теринская моноклиналъ
- I₄ - Иркинеевский свод
- I₅ - Зелёдеевский свод
- II₄ - Мурско-Чунская впадина

Структуры третьего порядка:

- ① - Верхнеиркенеевское валообразное поднятие
- ② - Бивинская мульда
- ③ - Ильбокичское валообразное поднятие
- ④ - Агалеевско-Кондинское валообразное поднятие
- ⑤ - Бурундинская мульда
- ⑥ - Берямбинское валообразное поднятие

Список локальных поднятий

- Байкитская гемиянтеклиза
- 1 - Кольымовское
- 6 - Верхнемадашенское
- 7 - Ильбокичское
- 8 - Кобыновское
- 10 - Бичилейское
- 11 - Агалеевское
- 12 - Кондинское
- 13 - Муликовское
- 14 - Огойзинское
- 15 - Берямбинское

Рисунок 1.4 – Структурная приуроченность выявленных перспективных нефтегазовых объектов. Выкопировка из структурной карты с элементами тектонического районирования Канско-Тасеевской впадины (А.А. Конторович, Н.С. Покровский, О.П. Подольная, 2003 г.)

1.3.1 Характеристика нефтегазоносности Ангарской зоны складок

Рифейский НГК

В пределах Нижнеангарского СНГР рифейский НГК вскрыт незначительным числом скважин и слабо изучен. Перспективы нефтегазоносности в пределах СНГР могут быть связаны с карбонатными толщами дашкинской, серого ключа, джурской, аладынской свит и терригенной толщей нижеангарской свиты. Флюидоупорами могут служить глинистые и карбонатно-глинистые горизонты самих рифейских отложений, а также перекрывающие их глинистые горизонты тасеевской серии. Отложения шунтарской свиты и ее стратиграфических аналогов, вероятно, являются нефтегазоматеринскими.

СИСТЕМА горизонт	серия	свита	НГК	продуктивные горизонты	Зона ангарских складок		Байкитский мегаклад									Катангская седловина													
					Берябинская	Агалецкая	Абаканская	Верхнеохотомская	Оморинская	Манкурская	Юрубечская	Байгитская	Кулобинская	Усть-Камовская	Терская	Камовская	Палтоновская	Оскобинская	Делингуновская	Ванаварская	Собинская	Пайгинская	Джелингуловская						
кембрийская		булайская	данюловско-усольский																										
		бельская																											
		усольская		осинский		↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓																	
вендская	венский	тэтэрская	преображенский																										
		собинская																											
		катангская																											
		оскобинская		оскобинский																									
		ванаварская		ванаварский														↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	
рифейская лахандий	тасеевская	мошакоская	рифейско-вендский (непско-тирский)																										
		чистяковская																											
		алешинская																											
		ирэмэкснская																											
		токурская																											
		вингольдинская																											
		рассолкинская																											
		юктенская																											
		копчерская																											
		куюмбинская																											
рифейский	рифинская	долгоктинская																											
		шиктинская																											
		мадринская																											
уурый	керпалый	длинская	кэмювская	делигдэжонская																									

Рисунок 1.5 - Таблица нефтегазоносности западного склона Байкитской антеклизы и прилегающих территорий (Постникова О.В., 2012)

Верхнерифей-вендский НГК

В пределах Нижнеангарского СНГР верхнерифей-вендский НГК объединяет терригенные отложения тасеевской серии и редколесной свиты. Мощность НГК в наиболее погруженных участках превышает 4,5-5 км. В пределах района интенсивно развита трещиноватость. В пределах Абаканского месторождения этаж газоносности составляет более 400 м. Породы-коллекторы представлены терригенными отложениями тасеевской серии верхнего рифея и редколесной свиты венда. Региональной покрывкой являются нижнекембрийские галогенно-карбонатные отложения. В качестве локальных покрывок выступают глинистые пропластки верхнего рифея и слабо проницаемые толщи нижнего венда.

Даниловско-усольский потенциально нефтегазоносный комплекс представлен галогенно-карбонатными и терригенными отложениями. В наиболее погруженных областях Нижнеангарского СНГР мощность НГК достигает 1600 м.

Коллекторская часть НГК представлена отложениями усть-кутского и осинского горизонтов, сложенных известняками и доломитами, обладающими достаточно высокими емкостными свойствами. К настоящему времени из отложений НГК притоков УВ не получено, однако наличие притоков воды и сравнительно высокий коллекторский потенциал рифогенных карбонатных отложений свидетельствует о перспективности этого комплекса в нефтегазоносном отношении. Региональным флюидоупором служат кембрийские галогенно-карбонатные отложения [137].

Бельский потенциально нефтегазоносный комплекс. Отложения НГК представлены преимущественно карбонатно-галогенными породами, общая мощность отложений комплекса колеблется от 540 до 700 м. Коллекторская часть выделяется в балыхтинском и христофоровском горизонтах, сложенных известняками и доломитами. Общая мощность коллекторской части колеблется от 150 до 500 м. В отдельных скважинах получены притоки воды с признаками газа. Экранирующие свойства НГК определяются развитием соленосно-карбонатных толщ [137].

Булайско-ангарский потенциально нефтегазоносный комплекс. Отложения НГК представлены карбонатно-галогенными породами. Коллекторская часть представлена известняками и доломитами биркинского и бильчирского горизонтов. На Беряμβинской площади из этих отложений были получены притоки газа. Общая мощность коллекторской части 75-250 м. Флюидоупором являются галогенно-карбонатные толщи [93, 137].

В пределах Ангарской зоны складок залежи газа и газоконденсата открыты в отложениях оскобинской и катангской свиты венда.

На Ильбокичском месторождении газоконденсатная залежь приурочена к пласту Б8

оскобинской свиты.

Пласт Б8 представлен переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников мелко- и среднезернистых. Тип залежи пластово-сводовая. Залежь на севере, юге и западе ограничивается условным контуром газоносности, на востоке зоной литологического замещения пород коллекторов. Условный газоводяной контакт принят на абсолютной отметке минус 2280 м по подошве коллекторов пласта Б8. В указанных контурах размеры залежи составляют: длина 44 км, ширина от 1,3 до 9 км, высота газовой части залежи 300 м.

Эффективные газонасыщенные толщины в залежи составляют около 9-10 м. Пористость пород-коллекторов по данным ГИС колеблется от 5,0 % до 15%.

Пластовая температура в залежи изменяется от 30,27⁰С до 33,9⁰С, пластовое давление от 24,54 до 27,46 МПа.

Дебиты газа и газоконденсата в пласте Б8 варьируют в пределах от 67,7 до 283 тыс. м³/сут.

1.3.2 Характеристика нефтегазоносности Камовского свода

Нефтегазоносность рифей-вендских отложений юго-запада Сибирской платформы доказана открытием месторождений Юрубченского, Куюмбинского, Камовского, Оморинского, Собинского, Пайгинского и др., рисунок 1.5.

Нефтегазоносные комплексы Камовского свода были выделены и описаны в работах Т.К. Баженовой, В.Е. Бакина, В.Н. Воробьева, В.Ф. Горбачева, А.Э. Конторовича, В.В., Корнева, Ю.С. Кувыкина, И.П. Карасева, Н.В. Мельникова, Л.И. Несмеяновой, Ю.А. Притулы, Г.Б. Сальмана, В.С. Ситникова, С.И. Сырыка, В.В. Семеновича, В.В. Самсонова, и др.

В данной работе используются результаты нефтегазогеологического расчленения осадочного чехла проведенная в 80-х -90-х годах учеными РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина А.А. Бакировым, А.Н. Дмитриевским, Л.Н. Илюхиным, В.Г. Кузнецовым, Н.М. Музыченко, О.В. Постниковой, Ю.В. Самсоновым, Л.Н. Фомичевой, М.П. Юровой.

Основная нефтегазоносность, в пределах исследуемой территории, связана с рифейскими карбонатными отложениями верхнерифей-вендского (непско-тирского) нефтегазоносного комплекса [87].

Рифейский нефтегазоносный комплекс

Он представлен в объеме тайгинской серии и нижележащих отложений рифея. Отложения комплекса залегают на породах кристаллического фундамента и развиты в пределах относительно более погруженных зонах по отношению к своду Байкитской антеклизы. Характерной особенностью НГК является наличие в его основании мощной толщи древнейших нефтегазоматеринских пород. По данным Е.С. Постельникова, А.К. Башарина, С.Ю. Беляева, Т.К. Баженовой (1990, 1996) содержание аморфного углеродистого вещества в верхней части пенченгинской свиты достигает 50%, и она заслуживает выделения в самостоятельную формацию углеродистых сланцев. Общая мощность осадочного чехла, содержащая нефтегазоматеринские породы, составляет около 6 км.

Основные коллекторские уровни, по-видимому, будут связаны с уровнями развития строматолитовых известняков и доломитов мадринской свиты, а так же могут быть приурочены к тонким прослоям алевролитов и песчаников делигдэкэнской свиты.

Экранирующая часть комплекса представлена глинисто-карбонатными отложениями мадринской свиты.

Верхнерифей-вендский (непско-тирский) нефтегазоносный комплекс

Стратиграфический объем этого нефтегазоносного комплекса включает камовскую и тасеевскую серии рифея, а также ванаварскую и оскобинскую свиты венда. В наиболее

приподнятых структурных зонах отсутствуют отложения верхней части камовской и тасеевской серий.

В объеме комплекса выделяются отложения, обладающие высоким нефтегенерационным потенциалом. Так, например, в отложениях шунтарской свиты содержание Сорг, по данным В.С. Суркова, В.П. Коробейникова, С.В. Крылова (1996) составляет 0,14-7,22%.

В объеме НГК рифейские и вендские отложения отделяются поверхностью регионального перерыва, приуроченного к кровле мошакской свиты. Наличие этой стратиграфической поверхности обуславливает объединение в единый НГК рифейских и вендских отложений, покровкой для которых служат глинистые отложения подошвы катангской свиты. Общая мощность комплекса в пределах изучаемого региона составляет около 2500м.

Коллекторская часть комплекса включает отложения шиктинской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской, ирэмэкэнской, алешинской, ванаварской, оскобинской свит. Стратиграфический объем коллекторской части НГК достаточно изменчив.

Породы-коллекторы шиктинской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской, ирэмэкэнской свит представлены доломитовыми и кремнисто-карбонатными породами пористость которых не превышает 2,5 %. Основная емкость связана с трещинами и трещино-кавернозными зонами. Из них получены притоки нефти с дебитами до 118 м³/сут и газа с дебитами до 140 тыс. м³/сут.

Породы-коллекторы алешинской свиты представлены гравелитами и песчаниками разнозернистыми, пористость которых достигает 19 %, а проницаемость 1800 мД. Их суммарная мощность около 10 м. На западе исследуемой территории из этих отложений получен приток воды 188 м³/сут.

Выше по разрезу на отложениях тасеевской серии с размывом залегают отложения ванаварской свиты венда. Породы коллекторы представлены терригенными и терригенно-карбонатными породами с пористостью до 18 %. В отдельных скважинах терригенные породы слабо цементированы. Из отложений ванаварской свиты на своде Байкитской антеклизы в пределах Юрубчено-Тохомского месторождения нефти получены притоки нефти дебетом в скважине Ю-48 - 141,6 м³/сут, в скважине Ю-31 - 21,5 м³/сут, в скважине Юр-18 - приток.

В оскобинской свите выделяется несколько продуктивных пластов сложенных терригенными и терригенно-карбонатными породами. В основании свиты залегает пласт песчаников, отличающихся аномальной радиоактивностью и обладающий пористостью до 15

%. Из этого пласта получены притоки газа до 21,3 тыс. м³/сут на Оморинской площади и притоки дебитом до 100 тыс. м³/сут. на Юрубченской площади.

В средней и верхней частях свиты выделяются терригенные и терригенно-карбонатные породы-коллекторы мощностью от 2 до 25 м, имеющих локальное распространение. Их них получены притоки газа дебитом до 125 тыс. м³/сут на Оморинской площади.

Экранирующая часть комплекса представлена глинистыми и глинисто-карбонатными отложениями катангской свиты, имеющей региональное распространение. Эти отложения залегают на разновозрастных отложениях рифея и венда.

В пределах Оморинской площади, в нижней части выделяется продуктивный пласт (Б-8). Из него получены притоки газа дебитом до 470 тыс.м³/сут. Толщина пласта невыдержанная изменяется от 5 м до 0,5 м, и выклинивается в южном и северном направлении, замещаясь плотными непроницаемыми глинисто-алевритистыми породами.

Покрышкой для этого пласта служат вышележащие сульфатно-карбонатные отложения до подошвы усть-кутского горизонта.

Мощность отложений катангской свиты составляет около 100 м.

Даниловско-усольский потенциально нефтегазоносный комплекс

Отложения комплекса сложены галогенно-карбонатными образованиями. В пределах Байкитской антеклизы мощность НГК составляет около 600 м. Коллекторская часть НГК представлена отложениями усть-кутского и осинского горизонтов, сложенных известняками и доломитами, обладающими достаточно высокими емкостными свойствами. К настоящему времени из отложений НГК притоков УВ не получено, но многочисленные притоки воды, из отложений осинского горизонта, а также наличие в нем достаточно высокеемких рифогенных карбонатных пород позволяют оценить эти отложения как достаточно перспективные.

Бельский потенциально нефтегазоносный комплекс

Отложения комплекса представлены карбонатно-галогенными породами. Общая мощность колеблется от 540 до 700 м. В коллекторской части выделяются балыхтинский и христофоровский горизонты, сложенные известняками и доломитами. Общая мощность коллекторской части изменяется от 150 до 500 м. В отдельных скважинах получены притоки воды с признаками газа.

Экранирующие свойства флюидоупора определяются наличием в разрезе пластов каменной соли, по мере замещения которых терригенно-карбонатными породами происходит ухудшение удерживающих свойств. Мощность флюидоупора изменяется от 100 до 500 м [87].

2. Литологическая характеристика разрезов оскобинской свиты

2.1. Характеристика литотипов отложений оскобинской свиты

Позднедокембрийские отложения тасеевской серии (и ее аналогов) были детально изучены в обнажениях на Енисейском кряже и в Приангарье М.А. Семихатовым, В.Ю.Шенфилом, А.И. Анатольевой, М.А. Жарковым, В.В. Хоментовским, Ю.К. Советовым, В.В. Благовидовым. Изучению литологических особенностей рифей-вендских отложений юго-запада Сибирской платформы посвящены многочисленные труды О.В. Гутиной, Л.С. Черновой, Л.Е. Старикова, Н.В. Мельникова, Б.Б. Кочнева, М.А. Бирюкова и др. [39, 41, 56, 65, 78, 79, 85, 108, 109].

В настоящей работе приведены результаты детальных литологических исследований по керновому материалу 13 скважин глубокого бурения Абаканской, Берямбинской, Платоновской, Камовской, Оморинской, Чегалбуканской, Чунской, Верхне-Манзинской, Сользаводской, Имбинской площадей. Проведенные литологические исследования включали в себя изучение структурно-текстурных особенностей пород по макрообразцам и их петрографическое описание. Позднедокембрийские отложения оскобинской свиты в пределах Камовского свода и Ангарской зоны складок представлены преимущественно алевро-песчаными, алевро-глинистыми и терригенно-карбонатными разностями. В целом, в исследуемых разрезах выделяются 13 литотипов.

Между выделенными литотипами существуют переходные разности.

Литотип 1. Гравелиты мелкообломочные

Цвет: серый, темно-серый (рисунок 2.1).

Текстура: слоистая, неяснослоистая.

Обломочная часть составляет 85-90% матрицы породы.

Структура обломочной части: гравийно-псаммитовая.

Гравийная фракция (1,0-10,0 мм) – 50%, крупнозернистая песчаная фракция (0,50-1,0 мм) – 10%, среднезернистая песчаная фракция (0,25-0,5 мм) – 25%; мелкозернистая песчаная фракция (0,25-0,1 мм) – 15%.

Размер обломков варьирует 0,07-2,5 мм. Форма обломков полуокатанная, полуугловатая, окатанная. Сортировка плохая (рисунок 2.2).

Минеральный состав обломков: кварц - 70-75%; полевые шпаты - 8-10%, обломки кварцитов - 5-6%; обломки эффузивных пород 3-4%; чешуйки слюды - 4-5%..

Обломки гравийной размерности представлены обломками кварца, обломками кварцита.

Акцессорные минералы - единичные зёрна турмалина (0,07-0,10 мм).

Цементирующая часть.

Минеральный состав: карбонатно-сульфатный, глинисто-карбонатный.

Тип: поровый.

Обломки гравийной размерности находятся в мелко-среднезернистом песчаном матриксе, размер обломков 0,07-1,0 мм, в мелкозернистой фракции преобладает 0,15-0,24 мм, в среднезернистой песчаной фракции - 0,35-0,40 мм.

Вторичные процессы:

Наблюдаются процессы регенерации зерен кварца и КПШ, инкорпорации, рекрестализационно-гранулярный бластез. Имеют место процессы корродирования зерен кварца и КПШ карбонатным цементом. Многие зерна трещиноватые.

Пиритизация - округлые, овально-вытянутые, неправильной формы скопления пирита (0,04-0,27 мм). Количество – 2-3%.

Пустотное пространство: 0-1%, реже до 5%.

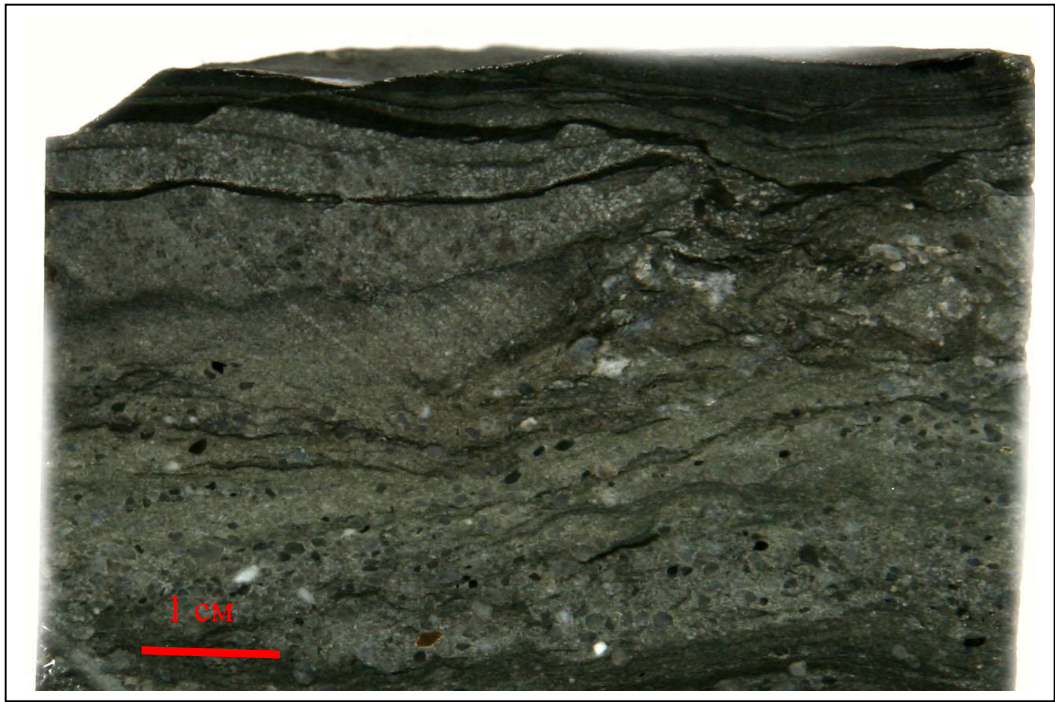


Рисунок 2.1 - Гравелит мелкообломочный бежевато-серый. Камовская скв. 2. Глубина отбора 2480,54 м

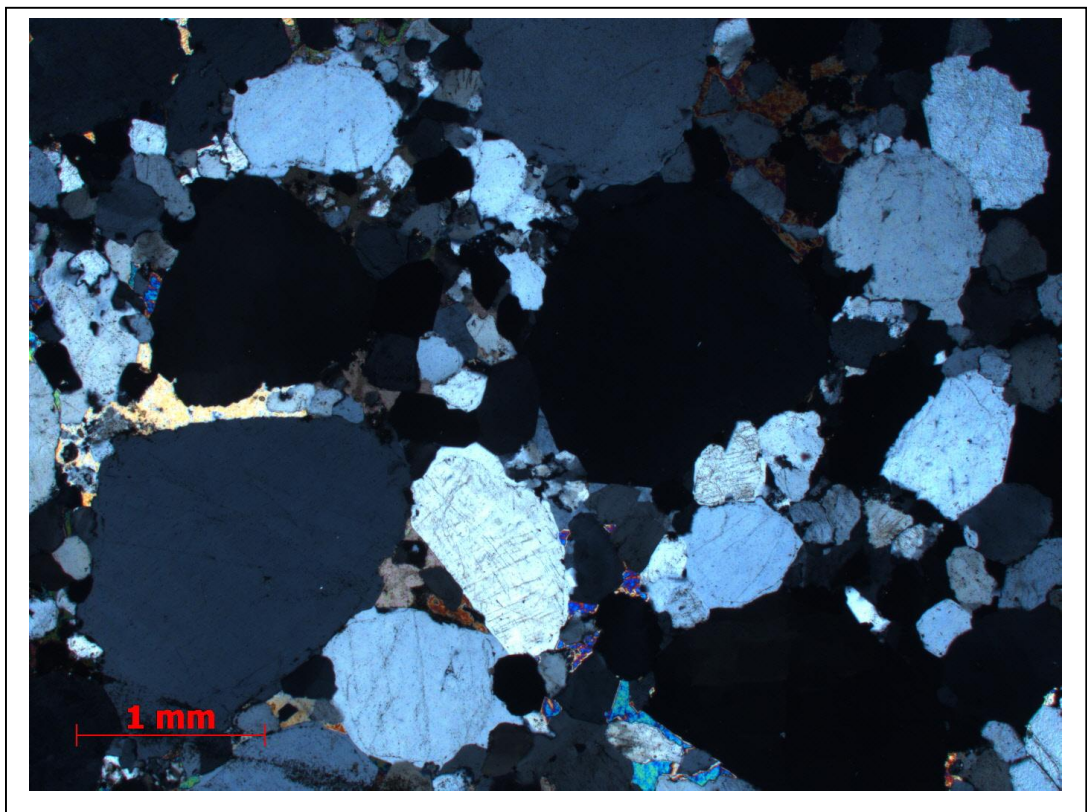


Рисунок 2.2 - Пятнистое распределение карбонатного и сульфатного цемента в гравелите мелкообломочном. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2704,02 м. Николи скрещены

Литотип 2. Песчаники разномерные

Цвет: розовато-красный, бурый, зеленовато-серый, серый (рисунок 2.3).

Текстура: массивная, неяснослоистая, пятнистая, слоистая, линзовидная, волнистослоистая, оползания и прерывистая.

Микротекстура: линзовидная, пятнистая – за счет пятен песчаника разномерного с глинистым (гидролюдисто-каолинитовым цементом).

Обломочная часть составляет 60-65%; 80 - 85% (в пределах Ангарской зоны складок) матрицы породы.

Структура обломочной части: алевропсамитовая.

Размер обломков варьирует 0,02-0,75 мм. Форма обломков полуугловатая, полуокатанная, реже угловатая. Сортировка плохая (рисунок 2.4 – 2.5).

Минеральный состав обломков: кварц – 70-75%; полевые шпаты – 15-20%, в пределах Ангарской зоны складок 3-5%; чешуйки слюды (мусковита) - единичные; обломки кремнистых пород – 2-3%, в пределах Ангарской зоны складок до 15%; обломки кварцитов - единичные.

Акцессорные минералы – единичные зерна циркона, турмалина (0,05-0,12 мм).

Рудные минералы - округлые зерна лейкоксена (0,03–0,06 мм).

Цементирующая часть.

Минеральный состав: глинистый (каолинит - гидролюдистый), железистый, карбонатно-сульфатный, кварцевый.

Тип цемента: порового типа, участками базально-порового, регенерационный.

Вторичные процессы.

Доломитизация – единичные кристаллы (0,06-0,30 мм) доломита ксеноморфной, гипидиоморфной формы.

Сульфатизация – неравномерная, пятнистая, кристаллы ангидрита округлой, линзовидной формы (0,05-0,40 мм).

Ожелезнение по глинистому цементу.

Конформные и инкорпорационные контакты зерен.

Регенерация кварца.

Пустотное пространство: поры межзернового типа. Размер пор 0,05-0,13 мм. Количество пор 3-5%. В пределах ИЧРЗ поры межзернового типа и поры выщелачивания. Размер пор 0,02-0,04 мм. Количество пор 15-18%.



Рисунок 2.3 - Неясная и линзовидная слоистость в песчанике разномзернистом с глинистым и железистым цементом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2676,10 м

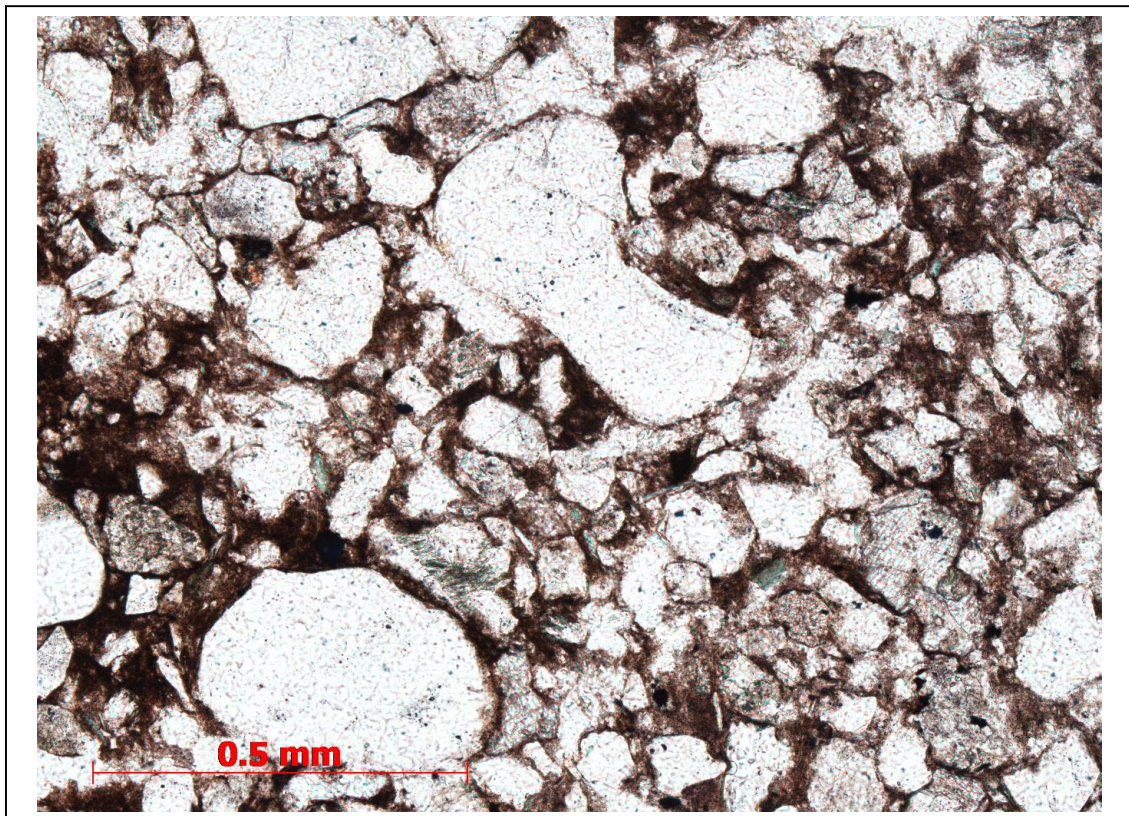


Рисунок 2.4 - Разномзернистый обломочный материал в песчанике разномзернистом с глинистым и железистым цементом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2676,10 м.
Николи параллельны

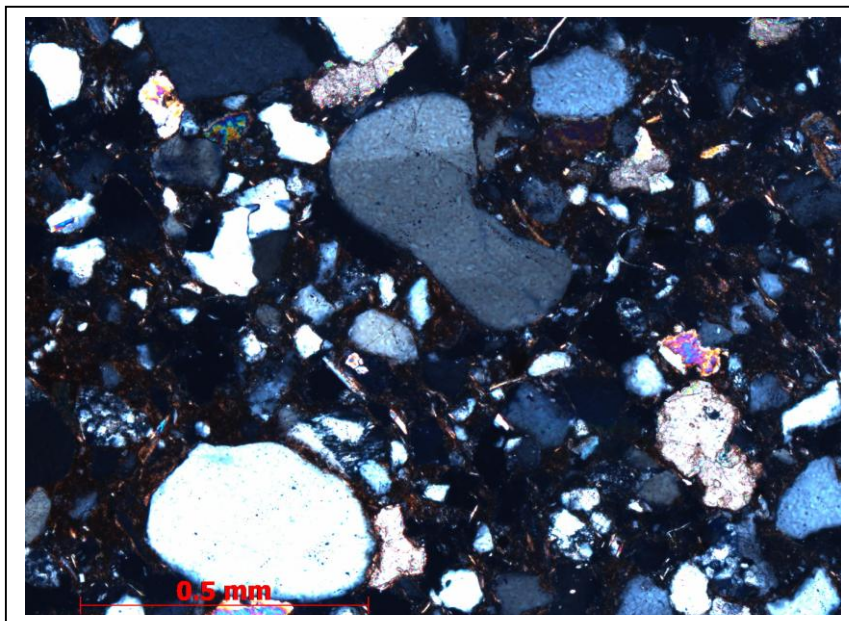


Рисунок 2.5 - Разнозернистый обломочный материал в песчанике разнозернистом с глинистым и железистым цементом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2676,10 м. Николи скрещены

Литотип 3. Песчаники среднезернистые

Цвет: темно-серый, серый.

Текстура: горизонтальнослоистая, волнистослоистая, оползания слойков, массивная и пятнистая .

Обломочная часть составляет от 80 до 90% матрицы породы

Структура обломочной части: псаммитовая среднезернистая (рисунки 2.6 – 2.7).

Размер обломков варьирует 0,02-0,5 мм, преобладают 0,25-0,35 мм. Форма обломков полуугловатая, полуокатанная, часто удлинённая, редко окатанная. Сортировка средняя, участками плохая.

Минеральный состав обломков: кварц – 70-75%; полевые шпаты – 20-25%; обломки метаморфических пород – 2-3%; обломки кремнистых пород – 1-2%, чешуйки слюды (мусковита) – единичные.

Цементирующая часть.

Минеральный состав: глинистый (каолинитовый), карбонатный, сульфатный, кварцевый. Тип цемента: поровый; регенерационный.

Вторичные процессы:

Сульфатизация – слабая, отдельные кристаллы ангидрита размером 0,08-0,65 мм.

Пиритизация – скопления пирита, тонкорассеянные частицы и скопления пирита.

Конформные и инкорпорационные контакты кристаллов кварца.

Пустотное пространство: единичные поры межзернового типа и поры выщелачивания.

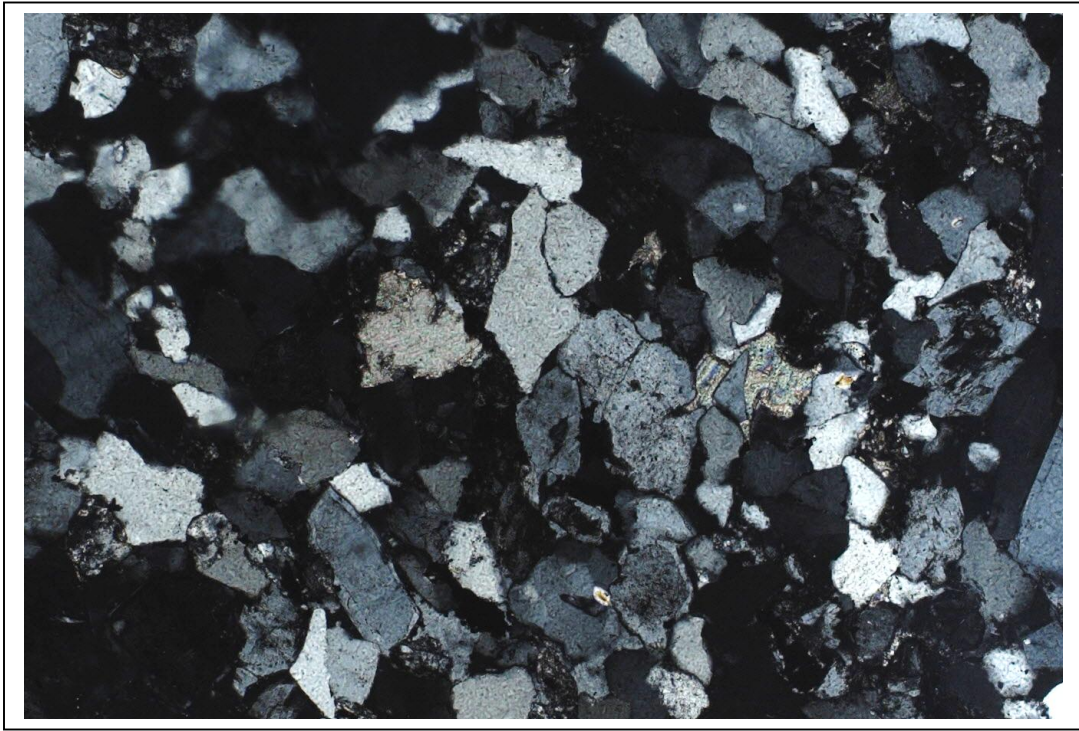


Рисунок 2.6 - Песчаник среднезернистый. Камовская скв. 1. Глубина отбора 2330,20 м.
Николи скрещены

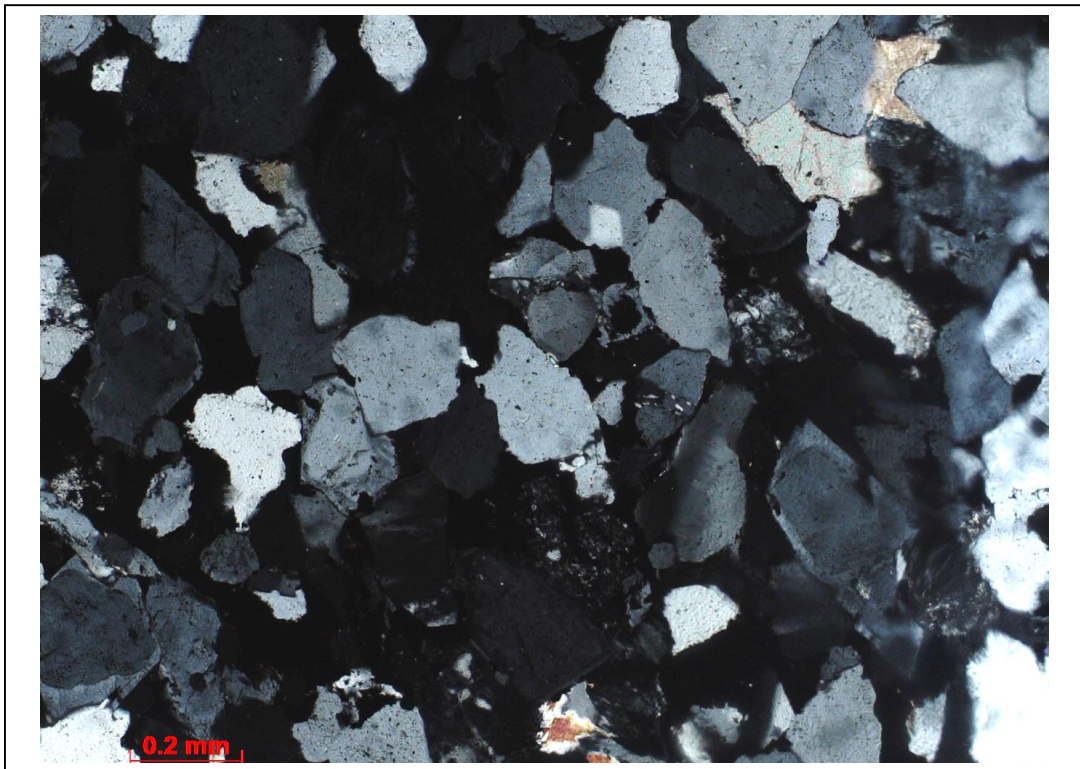


Рисунок 2.7 - Песчаники среднезернистые. Камовская скв. 1. Глубина отбора 2332,66 м.
Николи скрещены

Литотип 4. Песчаники средне-мелкозернистые

Цвет: серый, темно-серый, коричневато-светло-серый, зеленовато-светло-серый (рисунок 2.8).

Текстура: массивная, волнистослоистая, оползания и прерывистая.

Обломочная часть составляет 70-85%

Структура: псаммитовая мелкозернистая.

Размер обломков варьирует 0,02-0,65 мм, преобладает 0,17-0,27 мм. Форма обломков полуокатанная, полуугловатая, окатанная. Сортировка средняя, участками хорошая (рисунок 2.9).

Минеральный состав обломков: кварц – 70-75%; полевые шпаты – 7-9%, местами до 25%; обломки кварцитов - 5-6%; обломки эффузивных пород - 4-5%; чешуйки слюды - 2-3%, обломки глинистых сланцев –3-5%, в пределах Ангарской зоны складок обломки кремнистых пород – 5-10%, обломки хлорита - единичные.

Цементирующая часть.

Минеральный состав: карбонатно-сульфатный, кварцевый, глинистый (каолинитовый), карбонатный (кальцитовый) .

Тип цемента: поровый, регенерационный (кварцевый), базально-поровый .

Вторичные процессы.

Наблюдаются процессы регенерации зерен кварца и КПШ, инкорпорации, рекрестализационно-гранулярный бластез. Имеют место процессы корродирования зерен кварца и КПШ карбонатным цементом.

Обломки окаймляют тонкорассеянные частицы и скопления чёрных непрозрачных минералов, количество 3-5%.

Активная каолинизация и сирицитизация по обломкам полевых шпатов.

Пиритизация – единичные скопления пирита размером 0,02-0,2 мм. Количество 1-2%.

Пустотное пространство: составляет 5%

Пустотное пространство обусловлено порами, при том, большая часть которых являются остаточными. Форма и границы пор характеризуются укладкой зерен. Размер колеблется от 0,03 до 0,3 мм. Количество достигает местами 10%.

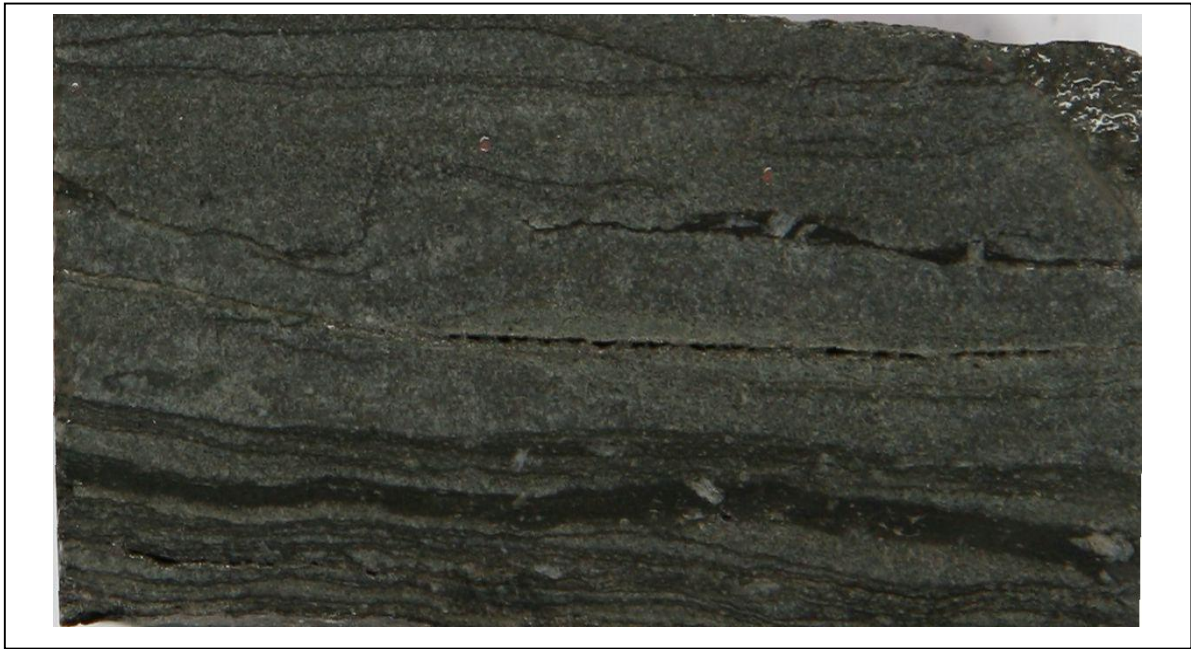


Рисунок 2.8 - Текстуры слабо волнистослоистая, оползания в сером песчанике средне-мелкозернистом Камовская скв. 2. Глубина отбора 2475,26 м

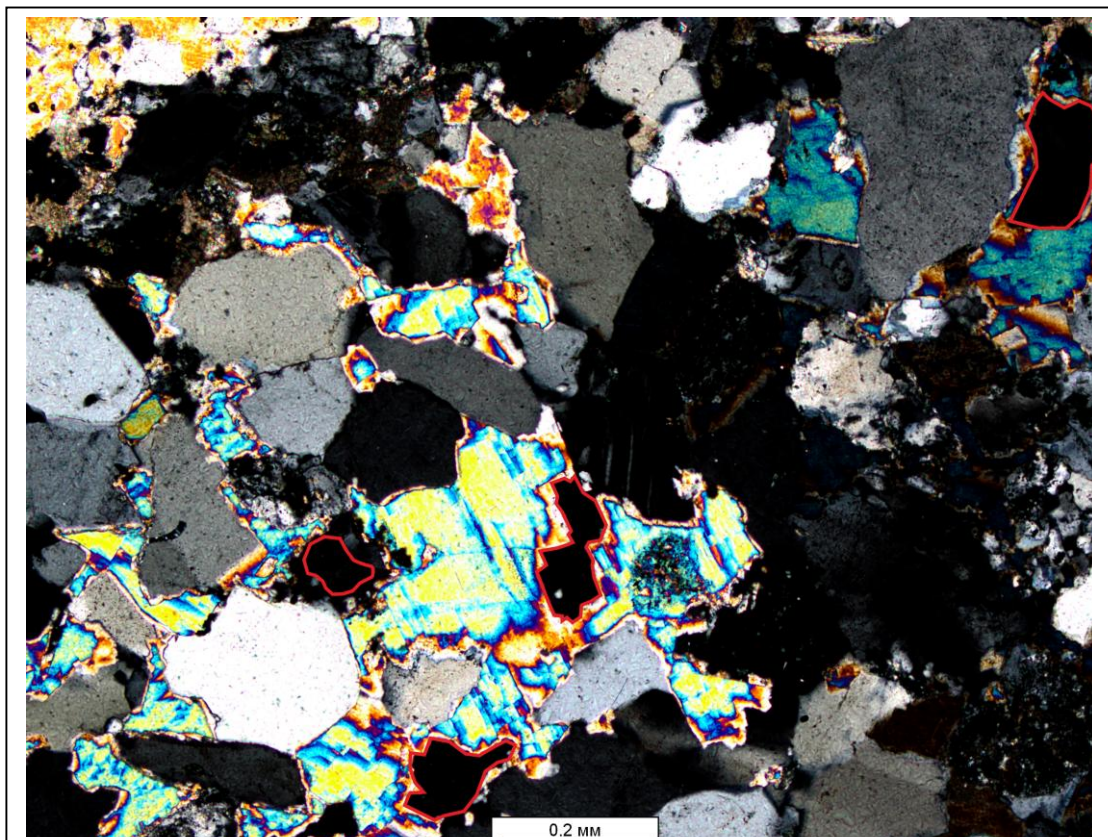


Рисунок 2.9 - Остаточное поровое пространство в песчанике средне-мелкозернистом. Активная регенерация и инкорпорация зерен. Камовская скв. 2. Глубина отбора 2475,26 м.
Николи скрещены

Литотип 5. Песчаники мелкозернистые.

Цвет: темно-серый, серый.

Текстура: горизонтальнослоистая, волнистослоистая, оползания слойков, массивная и пятнистая .

Обломочная часть составляет от 60 до 85% матрицы породы, в пределах ИЧРЗ до 90-95% (рисунок 2.10-2.11).

Структура обломочной части: псаммитовая мелкозернистая.

Размер обломков варьирует 0,02-0,5 мм, преобладают 0,1-0,2 мм. Форма обломков полуугловатая, полуокатанная, часто удлинённая, редко окатанная. Сортировка средняя, участками плохая, в пределах Ангарской зоны складок сортировка хорошая.

Минеральный состав обломков: кварц – 70-75%, в пределах Ангарской зоны складок 85-90%; полевые шпаты – 20-25%, в пределах Ангарской зоны складок не превышает 7%; обломки метаморфических пород – 2-3%; обломки кремнистых пород – 1-2%, в пределах Ангарской зоны складок 5-7%; чешуйки слюды (мусковита) – единичные.

Акцессорные минералы - единичные зерна турмалина (0,06-0,13 мм) и циркона (0,07-0,08 мм).

Рудные минералы - округлые зерна лейкоксена, размером 0,03-0,2 мм.

Цементирующая часть.

Минеральный состав: глинистый (каолинитовый), карбонатный, сульфатный, кварцевый.

Тип цемента: поровый; в пределах Ангарской зоны складок базальный, регенерационный, пленочный (железистый).

Вторичные процессы:

Сульфатизация – слабая, отдельные кристаллы ангидрита размером 0,08-0,65 мм.

Пиритизация – скопления пирита, размером 0,05-0,13 мм, тонкорассеянные частицы и скопления пирита.

Доломитизация – кристаллы доломита размером 0,6-1,3 мм.

Встречаются конформные и инкорпорационные контакты кристаллов кварца.

Пустотное пространство: поры межзернового типа. Размер пор 0,05-0,4 мм. Форма пор изометричная, щелевидная. Количество пор до 7-10%. В пределах Ангарской зоны складок пустотное пространство практически не встречено.



Рисунок 2.10 - Порový глинистый цемент в песчанике мелкозернистом алевритистом.
Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2712,56 м. Николи параллельны

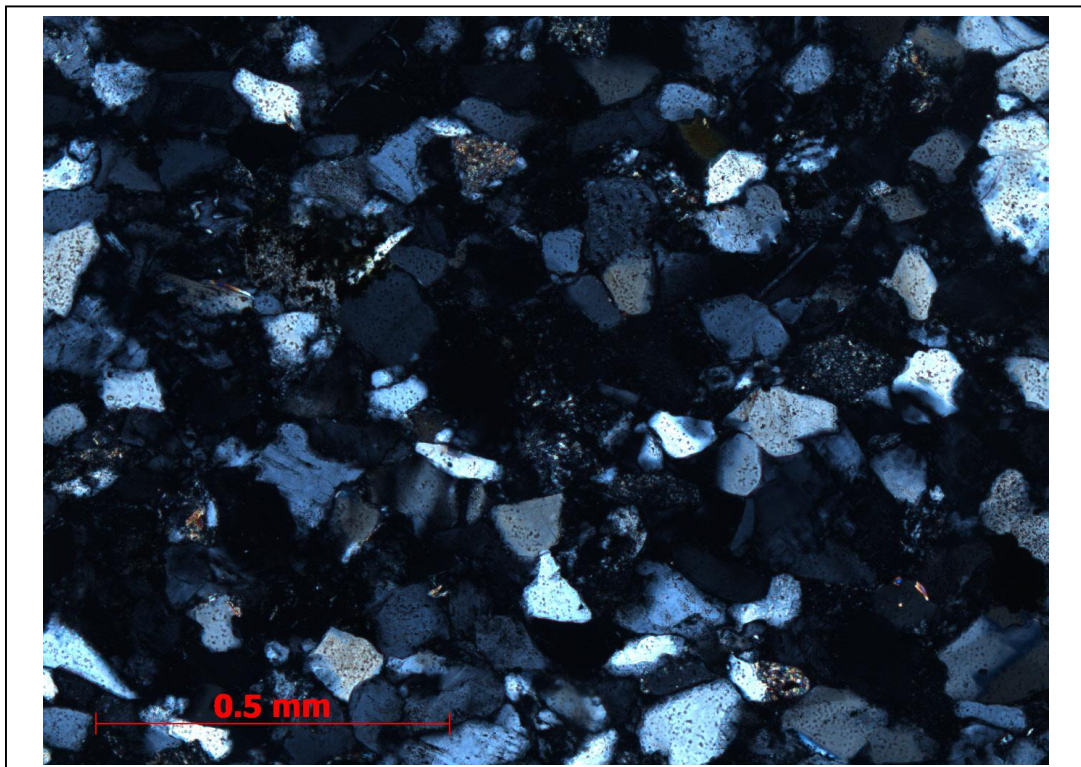


Рисунок 2.11 - Порový глинистый цемент в песчанике мелкозернистом алевритистом с глинистым цементом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2712,56 м. Николи скрещены

Литотип 6. Алевриты крупнозернистые

Цвет: зеленовато-серый, темно-серый (рисунок 2.12).

Текстура: слоистая, линзовидная, неяснослоистая, массивная.

Микротекстура: неяснослоистая, линзовидная – за счет прерывистых глинисто-гидрослюдистых прослоев; слоистая – за счёт послойного расположения микрочешуйчатой глинистой массы, чешуек мусковита

Обломочная часть составляет 50-70% матрицы породы.

Структура обломочной части: псаммито-алевритовая.

Размер обломков варьирует 0,03-0,85 мм, преобладают 0,08-0,1 мм. Форма обломков полуугловатая, угловатая, реже полуокатанная. Сортировка хорошая, реже плохая (рисунок 2.13).

Минеральный состав обломков: кварц - 65-70%; полевые шпаты - 15-20% (в пределах ИЧРЗ единичные обломки); чешуйки слюды (мусковита и биотита), размером 0,05-0,4 – 7-10% (в пределах Ангарской зоны складок до 20%); обломки кремнистых пород – единичные; обломки хлорита - единичные.

Акцессорные минералы: единичные обломки циркона (0,07-0,09 мм), турмалина (0,04-0,09 мм).

Рудные минералы: представлены зернами лейкоксена округлой формы (0,03-0,1 мм) – 2-3%. На в породе редко присутствуют пиритизированные частицы (0,08-0,50 мм), волнистые прожилки (0,05-0,23 мм) ОРО (3-4%) .

Цементирующая часть.

Минеральный состав: глинистый (каолинит-гидрослюдистый), пятнами - карбонатный.

Тип цемента: порово-плёночный (глинистый), базально-поровый (карбонатный).

Вторичные процессы:

Пиритизация – тонкорассеянные частицы, округлые включения (0,02-0,03 мм), скопления (0,08-0,15 мм) сульфидов железа. Количество – 3-5%.

Хлоритизация - по слюде и обломкам пород.

Сульфатизация – гнёзда ангидрита неравномерно рассеянные по породе.

Доломитизация – встречаются ромбы доломита, размером 0,15-0,19 мм, а так же пятна доломита неправильной формы размером 0,05-1,0 мм.

Вокруг обломков наблюдаются тонкие слюдистые «рубашки».

Пустотное пространство: поры межзернового типа, полости 0,03-0,4 мм. Количество пор 2-3%. В пределах ИЧРЗ не встречено.



Рисунок 2.12 - Тонкопологоволнистослоистая текстура в алевролите. Скважина Чунская 1, глубина отбора 4487,70 м

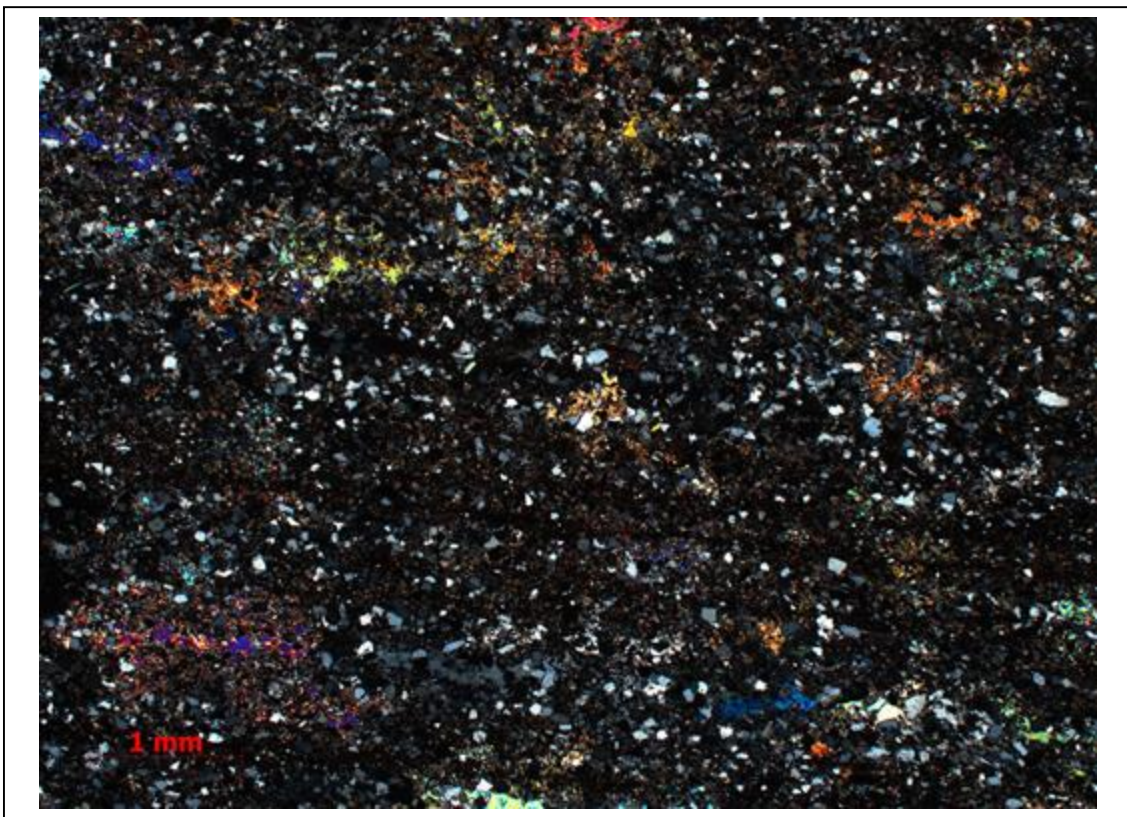


Рисунок 2.13 - Сгустки сульфатно-карбонатного цемента в алевролите глинистом. Николи скрещены. Скважина Чунская 1, глубина отбора 4487,70 м

Литотип 7. Алевролиты мелкозернистые

Цвет: серый, бурый, зелёный (рисунок 2.14).

Текстура: неяснослоистая, линзовидная, пятнистая, массивная, слоистая.

Микротекстура слоистая за счет глинисто-гидролюдистых прослоев, а так же прослоев алевролита крупнозернистого, линзовидная – за счёт линз ангидрита.

Обломочная часть составляет 65-70% матрицы породы.

Структура обломочной части: псаммоалевритовая.

Размер обломков варьирует 0,02-0,37 мм, преобладают 0,03-0,05 мм. Форма обломков полуугловатая, полуокатанная, часто удлиненная. Сортировка хорошая (рисунок 2.15 – 2.16).

Минеральный состав обломков: кварц – 75-80%; полевые шпаты – 5-10%; чешуйки слюд (мусковита и биотита) – 10-15%; обломки кремнистых пород - единичные, обломки хлорита - единичные.

Акцессорные минералы - единичные зерна турмалина (0,04-0,08 мм).

Рудные минералы - зерна лейкоксена (0,03-0,11 мм). Количество до 1-2%.

В породе присутствуют линзы и линзовидные прослои глинисто-гидролюдистого состава.

Цементирующая часть.

Минеральный состав: глинистый, карбонатный, глинистый железистый), реже сульфатный (ангидритовый).

Тип цемента: поровый (глинистый), базально-поровый (карбонатный).

Вторичные процессы.

Кальцитизация – активная по цементу, в виде включений (0,06-0,10 мм) кальцита неправильной формы. Корродирование кварца кальцитом.

Сульфатизация – на карбонатных обособлениях отмечаются пятна ангидрита, а так же встречаются отдельно лежащие кристаллы и линзы ангидрита, размером 0,15-1,2 мм.

Отмечаются частые конформные контакты зёрен.

Ожелезнение – сильное по цементу, а так же прожилки и прерывистые прослои.

Хлоритизация – по чешуйкам слюды.

Пустотное пространство: единичные поры выщелачивания. Размер пор 0,03-0,40 мм.



Рисунок 2.14 - Наклонная слоистость и следы биотурбации в алевролите мелкозернистом доломитизированном глинистом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2703,28 м

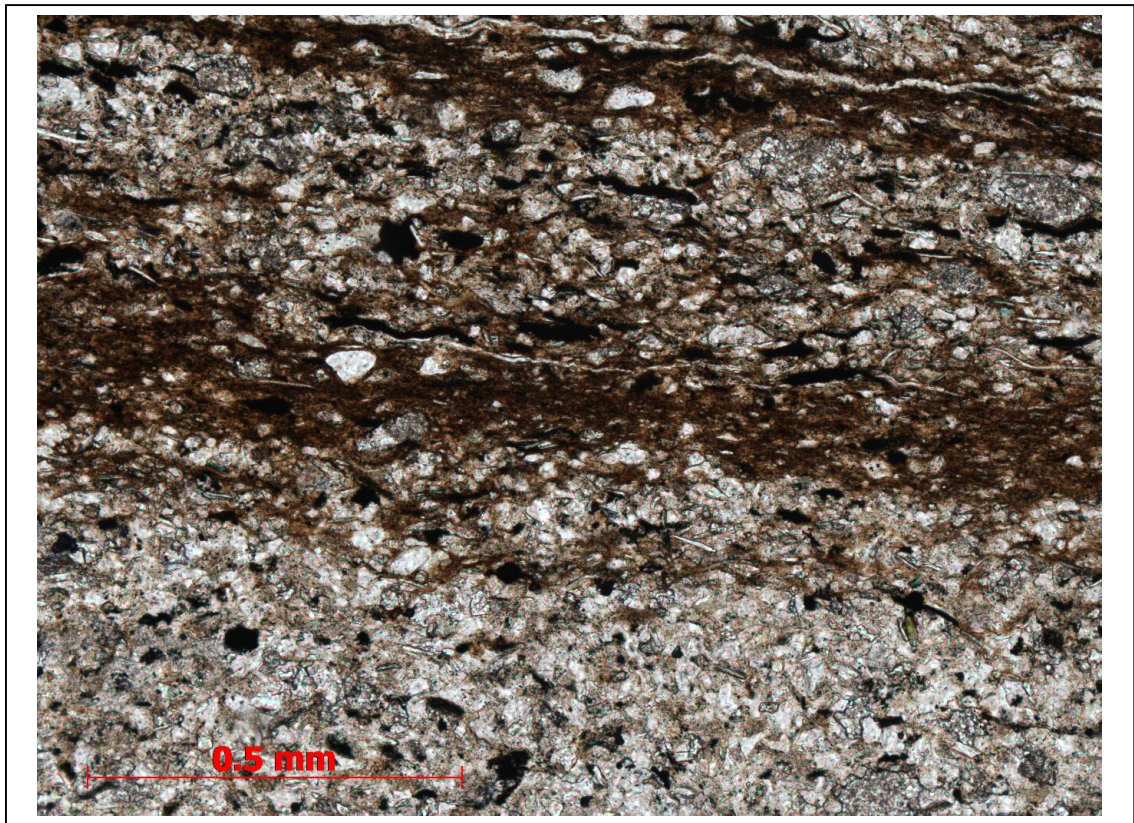


Рисунок 2.15 - Распределение глинисто-гидрослюдистых и алевролитовых прослоев в алевролите мелкозернистом доломитизированном глинистом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2703,28 м. Николи параллельны

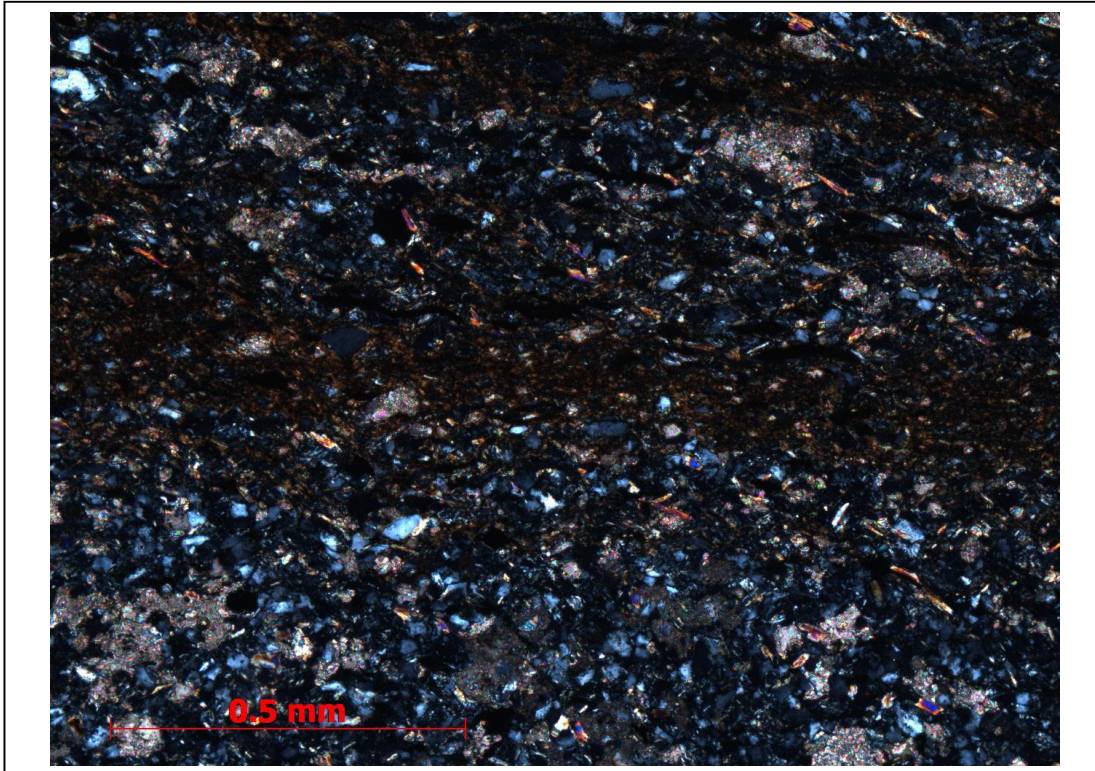


Рисунок 2.16 - Распределение глинисто-гидрослюдистых и алевролитовых прослоев в алевролите мелкозернистом доломитизированном глинистом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2703,28 м. Николи скрещены

Литотип 8. Аргиллиты

Цвет: бурый, буро-коричневый, зеленовато-бурый (рисунок 2.17).

Текстура: неяснослоистая, линзовидная, пятнистая, слоистая.

Микротекстура: слоистая – за счет послойного распределения железисто-глинистых прослоев без терригенной примеси и за счёт послойного расположения микрочешуйчатой глинистой массы, чешуек мусковита; линзовидная – за счет линз алевролита; неяснослоистая - за счет неравномерного распределения глинисто-железистых прослоев; пятнистая – за счет линз ангидрита и карбоната.

Структура обломочной части: алевро-пелитовая, микро-тонкочешуйчатая (рисунок 2.18).

Породы сложена тонко- микрочешуйчатым глинисто-железистым веществом с примесью обломков кварца, полевых шпатов и чешуек мусковита, размером 0,02-0,15 мм. Количество обломков 10-20% (в пределах Ангарской зоны складок не превышает 15%). Расположение терригенных обломков, в частях разреза, где они присутствуют, равномерное и пятнистое.

Доломитизация - карбонатные обособления (включения), имеют большей частью нечеткие границы, неправильной, неровно-округлой, угловато-округлой формы, размером от 0,03 мм до 0,30 мм, иногда имеют правильные очертания размером 0,10-0,18 мм. Карбонатные

обособления распространены равномерно и иногда концентрируются пятнами, прерывистыми слоями.

В породе присутствуют участки в виде линз и прослоев, образованные железисто-глинистым материалом, практически без терригенной примеси.

Встречаются единичные включения (обломки) карбонатных пород.

Пустотное пространство: не встречено.



Рисунок 2.17 - Флазерная слоистость в аргиллитах алевритистых.
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2547,49 м

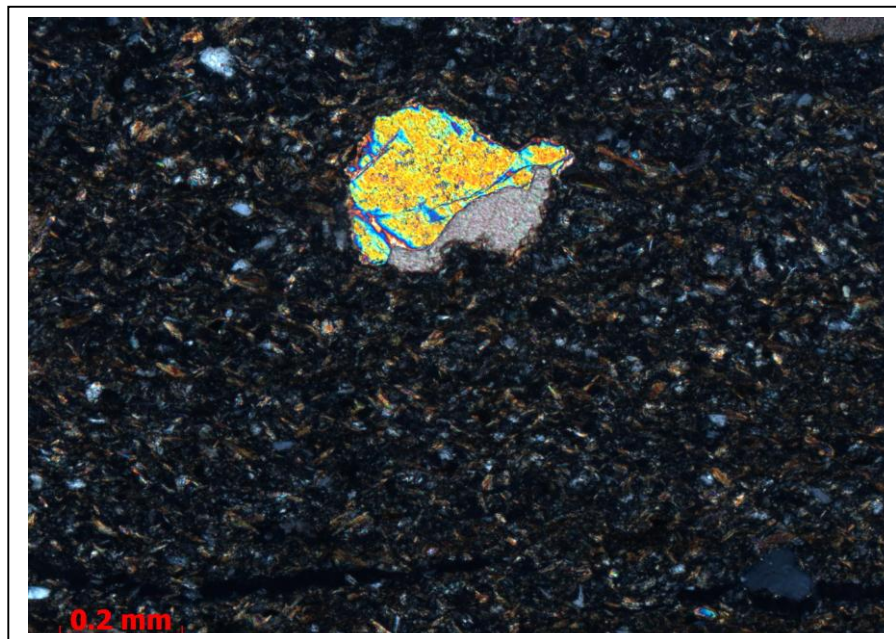


Рисунок 2.18 - Сульфатизация по кристаллам доломита в аргиллитах алевритистых.
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2547,49 м. Николи скрещены

Литотип 9. Оскобиты.

Литотип 9а. Алевро-глинисто-карбонатные породы (оскобит)

Цвет: серый, темно-серый (рисунок 2.19, 2.21).

Текстура: неяснослоистая, горизонтальнослоистая, массивная.

Микротекстура слоистая за счёт глинисто-гидроослюдистых прослоев, массивная, линзовидная, слоистая.

В алевро -глинистом матриксе присутствуют включения карбонатных пород.

Матрикс сложен: тонко- микрочешуйчатым ориентированным глинистым (каолинит-гидроослюдистым) материалом (50-60% (в пределах Ангарской зоны складок не превышает 25-30%)), в котором присутствует терригенная примесь в количестве 5-10% алевритовой и песчаной (единичные обломки) размерности и представлена обломками кварца, полевых шпатов, кремнистых пород чешуек мусковита, полуугловатой полуокатанной формы, размером 0,01-0,30 мм. Терригенная примесь распределена неравномерно (рисунок 2.20, 2.22, 2.23)

Встречаются зерна лейкоксона неправильной овально-вытянутой, округлой формы размером 0,06-0,08 мм.

Карбонатные обособления (включения) составляют значительную часть породы 35-40% (в пределах Ангарской зоны складок 30-25%); гипидиоморфной, ксеноморфной и редко идиоморфной формы, размером от 0,10 мм до 0,55 мм.

Вторичные процессы.

Ожелезнение – выделение гидроокислов железа по глинисто-гидроослюдистым прослоям. Обволакивает кристаллы доломита. подчеркивает слоистость.

Сульфатизация – кристаллы ангидрита размером 0,06-2 мм, в пределах Ангарской зоны складок линзы и прослои ангидрита размером до 6 мм.

Пиритизация – единичные тонкие рассеянные частицы пирита размером 0,01-0,03 мм.

Встречаются тонкие 0,02-0,03 мм трещинки заполненные халцедоном

Поровое пространство: единичные поры выщелачивания. Размер пор 0,04-0,20 мм. В пределах Ангарской зоны складок пустотное пространство не встречено.



Рисунок 2.19 - Волнистослоистые и прерывистослоистые текстуры в алевро-глинисто-карбонатной породе. Камовская скв. 2. Глубина отбора 2453,86 м

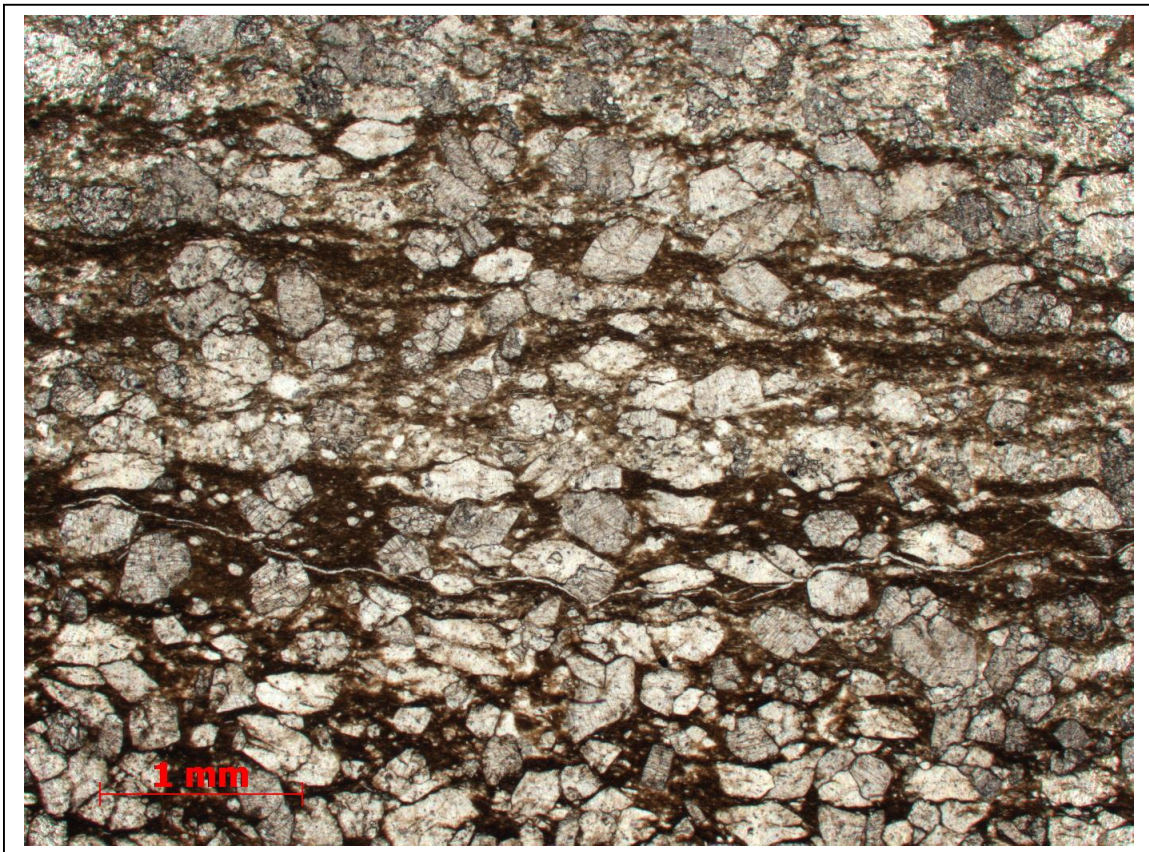


Рисунок 2.20 - Доломитовые обособления в алевро-глинисто-карбонатной породе. Камовская скв. 2. Глубина отбора 2453,86 м. Николи параллельны



Рисунок 2.21 - Линзовидная текстура в алевро-глинисто-карбонатных породах (оскобитах).
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2497,45 м

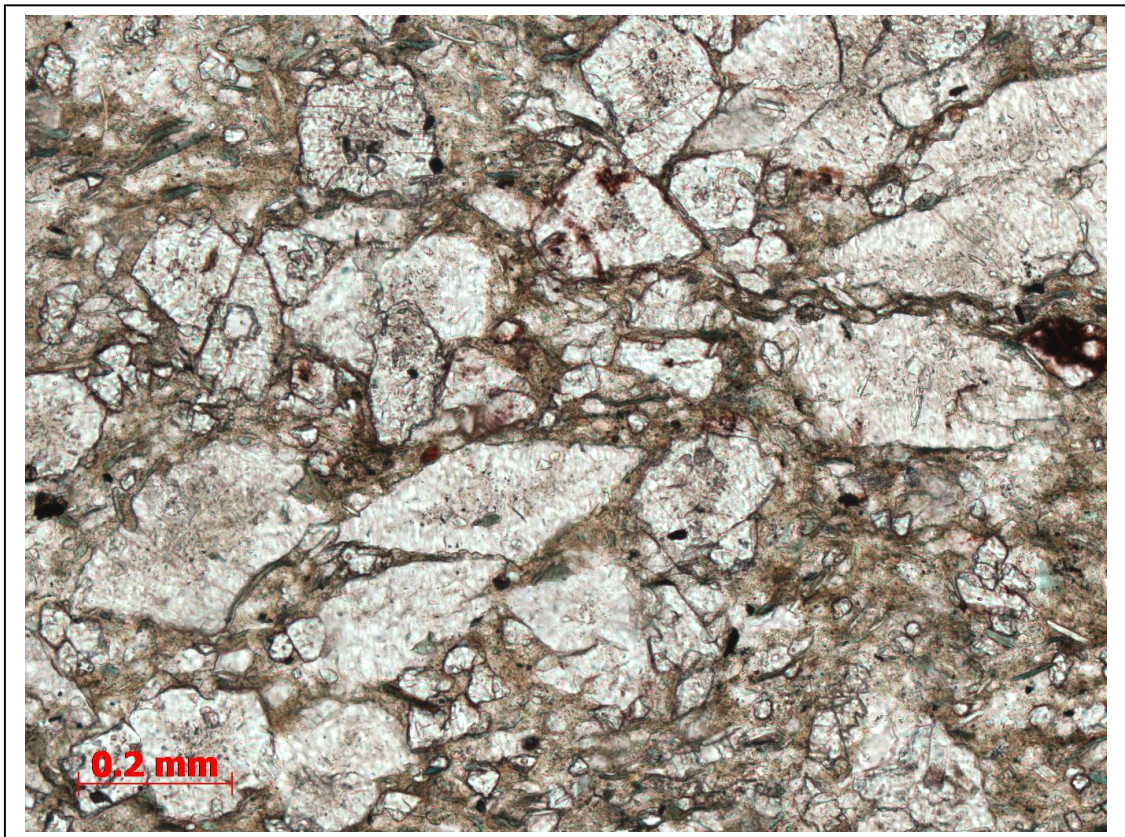


Рисунок 2.22 - Кристаллы доломита идиоморфной, гипидиоморфной формы в алевро-глинисто-карбонатных породах (оскобитах).
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2497,45 м. Николи параллельны

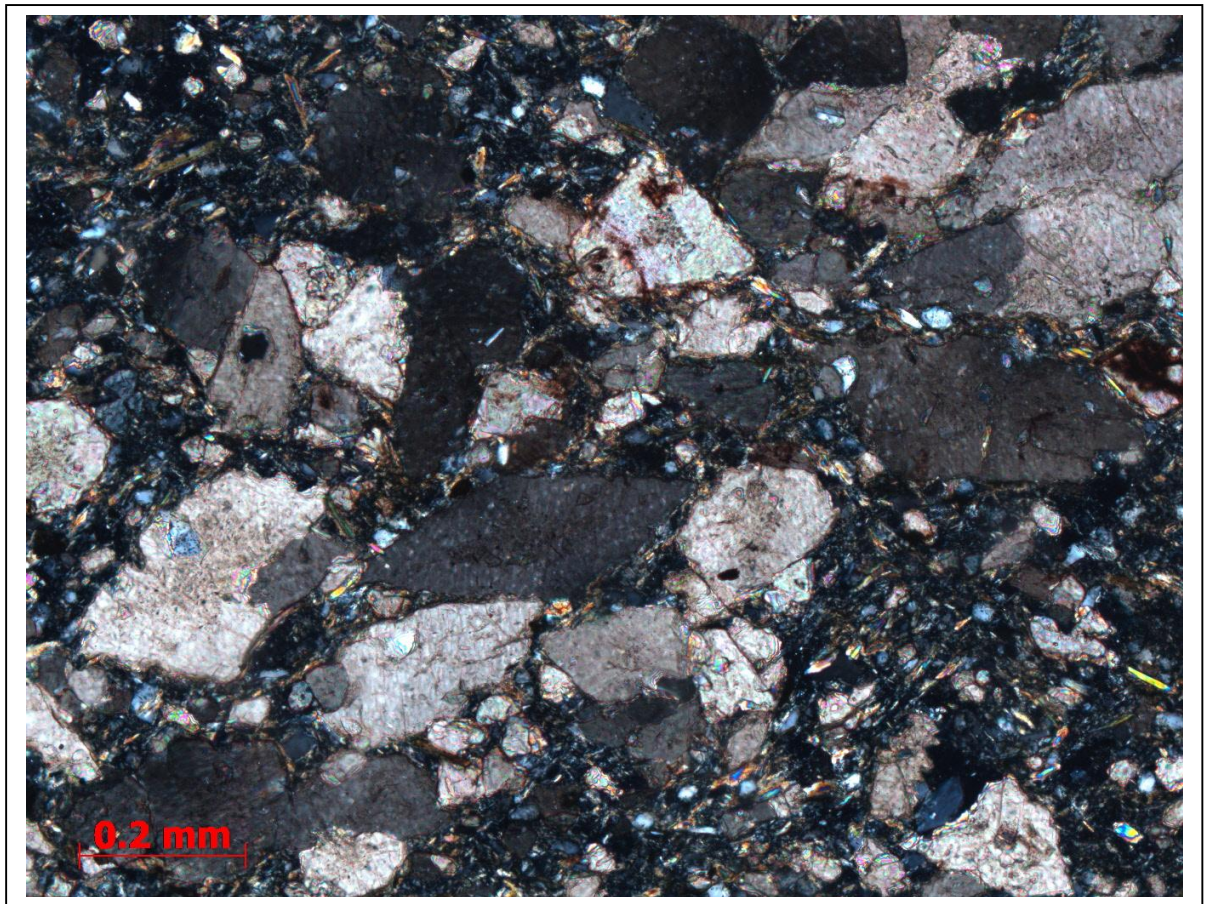


Рисунок 2.23 - Кристаллы доломита идиоморфной, гипидиоморфной формы в алевро-глинисто-карбонатных породах (оскобитах).
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2497,45 м. Николи скрещены

Литотип 9б. Доломиты разнокристаллические алевро-песчано-глинистые (оскобит)

Цвет: серый, розовый (рисунок 2.24).

Текстура: неяснослоистая, массивная, линзовидная.

В алевро-песчано-глинистом матриксе присутствуют включения карбонатных пород.

Матрикс сложен тонко-микрочешуйчатым, (каолинит-гидрослюдистым) глинистым материалом, в котором присутствует терригенная примесь в количестве 15-20% алевроитовой (65-70%) и песчаной (30-35%) размерности и представлена обломками кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, чешуек слюд (мусковита, биотита), единичных обломков хлорита и турмалина, полуугловатой, полуокатанной, окатанной формы, размером 0,03-1,00 мм. Терригенная примесь распределена равномерно и пятнами (рисунок 2.25).

Рудные минералы: округлы зерна лейкоксона размером 0,04-0,11 мм.

Карбонатные обособления (включения) составляют значительную часть породы ~50-55%, имеют большей частью нечеткие границы, неправильной, неровно-округлой, вытянутой формы, размером 0,07 – 1,3 мм, иногда это отдельно лежащие кристаллы доломита ромбовидной формы зонального строения размером 0,07-0,50 мм..

Вторичные процессы.

Ожелезнение – слабое, неравномерное проявляется как примесь гидроокислов железа по матриксу и по карбонатным включениям, а так же в виде единичных прожилок и округлых включений размером 0,02-0,07 мм в глинисто-гидрослюдистом матриксе.

Сульфатизация – слабая, местами – средняя, отмечаются кристаллы ангидрита размером 0,04-0,7 мм, распределены по породе неравномерно.

Пиритизация – единичные тонкорассеянные частицы (0,01-0,03 мм).

Хлоритизация – по чешуйкам слюды.

Пустотное пространство: поры выщелачивания. Размер пор 0,06-0,6 мм. Количество пор 5-7%.



Рисунок 2.24 - Неяснослоистая и линзовидная текстуры в доломите разнокристаллическом алевро-песчано-глинистом (оскобит). Камовская скв. 2. Глубина отбора 2456,15 м

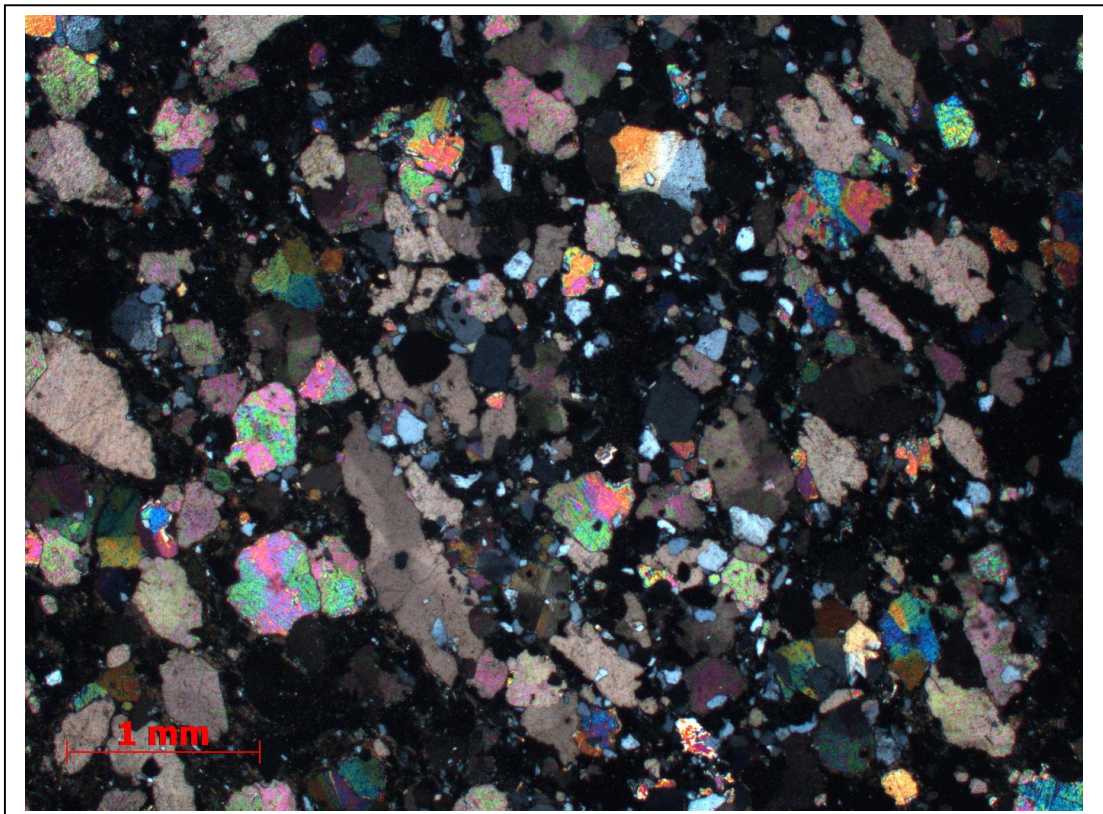


Рисунок 2.25 - Доломитовые обособления в алевро-песчано-глинистом матрице доломита разнокристаллического алевро-песчано-глинистого (оскобит). Камовская скв. 2. Глубина отбора 2456,15 м. Николи скрещены

Подтип 10. Доломиты разнокристаллические

Цвет: серый, белый, розово-белый, зеленовато-светло-серый (рисунок 2.26).

Текстура: массивная, неяснослоистая, линзовидная, пятнистая, слоистая, горизонтальнослоистая.

Микротекстура неяснослоистая – за счет послойного расположения более крупных кристаллов доломита.

Местами неяснослоистая, линзовидная, пятнистая - за счет прослоев ангидрита.

Структура неоднородная, от тонко- до крупнозернистой, реликтовая строматолитоподобная.

Порода сложена разнокристаллическим доломитом гипидиоморфной и ксеноморфной структуры, размер кристаллов 0,03-1,0 мм, преобладают 0,05-0,1 мм, нередко кристаллы замутнены пелитоморфной примесью кальцита. Встречаются участки сложенные ясными кристаллами доломита размером 0,03-0,23 мм (рисунок 2.27).

Отмечаются кристаллы доломита с зональным строением.

Иногда присутствует терригенная примесь представленная обломками кварца, кремнистых пород, размер обломков 0,05-1,5 мм. Терригенная примесь распределена неравномерно. Количество 2-3% до 5-7%.

Встречаются кристаллы ангидрита игольчатой формы (0,85-1,3 мм).

Отмечаются глинисто-железистые примазки по граням кристаллов и в межкристаллических интерстициях.

Вторичные процессы:

Стилолитизация - встречаются тонкие глинистые сутуровидные стилолитовые швы толщиной 0,02-0,07 мм.

Сульфатизация - отмечаются гнезда, линзы ангидрита, размер кристаллов 0,03-0,90 мм.

Окремнение – встречаются гнезда (0,10-10 мм), сложенные розетками халцедона с размерами кристаллов 0,03-0,25 мм.

Пустотное пространство: единичные до 5-7% поры выщелачивания на. Размер пор. 0,05-0,45 мм.

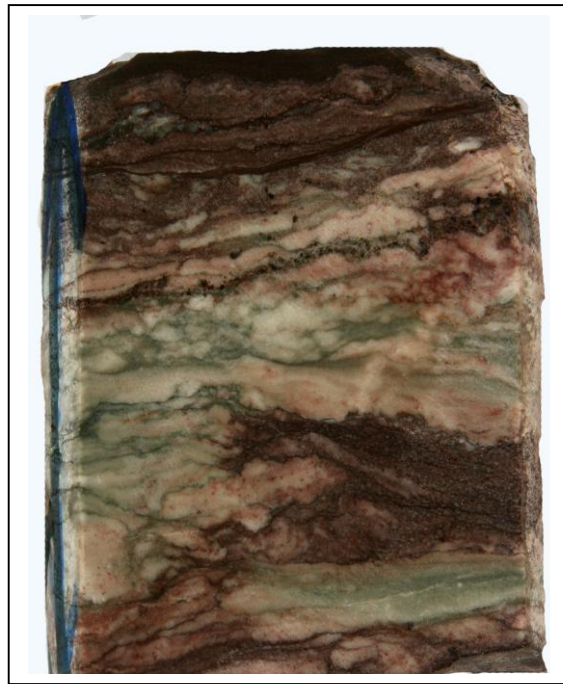


Рисунок 2.26 - Неяснослоистая, линзовидная текстура в доломите разнокристаллическом строматолитоподобном. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2644,46 м

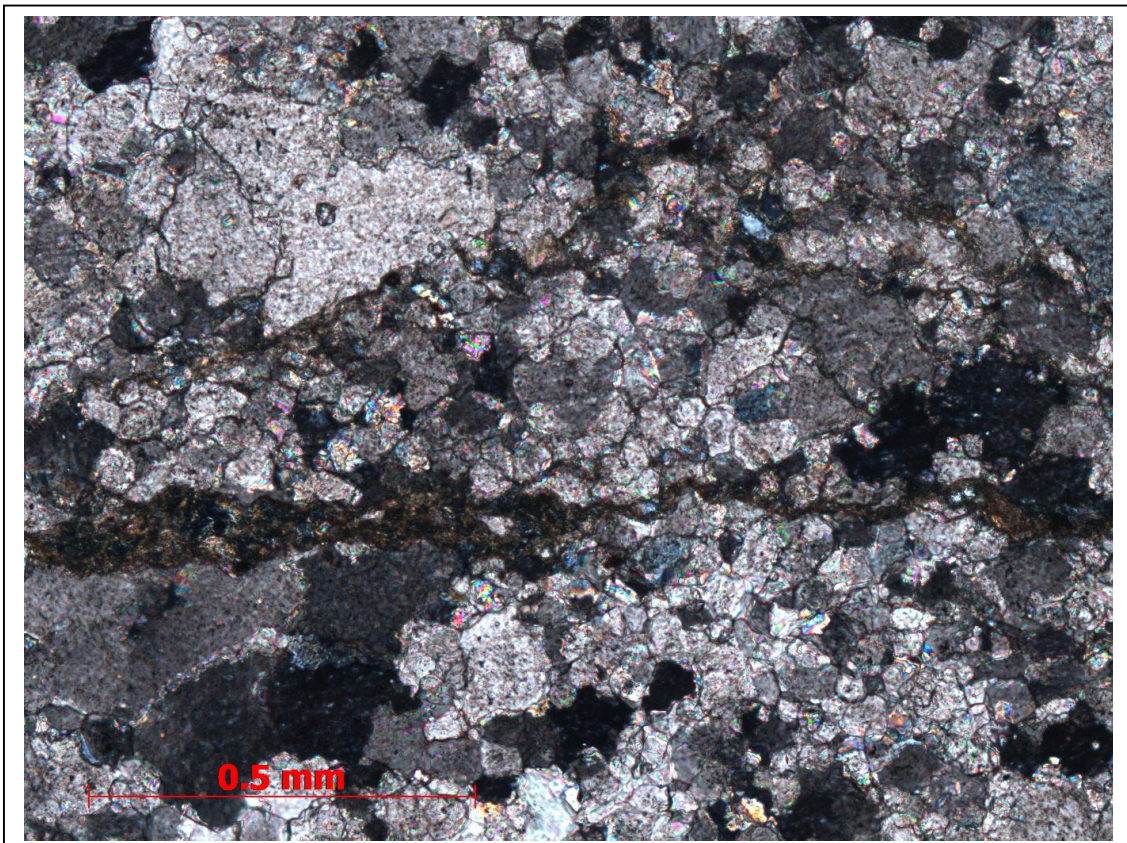


Рисунок 2.27 - Тонкие глинистые стилолитовые швы в доломите разнокристаллическом строматолитоподобном. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2644,46 м. Николи скрещены

Литотип 11. Доломиты тонко и мелкозернистые

Цвет: бурый, белый, зелёный, коричневый, серый, тёмно-серый, бежевый, тёмно-бежевый (рисунок 2.28, 2.30).

Текстура: массивная, неяснослоистая, слоистая, смещения слойков, линзовидная, пятнистая.

Микротекстура слоистая – за счет послойного расположения алевро-глинисто-железистых прослоев, местами отмечается линзовидная – за счёт линз ангидрита, неяснослоистая – за счёт тонких глинистых слабеволнистых прослоев, а так же за счёт прослоев доломита мелкозернистого комковато-сгусткового практически без терригенной примеси.

Структура тонкозернистая, мелкозернистая.

Порода сложена плотноупакованными кристаллами доломита тонко- мелкозернистой структуры идиоморфной и гипидиоморфной формы размером 0,02-0,23 мм, встречаются ромбы доломита с зональным строением (рисунок 2.29, 2.31).

В породе присутствует терригенная примесь (3-5%, в пределах Ангарской зоны складок около 15-20%), которая представлена обломками кварца, полевых шпатов, обломками слюды. Размер обломков 0,03- 0,07 мм. Терригенная примесь чаще всего концентрируется в прослои и иногда неравномерно рассеяна по породе.

В глинисто-железистых прослоях слоистость подчеркнута расположением чешуек слюды – мусковита, размер обломков 0,03-0,08 мм. Количество обломков 3-5%.

Вторичные процессы.

Ожелезнение – активное, выделения гидроокислов железа по граням кристаллов.

Сульфатизация – слабая, приурочена к алевро-глинисто-железистым прослоям кристаллы ангидрита размером 0,05-0,25 мм.

Хлоритизация по обломкам слюды.

В пределах Ангарской зоны складок встречаются тонкие 0,01-0,25 мм трещины заполненные халцедоном.

Пустотное пространство: не встречено



Рисунок 2.28 - Текстуры смещения слоев, слоистая, линзовидная в доломите тонко и мелкозернистом железистом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2645,46 м

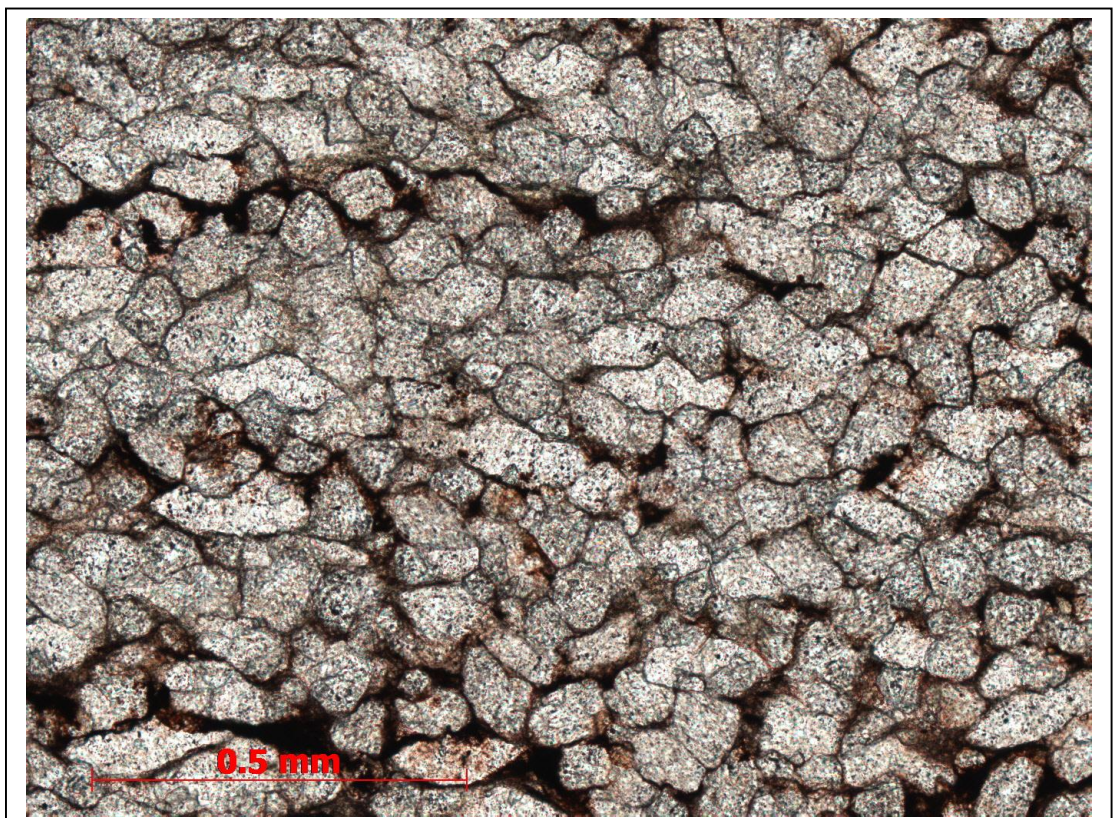


Рисунок 2.29 - Неравномерное ожелезнение в доломите тонко и мелкозернистом железистом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2645,46 м. Николи параллельны

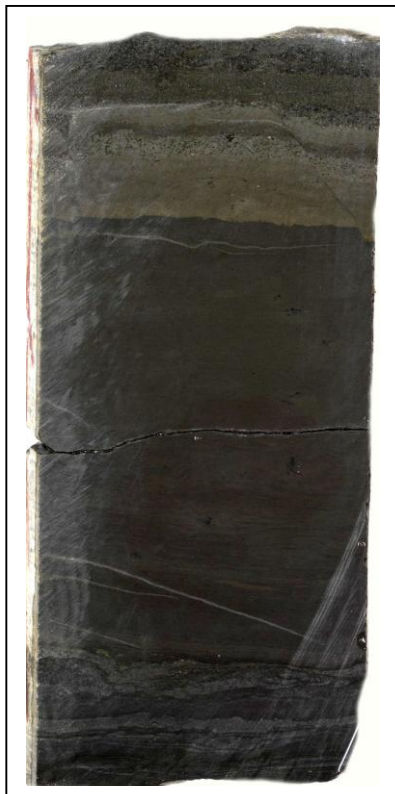


Рисунок 2.30 - Массивная и горизонтально-слоистая текстуры в доломитах микрозернистых и тонкозернистых.
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2541,20 м

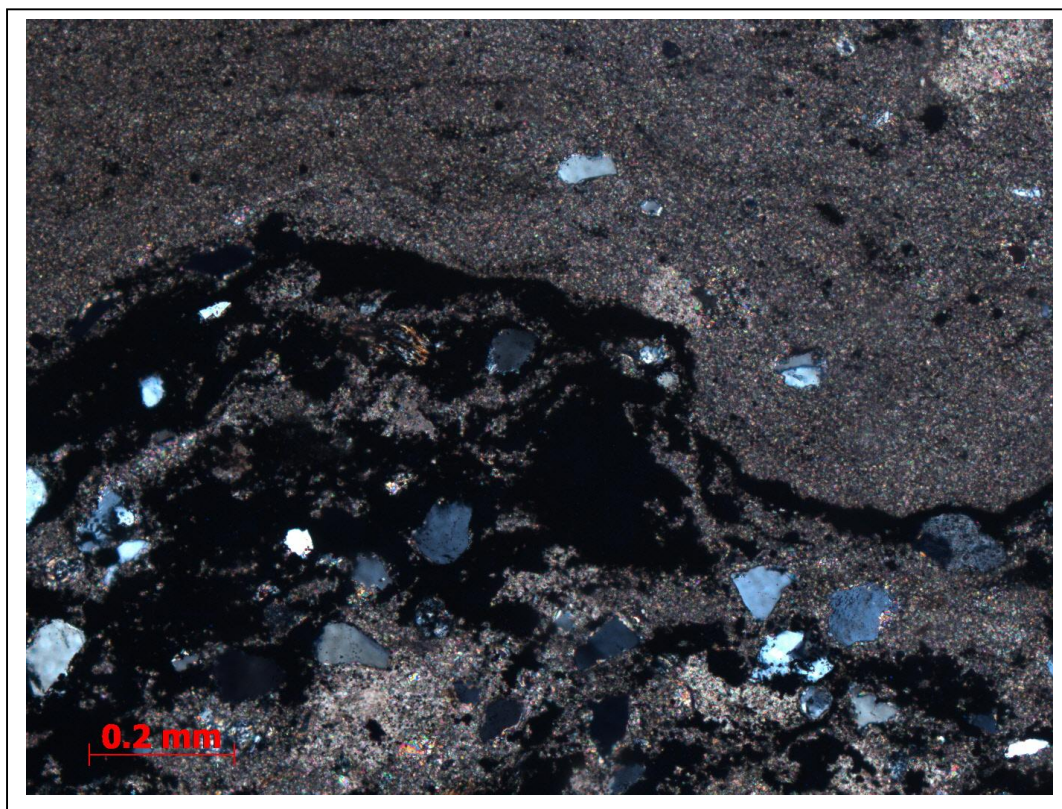


Рисунок 2.31 - Скопления пирита в доломитах микрозернистых и тонкозернистых.
Оморинская скв. 1. Глубина отбора 2541,20 м. Николи скрещены

Литотип 12. Ангидрито-доломиты

Цвет: серый, серо-белый, зеленовато-серый, тёмно-серый, розовый, бежевый (рисунок 2.32).

Текстура: массивная, неяснослоистая, линзовидная, пятнистая.

Структура: мелко-, среднекристаллическая, разнокристаллическая.

Основной объем пород, около 60-80%, так же наблюдаются линзы и вкрапления доломитового, глинистого и песчаного материалов 5-25%. Кристаллы ангидрита столбчатой или игольчатой формы размером от 0,1 мм до 1 мм. Нередко кристаллы ангидрита заполняют остаточные пустоты в цианобактериальных матах (рисунок 2.33).

В породах наблюдаются различные типы микротекстур. В отдельных участках текстуры обусловлены неравномерным распределением в породе алевритового материала, кристаллов доломита и ангидрита. Часто кристаллы доломита имеют зональное строение. Помимо этого отдельные участки породы имеют линзовидное строение. Линзовидные текстуры обусловлены неравномерным распределением в породе алевритового материала, кристаллов доломита и ангидрита, а также микритового глинисто-карбонатного материала.

Встречаются кристаллы доломита идиоморфной и гиподиоморфной формы размером 0,15-2,3 мм, в которых отмечается зональное строение. На кристаллах доломита встречаются кристаллы ангидрита размером 0,03-0,9 мм, природа которых неясна.

Пустотное пространство: редкие единичные поры выщелачивания, размером 0,06-0,35 мм. .



Рисунок 2.32 - Неяснослоистая текстура в ангидрито-долomite. Платоновская скв. 1.
Глубина отбора 2672,18 м

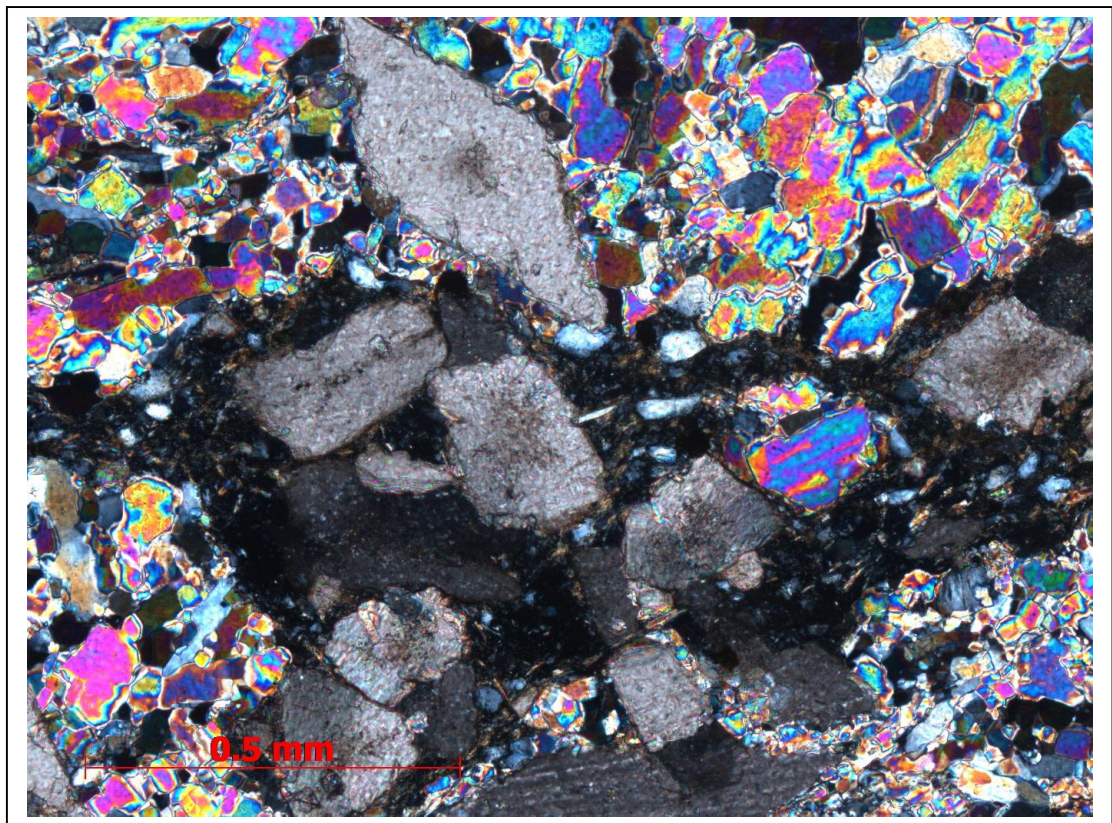


Рисунок 2.33 - Кристаллы доломита идиоморфной и гипидиморфной формы в ангидрито-долomite. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2672,18 м. Николи скрещены

Литотип 13. Ангидриты

Цвет: бурый, серый.

Текстура: линзовидная, неяснослоистая, пятнистая, массивная.

Структура: мелко-, среднекристаллическая, разнокристаллическая.

Основной объем пород, около 90%, составляют ангидриты, а так же наблюдаются прослой и вкрапления доломитового, глинистого и алевритового материалов. Кристаллы ангидрита столбчатой или игольчатой формы размером от 0,05 мм до 1 мм (рисунок 2.34).

В породах наблюдаются различные типы микротекстур. В отдельных участках текстуры обусловлены неравномерным распределением в породе алевритового материала, ангидрита, а также микритового глинисто-карбонатного материала.

Пустотное пространство: не встречено

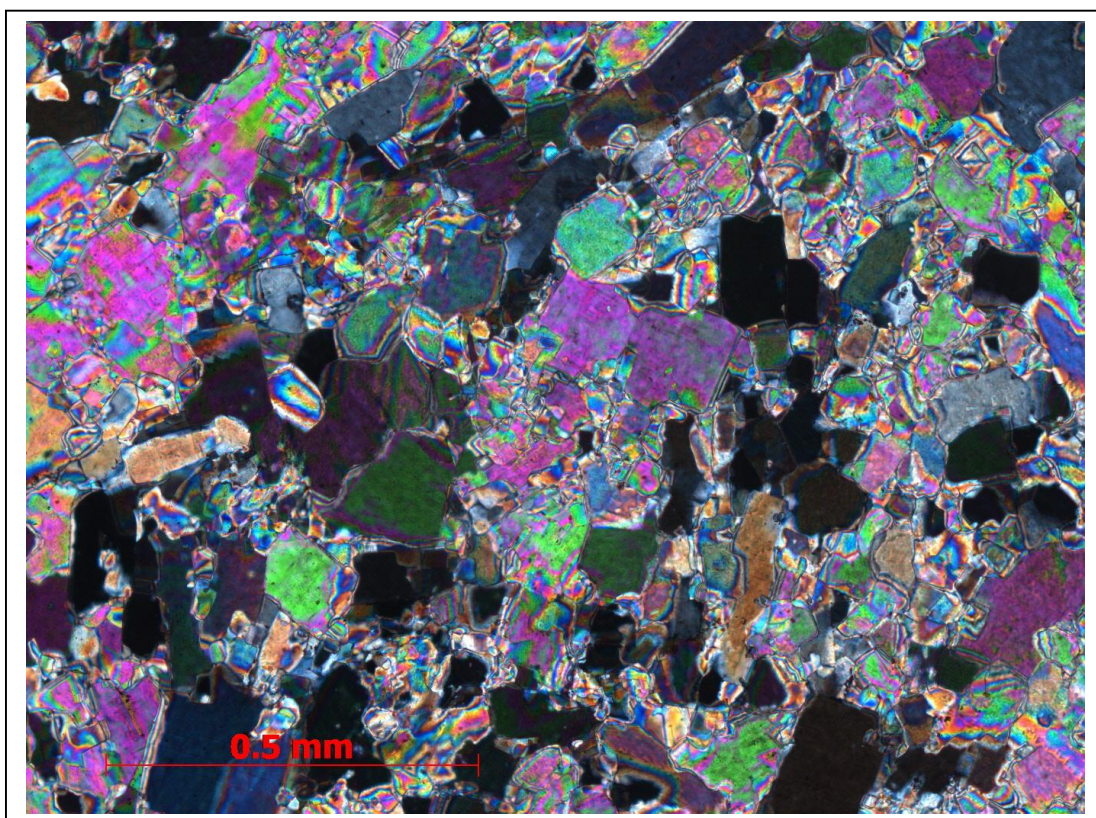


Рисунок 2.34 - Мелко-среднекристаллическая структура в ангидрите. Платоновская скв. 1.
Глубина отбора 2648,20 м. Николи скрещены

В целом, в исследуемых разрезах выделяются 13 литотипов:

- гравелиты мелкообломочные;
- песчаники разномерные;
- песчаники среднемерные;
- песчаники средне-мелкомерные;
- песчаники мелкомерные;
- алевролиты крупномерные;
- алевролиты мелкомерные;
- смешанные алевро-карбонатно-глинистые породы (оскобит);
- аргиллиты;
- доломиты разнокристаллические;
- доломиты микро- и тонкомерные;
- ангидрито-доломиты;
- ангидриты.

2.2. Пространственные изменения литологических характеристик отложений оскобинской свиты

Разрез отложений оскобинской свиты сложен терригенными, терригенно-глинисто-карбонатными и карбонатно-сульфатными породами. Мощности отложений оскобинской свиты в целом меняются достаточно резко в пределах изучаемой территории и составляют от 30 до 105 м. Содержание различных литотипов в разрезе оскобинской свиты меняется, как по площади, так и по разрезу. В целом в нижней части разреза преобладают обломочные породы, в средней части разреза глинисто-карбонатные, а в верхней - сульфатно-карбонатные. При чем,

особенно резко увеличивается в верхней части оскобинской свиты содержание сульфатов, представленных различными формами ангидритов (рисунок 2.35).



Рисунок 2.35 - Повышение сульфатности вверх по разрезу в отложениях оскобинской свиты

В обломочной части пород Камовского свода и Ангарской зоны складок наблюдаются существенные различия. На территории Камовского свода терригенная часть представлена в основном обломками кварца. Обломки полевых шпатов составляют около 15-20%, а в пределах Ангарской зоны складок доля КПШ не превышает 5-10%. Содержание терригенных слюд, обломков кремнистых и метаморфических пород, глинистых сланцев и кварцитов в разрезах Камовского свода значительно больше, чем в пределах зоны Ангарских складок. Так же в пределах Камовского свода обломки лучше окатаны и отсортированы, но более грубозернистые.

Доля вторичного цемента в породах оскобинской свиты в пределах зоны Ангарских складок, составляет от 9 до 22% в общем объеме породы (рисунок 2.37). Максимальные значения содержания регенерационного цемента отмечаются в скважинах Чунская-1 – 59% и Ильбокичская-6 – 58% от всего объема вторичного цемента (рисунок 2.38). Карбонатизация наиболее интенсивна в скважине Имбинская-4, где составляет порядка 67% от всего объема аутигенных минералов. Её значения минимальны в скважинах Чунская-1 и Абаканская-1, где они составляют не более 5% в объеме вторичных преобразований. Сульфатный цемент преобладает в скважинах Абаканская-1 и Верхнеманзинская-1 – 90 и 82% соответственно от всей доли аутигенного цемента (рисунок 2.36).

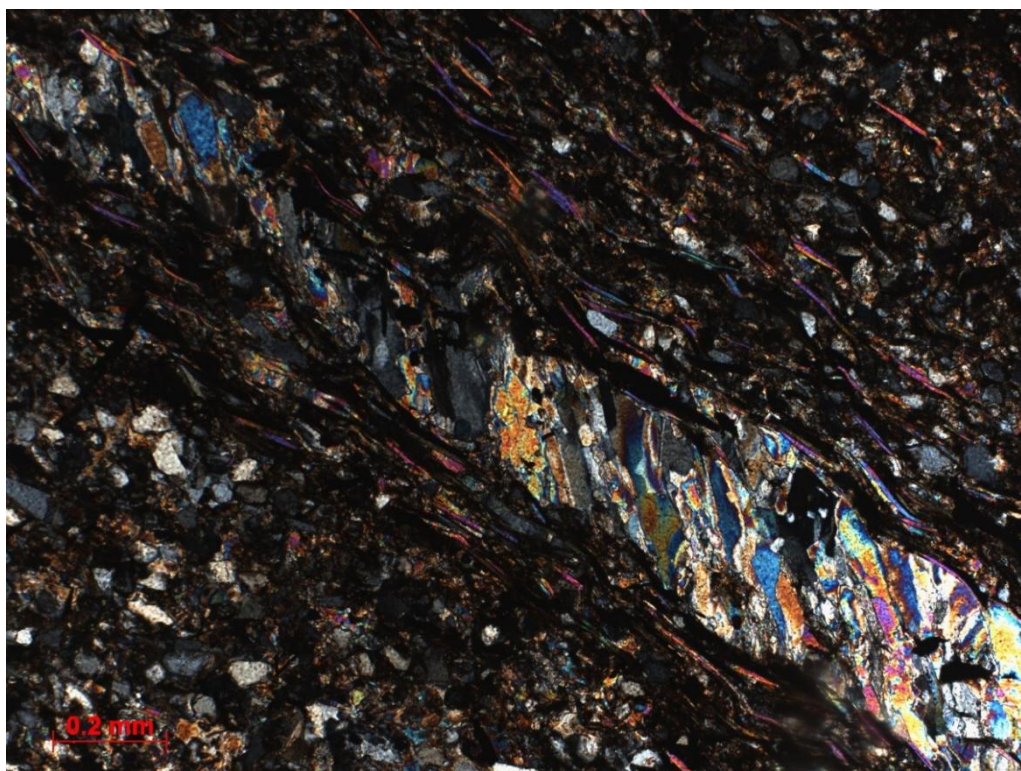


Рисунок 2.36 – Сульфатная цементация и заполнение трещины ангидритом в алевролите. Скважина Верхнеманзинская-1. Оскобинская свита

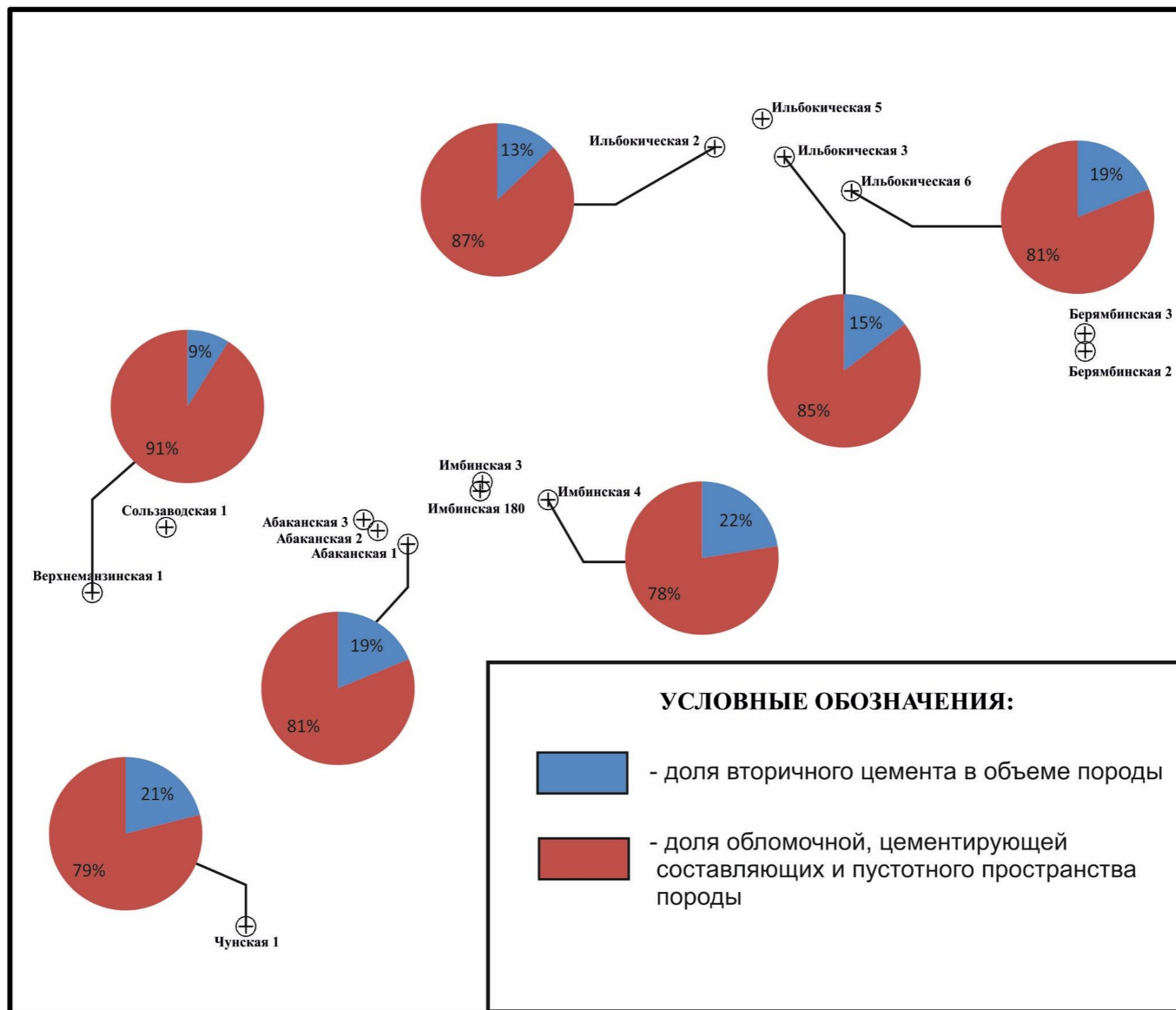


Рисунок 2.37 – Интенсивность вторичных преобразований в отложениях оскобинской свиты

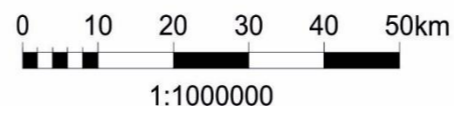
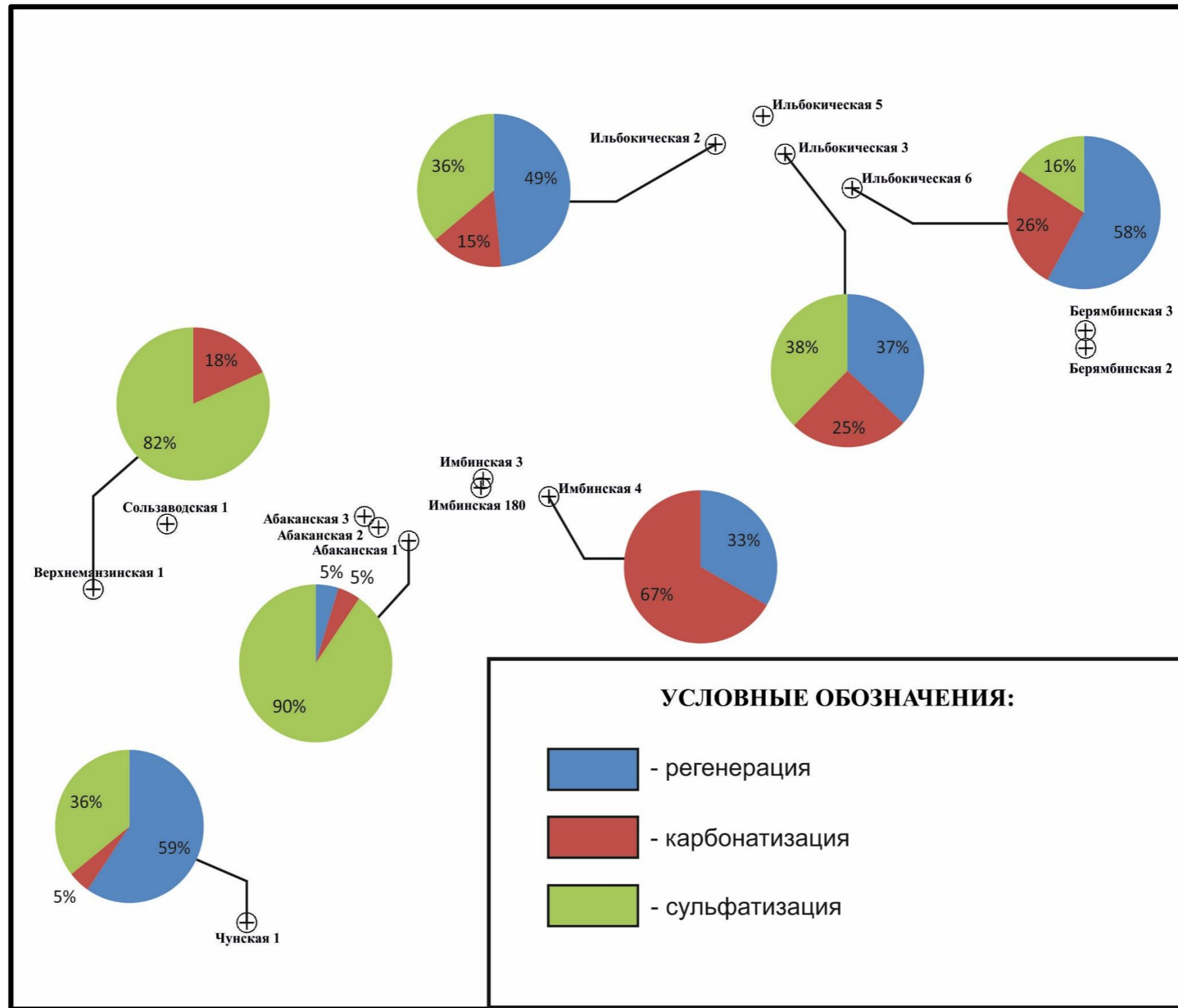


Рисунок 2.38 – Вторичные изменения в отложениях оскобинской свиты

3. Закономерности строения разреза и условия осадконакопления отложений оскобинской свиты

3.1. Циклостратиграфический анализ

В настоящей работе рассмотрены закономерности строения разреза средней и верхней пачек стратиграфического объёма оскобинской свиты. Породы, слагающие их разрез, формируют циклические последовательности, образующие два седиментационных циклита, имеющих трёхчленное строение (рисунок 3.4-3.6).

В базальной части I (нижнего) седиментационного циклита залегают песчано-алевроглинистые отложения, выделяемые нефтяниками, как продуктивный пласт Б8 (рисунок 3.1 – 3.3). Этот пласт благодаря своей аномальной радиоактивности достаточно хорошо прослеживается, как в районах Ангарской зоны складок, так и в пределах Байкитской антеклизы. Пласт преимущественно представлен: песчаниками разномелкозернистыми с сульфатно-карбонатным цементом; песчаниками средне-мелкозернистыми алевритистыми с сульфатно-карбонатным цементом; песчаниками мелкозернистыми с сульфатно-карбонатным цементом; песчаниками мелкозернистыми алевритовыми с сульфатно-карбонатным цементом; алевролитами с сульфатно-карбонатным цементом; алевролитами карбонатно-глинистыми. В отдельных прослоях встречаются аргиллиты алевритистые, а также доломиты микрокристаллические алевритовые, доломиты комковато-сгустковые и смешанные алевро-карбонатно-глинистые породы (оскобиты). Обломочная часть в терригенных породах представлена кварцем – 75%, калиевым полевым шпатом – 15%, обломками кремнистых пород – 10%. В породах отмечены следующие виды текстур: неяснослоистые, линзовиднослоистые, слабоволнистослоистые, наклоннослоистые, косослоистые.

Терригенные отложения вверх по разрезу сменяются сульфатно-карбонатными отложениями, с характерными для этого стратиграфического интервала породами – оскобитами. Эти отложения слагают среднюю часть I седиментационного циклита. Они представляют собой смешанные по составу породы (обломочно-глинисто-сульфатно-карбонатные), в которых отмечаются крупные до 1 мм раннедиагенетические кристаллы доломита. Здесь встречаются литотипы: песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, алевролиты мелкозернистые, смешанные алевро-карбонатно-глинистые породы (оскобит), аргиллиты, доломиты разнокристаллические, доломиты микро- и тонкозернистые, ангидрито-доломит, ангидрит. Завершают разрез первого седиментационного циклита прослой ангидритов толщиной до 5 м.

Не смотря на общую схему строения циклита литологическое строение и мощности отложений крайне отличаются. Мощность I циклита изменяется от 22 до 69 м. Минимальные толщины на Камовской площади и составляют 22-27 м, а максимальные на Ильбокичской до 69 м.

В разрезах оскобинской свиты Байкитской антеклизы и Ильбокичской площади по сравнению с разрезами Берямбинской, Верхнеманзинской и Сользаводской площадей значительно преобладают алевро-песчаные разности пород, а содержание глинистых, карбонатных и сульфатных пород существенно меньше.



Рисунок 3.1 – Принципиальное строение I скандинавского цикла.

— нижняя часть I седиментационного цикла. Литологически представлена песчаниками, алевролитами и алевро-глинистыми породами.


— средняя часть I седиментационного цикла. Литологически представлена доломитами, алевро-глинисто-карбонатными породами, ангидрито-доломитами.


— верхняя часть I седиментационного цикла. Литологически представлена глинисто-карбонатными породами, ангидрито-доломитами и ангидритами.


В основании II седиментационного циклита залегают песчанистые алевролиты, алевролиты мелкозернистые, алевро-глинистые и глинистые породы. Эти отложения слагают нижнюю часть II седиментационного циклита. Отложения вверх по разрезу сменяются карбонатно-глинистыми и карбонатными породами, доломитового состава. Кроме того, для этих отложений характерны алевро-карбонатно-глинистые породы смешанного состава (оскобиты). Эти отложения составляют среднюю часть II седиментационного циклита. Завершают разрез циклита прослой ангидрита мощностью до 15 м. Толщины II седиментационного циклита в пределах исследуемого региона изменяются достаточно резко. В пределах сводовой части Байкитской антеклизы эти отложения отсутствуют. Наибольшие мощности циклита отмечены в пределах Беряμβинской площади и достигают 57м. Следует отметить, что увеличение толщины циклита происходит преимущественно за счет верхних его частей, представленных пластами ангидрита (рисунок 3.2-3.3).

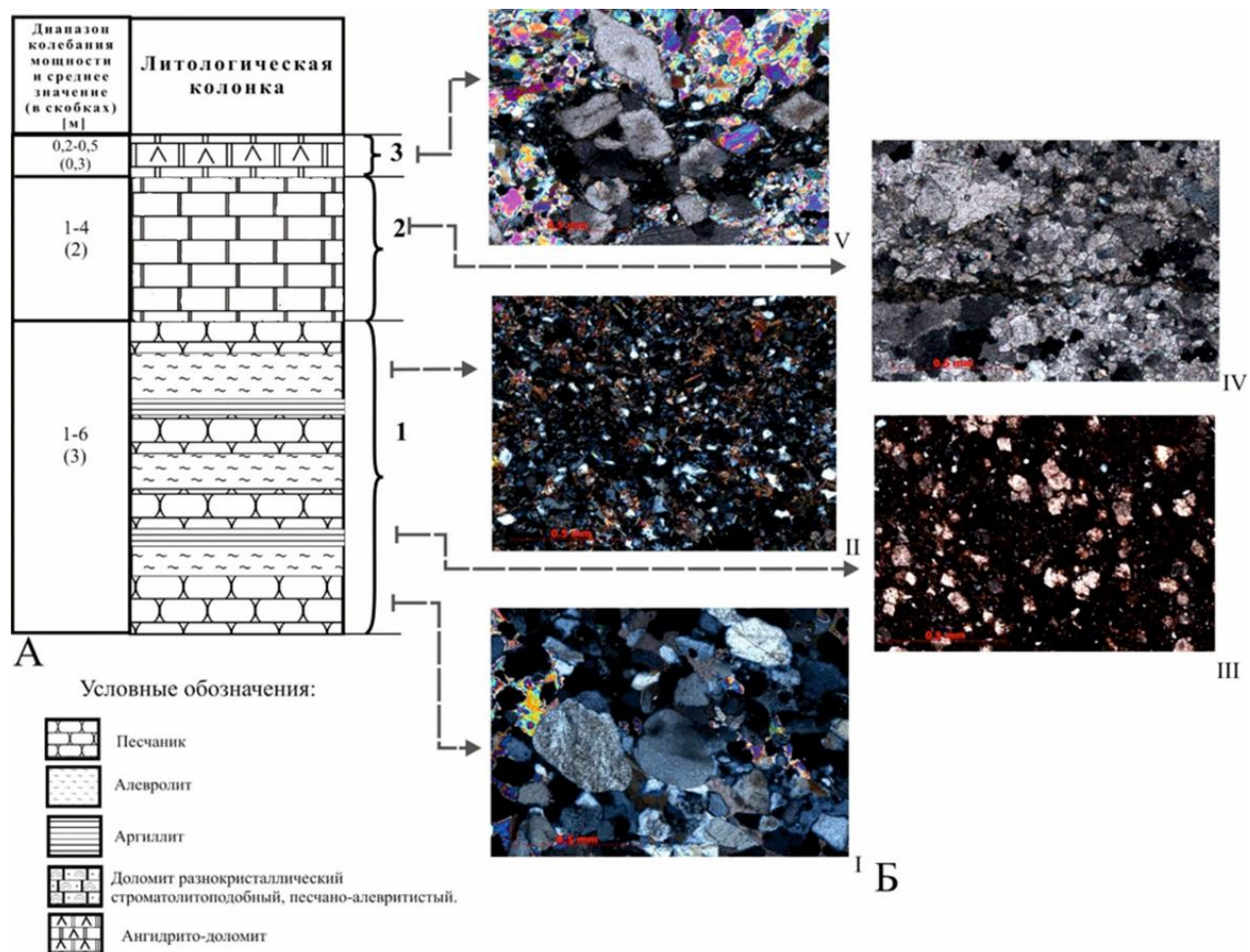


Рисунок 3.2 – Принципиальное строения II седиментационного циклита.

 - нижняя часть I седиментационного циклита. Литологически представлена алевролитами и алевро-глинистыми породами, частично карбонатными.

 - средняя часть I седиментационного циклита. Литологически представлена доломитами, алевро-глинисто-карбонатными породами, ангидрито-доломитами.

 - верхняя часть I седиментационного циклита. Литологически представлена ангидрито-доломитами и ангидритами.



I – Песчаники разнозернистые, II – Алевролиты мелкозернистые, III – Аргиллиты железистые, IV – Доломиты разнокристаллические, V – Ангидрито-доломиты.

Рисунок 3.3– Микроструктура литотипов в разрезе седиментационного циклита оскобинской свиты (принципиальная схема)

Байkitская антеклизa

Склон

Свод

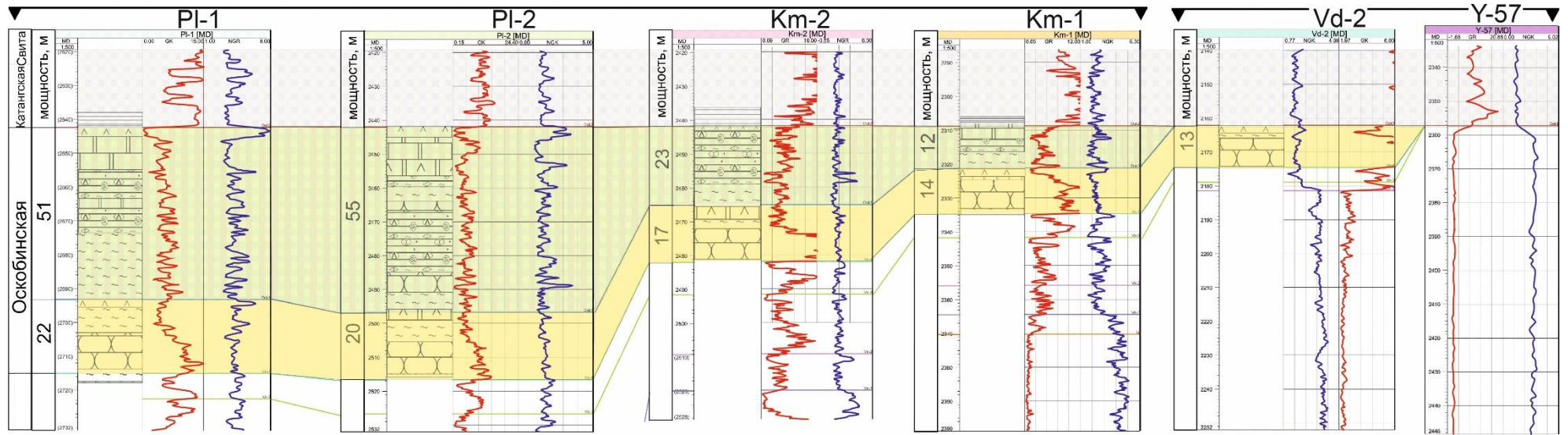


Рисунок 3.4 – Строение разреза оскобинской свиты в пределах Байkitской антеклизы

- первый седиментационный циклит;
 - второй седиментационный циклит.

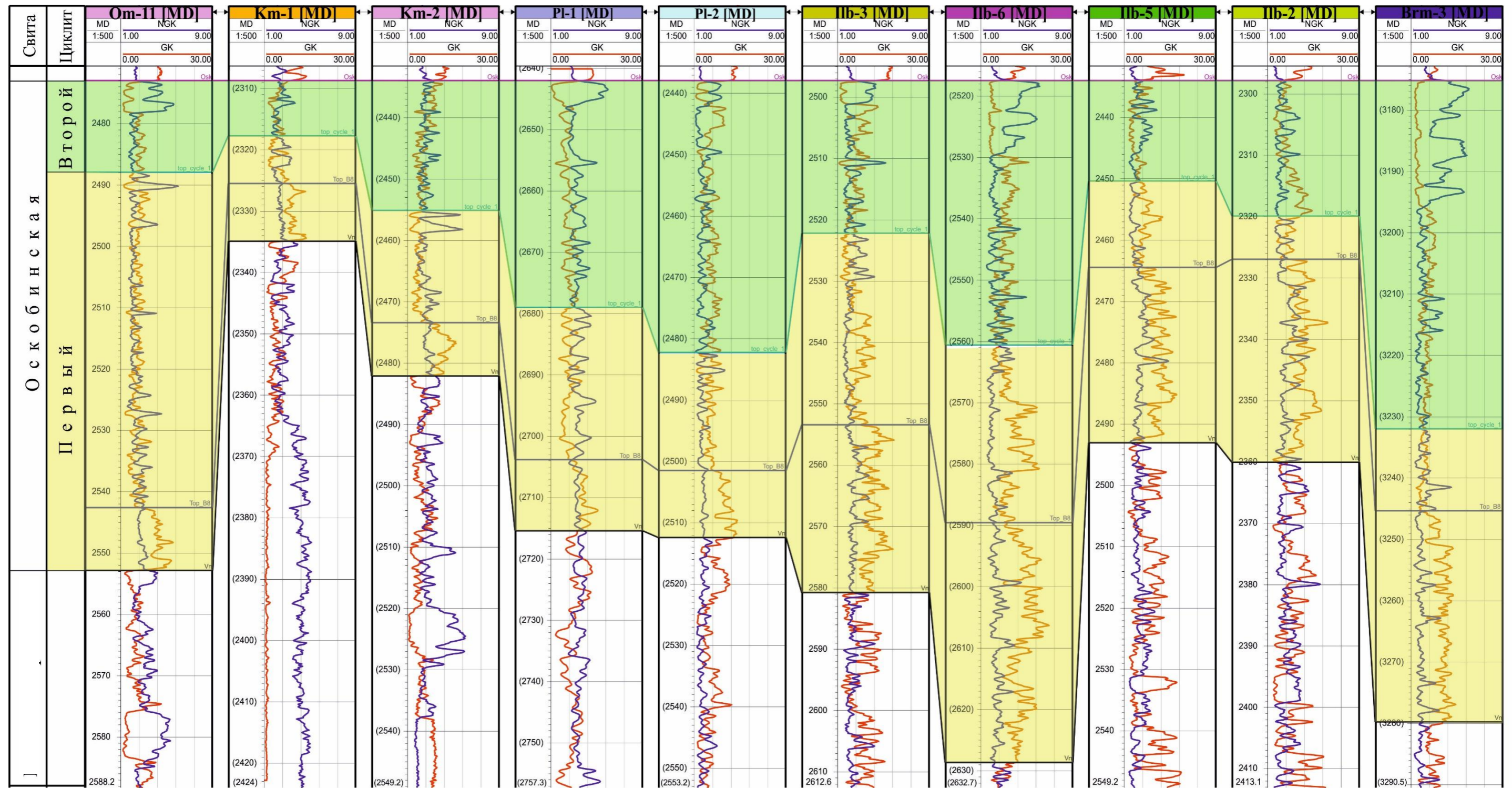


Рисунок 3.5 - Корреляция разрезов оскобинской свиты в пределах Оморинской, Камовской, Платоновской, Ильбокичской и Берямбинской площадей

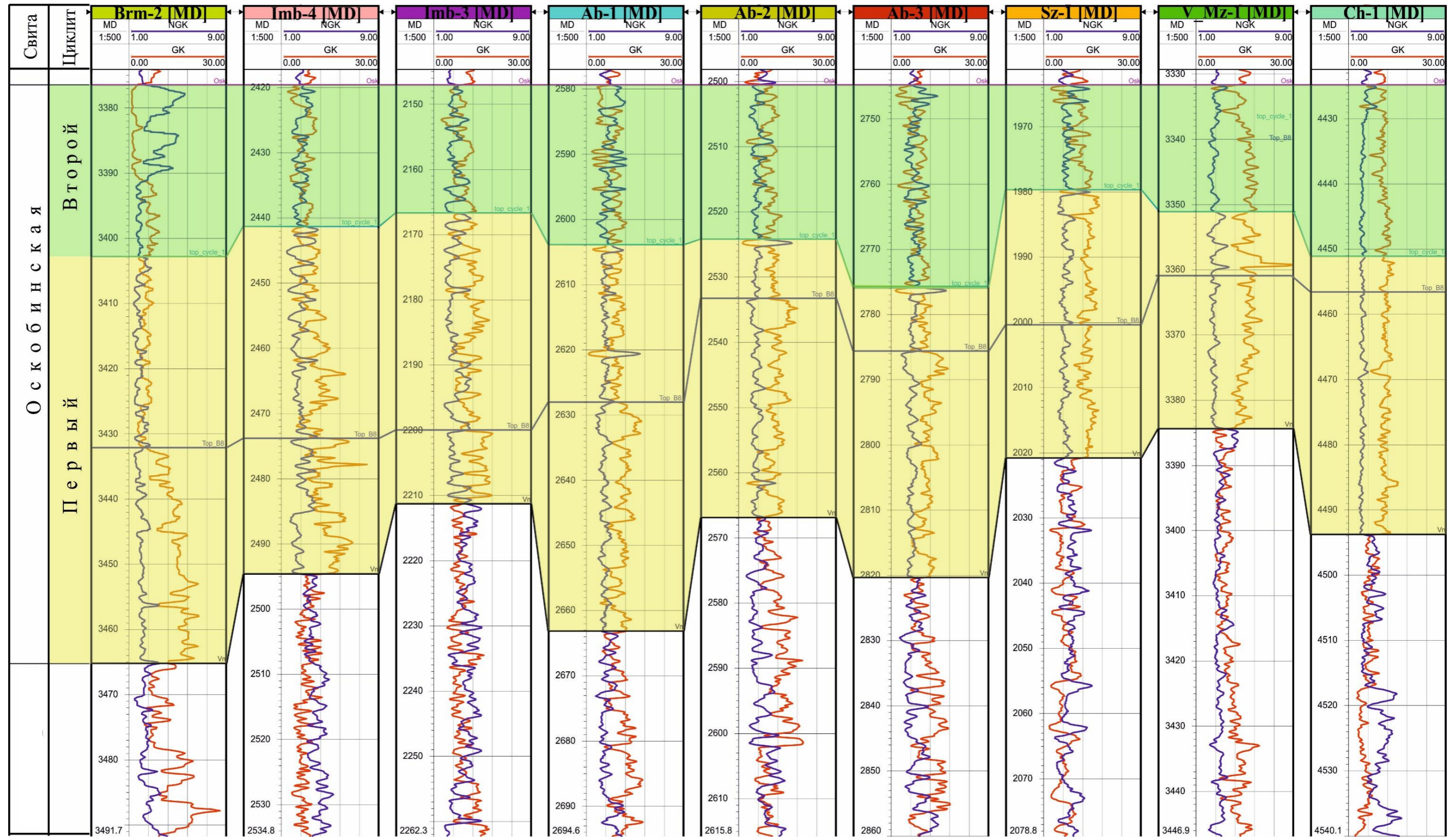


Рисунок 3.6 - Корреляция разрезов оскобинской свиты, в пределах Берябинской, Имбинской, Абаканской, Солзаводской, Верхнеманзинской и Чунской площадей

Таким образом, в оскобинской свите в пределах западного склона Байкитской антеклизы выделено два седиментационных циклита имеющих трёхчленное строение. Нижняя часть представлена терригенными и терригенно-карбонатными породами, средняя карбонатными и терригенно-карбонатными, верхняя сульфатными и сульфатно-карбонатными. Оба циклита прослеживаются в пределах всей изучаемой территории, но мощность их изменчива.

Мощность нижнего циклита изменяется от 22 м, в пределах Камовской площади, до 69 м на Ильбокичской площади. В целом его мощность значительно больше в пределах зоны Ангарских складок и в среднем здесь составляет около 47 м. Увеличение мощности происходит как за счет нижней части циклита, представленной алевро-глинистыми отложениями пласта Б8, так и за счет прослоев ангидритов в верхней части разреза первого седиментационного циклита (рисунок 3.5).

Верхний седиментационный циклит ещё более резко меняется по мощности. В пределах сводовой части Байкитской антеклизы его отложения отсутствуют, а в скважинах расположенных на склонах Камовского свода, его мощность достигает 40 м. Увеличение толщин циклита происходит в основном за счет мощности сульфатных пород в его кровле. Так например, мощность сульфатной пачки в скважине Оморинская-11 составляет 6 м, а в скважине Берямбинская-3 около 20 м (рисунки 3.3, 3.6).

3.2 Генезис магниальных карбонатных пород оскобинской свиты

Значительная часть разреза оскобинской свиты представлена доломитами с разной степенью кристалличности. Особая группа доломитовых пород имеет собственное название – оскобиты. Для них характерна значительное количество алевро-глинистой и сульфатной примесей. Отличительной особенностью этих пород являются необычно большой размер идиоморфных кристаллов доломита, который может достигать 0,5 мм. Генезис этих пород в многочисленных работах различных исследователей объяснялся по-разному. Детальные исследования состава и структуры кристаллов доломита в этих породах, а также анализ современных литературных данных с помощью растровой электронной микроскопии, позволили сделать вывод об их бактериальной природе [3, 40, 49, 51, 53, 97, 139, 144, 151-155].

Методом растровой электронной микроскопии были исследованы образцы из скважин глубокого бурения в пределах Камовского свода, Оморинской, Камовской и Платоновской площадей.

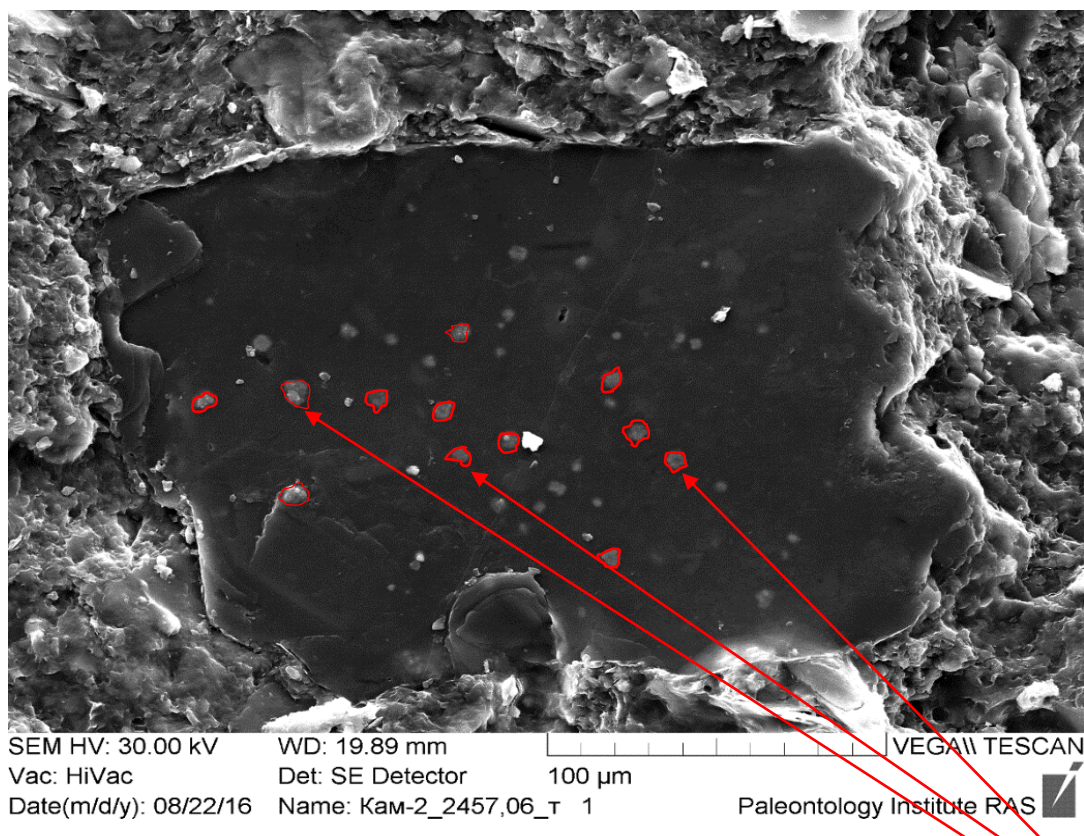


Рисунок 3.7 - Кристалл доломита в глинистом матриксе. На кристалле доломита реликты сульфатредуцирующих бактерий (выделены красным цветом). Камовская площадь. Глубина отбора 2457,06 м. Снимок сделан с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ)

Анализ сколов различных пород показал наличие прокариотических структур, имеющих шарообразную (рисунок 3.7), палочковидную и нитчатую формы. Помимо этого в породе, встречаются биоплёнки, которые обволакивают идиоморфные кристаллы доломита и частично находятся внутри самих кристаллов (рисунок 3.8). Так, на рисунке 3.9 не трудно заметить шарообразные колонии бактерий, плотно находящиеся внутри кристаллов доломита. На рисунках 3.10 и 3.11 видна структура литифицированных колоний.

Бактериальные формы (рисунок 3.7-3.13) являются скоплениями экстремально алкалофильных гидрогенотрофов - сульфатредуцирующих бактерий. Как было описано выше, они обитают при температуре 20-45⁰С и рН 8-11.

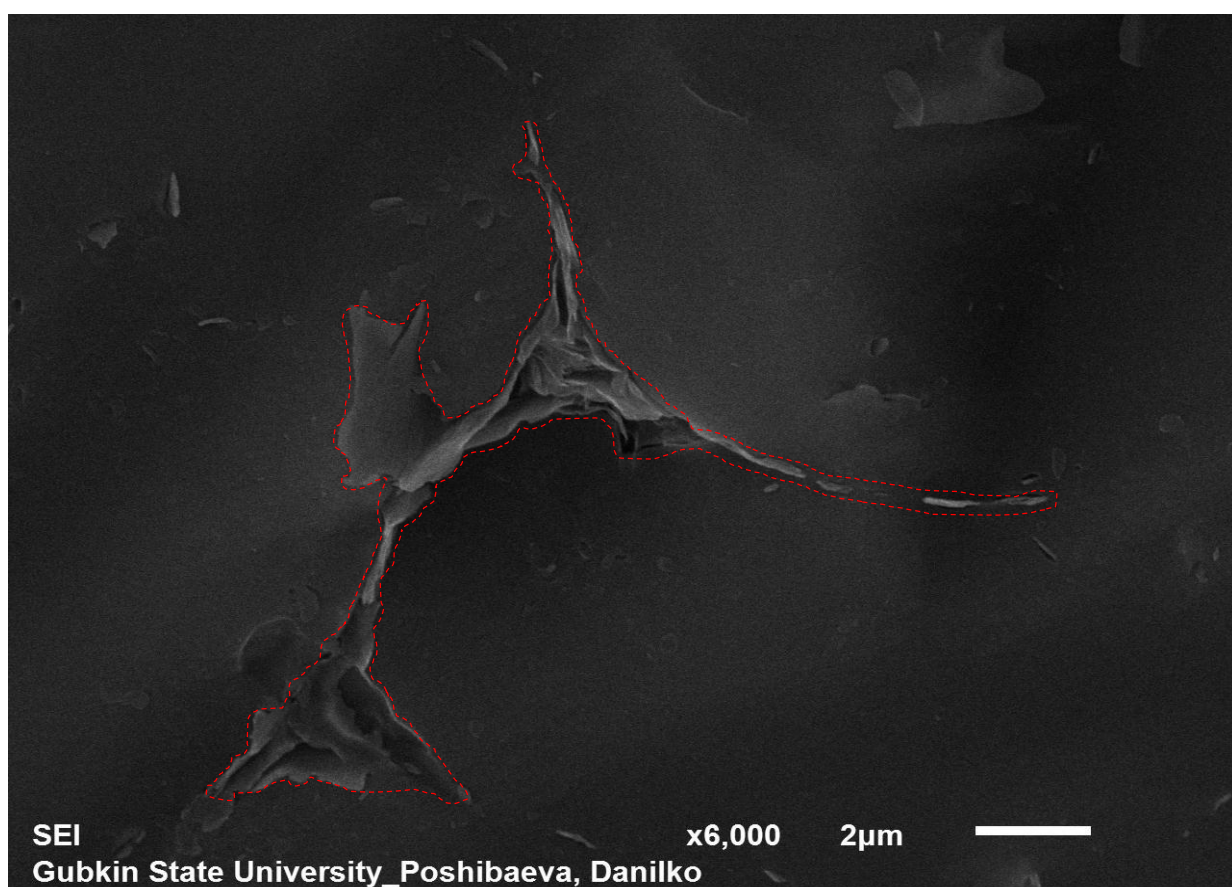


Рисунок 3.8 - Биопленки внутри кристалла доломита. Платоновская площадь. Снимок сделан с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ)

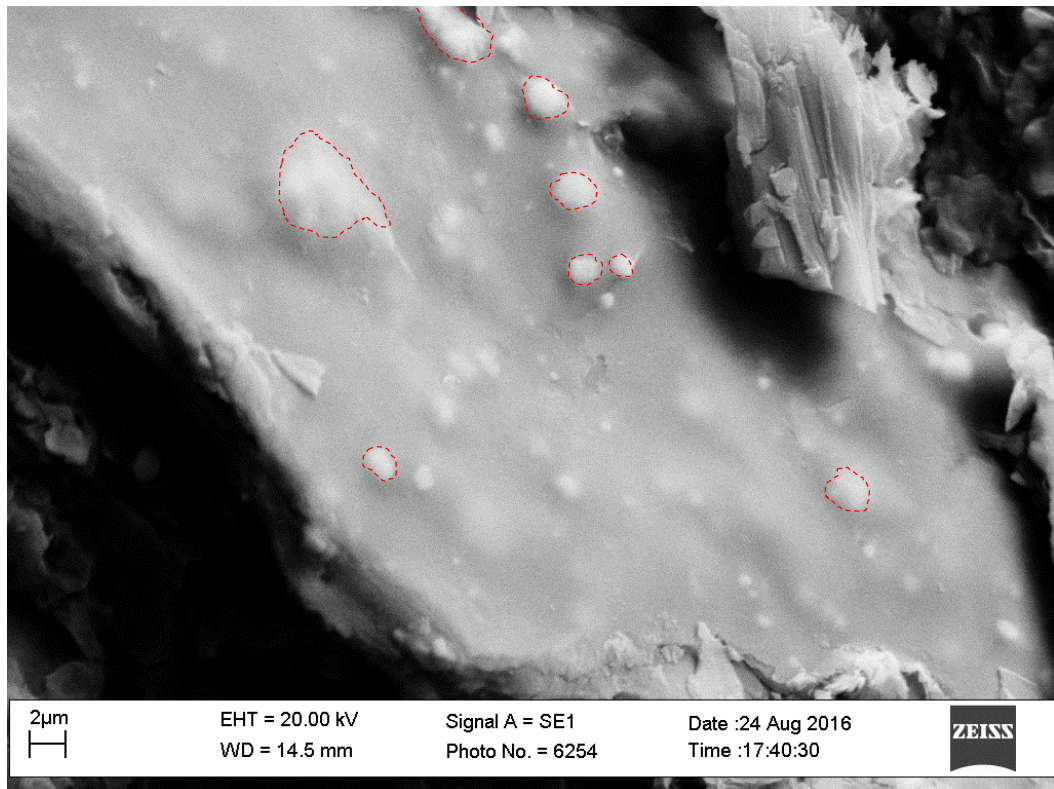


Рисунок 3.9 - Шарообразные колонии бактерий внутри кристалла доломита. Камовская площадь. Глубина отбора 2457,06 м

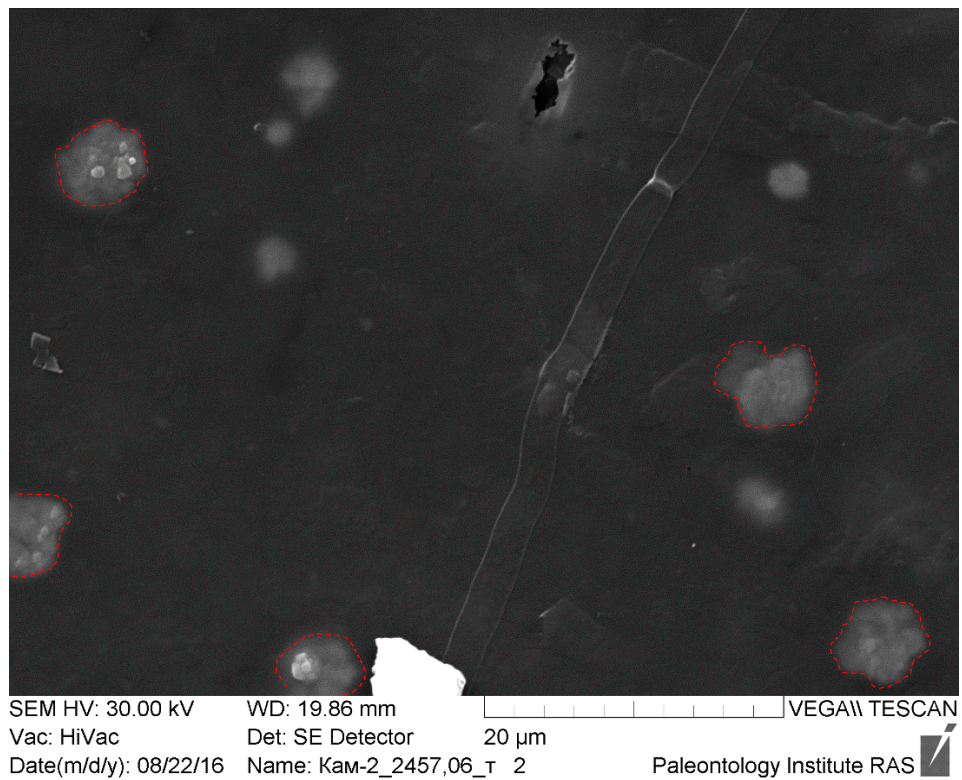


Рисунок 3.10 - Структура шарообразных колоний бактерий внутри кристалла доломита. Камовская площадь. Глубина отбора 2457,06 м

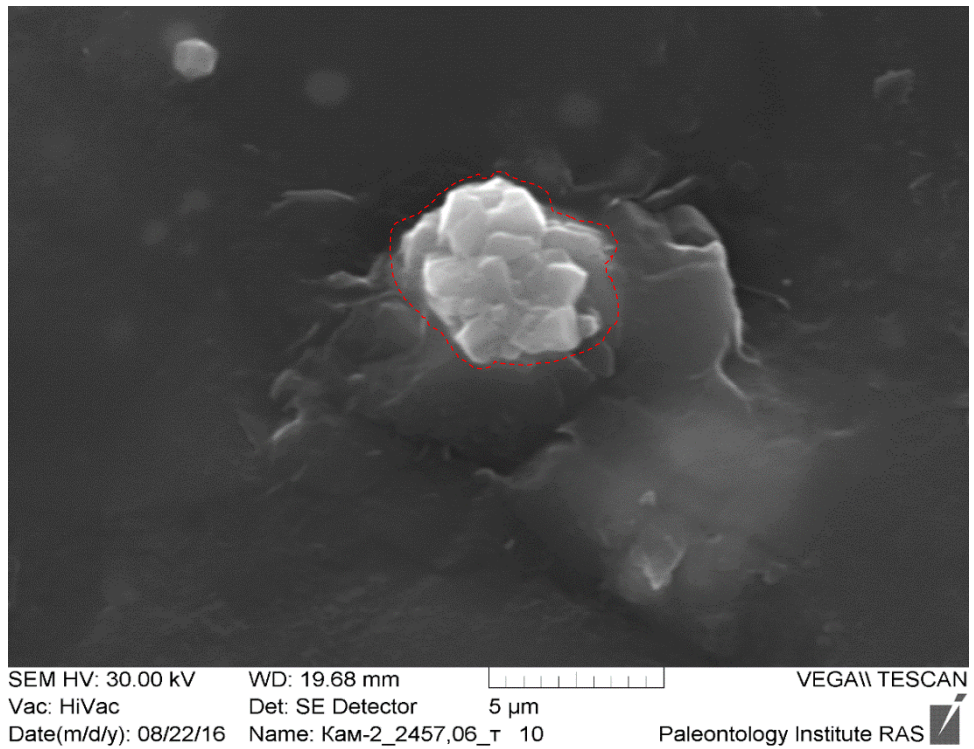


Рисунок 3.11 - Структура шарообразной колонии бактерии внутри кристалла доломита. Камовская площадь. Глубина отбора 2457,06 м

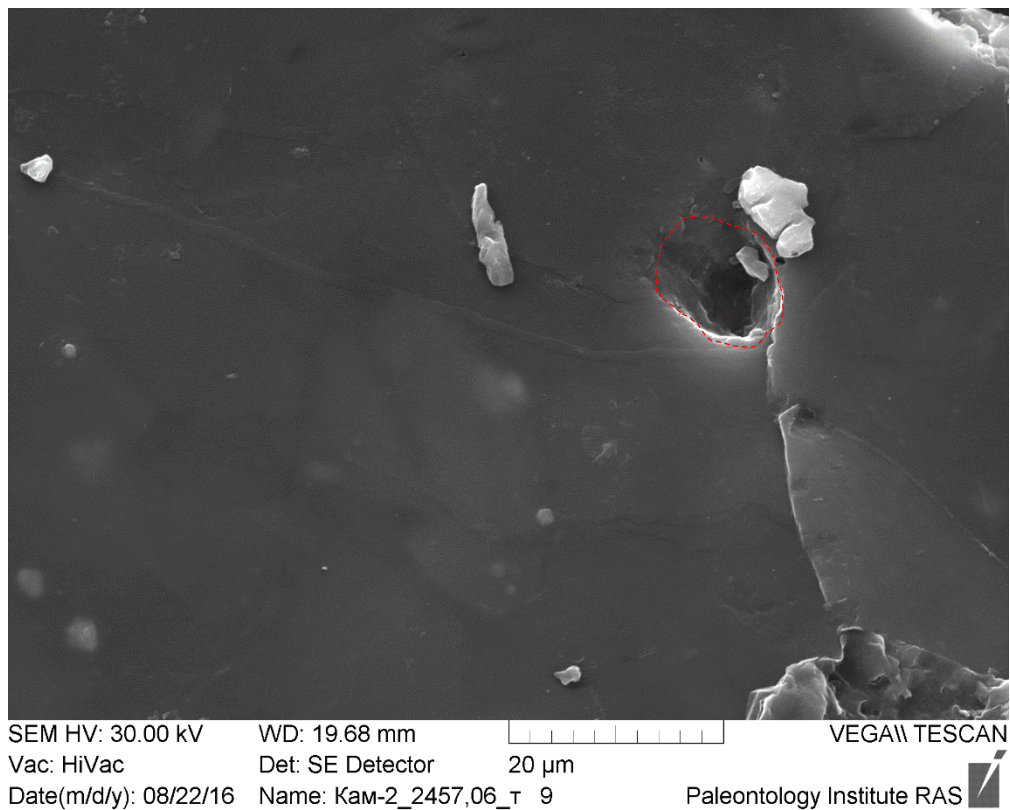


Рисунок 3.12 - Реликтовая пустота в кристалле доломита, образовавшаяся в результате протравки образца соляной кислотой. Камовская площадь. Глубина отбора 2457,06 м

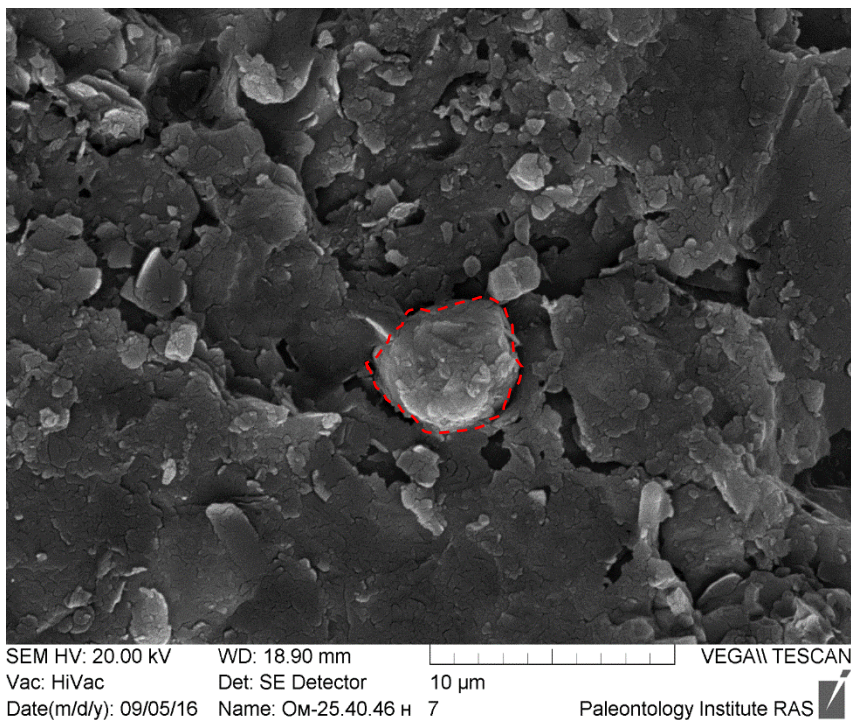


Рисунок 3.13 - Структура шарообразной колонии бактерии внутри глинисто-карбонатного матрикса. Оморинская площадь. Глубина отбора 2540,46 м

Бактериальные прокариотические организмы являются самой древней и многочисленной формой жизни на нашей планете. Они наиболее полно освоили пространство Земли для обитания, в чем далеко превосходили более сложные организмы.

Прокариоты разделяют на два домена: Археи (*Archaea*) и Бактерии (*Bacteria*). Бактерии обитают в почве, воде, являются симбионтами грибов, растений и животных. Разные классы прокариот осуществляют процессы жизнедеятельности в многообразных эконических условиях, обеспечивающих многообразие возможных типов получения энергии и углерода. По этому показателю особенно выделяются сверх-экстремалы, относящиеся к археям. Археи занимают особые природные ниши и живут при высокой температуре и давлении на больших глубинах в океанах, в глубоких трещинах земной коры, в условиях гиперсолености, строгого анаэробноза и кислотности. Наряду с облигатными экстремофилами, значительную часть архей составляют те, что обитают в обычных биотопах: в холодных морских и пресных водах, осадках пресных озер, почвах, кишечнике многих животных, позвоночных и беспозвоночных, полостях губок и морских огурцов, кишечнике рыб [34]. В горячих источниках живут прокариоты - термофилы, устойчивые к температурам +45...+121 °С; психрофилы способны к размножению при сравнительно низких температурах (-42... +5 °С); ацидофилы живут в кислотных средах (рН 0,5—5); алкалофилы, наоборот, предпочитают щелочи (рН 9—11,5). Барофилы выдерживают давление до 1400 атмосфер, галофилы живут в соляных растворах с содержанием NaCl 25—35 %. Ксерофилы выживают при минимальном уровне влаги [40]. Прокариоты, как археи, так и бактерии, обнаруживаются на большой глубине в горных

породах под морским дном. Это как гетеротрофные виды, для которых источником углерода могут служить и углеводороды, так и хемолитоавтотрофные виды. Вероятно, биомасса их предков послужила источником ОВ для первичного нафтидогенеза. Считается, что объем биомассы глубинной биосферы составляет половину от объема поверхностной. По всей видимости, этот процесс происходит и на современном этапе эволюции геосферы Земли. [97]

Обнаружение многочисленных остатков ископаемых бактерий в древнейших осадочных породах Земли с возрастом до 3,5 млрд.л. явилось одним из удивительных открытий, сделанных геологами и палеонтологами в конце прошлого века, хотя сведения о присутствии остатков микроорганизмов в древних породах на протяжении XX века появилось неоднократно [3,144].

Первые сведения о присутствии фоссилизированных микроорганизмов в древних отложениях появились в начале XX века В работах L. Cayeux, 1911 и E.S. Moore, 1918 были описаны кремненные бактериоморфные тела из нижнепротерозойской формации Ганфлинт (возраст около 2 млрд. л., оз. Верхнее, Канада). Об участии биогенного фактора в образовании многих осадочных пород и полезных ископаемых писали L.Cayex (1936), Б. Л. Исаченко (1948), Г.И. Бушинский (1966), В.И. Вернадский (1967) и многие другие. В 1947 году В.Г. и Вологдин в небольшой работе перечислил длинный ряд пород разного состава и различного возраста, содержащих фоссилизированные бактериоподобные структуры, которые он наблюдал в тонких шлифах в проходящем свете. Но к этим работам палеонтологическое сообщество отнеслось скептически, так как господствовало мнение, что сохранение в ископаемом состоянии столь древних остатков бесскелетных организмов невозможно, а изображения приведенные Вологдиным, были маловыразительны. Интерес к изучению древнейшей жизни возобновился в 60-е годы XX в. после выхода в свет статьи Е. Баргхурна и С. Тайлера (Barghoorn, Tyler, 1965), посвященной описанию кремненных микроорганизмов из той же формации Ганфлинт Канады. После этого одна за другой стали появляться работы, содержащие описание кремненных микроорганизмов из архейских и протерозойских отложений всего мира, включая территорию Советского Союза (Barghoorn, Schopf, 1965, 1966; Schopf, Barghoorn, 1967,1969; Schopf, 1968,1970, 1992,1993; Cloud et al., 1969; Schopf et al., 1977; Вейс, 1984, 1988; Walsh, 1992; Сергеев, 1992; Allwood et al., 2006; Van Kranendork, 2008; и др.). Исследователи обратили внимание на то, что большая часть найденных микроорганизмов очень похожа на современных цианобактерий. Knoll и Golubic (1979) проанализировали кремненные микрофоссилии из верхнедокембрийской формации Биттер-Спрингс Австралии и пришли к выводу, что они являются остатками фоссилизированного циано-бактериального мата со всеми группами входящих в него микроорганизмов. Но до

недавнего времени все эти знаменитые «кремнистые биоты», в том числе акритархи, изучались в шлифах и мацерациях с использованием оптического микроскопа. С начала 1990-х годов геологами и палеонтологами для исследований стал использоваться сканирующий электронный микроскоп (РЭМ). С его помощью было обнаружено, что во многих древних осадочных породах часто в массовом количестве присутствуют фоссилизованные бактериальные структуры. Это позволило поставить вопрос об огромной роли бактериальной деятельности в накоплении практически всех осадочных пород (Розанов, 2002, 2003). Особенно хорошо сохраняются тела фоссилизованных бактерий среди древних фосфоритов (Zhegallo et al., 2000), кремнистых пород (Barghoor, Schopf, 1965, 1966; Сергеев, 1992; и др.), высокоуглеродистых отложений (Жмур и др., 1993, 1996; Бактериальная палеонтология, 2002). Их минерализованные остатки встречаются среди карбонатных и глинистых осадков, среди бокситов, железных и марганцеворудных пород (Герасименко и др., 1996; Наймарк и др., 2009; и др. работы). Сохранение бактерий в ископаемом состоянии связано с их очень быстрой минерализацией, которая должна была происходить до начала деградации бактериальных тел. Кроме собственно бактерий к миру микроорганизмов относятся мелкие эукариоты, также имеющие размеры от первых единиц до первых сотен микрон; это акритархи, некоторые микроскопические водоросли и грибы, ряд простейших. Их сохранение в ископаемом состоянии часто определяется теми же факторами, что и у бактерий [3].

Изучение ископаемых прокариот, а именно, бактерий и архей представляет собой чрезвычайно важную задачу. Поскольку, исследование древнейших бактерий не только проливает свет на появление и развитие жизни на Земле и становление на ней биосферы, но и указывает на важную роль бактериальной деятельности в образовании на Земле осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, а также помогает понять закономерности процессов фоссилизации и сохранения остатков древних организмов [3].

Для существования биосферы первостепенное значение имели два процесса, обусловившие состав атмосферы Земли: удаление из нее избыточного количества диоксида углерода, поступившего при дегазации планеты, и частичная его замена эквивалентным количеством кислорода, что привело к окислительному характеру процессов на поверхности контакта с воздушной средой [49, 51].

Известно, что дегазация осуществляется в цикле неорганического углерода и сопряжена с циклами Са и Mg: избыточная CO_2 связывается в нерастворимые карбонаты с захоронением их в осадочных оболочках и последующим рециклом. Процесс обусловлен извлечением Са и Mg из изверженных пород в водной среде согласно условному равновесию $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{CaCO}_3\downarrow + \text{SiO}_2\downarrow$. Реакция имеет место дважды: сначала в зоне подводных

гидротерм при контакте свежих изверженных пород с CO_2 и H_2O ; затем субаэрально при углекислотном выветривании пород. Подводная реакция серпентинизации ограничивает перенасыщение океана углекислотой дегазации и последующий вынос CO_2 в атмосферу. В атмосферном гидрологическом цикле CO_2 поглощается из воздуха и мигрирует в виде бикарбонатных растворов до бассейнов седиментации. Карбонаты осаждаются в теплых мелководных морях при нарушении pH-зависимого равновесия $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- = \text{CaCO}_3 + \uparrow\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ в результате снижения растворимости $\text{CO}_{2(\text{газ})}$. Спонтанную физико-химическую реакцию гидратации в биотических условиях катализирует фермент карбоангидраза.

Установлено, что в протерозое и, вероятно, в позднем архее отложение карбонатов в виде доломитов соответствовало развитию цианобактериального сообщества (представляющего собой автономное сообщество, где присутствуют и продукционная ветвь углеродного цикла, осуществляемая цианобактериями, и деструкционная ветвь, осуществляемая разными бактериями, например, сульфатредуцирующими бактериями и т.д.), образующего слоистые биогенно-осадочные породы — строматолиты [49, 51]. В фанерозое действовал преимущественно рецикл CO_2 , обусловленный метаморфизмом карбонатных осадков и биогенным осаждением известняков. В протерозое в основном формировались кислотоустойчивые формы карбонатов в виде доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ с соотношением $\text{Ca} : \text{Mg} = 1 : 1$. Такой же состав имеют доломитовые породы, но они могут быть сложены магниальными кальцитами или же содержать существенные примеси CaCO_3 (кальцит, арагонит) и MgCO_3 (магнезит, который осаждается при более высоком pH, чем кальцит). Образование доломита и его связь с цианобактериальными сообществами можно объяснять либо физико-химическими условиями гидросферы протерозоя, благоприятными и для цианобактерий, и для осаждения доломита, либо тем, что благоприятные для образования доломитов условия создавало цианобактериальное сообщество [53].

Накопление неорганического углерода карбонатов сопряжено с мобилизацией кальция и магния. В истории Земли известняки начинают снова преобладать с распространением эукариот и внутриклеточным синтезом скелетных структур. Доломиты устойчивы к воздействию кислот и поэтому могут сохраняться при микробном брожении. Сульфидогены удаляют органические кислоты. Участие сульфатредукторов в образовании первичного доломита сейчас доказано на примере чистой культуры алкалофильного *Desulfonatronovibrio hydrogenovorans*. При полигенетичности доломитов нужно искать какой-то иной общий фактор кристаллизации карбонатов в этой форме. К этим факторам безусловно относятся щелочная среда и повышенное содержание магния и солей (в соленых водоемах), но желательное пониженное содержание сульфатов (хотя сульфиды могут присутствовать).

Образованию карбонатов способствуют окислительные условия. В лабораторных экспериментах с цианобактериальными сообществами проведенных во главе с Заварзиным Г.А. в 2008 г получить доломиты не удалось. В ходе эксперимента были получены магниезальные кальциты [51].

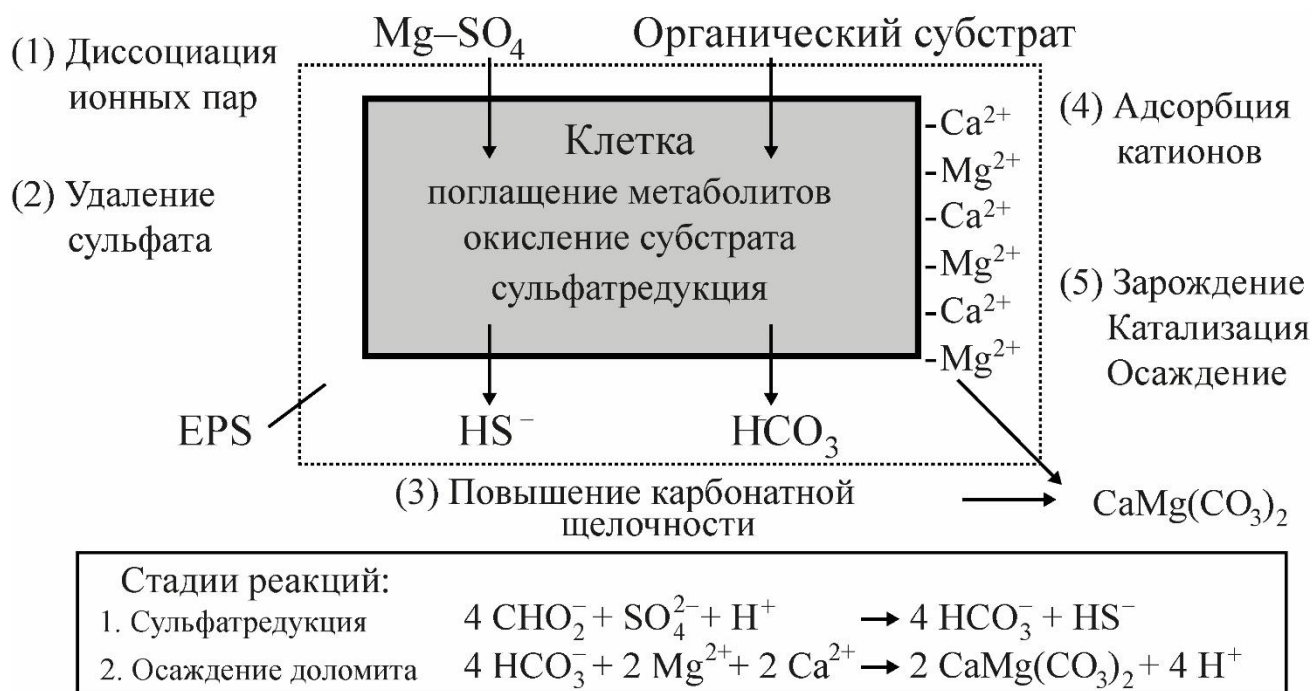


Рисунок 3.14 - Схематическая модель, в которой изложена роль сульфатредуцирующих бактерий в магний-кальцитовых и доломитовых формациях. Процессы: 1) диссоциация MgSO₄ ионных пар, 2) удаление сульфата и начало повышения pH (уравнение 1), 3) повышение карбонатной щелочности, и 4) концентрация бивалентных катионов на поверхности клетки. 5) Конечная стадия, локальный градиенты химической диффузии способствуют осаждению доломита (уравнение 2) [152]

В то время как в работах Van Lith [151-155] было показано, что штаммы сульфатредуцирующих бактерий *Desulfovibrio* sp. LVform1 и ВЕрw2 (выделенные из бескислородных осадков Лагуны Вермелья) могут участвовать в образовании Са-доломита (рисунок 3.14).

Исследуемые ею сульфатредуцирующие бактерии культивировали в среде с рН 7,5-8 и содержанием Mg: Са= 6: 1, аналогично условиям в Лагуне, из которой штаммы бактерий были выделены. Эти культуры выращивались без встряхивания при температурах в диапазоне от 20 до 35°C. Садка минерала началась через две-три недели. Интересно отметить то, что образование доломита наблюдалось только в присутствии в среде сульфатредуцирующих бактерий, в то время как в среде без исследуемых штаммов формирование доломита не происходило. Резюмируя, можно предположить, что доломит может формироваться с помощью сульфатредуцирующих бактерий, но только в определенных условиях, а именно, в водоемах с повышенной соленостью, щелочностью и температурой. Важно отметить то, что сульфатредуцирующие бактерии влияют на образование как первичного, так и раннедиагенетического доломита (рисунок 3.15 – 3.18) [151-155].

Помимо этого, из литературы известно, что важную роль в образовании биогенного карбоната сульфатредуцирующими бактериями играют внеклеточные полимерные субстанции (EPS) [150-155]. Эта субстанция представляет собой гликокаликс – формообразующее средство, превращающее сообщество в морфологически единое образование и способное избирательно сорбировать различные ионы.



Рисунок 3.15 - Идиоморфные ромбовидные кристаллы доломита в глинисто-карбонатной породе. Скважина Платоновская 1

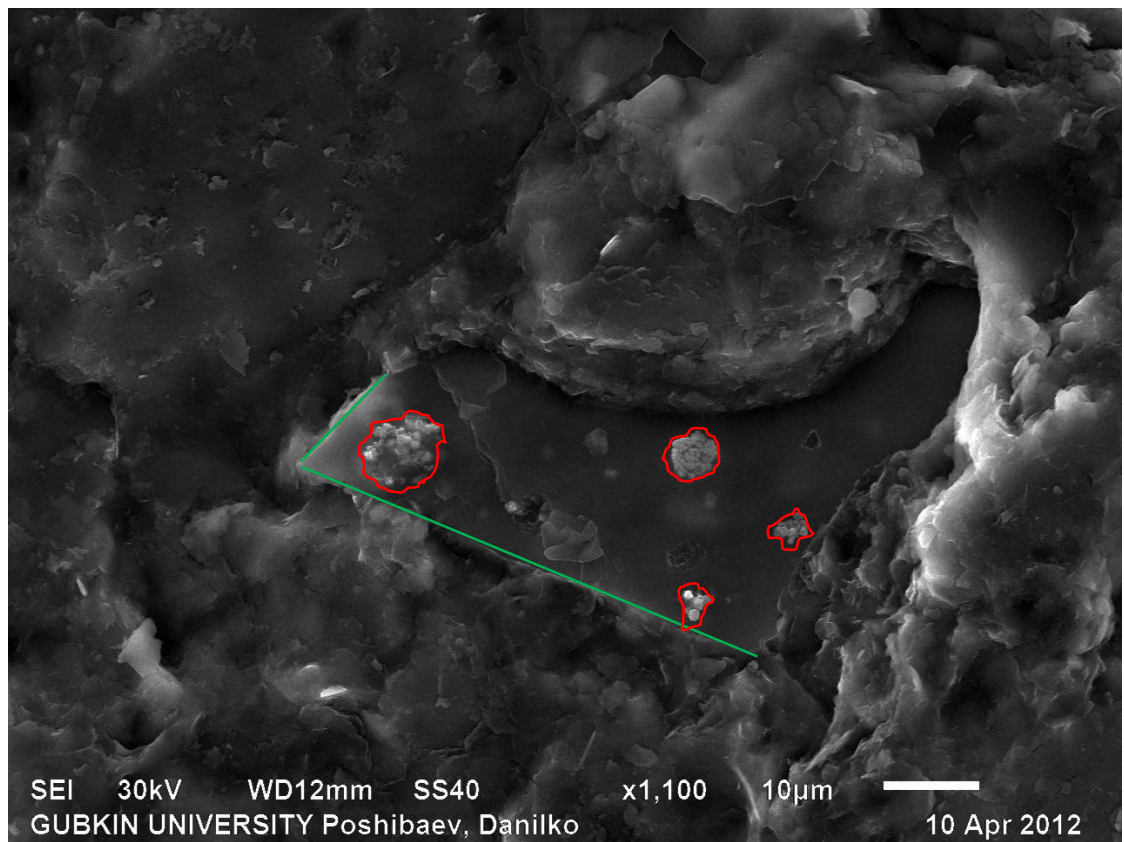


Рисунок 3.16 - Кристалл доломита в глинистом матрице с бактериальными образованиями внутри

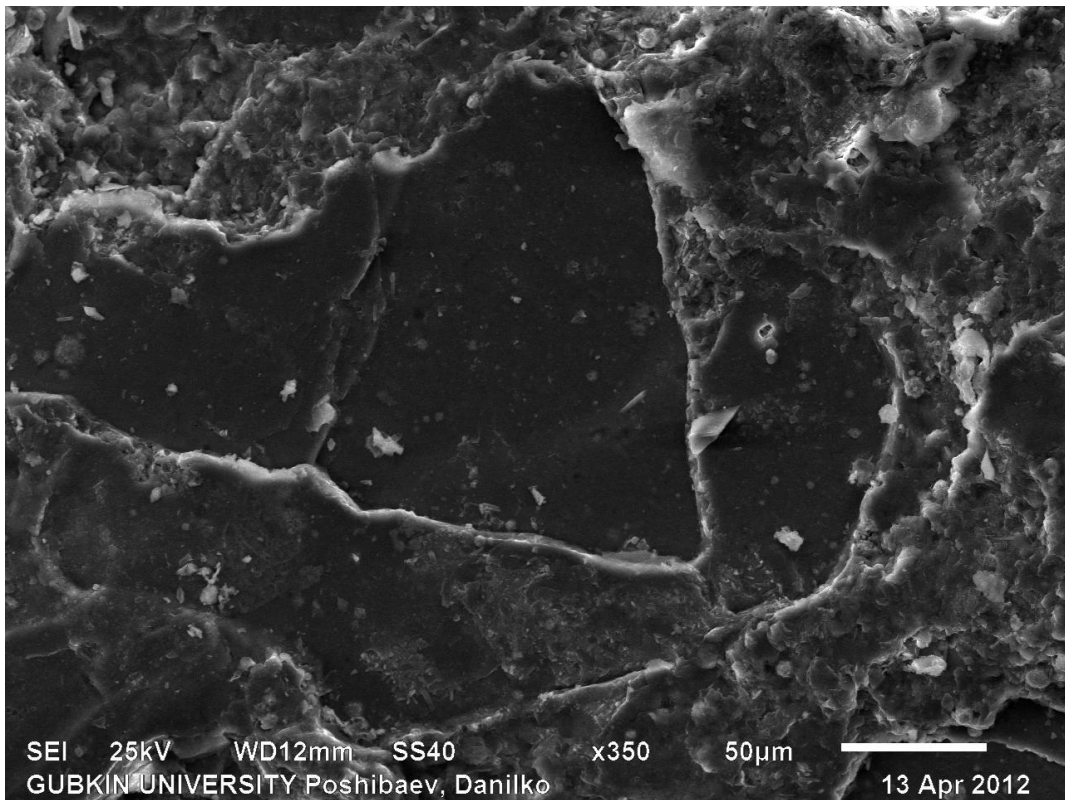


Рисунок 3.17 - Идиоморфный кристалл доломита в глинистом матриксе со следами бактериальной деятельности

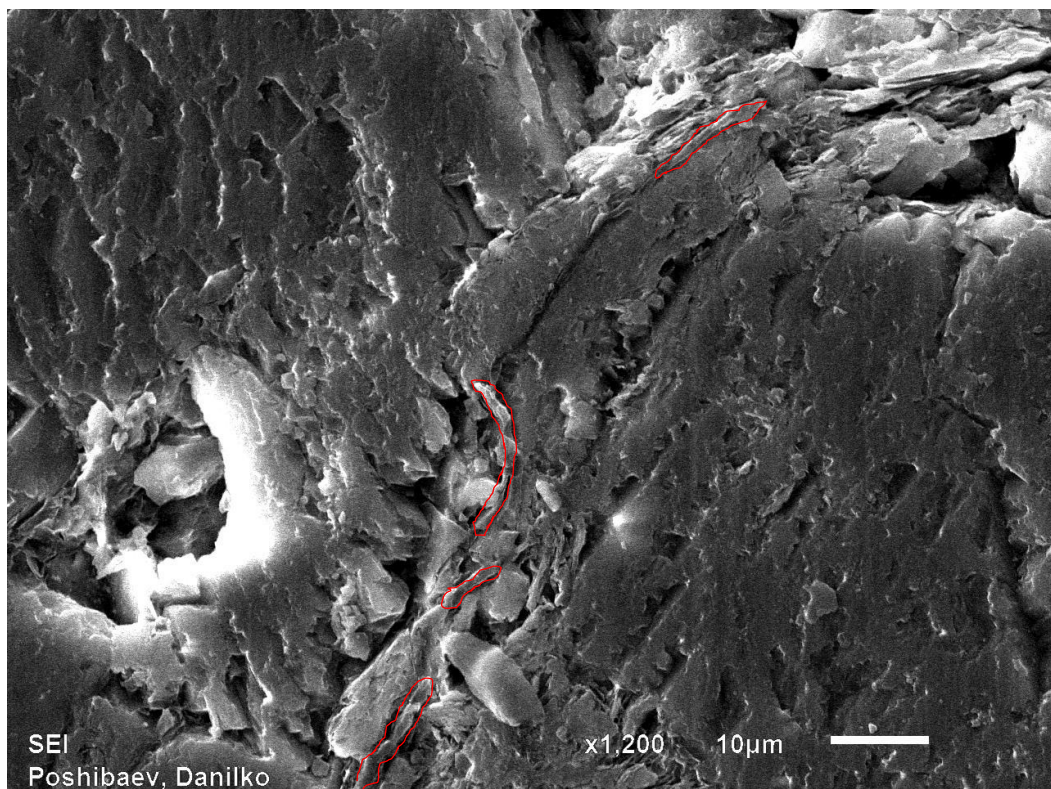


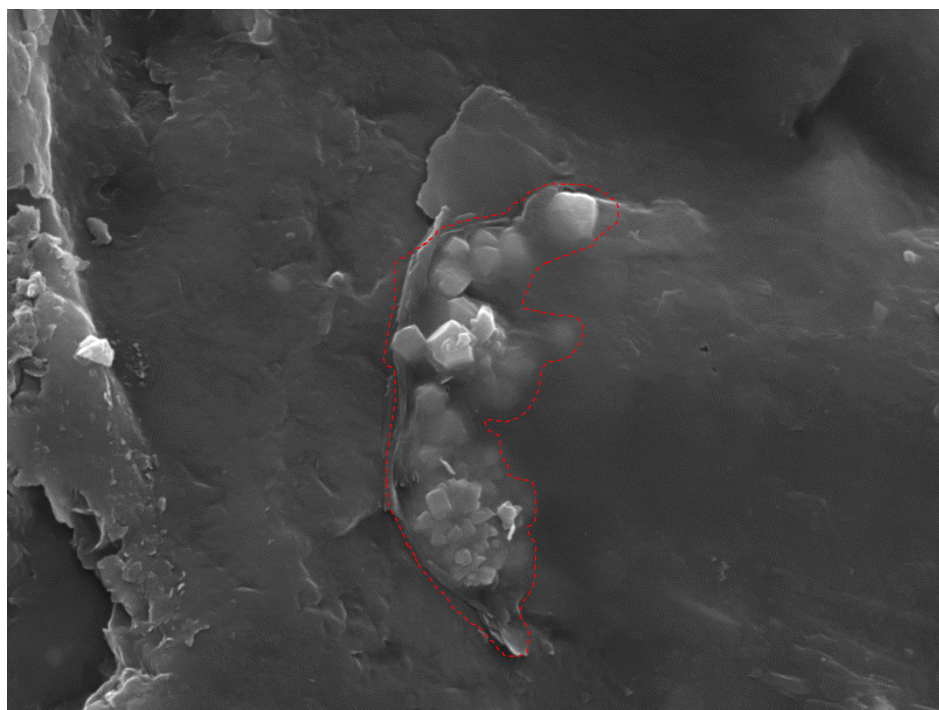
Рисунок 3.18 - Цианобактериальные нити с цепочным деление на поверхности кристаллов доломита

Следует отметить, что по данным инфракрасной спектроскопии в отложениях оскобинской свиты присутствует значительное количество магнезита. Этот минерал так же возможно имеет бактериогенную природу. Механизм бактериального образования магнезиальных карбонатов в результате сульфатредукции описан в работах Я.Э. Юдовича [139].

Таким образом, детальные исследования состава и структуры доломитов в отложениях оскобинской свиты, позволили выявить их бактериальную природу. Важную роль в бактериальном процессе доломитообразования играют грамотрицательные сульфатредуцирующие экстремально алкалофильные бактерии, обладающие диссимиляторным путем восстановления сульфата с образованием H_2S . В периплазматическом пространстве сульфатредуцирующих бактерий происходит накопление ионов Ca и Mg, которые вступая в химическую реакцию с CO_2 , выделяемом в ходе их жизнедеятельности, образуют доломит.

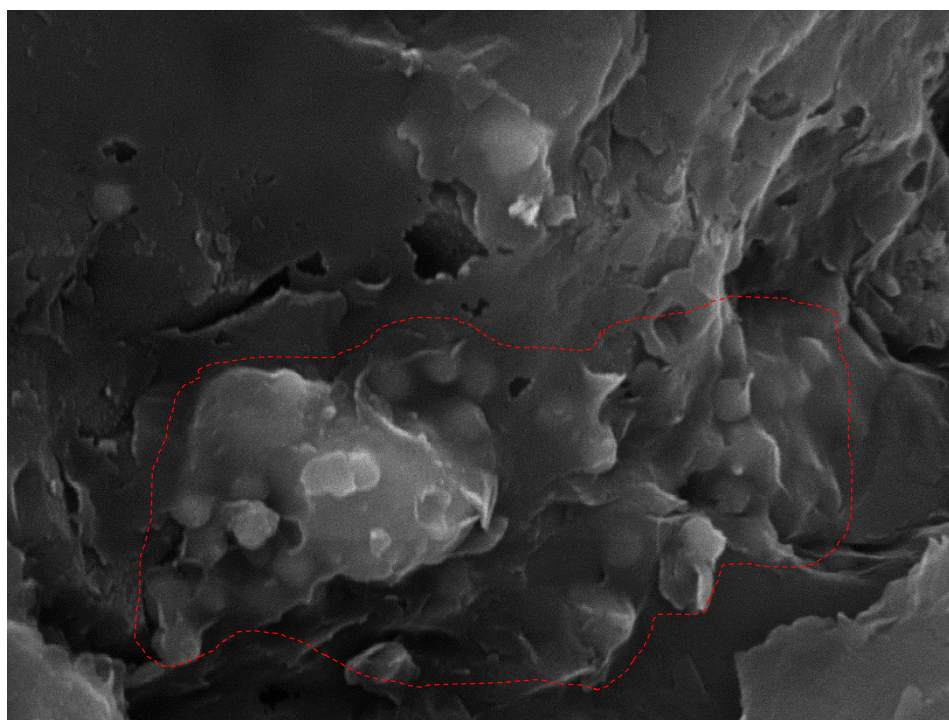
Отдельная колония сульфатредуцирующих бактерий формирует вокруг себя кристаллическую форму доломита (рисунок 3.19 – 3.20). В связи с тем, что подобные колонии располагаются достаточно густо, при перекристаллизации происходит формирование крупного идиоморфного кристалла доломита.

Существование бактериальных биоценозов во многом определяется специфическими условиями осадконакопления, которые могут быть установлены по результатам экспериментальных исследований и результатам изучения современных условий их обитания.



SEM HV: 30.00 kV WD: 20.10 mm VEGA\\ TESCAN
 Vac: HiVac Det: SE Detector 10 μ m
 Date(m/d/y): 08/22/16 Name: Кам-2_2457,06_т 20 Paleontology Institute RAS

Рисунок 3.19 - Колония бактерий внутри кристалладоломита. Камовская площадь. Глубина отбора 2457,06 м



SEM HV: 30.00 kV WD: 16.95 mm VEGA\\ TESCAN
 Vac: HiVac Det: SE Detector 5 μ m
 Date(m/d/y): 08/30/16 Name: Кам-2 2455,10 т 11 Paleontology Institute RAS

Рисунок 3.20 - Колонии бактерий в карбонатно-глинистом матриксе. Камовская площадь. Глубина отбора 2455,10 м

3.3. Реконструкция условий осадконакопления

Детальным реконструкциям условий осадконакопления оскобинского бассейна посвящено небольшое количество работ. Как правило, палеогеография этих отложений рассматривается в целом в контексте развития венд-кембрийского осадочного бассейна. Оскобинский этап завершает эпоху массового распространения эбховых обстановок и полуизолированных засоленных мелководных морских бассейнов и предшествует началу катангской мощной трансгрессии, охватившей весь юг Сибирской платформы.

В работе Бирюковой М.А. более подробно рассмотрены обстановки осадконакопления оскобинского времени на западном склоне Байкитской антеклизы. В результате её исследований было установлено, что в целом отложения оскобинской свиты накапливались в приливно-отливных и лагунных обстановках [19].

В результате проведенного в настоящей работе изучения карбонатно-сульфатных подстилающих отложений исследуемого интервала оскобинской свиты, было установлено, что они хорошо прослеживаются в пределах всей изучаемой территории, но достаточно резко изменяются по мощности и литологической характеристике. Это указывает на выраженную дифференциацию условий осадконакопления, реконструкция которых проводилась для различных частей седиментационных циклитов оскобинской свиты.

В пределах склонов Байкитской антеклизы, Богучано-Манзинского выступа и зоны Ангарских складок выявляются довольно резкие различия литологических характеристик тригенных отложений основания нижнего седиментационного циклита (пласт Б8).

В сводовых частях платформенных поднятий для пласта Б8 характерны более грубозернистый состав обломков и более низкая степень отсортированности. Кроме того, для этих отложений характерен значительно более полимиктовый состав. Так содержание полевых шпатов в пределах Камовской площади составляет в среднем 15-20%, а в Имбинской и Ильбокичской скважинах до 5-7%. Для разрезов пласта Б8 в пределах сводовой части Байкитской антеклизы характерны преимущественно наклонно- и косослоистые текстуры. При этом разрез пласта отличается очень высокой степенью расслоенности, обусловленной частым чередованием песчаных, алевро-песчаных и алевро-глинистых прослоев. Мощность пласта составляет от 5 до 20 м. По данным сейсмо-фациальных исследований Стополянкой Л.Б., Щербакова В.А., Кузьмина Д.Н., проведенных в пределах склона Камовского свода, отчетливо видны песчаные тела извилистой формы, которые можно интерпретировать, как русла палеопотоков. Таким образом, отложения пласта Б8 в верхней части склона Байкитской антеклизы, а также на склоне Богучано-Манзинского выступа видимо представляют собой

отложения русел временных потоков, стекавших со сводовых частей платформенных поднятий (рисунок 3.21, 3.30).

Вниз по склону отложения пласта Б8 увеличиваются по мощности и меняют свои литологические характеристики. Так в скважинах Ильбокичской, Имбинской площади, а также Платоновской мощность пласта составляет уже порядка 30 м, при этом отложения становятся более мелкозернистыми и более отсортированными. В составе обломочной части преобладает кварц, а содержание полевых шпатов не превышает нескольких процентов. Помимо косослоистых в разрезе появляются линзовидные,



Рисунок 3.21 - Косослоистые текстуры в алевролите мелкозернистом. Скважина Оморинская 11. Фация русла временного потока



Рисунок 3.22 - Косослоистые и горизонтальнослоистые текстуры фации верхней части конуса выноса временного потока. Скважина Платоновская 2

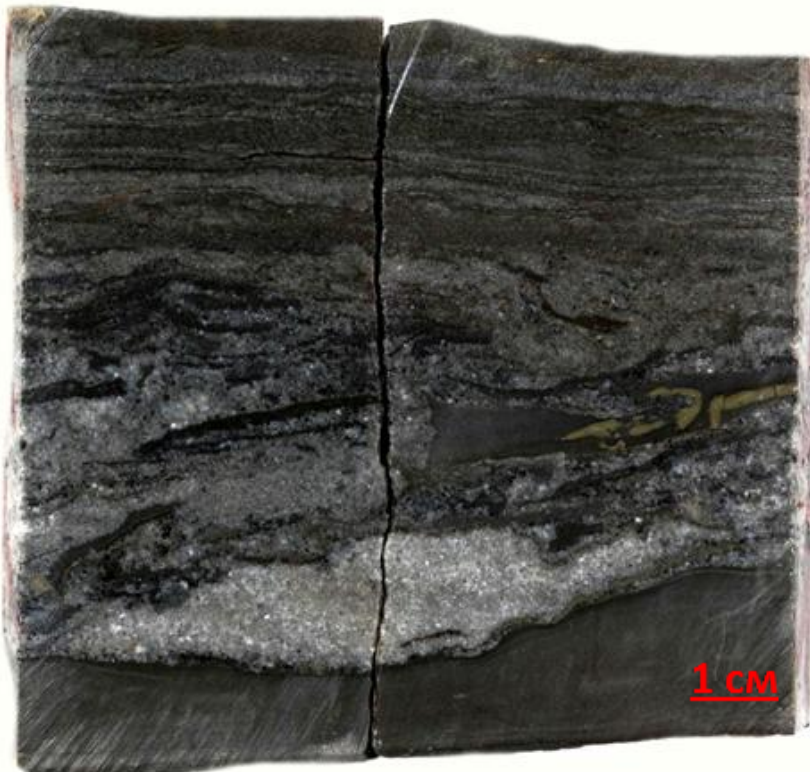


Рисунок 3.23 - Текстуры смятия в терригенно-карбонатной породе фации верхней части конуса выноса временного потока. Скважина Платоновская 2

волнистослоистые и тонко-параллельнослоистые текстуры. В породах в достаточно большом объеме проявляются следы биотурбации и следы волновой ряби. Таким образом, можно сделать вывод, что отложения временных потоков вниз по склону переходят в отложения конусов выноса (рисунок 3.22-3.24).

Достаточно резко разрез пласта Б8 в скважинах Ильбокичская 6 и Берямбинской 2, 3 изменяется по мощности и по литологическому составу. В этих скважинах в разрезе пласта Б8 увеличивается количество прослоев ангидрита, толщины которых достигают 2-3 м. Видимо, процесс осадконакопления происходил в условиях прибрежного водоёма с ограниченным водообменом. В условиях аридного климата, в таких водоёмах происходит интенсивное накопление эвапоритов и, в частности, сульфатов, чему в том числе способствует активное развитие бактериальных биоценозов.

В пределах западной части исследуемой территории происходит постепенная смена окрасок пород с пестроцветных на сероцветные и начинают преобладать волнистослоистые текстуры с явными следами ряби волнений, уменьшается количество сульфатных прослоев. Такие изменения характеристик пород указывают на снижение солёности бассейна седиментации, которое произошло в связи с установлением устойчивых связей с океаническим бассейном нормальной солёности.

Условия осадконакопления для верхней части первого седиментационного циклита значительно отличаются от таковых для пласта Б8'. Прежде всего это отражается в преобладании в разрезе карбонатной и карбонатно-сульфатной составляющей, что свидетельствует о резком повышении солёности оскобинского бассейна и уменьшении сноса обломочного материала. Именно количество сульфатной составляющей в породах для разрезов расположенных в пределах Берямбинской и частично Ильбокичской площадей, позволяет выделить зоны с ограниченным водообменом, которые носят частично унаследованный характер. Так зона с ограниченным водообменом, расположенная на востоке исследуемой территории наследует таковую со времени накопления осадков в пласте Б8' и расширяет свои границы. В разрезах скважин Ильбокичская 5,3, Берямбинская 2, Имбинская 3,4 резко повышается содержание ангидрита в разрезах и в то же время в этой части разреза достаточно широко распространены такие специфические горные породы, как оскобиты. Последние являются достаточно чётким индикатором возникновения условий щелочных прибрежных озёр с ограниченным водообменом. Две таких зоны, существующие на востоке и западе исследуемой территории, видимо, отделялись друг от друга обширной зоной сѣбховых равнин, для которой характерны пониженные значения мощностей до 7-8 м и некоторое

снижение количества сульфатов. В западной части территории, как и на рассмотренном ранее этапе существовал мелководный морской бассейн



Рисунок 3.24 - Волнистослоистые, линзовидные в алеволитах глинистых. Скважина Платоновская 2. Фация верхних частей конуса выноса временных потоков



Рисунок 3.25 - Прослой ангидритов в глинистых и карбонатных породах. Скважина Платоновская 1. Фация прибрежных соленых озер

с относительно более низкой солёностью и отчетливым влиянием волновых процессов, что сказалось на появлении волнистослоистых текстур, серых окрасок пород и снижении количества ангидрита в разрезе. На крайнем юге в районе скважины Чунская 1 можно предполагать развитие зоны крайнего мелководья, которая в дальнейшем предопределила появление ещё одной зоны ограниченного водообмена, расположенной на западе исследуемой территории (рисунок 3.25-3.26).

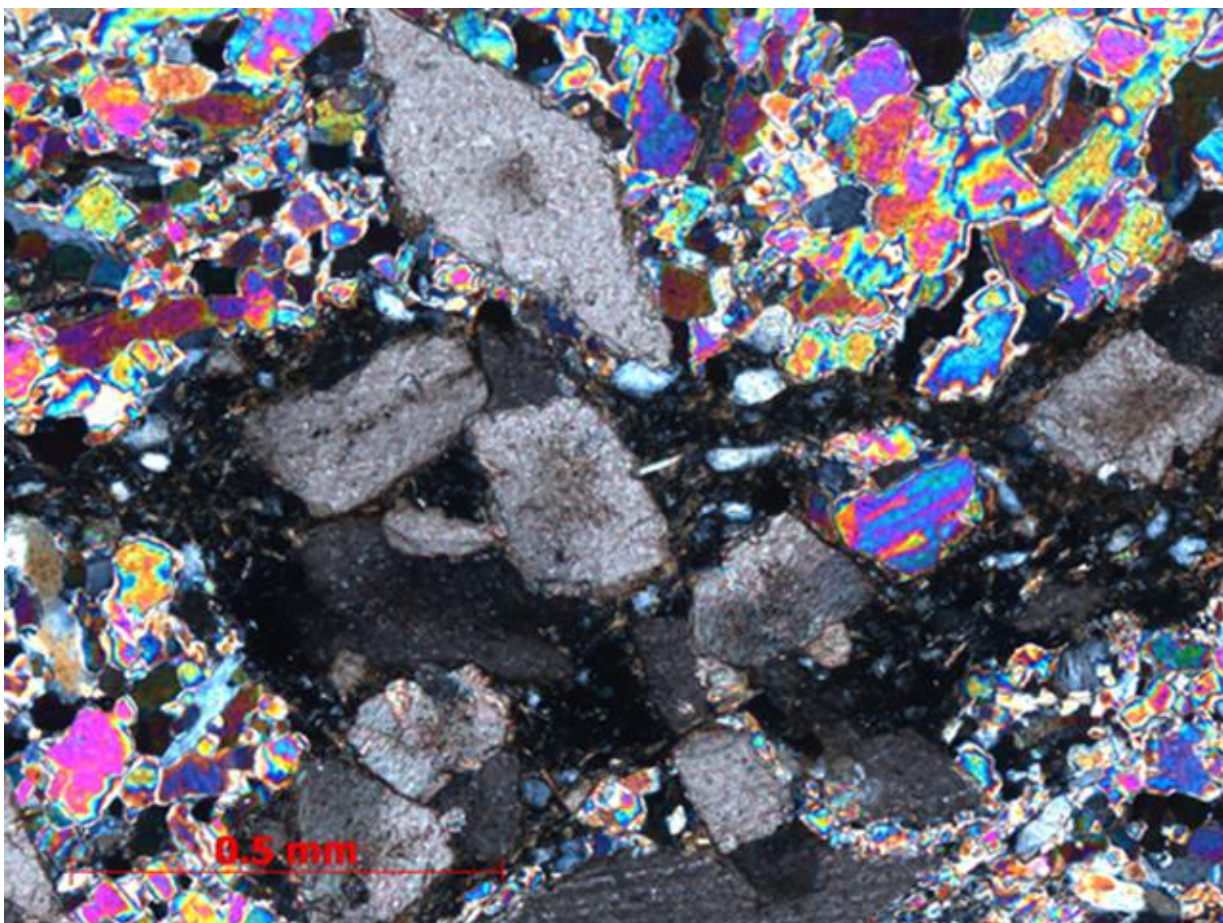


Рисунок 3.26 - Терригенно-карбонатно-сульфатная порода(оскобит), характерная для фаций прибрежных соленых озер. Скважина Платоновская 1

Эта зона формировалась в период второго цикла осадконакопления оскобинской свиты. Достаточно ярко различия по содержанию сульфатов в разрезе проявляются при сравнении пород второго циклита в скважинах Платоновская 1 и Имбинская 3. Для зоны с эбховых равнин с низкой гидродинамической активностью среды (Имбинская 3), характерны тонко-параллельнослоистые текстуры глинисто-карбонатных пород, с практически полным отсутствием прослоев ангидрита (рисунок 3.27). Наиболее характерной особенностью пород областей прибрежных солёных озёр, как и в подстилающих отложениях, является наличие оскобитов и многочисленных прослоев ангидрита (рисунок 3.28). В юго-западной части исследуемой территории продолжает своё развитие морской бассейн с относительно более низкой солёностью (рисунок 3.29, 3.31-3.33).



Рисунок 3.27 - Волнистослоистые текстуры в песано-алевритовых породах и аргиллитах. Фации мелководной части шельфа. Скважина Верхне-Манзинская-1

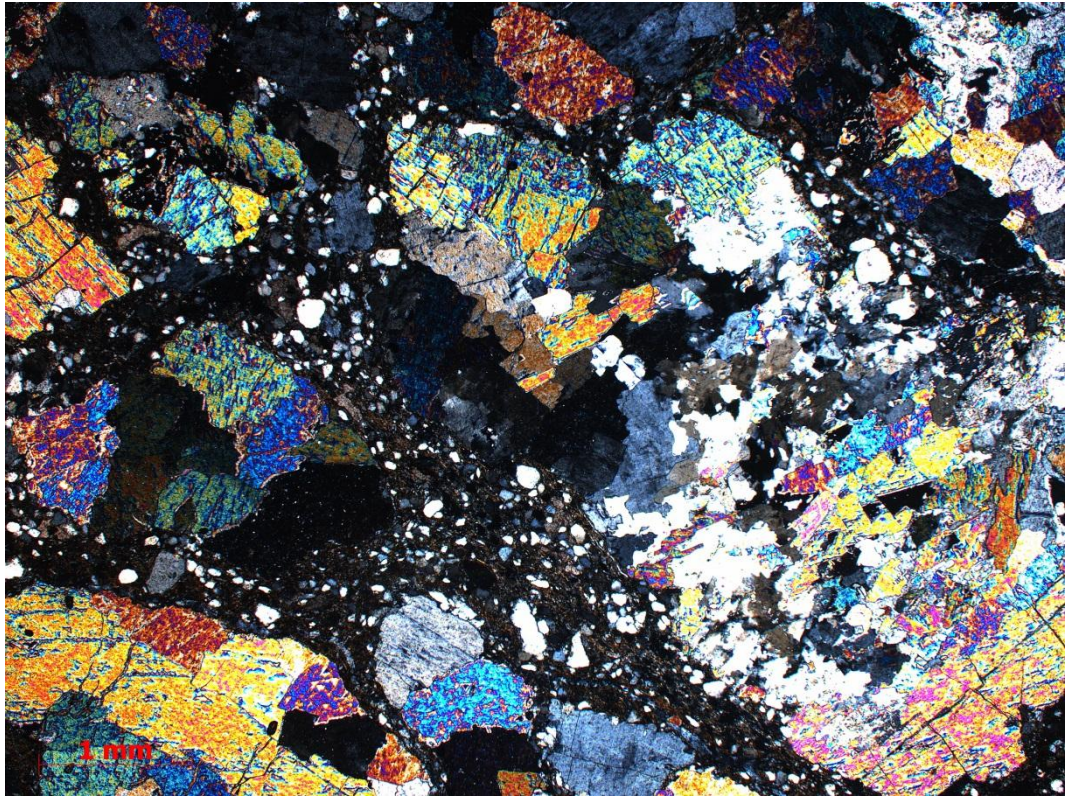


Рисунок 3.28 – Сульфатно-терригенная порода. Зона мелководных частей прибрежных соленых озер. Скважина Ильбокичская-3. Оскобинская свита

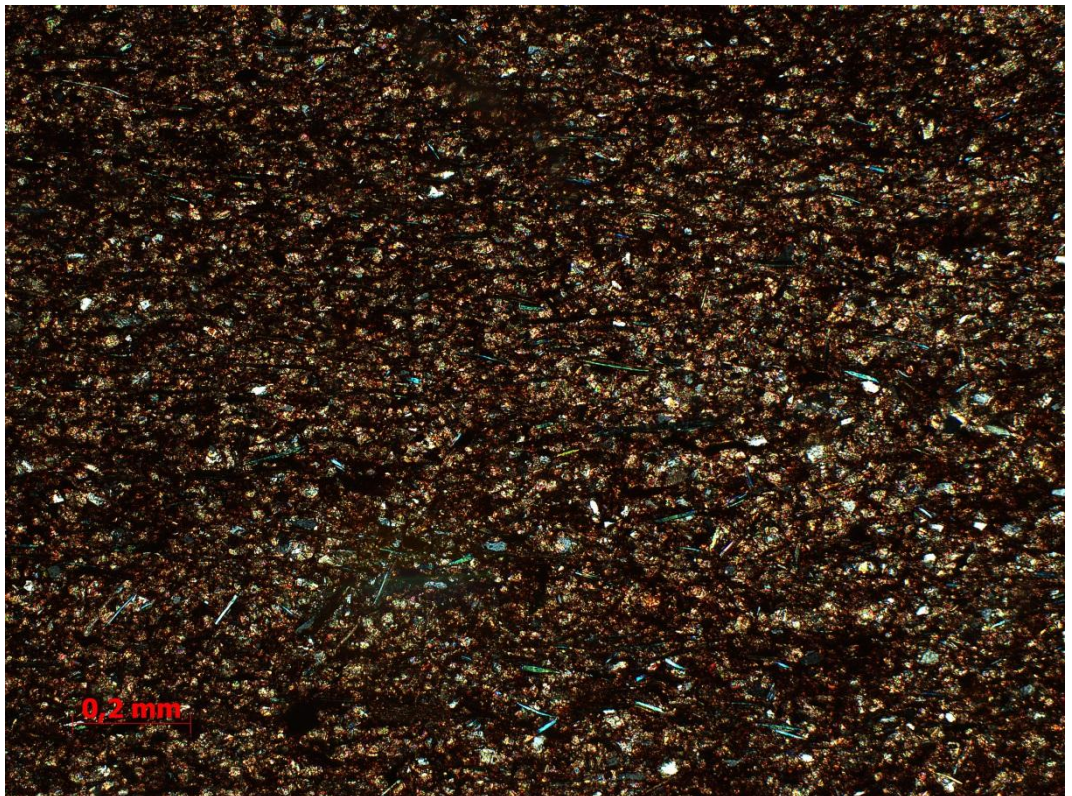
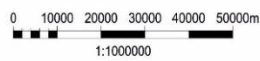
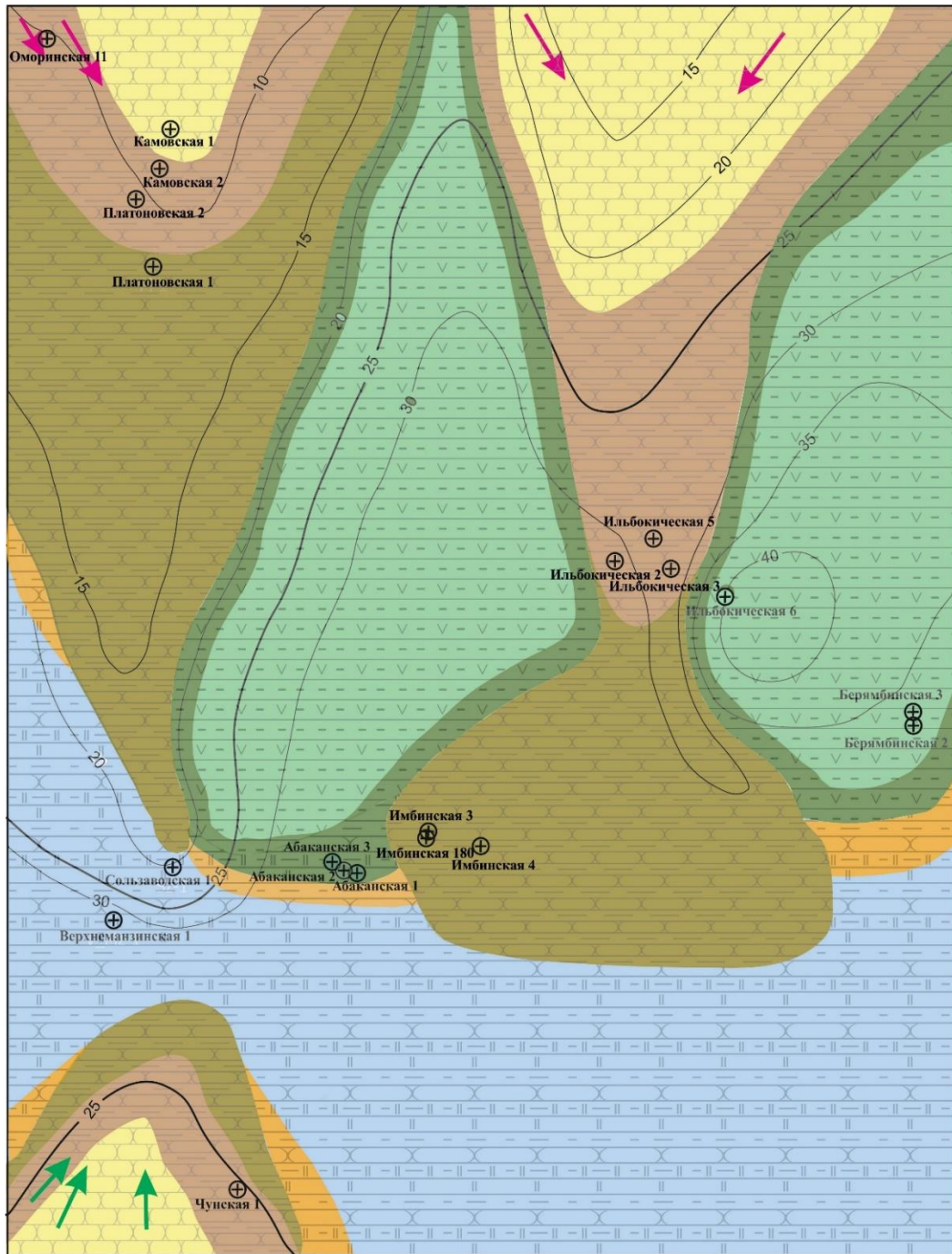


Рисунок 3.29 - Доломит алевритовый. Порода характерна для зоны мелководного шельфа. Скважина Верхнеманзинская-1. Оскобинская свита



Рисунок 3.30 - Песчаники с редкими глинистыми прослоями (аккумулятивные формы конусов выноса временных потоков – показано оранжевым) и алевро-глинисто-сульфатные отложения, сформированные в условиях мелководных частей прибрежных соленых озер (выделено голубым цветом). Скважина Ильбокичская №5, интервал 2451,92 – 2477,35 м



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

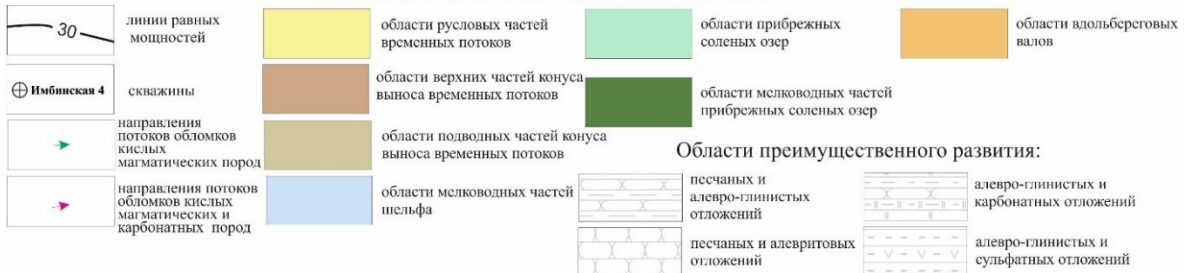
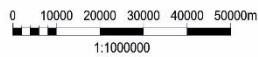
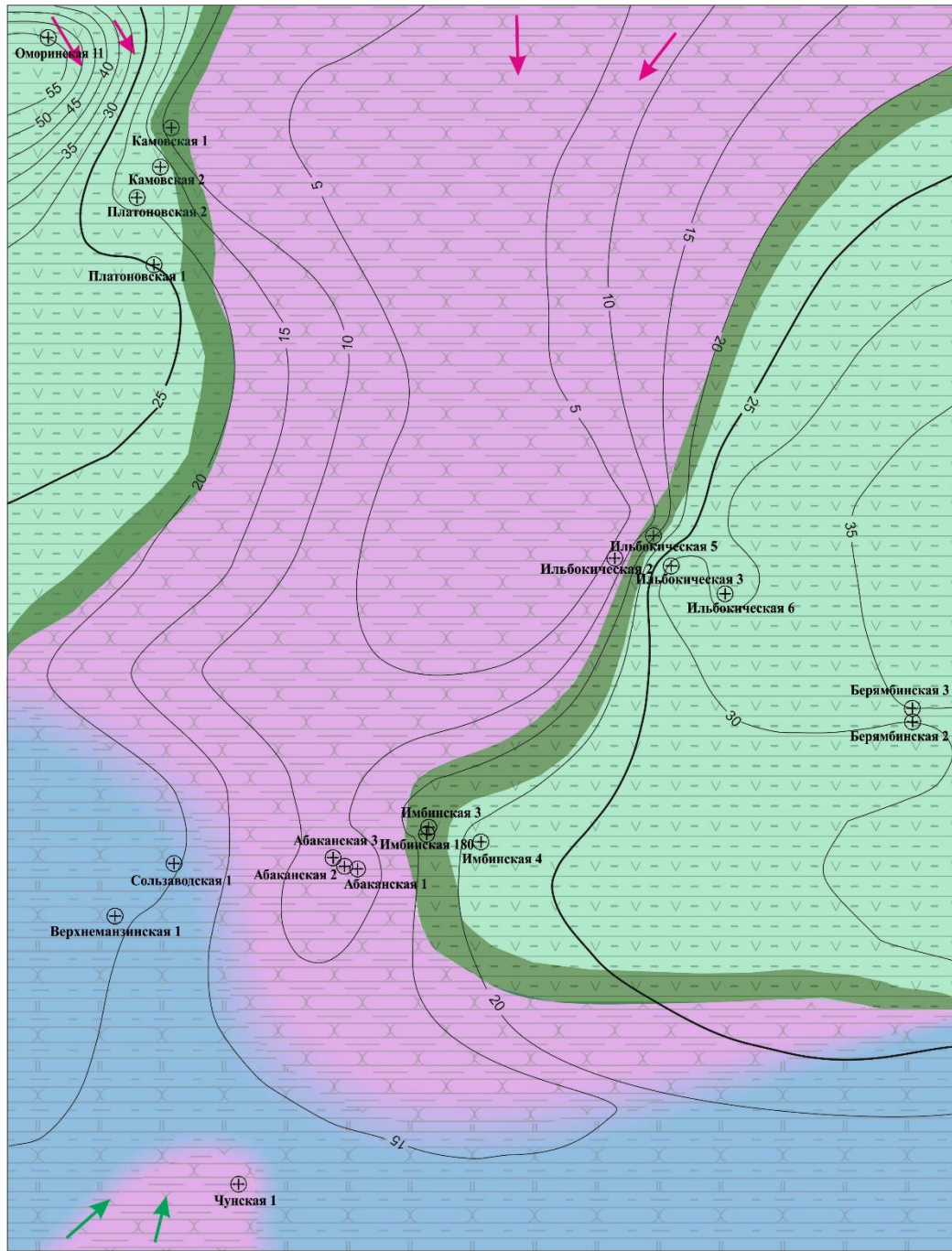


Рисунок 3.3 -. Схема реконструкции осадконакопления нижней части I седиментационного цикла (пласт B8)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

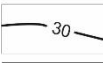







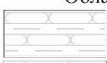


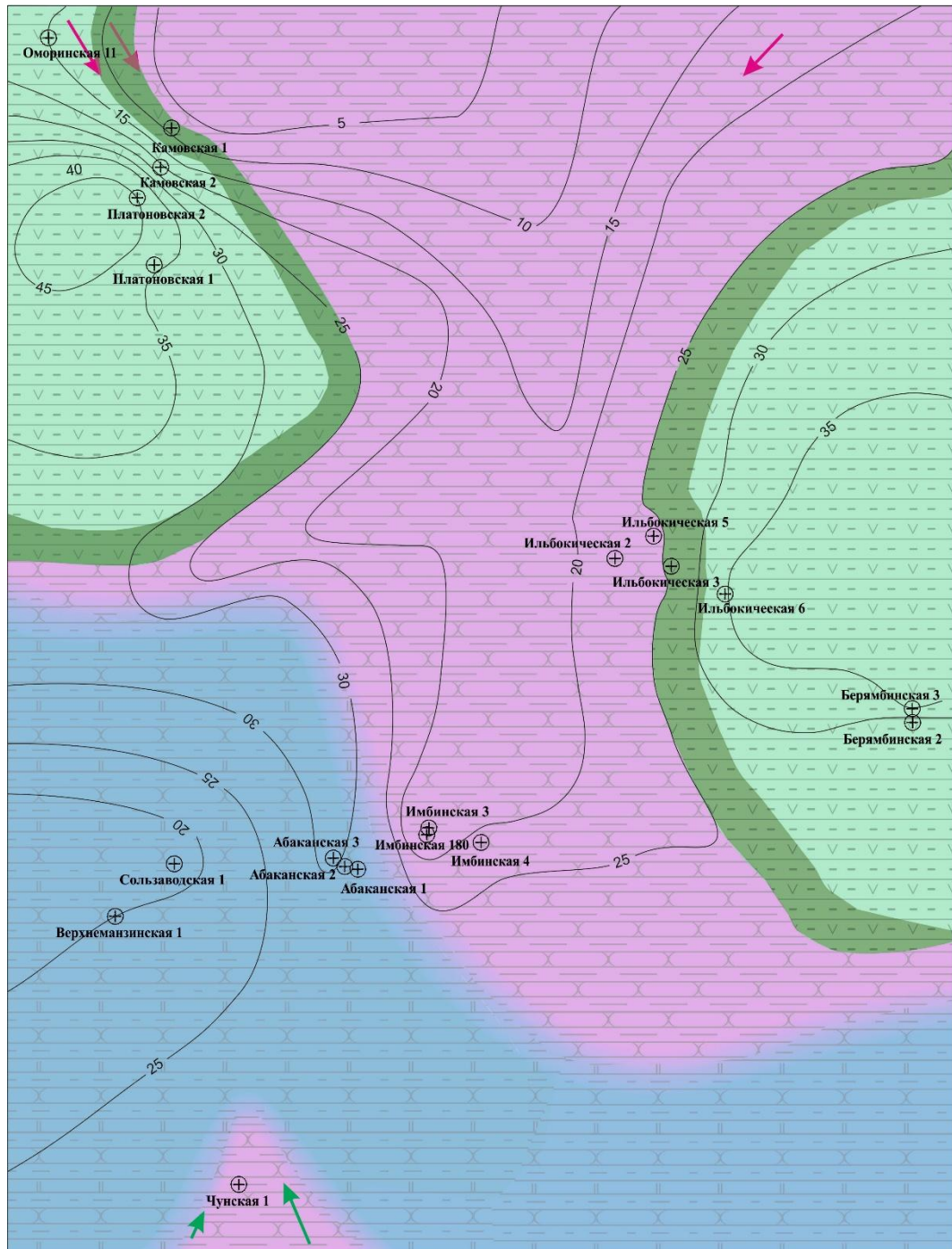
<ul style="list-style-type: none">  линии равных мощностей  скважины  направления потоков обломков кислых магматических пород  направления потоков обломков кислых магматических и карбонатных пород 	<ul style="list-style-type: none">  области эзбховой равнины  области прибрежных солёных озёр  области мелководных частей шельфа  области мелководных частей прибрежных солёных озёр 	<p>Области преимущественного развития:</p> <ul style="list-style-type: none">  песчаных и алевро-глинистых отложений  алевро-глинистых и карбонатных отложений  алевро-глинистых и сульфатных отложений
--	--	--

Рисунок 3.32 - Схема реконструкции осадконакопления верхней части первого седиментационного цикла

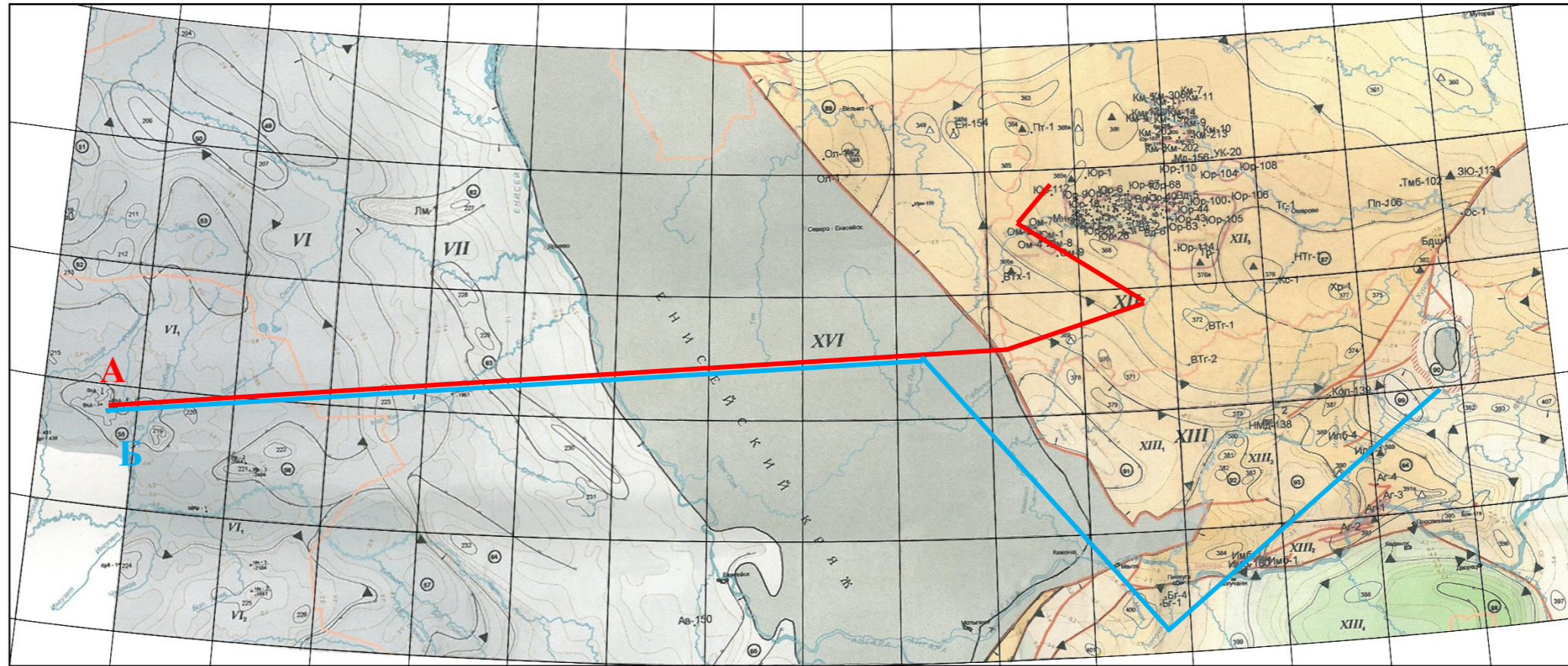


УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

	линии равных мощностей		области эбзовых равнин		песчаных и алевро-глинистых отложений
	скважины		области прибрежных соленых озер		алевро-глинистых и карбонатных отложений
	направления потоков обломков кислых магматических пород		области мелководных частей шельфа		алевро-глинистых и сульфатных отложений
	направления потоков обломков кислых магматических и карбонатных пород		области мелководных частей прибрежных соленых озер		

Рисунок 3.33 - Схема реконструкции осадконакопления второго седиментационного цикла

Таким образом, формирование отложений оскобинской свиты в пределах склонов Камовского свода и прилегающих территорий Ангарской зоны складок, происходило в условиях эвхальной равнины эпиконтинентального аридного морского бассейна, где существовали часто меняющие своё русло временные потоки и образовывались озерные водоёмы с ограниченным водообменом и повышенной солёностью, в которых осуществлялось накопление карбонатно-сульфатных и сульфатных пород. Повышенная в целом солёность оскобинского морского бассейна обусловлена его частичной изоляцией за счет островных барьеров, существовавших в вендское время в пределах Енисейского кряжа [118]. В соответствии с палеогеографическими реконструкциями И.В. Тумашова в поздневендское время к западу от островной суши, располагавшейся в пределах Енисейского кряжа существовал бассейн с повышенной солёностью, что в свою очередь обусловлено наличием рифового барьера. Таким образом морская вода, поступавшая в оскобинский бассейн через проливы между островами Енисейской островной суши содержала повышенное количество солей кальция, натрия, магния, что способствовало осаждению сульфатов в пределах изучаемой территории (рисунок 3.34-3.35).

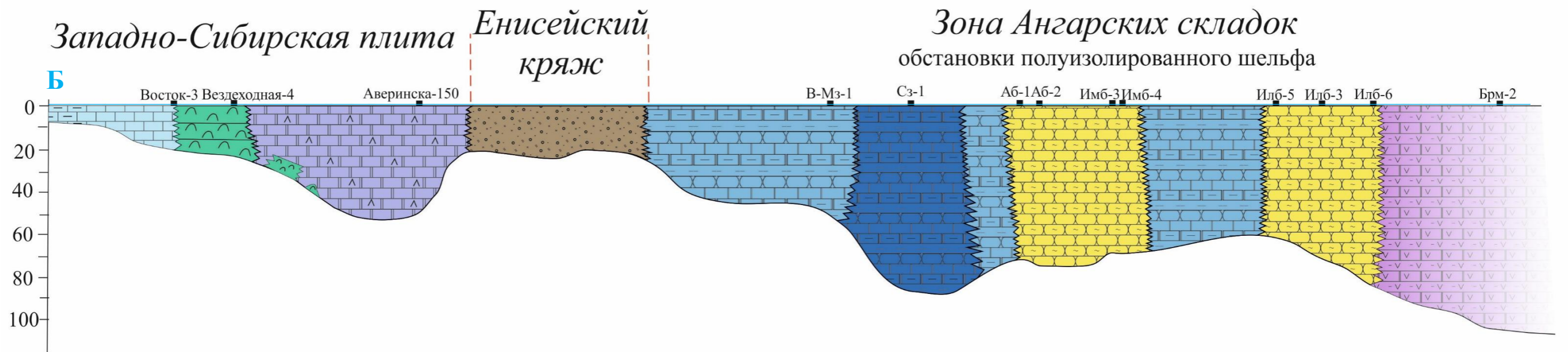
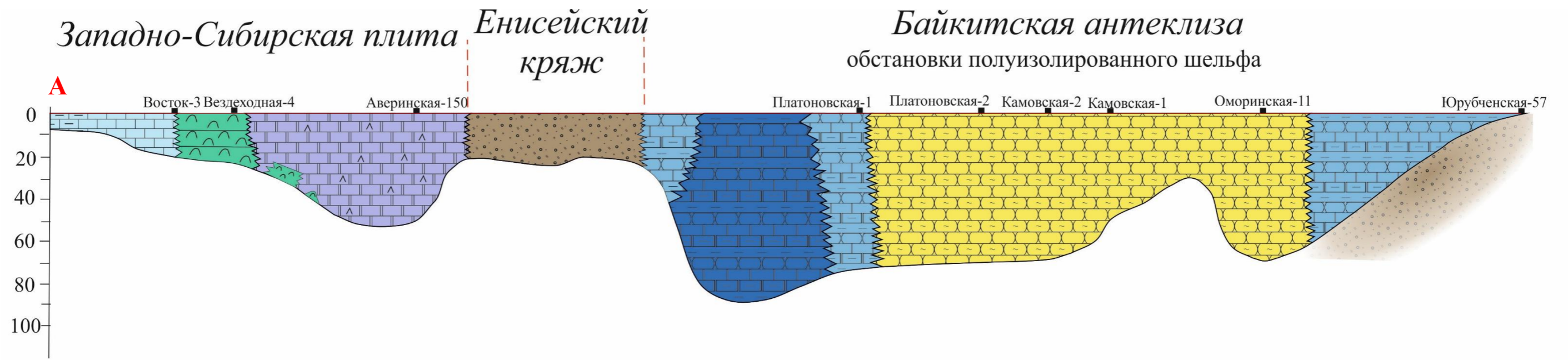


УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- а) -1.2 Изогипсы опорных сейсмических отражающих горизонтов (IIб - подошва верхнеюрско-меловых отложений для районов Енисей - Хатангского прогиба и северо-восточной части Западно-Сибирской плиты; Ф(V) - подошва мезокайнозойских отложений для юго-восточной Западно-Сибирской плиты;
- б) -1.35 Б - кровля тэтэрской (собинской) свиты венд-нижнего кембрия для районов Сибирской платформы
- К Изогипсы других структурных уровней с указанием возраста картируемых отложений
- а) б) Глубокие скважины: в числителе - аббревиатура скважины и её номер, в знаменателе - а) - отметка кровли картируемых отложений в метрах, б) - расчетная отметка (в км)
- 5 5 Граница смены уровня структурных построений
- Области отсутствия картируемых отложений
- Разрывные нарушения по геолого-геофизическим данным
- а) б) в) Границы тектонических элементов: а) - надпорядковых; б) - первого порядка; в) - второго порядка
- а) 161 б) 140 Положительные структуры третьего порядка: а) - подготовленных к глубокому бурению; б) - выявленные; в) - намеченные
- в) 242
- Собинское Месторождения и нефтепроявления
- а) б) Административные границы: а) Красноярского края, Томской и Кемеровской областей; б) автономных округов

— - фациальный профиль по линии А; — - фациальный профиль по линии Б.

Рисунок 3.34 - Выкопировка из дежурной структурно-тектонической карты Красноярского края (главный редактор В.А. Кринин, 2001 г.)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

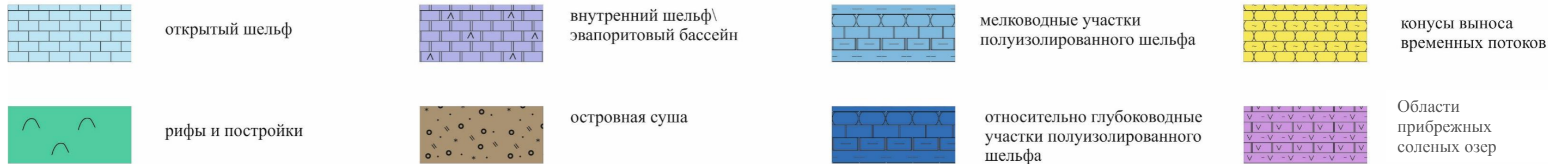


Рисунок 3.35 - Схема обстановок седиментации в оскобинское время.

4. Характеристика свойств и прогноз зон распространения пород-коллекторов оскобинской свиты

В оскобинской свите в пределах всей изучаемой территории породы-коллекторы выделяются на различных стратиграфических уровнях. Основные залежи углеводородов приурочены к коллекторам пластов Б7 и Б8, которые выделены в пределах Оморинского, Ильбокичского и Имбинского месторождения. По результатам проведенных корреляций можно утверждать, что эти пласты являются аналогами и прослеживаются в пределах всей исследуемой территории. Тем не менее, в соответствии с принятой номенклатурой пластов в пределах зоны Ангарских складок основная продуктивность оскобинской свиты связана с пластом Б8.

Литологически пласт Б8 представлен комплексом алевро-песчаных и алевро-глинистых пород. В базальной части отложений оскобинской свиты выделен пласт Б7 в скважине Имбинская 4. Параметры пласта Б7 Нэф 1,6 м. Он прослеживается в пределах всей исследуемой территории. В скважине Ильбокичской 3 пласт Б7 представлен следующими литотипами: доломит разнокристаллический с реликтовой органогенно-водорослевой структурой; аргиллит алевритистый доломитовый; микрокристаллический доломит песчано-алевритовый слюдистый; алевролит с глинистым сульфатно-карбонатным поровым цементом; глинистый ангидрито-доломит; песчаник мелкозернистый с кварцевым регенерационным цементом и сульфатным поровым цементом; песчаник мелкозернистый алевритистый с регенерационным кварцевым цементом; песчаник мелкозернистый с карбонатно-глинистым поровым и кварцевым регенерационным цементом. В скважине Верхнеманзинская 1 и Чунская 1 пласт Б7 представлен литотипами: алевролит полимиктовый железистый, аргиллит



алевритистый, аргиллит.
Мощность отложений меняется от 16 до 32 м.

Рисунок 4.1 - Сульфатизация пустотного пространства в песчанике мелкозернистом. Николи скрещены. Глубина отбора 4492,5 м. Скважина Чунская 1. Пласт Б7



Рисунок 4.2 - Песчаник мелкозернистый алевритистый волнистослоистый с глинистыми прослойками. Глубина отбора 4493,1 м. Скважина Чунская 1. Пласт Б7

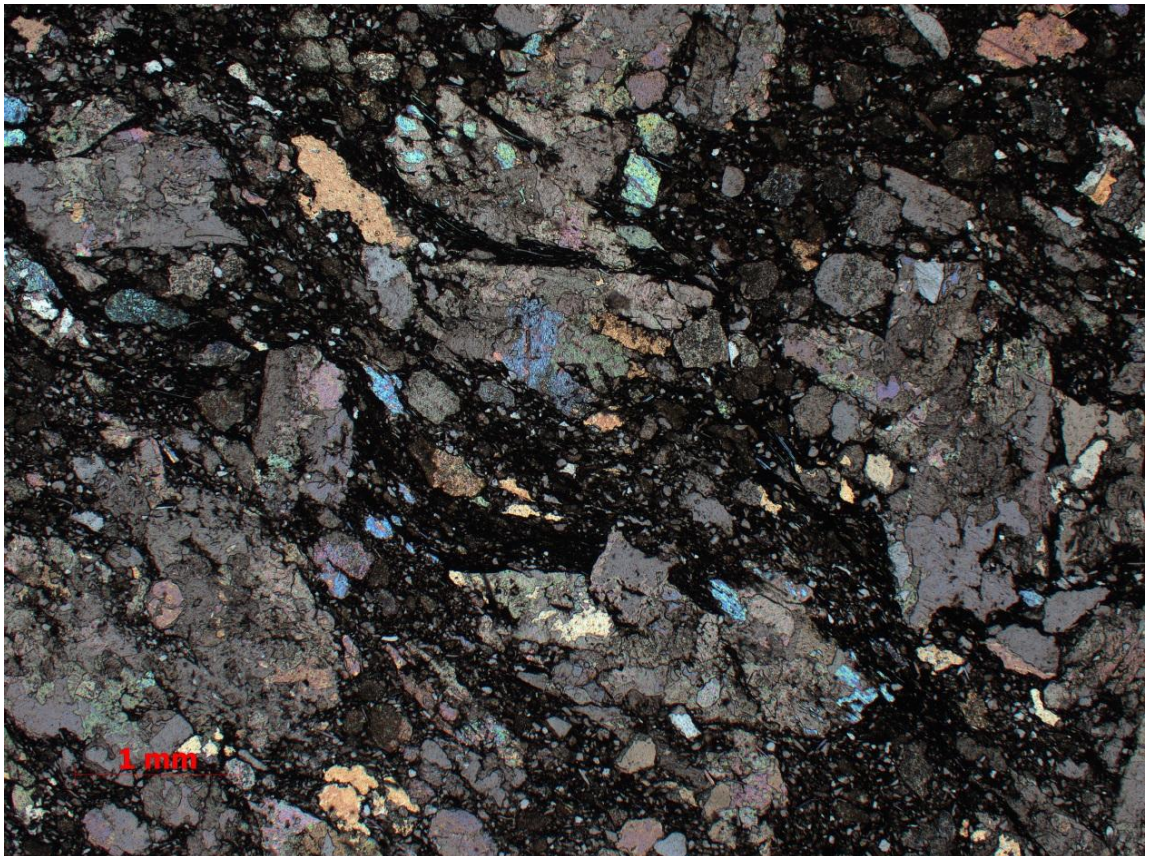


Рисунок 4.3 - Алевро-карбонатно-глинистая порода (оскобит). Николи скрещены. Глубина отбора 2566,10 м. Скважина Ильбокичская 3. Пласт Б8

заполненные трещины

вертикальные
раскрытые
трещины

зона
дробления

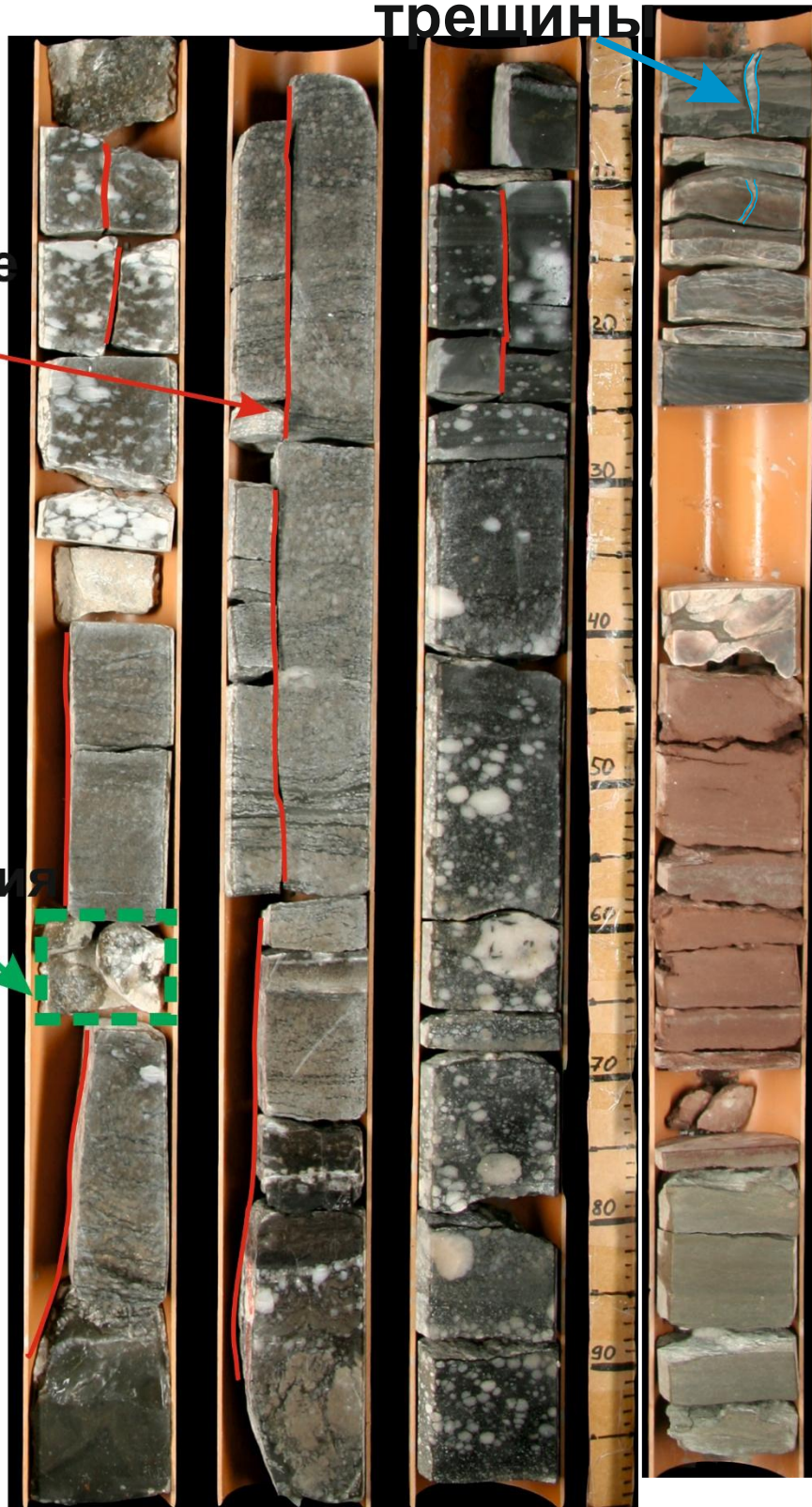


Рисунок 4.4 - Трещиноватость в разрезе оскобинской свиты, скважина Оморинская – 11

В пределах Ильбокичской площади пласт Б8, представлен алевро-карбонатно-глинистыми и песчаными разностями пород. Эффективная мощность его составляет от 7 до 20 м (рисунок 4.1-4.3, 4.5-4.6). Отложения пласта накапливались в разных фациальных зонах. Наличие прослоев оскобитов в пласте Б8 скважины Ильбокичская 6 указывает на формирование пород в условиях ограниченной зоны водообмена. То есть процесс осадконакопления осуществлялся в пределах периодически заливаемой морем равнины и самой мелководной части морского бассейна, куда поступал в небольшом объеме обломочный материал. Солёность бассейна была достаточно высокой, на что указывает значительное количество прослоев сульфатов. Породы коллекторы приурочены к небольшим по мощности песчано-алевритовым прослоям.

В скважине Ильбокичская 6 в кровле оскобинской свиты выделен незначительный по мощности пласт оск-1, который представлен переслаиванием песчано-алевро-глинистых пород.

В пределах Ильбокичской площади были построены карты средних и максимальных значений коэффициента пористости. В среднем значения пористости изменяются от 1,86% до 16,2%. Увеличение средних значений пористости фиксируется в скважине Ильбокичская 2 и составляют 4,7%. Максимальные значения K_p фиксируются в скважине Ильбокичская 2 и составляют 16,2% (рисунок 4.9-4.10). Отложения продуктивного пласта скважин Ильбокичская 2, 3, 5 приурочены к зоне верхней части конуса выноса временного потока, что обусловило увеличение песчаной составляющей и улучшение фильтрационно-емкостных характеристик. При этом последние отличаются достаточно высокой степенью изменчивости, что обусловлено интенсивным проявлением вторичных процессов, в частности сульфатизации, которая способствовала уменьшению пустотного пространства.

Для Абаканской площади также были построены карты средних и максимальных значений коэффициента пористости пород пласта Б8. В среднем значения пористости изменяются от 0,45% до 1,08%. Увеличение средних значений пористости фиксируется в скважине Абаканская 2 и составляют 0,53%. Максимальные значения K_p фиксируются в скважине Абаканская 2 и составляют 1,08% (рисунок 4.7-4.8). В скважинах Абаканская 1 и 3 максимальные значения K_p не превышают 1%. Отложения пород-коллекторов оскобинской свиты в пределах Абаканской площади формировались скорее всего в условиях мелководных частей прибрежных соленых озер, где в осадках велика глинистая составляющая, что обуславливает изначально низкие фильтрационно-емкостные свойства пород. Получение притока газа в скважине Абаканская-1 из отложений оскобинской свиты скорее всего

обусловлено наличием зоны трещиноватости, которая подробно охарактеризована в работе В.В. Пошибаева.

В отдельных участках разреза оскобинской свиты встречаются вертикальные раскрытые трещины длиной до 2-3 метров. Также встречаются небольшие трещины, длиной до 10 см, залеченные кальцитом и ангидритом. Присутствуют зоны дробления протяженностью до 50 см. На основании чего можно сделать вывод о том, что в некоторых районах трещиноватость в разрезе оскобинской свиты играет значительную роль и коллектор может быть трещино-порового типа.

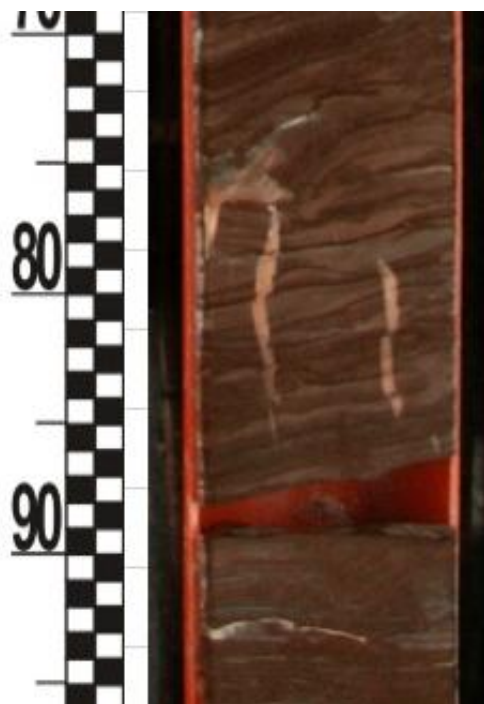


Рисунок 4.5 - Субвертикальные трещины сдвига в песчаниках базальной коллекторской части оскобинской свиты. Глубина отбора 2660,80 м. Скважина Абаканская 1

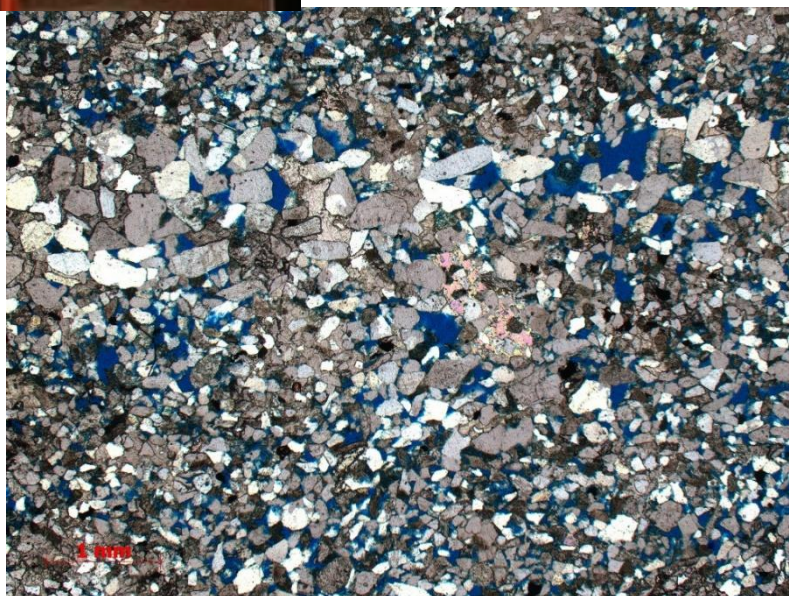


Рисунок 4.6 - Пустотное пространство в песчаниках мелко-среднезернистых. Никели параллельны. Скважина Ильбокичская 3. Глубина отбора 2557,0 м

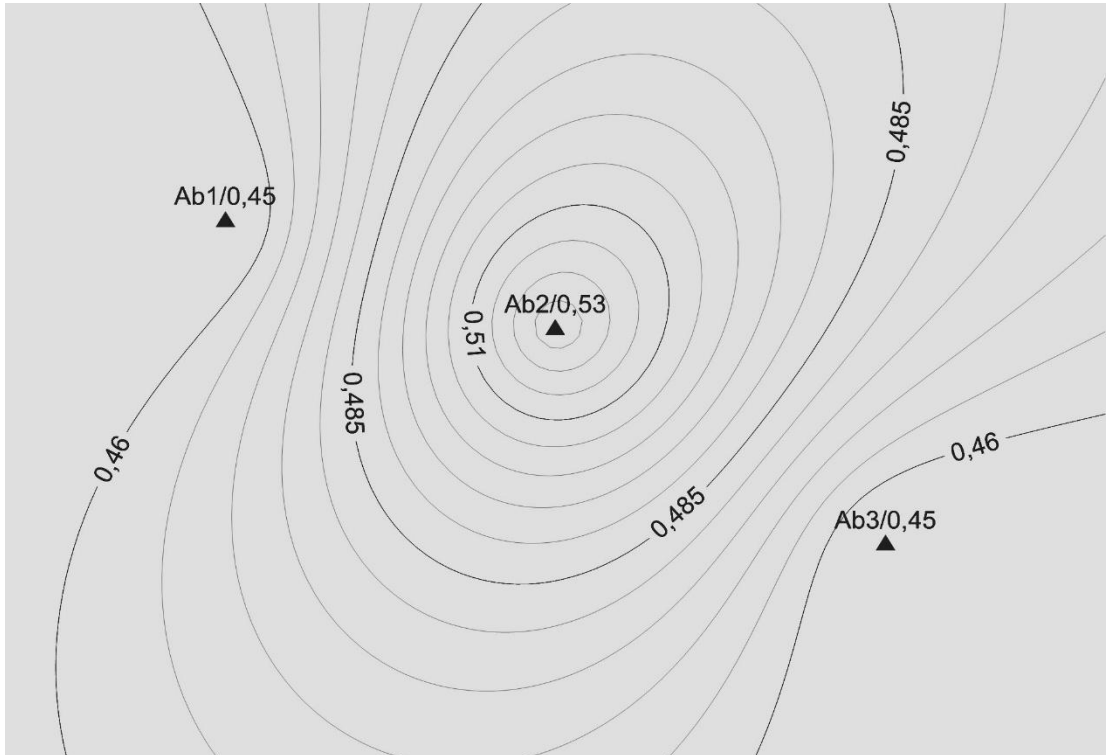


Рисунок 4.7 - Распределение средних значений $K_{p, \text{ср}}$ в пределах Абаканской площади.

Оскобинская свита пласт Б8

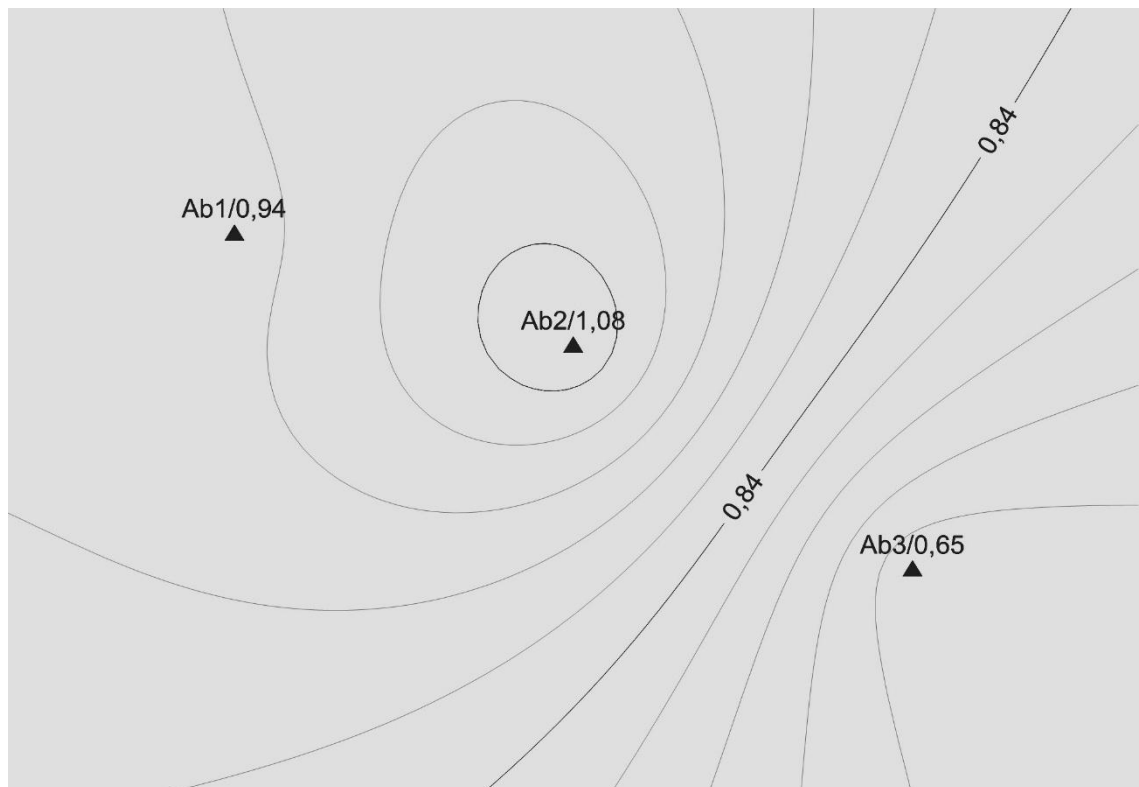


Рисунок 4.8 - Распределение значений $K_{p, \text{макс}}$ в пределах Абаканской площади.

Оскобинская свита пласт Б8

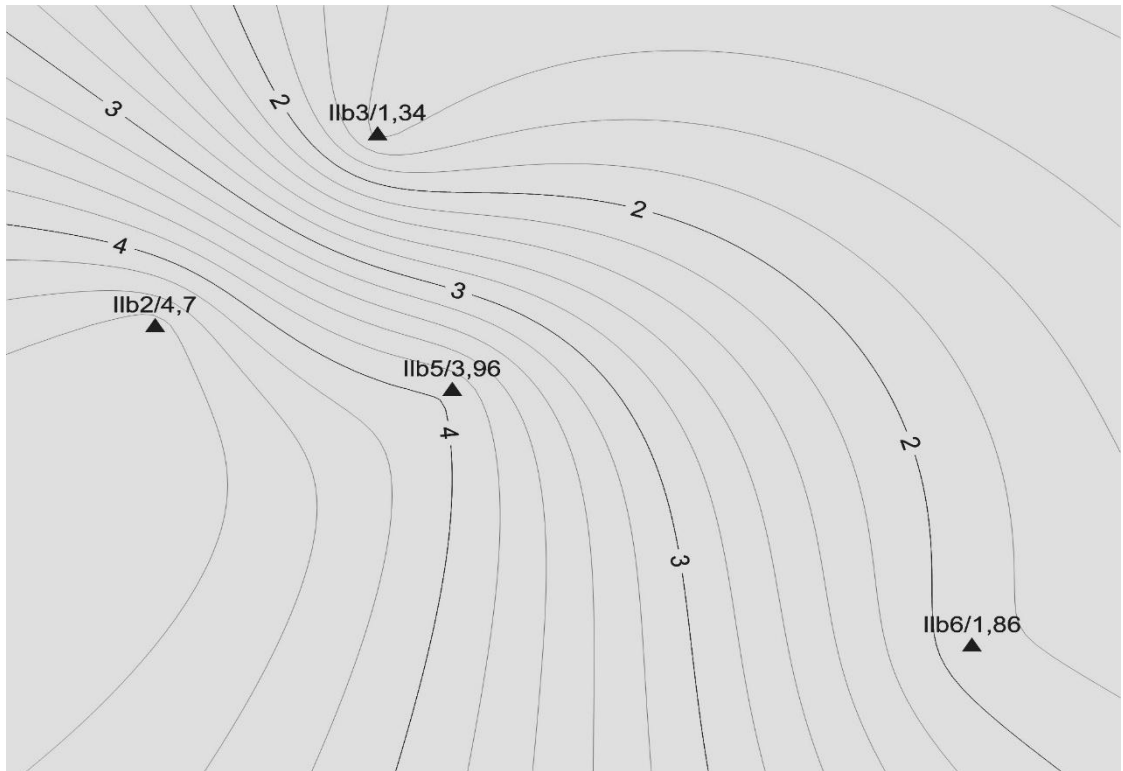


Рисунок 4.9 - Распределение значений $K_{p\text{ср}}$ в пределах Ильбокичской площади.

Оскобинская свита пласт Б8

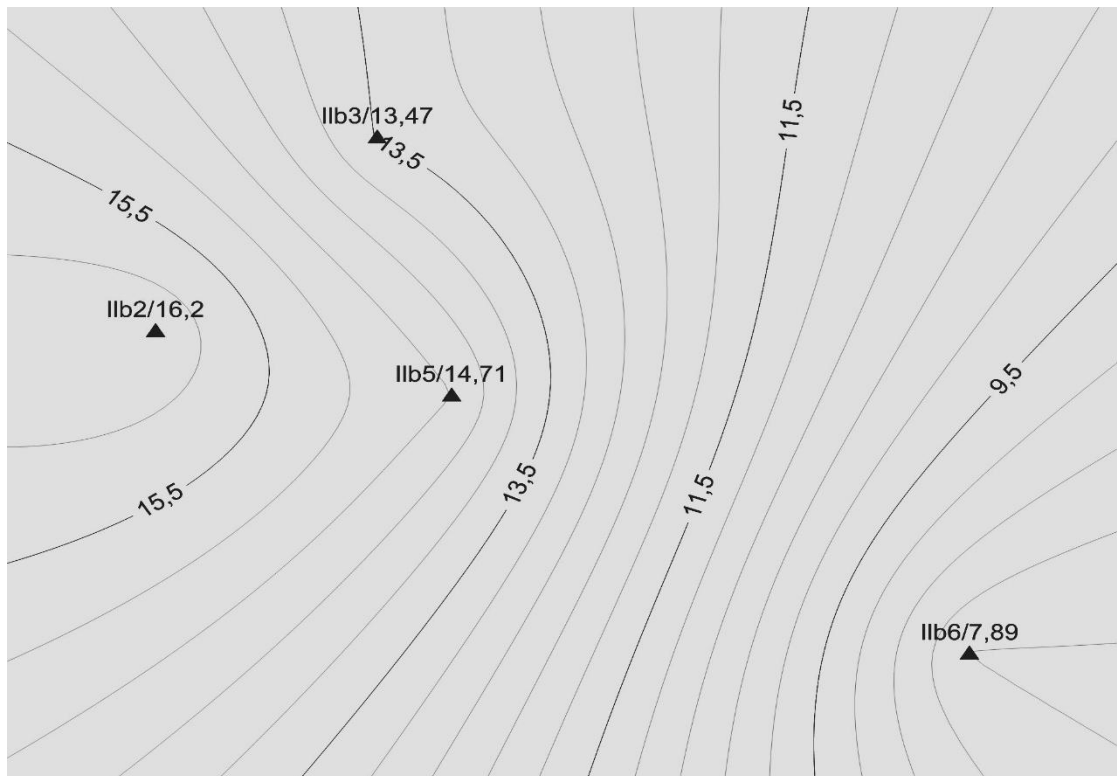


Рисунок 4.10 - Распределение значений $K_{p\text{max}}$ в пределах Ильбокичской площади.

Оскобинская свита пласт Б8

Фильтрационно-емкостные свойства пласта Б8 в пределах склона Камовского свода значительно улучшаются. Мощность пласта Б8 в пределах Камовской площади варьирует от 10 до 12 м, максимальная пористость достигает 17-19%. В пределах Платоновской площади мощность варьирует от 12 до 18 м, а пористость от 0,5% до 19%. В пределах Оморинской площади мощность составляет около 13-15 м, пористость по петрофизическим данным составляет от 6,7% до 17,7%.

В целом отложения пласта Б8 в пределах Камовского свода отличаются по литологическим характеристикам от разрезов Ангарской зоны складок. В пределах Камовского свода в породах значительно увеличивается количество полевых шпатов с 5-7% до 15-20%, а также чешуек слюд и обломков метаморфических пород. На территории Ангарской зоны складок в коллекторских прослоях обломочная часть более мелкозернистая и состоит в основном из зерен размерности от 0,1 до 0,25 мм (мелко-песчаная фракция), а также алевритовых зерен. На Камовском своде в породах коллекторах преобладает средне- и крупно-песчаная фракция, а также гравелитовая (рисунок 4.11). Кроме того, в пределах Камовской, Платоновской и Оморинской площадей обломочная часть лучше окатана и отсортирована. При этом лучшие фильтрационно-емкостные свойства на Камовском своде характерны для песчаников мелкозернистых и алевролитов крупнозернистых. Что видимо связано с более интенсивным проявлением аутигенного минералообразования в пустотном пространстве более грубозернистых разностей.

На склоне Камовского свода в районе Оморинской, Камовской и Платоновской площадей формирование продуктивного пласта Б8 происходило в области распространения русловых частей временных потоков и прилегающей к ней областях верхних частей их конусов выноса.

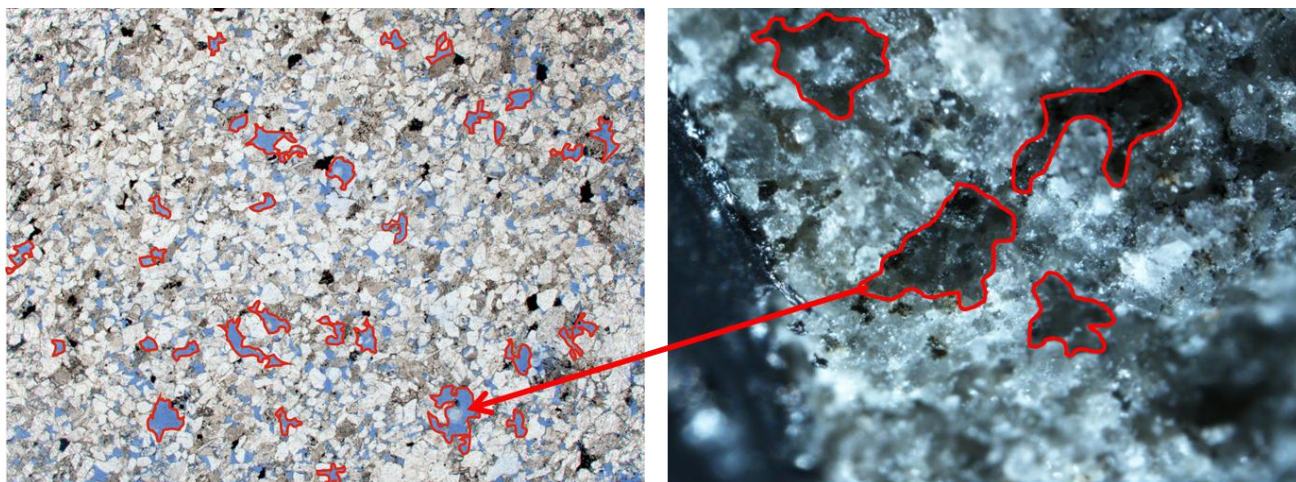


Рисунок 4.11 - Поровое пространство в песчанике мелкозернистом с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Скважина Оморинская-11. Слева – фото на оптическом микроскопе, николи параллельны. Справа – фото на стереоскопе

Неоднородность фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов здесь так же обусловлено интенсивным развитием аутигенного минералообразования в пустотном пространстве.

Исследования на растровом электронном микроскопе показали, что пустотное пространство активно заполняется аутигенными кристаллами кварца, калиевого полевого шпата и ангидрита. Кристаллы полевого шпата в пустотном пространстве пород-коллекторов хорошо видно на изображениях, полученных с помощью оптического микроскопа и РЭМа. Наличие значительного количества полевых шпатов подтверждается данными рентгено-фазового анализа (рисунок 4.12-4.13, таблица 4.1).

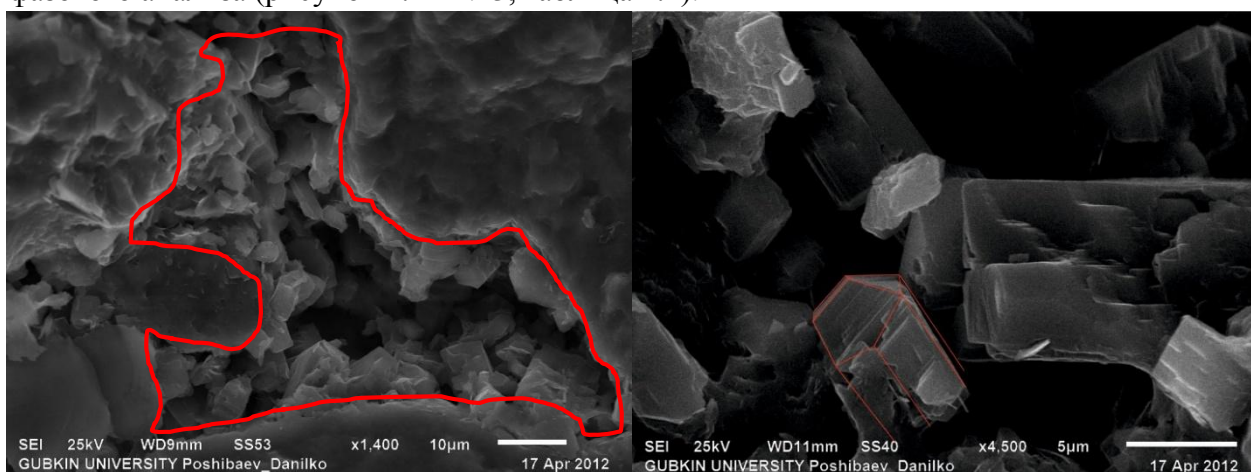


Рисунок 4.12 - Аутигенный кристалл полевого шпата в пустотном пространстве песчаника среднезернистого. Скважина Платоновская – 1



Рисунок 4.13 - Кристалл полевого шпата (санидин ?) в песчанике мелкозернистом. Скважина Оморинская – 11. Гл. 2543,33

Таблица 4.1 - Результаты исследований РСА. Скважина Оморинская – 11. Гл. 2543,33

Qualitative analysis results

Phase name	Formula	Figure of merit	Phase reg. detail	DB card number
Quartz	Si O ₂	0.758	ICDD (PDF-	01-086-1560
Sanidine	K (Al Si ₃ O ₈)	0.814	ICDD (PDF-	01-080-2107
4-(1-Amino-1-	C ₄ H ₇ N ₅	1.092	ICDD (PDF-	00-058-1677
Muscovite-1M, syn	K Al ₂ Si ₃ Al O ₁₀ (O H) ₂	0.934	ICDD (PDF-2/Release 2012 RDB)	00-007-0025
Clinocllore	Al ₂ Mg ₅ Si ₃ O ₁₀ (O H) ₈	1.381	ICDD (PDF-2/Release 2012 RDB)	01-074-1137

Кроме того, пустотное пространство заполняется кристаллами ангидрита, которые четко видны на снимках растрового-электронного микроскопа. Эти кристаллы заполняют пустотное пространство частично или полностью, тем самым ухудшая фильтрационно-емкостные свойства (рисунок 4.14-4.15).

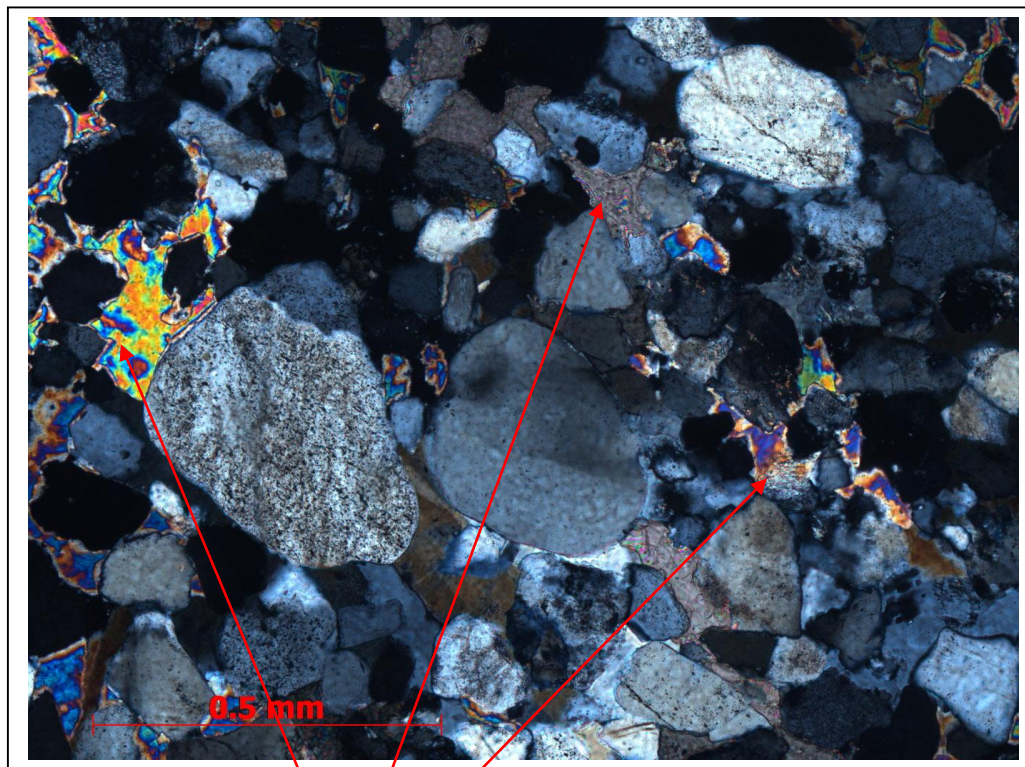


Рисунок 4.14 - Карбонатно-сульфатная составляющая цемента песчаника разномерного с карбонатно-сульфатным цементом. Платоновская скв. 1. Глубина отбора 2647,35 м. Никели скрещены

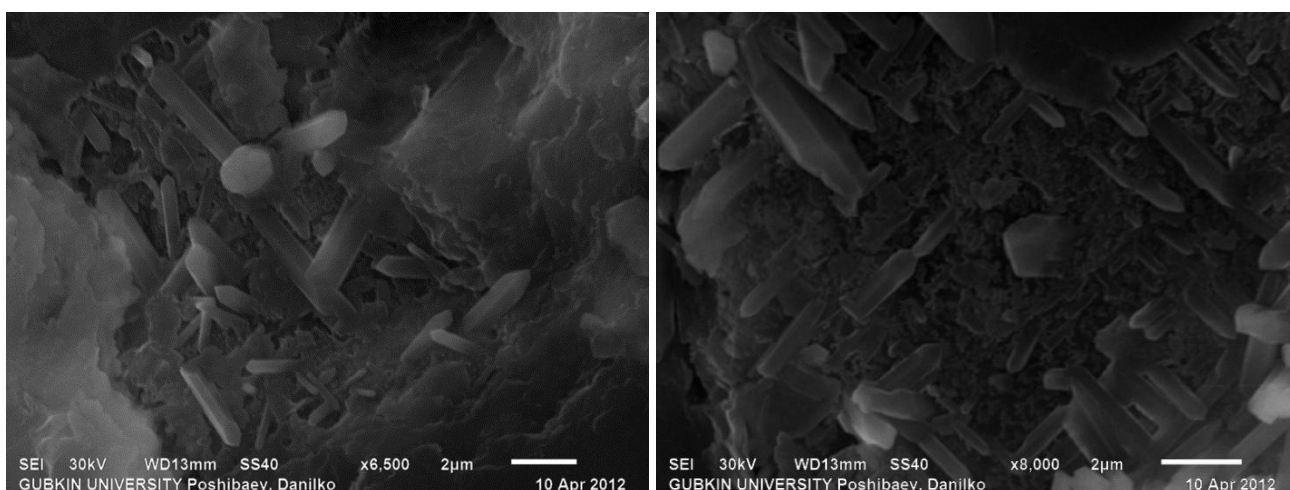


Рисунок 4.15 - Кристаллы ангидрита в пустотном пространстве песчаников. Скважина Камовская – 2

Ухудшение фильтрационно-емкостных свойств происходит и за счёт роста аутигенных кристаллов кварца. При помощи РЭМа можно отчетливо проследить правильные кристаллы кварца, которые заполняют пустотное пространство (рисунок 4.16).

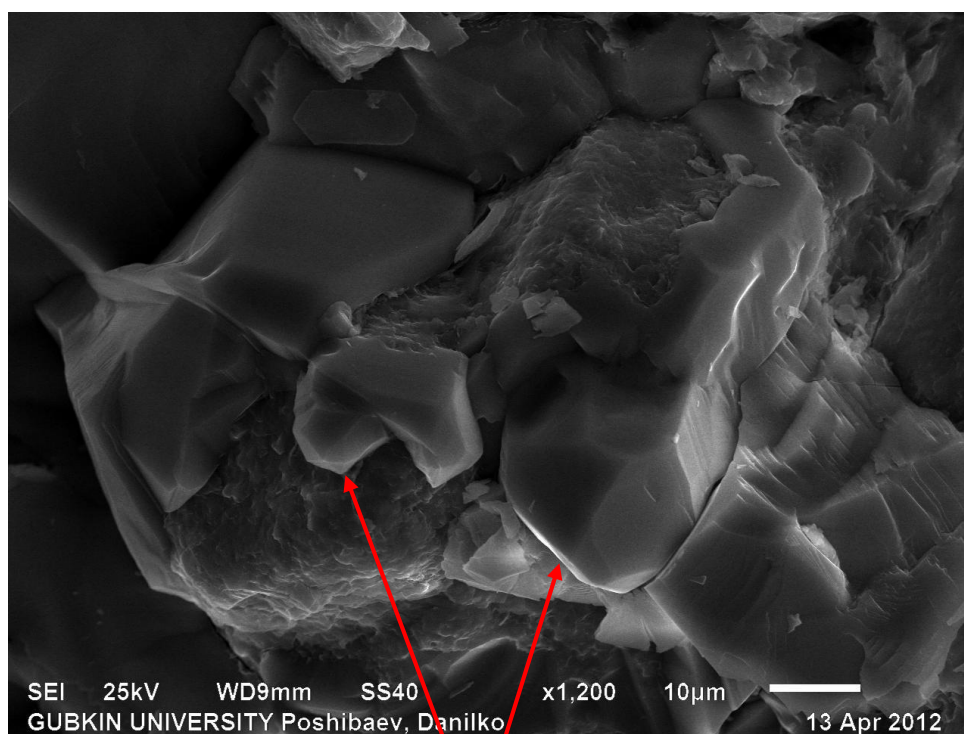
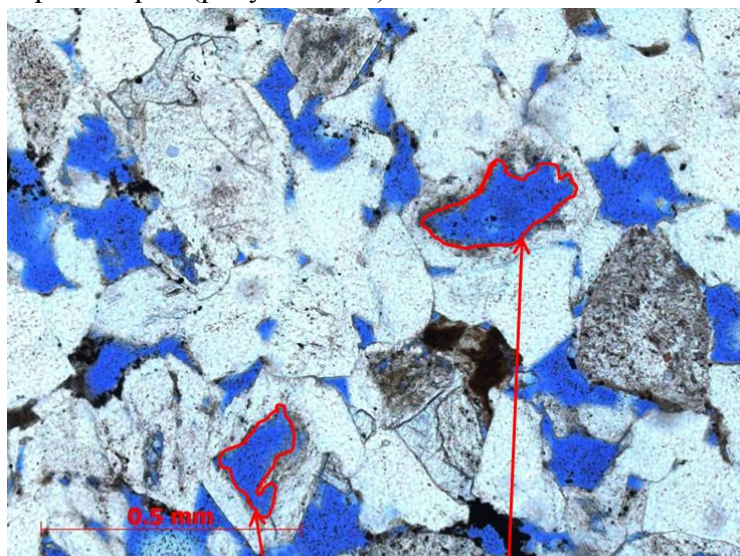


Рисунок 4.16 - Аутигенные кристаллы кварца в песчаниках. Скважина Платоновская –1

Пустотное пространство в коллекторах представлено в основном межзерновыми порами, реже пустотами выщелачивания и остаточными порами. Пустоты выщелачивания наиболее часто встречаются в пределах Камовской площади и связаны с выщелачиванием зерен кварца (рисунок 4.17).



Поры выщелачивания

Рисунок 4.17 - Поровое пространство в песчанике среднезернистом. Скважина Камовская-1, николи параллельны

Количественные параметры морфометрических характеристик пустотного пространства литотипов пород-коллекторов пласта Б8 были получены в результате проведения имидж-анализа шлифов.

Для Оморинской, Камовской и Ильбокичской площадей были проведены литологические исследования пористости пород-коллекторов и сделан имидж анализ.

Исследования проводились на образцах, представляющих собой торцевые части цилиндров, выпиленных для петрофизических исследований. Они приурочены к тем же участкам керна, из которых были отобраны образцы для детальных литологических исследований. Образцы пород в процессе петрофизических исследований были подвергнуты экстракции углеводородов по стандартной методике, и пропитаны окрашенной смолой под вакуумом. Из полученных препаратов были изготовлены прозрачные шлифы, которые исследовались в оптическом микроскопе. Полученные цифровые изображения анализировались с помощью программы AxioVision. Для каждого изображения проводился анализ типов пустотного пространства, и давалась его количественная оценка.

В результате анализа оценивались:

- открытая пористость породы;
- количество пор различного размера;
- роль пор данного размера в общем объеме порового пространства;
- параметры формы пор.

Соответствующие данные приведены в таблице.

Графические изображения полученных данных приведены в виде гистограмм:

- количества пор различной площади;
- удельных значений площади пор;
- количества пор различного размера;
- удельных значений размеров пор;
- соотношения минимального и максимального размеров пор (ширины и длины);
- значений формфактора пор.

Для каждого образца построена диаграмма соотношения площади и периметра пор.

Гистограммы количества пор различной площади и различного максимального размера (длины) позволяют оценить количественные соотношения пор различного размера в образце. Находится количество пор, размер которых удовлетворяет условию принадлежности к определенному интервалу значений, и делится на общее количество пор в образце.

Гистограмма удельных значений площади пор показывает, какую часть пустотного пространства образца занимают поры данной площади. Находится сумма площадей пор

удовлетворяющих условию принадлежности к определенному интервалу значений, и делится на сумму площадей всех пор образца.

Гистограмма удельных значений максимальных размеров (длин) пор показывает, какую часть порового пространства образца занимают поры данного максимального размера (длины). Находится сумма длин пор удовлетворяющих условию принадлежности к определенному интервалу значений, и делится на сумму длин всех пор образца. Не смотря на то, что физический смысл данных диаграмм не вполне ясен, в некоторых случаях именно на этих диаграммах устанавливаются различия в характеристиках пустотного пространства образцов.

Построены гистограммы соотношения минимального и максимального размеров пор (ширины и длины). Диаграммы соотношения минимального и максимального размеров пор (ширины и длины) показывают степень изометричности, или вытянутости (удлиненности).

Для того чтобы оценить степень изрезанности границ пор, введено понятие формфактора, построены соответствующие гистограммы и диаграммы. Формфактор объекта (поры или зерна) представляет собой безразмерный коэффициент $F=4\pi S/P^2$, где F – безразмерная величина формфактора, S – площадь, P – периметр объекта. Значение формфактора для круга равно 1, а для любых других форм – меньше 1.

Диаграмма соотношения площади и периметра пор также позволяет охарактеризовать степень изрезанности формы пор посредством сравнения с кривыми, построенными для равных значений формфактора пор.

4.1 Характеристика структуры пустотного пространства пород оскобинской свиты Оморинской площади

В отложениях оскобинской свиты венда выделяются породы-коллекторы представленные следующими литотипами: песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом и песчаники мелкозернистые с сульфатно карбонатным цементом.

По данным петрофизических исследований значения пористости колеблются от 6,7% до 17,7%, и проницаемости от 0,047 до 62,3 мД.

Породы коллекторы преимущественно приурочены к пласту Б8 оскобинской свиты, который имеет региональное распространение и обладает аномальной радиоактивностью. По материалам ГИС пласт регионально прослеживается в пределах всей исследуемой территории.

Анализ структуры пустотного пространства пород-коллекторов показал, что среди рассмотренных литотипов наибольшими значениями пористости обладают (таблица 4.2) песчаники мелкозернистые с глинистым и сульфатно-карбонатным цементом:

глубина отбора 2543,33 – 10,34%;

глубина отбора 2548,92 м – 2,38%;

глубина отбора 2549,68 м – 2,68%.

Песчаники мелкозернистые с карбонатно-сульфатным цементом обладают низким значениями пористости:

глубина отбора 2548,07 м – 0,71%.

Среднее значение пористости составляет 4,04%.

Таблица 4.2.

Параметры структуры порового пространства пород разреза. Межзерновые поры.									
		Скв. Оморинская-11				Средние значения по разрезу			
Литотип		Песчаники мелкозернистые с сульфатно-карбонатным цементом	Песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом						
Глубина отбора		2548,07	2548,92	2543,33	2549,68				
Пористость, %		0,71	2,38	10,40	2,68	4,04			
Размер пор (наибольший), мм		Минимум	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004		
		Максимум	0,353	0,431	0,626	0,552	0,491		
		Среднее	0,031	0,012	0,024	0,012	0,020		
Распределение по интервалам, мм ²		0-10 ⁻⁵	8,42	26,55	3,1067	18,34	14,10		
		10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	42,63	61,72	64,6802	68,68	59,43		
		10 ⁻⁴ -10 ⁻³	30,53	9,04	22,7807	12,18	18,63		
		10 ⁻³ -10 ⁻²	17,76	2,33	8,4520	0,72	7,32		
		10 ⁻² -10 ⁻¹	0,66	0,36	0,9745	0,09	0,52		
		10 ⁻¹ -1	0,00	0,00	0,0059	0,00	0,00		
		>1	0,00	0,00	0,0000	0,00	0,00		
		удельных значений площади пор, %		0-10 ⁻⁵	0,08	1,02	0,0455	1,78	0,73
				10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	1,51	7,46	3,7971	26,37	9,78
				10 ⁻⁴ -10 ⁻³	14,67	15,29	14,2867	30,71	18,74
				10 ⁻³ -10 ⁻²	66,06	31,89	44,6150	20,64	40,80
				10 ⁻² -10 ⁻¹	17,68	44,35	35,9510	20,49	29,62
				10 ⁻¹ -1	0,00	0,00	1,3047	0,00	0,33
				>1	0,00	0,00	0,0000	0,00	0,00
Распределение по интервалам, мм		0-0,01	39,74	75,65	48,4850	63,46	56,83		
		0,01-0,025	23,29	16,08	28,5984	28,39	24,09		
		0,025-0,05	17,11	4,72	11,5528	6,39	9,94		
		0,05-0,1	13,82	2,47	7,1112	1,44	6,21		
		0,1-0,25	5,79	0,91	3,6915	0,30	2,67		
		0,25-0,5	0,26	0,16	0,5434	0,02	0,25		
		0,5-1	0,00	0,00	0,0177	0,01	0,01		
		>1	0,00	0,00	0,0000	0,00	0,00		
		удельных значений размера пор, %		0-0,01	7,88	36,74	13,6692	32,70	22,75
				0,01-0,025	12,42	19,43	18,3415	36,31	21,62
				0,025-0,05	20,51	13,82	17,1483	18,40	17,47
				0,05-0,1	31,22	13,81	20,8475	8,03	18,48
				0,1-0,25	25,40	11,59	22,4007	3,69	15,77
0,25-0,5	2,56			4,62	7,1715	0,52	3,72		
0,5-1	0,00			0,00	0,4213	0,35	0,19		
>1	0,00			0,00	0,0000	0,00	0,00		
Распределение по интервалам		0-0,1	0,00	0,00	0,0000	0,00	0,00		
		0,1-0,2	0,79	0,04	0,0532	0,19	0,27		
		0,2-0,3	2,24	0,32	0,9568	2,10	1,41		
		0,3-0,4	6,05	2,35	4,3293	6,80	4,88		
		0,4-0,5	13,68	8,15	10,5605	12,35	11,19		
		0,5-0,6	20,79	23,25	21,5758	16,55	20,54		
		0,6-0,7	26,84	25,51	30,0278	16,84	24,80		
		0,7-0,8	21,32	29,00	27,5294	24,16	25,50		
		0,8-0,9	8,16	11,23	4,8845	20,87	11,29		
		0,9-1	0,13	0,14	0,0827	0,14	0,13		
		формфактора пор (F=4πS/P ²), %		0-0,1	0,00	0,04	0,1477	0,01	0,05
				0,1-0,2	0,00	0,72	1,6006	0,40	0,68
				0,2-0,3	1,58	2,15	3,8568	1,61	2,30
				0,3-0,4	6,45	5,12	5,6287	3,36	5,14
				0,4-0,5	9,21	7,85	7,5247	5,47	7,51
				0,5-0,6	11,58	9,42	8,0680	6,18	8,81
				0,6-0,7	14,21	10,86	8,9245	6,56	10,14
				0,7-0,8	11,05	7,42	8,9658	8,02	8,86
				0,8-0,9	12,63	9,87	11,1039	9,74	10,84
				0,9-1	33,29	46,55	44,1793	58,65	45,67
Соотношение площади и периметра пор		уравнение линии тренда (y)	0,0182x ^{1,6865}	0,0126x ^{1,6358}	0,0143x ^{1,6175}	0,0108x ^{1,5578}			
		квадрат коэффициента корреляции (R ²)	0,9833	0,9534	0,9858	0,9755			

Характеристика структуры порового пространства песчаников мелкозернистых с сульфатно-карбонатным цементом.

Проанализирован 1 образец с гл. 2548,07 м (рисунок 4.18-4.26, таблица 4.2).

По оценкам пористости в шлифе, изготовленном из пропитанного образца, ее значения для пород данного литотипа составляет:

2548,04 м – 0,71%.

В породах выделяется один тип пустотного пространства.

Тип представлен межзерновыми порами размером 0,004–0,353 мм.

Межзерновые поры.

На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости в образце с гл. 2548,07 (66,06%) приходится на поры площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм².

На гистограмме максимального размера (длины) пор в образце максимальное значение (39,74 %) приходится на поры размером менее 0,01 мм. На гистограмме удельных длин пор образец характеризуется относительно равномерным распределением длин пор в диапазоне значений от 0,05 до 0,1 мм (в среднем 31,22%).

Поры имеют удлиненные очертания, преобладающее (26,84%) соотношение минимального и максимального размеров пор располагаются в интервале 0,6-0,7.

Значение формфактора пор образца имеет одномодальное распределение (33,29%) с модой в интервале 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией формфактора 0,3-0,4.

Емкостные характеристики пород контролируются распределением цементирующей составляющей преимущественно сульфатно-карбонатного состава. Основная часть пустотного пространства приурочена к слабосцементированным прослоям обломочных пород.

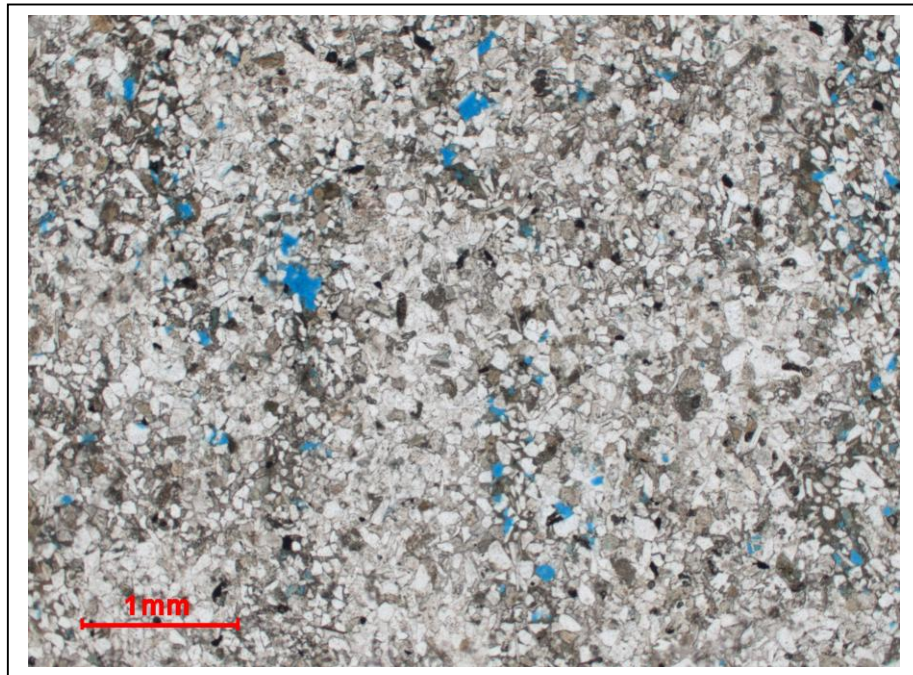


Рисунок 4.18 - Песчаники мелкозернистые с сульфатно-карбонатным цементом. Скв. Оморинская-11. Глубина 2548,07 м. Без анализатора. Образец пропитан окрашенной смолой.

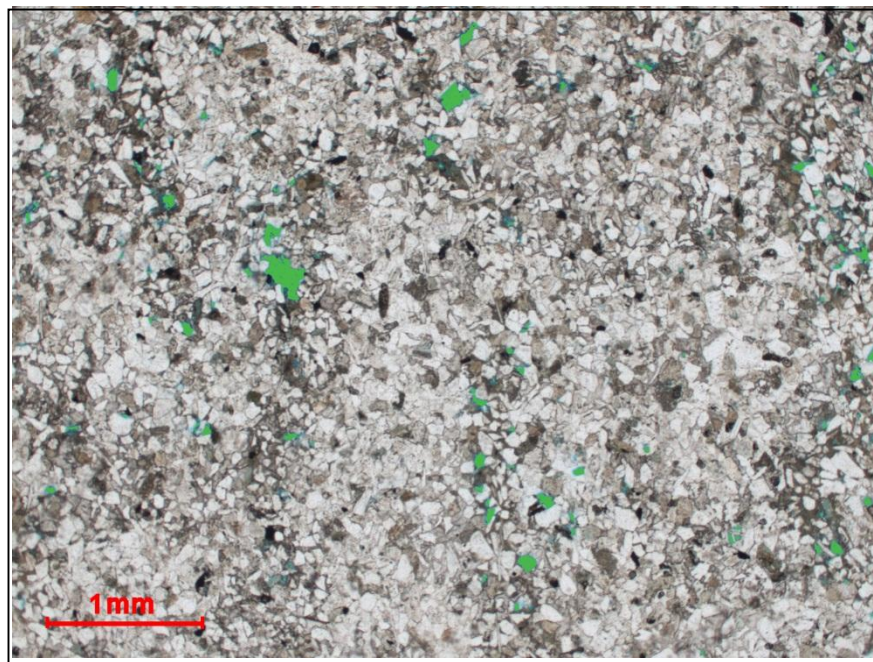


Рисунок 4.19 - Структура порового пространства песчаников мелкозернистых с сульфатно-карбонатным цементом. Зелёным цветом выделены поры межзернового типа.

Межзерновое поровое пространство
Скв. Оморинская-11. Глубина 2548,07 м

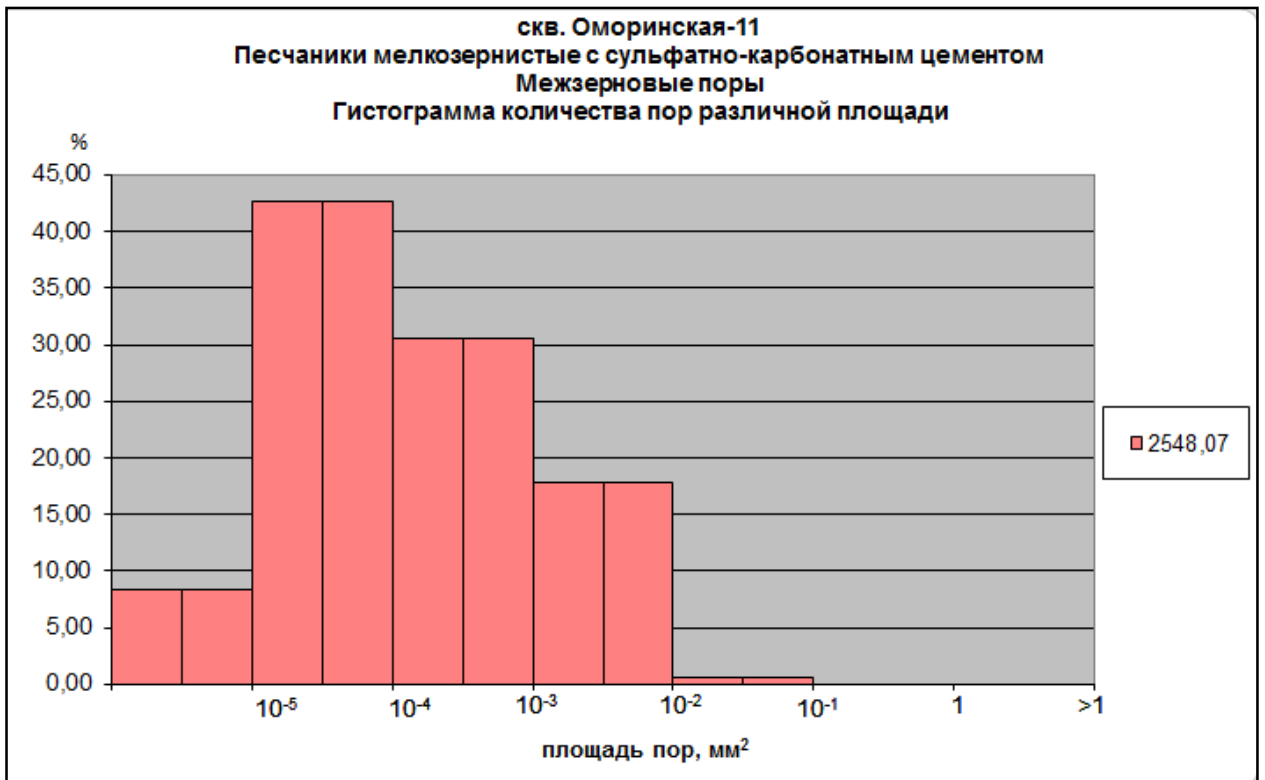


Рисунок 4.20

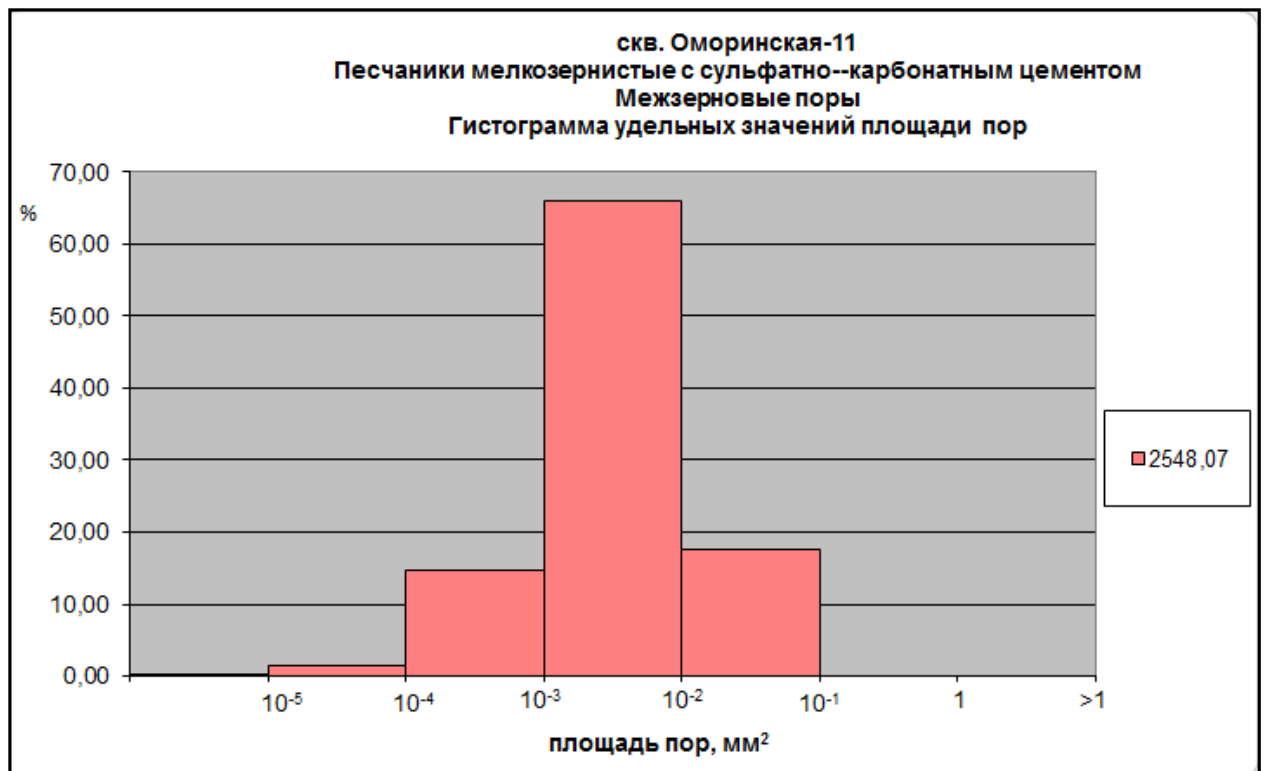


Рисунок 4.21

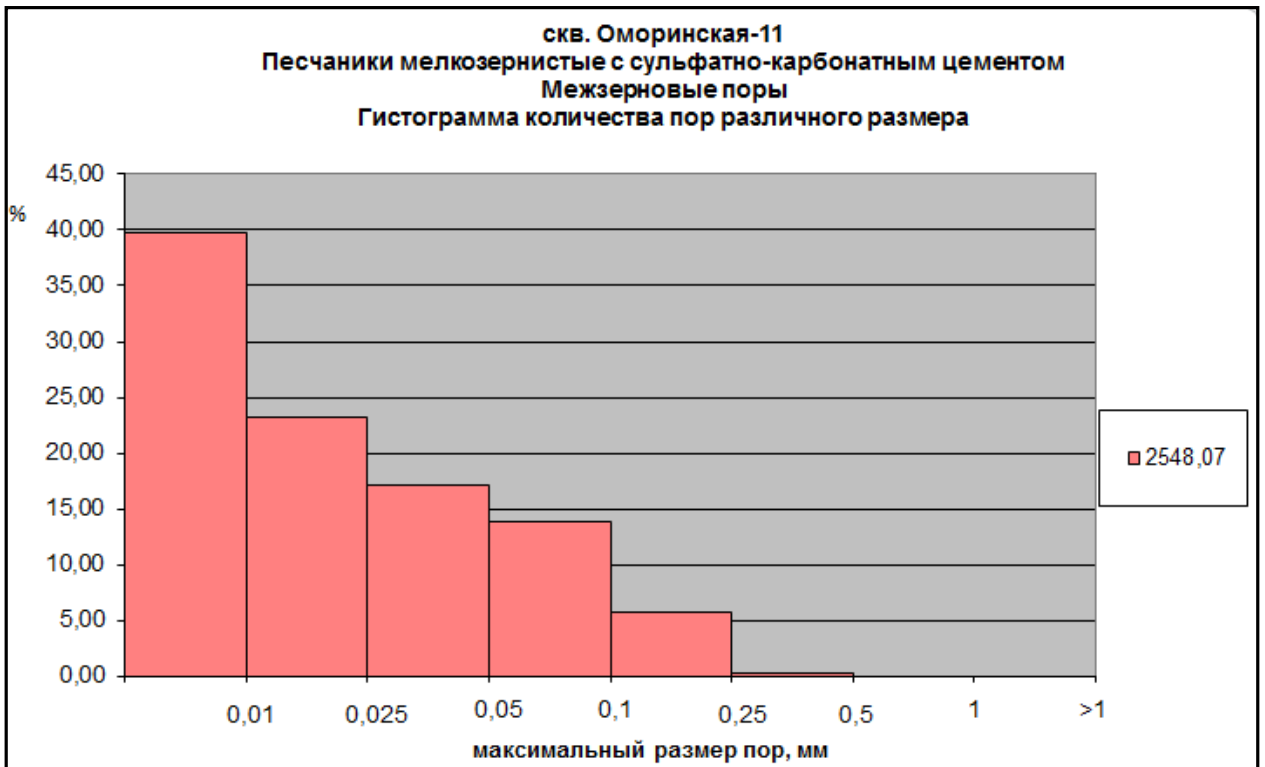


Рисунок 4.22

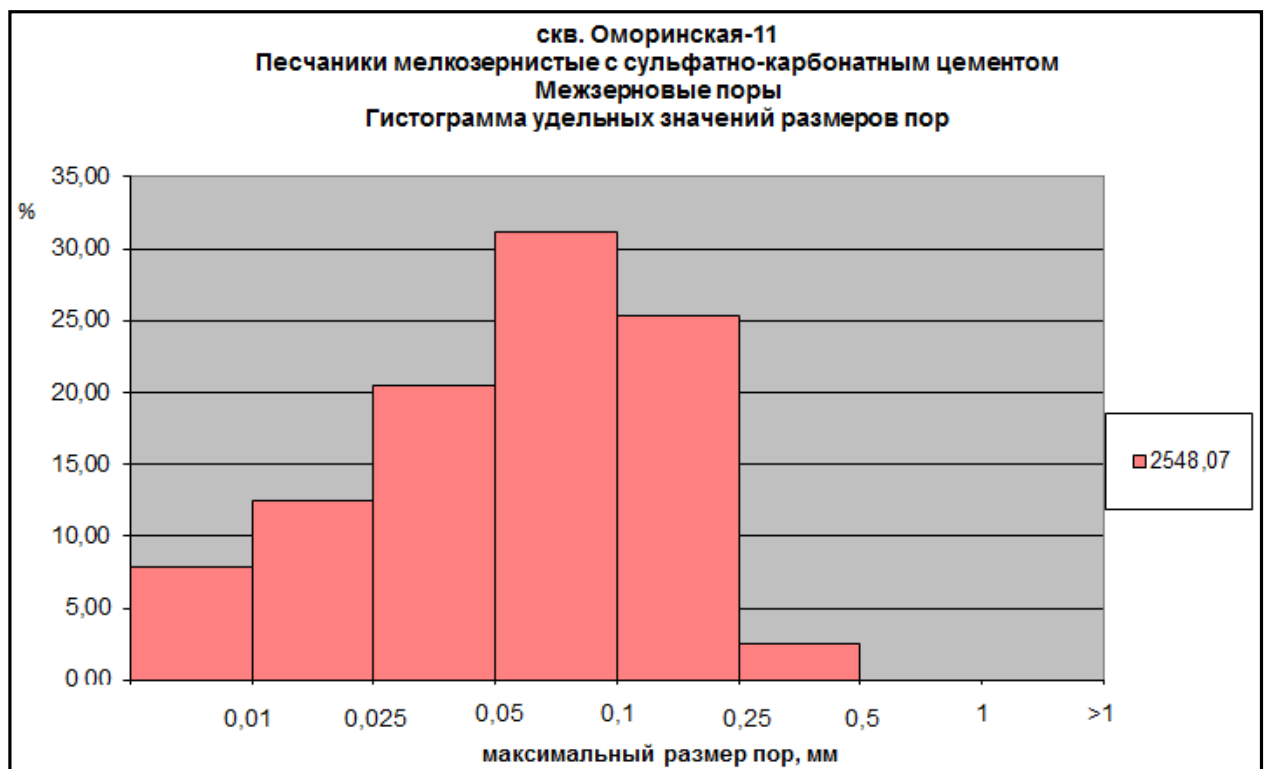


Рисунок 4.23

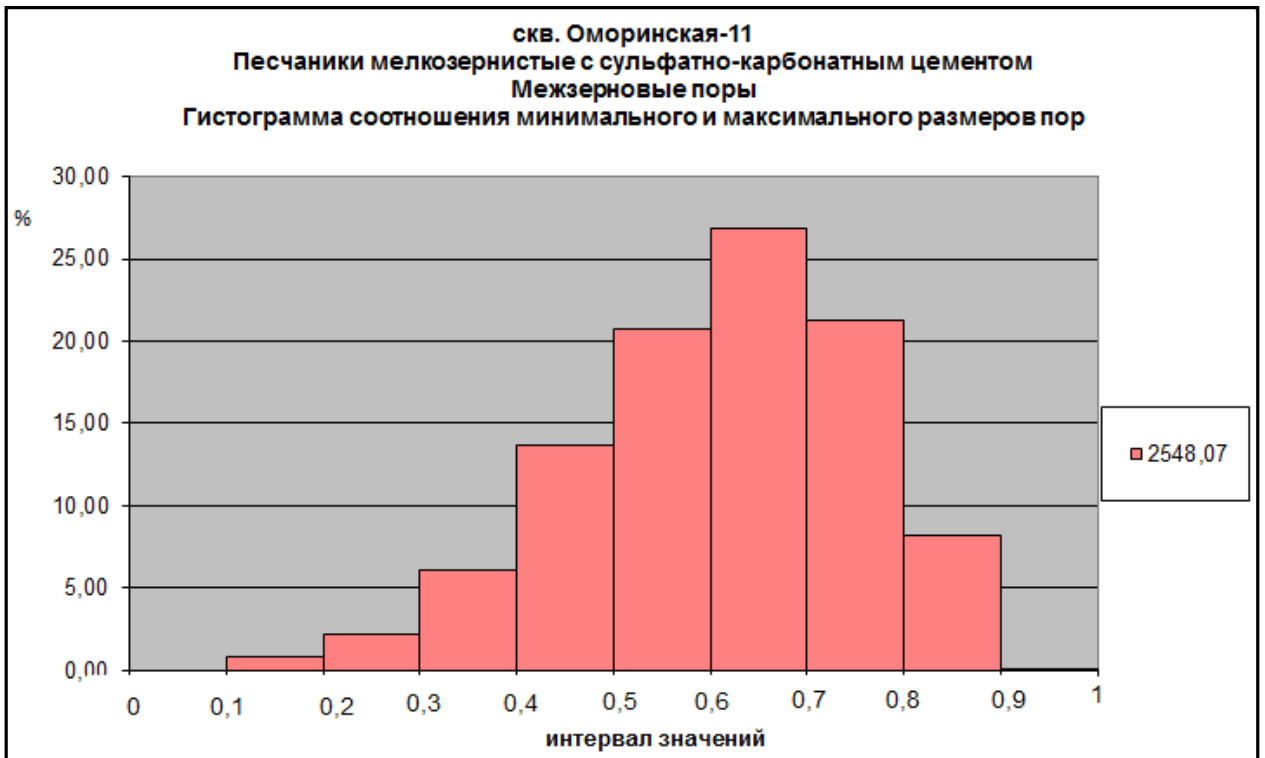


Рисунок 4.24

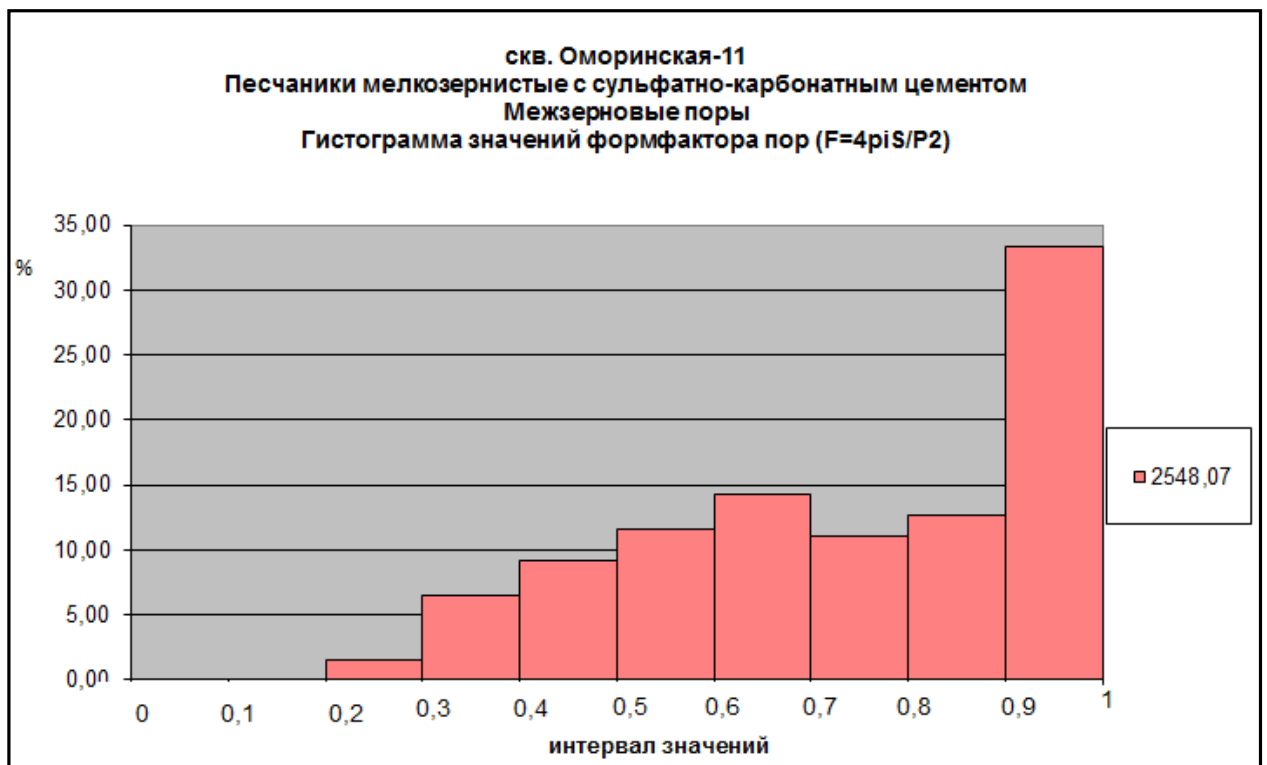


Рисунок 4.25

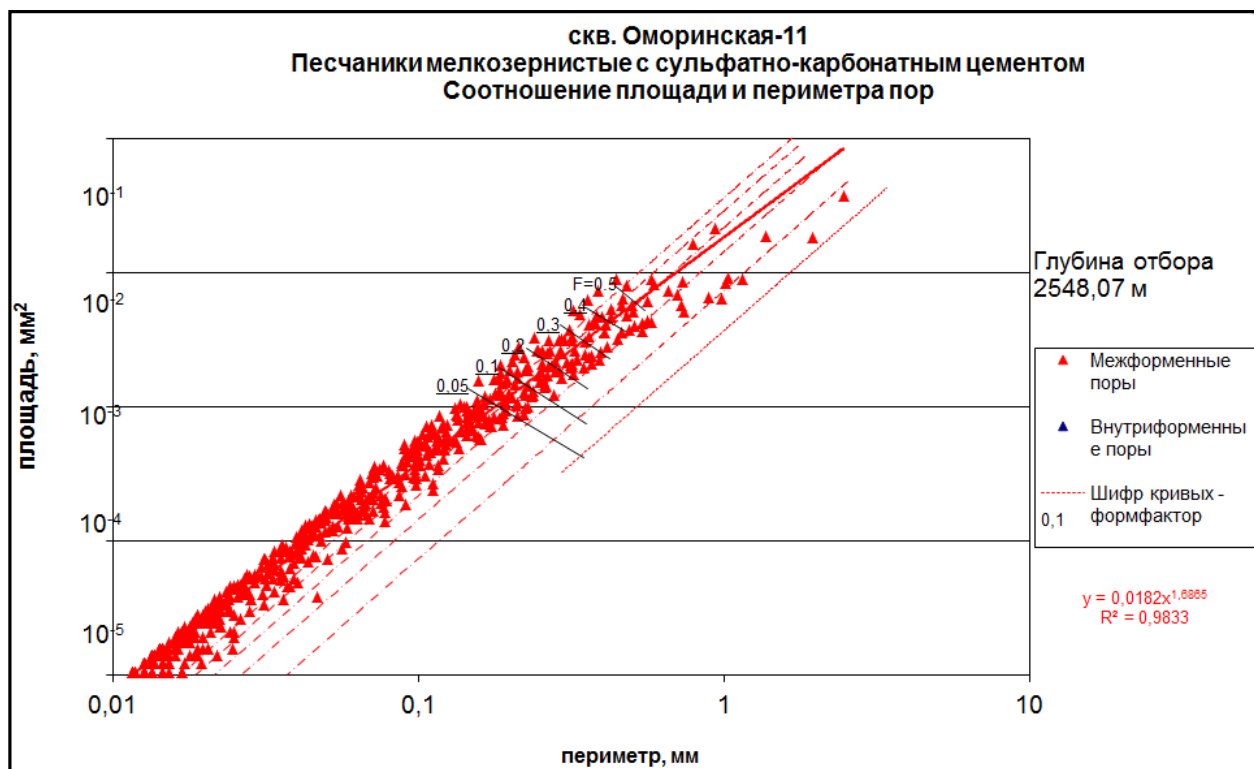


Рисунок 4.26

Характеристика структуры порового пространства песчаников мелкозернистых с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом.

В отложениях оскобинской свиты венда выделяются породы-коллекторы представленные с ледующими литотипами

По данным петрофизических исследований значения пористости колеблются от до, и проницаемости

Породы коллекторы преимущественно приурочены к базальному пласту оскобинской свиты который имеет региональное распрост...радиоактивный пласт...регионально прослеживается в пределах всей исследуемой территории

Была исследована структура пустотного пространства по таким то образцам...

Проанализировано 3 образца с гл. 2543,33; 2548,92; 2549,68 м (рисунок 4.27-4.41, таблица 4.2).

По оценкам пористости в шлифах, изготовленных из пропитанного образца, ее значения для пород данного литотипа составляет:

2543,33 м – 10,4%;

2548,92 м – 2,38%;

2549,68 м – 2,68%.

В среднем значение пористости для пород данного литотипа составляет 5,15%.

В породах выделяется один тип пустотного пространства.

Тип представлен межзерновыми порами размером 0,004–0,626 мм.

Межзерновые поры.

На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости в образце с гл. 2543,33 (44,62%) приходится на поры площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм², тогда как в образце 2548,92 м основная часть пористости (44,35%) приходится на поры площадью 10^{-2} - 10^{-1} мм², а в образце 2549,68 м основная часть пористости (30,7%) приходится на поры площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². Во всех образцах количественно преобладают (40,8%) поры площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм².

Преобладающий (22,75%) максимальный размер (длина) пор всех образцов составляет 0,0-0,01. Основная часть удельных длин пор в обр. с гл. 2543,33 м (22,4%) м приходится на поры с размером 0,1-0,25 мм, а в образце с гл. 2548,07 (31,22%) - 0,05-0,1 мм, на гл. 2548,92 (36,74%) – 0-0,01 мм; на гл. 2549,68 (36,31%) – 0,01-0,025.

Поры имеют удлиненные очертания, преобладающее (19,72%) соотношение минимального и максимального размеров пор во всех образцах составляет 0,7-0,8.

Значения формфактора пор всех образцов имеют одномодальное распределение. Основная часть пор образцов приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией формфактора 0,3-0,4.

Емкостные характеристики пород контролируются распределением цементирующей составляющей преимущественно глинистого и карбонатно-сульфатного состава. Основная часть пустотного пространства приурочена к слабосцементированным прослоям обломочных пород.

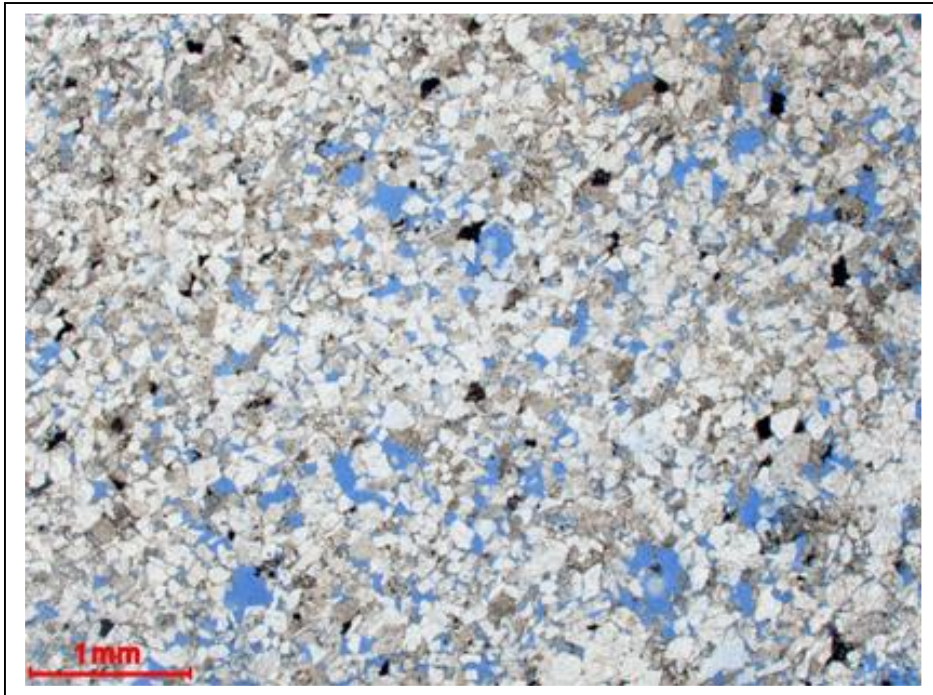


Рисунок 4.27 - Песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Скв. Омортнская-11. Глубина 2543,33 м. Без анализатора. Образец пропитан окрашенной смолой

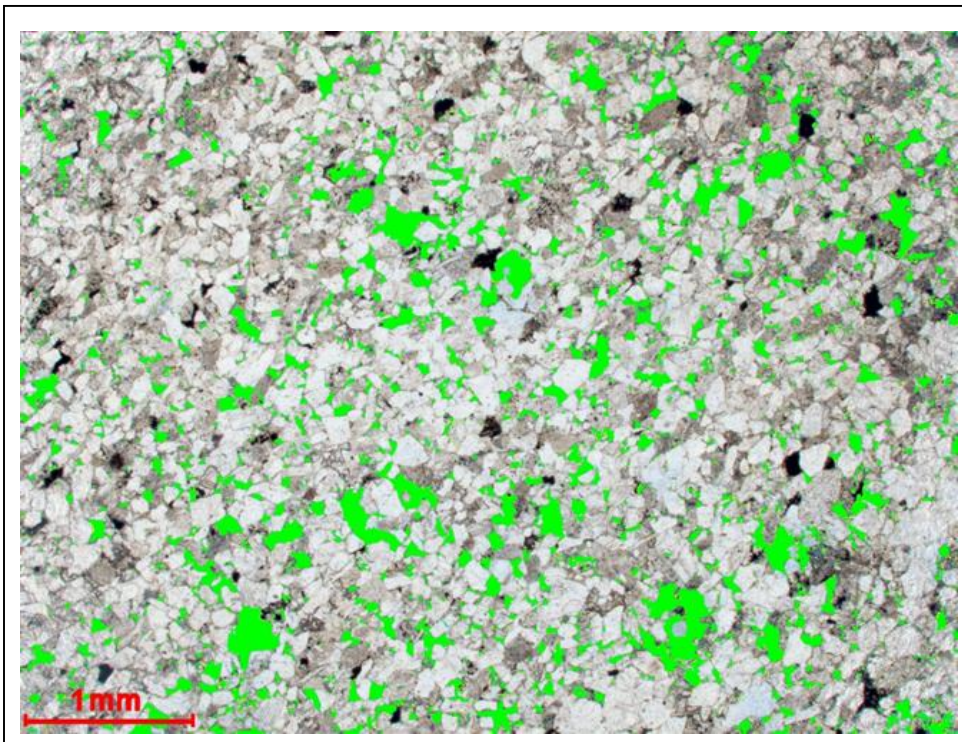


Рисунок 4.28 - Структура порового пространства песчаников мелкозернистых с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Зелёным цветом выделены поры межзернового типа. Скв. Омортнская-11. Глубина 2543,33 м

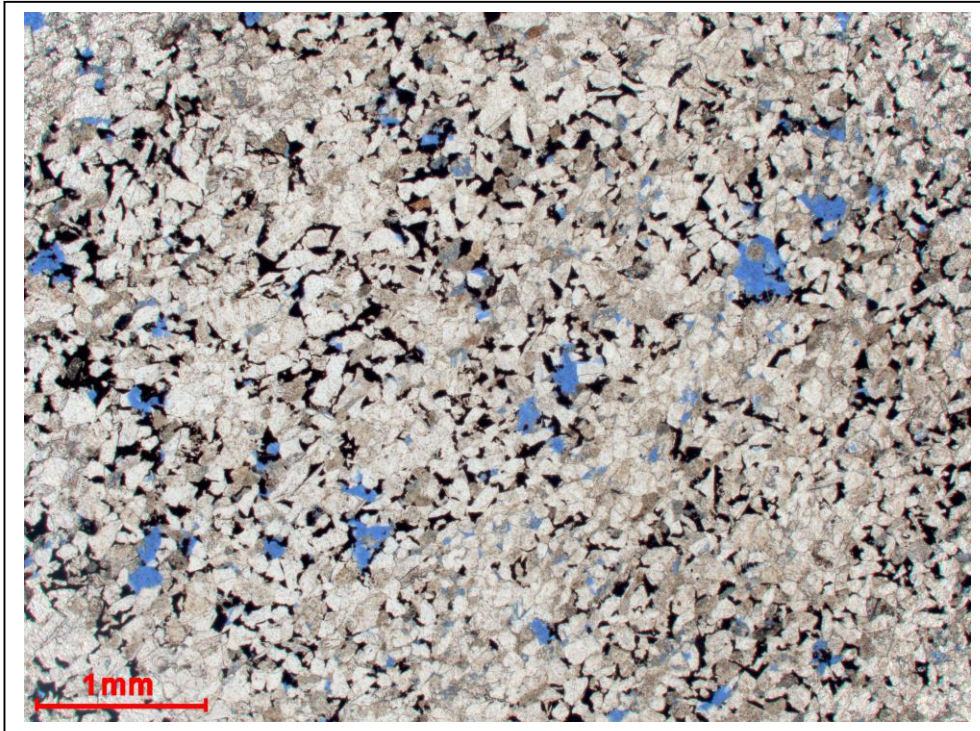


Рисунок 4.29 - Песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Скв. Омортнская-11. Глубина 2548,92 м. Без анализатора. Образец пропитан окрашенной смолой

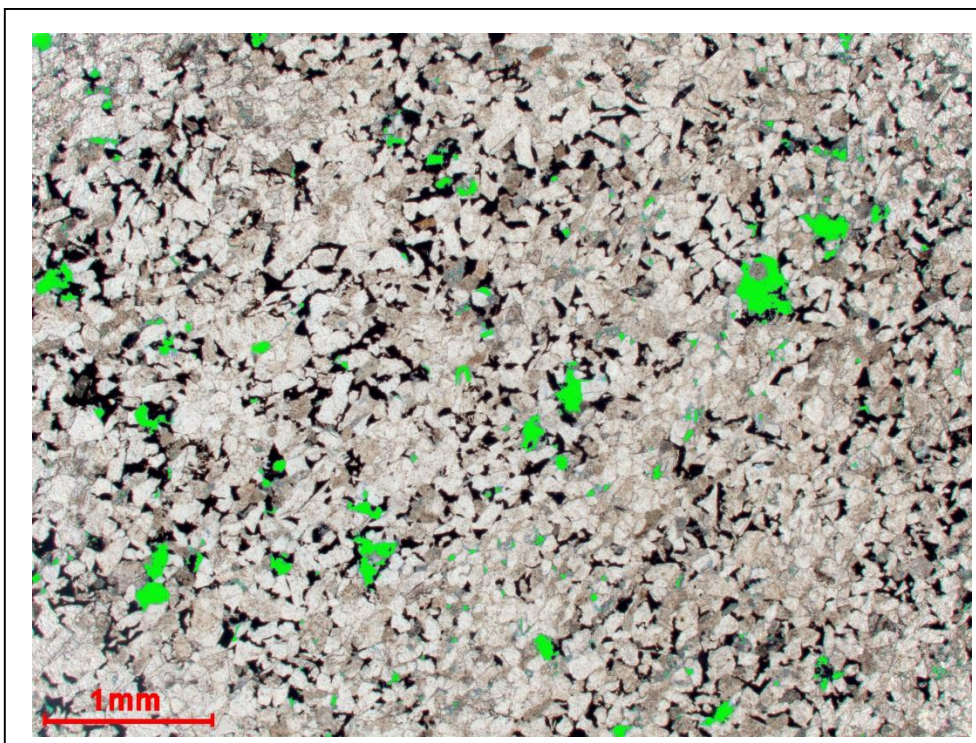


Рисунок 4.30 - Структура порового пространства песчаников мелкозернистых с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Зелёным цветом выделены поры межзернового типа. Скв. Омортнская-11. Глубина 2548,92 м

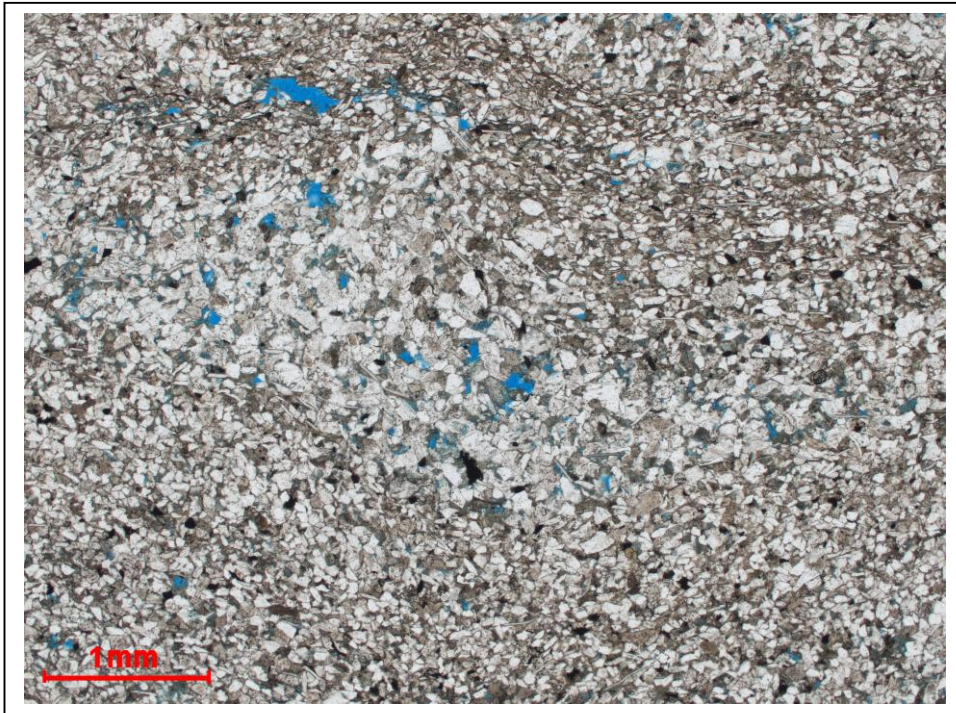


Рисунок 4.31 - Песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Скв. Омортнская-11. Глубина 2549,68 м. Без анализатора. Образец пропитан окрашенной смолой

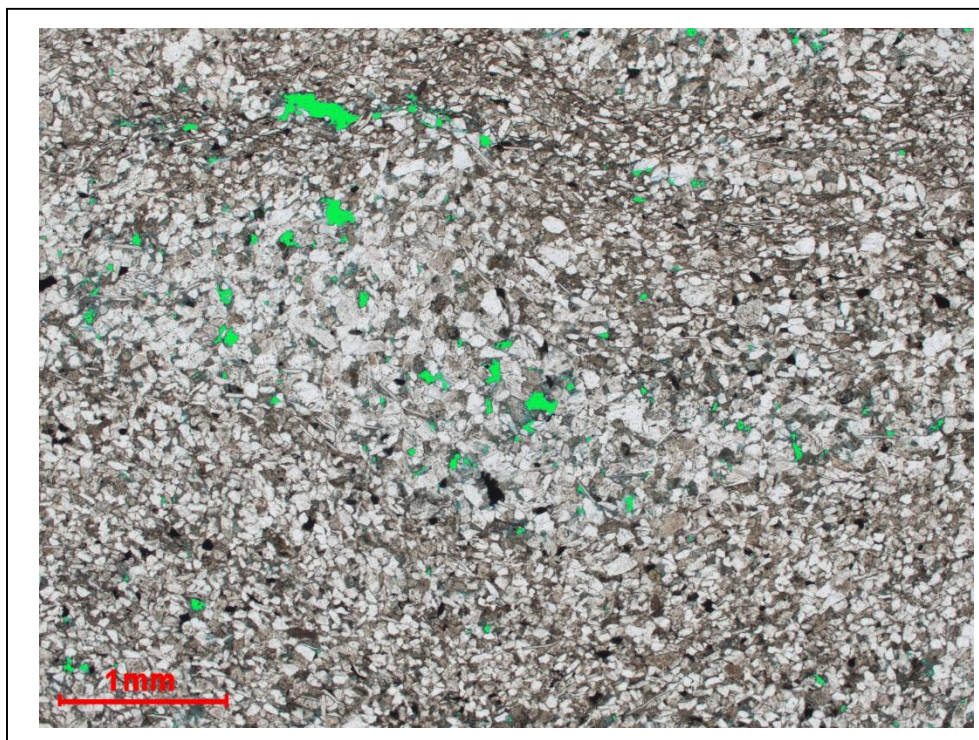


Рисунок 4.32 - Структура порового пространства песчаников мелкозернистых с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом. Зелёным цветом выделены поры межзернового типа. Скв. Оморинска-11. Глубина 2549,68 м

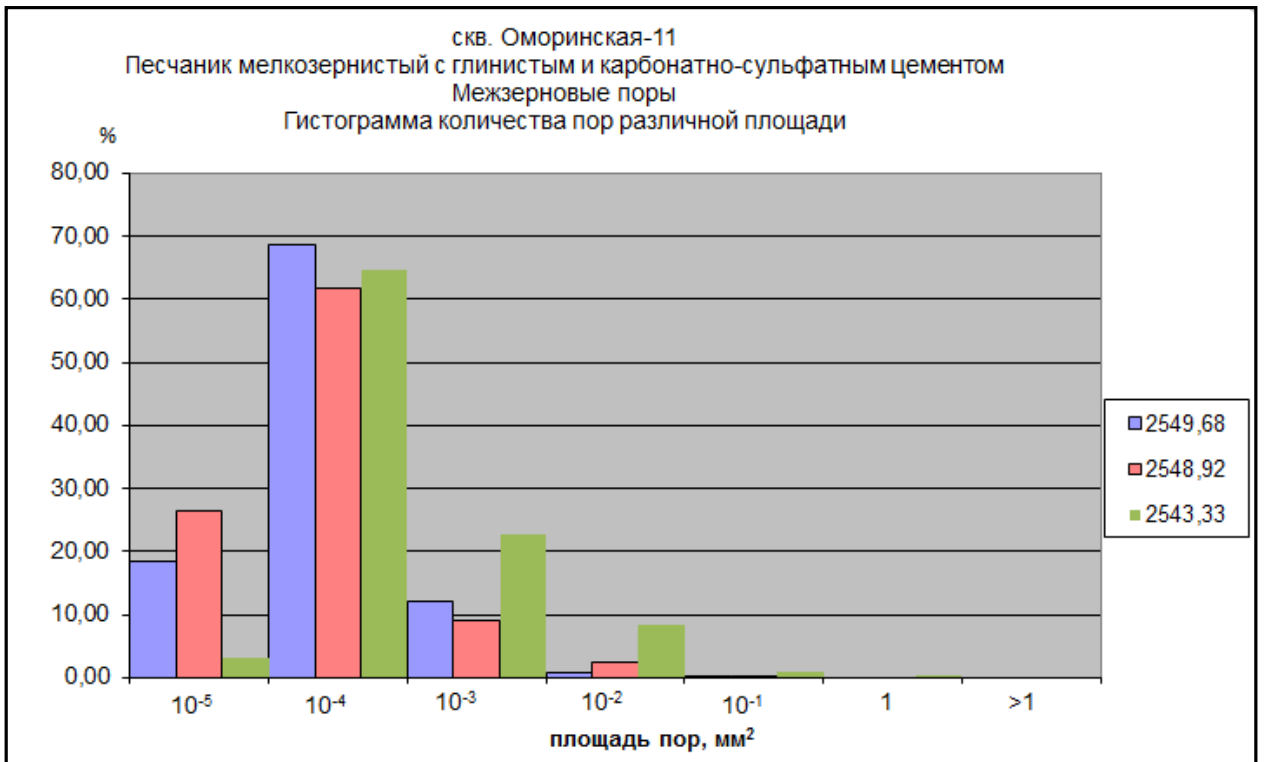


Рисунок 4.33

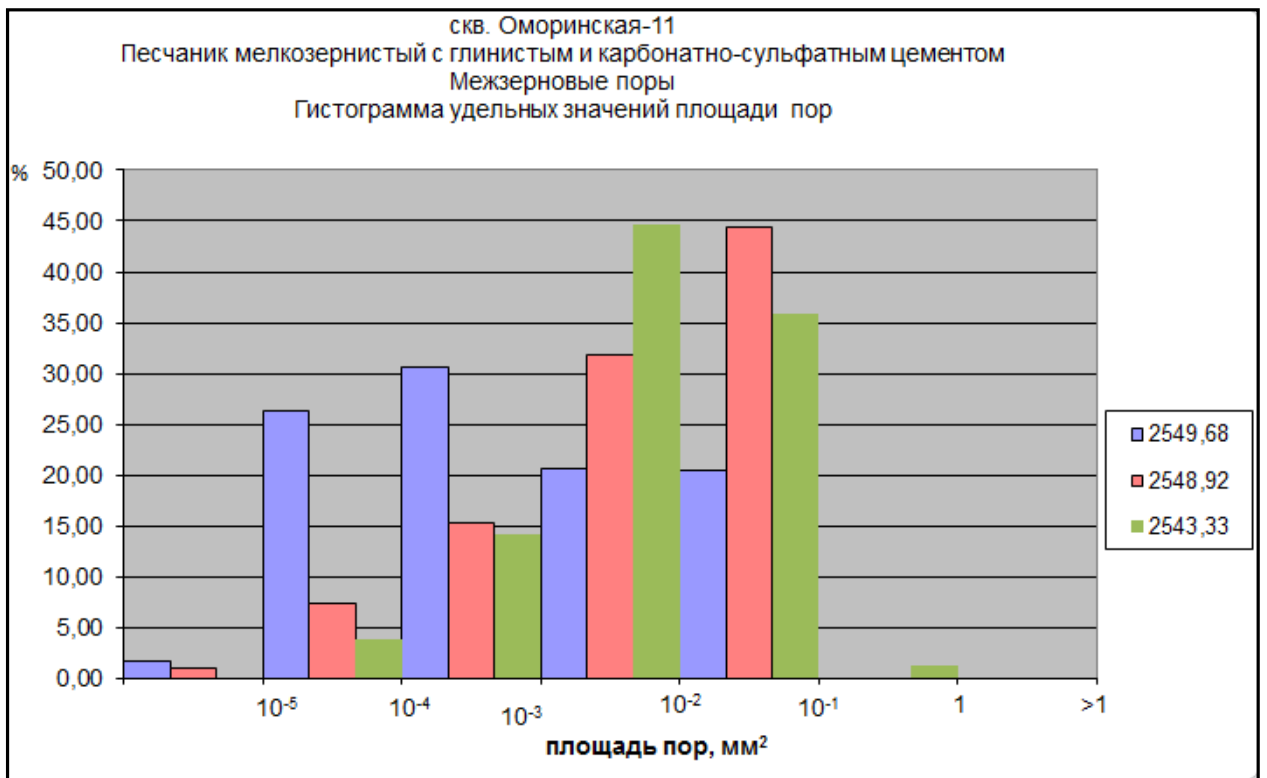


Рисунок 4.34

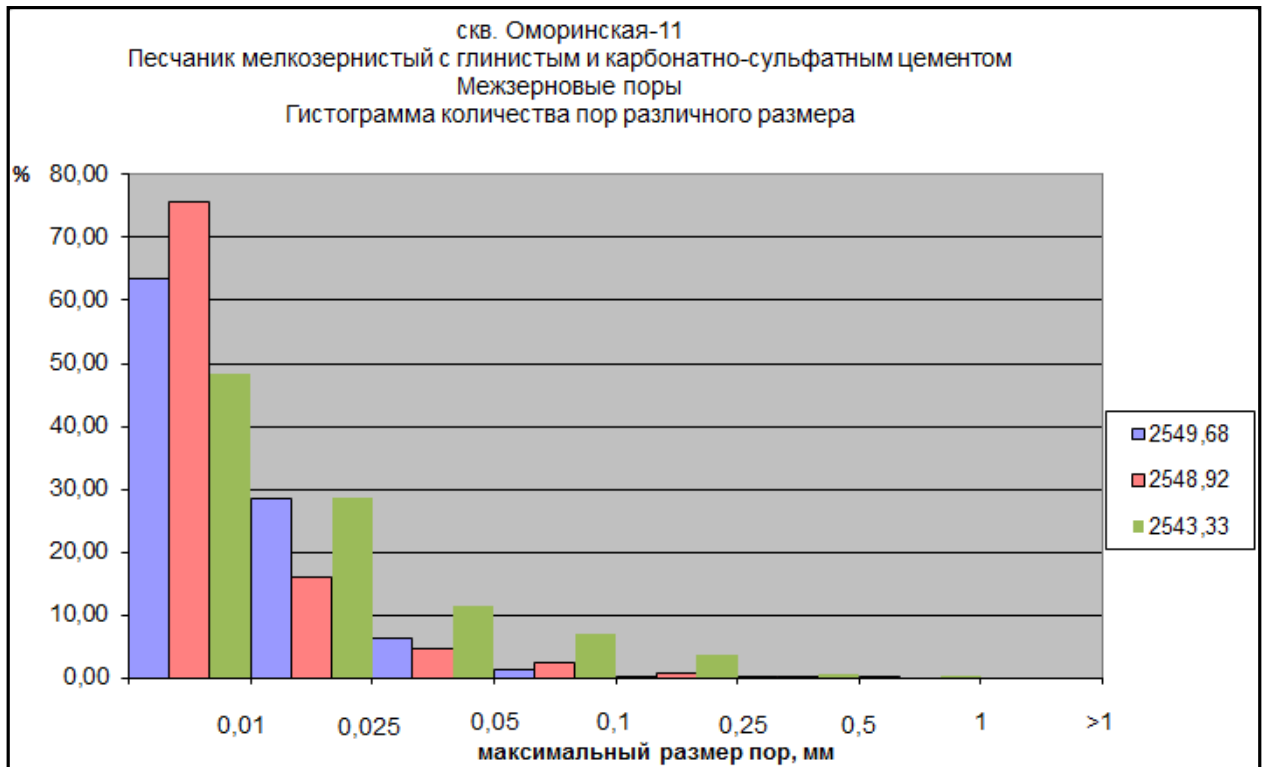


Рисунок 4.35

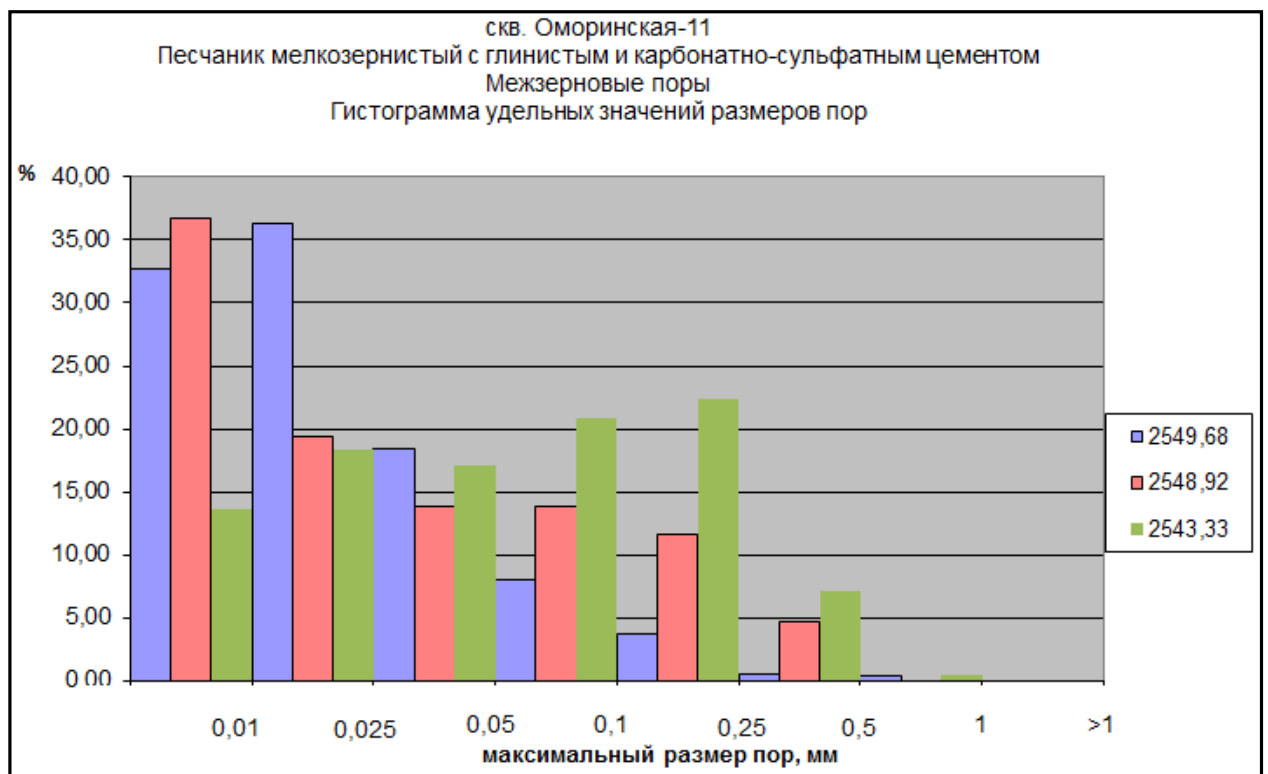


Рисунок 4.36

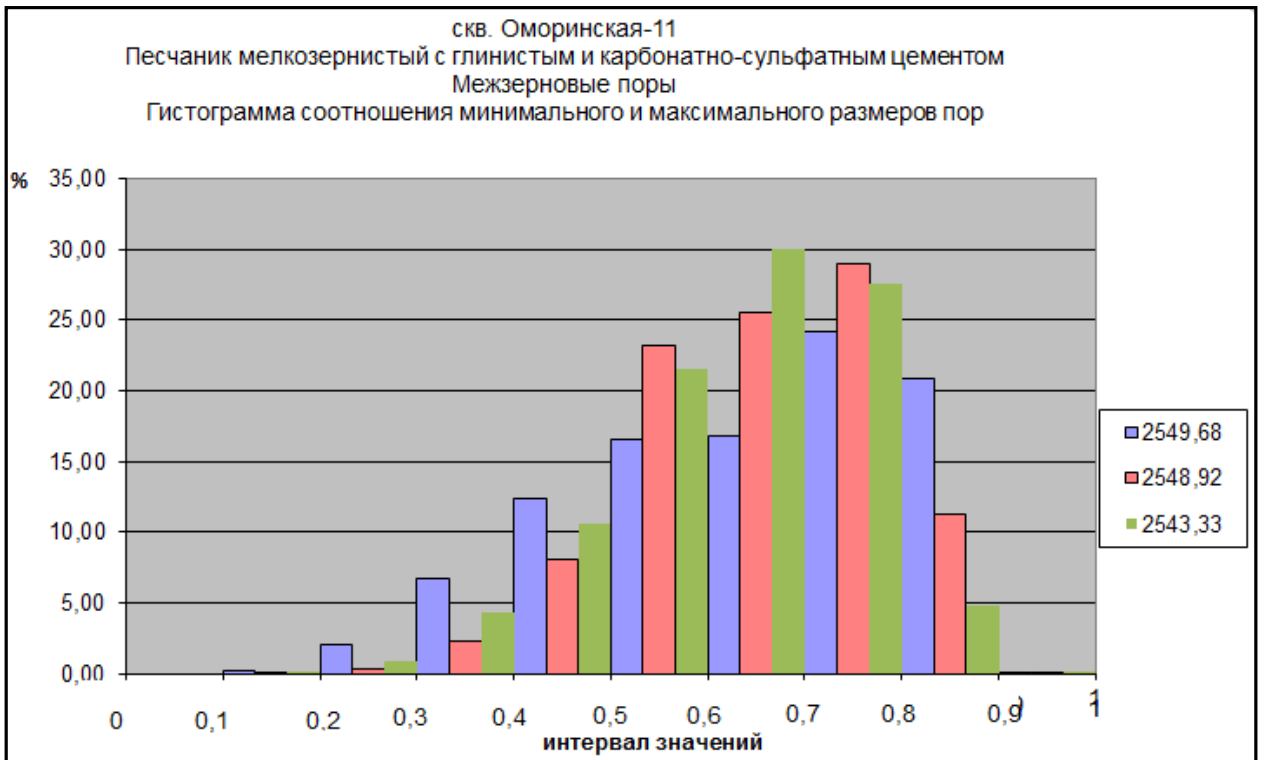


Рисунок 4.37

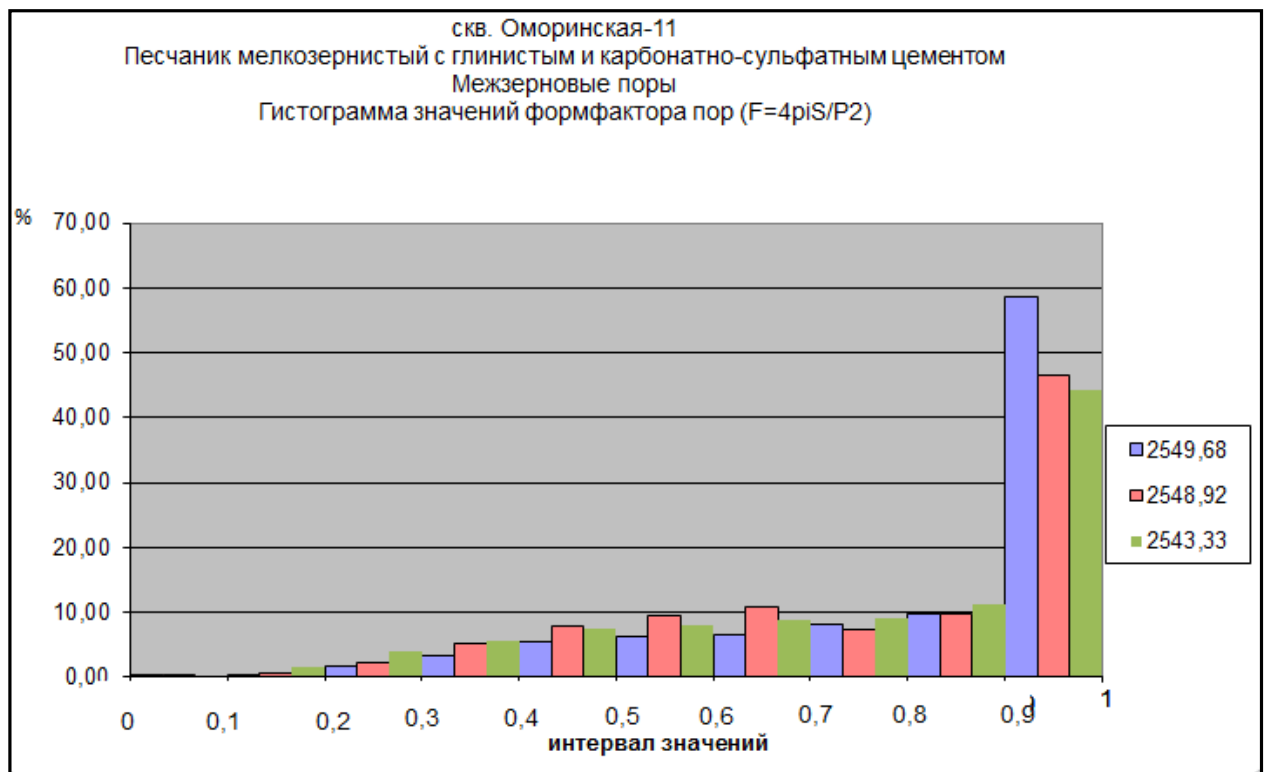


Рисунок 4.38

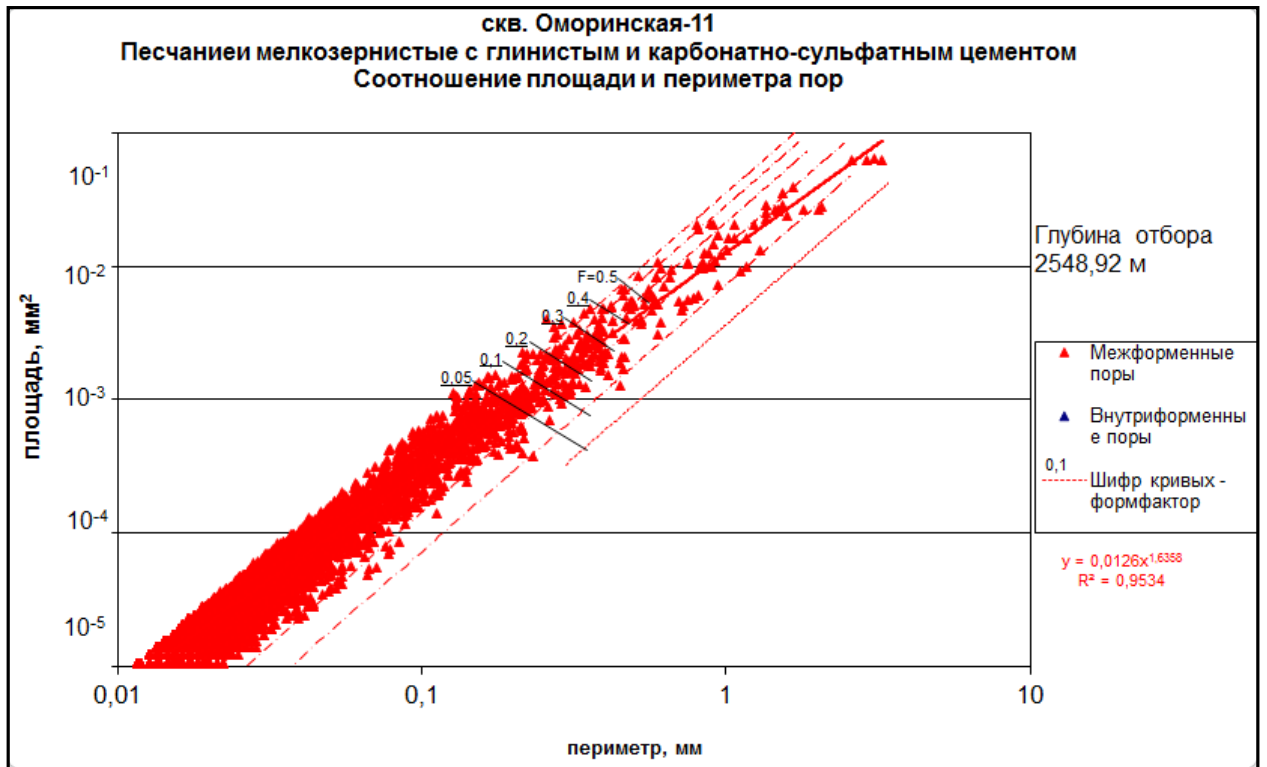


Рисунок 4.39

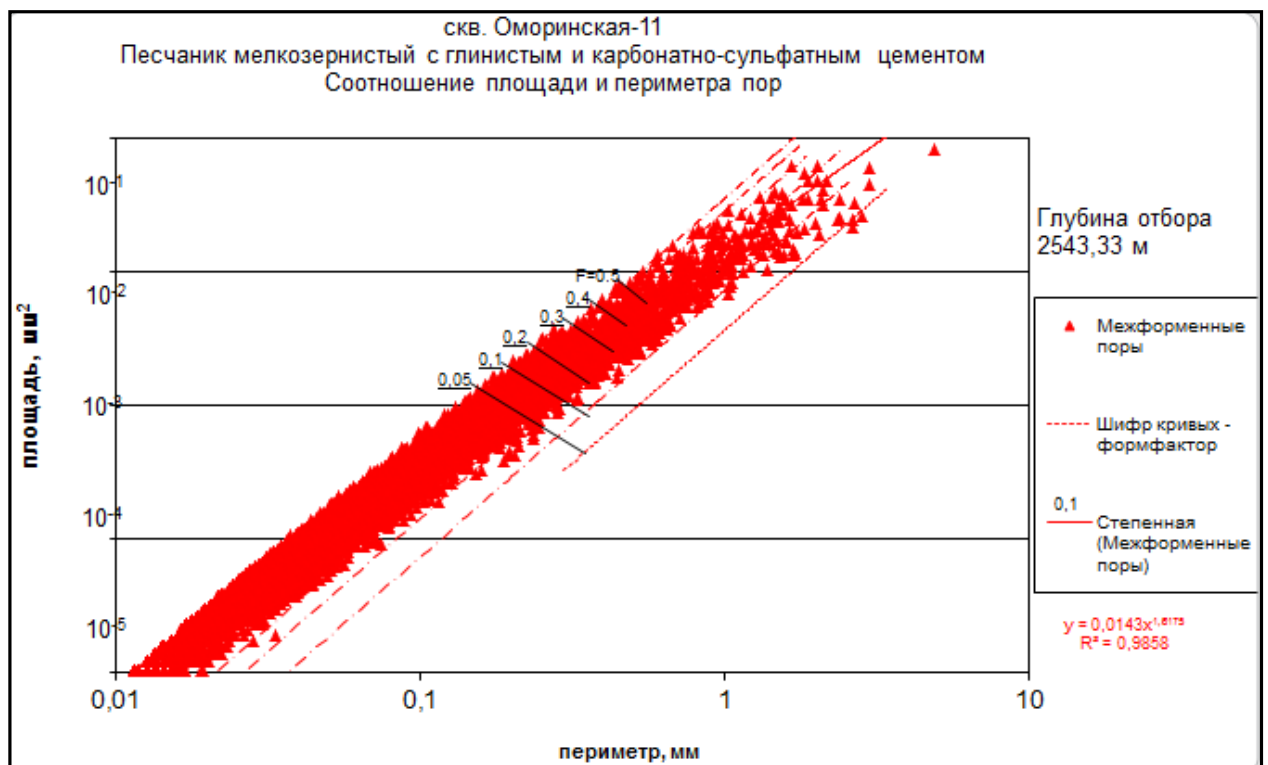


Рисунок 4.40

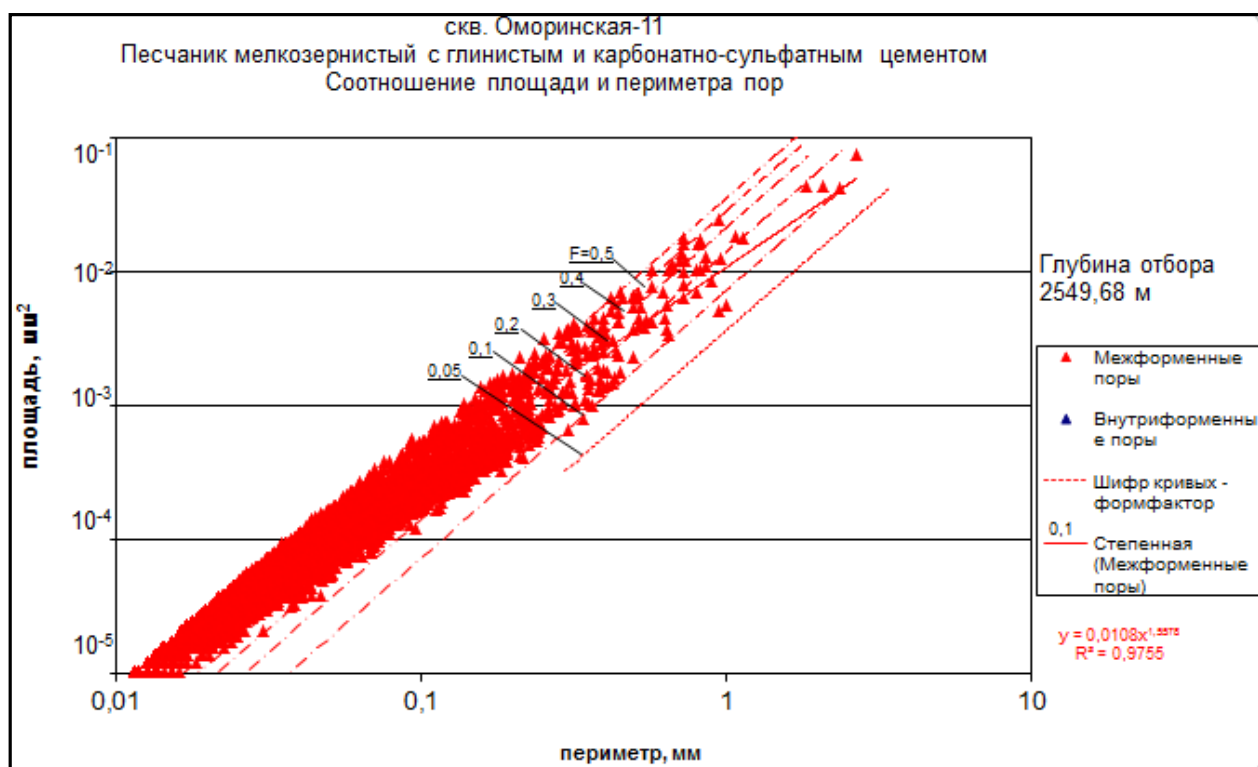


Рисунок 4.41

В результате анализа структуры пустотного пространства охарактеризованы литотипы, слагающие продуктивную часть разреза:

- песчаники мелкозернистые с сульфатно-карбонатным цементом (гл. 2548,07 м) обладают величинами пористости 0,71%, выделяется 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,353 мм, в среднем составляя 0,031 мм. Поры достаточно сложной формы, представленные округлыми и удлинёнными формами, значения формфактора здесь составляет до 1;

- песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом (гл. 2548,92; 2543,33; 2549,68 м) обладают величинами пористости в среднем 5,15%, максимальное значение пористости 10,4%, 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,626 мм, в среднем составляя 0,018 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея округлые изометричные очертания, значения формфактора здесь до 1.

Для сравнения формирования пород-коллекторов в различных фациальных зонах, так же был сделан имидж-анализ по Камовской скважине, которая формировалась в зоне русел временных потоков.

4.2. Характеристика структуры пустотного пространства пород оскобинской свиты Камовской площади.

Проанализировано два литотипа пород: песчаники мелко-среднезернистые, песчаники крупнозернистые.

Характеристика структуры пустотного пространства песчаников мелко-среднезернистых.

Проанализировано 2 образца с глубиной 2325.50 м., 2326.52 м. (рисунок 4.42 – 4.53).

В данной работе по оценкам пористости в шлифе, ее значение для пород данного литотипа составляет 14.12%.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2325.50 м.

Пористость в шлифе составляет 11.11%.

Выделяется один тип пустотного пространства – межзерновой

Межзерновые поры имеют размеры 0.011–1.294 мм.

Межзерновые поры.

В образце количественно преобладают (54.42%) поры площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (52.83%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-2} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (33.9%) характеризуется размером 0.01-0.025 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0.1-0.25 мм – 29.25%.

Поры имеют в среднем близкие к удлиненным очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0.6-0.7, что составляет 26% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (23.05%) приходится на значения формфактора 0.2-0.3. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0.05.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2326.52 м.

Пористость в шлифе составляет 17.12%.

Выделяется один тип пустотного пространства – межзерновой

Межзерновые поры имеют размеры 0.011–2.161 мм.

Межзерновые поры.

В образце количественно преобладают (49.66%) поры площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм² (рис. 5.1.5). На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (39.06%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-2} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (58.85%) характеризуется размером 0.01-0.025 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0.01-0.025 мм – 26.13%.

Поры имеют в среднем близкие к удлинненным очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0.5-0.6, что составляет 22% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (21.25%) приходится на значения формфактора 0.3-0.4. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0.05.

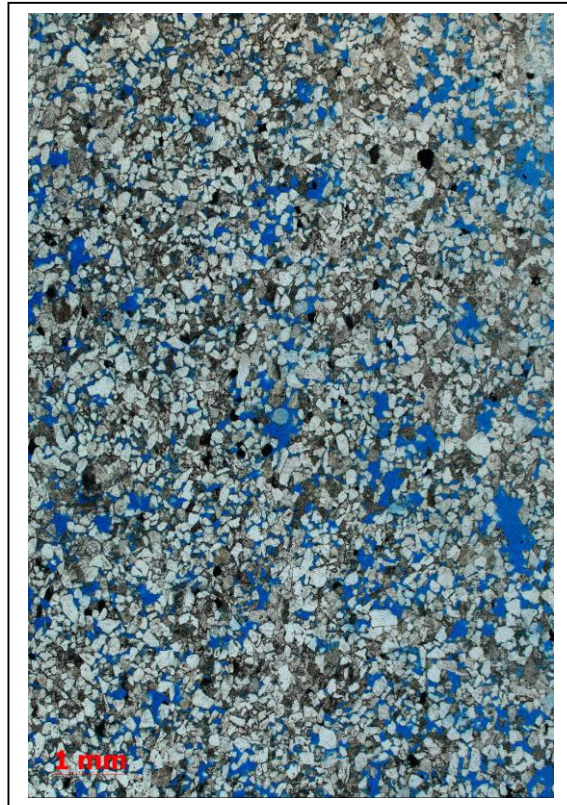


Рисунок 4.42 - Скважина Камовская 1. Песчаники мелко-среднезернистые. Образец с глубины 2325.50 м. Прокрашенный шлиф

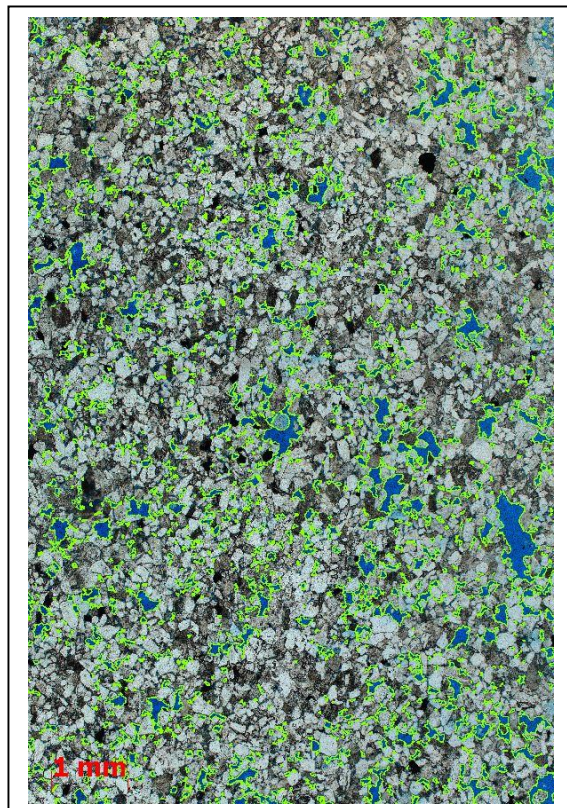


Рисунок 4.43 - Скважина Камовская 1. Песчаники мелко-среднезернистые. Образец с глубины 2325.50 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство

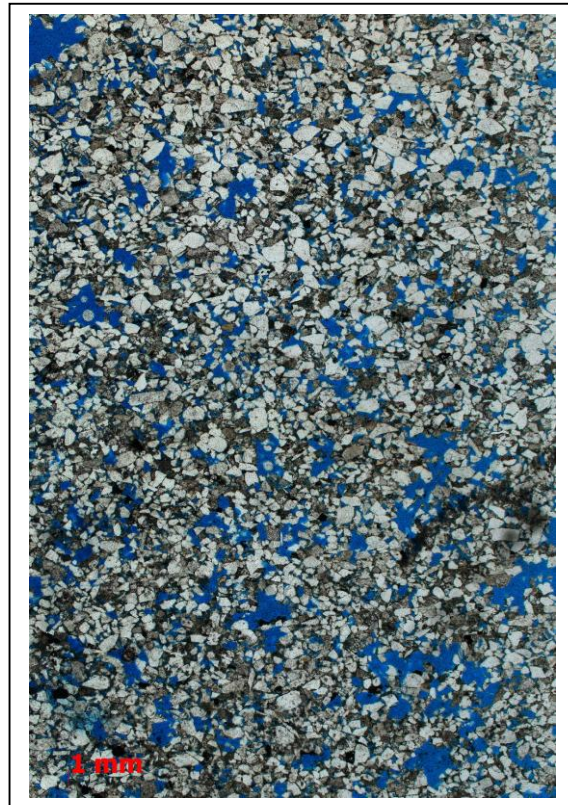


Рисунок 4.44 - Скважина Камовская 1. Песчаники мелко-среднезернистые. Образец с глубины 2326.52 м. Прокрашенный шлиф

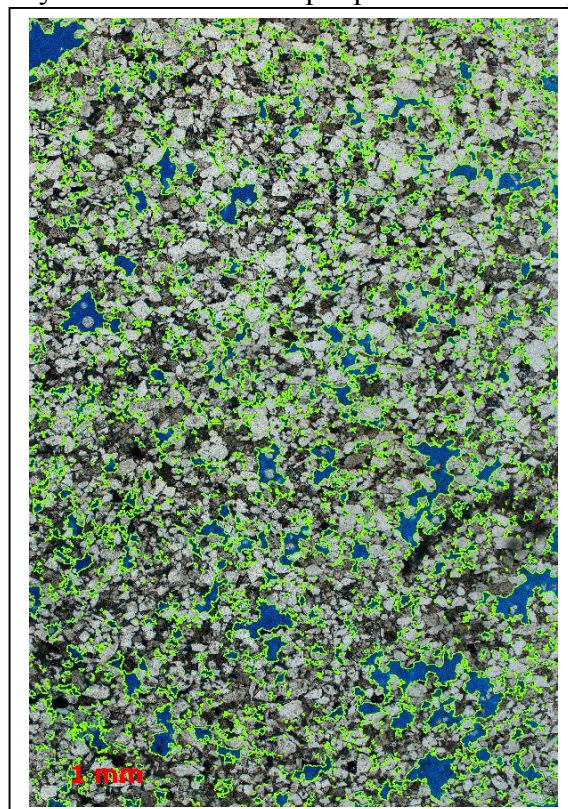


Рисунок 4.45 - Скважина Камовская 1. Песчаники мелко-среднезернистые. Образец с глубины 2326.52 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство



Рисунок 4.46

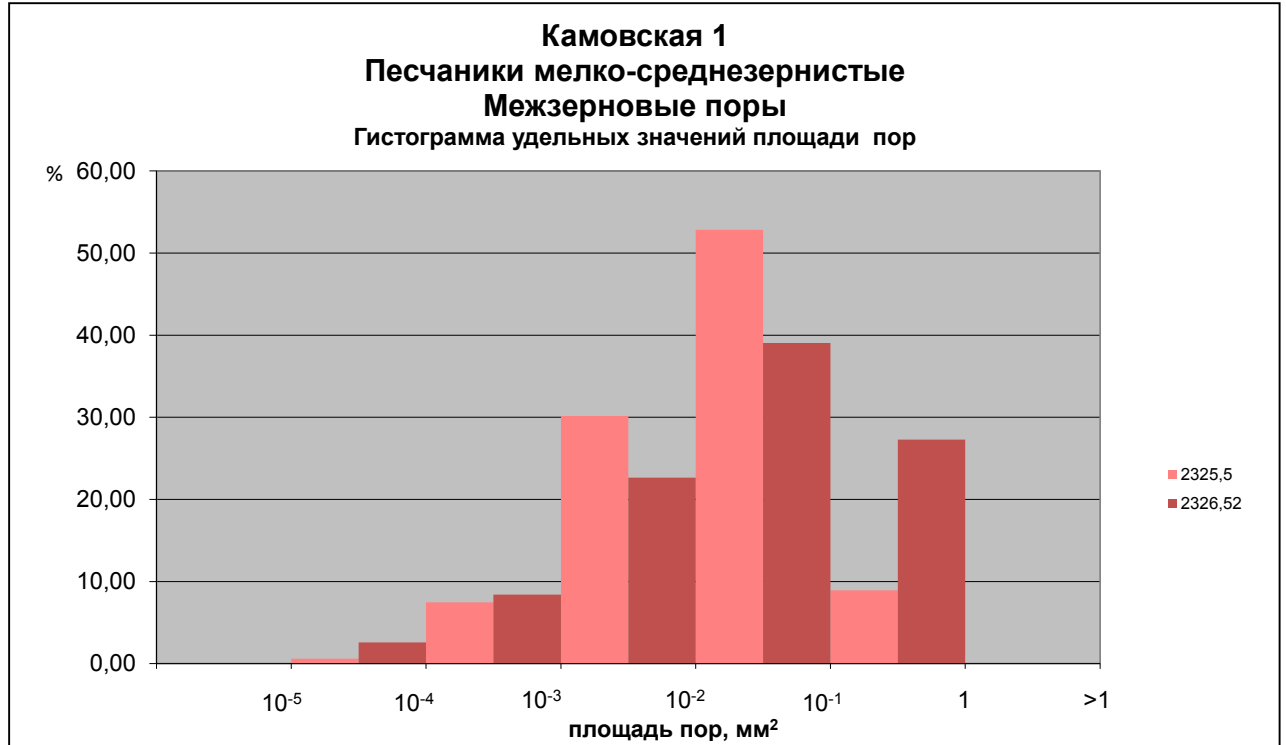


Рисунок 4.47

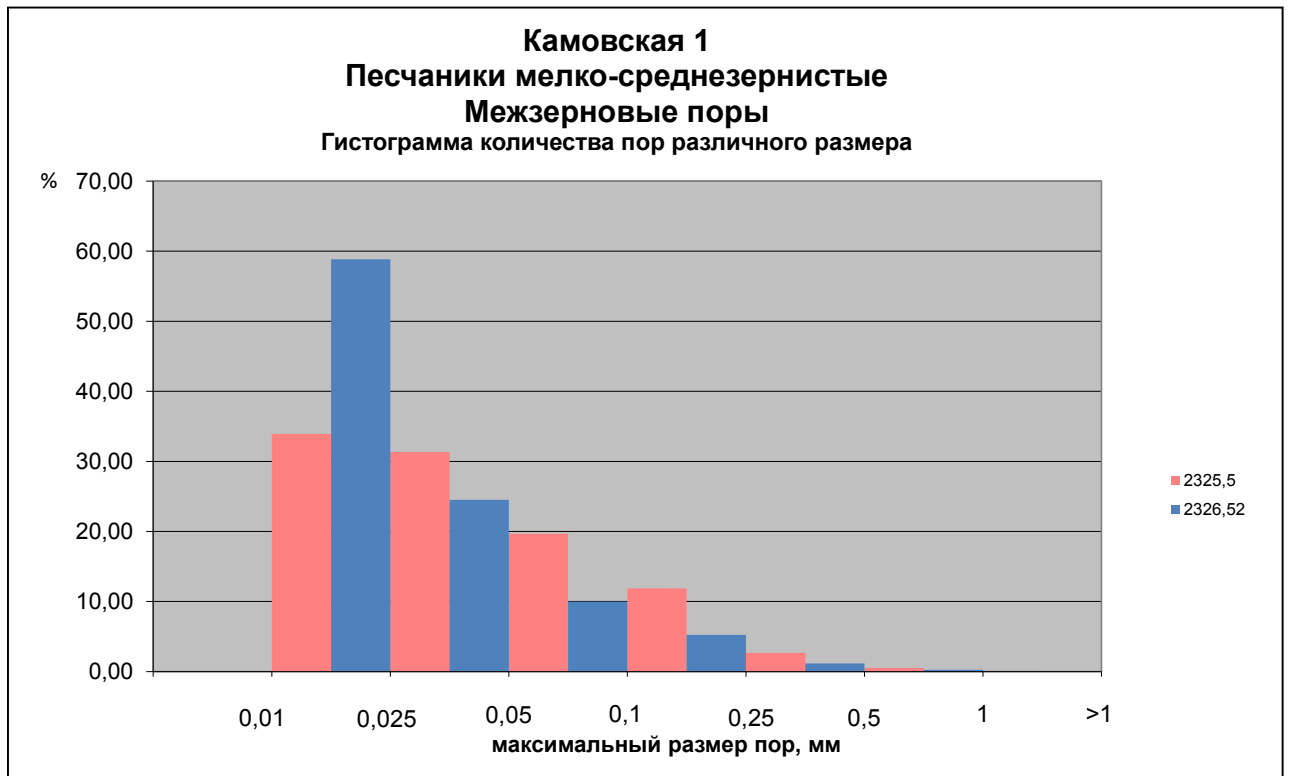


Рисунок 4.48

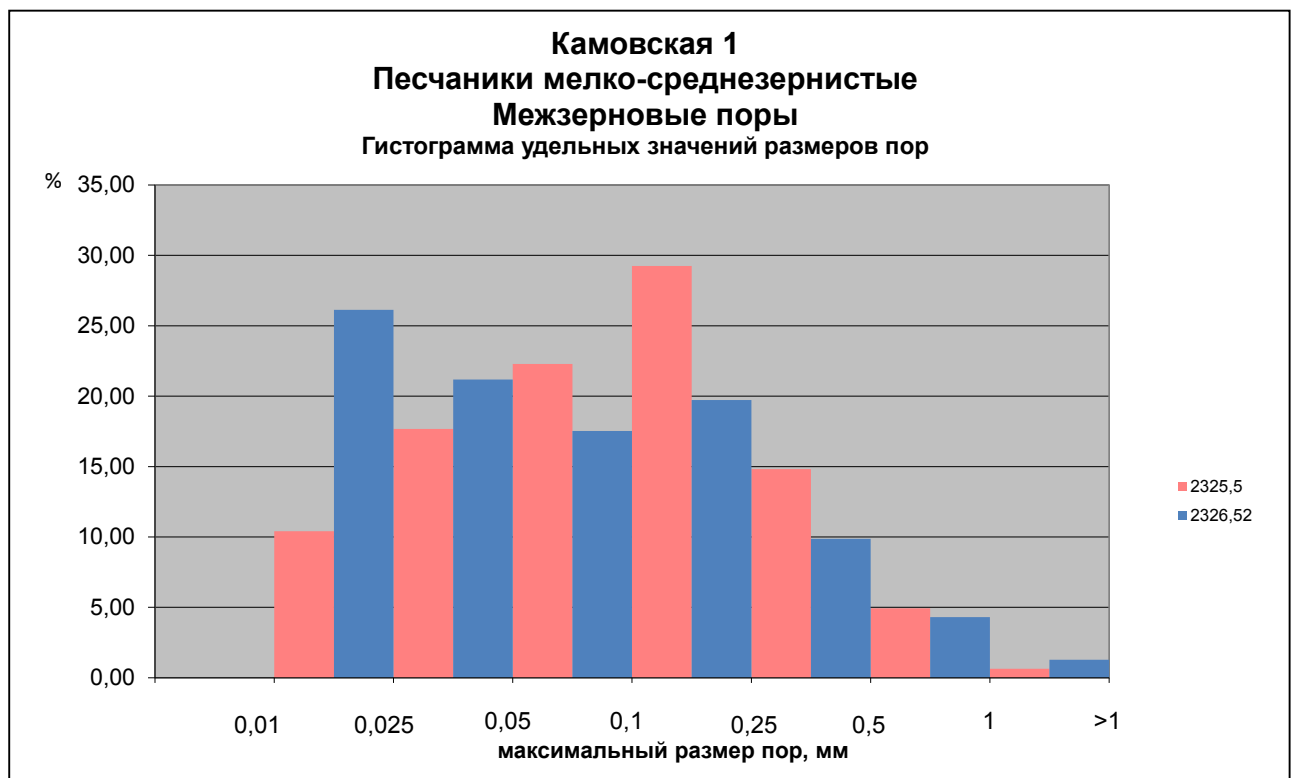


Рисунок 4.49

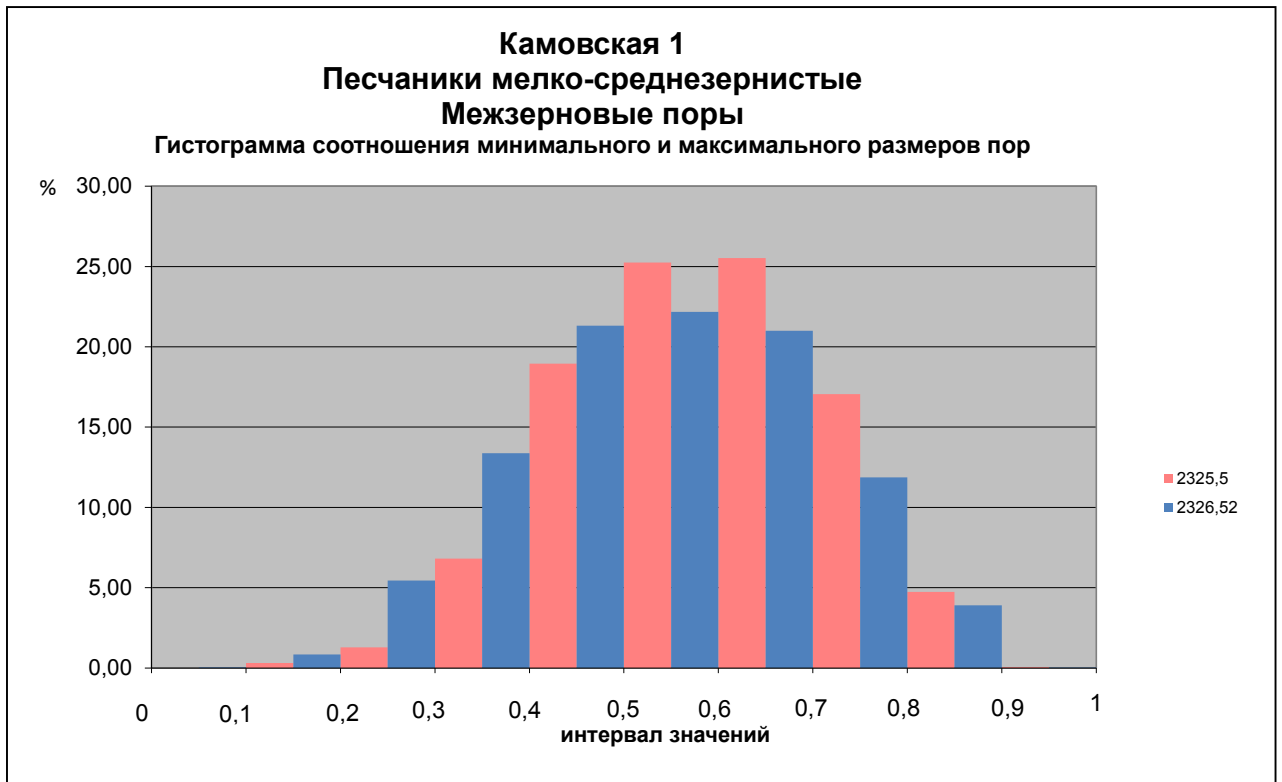


Рисунок 4.50

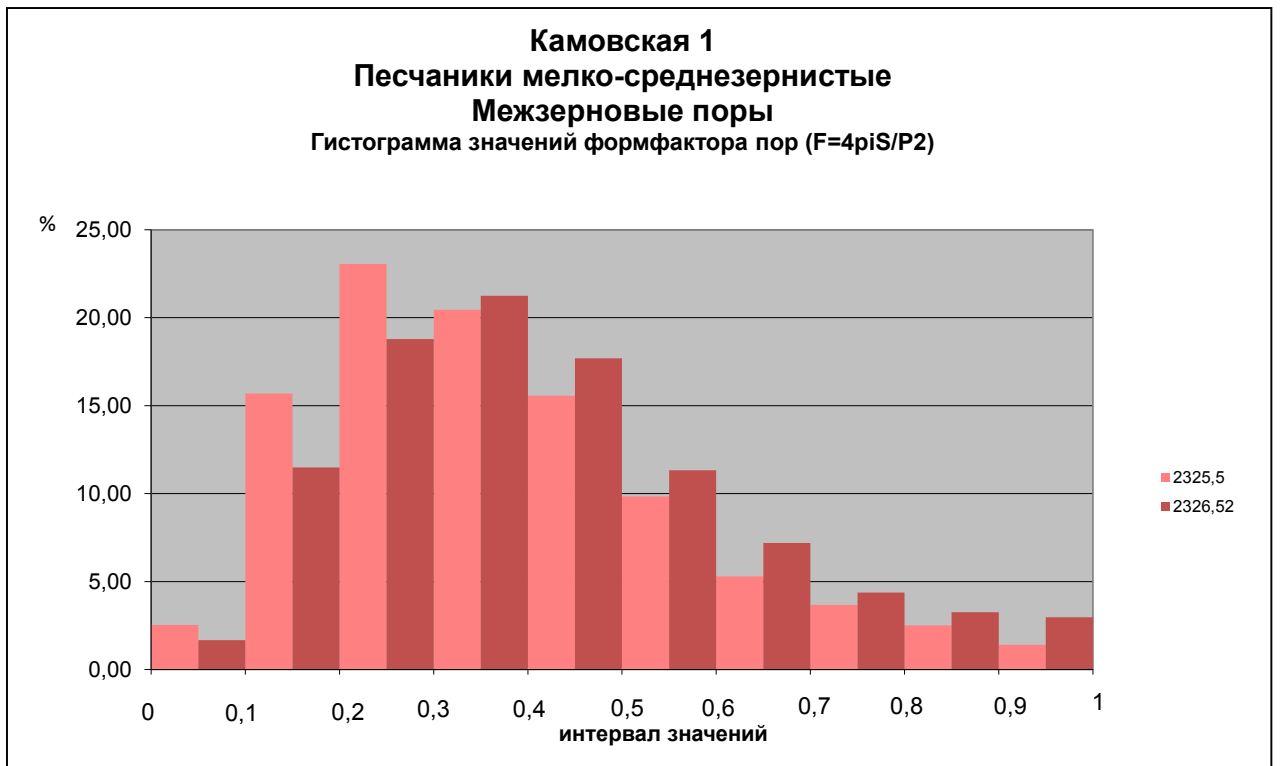


Рисунок 4.51

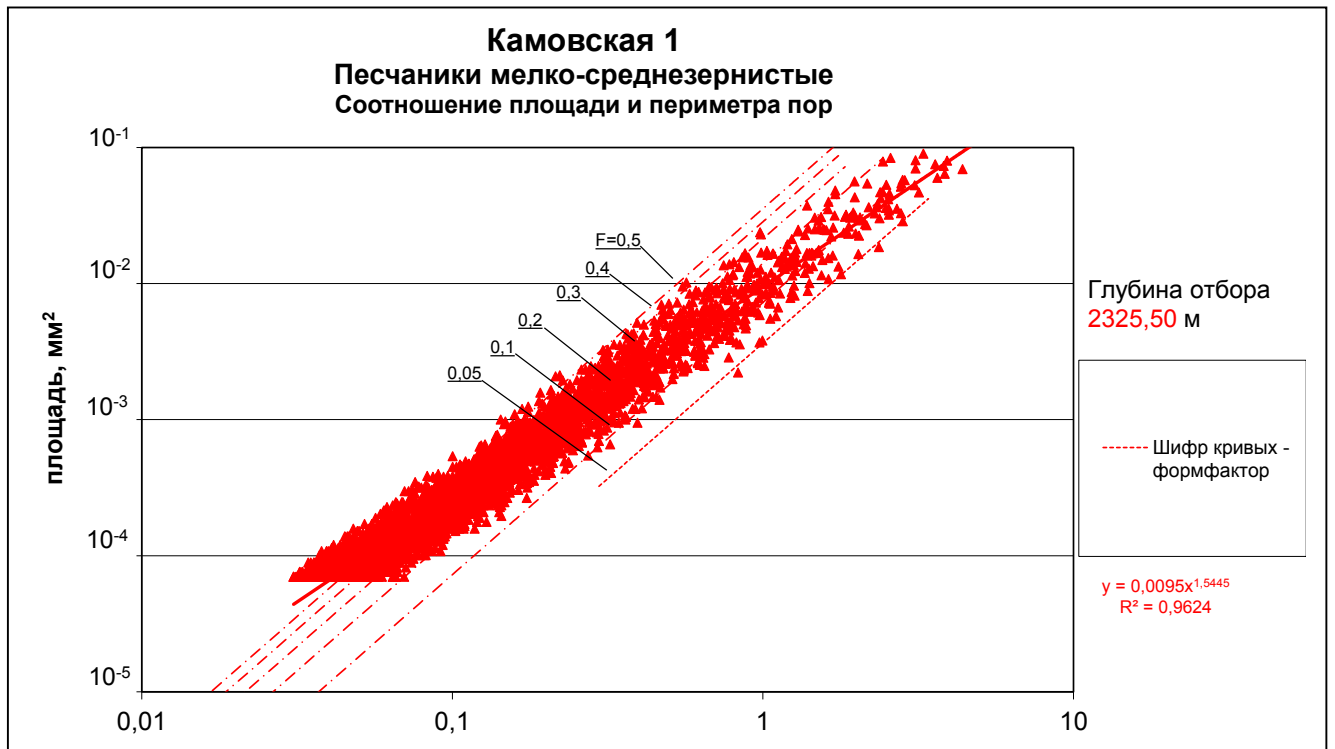


Рисунок 4.52

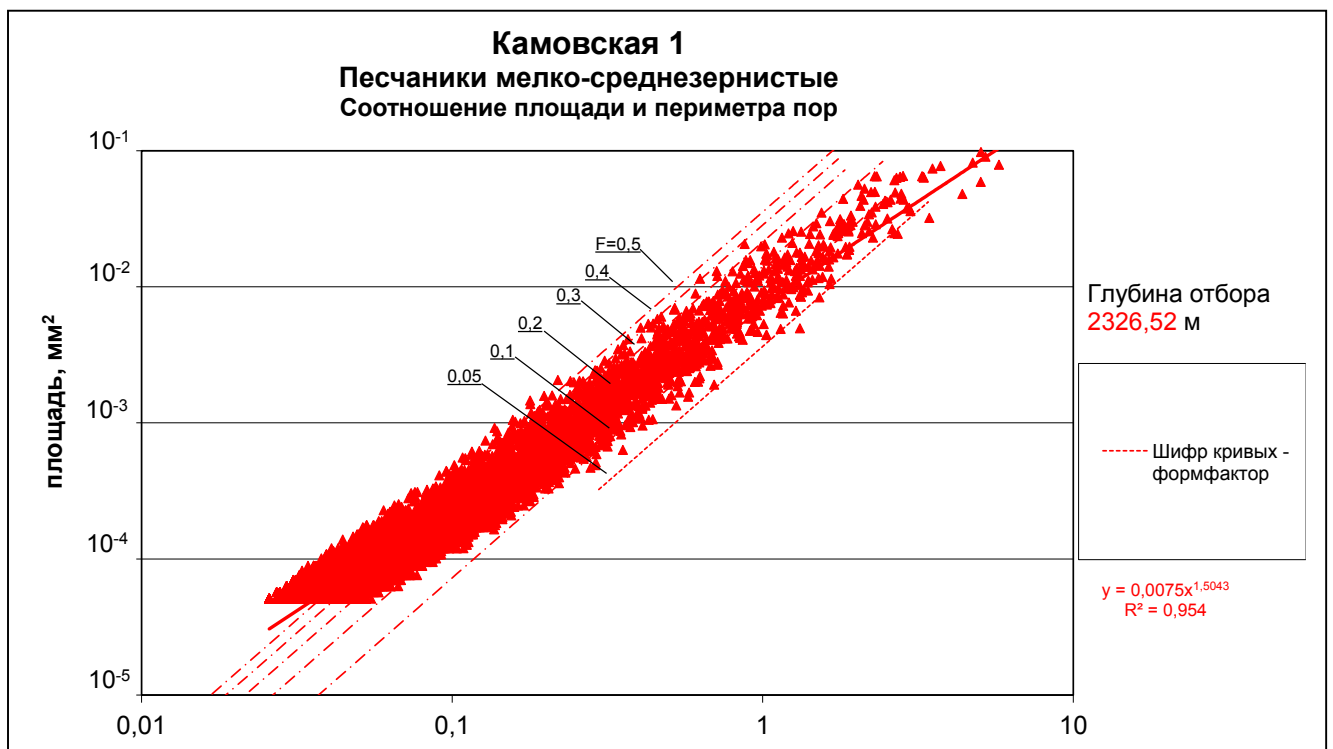


Рисунок 4.53

Характеристика структуры пустотного пространства песчаников крупнозернистых.

Проанализировано 2 образца с глубины 2327.36 м, 2330.96 м. (рисунок 5.54 – 5.65).

В данной работе по оценкам пористости в шлифе, ее значение для пород данного литотипа составляет 7.85%.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2327.36 м.

Выделяются один тип пустотного пространства – межзерновые.

Межзерновые поры имеют размеры 0.013–0.660 мм.

Межзерновые поры.

Пористость составляет 8.36%.

В образце количественно преобладают (52.69%) поры площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (55.45%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (32.08%) характеризуется размером 0.025-0.05 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежутки 0.1-0.25 мм – 37.58%.

Поры имеют близкие к округлым, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0.5 – 0.6 мм, что составляет 25% от общего распределения..

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (26.2%) приходится на значения формфактора 0.2 – 0.3. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0.05.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2330.96 м.

Выделяются один тип пустотного пространства – межзерновые.

Межзерновые поры имеют размеры 0.012–0.782 мм.

Межзерновые поры.

Пористость составляет 7.33%.

В образце количественно преобладают (41.21%) поры площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (51.94%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-2} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (40.57%) характеризуется размером 0.01-0.025 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежутки 0.1-0.25 мм – 34.08%.

Поры имеют близкие к округлым, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0.5 – 0.6 мм, что составляет 24% от общего распределения..

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (21.78%) приходится на значения формфактора 0.2 – 0.3. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0.05.



Рисунок 4.54 - Скважина Камовская 1. Песчаники крупнозернистые.
Образец с глубины 2327.36 м. Прокрашенный шлиф

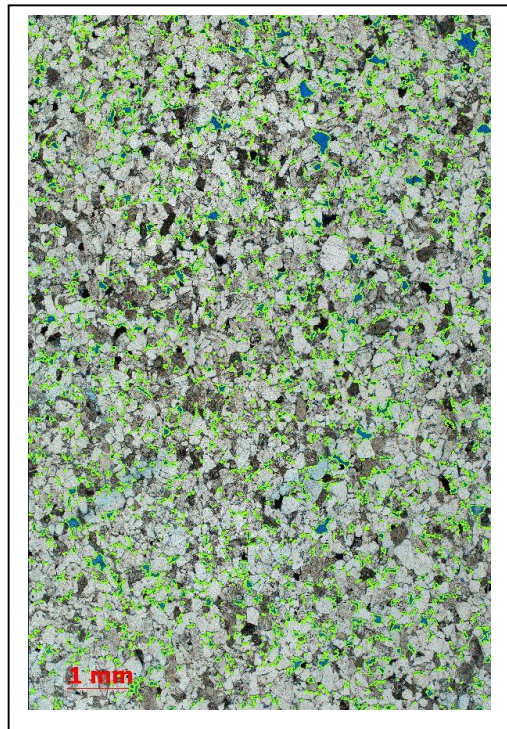


Рисунок 4.55 - Скважина Камовская 1. Песчаники крупнозернистые.
Образец с глубины 2327.36 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство

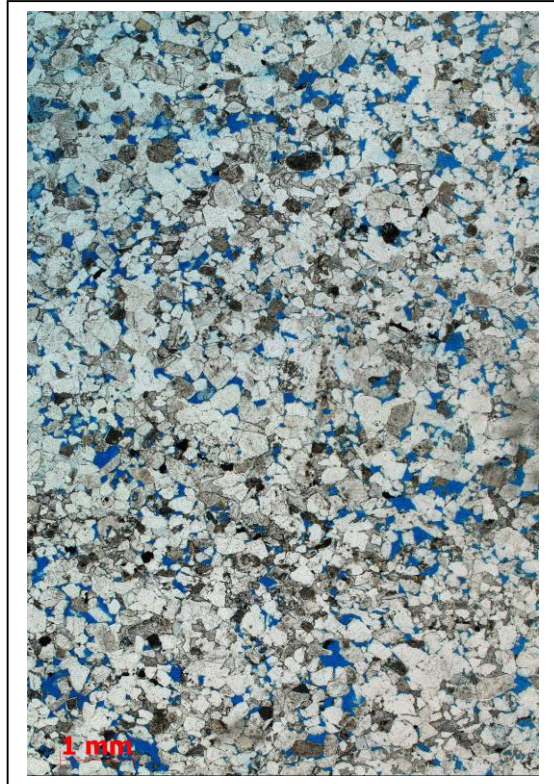


Рисунок 4.56 - Скважина Камовская 1. Песчаники крупнозернистые.
Образец с глубины 2330.96 м. Прокрашенный шлиф

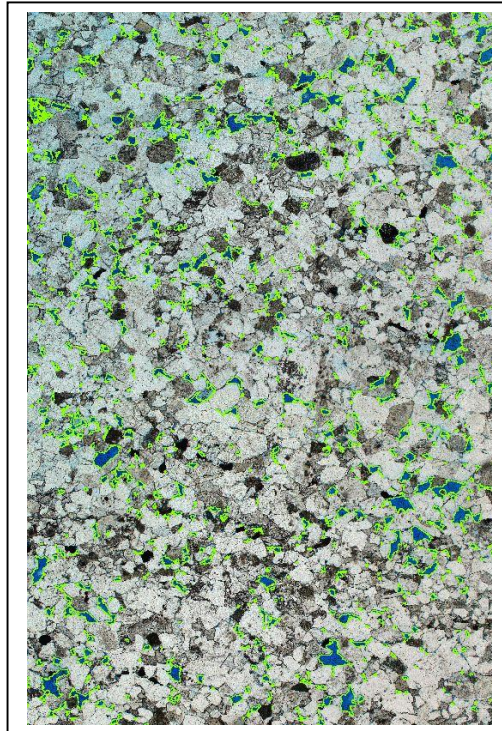


Рисунок 4.57 - Скважина Камовская 1. Песчаники крупнозернистые.
Образец с глубины 2330.96 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство

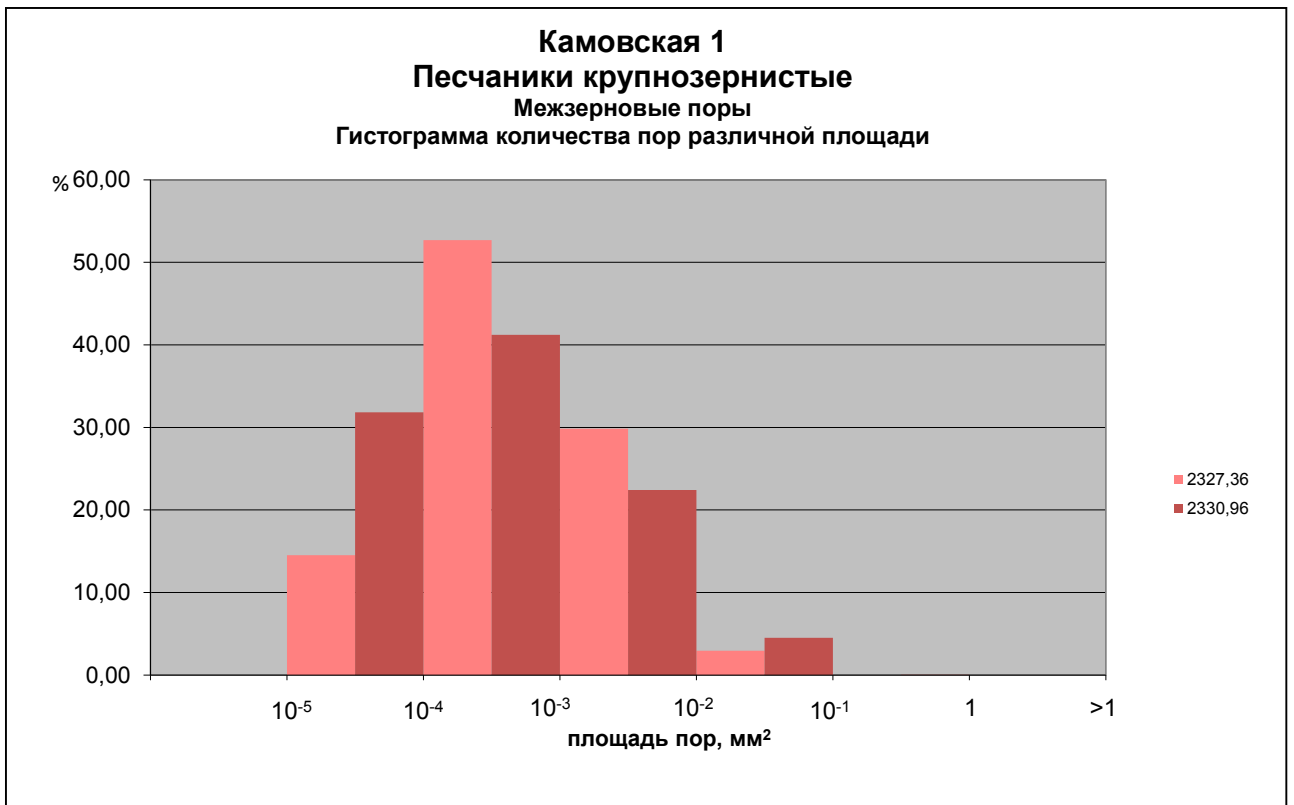


Рисунок 4.58

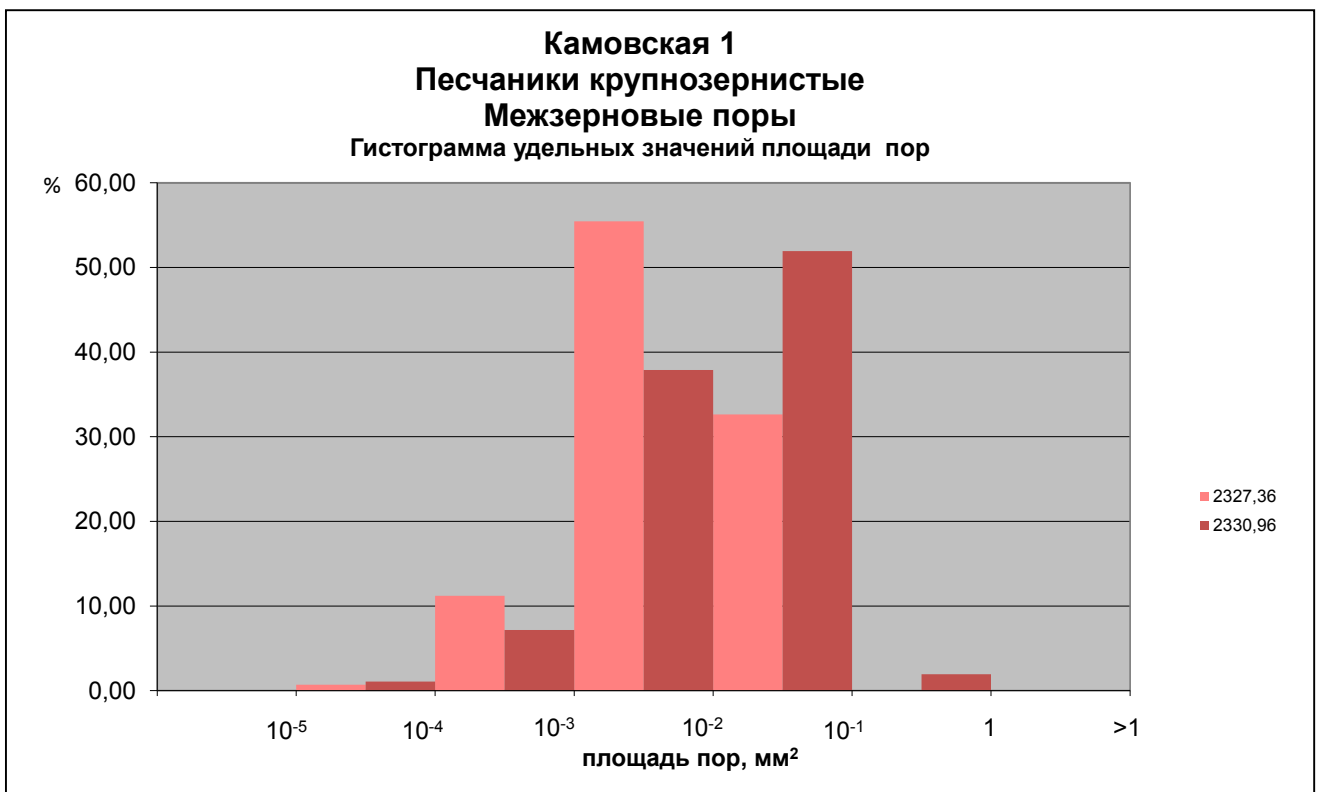


Рисунок 4.59

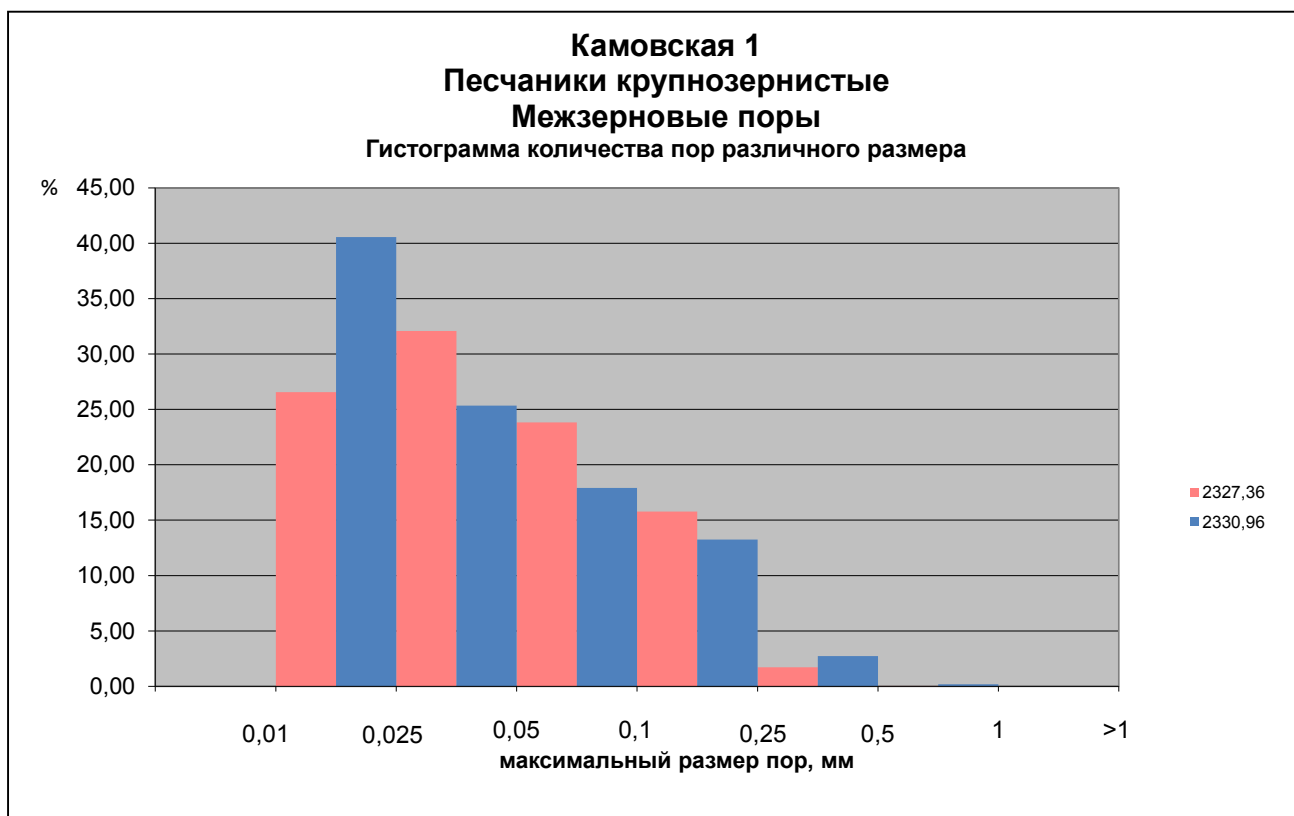


Рисунок 4.60

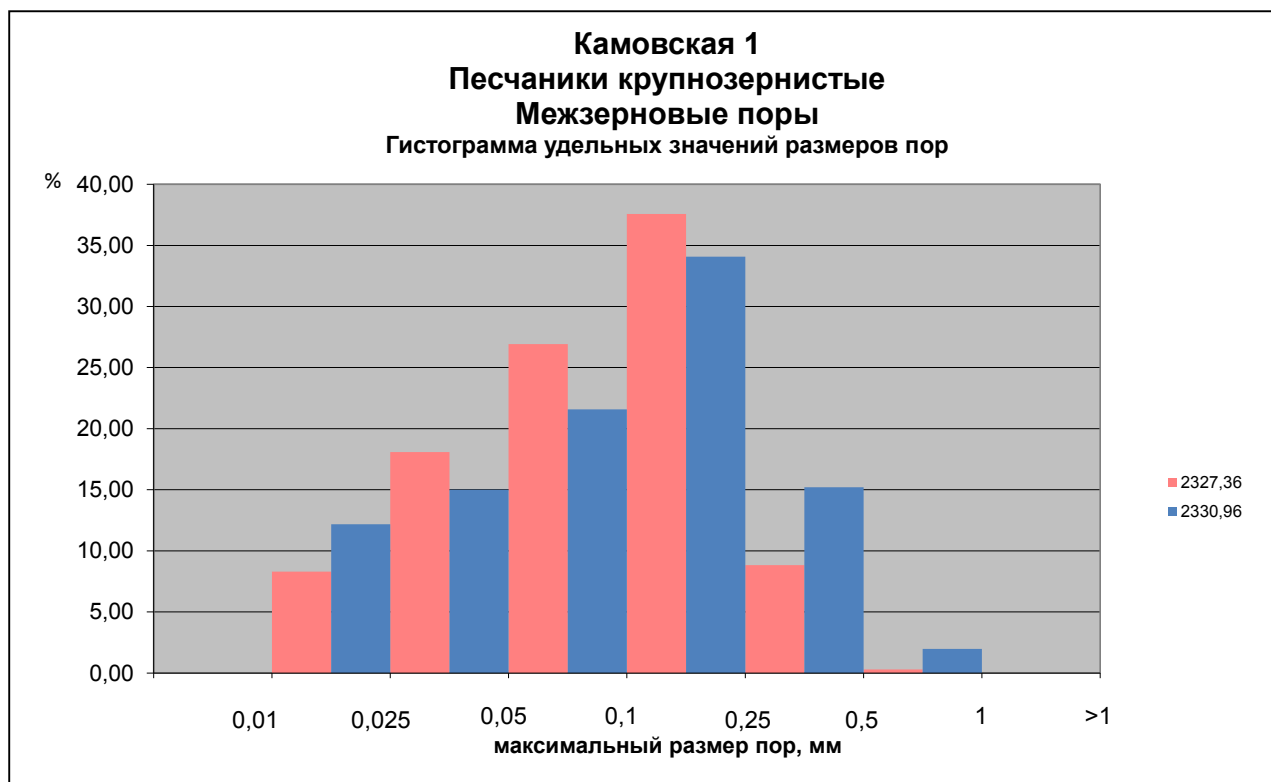


Рисунок 4.61

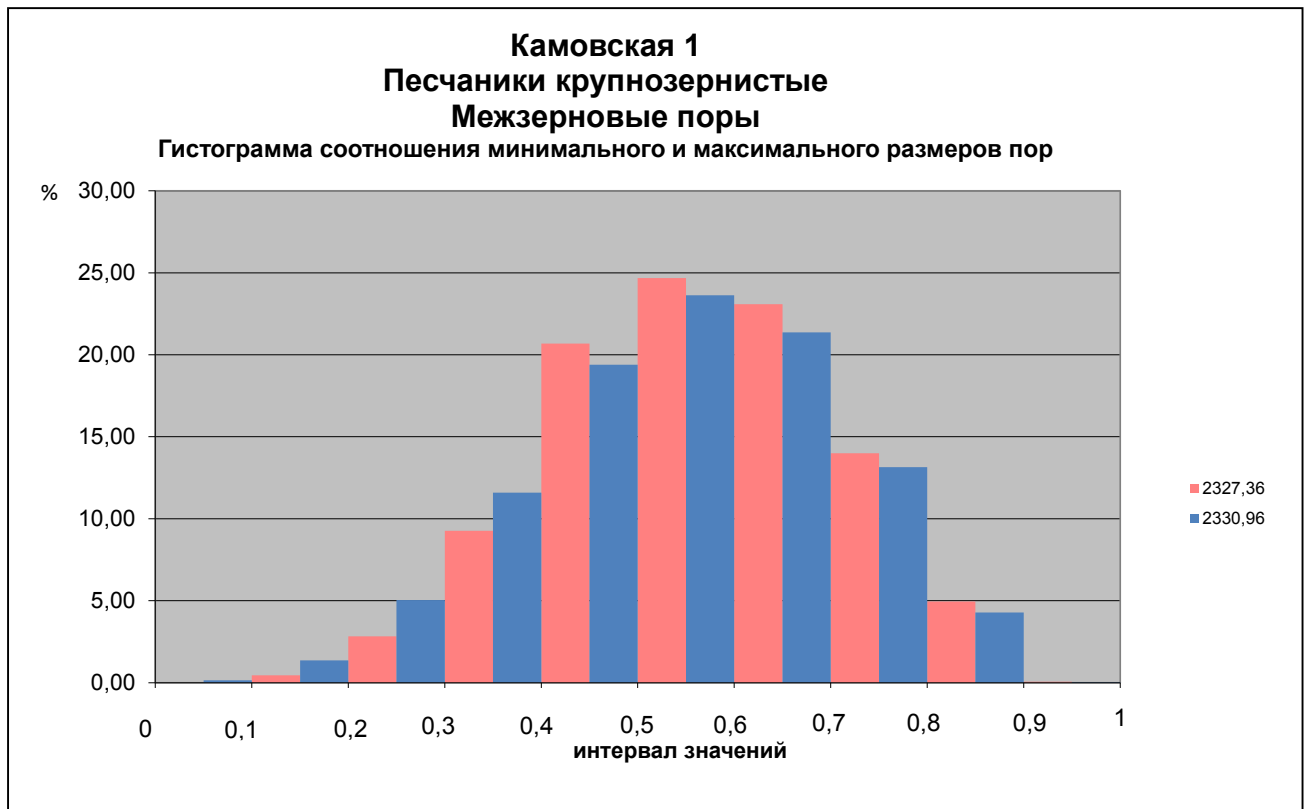


Рисунок 4.62

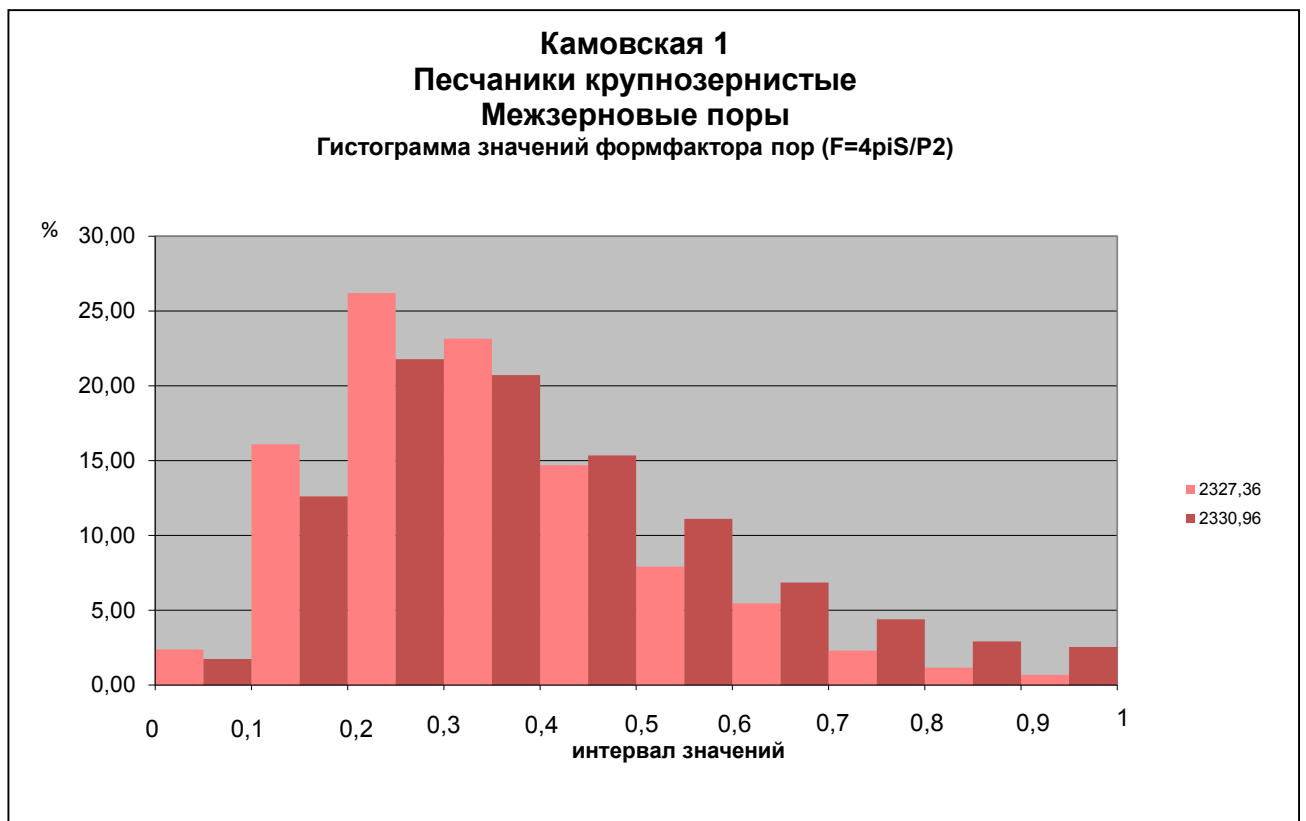


Рисунок 4.63

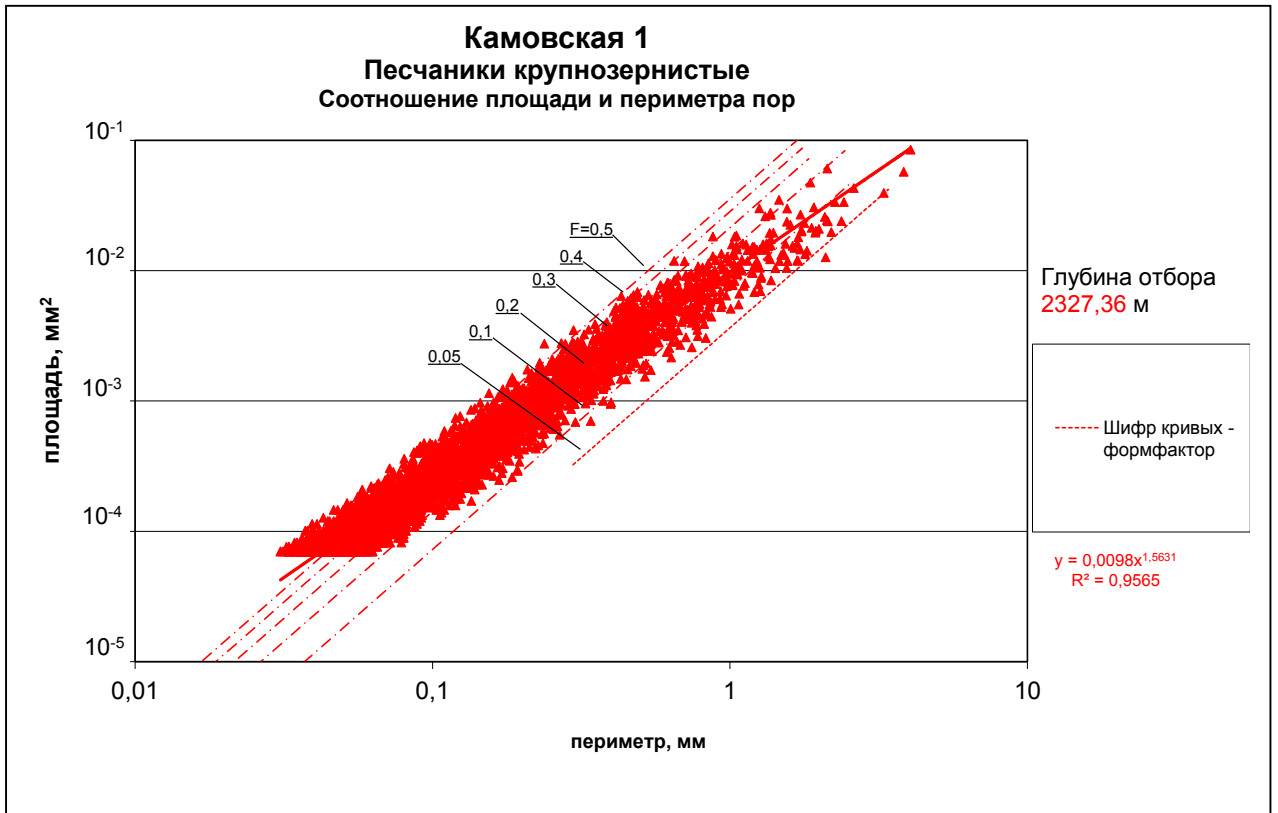


Рисунок 4.64

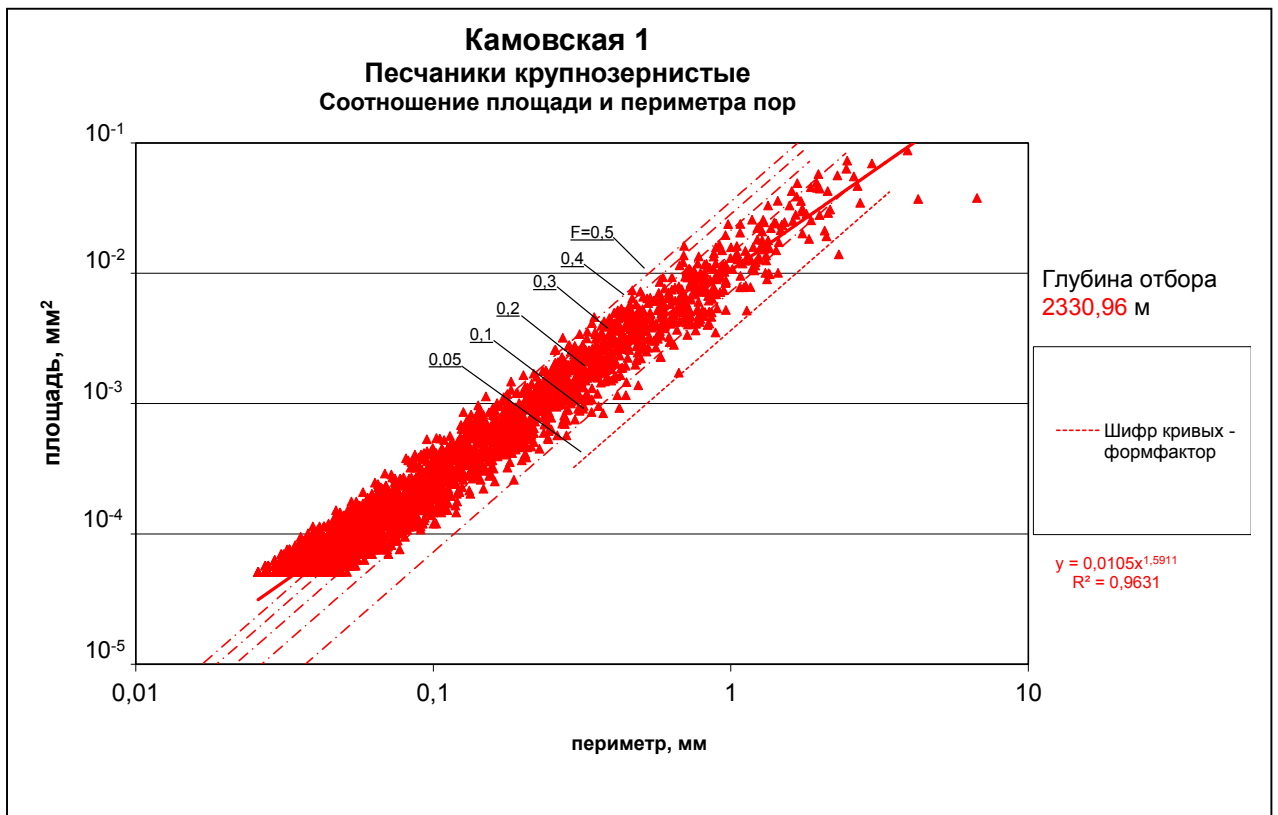


Рисунок 4.65

В результате анализа структуры пустотного пространства охарактеризованы литотипы, слагающие продуктивную часть разреза:

- песчаники мелко-среднезернистые (гл. 2325,50; 2326,52 м) обладают величинами пористости в среднем 14,12%, 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 2,161 мм, в среднем составляя 0,2 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,2-0,4.

- песчаники крупнозернистые (гл. 2327,36; 2330,96 м) обладают величинами пористости в среднем 7,85%, 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,782 мм, в среднем составляя 0,09 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,2-0,3.

4.3. Характеристика структуры пустотного пространства пород оскобинской свиты Ильбокичской площади

Проанализировано три литотипа пород: песчаники мелкозернистые алевритовые с сульфатно-карбонатным цементом, песчаники разнозернистые с сульфатно-карбонатным цементом и песчаники мелкозернистые с сульфатно-карбонатным цементом.

Характеристика структуры пустотного пространства песчаников мелкозернистых алевритовых с сульфатно-карбонатным цементом.

Проанализирован один образец с глубины 2555,80 м. (рисунок 4.66 – 4.74, таблица 4.3).

В данной работе по оценкам пористости в шлифе, ее значение для пород данного литотипа составляет 12,99%.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2555,80 м.

Пористость в шлифе составляет 12,99%.

Выделяется один тип пустотного пространства – межзерновой

Межзерновые поры имеют размеры 0,037–0,921 мм.

Межзерновые поры.

В образце количественно преобладают (61,62%) поры площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (54,44%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-2} - 10^{-1} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (49,72%) характеризуется размером 0,05-0,1 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежутки 0,1-0,25 мм – 40,09%.

Поры имеют в среднем близкие к удлинненным очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,5-0,6, что составляет 26% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (34,05%) приходится на значения формфактора 0,1-0,2. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

Таблица 4.3.

Параметры структуры порового пространства пород разреза.						
Скв.Ильбокичская 3						
Литотип		Песчаник мелкозернистый алевроитовый с сульфатно-карбонатным цементом	Песчаник разномзернистый с сульфатно-карбонатным цементом	Песчаник мелкозернистый с сульфатно-карбонатным цементом	Средние значения по литотипам	
Образец с глубины, м		2555,80	2557,00	2558,00		
Пористость, %		12,99	12,54	6,90	10,81	
Тип пор		Межзерновые поры	Межзерновые поры	Межзерновые поры		
Размер пор (наибольший), мм		Минимум	0,037	0,01	0,02	0,02
		Максимум	0,921	0,46	0,51	0,47
		Среднее	0,128	0,03	0,08	0,06
Распределение по интервалам, мм ²	количества пор различной площади, %	0-10 ⁻⁵	0,00	0,00	0,00	0,00
		10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	0,00	68,43	0,00	17,11
		10 ⁻⁴ -10 ⁻³	26,97	20,98	56,70	26,16
		10 ⁻³ -10 ⁻²	61,62	9,21	38,73	27,39
		10 ⁻² -10 ⁻¹	11,30	1,38	4,57	4,31
		10 ⁻¹ -1	0,11	0,00	0,00	0,03
		>1	0,00	0,00	0,00	0,00
	удельных значений площади пор, %	0-10 ⁻⁵	0,00	0,00	0,00	0,00
		10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	0,00	3,83	0,00	0,96
		10 ⁻⁴ -10 ⁻³	4,26	11,09	12,31	6,92
		10 ⁻³ -10 ⁻²	38,83	42,86	50,17	32,97
		10 ⁻² -10 ⁻¹	54,44	42,22	37,51	33,54
		10 ⁻¹ -1	2,47	0,00	0,00	0,62
		>1	0,00	0,00	0,00	0,00
Распределение по интервалам, мм	количества пор различного размера, %	0-0.01	0,00	39,44	0,00	9,86
		0.01-0.025	0,00	35,15	0,39	8,89
		0.025-0.05	5,99	11,41	38,98	14,09
		0.05-0.1	49,72	8,36	37,14	23,80
		0.1-0.25	34,12	4,71	20,02	14,71
		0.25-0.5	9,00	0,92	3,37	3,32
		0.5-1	1,17	0,00	0,11	0,32
	>1	0,00	0,00	0,00	0,00	
	удельных значений размера пор, %	0-0.01	0,00	11,37	0,00	2,84
		0.01-0.025	0,00	18,87	0,12	4,75
		0.025-0.05	2,11	14,11	18,44	8,66
		0.05-0.1	27,97	20,36	31,82	20,04
		0.1-0.25	40,09	24,61	35,98	25,17
		0.25-0.5	24,23	10,68	12,99	11,98
0.5-1		5,59	0,00	0,66	1,56	
>1	0,00	0,00	0,00	0,00		
Распределение по интервалам	соотношения минимального и максимального размеров пор, %	0-0.1	0,00	0,00	0,00	0,00
		0.1-0.2	0,14	0,43	0,04	0,15
		0.2-0.3	2,52	1,13	2,02	1,42
		0.3-0.4	10,38	8,79	8,65	6,95
		0.4-0.5	20,34	35,33	20,45	19,03
		0.5-0.6	25,62	26,68	24,31	19,15
		0.6-0.7	23,03	12,72	23,92	14,92
		0.7-0.8	13,57	12,58	15,80	10,49
		0.8-0.9	4,32	2,34	4,68	2,83
	0.9-1	0,07	0,00	0,14	0,05	
	формфактора пор (F=4πS/P ²), %	0-0.1	15,70	0,96	6,52	5,79
		0.1-0.2	34,05	4,15	26,22	16,11
		0.2-0.3	25,37	6,63	27,46	14,87
		0.3-0.4	14,14	8,22	19,21	10,39
		0.4-0.5	6,66	8,61	10,45	6,43
		0.5-0.6	3,08	8,36	6,20	4,41
		0.6-0.7	0,78	7,05	2,48	2,58
0.7-0.8		0,14	6,38	0,92	1,86	
0.8-0.9	0,07	14,88	0,39	3,84		
0.9-1	0,00	34,76	0,14	8,73		
Соотношение площади и периметра пор	уравнение линии тренда (x)	y = 0,0073x ^{1,3143}	y = 0,009x ^{1,4788}	y = 0,0076x ^{1,4057}		
	квадрат коэффициента корреляции (R ²)	R ² = 0,8967	R ² = 0,9815	R ² = 0,915		

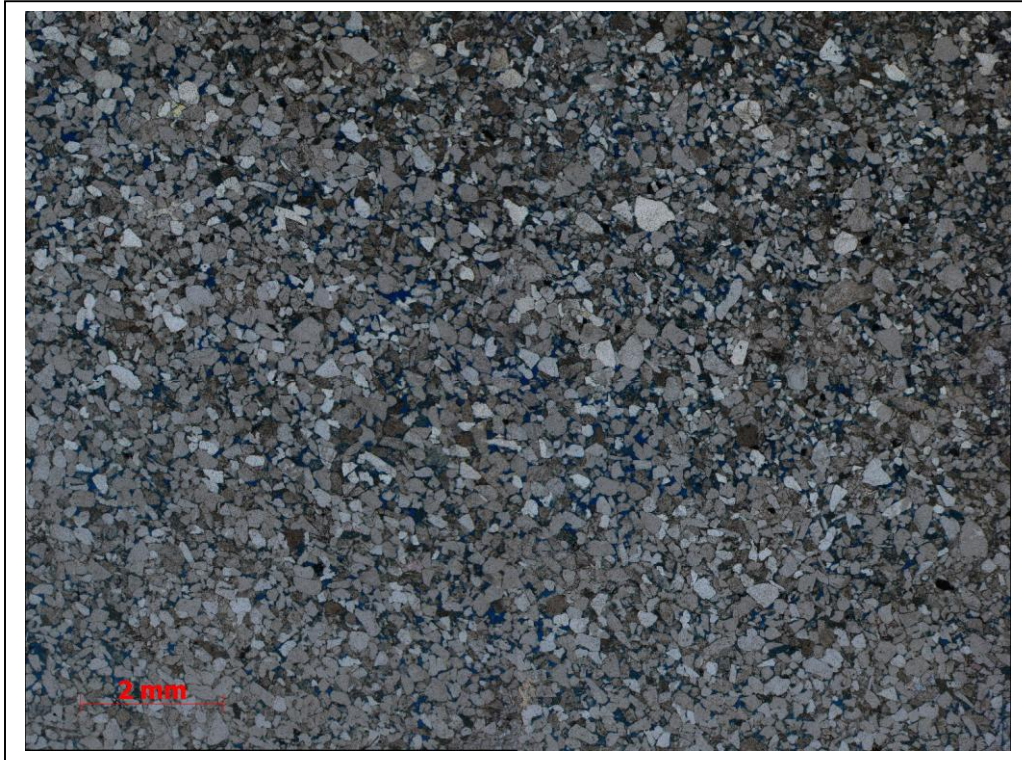


Рисунок 4.66 - Скважина Ильбокичская 3. Песчаник мелкозернистый алевритовый с сульфатно-карбонатным цементом. Образец с глубины 2555,80 м. Прокрашенный шлиф

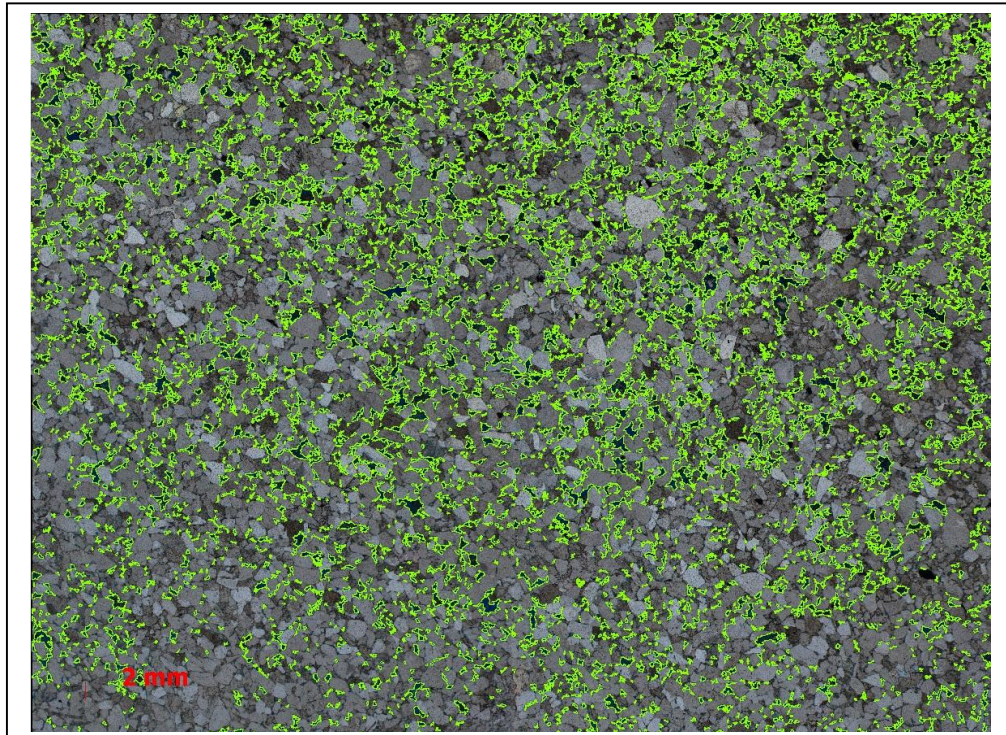


Рисунок 4.67 - Скважина Ильбокичская 3. Песчаник мелкозернистый алевритовый с сульфатно-карбонатным цементом. Образец с глубины 2555,80 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство

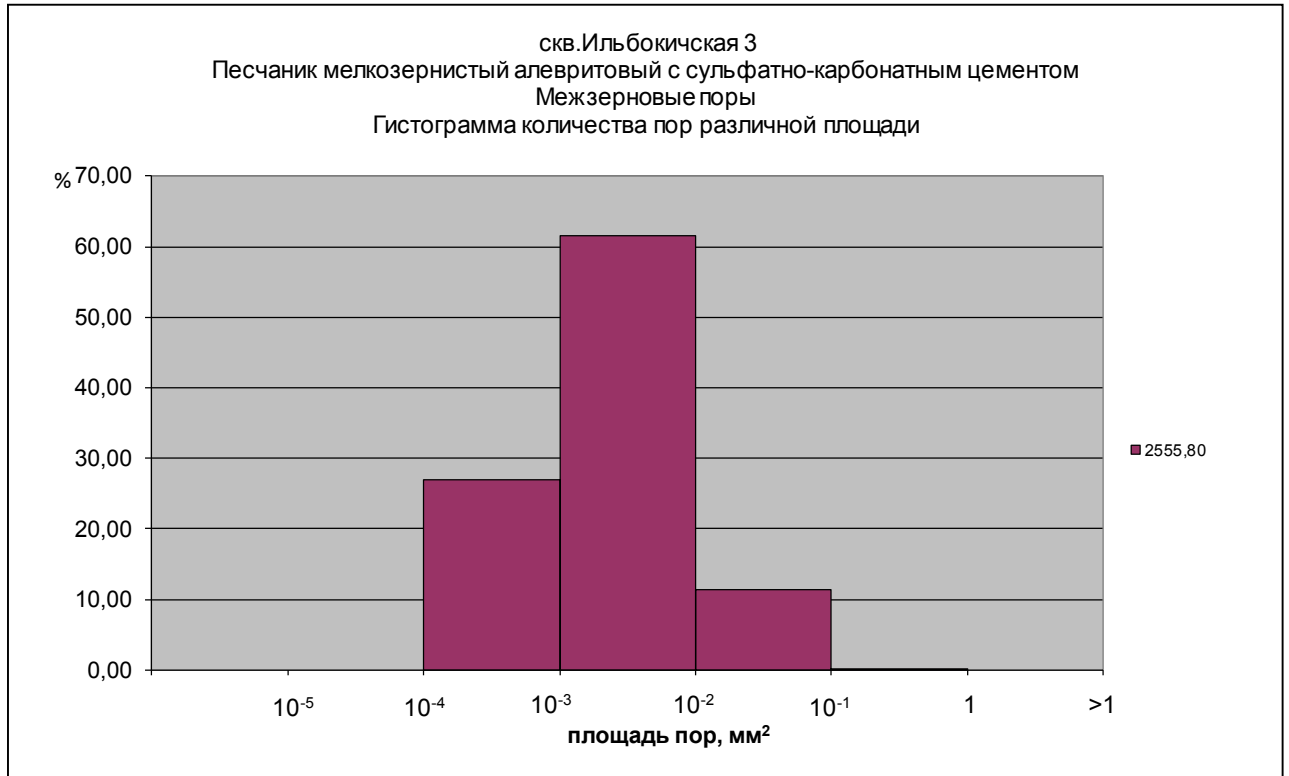


Рисунок 4.68

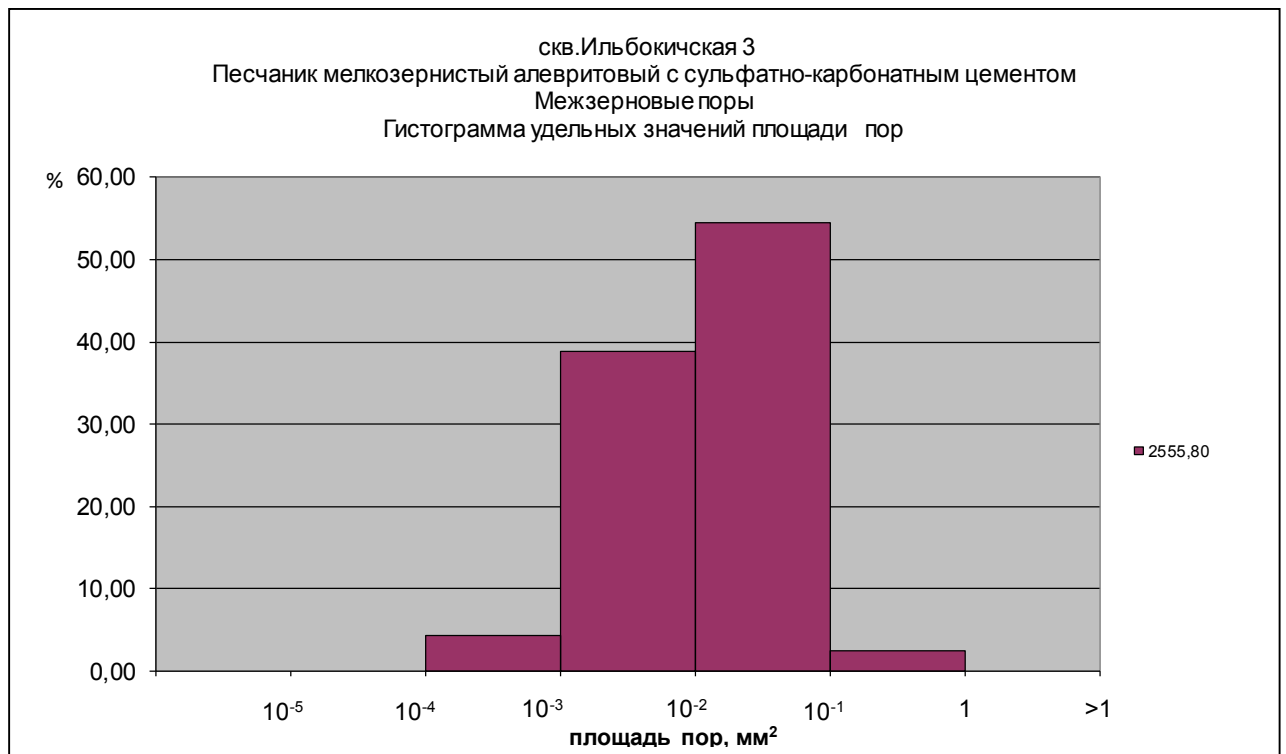


Рисунок 4.69

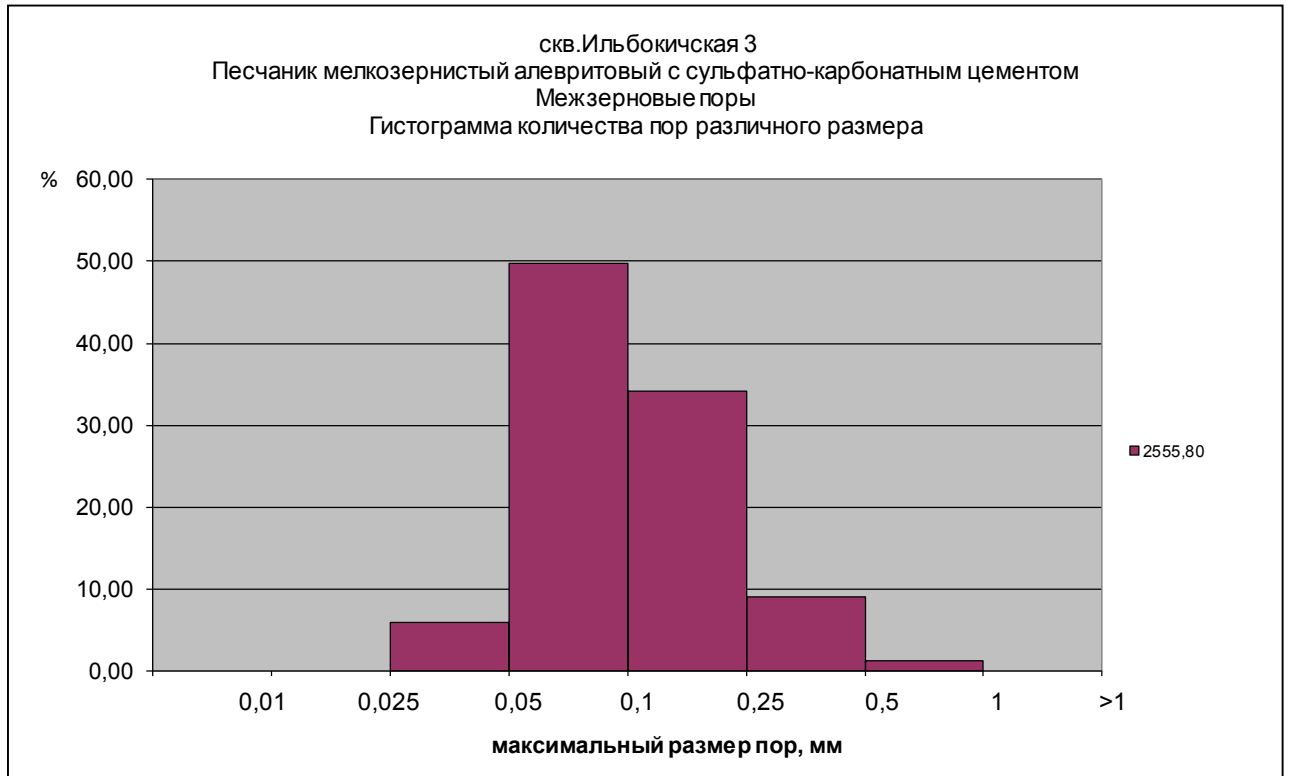


Рисунок 4.70

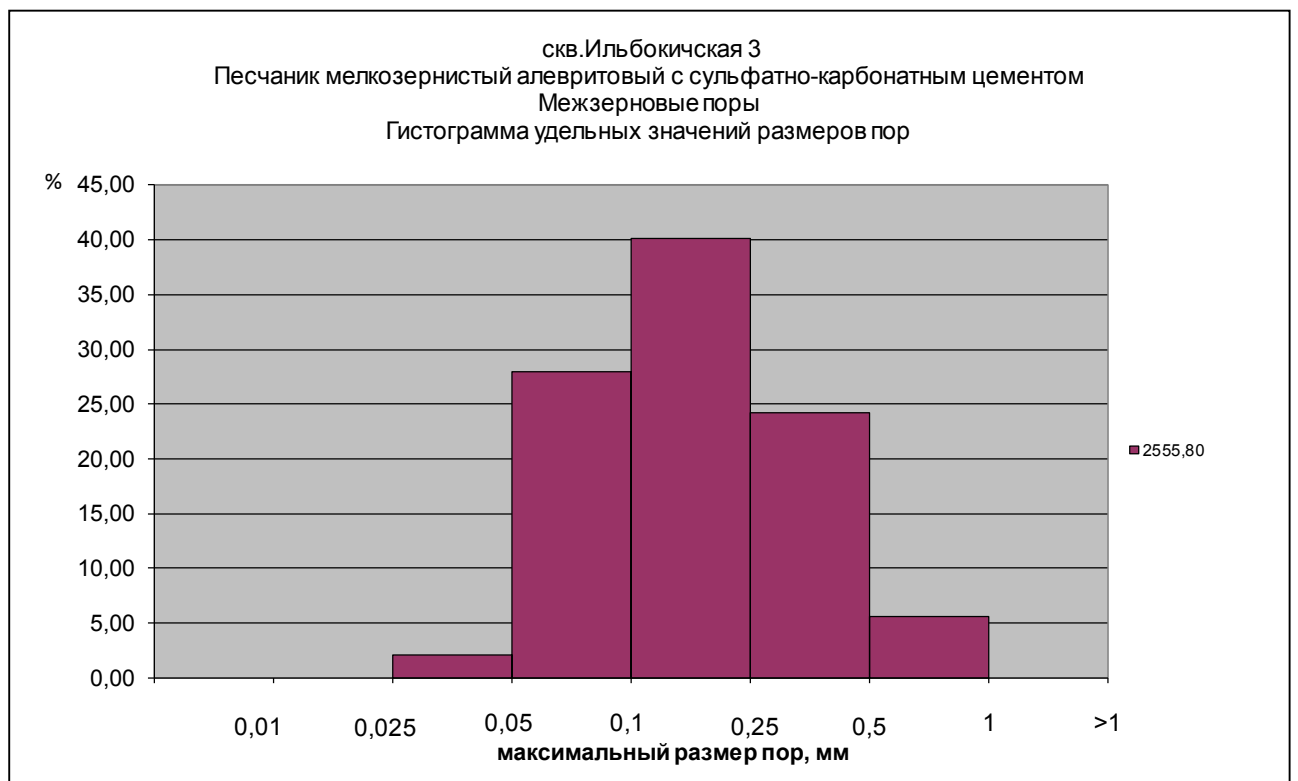


Рисунок 4.71

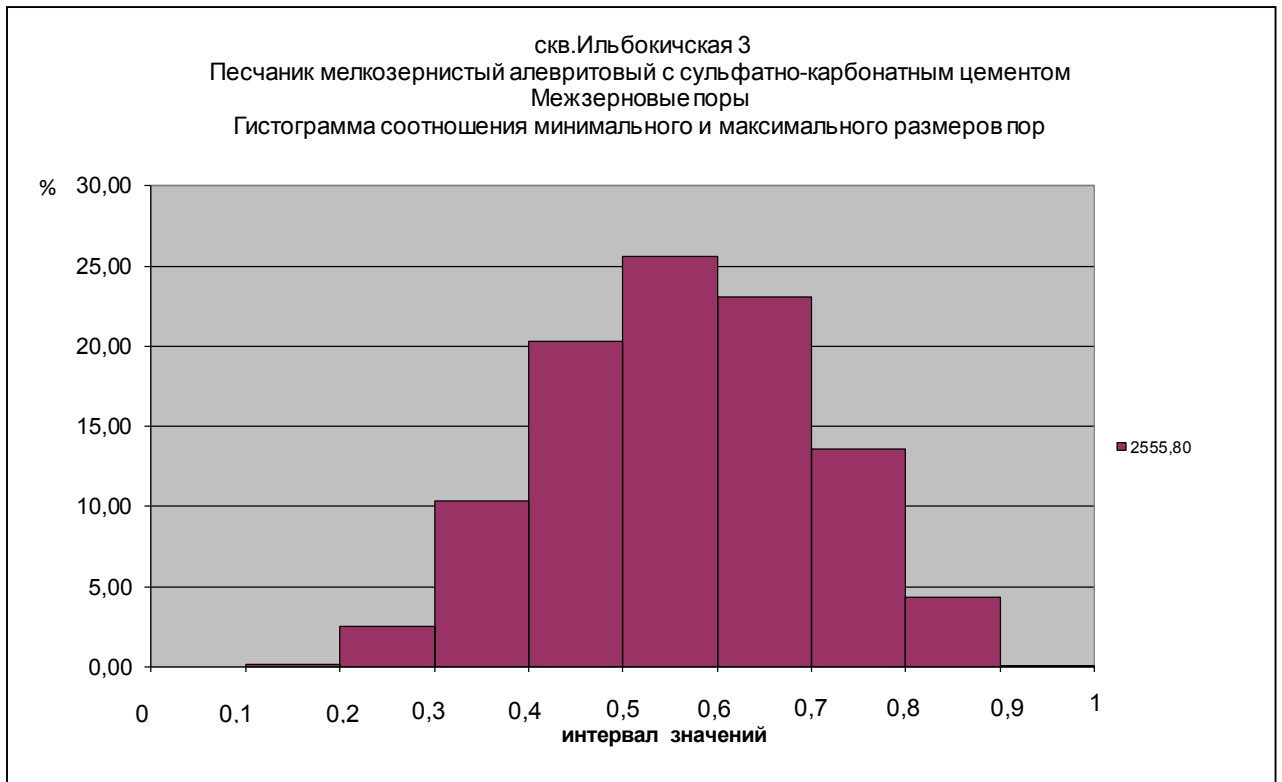


Рисунок 4.72

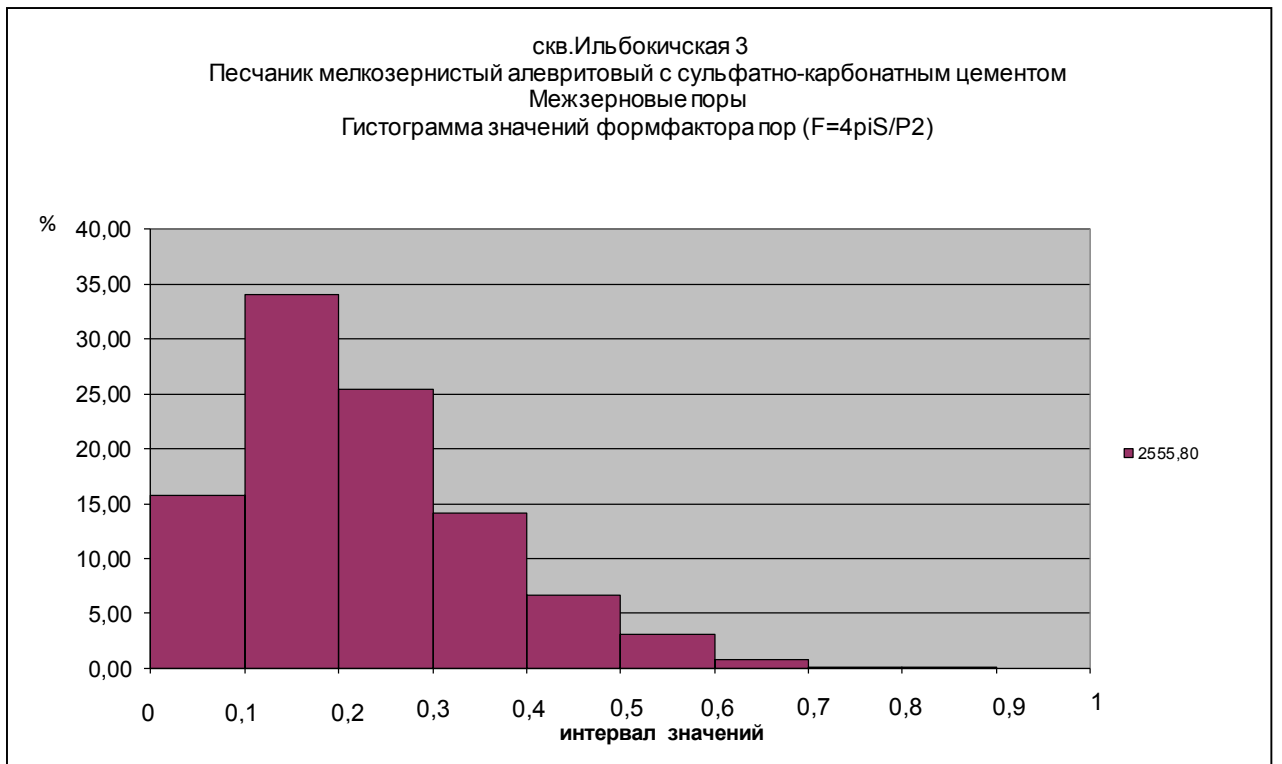


Рисунок 4.73

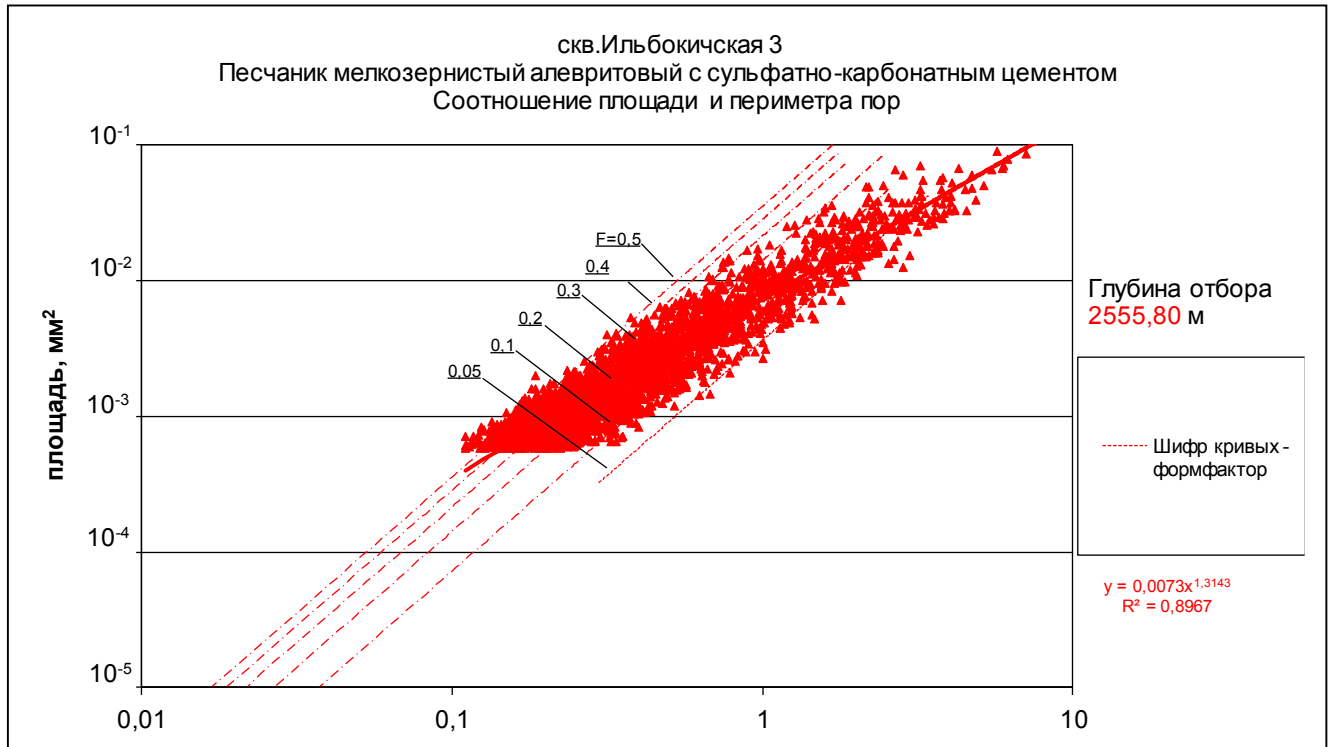


Рисунок 4.74

Характеристика структуры пустотного пространства песчаников разномерных с сульфатно-карбонатным цементом.

Проанализирован один образец с глубины 2557,00 м. (рисунок 4.75 – 4.83, таблица 4.3).

В данной работе по оценкам пористости в шлифе, ее значение для пород данного литотипа составляет 12,54%.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2334,26 м.

Пористость в шлифе составляет 12,54%.

Выделяется один тип пустотного пространства – межзерновой

Межзерновые поры имеют размеры 0,01–0,46 мм.

Межзерновые поры.

В образце количественно преобладают (68,43%) поры площадью 10^{-5} - 10^{-4} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (42,86%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (39,44%) характеризуется размером 0-0,01 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежутки 0,1-0,25 мм – 24,61%.

Поры имеют в среднем близкие к удлинненным очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,4-0,5, что составляет 35% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (34,76%) приходится на значения формфактора 0,9-1. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

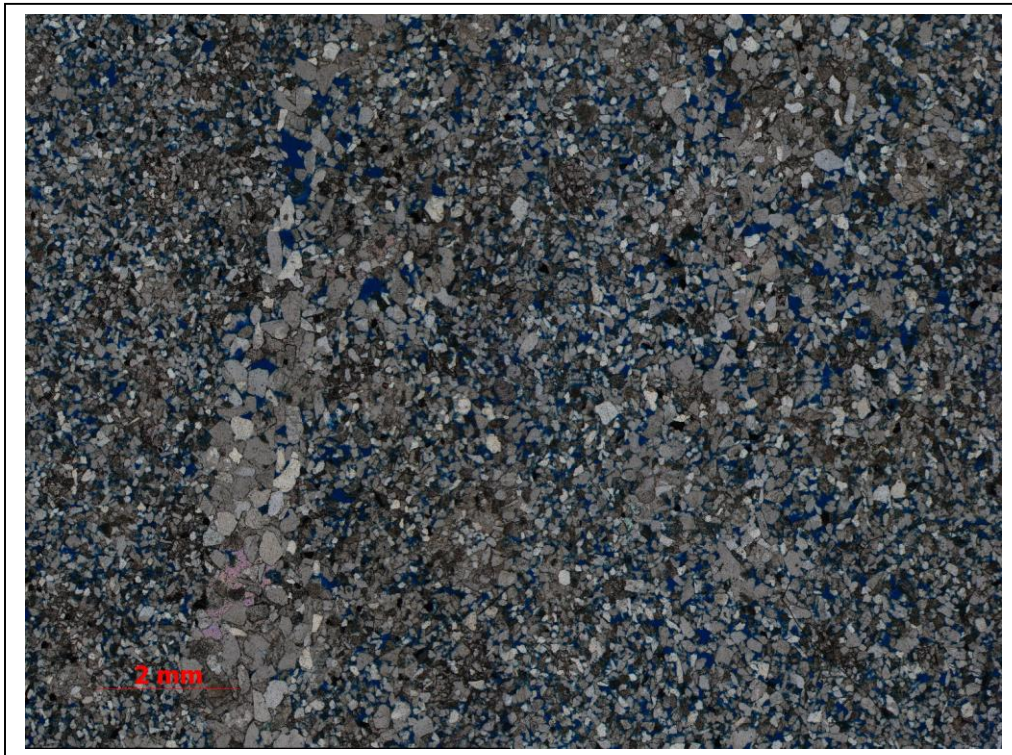


Рисунок 4.75 - Скважина Ильбокичская 3. Песчаник разномерный с сульфатно-карбонатным цементом. Образец с глубины 2557,00 м. Прокрашенный шлиф

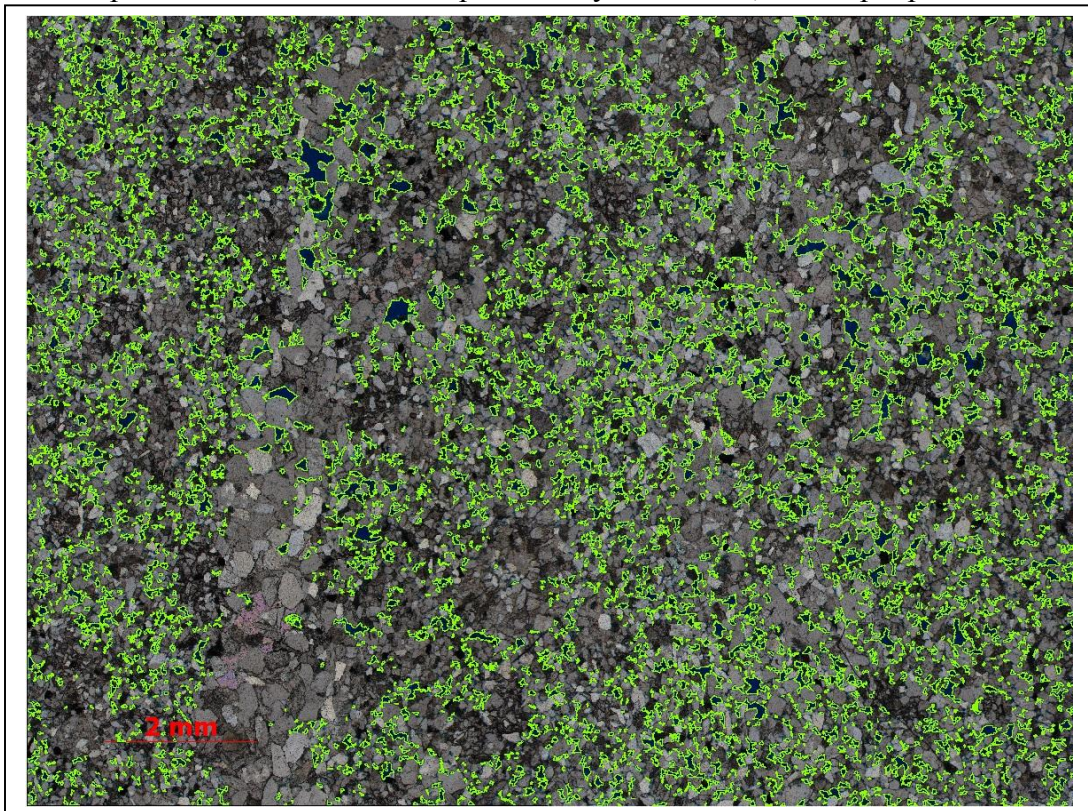


Рисунок 4.76 - Скважина Ильбокичская 3. Песчаник разномерный с сульфатно-карбонатным цементом. Образец с глубины 2557,00 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство

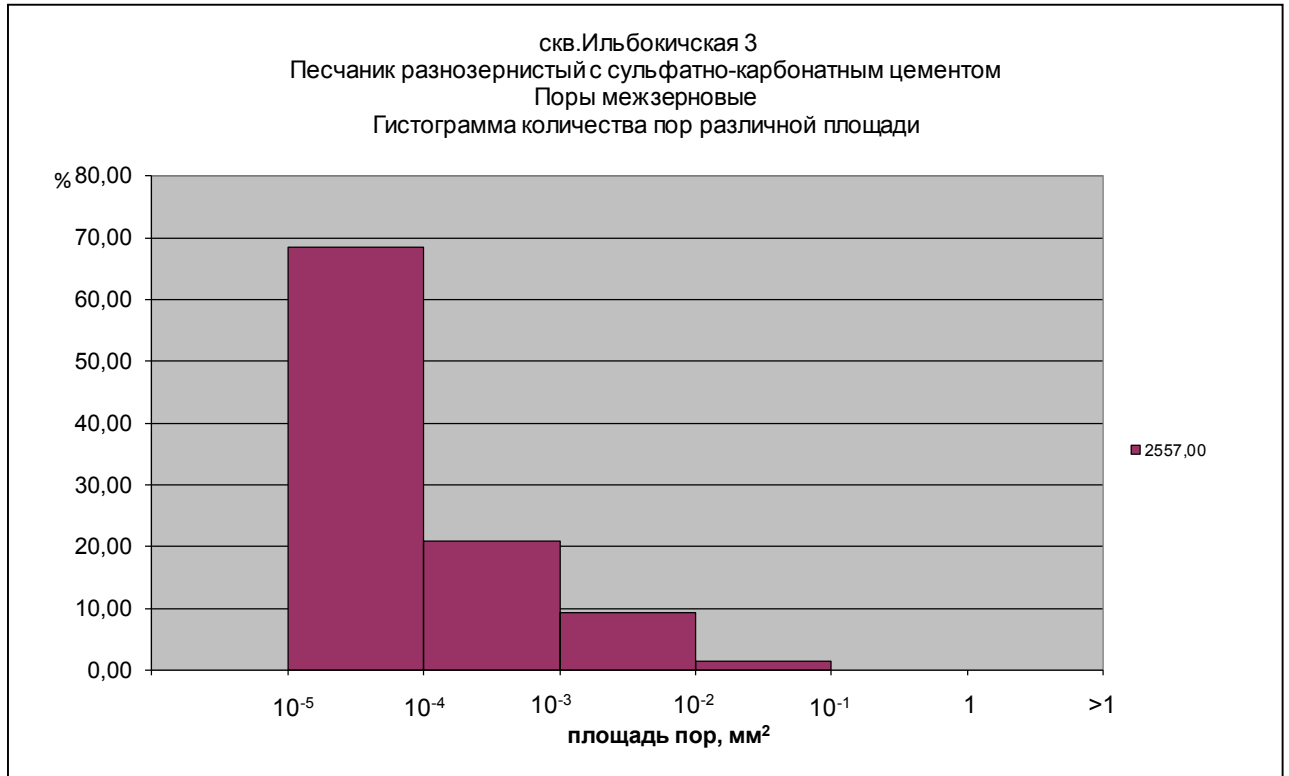


Рисунок 4.77

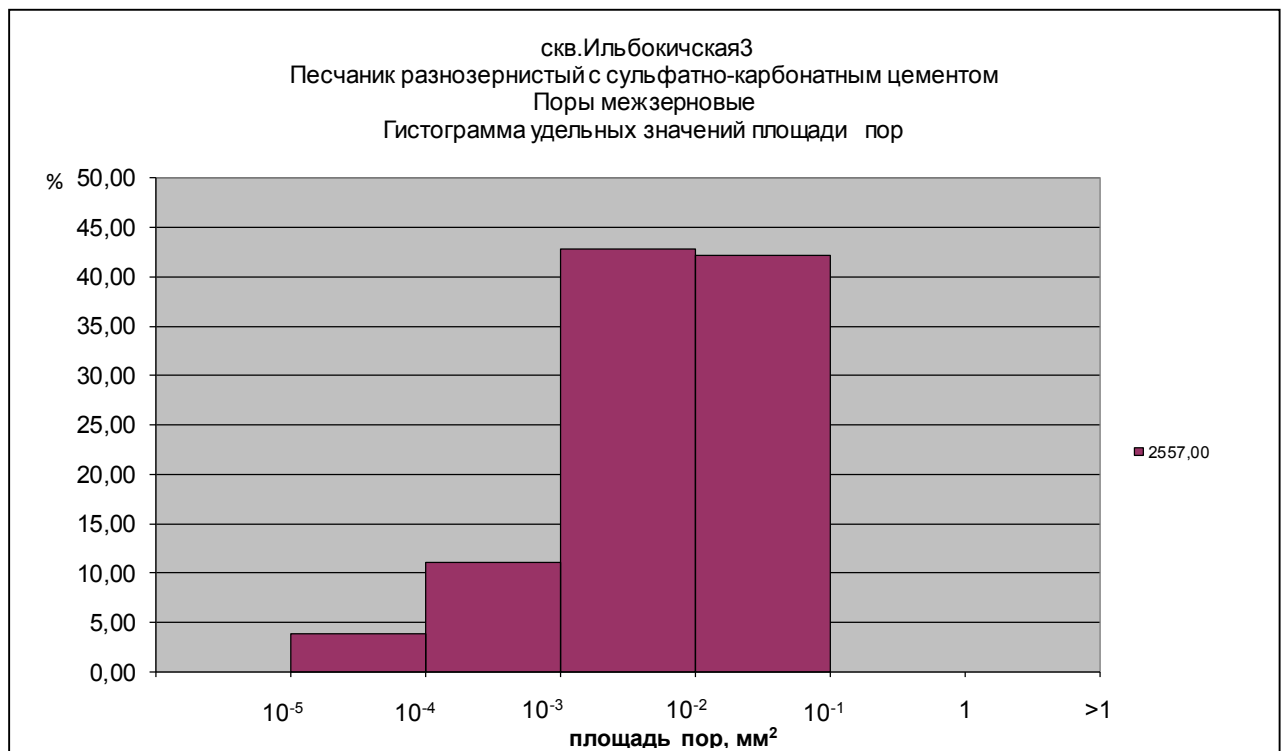


Рисунок 4.78

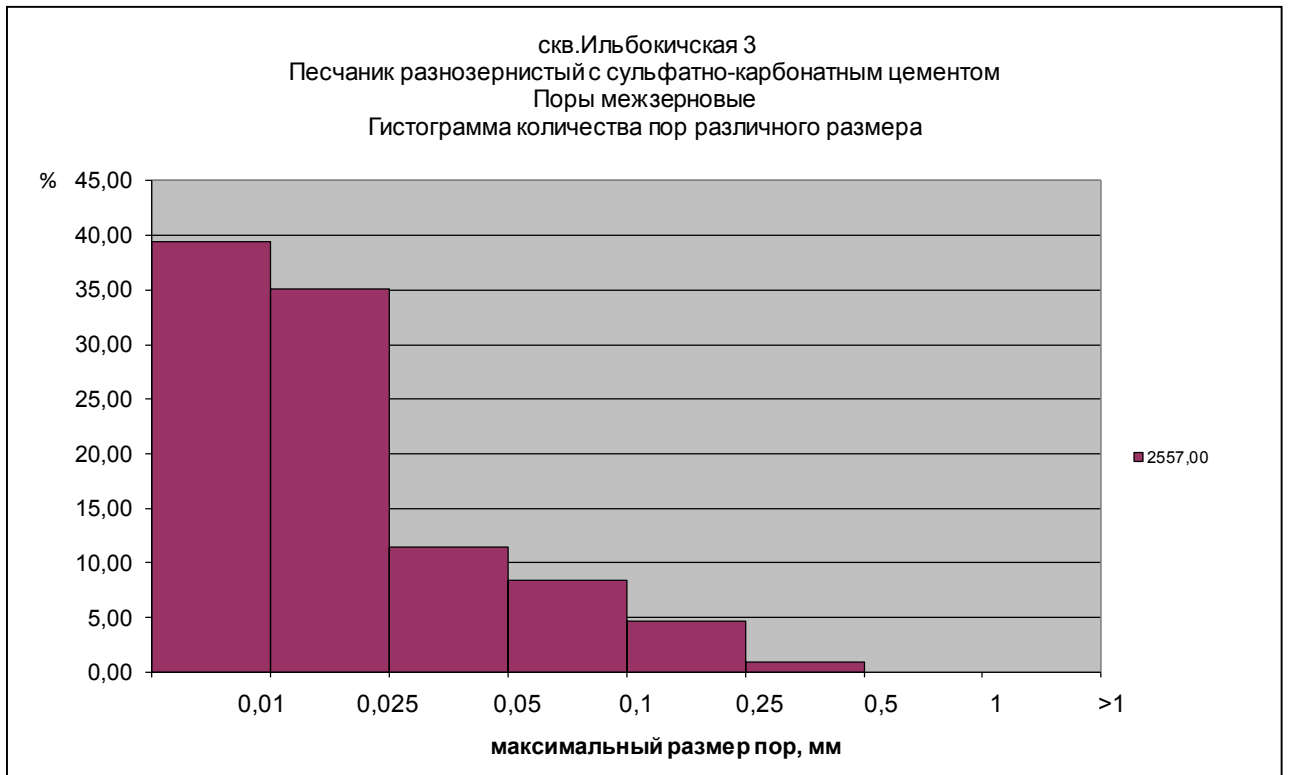


Рисунок 4.79

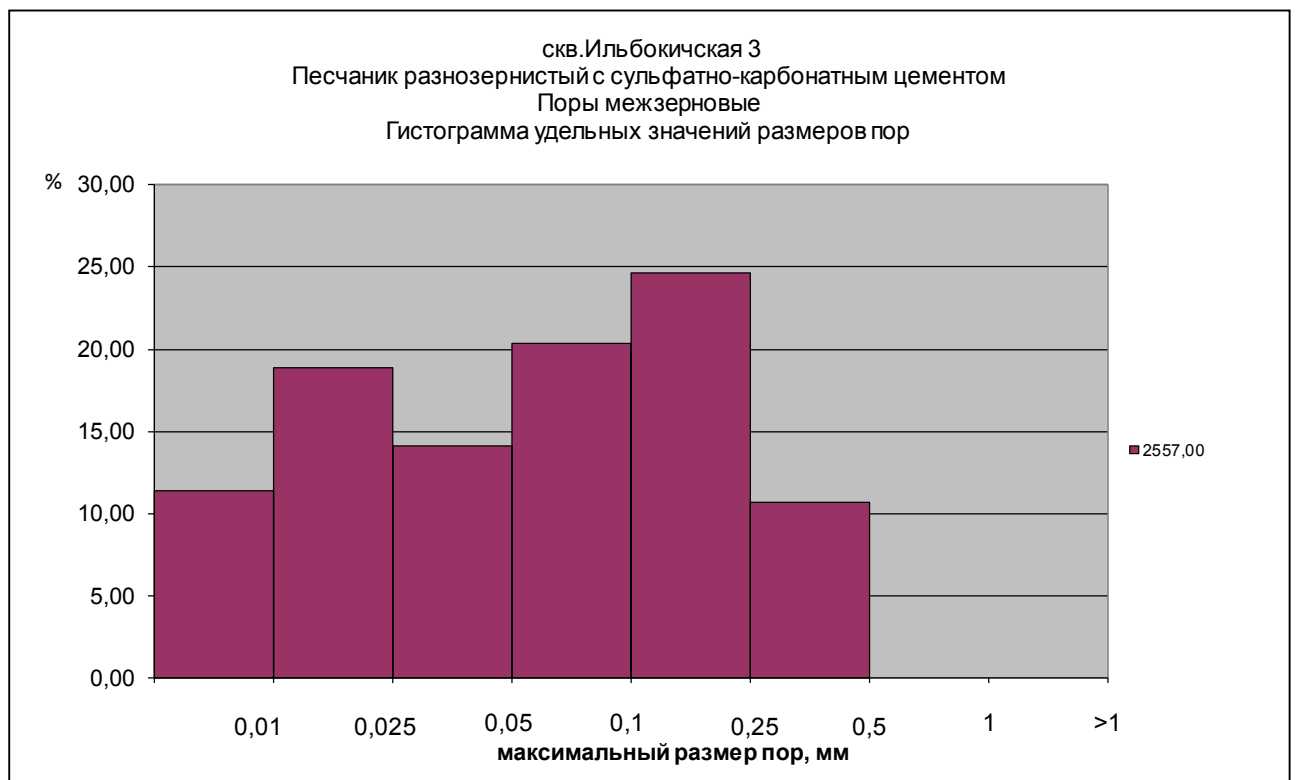


Рисунок 4.80

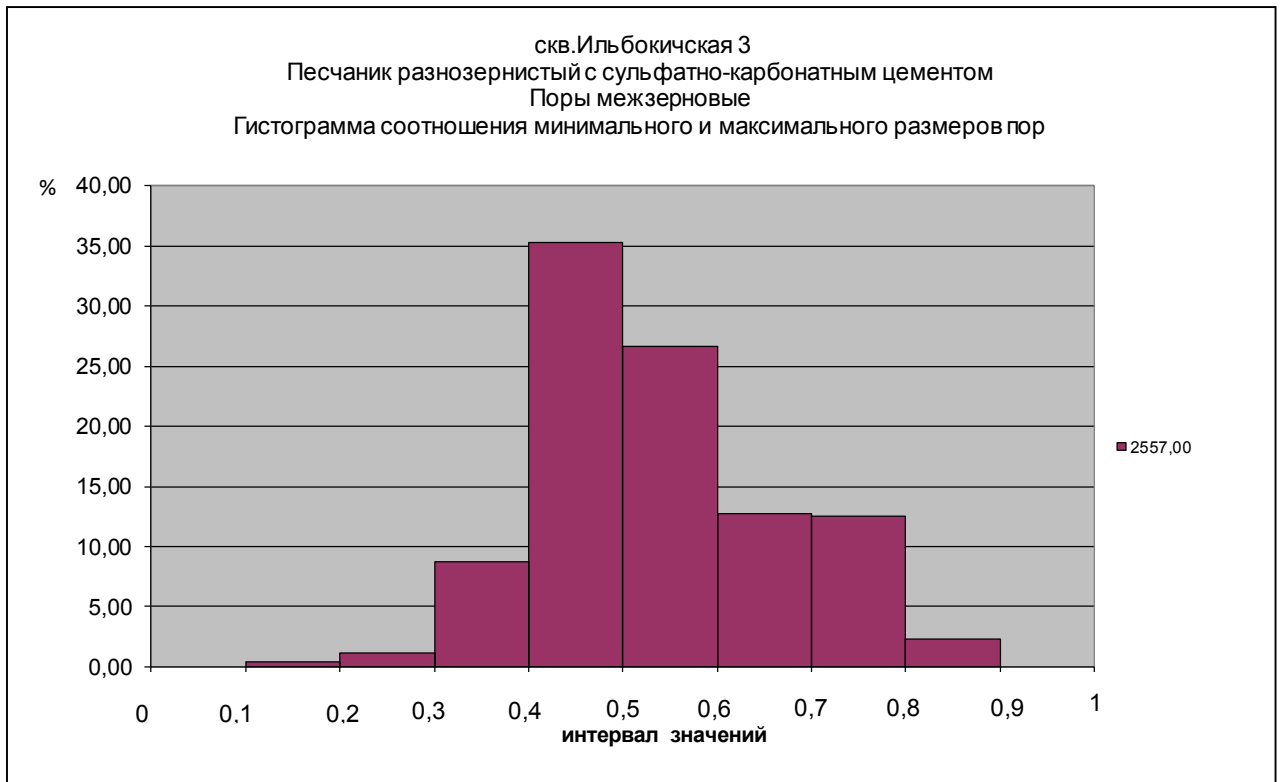


Рисунок 4.81

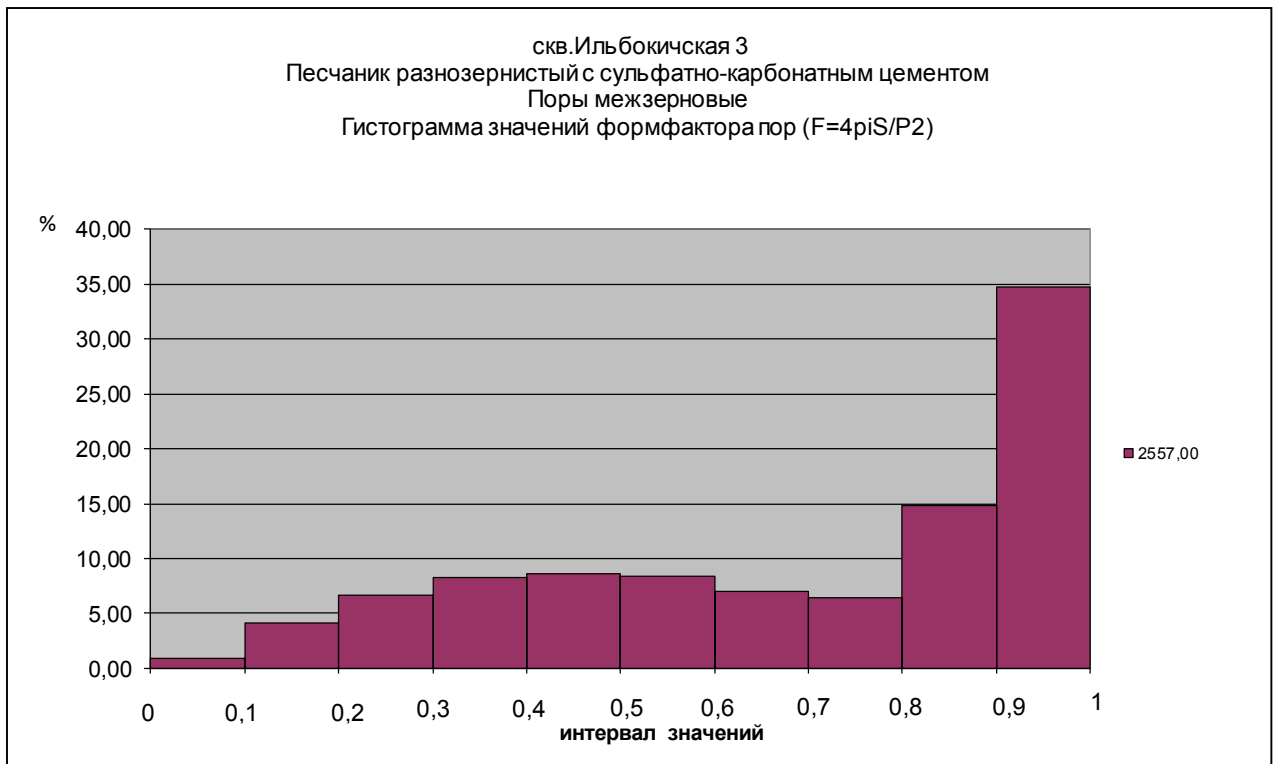


Рисунок 4.82

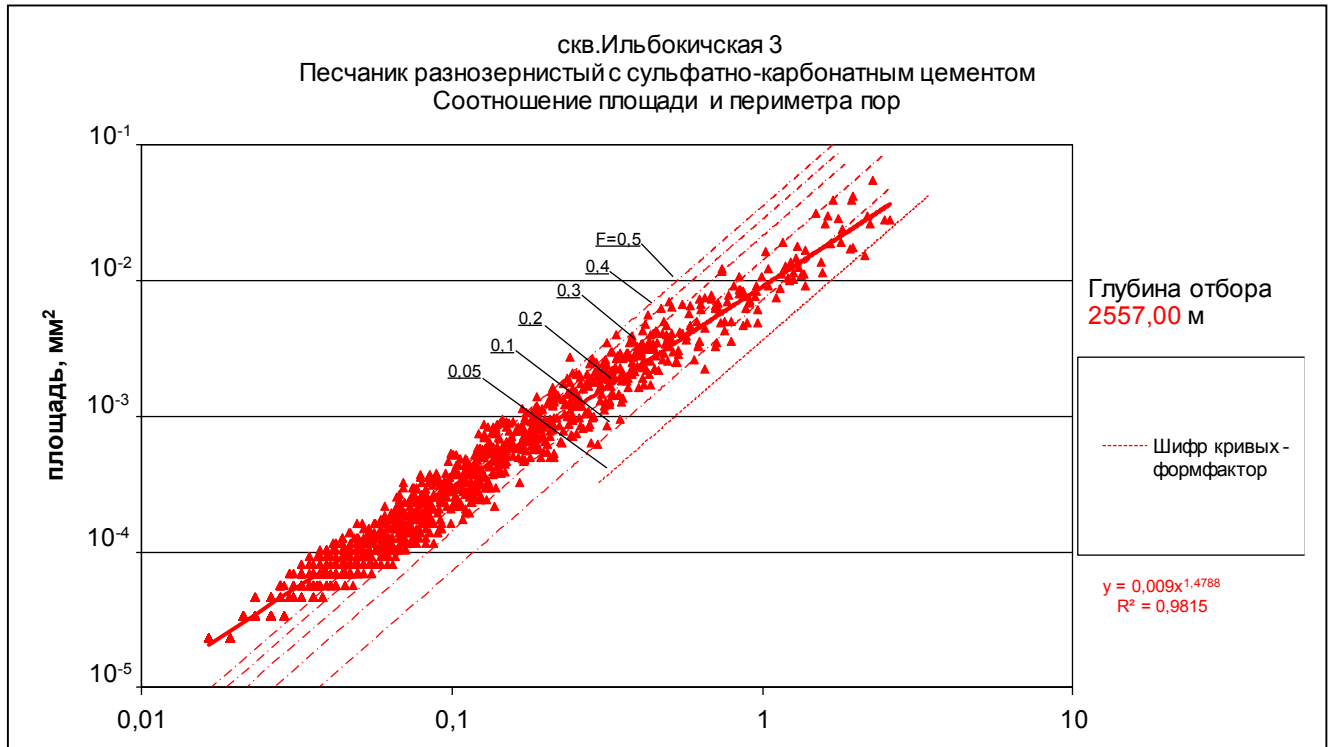


Рисунок 4.83

Характеристика структуры пустотного пространства песчаников мелкозернистых с сульфатно-карбонатным цементом.

Проанализирован один образец с глубины 2558,00 м. (рисунок 4.84 – 4.92, таблица 4.3).

В данной работе по оценкам пористости в шлифе, ее значение для пород данного литотипа составляет 6,9%.

Анализ параметров структуры пустотного пространства образца с глубины 2334,26 м.

Пористость в шлифе составляет 6,9%.

Выделяется один тип пустотного пространства – межзерновой

Межзерновые поры имеют размеры 0,024–0,513 мм.

Межзерновые поры.

В образце количественно преобладают (56,70%) поры площадью 10^{-4} - 10^{-3} мм². На гистограмме удельных значений площади пор основная часть пористости (50,17%) приходится на поровое пространство площадью 10^{-3} - 10^{-2} мм².

На гистограмме количества пор различного размера основная часть (38,98%) характеризуется размером 0,025-0,05 мм. Удельные длины пор в образце приходятся на промежуток 0,1-0,25 мм – 35,98%.

Поры имеют в среднем близкие к удлинненным очертания, наивысшие показатели соотношения минимального и максимального размеров пор приходятся на интервал 0,5-0,6, что составляет 24% от общего распределения.

Значения формфактора пор имеют одномодальное распределение. Основная часть пор (27,46%) приходится на значения формфактора 0,2-0,3. На диаграмме соотношения площади и периметра пор основной полигон точек ограничивается изолинией 0,5.

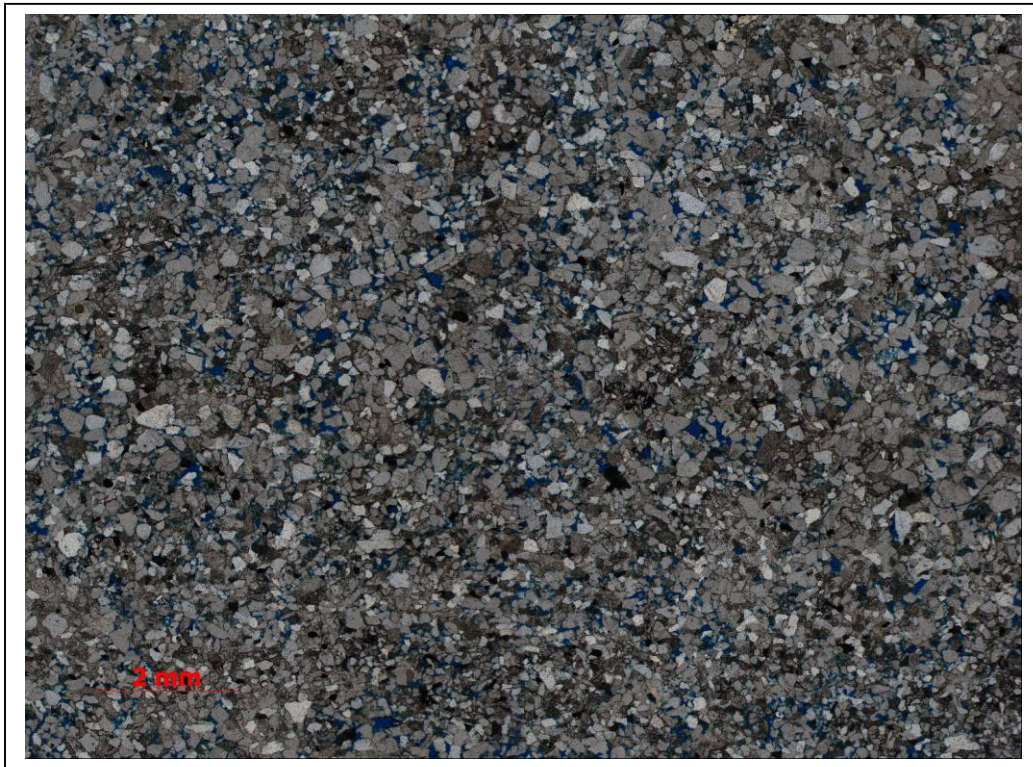


Рисунок 4.84 - Скважина Ильбокичская 3. Песчаник мелкозернистый с сульфатно-карбонатным цементом. Образец с глубины 2558,00 м. Прокрашенный шлиф

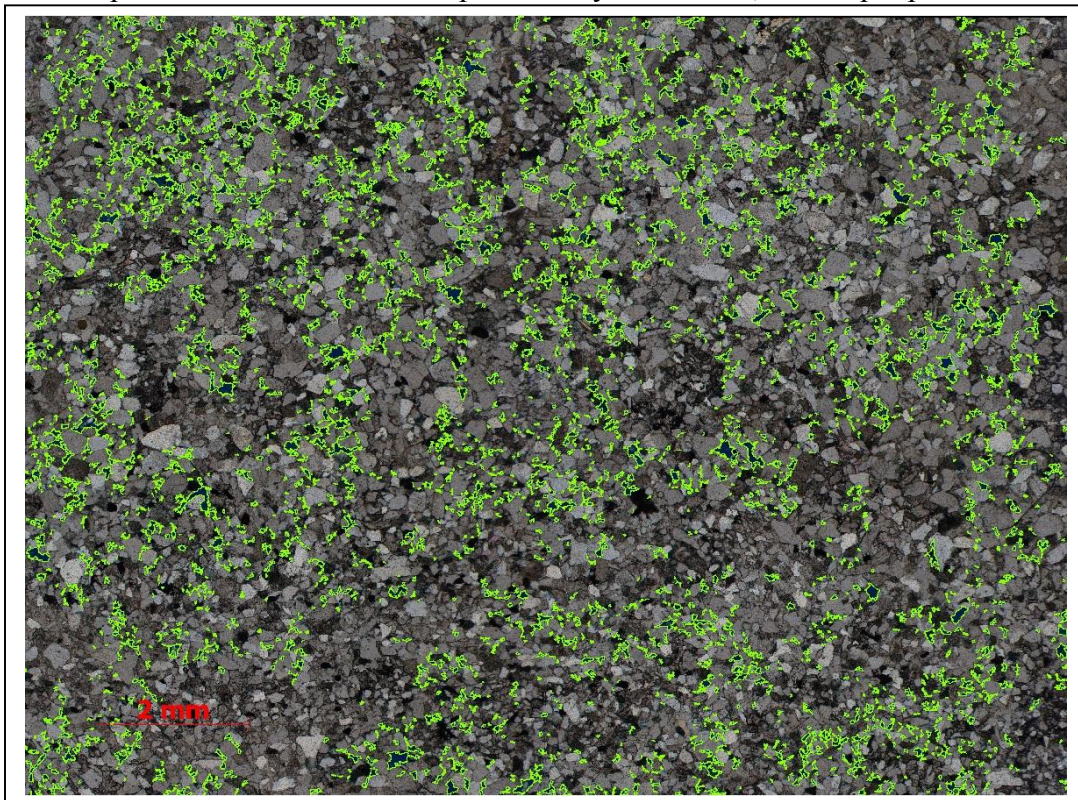


Рисунок 4.85 - Скважина Ильбокичская 3. Песчаник мелкозернистый с сульфатно-карбонатным цементом. Образец с глубины 2558,00 м. Зеленым цветом выделено пустотное пространство

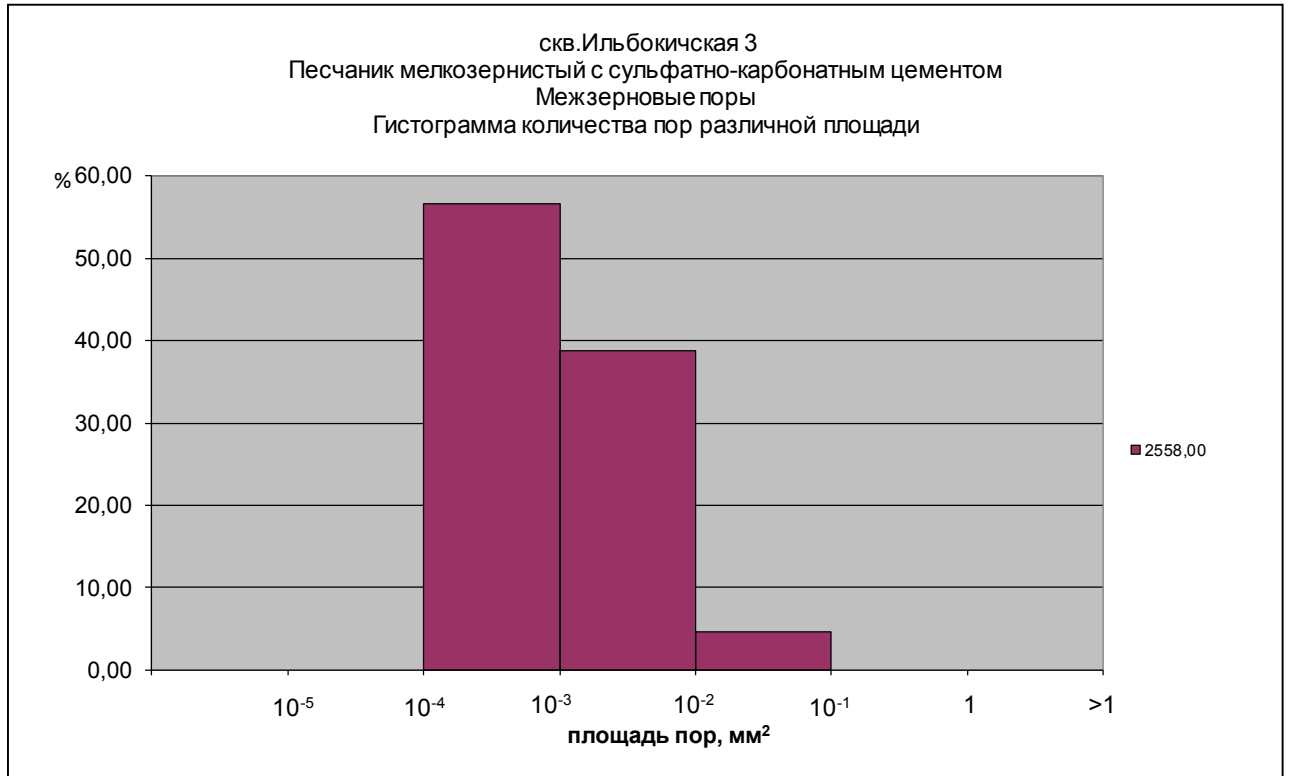


Рисунок 4.86

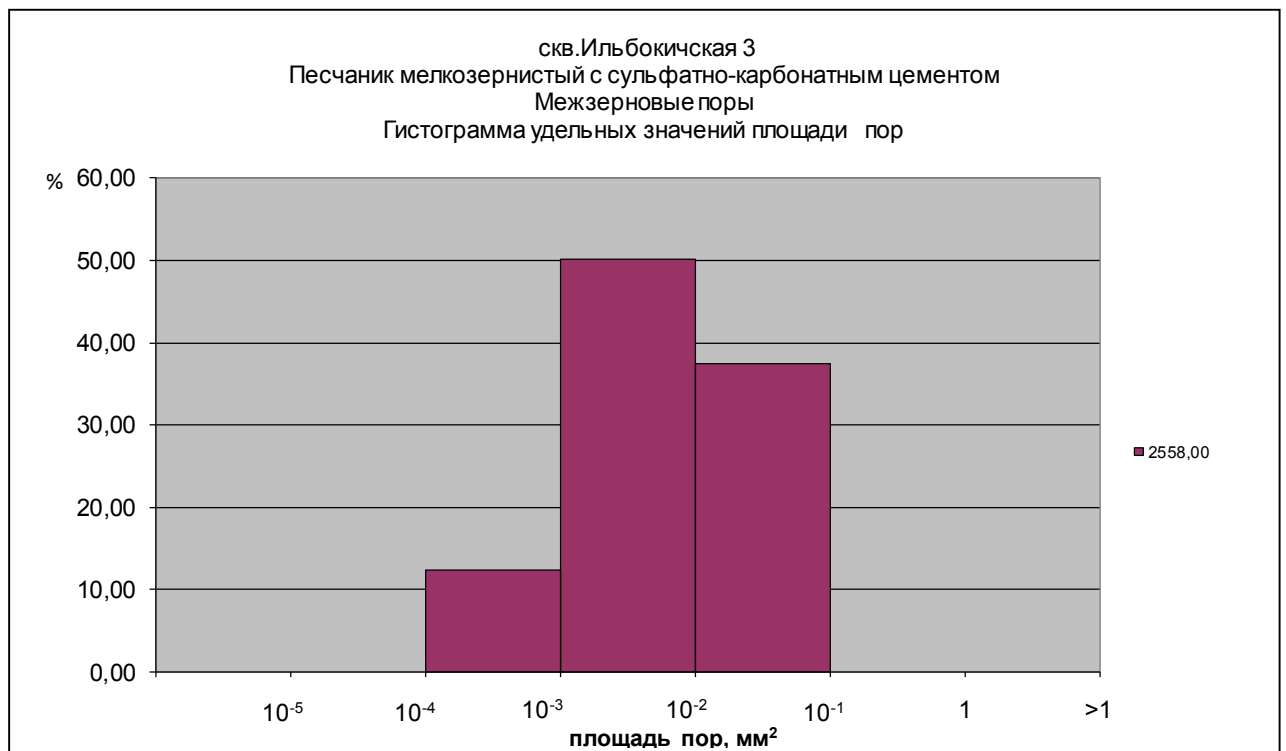


Рисунок 4.87

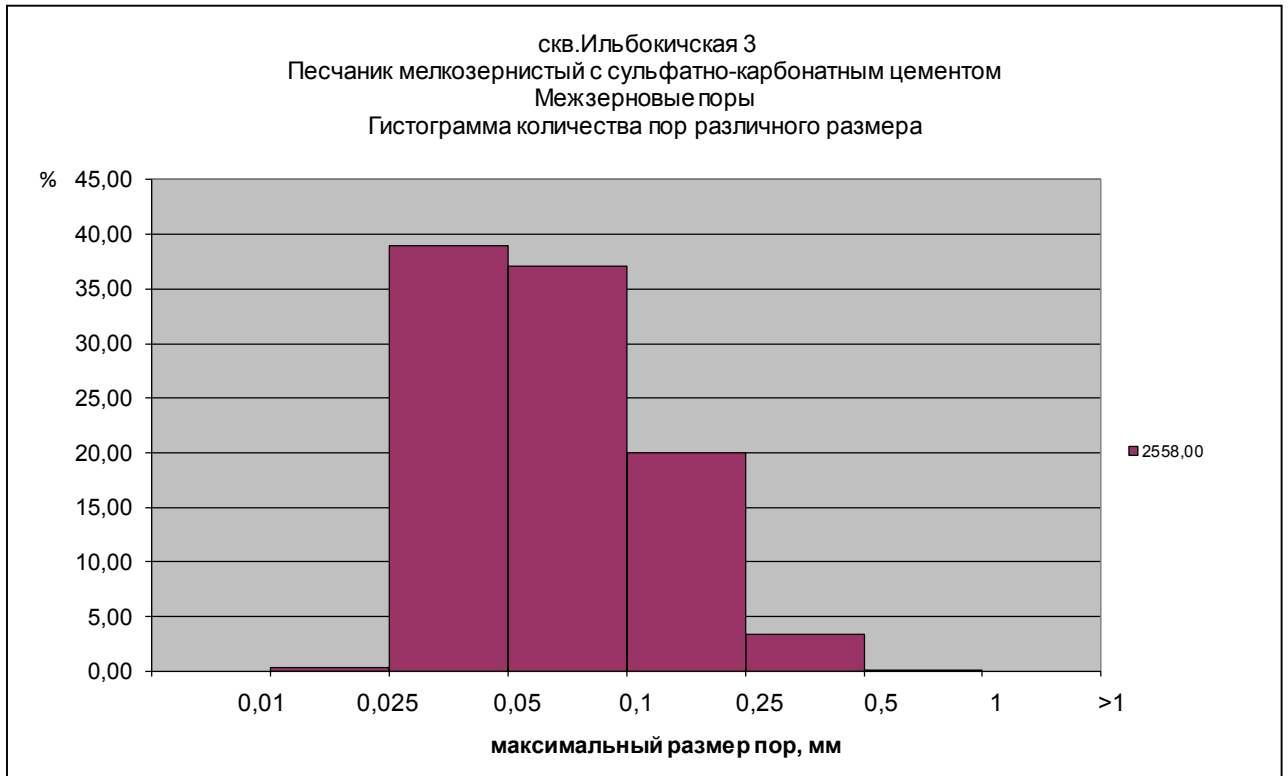


Рисунок 4.88

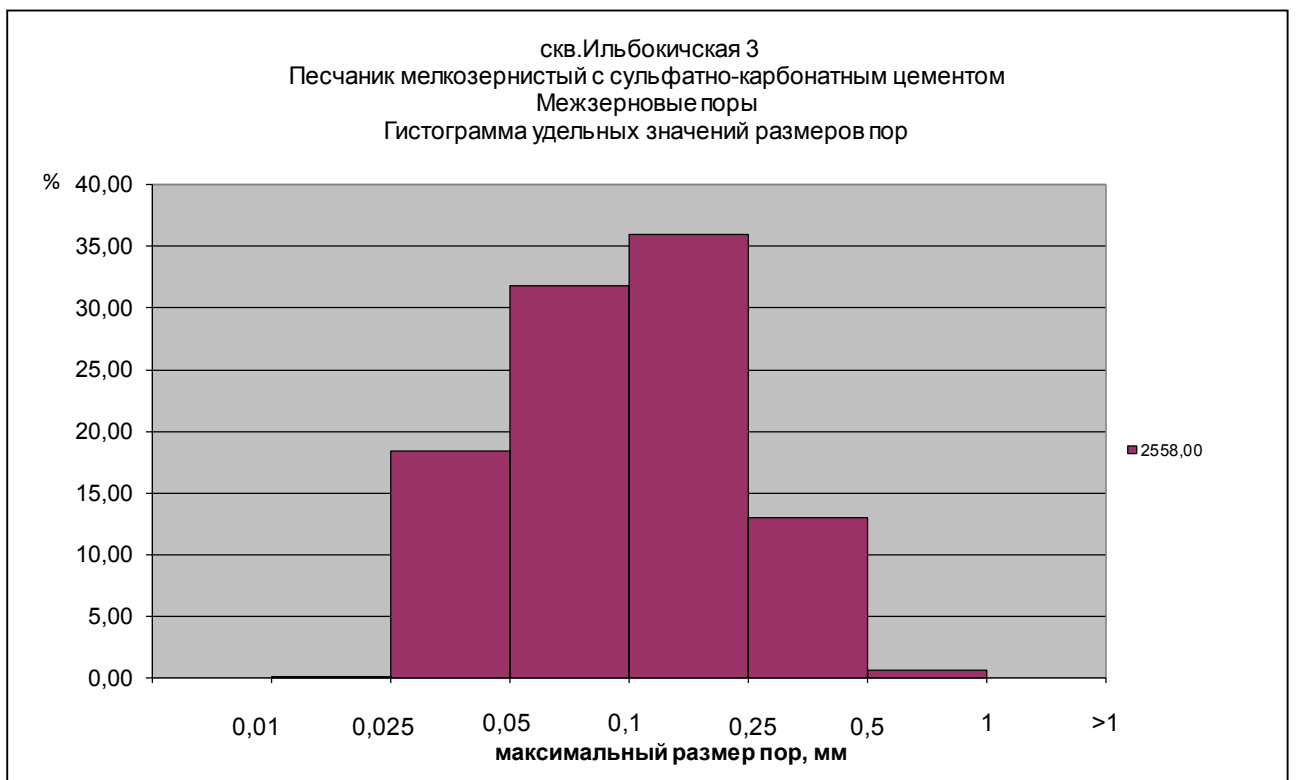


Рисунок 4.89

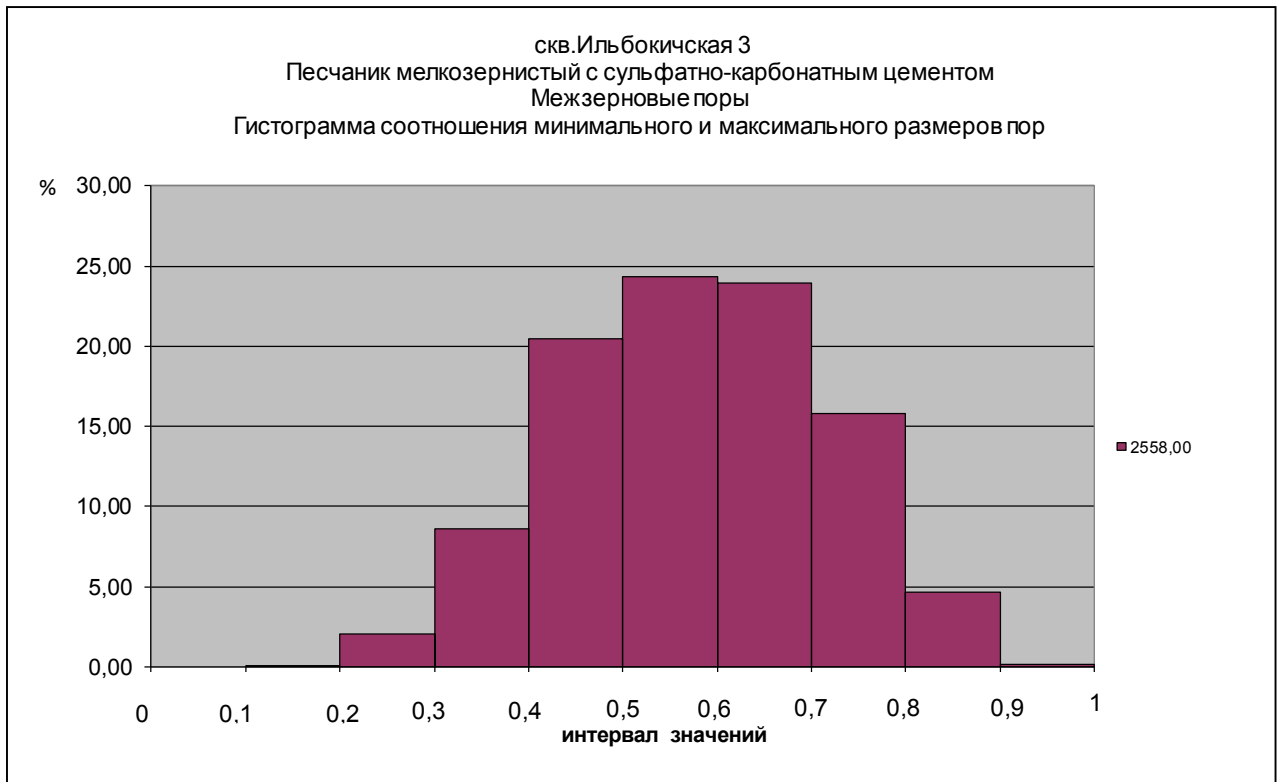


Рисунок 4.90

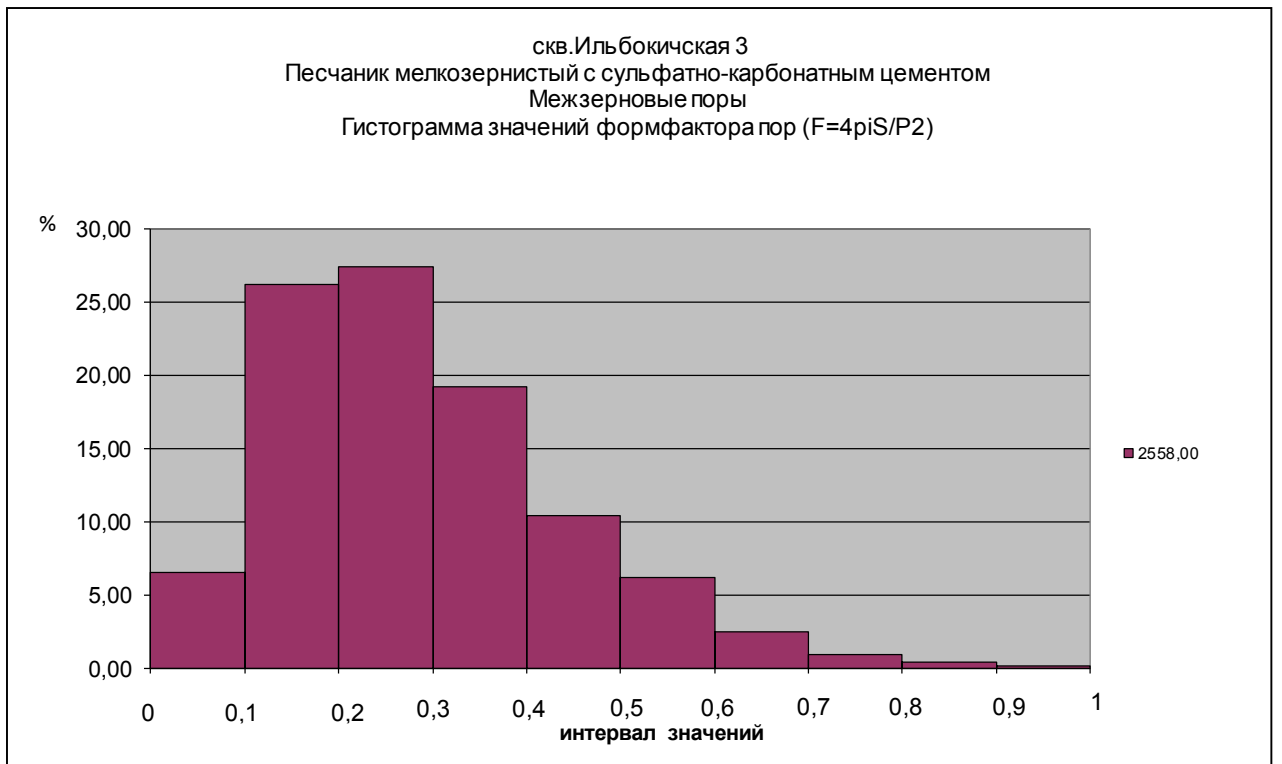


Рисунок 4.91

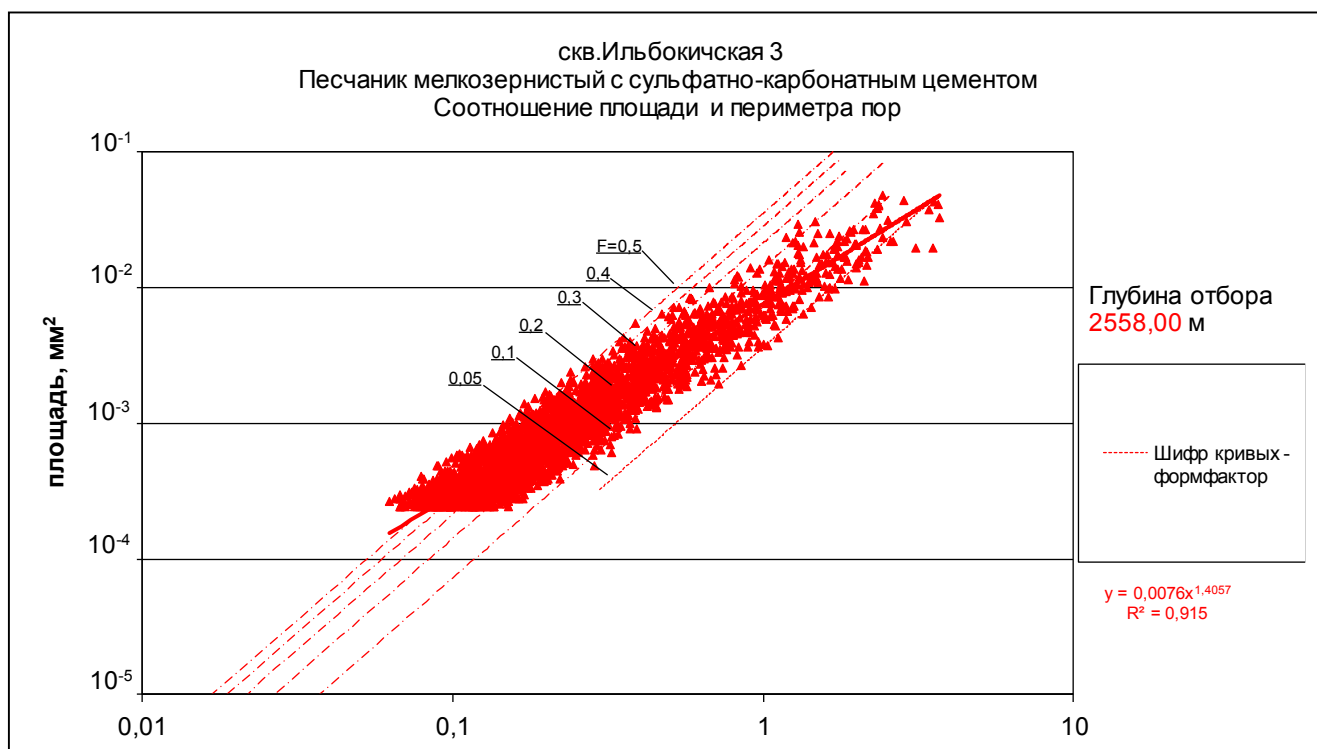


Рисунок 4.92

В результате анализа структуры пустотного пространства охарактеризованы литотипы, слагающие продуктивную часть разреза:

- песчаники разнозернистые с сульфатно-карбонатным цементом (гл. 2557,00 м) обладают величинами пористости в среднем 12,54%, 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,46 мм, в среднем составляя 0,03 мм. Поры по форме близки к идиоморфным, значения формфактора здесь составляет 0,9-1.

- песчаники мелкозернистые с сульфатно-карбонатным цементом (гл. 2558,00 м) обладают величинами пористости в среднем 6,9%, 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,51 мм, в среднем составляя 0,08 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,1-0,3.

- песчаники мелкозернистые алевритовые (гл. 2555,80 м) обладают величинами пористости в среднем 13%, 1 тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,921 мм, в среднем составляя 0,13 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,1-0,3.

4.4 Прогноз зон развития коллекторов в отложениях оскобинской свиты

Породы коллекторы в оскобинской свите приурочены преимущественно к нижней части первого седиментационного циклита (пласт Б8). Этот пласт распространен практически в пределах всей исследуемой территории. В нём открыты залежи газа и газоконденсата на Оморинской, Камовской, Ильбокичской и Имбинской площадях. Свойства пород-коллекторов пласта Б8 отличаются достаточно высокой степенью изменчивости. Наиболее высокие значения ФЕС (пористость до 17%, а проницаемость до 62 мД) характерны для фаций русел временных потоков. При этом даже в пределах одной фациальной зоны свойства пород-коллекторов отличаются высокой степенью изменчивости, что отражается в широком диапазоне значений ФЕС и морфометрических характеристик пустотного пространства. В пределах фаций русел временных потоков в песчаниках мелко-среднезернистых пористость в среднем составляет 14,2%, но поры имеют достаточно сложные морфометрические очертания, формфактор здесь не превышает 0,2-0,4. А в песчаниках крупнозернистых, в пределах той же фации, пористость в среднем составляет 7,85%, пустотное пространство так же имеет сложную форму, формфактор не превышает 0,3. Для фаций верхних частей конусов выноса в пределах склонов Байкитской антелизы в песчаниках мелкозернистых пористость в среднем составляе 10,4%, по форме пустотное пространство стремится к изометричному, формфактор здесь составляет 1. А в пределах зоны Ангарских складок, в той же фациальной зоне, пористость в песчаниках разнозернистых в среднем составляет 12,54% и форма пор здесь так же стремится к изометричной, значения формфактора – 0,9-1. Но в песчаниках мелкозернистых пористость составляет 6,9%, а форма пор более сложная, формфактор здесь не превышает 0,3.

При этом необходимо отметить, что в пределах высокоамплитудных антиклинальных структур зоны Ангарских складок, к которым приурочены залежи углеводородов значительную роль может играть трещиноватость отложений, которая будет способствовать повышению проницаемости пород-коллекторов. Так, например, в работах В.В. Пошибаева и Л.А. Сим, было установлено, что в зоне Ангарских складок продуктивность скважин во многом определяется распределением областей геодинамического сжатия и растяжения, сопровождаемых зонами интенсивной тектонической трещиноватости [94, 96].

Отличия петрофизических характеристик однофациальных отложений объясняются прежде всего различной интенсивностью вторичного минералообразования в пустотном

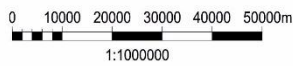
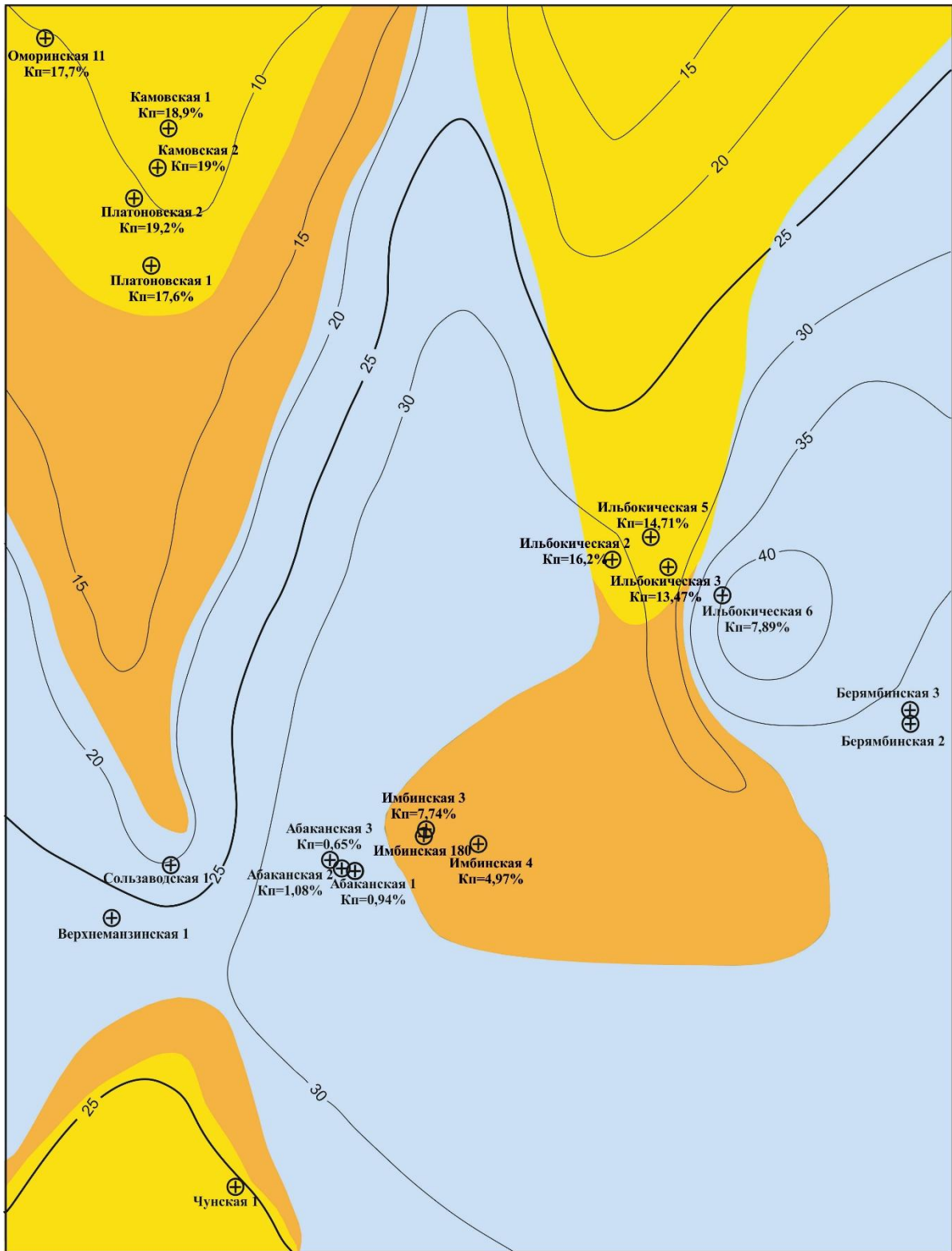
пространстве пород-коллекторов. Наибольшее влияние на фильтрационно-ёмкостные характеристики пород-коллекторов оказали процессы сульфатизации, а также окварцевание, калишпатизация и карбонатизация. Для Камовского свода доля вторичного цемента составляет не более 10%, а в пределах зоны Ангарских складок она достигает 22%. Так, например, в пределах Имбинской площади карбонатизация может достигать 12% от объема породы, а в пределах Абаканской площади сульфатизация может достигать 16% от объема породы. В скважине Ильбокичская 6 доля вторичного регенерационного кварцевого и карбонатного цемента достигает 19%. Минерализация пустотного пространства пород-коллекторов видимо будет влиять на выбор технологии освоения залежей оскобинской свиты.

Области развития фаций подводной части конуса выноса, а также фации прибрежных соленых озер малоперспективны для развития пород коллекторов.

При определении перспектив нефтегазоносности оскобинской свиты необходимо учитывать, что мощность её основного продуктивного пласта достаточно резко меняется. Максимальные значения его толщин соответствуют наименее благоприятным, с точки зрения фаций, зонам для развития пород-коллекторов. К таковым относятся зоны развития фаций прибрежных соленых озер, а также области мелководного шельфа, где содержание песчано-алевритовых пород резко снижается. Таким образом, при прогнозе наиболее перспективных участков необходимо учитывать широкий комплекс литологических факторов. Кроме того, залежи углеводородов на склоне Байкитской антеклизы и в зоне Ангарских складок приурочены к разным типам ловушек, если в зоне Ангарских складок главенствует структурный тип ловушек с элементами тектонического экранирования, то на склонах Байкитской антеклизы главным является литологический тип.

Следует отметить, что на склоне Камовского свода встречаются отдельные пропластки пород-коллекторов, приуроченных к терригенным породам в верхней части оскобинской свиты. Они представлены алевро-песчаниками и алевролитами, частично глинистыми. Видимо, эти породы-коллекторы имеют локальное распространение и из них могут быть получены незначительные притоки углеводородов, как например в пределах Камовской площади. Здесь их мощность составляет около 1,3-1,7 м.

Таким образом, при планировании размещения объёмов геолого-разведочных работ нацеленных на выявление залежей углеводородов в отложениях оскобинской свиты необходимо учитывать распределение фациально-палеогеографических зон, а так же интенсивность и направленность вторичных процессов в породах-коллекторах (рисунок 4.93).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

- | | | |
|------------------------|---|--|
| линии равных мощностей | зоны перспективные для формирования пород-коллекторов
Kpmax=19,2% | зоны не перспективные для формирования пород-коллекторов
Kpmax=7% |
| скважины | зоны мало перспективные для формирования пород-коллекторов
Kpmax=7,74% | |

Рисунок 4.93 – Прогнозная схема зон развития пород-коллекторов оскобинской свиты

Заключение

Отложения оскобинской свиты представлены широким комплексом терригенных, песчано-алевро-глинистых, карбонатных и карбонатно-сульфатных пород. Выделены следующие литотипы: гравелиты мелкообломочные; песчаники разнозернистые; песчаники среднезернистые; песчаники средне-мелкозернистые; песчаники мелкозернистые; алевролиты крупнозернистые; алевролиты мелкозернистые; смешанные алевро-карбонатно-глинистые породы (оскобит); аргиллиты; доломиты разнокристаллические; доломиты микро- и тонкозернистые; ангидрито-доломиты; ангидриты.

В обломочной части пород Камовского свода и Ангарской зоны складок наблюдаются существенные различия. На территории Камовского свода терригенная часть представлена в основном обломками кварца. Обломки полевых шпатов составляют около 15-20%, а в пределах Ангарской зоны складок доля КПШ не превышает 5-10%. Содержание терригенных слюд, обломков кремнистых и метаморфических пород, глинистых сланцев и кварцитов в разрезах Камовского свода значительно больше, чем в пределах зоны Ангарских складок. Так же в пределах Камовского свода обломки лучше окатаны и отсортированы, но более грубозернистые.

В оскобинской свите выделено два седиментационных циклита имеющих трёхчленное строение. Нижняя часть представлена терригенными и терригенно-карбонатными породами, средняя карбонатными и терригенно-карбонатными, верхняя сульфатными и сульфатно-карбонатными. Оба циклита прослеживаются в пределах всей изучаемой территории, но мощность их изменчива. Мощность нижнего циклита изменяется от 22 м, в пределах Камовской площади, до 69 м на Ильбокичской площади. А мощность верхнего седиментационного циклита составляет 9 м в пределах Камовской площади и увеличивается до 40 м в пределах Платоновской площади.

Детальные исследования состава и структуры доломитов в отложениях оскобинской свиты, позволили выявить их бактериальную природу. Важную роль в бактериальном процессе доломитообразования играют грамтрицательные сульфатредуцирующие экстремально алкалофильные бактерии, обладающие диссимиляторным путем восстановления сульфата с образованием H_2S . В периплазматическом пространстве сульфатредуцирующих бактерий происходит накопление ионов Са и Mg, которые вступая в химическую реакцию с CO_2 , выделяемом в ходе их жизнедеятельности, образуют доломит.

Отдельная колония сульфатредуцирующих бактерий формирует вокруг себя кристаллическую форму доломита. В связи с тем, что подобные колонии располагаются

достаточно густо, при перекристаллизации происходит формирование крупного идиоморфного кристалла доломита.

Существование бактериальных биоценозов во многом определяется специфическими условиями осадконакопления, которые могут быть установлены по результатам экспериментальных исследований и результатам изучения современных условий их обитания.

Формирование отложений оскобинской свиты в пределах склонов Камовского свода и прилегающих территорий Ангарской зоны складок, происходило в условиях эвхвойной равнины эпиконтинентального аридного морского бассейна, в пределах которой существовали часто меняющие своё русло временные потоки и образовывались озерные водоёмы с ограниченным водообменом и повышенной солёностью, где осуществлялось накопление карбонатно-сульфатных и сульфатных пород. Повышенная в целом солёность оскобинского морского бассейна обусловлена его частичной изоляцией за счет существования островных барьеров, существовавших в вендское время в пределах Енисейского кряжа. В соответствии с палеогеографическими реконструкциями И.В. Тумашова в поздневендское время к западу от островной суши, располагавшейся в пределах Енисейского кряжа существовал бассейн с повышенной солёностью, что в свою очередь обусловлено наличием рифового барьера. Таким образом морская вода, поступающая в оскобинский бассейн через проливы между островами Енисейской островной суши содержала повышенное количество солей кальция, натрия, магния, что способствовало осаждению сульфатов в пределах изучаемой территории.

Основная продуктивность оскобинской свиты связана с пластом Б8, мощность которого в пределах Камовской площади варьирует от 10 до 12 м, максимальная пористость достигает 17-19%. В пределах Платоновской площади мощность пласта варьирует от 12 до 18 м, а пористость от 0,5% до 19%. В пределах Оморинской площади мощность пласта составляет около 13-15 м, а пористость составляет от 6,7% до 17,7%.

Породы-коллекторы пласта Б8 в пределах Камовского свода и зоны Ангарских складок существенно различаются по литологическим характеристикам. В пределах Камовского свода в породах-коллекторах значительно увеличивается количество полевого шпата с 5-7% до 15-20%, а также чешуек слюд и обломков метаморфических пород. На территории Ангарской зоны складок в коллекторских прослоях обломочная часть более мелкозернистая и породы-коллекторы представлены песчаниками мелкозернистыми и алевролитами, а на Камовском своде породы-коллекторы приурочены к более грубозернистым разностям. При этом лучшие коллектора на Камовском своде приурочены к песчаникам мелкозернистым и алевролитам крупнозернистым. Что связано с более интенсивными процессами минералообразования в

грубозернистых породах. Кроме того, в пределах Камовской, Платоновской и Оморинской площадей обломочная часть лучше окатана и отсортирована. Что может свидетельствовать о привносе обломочного материала аллювиальными потоками, формирующими баровые тела.

В породах-коллекторах оскобинской свиты значительное влияние на фильтрационно-емкостные характеристики пород оказала аутигенное минералообразование. Исследования на растровом электронном микроскопе показали, что пустотное пространство активно заполняется аутигенными кристаллами кварца, калиевого полевого шпата и ангидрита. Кристаллы полевого шпата хорошо видно на снимках оптического микроскопа и РЭМа, а также, о его наличие говорят исследования, проведенные с помощью рентгено-структурного анализа.

Существенное влияние на объем пустотного пространства оказало развитие вторичных кристаллов ангидрита, в отдельных случаях практически полностьюзаполняющих поры. Кроме того, ухудшение фильтрационно-емкостных свойств происходит и за счёт роста аутигенных кристаллов кварца.

Породы-коллекторы фаций русел временных потоков представлены песчаниками крупнозернистыми и песчаниками мелко-среднезернистыми:

- песчаники мелко-среднезернистые обладают величинами пористости в среднем 14,12%, тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 2,161 мм, в среднем составляя 0,2 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имеют удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,2-0,4.

- песчаники крупнозернистые обладают величинами пористости в среднем 7,85%, тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,782 мм, в среднем составляя 0,09 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,2-0,3.

Породы-коллекторы фаций верхних частей конусов выноса временных потоков представлены песчаниками разнозернистыми, песчаниками мелкозернистыми и песчаниками мелкозернистыми алевритистыми.

- песчаники мелкозернистые с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом обладают величинами пористости в среднем 5,15%, максимальное значение пористости 10,4%, выделяются межзерновые поры, размер которых достигает 0,626 мм, в среднем составляя 0,018 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея округлые изометричные очертания, значения формфактора здесь до 1.

- песчаники разнозернистые с сульфатно-карбонатным цементом обладают величинами пористости в среднем 12,54%, тип пустотного пространства – межзерновые поры,

размер которых достигает 0,46 мм, в среднем составляя 0,03 мм. Поры по форме близки к идиоморфным, значения формфактора здесь составляет 0,9-1.

- песчаники мелкозернистые с сульфатно-карбонатным цементом обладают величинами пористости в среднем 6,9%, тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,51 мм, в среднем составляя 0,08 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имея удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,1-0,3.

- песчаники мелкозернистые алевроитовые обладают величинами пористости в среднем 13%, тип пустотного пространства – межзерновые поры, размер которых достигает 0,921 мм, в среднем составляя 0,13 мм. Поры достаточно сложной формы, часто имеют удлинённые очертания, значения формфактора здесь составляет 0,1-0,3.

Наиболее перспективными с точки зрения пород-коллекторов являются фации русел временных потоков, а также фации верхних частей конусов выноса временных потоков. Доля вторичных преобразований пород-коллекторов в пределах зоны Ангарских складок значительно выше, что повышает степень геологической неоднородности продуктивных пород.

Таким образом, при планировании размещения объёмов геолого-разведочных работ нацеленных на выявление залежей углеводородов в отложениях оскобинской свиты, необходимо учитывать распределение фациально-палеогеографических зон, а так же интенсивность и направленность вторичных процессов в породах-коллекторах.

Список литературы

1. Алексеев В.П. Атлас фаций юрских угленосных терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
2. Арчegov В.Б. Строение, нефтегазоносность и факторы контроля зональных скоплений углеводородов в древних комплексах Сибирской платформы / Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2010. - Т.5. - №3, с. 1-13.
3. Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р., Жегалло Е.А., Жмур С.И., Карпов Г.А., Орлеанский В.К., Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Сумина Е.Л., Ушатинская Г.Т., Хувер Р., Школьник Э.Л. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах: научное издание/ М.М. Астафьева, Л.М. Герасименко, А.Р. Гептнер, Е.А. Жегалло, С.И. Жмур, Г.А. Карпов., В.К. Орлеанский, А.Г. Пономаренко, А.Ю. Розанов, Е.Л. Сумина, Г.Т. Ушатинская, Р. Хувер, Э.Л. Школьник. – Москва: ПИН РАН, 2011.
4. Абызов С.С., Велш М., Вестал Ф., Воробьева Е.А., Гептнер А.Р., Герасименко Л.М., Гиличинский Д.А., Жегалло Е.А., Заварзин Г.А., Звягинцев Д.Г., Орлеанский В.К., Раабен М.Е., Розанов А.Ю., Сергеев В.Н., Соина В.С., Ушатинская Г.Т., Хувер Р., Школьник Э.Л. Бактериальная палеонтология/ С.С. Абызов, М. Велш, Ф. Вестал, Е.А. Воробьева, А.Р. Гептнер, Л.М. Герасименко, Д.А. Гиличинский, Е.А. Жегалло, Г.А. Заварзин, Д.Г. Звягинцев, В.К. Орлеанский, М.Е. Раабен, А.Ю. Розанов, В.Н. Сергеев, В.С. Соина, Г.Т. Ушатинская, Р. Хувер, Э.Л. Школьник. – Москва: ПИН РАН, 2002.
5. Бабинцев А.Ф. Редколесная свита нижнеангарского фациального района как перспективный на нефть и газ объект изучения // В кн.: Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. КНИИГиМС. Вып 3. 2002, с.160-178.
6. Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформы./ К.И. Багринцева, А.Н. Дмитриевский, Р.А. Бочко. – М. – 264.
7. Баженова Т.К. Проблема нефтегазоносности базальных горизонтов бассейнов древних платформ в аспекте их катагенетической эволюции / Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2008. – №3. – с. 1-21.
8. Баженова Т.К. Формационно-циклический анализ отложений венда-палеозоя Сибирской платформы и их нефтегазоносность // В кн. Формации осадочных бассейнов. М.:Наука.- 1968.- с.226-232.
9. Баженова Т.К., Беляева Л.С. Генерация углеводородов на больших глубинах в чехле древних платформ и прогноз нефтегазоносности / В кн.: Условия образования на больших

- глубинах. М.: Наука.- 1983, с.98-103.
10. Баженова Т.К., Дахнова М.В., Можегова С.В. Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности ее домезозойского мегабассейна / Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. - №2, с. 1-21.
 11. Базанов Э.А. Блоковое строение Юрубченского нефтегазового месторождения Лено-Тунгусской провинции / Э.А. Базанов, Г.Д. Кулик, В.В. Забалуев, В.Б. Арчegov // Нефтегазоносные бассейны Западно-Тихоокеанского региона и сопредельных платформ. Сравнительная геология, ресурсы и перспективы освоения. СПб.: ВНИГНИ, 1998, с. 116-119.
 12. Бакин В.Е., Воробьев В.Н., Евтушенко В.М. Нефтегазоносность рифейских и вендских толщ Сибирской платформы // В кн.: Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока.-Тр. ИГиГСо АН СССР,-Вып.513.-198, с.25-41.
 13. Бакиров А.А., Бакиров Э.А., Мстиславская Л.П. и др. Геологические условия формирования и размещения зон нефтегазонакопления // М.:Наука.-1982.-с. 238.
 14. Бакиров А.А. Геологические основы прогнозирования недр // М.: Недра.-1973.- 332с.
 15. Бакиров А.А., Бакиров Э.А., Габриэлянц Г.А., Керимов В.Ю., Мстиславская Л.П. Теоретические основы поисков и разведки нефти и газа / Под ред. Э.А. Бакирова и В.Ю. Керимова: Учебник для вузов. В 2-х кн. - 4-е изд., перераб. и доп. - Кн. 1: Теоретические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. - М.: ООО "Издательский дом Недра", 2012. - 412 с.
 16. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. Тектоническая история Енисей-Байкитского региона / Геология и геофизика.-1996.- №4.-Т.37, с. 23-38.
 17. Беленицкая Г.А., Задорожная Н.М., Иогансон А.К., Антошкина А.И., Беляева Г.В., Вагапов С.У., Ганелин В.Г., Гагарина Н.С., Дронов А.В., Елисеев А.И., Козенюк Д.И., Литвин В.А., Натальин Н.А., Никитин И.Ф., Никитина А.П., Овсянников В.С., Преображенский Б.В., Преображенский М.Б., Петров В.В., Русецкая Н.Н., Соловьев Е.В., Степанов С.А., Чувашов Б.И., Шуйский В.П., Ярошенко А.В. Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР/ Г.А. Беленицкая, Н.М. Задорожная, А.К. Иогансон и др. – М: Недра, 1990. – 291 с.
 18. Битнер А.К. // Отчет по теме: Комплексный анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по западной части Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Отчет в 2-х книгах.-Красноярск.-1988. - с.110.
 19. Бирюкова М.А. Оценка перспектив нефтегазоносности вендского нефтегазоносного комплекса Оморинского нефтегазоносного района, уточнение и детализация схемы его фациального районирования на основе комплекса литолого-фациальных данных:дис.

- ...канд. геол.-мин. наук: 25.00.12 / Бирюкова Марина Александровна. – Новосибирск., 2009. – 202 с.
20. Богдан В.А., Дёка А.А., Жуковин Ю.А., Матвеева Т.Н и др. Нефтегазоносность северной части Богучано-Манзийского выступа // В сб. материалов научно-практической конференции «Перспективы развития нефтегазодобывающего комплекса Красноярского края». Редакционно-изд. Центр КНИИГиМС.-Красноярск.-2007, с.43-49.
 21. Благовещенская М.Н. Некоторые особенности строения юго-западной части Сибирской платформы / Тезисы докл. Сопещения по геологическому строению минеральным ресурсам Сибирской платформы. Иркутск. Вып 2. 1960, с.34-41.
 22. Благодатский А.В., Владимиров А.И., Галимова Т.Ф., Диденко А.Н., Карлова Г.А., Карпинский Р.Б., Образцов В.Н., Шенфиль В.Ю. О корреляции верхнедокембрийских отложений Присяянья и юга Енисейского кряжа // Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980.
 23. Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района // Геология и геофизика. 1975. №8. с. 67-77.
 24. Буш В.А. Строение Иркиннеево-Чадобецкого авлакогена по данным комплексных аэрогеофизических съемок / Современные аэрогеофизические методы и технологии, 2009, вып. 1, т. 1, с. 143 – 153.
 25. Буш В.А. Строение кристаллического фундамента южной части Сибирского кратона (Камовский и Непский своды) / Разведка и охрана недр, 2011, №7, с. 36-44.
 26. Вальчак В.И., Евграфов А.А., Горюнов Н.А., Бабинцев А.Ф. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности рифейского комплекса пород юго-западной части Сибирской платформы / Геология и геофизика, 2011, т. 52, №2, с. 289-298.
 27. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, №7-8, с. 169-181.
 28. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа / Геология и геофизика, 2006, т. 47, №1, с. 35-52.
 29. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеонтологические данные / Геология и геофизика, 2009, т. 50, №4, с. 502-519.
 30. Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. Изотопно-геохимические

- особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые, 1994, №4, с. 49-75.
31. Волков Э.В., Чичмарев В.Г. Основные черты тектоники юга Сибирской платформы / Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. Сб. научных трудов.-М., изд. ИГиРГИ.-1985.-с.22-30.
 32. Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. и др. Материалы по абсолютной геохронологии докембрия Енисейского кряжа / Тез. докл. совещ.: Стратиграфия отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока.-Новосибирск.: Изд. СО АН СССР.-1962.- с.64-72.
 33. Вологдин А.Г. К стратиграфии докембрия и кембрия восточной окраины Енисейского кряжа / Известия АН СССР.-Сер. геол.-1944.-№3.-с.15-18.
 34. Воробьева, Л.И. Археи/ Л.И. Воробьева. М.:ИКЦ «Академкнига», 2007. – 447 с.
 35. Вотях О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы / М.: Наука.-1968.-138 с.
 36. Гаврилов В.П. Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере / Геология нефти и газа.-1989.-№1.- с.1-8.
 37. Гаврилов В.П., Руднев А.Н., Условия формирования углеводородов в рифтовых зонах//Сб. науч. тр.: Нефтегазовые ресурсы.-М.-1994.-С.4.
 38. Горлов И.В., Качинская И.В., Санькова. Планирование разведки залежей в терригенных пластах венда на Оморинском лицензионном участке / Нефтегазовая геология. Теория и практика. Т 7. № 1. 2012, с. 1-13.
 39. Гурова Т.И., Чернова Л.С. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы / М.:Недра.-1988.-251с.
 40. Гусев М.В. Микробиология/ М.В. Гусев, Л.А. Минеева. М: Изд-во Московского университета, 2004. – 448 с.; Шлегель, Г. Современная микробиология. Прокариоты: В 2-х томах. Пер. с англ. Под ред. Ленглера Й., Дрекса Г., Шлегеля Г./ Г. Шлегель. М.: Мир, 2005.
 41. Гутина О.В. и др. Новые данные по стратиграфии венда и рифея юго-западной части Сибирской платформ / Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы. М-лы науч.-практ. конф. ФГПУ СНИИГиМС.-2003.-с.218-221.
 42. Делова В.Е., Стариков Л.Е., Корнеев М.В., Стаценко Л.А. Венд и низы кембрия Байкитской антеклизы и Катангской седловины // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИГиМС, 1985, с. 22-28.
 43. Дёка А.А. Геологическое строение центральной части зоны Ангарских складок / Отчет

- Ангарской тематической партии №204/95-97.-п.Геофизиков -1997.-с.82.
44. Дмитриевский А.Н., Илюхин Л.Н., Постникова О.В., Тихомирова Г.И., Фомичева Л.Н. Роль блоковых движений земной коры в формировании седиментационных циклитов вендско-нижнекембрийского подсолевого карбонатного комплекса Байкитской антеклизы / Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.- №11, -1996. - с.2-5.
 45. Дмитриевский А.Н., Самсонов Ю.В., Вагин С.Б., Илюхин Л.Н. и др. Историко-генетическая оценка нефтегазообразования и нефтегазонакопления в осадочных бассейнах Сибирской платформы / М.: Недра.-1989.- 220с.
 46. Дмитриевский А.Н. Системно-литологические основы прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств горных пород / Системные исследования при прогнозировании нефтегазоносности недр. М.: Недра.- 1986.- с.161-180.
 47. Дмитриевский А.Н., Баженова Т.К., Илюхин Л.Н., и др. Эволюция осадочных бассейнов в вендско-палеозойскую эру Сибирской платформы и прогноз их нефтегазоносности / Обз. информ. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М.: ВНИИГазПром.-1992.-98с.
 48. Жарков А.М. Особенности поисков УВ скоплений в отложениях базальных комплексов осадочного чехла древних платформ России. – СПб.: Недра: 2004. – 169 с.
 49. Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию: Учебное пособие. - М.: Книжный дом "Университет", 2001. - 256 с.
 50. Заварзин Г.А. Алкалофильное микробное сообщество как аналог наземной биоты. / Г.А. Заварзин. – Бактериальная палеонтология.
 51. Заварзин Г.А. Мегабиология/ Г.А. Заварзин//Природа. – 2008. - №8
 52. Золотов А.Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ // М.:Недра.-1982.-327с.
 53. Иванов М.В., Каравайко Г.И. Геологическая микробиология/Микробиология. – 2004. - Т.73, № 5. - С. 581-597.
 54. Калинин М.К. Зависимость строения и нефтегазоносность природных резервуаров от характера цикличности слагающих их отложений // В кн.: Цикличность осадконакопления и формирования залежей нефти и газа. М.-1985.-с.20-26.
 55. Карогадин Ю.Н. Седиментационная цикличность // М.:Недра.-1980.
 56. Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Палеогеография верхнего докембрия СССР // В кн. Геология докембрия. Доклады сов. геол. на XXIII сессии МГК.- 1968.
 57. Константинова Л.Н., Романов М.И. Корреляция нефтегазоносных пластов терригенного

- венда центральных и южных районов Байкитской НГО / Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2011, №4, с. 4-10.
58. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции в верхнем протерозое Сибирской платформы / Геология и геофизика.-1996.-Т.37. -№8.-с.166-195.
59. Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. (ред.). Геология нефти и газа Сибирской платформы // М.: Недра, 1981, с. 552
60. Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Красавченко В.О. и др. Тектоника венд-силурийского структурного яруса осадочного чехла Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Сибирская платформа)/Геология и геофизика. -2004. Т.45.- №1.-с.100-108.
61. Конторович А.Э., Мельников Н.В., Сурков В.С., Трофимук А.А., Ефимов А.С., Гришин М.П. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Байкитский регион // Вып.6.-Новосибирск.-1994, -с.52.
62. Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А. и др. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы / Геология и геофизика, 2009, т.50, №8, с. 851-862.
63. Конторович А.Э., Костырева Е.А., Сараев С.В., Меленевский В.Н., Фомин А.Н. Литология и органическая геохимия венда Предъенисейской субпровинции (по результатам бурения скважины Восток 3) / Геология и геофизика. 2011. №9. с. 1213-1221.
64. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтей Г.М., Вотах О.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири // Новосибирск.: Изд-во СО АН СССР. -1964.
65. Кочнев Б.Б. Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы / Стратиграфия. Геологическая корреляция. Январь-февраль 2008. Т.16. №1. с. 22-33.
66. Краевский Б.Г. Стратиграфия рифейских нефтегазоносных отложений юго-западной части Сибирской платформы: Байкитская антеклиза, Катангская седловина // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. 422 с., С. 252-266.
67. Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с „горячими“ и „холодными“ полями мантии / Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270-1279.
68. Ларкин В.Н., Вальчак В.И. Прогнозирование новых зон нефтегазоаккумуляции на юго-западе Восточной Сибири / Геология нефти и газа, 2007, №1, с. 23-29.
69. Левин Ф.Д. Возможности комплексных аэрогеофизических съемок при прогнозировании

- коллекторов углеводородов в южной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции / Современные аэрогеофизические методы и технологии, вып. 1, т. 1, 2009, с. 154-172.
70. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. М.: Мир, 1986, 439 с.
71. Лобусев А.В. Геология и нефтегазоносность позднепротерозойских рифтовых систем Европейской части России // М.: Информационно-внедренческий центр Маркетинг. -2003.- 156 с.
72. Мазукабзов А.М. и др.; науч.ред Е.В.Склярв. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии // РАН. Сиб.отд-ие, Ин-т земной коры и др.- Новосибирск: изд-во СО РАН (вып.11), 2006, 367 с.
73. Мельников Н.В. Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы / Геология и геофизика. -№3.-1982.-с.29-40.
74. Мельников Н.В. Региональная стратиграфическая схема венда и верхов рифея юго-западной части Сибирской платформы / М-лы науч.-практ.конф.: Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск: ФГУП СНИИГГиМС.-2003. с.59-62.
75. Мельников Н.В., Исаев А.В. Сейсмогеологические модели и перспективные нефтегазоносные объекты вендского комплекса в Байкитской нефтегазоносной области / Геология и геофизика, 2004, т. 45, №1, с. 134-143.
76. Мельников Н.В., Константинова Л.Н. Литолого-фациальное районирование нижнего венда Байкитской НГО / Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006, №7, с. 25-34.
77. Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В. Зоны нефтегазонакопления в районах проведения геолого-разведочных работ Лено-Тунгусской провинции / Геология и геофизика, 2011, т.52, №8, с. 1151-1163.
78. Мельников Н.В., Шемин Г.Г., Ефимов А.О., Сафронова И.Г. Циклостратиграфия венда, нижнего и среднего кембрия юга Сибирской платформы / Геология и геофизика, №2.- 1981.- с.32-47.
79. Мельников Н.В. Литология и условия формирования вендских и кембрийских отложений в южной половине Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // М.:Наука. 1981. с.51-56.
80. Мигурский А.В., Носкова Е.С. Геодинамика формирования Нижнеангарской зоны нефтегазонакопления на юго-западе Сибирской платформы / Геология нефти и газа, 2007, №4, с. 37-45.
81. Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона / Известия Томского

- политехнического университета. 2009, Т. 314, №1, с. 5-16.
82. Носкова Е.С. Структурно-тектонические критерии нефтегазоносности нижнеангарского самостоятельного нефтегазоносного района: дис. ...канд. Геол-мин. Наук: 25.00.12/ Носкова Екатерина Станиславовна. – М., 2015. – 143 с.
83. Обстановки осадконакопления и фации: Пер. с англ. / Под ред. Х.Г. Рединга. М.: Мир, 1990. Т.1, 352 с., Т.2, 384 с.
84. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция (Под ред. Леонова Ю.Г., Воложа Ю.А) // Тр.ГИН РАН.вып.543. М.: Научный мир.- 2004г.- с.526.
85. Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрохимия) // Новосибирск.: Наука.-1982.-206 с.
86. Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения // Сб. науч.тр. отв. ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск, 1983. 91с. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск. Наука.-1983.-83 с.
87. Постникова О.В. Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы и его нефтегазоносность: дис. ...д-ра геол.-мин. наук: 25.00.06 / Постникова Ольга Васильевна. – М., 2008. – 442 с.
88. Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Тихомирова Г.И., Шапошникова Е.Ю., Соловьева Л.В. Литолого-формационная модель рифей-вендских отложений Иркинеево-Чадобецкой рифтовой зоны // Разведка и охрана недр, №12, 2005, с. 71-73.
89. Постникова О.В., Тихомирова Г.И., Фомичева Л.Н., Соловьева Л.В. Литогеодинимический метод решения проблем стратификации продуктивных рифей-вендских отложений древних рифтовых систем / Разведка и охрана недр, №11, с. 61-63, 2005 г.
90. Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Соловьева Л.В. Палеогеографические и палеогеодинимические условия формирования рифей-вендского осадочного бассейна юга Сибирской платформы в связи с его нефтегазоносностью / Геология нефти и газа. -2008.- №1.- С. 8-15.
91. Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Соловьева Л.В., Пошибаев В.В., Коновальцева Е.С. Природные резервуары рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы. Особенности строения и закономерности размещения / Геология нефти и газа, №6, 2010 г., с. 54-64.
92. Постникова О.В., Соловьева Л.В., Фомичева Л.Н. Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы / Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-ого Всероссийского

- литологического совещания. Казань, 26-30 сентября 2011 г. Том II, с. 155-158.
93. Постникова О.В., Соловьева Л.В., Коновальцева Е.С., Пошибаев В.В. Литологические особенности и условия формирования базальных отложений венда западного склона Байкитской антеклизы / Нефть, газ и бизнес. 2012. №11.
94. Пошибаев В.В., Данилко Н.К., Козионов А.Е. Анализ разломно-блоковой структуры осадочного чехла в пределах Иркинеево-Чадобецкого палеорифта / Сборник тезисов Юбилейной X Всероссийской конференции молодых ученых, специалистов и студентов «Новые технологии в газовой промышленности» (газ, нефть, энергетика), 8-11 октября 2013 г., Секция 1 Геология, поиск и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, М.: 2013, с. 26-27.
95. Пошибаев В.В. Особенности строения, литофациальная характеристика и перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений Иркинеево-Чадобецкого внутриконтинентального палеорифта / Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященной памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского / Под редакцией С.В. Рассказова, А.М. Никишина, С.П. Приминной. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. - Т.2. - с. 25-28.
96. Пошибаев В.В., Сим Л.А. Возможная связь неотектонических напряжений и газоносности на некоторых месторождениях Приангарья / Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы третьей молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2013. Т1, с. 284-289.
97. Пошибаева, А.Р., Биомасса бактерий, как источник углеводородов нефти: дис. канд. хим.-х наук/А. Р. Пошибаева, – 2015. – 124 с.
98. Решение Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири.-Новосибирск.-1983.-216 с.
99. Решение четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы // Новосибирск.- 1989.-64с.
100. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника.-2003.-№3.-С.3-21.
101. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков Северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Недра. Ленингр. отделение, 1973. 310 с.
102. Сарвинов А.Д., Вальчак В.И., Еханин А.Г. и др. Структура осадочного чехла западной

- части Байкитской антеклизы в связи с перспективами её нефтегазоносности / «Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы». Материалы науч.-практич.конф. – Новосибирск.-2003.-с.-270-273.
103. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 242 с.
104. Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, №6. с. 33-50.
105. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.:// Наука, 1983. 224 с.
106. Ситников В.С. Прогноз нефтегазоносности древних платформ в свете новых идей (на примере Сибирской платформы) // Новые идеи в науках о земле: Тез.докл IV межд.конф.- М.,-1999.-с.271-272
107. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Важнейшие рубежи докембрийской эволюции южной краевой части Сибирского кратона / Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Мат.совещ.-Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. - с.242-243.
108. Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы // Тр. ИГиГ СО АН СССР, в.298.- 1977.-295с.
109. Советов Ю.К., Благовидов В.В. Шельфовое осадконакопление на поздней стадии развития Вороговского прогиба (Енисейский кряж) / Геология и геофизика.-1996.-№4, т.37.-с.45-51.
110. Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы / В кн.: Докл.сов. геологов на XXII сессии МГК (проблема 10). М.-1964.-с.135-150.
111. Соколов Б.С. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных // Вестник АН СССР.-1972,-№8.-с 48-54.
112. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов // М.:Наука.-1980.- 288 с.
113. Соколов Б.С., Очерки становления венда // М.:КМК Лтд.-1997. 156с
114. Соколов Б.С. Рифей и венд в геохронологической перспективе поисков докембрийских углеводородов / Геология и геофизика. 1999, т.40, № 10, с.1389-1396.
115. Соколов Б.С. Хроностратиграфическое пространство литосферы и венд как геоисторическое подразделение Неопротерозоя / Геология и геофизика, 2011, т. 52, №10, с. 1334-1348.
116. Старосельцев В.С. Проблема выделения рифтогенных прогибов – перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования / Геология и геофизика, 2009,

- т.50, №4, с. 475-483.
117. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н.В. Мельников [и др.]. – Новосибирск, Изд-во СО РАН «Гео», 2005. -428 с.
118. Тумашев И.В. Строение, состав, обстановки формирования резервуаров нефти и газа в венде и кембрии южной части Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции: дис. ...канд. Геол.-мин. Наук:25.00.12/ Тумашов Игорь Викторович. – Н., 2014. – 206с.
119. Условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления в вендских и кембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Тр. ВостСибНИИГГиМС. Вып.7.-1971. -205 с.
120. Фролов Б.М., Ефимов М.И., Белозерова Н.Н., Иванова Л.К. Основные черты тектоники осадочного чехла южной части Сибирской платформы // Л., Недра. 1976.112 с. Труды ВНИГРИ, вып.360.
121. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный Мир. 2001. 606 с.
122. Хаин Е.В., Постников А.В., Постникова О.В., Соловьева Л.В., Пошибаев В.В. Нефтегазоносность древних шельфов Палеоазиатского океана / Материалы Международной конференции «Неопротерозойские осадочные бассейны: стратиграфия, геодинамика и нефтегазоносность» (30 июля-14 августа 2011 г., Россия, г. Новосибирск) - с. 69-70.
123. Харахинов В.В., Шленкин С.И. Нефтегазоносность локембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. - М.: Научный мир, 2011. - 420 с.
124. Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А., Рябченко В.Н., Зоценко Н.А. Нефтегазоносность докембрийских толщ Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления / Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. - №1. С. 1-31
125. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее- раннем палеозое / Геотектоника. 2009. № 2. С. 37-56
126. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса //М.:ГЕОС. – 2006. – 608 с.
127. Хоментовский В.В. Байкалий – принципиальный этап истории геологического развития Сибири // геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и её обрамления. Л.: Наука,1990. с. 222-237.
128. Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850-650 млн лет) / Геология и геофизика, том 43, №4, -2002. с. 313-333.
129. Хоментовский В.В., Наговицин К.Е.. Неопротерозой запада Сибирской платформы / Геология и геофизика. 1998. т.39. №10. с. 1365-1376.

130. Хоментовский В.В., Постников А.А., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш. и др. Стратиграфия позднего докембрия Сибирской платформы и положение в ней нефтегазоносных толщ (по данным палеонтологии) / Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы. М-лы научно-практической конф. ФГПУ СНИИГиМС. 2003. с.55-59.
131. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы // Труды ИГиГ СО АН СССР.-1997. 298 с.
132. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и кембрия Сибирской платформы. // М.: Наука.- 1972. 356 с.
133. Хоментовский В.В. Актуальные вопросы стратиграфии неопротерозоя в Сибирском гипостратотипе рифея / Геология и геофизика. 2005. – т. 46, №5, с. 529-545.
134. Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2007. – т. 48, №9, с. 921-933.
135. Хоментовский В.В. Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение Неопротерозоя / Геология и геофизика, 2014, т.55, №3, с. 464-472.
136. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России // М.: Изд-во ВНИГНИ.-2006.-776 с.
137. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина) // Новосибирск: Из-во СО РАН, 2007. 467 с.
138. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы // Новосибирск: Наука.- 1996. С. 27-28.
139. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт. 2008.
140. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие – М.: ЭСЛАН. 2008. 356 с.
141. Andre Baldermann, Artur P. Deditius, Martin Dietzel, Vanessa Fichtner, Cornelius Fischer, Dorothee Hippler, Albrecht Leis, Claudia Baldermann, Vasileios Mavromatis, Christian P. Stickler, Harald Strauss. The role of bacterial sulfate reduction during dolomite precipitation: Implications from Upper Jurassic platform carbonates./ Andre Baldermann, Artur P. Deditius, Martin Dietzel, Vanessa Fichtner, Cornelius Fischer, Dorothee Hippler, Albrecht Leis, Claudia Baldermann, Vasileios Mavromatis, Christian P. Stickler, Harald Strauss.// Chemical Geology. – 2015. – 412.

142. Crisogono Vasconcelos, Judith A. MacKenzie, Stefano Bernasconi, Djordje Grujic, Albert J. Tien. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. / Crisogono Vasconcelos, Judith A. MacKenzie, Stefano Bernasconi, Djordje Grujic, Albert J. Tien.// *Nature*. – 1995. - 21 september.
143. David T. Wright. The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia./ David T. Wright.// *Sedimentary Geology*/ - 1999. – 126.
144. Elso S. Barghoorn, J. William Schopf. Microorganisms from the Late Precambrian of Central Australia/ Elso S. Barghoorn, J. William Schopf.// *Science*/ - 1965.- Vol. 150, Issue 3694, pp. 337-339.
145. Irina A. Bundeleva, Liudmila S. Shirokova, Pascale Bénézech, Oleg S. Pokrovsky, Elena I. Kompantseva, Stéphanie Balor. Calcium carbonate precipitation by anoxygenic phototrophic bacteria/ Irina A. Bundeleva, Liudmila S. Shirokova, Pascale Bénézech, Oleg S. Pokrovsky, Elena I. Kompantseva, Stéphanie Balor.// *Chemical Geology*. – 2012. – 291.
146. *Sandstone Depositional Environments*/ Edit by Peter A. Scholle and Darwin Spearing. //The American Association of Petroleum Geologists. – 1998. – 410.
147. Rolf Warthmann, Yvonne van Lith, Crisógono Vasconcelos, Judith A. McKenzie, Anne Marie Karpoff. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments/ Rolf Warthmann, Yvonne van Lith, Crisógono Vasconcelos, Judith A. McKenzie, Anne Marie Karpoff.// *Geology*. – 2000. – 12.
148. Robert L. Folk. Nannobacteria and precipitation of carbonate in unusual environments/ Robert L. Folk.// *Sedimentary Geology*. – 1999. - accepted 3 March 1999.
149. Shicai Deng, Hailiang Dong, Guo Lv, Hongchen Jiang, Bingsong Yu, Michael E. Bishop. Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: Results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China. / Shicai Deng, Hailiang Dong, Guo Lv, Hongchen Jiang, Bingsong Yu, Michael E. Bishop.// *Chemical Geology*. – 2010. – 278.
150. Tomaso R.R. Bontognali, Crisógono Vasconcelos, Rolf J. Warthmann, Christophe Dupraz, Stefano M. Bernasconi, Judith A. McKenzie. Microbes produce nanobacteria-like structures, avoiding cell entombment/ Tomaso R.R. Bontognali, Crisógono Vasconcelos, Rolf J. Warthmann, Christophe Dupraz, Stefano M. Bernasconi, Judith A. McKenzie.// *Geology*. – 2008. – v.36, no. 8.
151. Y. van Lith, C. Vasconcelos, R. Warthmann, J.C.F. Martins, J.A. McKenzie. Bacterial sulfate reduction and salinity: two controls on dolomite precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho (Brazil)/ Y. van Lith, C. Vasconcelos, R. Warthmann, J.C.F. Martins, J.A. McKenzie.//

- Hydrobiologia. – 2002. - 485.
152. Yvonne van Lith, Rolf Warthmann, Crisogono Vasconcelos, Judith A. McKenzie. Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation/ Yvonne van Lith, Rolf Warthmann, Crisogono Vasconcelos, Judith A. McKenzie// Sedimentology. – 2003. – 50.
153. Yvonne van Lith, Rolf Warthmann, Crisogono Vasconcelos, Judith A. McKenzie. Role of sulfate reducing bacteria during microbial dolomite precipitation as deduced from culture experiments/ Yvonne van Lith, Rolf Warthmann, Crisogono Vasconcelos, Judith A. McKenzie// Journal of Conference Abstracts. – 2000. – 5(2).
154. Yvonne van Lith, Rolf Warthmann, Crisogono Vasconcelos, Judith A. McKenzie. Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation/ Yvonne van Lith, Rolf War Thmann, Crisogono Vasconcelos, Judith A. McKenzie// Geobiology. – 2003. – 1.
155. Yvonne van Lith. The role of sulphate-reducing bacteria in dolomite formation: dis. ...doctor of natural science/Yvonne van Lith. – Swiss Federal Institute of Technology Zurich., 2001.
156. T. N. Zhilina, G. A. Zavarzin, F. A. Rainey, E. N. Pikuta, G. A. Osipov, N. A. Kostrikina. Desulfonatronovibrio hydrogenovorans gen. nov . sp. nov., an Alkaliphilic, Sulfate-Reducing Bacterium/ T. N. Zhilina, G. A. Zavarzin, F. A. Rainey, E. N. Pikuta, G. A. Osipov, N. A. Kostrikina. – International Journal of Systematic Bacteriology. – 1997. - Vol. 47, No. 1