К. С. Иванов, В. Б. Писецкий, Ю. В. Ерохин, В. В. Хиллер, О. Э. Погромская

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФЛЮИДОДИНАМИКА ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ВОСТОКЕ ХМАО)

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральская секция Научного совета по тектонике и геодинамике Уральское отделение Российского минералогического общества

К.С.Иванов, В.Б. Писецкий, Ю.В. Ерохин, В.В. Хиллер, О.Э. Погромская

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФЛЮИДОДИНАМИКА ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ВОСТОКЕ ХМАО)

Екатеринбург, 2016 г.

УДК 55(571.122) ББК 26.3(253.3) ГЗб

Иванов К. С., Писецкий В. Б., Ерохин Ю. В., Хиллер В. В., Погромская О. Э. Геологическое строение и флюидодинамика фундамента Западной Сибири (на востоке ХМАО) / К. С. Иванов, В. Б. Писецкий, Ю. В. Ерохин, В. В. Хиллер, О.Э. Погромская. — Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2016. — 242 с.

ISBN 978-5-7691-2466-2

Приведены результаты исследований, в процессе которых получен значительный объем новых геолого-геофизических данных о фундаменте восточной части Ханты-Мансийского автономного округа — Югры (ХМАО). На основании комплексного геолого-геофизического анализа составлена геологическая карта доюрского фундамента востока ХМАО (масштаба 1:500000) с врезкой масштаба 1:200000 на Пылькараминский участок. Выполнен комплексный анализ потенциальных полей, структурных карт по основным отражающим горизонтам, цифровой модели дневного рельефа и временным разрезам по региональных сейсмическим профилям. Созданы модели флюидодинамической структуры бассейна масштаба 1:200000 в границах восточной части ХМАО и на уровне 1:100000 в пределах Пылькараминского участка. Проведено тектоническое районирование фундамента востока ХМАО и выделено 8 субмеридиональных структурно-формационных зон, различающихся набором и структурой слагающих их формаций, историей геологического развития и, соответственно, физическими полями. Проведено комплексное изучение петрографии, петро- и геохимии, биостратиграфии, а также геохронологии и изотопии доюрских образований восточной части ХМАО по керну глубоких скважин.

Книга представляет интерес для специалистов в области геологии, минералогии, геохимии и геофизики.

Библиогр. назв. 173. Рис. 114. Табл. 38

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201)

> УДК 55(571.122) ББК 26.3(253.3)

Ответственный редактор: советник РАН, академик **В.А. Коротеев** (ИГГ УрО РАН)

Рецензенты: член-корреспондент РАН **В. Н. Пучков** (ИГ УНЦ РАН) доктор геол.-мин. наук **А. Ю. Кисин** (ИГГ УрО РАН)

© Коллектив авторов, 2016 г.

ISBN 978-5-7691-2466-2

ОГЛАВЛЕНИЕ

| ВВЕДЕНИЕ |
|---|
| Глава 1. СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХМАО-ЮГРЫ7 |
| 1.1. Позиция территории в глобальных тектонических моделях8 |
| 1.2. Основные черты строения и новая геологическая карта доюрского основания восточной части XMAO11 |
| Глава 2. МЕТОДИКА И ТЕХНОЛОГИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ (ДФМ) В ОСНОВЕ ПРОГНОЗА НЕФТЕНОСНОСТИ |
| Глава 3. ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХМАО |
| Глава 4. ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЫЛЬКАРАМИНСКОГО УЧАСТКА |
| Глава 5. ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА ГЛУБОКИХ СКВАЖИН77 |
| 5.1. Литолого-петрографическое описание пород |
| 5.2. Палеонтологическое изучение осадочных пород |
| 5.3. Определения абсолютного возраста |
| 5.4. Петро-геохимические особенности пород востока XMAO 169 |
| 5.5. Минералогия пород востока XMAO188 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ (ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОКА ХМАО) |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ |

ВВЕДЕНИЕ

Поскольку нефтегазовые доходы в предкризисном 2014 г. составляли ²/₃ доходной части бюджета России (а нефтегазовые холдинги заработали 98% прибыли крупнейших компаний России — РБК, 23 сентября 2015), понятен интерес к изучению геологии Западной Сибири вообще (которая, безусловно, есть главный углеводородный регион России), так и к исследованиям ее фундамента [1–127 и мн. др.]. Причем главное тут — это реальная оценка его нефтегазового потенциала.

Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн является, и еще достаточно долго будет оставаться, главным поставщиком нефти и газа России. Поэтому всестороннее изучение Западной Сибири, в том числе и ее фундамента, интенсивно продолжается более полувека [Ананьева и др., 2008; Ростовцев, 1964 и др.; Конторович и др., 1975, 2003, 2008 и др.; Богуш и др., 1975; Бочкарев, Криночкин, 1988; Елкин и др., 2001, 2008 и др.; Конторович, 2007 и др.; Краснов и др., 1993; Решения.., 1999; Иванов и др., 2003, 2005, 2007, 2008, 2009 и др., Клец и др., 2007 и др.; Сурков, Жеро, 1984; Федоров и др., 2003, 2004 и др.; Фундамент.., 2008 и литература в этой книге и многие др.].

Главные нефтяные месторождения Западной Сибири, как известно, сосредоточены в ее центральной части, а особенно — в центральной части Ханты-Мансийского автономного округа — Югры (далее ХМАО). Западная и восточная части Западной Сибири содержат гораздо меньше месторождений нефти, соответственно они и гораздо хуже изучены, особенно их кристаллический фундамент (доюрское основание). Тем не менее, именно с Западной Сибирью по-прежнему связаны основные перспективы открытия новых залежей углеводородов в России. Так, иногда фигурируют оценки, что в морских и океанических бассейнах Российской части Арктики (и той территории, на которую РФ претендует) содержатся ресурсы углеводородов от 80 до 100 млрд тонн. Однако, даже не говоря об западных санкциях на поставку технологий, такие оценки пока в лучшем случае можно назвать экспертными, да и ресурсы — это еще совсем далеко не запасы. Пока же даже такой арктический сверхгигант, как Штокмановское месторождение газа, похоже, не очень актуален, во всяком случае, прогнозы по его сдаче в эксплуатацию отодвигаются на все более дальний срок.

Вышесказанное свидетельствует, на наш взгляд, о достаточно высокой актуальности изучения геологии доюрского основания восточной части XMAO.

В Западно-Сибирской плите, как известно, традиционно выделяется три главных структурных этажа:

1) складчатый фундамент, сложенный формациями почти исключительно палеозойского возраста;

2) рифтовый (или промежуточный) структурный этаж, представленный базальтами, иногда базальтами и риолитами раннего триаса, сменяющимися вверх по разрезу терригенными толщами среднего и позднего триаса;

3) ортоплатформенный чехол, сложенный юрскими и более молодыми, практически недислоцированными осадочными толщами, которые и вмещают почти все месторождения углеводородов Западной Сибири. Мощность осадочного чехла увеличивается в северном направлении, достигая 6 км и более.

Первые два этажа обычно называют доюрским основанием Западно-Сибирской плиты.

Интерес к залежам углеводородов, связанных с резервуарами фундамента Западно-Сибирской плиты, возник сразу же после открытия промышленных залежей газа и нефти в 60-х гг. прошлого столетия в Березовском и Шаимском районах Приуральской части региона, где уже первыми скважинами была установлена продуктивность верхней части палеозойского комплекса. Сейчас триасовые и палеозойские формации доюрского основания Западно-Сибирской плиты вскрыты более чем 5 тыс. скважин, расположенными, впрочем, весьма неравномерно, преимущественно в южных и центральных районах Западной Сибири. Стратиграфия палеозойских толщ фундамента изучена в целом пока недостаточно. Исключение составляют лишь небольшие блоки существенно карбонатных отложений девона–карбона [Богуш и др., 1975; Елкин и др., 2001 и др.].

Концепция изучения восточной части XMAO-Югра сформирована авторами настоящей работы на основе главной идеи: нефтеносность ортоплатформенного чехла и фундамента обусловлена глубинным строением и процессами современной геодинамики земной коры. Реализация этой идеи потребовала привлечения ряда геологических, геохимических и геофизических методик анализа фондовых данных НАЦ РН им. В. И. Шпильмана, кернового материала и публикаций по рассматриваемой проблеме. Изучение современной флюидодинамики особенно важны постольку, поскольку все месторождения нефти (по крайней мере, легкой нефти) молодые. Еще В. Б. Порфирьев [1987 и др.] и другие классики нефтяной геологии показали, что нефть имеет, как правило, неоген-четвертичный возраст. Как показывают современные геохимические исследования [Гущин и др., 2008 и др.] покрышки нефтяных месторождений обычно не являются такими уж абсолютно непроницаемыми. Сквозь них вверх идут потоки нефтяных газов и флюидов (которые геохимики собственно и измеряют), что, при условии отсутствия подпитки месторождения новой нефтью, ограничивает срок его существования, как правило, первыми млн лет. Конкретные расчеты времени существования нефтяных залежей показывают [Тимурзиев, 2008 и др.], что при отсутствии подпитки дополнительной нефтью оно не может превышать 5 млн лет, а большинство получаемых цифр еще меньше и составляет около 1 млн лет (до 0,2 млн лет).

Разделы этой книги, посвященные флюидодинамике, написаны В.Б. Писецким, остальные главы — другими соавторами.

Благодарности. Авторы выражают признательность Владимиру Андреевичу Волкову (НАЦ РН им. В. И. Шпильмана) за предоставленную возможность работать с геолого-геофизическими материалами по востоку ХМАО (включая керн скважин) и заинтересованное обсуждение результатов. Авторы благодарят рецензентов В. Н. Пучкова (ИГ УНЦ РАН), А. Ю. Кисина (ИГГ УрО РАН), а также В. А. Волкова за конструктивные замечания к этой работе. Кроме того, авторы благодарны всем аналитикам и палеонтологам принимавшим участие в исследованиях. Книга написана и опубликована при поддержке Российского научного фонда (грант № 16-17-10201 «Фундамент Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: геодинамическая история, оценка перспектив нефтеносности)».

Глава 1. СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХМАО-ЮГРЫ

1.1. Позиция территории в глобальных тектонических моделях

Существует ряд (более 30) постоянно уточняющихся схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты [Сурков, Трофимук, 1986] и др.; Елкин и др., 2001, 2008 и др.; Бочкарев и др., 2003 и др.; Клец и др., 2007; Сурков, Смирнов, 2008; Пучков 2003 и мн. др.], сильно отличающихся в трактовке разных авторов (см., например, очень разные схемы [Елкин и др., 2008] — рис. 1.1 и [Сурков, Смирнов, 2008], опубликованные в одной книге [Фундамент..., 2008]). Общей чертой схем является продолжение в пределы фундамента Западной Сибири окружающих плиту палеозойских складчатых поясов и их структурно-формационных зон. Практически все исследователи согласны, что фундаментом западной части Западно-Сибирской плиты являются структурные зоны восточного сектора Урала, а фундаментом востока плиты служат комплексы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Также общей чертой схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты является наличие непосредственно восточнее уралид крупного блока казахстанид, постепенно выклинивающегося к северу — см. рис. 1.1. Эти главные мегазоны (или домены) разделены крупными сутурами — Валериановской и Чарской.

Приуральская часть Западно-Сибирской плиты (мегазона V на рис. 1.1) сложена формациями восточного, палеостроводужного сектора Урала [Пейве и др., 1976; Иванов, 1998; Иванов и др., 2006 и др.]. В результате картирования крупных сегментов территории [Федоров и др., 2003; Иванов и др., 2003а и др.] разработана новая схема структурно-формационных зон фундамента западной части Западно-Сибирской плиты и, на этой основе, генерализованная (исходный масштаб 1:1000000) геологическая карта Приуральской части доюрского основания Западно-Сибирской плиты [Иванов и др., 2009]. Офиолиты и другие мафит-ультрамафитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа, достаточно широко развиты в фундаменте Западно-Сибирской плиты (особенно ее центральной и западной частей), обычно располагаясь вдоль крупных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны разного типа [Сурков, Трофимук, 1986; Добрецов, 2003 и др.]. Офиолиты образуют чаще всего не единые разрезы, а представлены, главным образом, фрагментами, тектонически скученными с другими толщами.



Рисунок 1.1. Фациальные районы и мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской плиты [Елкин и др., 2008]
Фациальные районы: 1 — Бованенковский, 2 — Новопортовский, 3 — Тагильский, 4 — Березово-Сартыньинский, 5 — Ярудейский, 6 — Шеркалинский, 7 — Шаимский, 8 — Красноленинский, 9 — Тюменский, 10 — Косолаповский, 11 — Уватский, 12 — Салымский, 13 — Усть-Балыкский, 14 — Ишимский, 15 — Тевризский, 16 — Туйско-Барабинский, 17 — Варьеганский, 18 — Нюрольский, 19 — Никольский, 20 — Колпашевский, 21 — Вездеходный, 22 — Тыйский, 23 — Ермаковский, XM — Хантымансийский. Римские цифры — номера мегазон, отмеченных в тексте

Наиболее представительный палеозойский офиолитовый комплекс, представленный меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами с прослоями яшм, описан между поселками Шаим и Супра, в пределах Шаимского нефтегазоносного района Приуральской мегазоны. Здесь в яшмах найдены позднеордовикские радиолярии и конодонты [Иванов и др., 20076], это наиболее древний из пока установленных комплексов фундамента Приуральской части Западной Сибири. Нижний структурный элемент офиолитов — ультрабазиты обычно полностью серпентинизированы и содержат бастит (псевдоморфозы серпентина по ортопироксену) в количестве до 10-20% объема породы. Слабо измененные шпинелевые лерцолиты изучены [Иванов и др., 2009] в пределах Турской площади Шаимского района. Их составы попадают в область, отвечающей примерно 5% степени выплавления MORB-базальтов из первичного неистощенного мантийного источника. Лерцолиты характеризуются повышенными содержаниями никеля и хрома, близкими к породам офиолитовой ассоциации. По всей видимости, шпинелевые лерцолиты являются реликтами меланократового основания раннепалеозойского (Уральского?) палеоокеана.

Завершением палеозойской геодинамической истории региона явилась коллизия, сопровождавшаяся складчатостью, тектоническим скучиванием, внедрением гранитных плутонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего Западно-Сибирского мегабассейна, определяется (на основании ряда Rb–Sr- и U–Pb-изохрон и других данных) в Приуральской части плиты как раннепермский. Относительно низкие величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гранитах ряда площадей (Isr = 0,7046–0,7047) Западной Сибири указывают, что субстратом для выплавления этих гранитоидов служили, по всей видимости, палеозойские комплексы со значительной долей мантийного, то есть океанического и островодужного материала, тектонически скученные в ходе позднепалеозойской коллизии.

В представлениях о развитии казахстанид (мегазона IV на рис. 1.1.) спорных вопросов существенно больше. Дискутируется как отнесение к ним отдельных районов, сложенных весьма разнообразными комплексами (среди которых в целом преобладают андезиты и их туфы, а также карбонатно-сланцевые комплексы девона-карбона и др.), так и вся история развития этой структурной единицы Западной Сибири. Обычно считается [Бочкарев, Криночкин, 1988; Ергалиев и др., 1995 и др.], что юг этой мегазоны представляет собой северное погружение Кокчетавского массива, а на севере располагается Красноленинский свод, и оба этих якобы докембрийских блока объединились, вероятно, во фране. Но предположение о наличии докембрия в Красноленинском своде не доказано. Отметим, что гранитоиды этого домена существенно древнее (440–450 млн лет, U–Pb метод, SHRIMP-II, наши данные), чем в Приуральской части (280– 300 млн лет). Субплатформенный режим установился в пределах казахстанид в конце позднего девона [Ергалиев и др., 1995 и др.]. На западе домена в раннем карбоне располагался, по-видимому, достаточно узкий шельф, на котором происходило накопление терригенно-карбонатных осадков большой мощности [Елкин и др., 2001]. Казахстаниды отделены от Приуральской части Западно-Сибирской плиты Валериановской сутурой, которая хорошо проявлена в магнитных и электромагнитных полях и прослеживается на глубину не менее 20–30 км [Дьяконова и др., 2008].

Чарская сутура располагается между казахстанидами и Сибирским доменом, возраст офиолитов этой сутуры определен как рубеж визейского и серпуховского веков, ранний карбон [Iwata et al., 1977]. Для этих и большинства других региональных разломов фундамента Западно-Сибирской плиты обосновывается их сдвиговая природа (причем амплитуда сдвигов — многие сотни км), связанная по палеомагнитным данным с вращением Сибирского домена относительно Европейского по часовой стрелке [Буслов и др., 2003; Казанский, Метелкин, 2008 и др.].

Ядром Сибирского домена является Сибирская платформа и окружающие ее складчатые области, среди которых на основе формационного анализа, а также изотопных и палеонтологических данных реконструируются три первичные фациальные мегазоны [Елкин и др., 2001, 2008 и др.], которые образуют единый фациальный ряд, характеризуя обстановки седиментации на Сибирском континенте и вблизи него, с постепенным углублением к западу. Так мегазона II (рис. 1.1) сложена преимущественно мелководными терригенно-карбонатными формациями верхов кембрия — низов среднего карбона, продолжающими шельф Сибирского континента. Мегазона III представлена преимущественно более глубоководными фациями шельфа, континетального склона, а также вулканогенными комплексами. В трактовке [Сурков, Смирнов, 2008 и др.] мегазоне III примерно отвечает Центрально-Западносибирский блок земной коры позднегерцинской консолидации, сложенный преимущественно флишевыми и карбонатными формациями среднего палеозоя. Предполагается [Конторович и др., 2003 и др.], что все три отмеченных мегазоны, вместе с Сибирской платформой связаны единым докембрийским (протерозойско-нижнерифейским) кристаллическим основанием. Скважинами это основание не вскрыто и предполагалось [Конторович и др., 2008 и др.] при интерпретации ряда сейсмопрофилей в их нижней части, на глубинах ниже 4 км. Недавно нам удалось подтвердить наличие в этой части Западно-Сибирской плиты докембрийского кристаллического основания: на Тыньярской площади (самый восток XMAO) в субвулканическом теле свежих калиевых риолит-гранитов раннепермского возраста были обнаружены достаточно многочисленные реликтовые цирконы с возрастом 2051 ± 23 млн лет, возможно свидетельствующие о том, что гранитная магма взаимодействовала с подстилающим древним гранитно-метаморфическим фундаментом (см. главу 5).

Начиная с позднего рифея и по кембрий включительно, происходили растяжение и фрагментация Сибирского домена [Елкин и др., 2008 и др.]. Первый разрыв всей континентальной коры с ее раздвигом произошел, вероятно, на рубеже раннего и позднего рифея, при этом формировались турбидитовые комплексы и офиолиты. Свидетельством последнего импульса процессов рифтогенеза можно, вероятно, считать вулканиты основного состава, вскрытые скв. Вездеходная-4; по своему химизму они отвечают базальтам задуговых бассейнов и срединно-океанических хребтов [Сараев и др., 2004 и др.]. Развитие территории Сибирского домена привело к формирования платформенных образований, фаций глубокого и мелкого шельфа, а также наземных отложений.

1.2. Основные черты строения и новая геологическая карта доюрского основания восточной части ХМАО

На основании обобщения и анализа всех геолого-геофизических данных нами составлена новая версия геологической карты доюрского основания восточной части XMAO (рис. 1.2). Для создания этой карты были использованы карты гравитационного и магнитного полей масштабов 1:200000, временные разрезы и их специальные трансформации по региональным сейсмическим профилям, данные по всем пробуренным скважинам и нашим результатам изучения керна этих скважин (см. главу 5). В итоге получена новая версия модели структуры, свойств и геодинамического состояния доюрского основания восточной части XMAO, существенно уточняющая карты предшественников (их данные и представления мы старались по возможности учесть, так в крайней западной части карты





нами использовались данные Л.В. Смирнова из СНИИГИМСа). Масштаб выполненных построений соответствует уровню 1:500000, но в части некоторых районов «не дотягивает» до этого уровня по плотности покрытия скважинами разведочного бурения. На Пылькараминскую площадь сделана врезка масштаба 1:200000 (см. рис. 1.3).

Процесс разработки обсуждаемых ниже картографических моделей основывался на электронной базе данных, специально созданной для решения поставленных задач на основе геоинформационных технологий ArcGIS и программных приложений различного назначения. Собственно модель геологического строения фундамента восточной окраины XMAO представляет собой многослойную структуру метаданных в векторных и растровых форматах в согласованном абсолютном географическом пространстве. При этом предусмотрена «горячая» связь элементов векторных слоев с атрибутивной базой данных, что позволяет в визуальном и аналитическом режимах обращаться к цифровой и растровой информации по таким объектам карт, как скважина (фотографии керна и шлифов, стратиграфические колонки, каротажные диаграммы и т. п.), сейсмический профиль (изображения временных разрезов в различных трансформациях), геологический разрез и др.

На основе выполненных исследований предложена новая версия геологического строения рассматриваемой территории, картографическое изображение которой представлено на рис. 1.2. На данной карте выделены:

1. Базальты триаса.

2. Известняки верхнего девона.

3. Кремнисто-терригенно-черносланцевые толщи, (средний ордовик – поздний девон).

4. Эффузивы (базальты, андезито-базальты и их туфы) среднего палеозоя.

5. Вулканогенно-кремнистые толщи, вероятно нижнего – среднего палеозоя.

6. Терригенно-кремнистые черносланцевые толщи нижнего – среднего палеозоя.

7. Метаморфические (альбит-хлорит-серицит-кварцевые) сланцы, вероятно докембрий.

8. Риолиты, гранит-порфиры, ранняя пермь.

9. Граниты, гранодиориты, предположительно $\mathrm{C}_3-\mathrm{P}_1$ (поздний карбон – ранняя пермь).

10. Диориты.

- 11. Габбро, габбро-диориты.
- 12. Серпентинизированные ультрабазиты.
- 13. Разломы.
- 14. Зоны рассланцевания.
- 15. Точки бурения разведочных скважин.

На рис. 1.4 и 1.5 карта геологического строения изображена в вариантах совмещения с условными изолиниями гравитационного и магнитного полей. Гравитационное поле особенно важно, так как напрямую связано с вещественным составом пород фундамента [Ананьева и др., 2008 и др.]. На этих же рисунках, в качестве растровой подложки показаны два варианта структуры модели современных геодинамических процессов земной коры, которые соответствуют идее направленного интегрирования структурных матриц потенциальных полей и рельефов основных граничных поверхностей слоистой модели Западно-Сибирского мегабассейна (дневной поверхности и маркирующих горизонтов Б и А в масштабе 1:200000), а именно:

1) вариант оценки схемы современных блоковых процессов земной коры, показанный на рис. 1.4, соответствует интегральной структурной матрице без процедуры пространственного фильтра;

2) вариант рис. 1.5 отображает интегральную структурную матрицу с полосой фильтрации широтного направления.

На «геодинамических подложках» рис. 1.5 темным цветом выделяются зоны максимальной геодинамической активности, которые по гипотезе авторов должны соответствовать фрагментам меридиональных и широтных бортов геодинамических блоков разного порядка. Зоны максимальной геодинамической активности меридионального направления достаточно хорошо согласуются с границами структурно-формационных зон (СФЗ) и, таким образом, подкрепляют наше предположение об их тектонической природе.

В пределах изучаемого района нами проведено тектоническое районирование фундамента востока XMAO и выделено 8 субмеридиональных СФЗ, различающихся набором и структурой слагающих их формаций, историей геологического развития и, соответственно, физическими полями. Со структурно-формационными зонами, консолидированными в фундаменте молодой платформе и погребенными под осадочным чехлом, генетически связаны крупные структурные формы в самом осадочном чехле. Поэтому разграничение СФЗ представляет интерес не только для тектонической реконструкции в палеозое, но и для нефтяной геологии. Судя по резкой смене литологии комплексов пород и характеру физических полей (матрицам геодинамической модели в особенности) мы полагаем, что все субмеридиональные контакты между СФЗ в пределах изучавшегося региона являются тектоническими.

С востока на запад нами выделяются следующие 8 структурно-формационных зон (они показаны римскими цифрами на рис. 1.4 и 1.5):

1. *Тыньярская*, сложенная преимущественно терригенно-кремнистыми черносланцевыми толщами нижнего – среднего палеозоя с телами гранитов, риолитов, габбро, габбро-диоритов и серпентинитовыми массивами в краевых частях зоны.



Рисунок 1.3. Геологическая карта доюрского основания Пылькараминского участка (фрагмент карты восточной части ХМАО-Югра) Масштаб 1:200000. Условные обозначения указаны в рис. 1.2



Рисунок 1.4. Геологическая карта доюрского основания восточной части ХМАО-Югра и интегральная модель структуры геодинамических процессов земной коры Условные изолинии соответствуют аномальному гравитационному полю



Рисунок 1.5. Геологическая карта доюрского основания восточной части ХМАО-Югра и интегральная модель структуры геодинамических процессов земной коры с пространственной фильтрацией по широтному направлению Изолинии соответствуют аномальному магнитному полю

2. *Лекосский* триасовый грабен, сложенный достаточно свежими базальтами.

3. *Кыс-Еганское* поднятие, образованное, по всей видимости, метаморфическими хлорит-альбит-кварцевыми и другими сланцами, которые вмещают крупные интрузивные массивы гранитов, риолитов, габбро, габбро-диоритов, диоритов (и серпентинитов в краевой восточной части зоны).

4. *Вахский* прогиб, в котором, по всей видимости, преобладают вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, вероятно нижнего – среднего палеозоя, вмещающие достаточно многочисленные тела габброидов и серпентинитов.

5. Пылькараминская зона, наибольшая часть которой образована крупными карбонатными массивами девонского возраста, сложенными мелководными известняками, среди которых по скважинам преобладают застойные, зарифовые фации. Между этими карбонатными массивами в северной части зоны выходит большой блок преимущественно более глубоководных кремнисто-терригенно-черносланцевых толщ, которые прорваны массивом гранитов.

6. *Боровая* зона, сложенная сравнительно глубоководными кремнисто-терригенно-черносланцевыми толщами, которые прорваны двумя массивами гранитов.

7. *Сабунский* триасовый грабен, сложенный базальтами разной степени сохранности.

8. *Котыгеганская* зона выполнена преимущественно мелководными известняками верхнего девона и измененными базальтами, вероятно, того же возраста.

Ниже по структурно-формационным зонам приводятся наиболее существенные результаты, использованные для составления карты доюрского основания.

1. Тыньярская зона (отмечена римской цифрой I на рис. 1.2, 1.4, 1.5), сложенная преимущественно терригенно-кремнистыми черносланцевыми толщами среднего палеозоя с телами гранитов, риолитов, габбро, габбро-диоритов и серпентинитовыми массивами в краевых частях зоны. Зона характеризуется повышенными значениями поля силы тяжести и сильно варьирующим, знакопеременным магнитным полем, достигающим 400 и более нТл над массивами серпентинитов (см. рис. 1.4, 1.5). В пределах зоны пробурены скважины Тыньярская 100 и Тыньярская 101. На глубине 1790 м они вскрыли экструзивное тело кислых эффузивов, которое через 300 м переходит в гипабиссальные микропегматитовые гранит-

порфиры и глубже (с 2590 м) в монотонные крупно- и среднезернистые гранитоиды. По скважинам с глубиной от кислых эффузивов к плутонитам отмечается нарастание кремнезема (SiO₂ от 59–62% до 73–74%) и щелочей (К₂O+Na₂O от 7–8% до 9–9,5%). Вулканиты из верхней части разреза располагаются в полях дацита и трахидацита, а из нижней — попадают на границу полей трахириолитов и риолитов. В тоже время гранитоиды попадают в поле щелочных гранитов рядом с верхней границей субщелочных пород (щелочные лейкограниты, аляскиты и т. д.). Таким образом, налицо щелочной характер вулкано-плутонической кислой системы, причем вулканиты попадают в поля субщелочных пород, а гранитоиды — щелочных пород. По содержаниям микроэлементов вулканиты и гранитоиды Тыньярской площади попадают в область внутриплитных гранитоидов и являются гранитоидами А-типа. В субвулканитах (микропегматитах) сохранились участки свежих пород, которые дали ценную информацию. Они содержат темноцветный минерал — щелочной пироксен (эгирин), по которому с краев развивается вторичный сидерит. Из полевых шпатов наблюдаются микроклин, анортоклаз и альбит, причем последний минерал отмечается только в виде пертитов в КПШ. Остальную массу породы слагает кварц. Из акцессорных минералов отмечаются циркон, ильменит (с примесью MnO до 2,6 мас.%), магнетит, титанит, а также обильный редкоземельный карбонат — бастнезит-(Се), который, по всей видимости, заместил первичный монацит.

Гранитоиды сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и темной слюдой. Зерна полевых шпатов имеют зональность: центр и край сложены микроклином, промежуточная зона — анортоклазом, а кайма представлена олигоклазом. При этом другой плагиоклаз — альбит — образует пертитовые вростки в КПШ и слагает собственные мелкие индивиды. Слюда относится к магнезиальному анниту с невысоким содержанием титана (TiO₂ до 4,4 мас.%) и натрия (Na₂O до 0,4 мас.%) и практически постоянно замещается агрегатами хлорита.

Из наиболее часто встречающихся акцессорных минералов в плутонитах наблюдаются циркон, фторапатит и магнетит. Из других редких рассеянных минералов можно выделить торит, по которому обычно развивается торогуммит, а также настуран (урановая смолка). Последний минерал, по всей видимости, заместил более ранний акцессорный уранинит. Из редкоземельных акцессорных минералов нами обнаружены синхизит-(Се) и чевкинит-(Се). Последний является характерным акцессорным минералом щелочных гранитов, сиенитов и карбонатитов [McDowell, 1979 и др.]. В целом, исходя из изучения минералогии и петрографии пород, можно сказать, что они подверглись слабым низкотемпературным изменениям, при которых биотит подвергся хлоритизации, основная часть полевых шпатов — пелитизации, а также были уничтожены некоторые первичные урансодержащие акцессорные минералы (монацит, торит и т. д.). Возможно, это связано с метасоматическим процессом аргиллизации, который практически постоянно присутствует в вулкано-плутонических структурах. Установленная редкометалльная и редкоземельная минерализация (торит, торогуммит, настуран, бастнезит, синхизит, чевкинит и др.) является типоморфной для субщелочных и щелочных кислых пород. Это же утверждение касается породообразующего эгирина из субвулканических пород.

Нами проведены (см. главу 5.3) детальные изотопно-геохронометрические исследования кремнекислых вулканитов и гранитоидов Тыньярской площади 4-мя методами: K–Ar, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb (SHRIMP-II по цирконам). В результате получены: рубидий-стронциевая изохрона, определяющая возраст $275,7 \pm 3,6$ млн лет (СКВО = 2,8) и первичное отношение изотопов стронция (87 Sr/ 86 Sr)₀ = 0,7030; Sm–Nd изохрона (СКВО = 0,013) с возрастом 276 ± 29 млн лет. Sm–Nd модельные возрасты, вычисленные относительно «деплетированного» резервуара (147 Sm/ 144 Nd = 0,2135, 143 Nd/ 144 Nd = 0,513151), определяются диапазоном 588–729 млн лет, фиксируя возможное участие вендско-докембрийского субстрата в формировании изученных пород.

Исследован уран-свинцовый возраст цирконов в скв. Тыньярские 100 и 101. Установлены два разных морфотипа цирконов, имеющих принципиально разные возраста:

1) дипирамидальные и оплавленные резорбированные кристаллы циркона в двух пробах имеют возраст 270–280 млн лет. Из них по 5 замерам получен надежный конкорданный возраст 277,0 ± 3,9 млн лет (проба Тын 101/2590 м) и 8 замерам — 274,4 ± 3,4 млн лет (проба Тын 100/2204 м). Отмечаются небольшие различия в возрасте центральных частей кристаллов (~280 млн лет) и их краевых частей (~273 млн лет);

2) возраста цирконов «округлого» морфотипа отличаются от бипирамидальных почти на порядок; среди них нет U–Pb определений моложе 1300 млн лет.

В целом в U–Pb системе цирконов для гранитоидов Тыньярской площади фиксируется не менее чем двухэтапная геологическая история.

Событие с возрастом 277 млн лет (нижнее пересечение конкордии и дискордии) очевидно коррелируется с этапом магматического внедрения

и застывания субвулканического гранит-риолитового тела. Это определение очень хорошо коррелируется и с калий-аргоновым возрастом этого тела; 3 из 5 определений (причем именно из пород с высокими содержаниями калия) дали 268, 270 и 272 млн лет. Несколько более «молодые» цифры К–Аг возраста хорошо соответствуют современным представлениям о том, что U–Pb система фиксируется в цирконах при температуре примерно на 300°C выше, чем К–Аг система в полевых шпатах и породе в целом. Таким образом, можно обоснованно предполагать, что Тыньярское субвулканическое тело остывало после внедрения примерно 5 млн лет.

Событие с возрастом 2051 ± 23 млн лет (верхнее пересечение конкордии и дискордии) свидетельствует о том, что верхнепалеозойская (раннепермская) гранитная магма взаимодействовала с древним веществом такого возраста. Возникает вопрос — что это за вещество? Возможны два основных предположения:

1) это может быть древний гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тыньярское риолит-гранитное тело (или, если оно зародилось глубже, то могло проходить, проплавляя этот фундамент; диаграмма Rb—Sr позволяет предполагать глубину образования риолитов около 20—30 км);

2) древние цирконы могли быть частью кластической породы, например, песчаника раннепалеозойского или вендского возраста, сформированного за счет размыва древнего Сибирского кратона. При проплавлении Тыньярским риолит-гранитным телом этих осадочных пород, циркон, как весьма тугоплавкий минерал, попал в состав гранитоидов.

Исходя из наличия в «округлых» цирконах регенерированной каймы, возраст которой лишь немногим менее возраста ядерной части цирконов этого морфотипа, первое из этих предположений также является вероятным.

Можно сказать, что весьма возможно наличие древнего (примерно около 2 млрд лет) сиалического фундамента под Тыньярской площадью. Это, во-первых, необходимо учитывать при интерпретации сейсмических профилей и других геофизических данных, а, во-вторых, это резко отличает данную площадь от более западных районов Западно-Сибирской платформы, где фундамент сложен уралидами и почти не содержит древних протерозойских блоков [Иванов и др., 2005б, 2014 и др.]. По всей видимости, этот древний фундамент представляет собой утоненный край (при позднепротерозойском-раннепалеозойском рифтогенезе и растяжении) Сибирской платформы. Таким образом, датирование и изучение истории становления Тыньярских гранитоидов проведено 4 различными методами в 3 независимых лабораториях — K–Ar, U–Pb, Rb–Sr, Sm–Nd. Всеми методами получены сходящиеся результаты, что позволяет утверждать, что получена первая реперная (то есть наиболее надежная) датировка формаций фундамента всей Западной Сибири.

2. Лекосская зона (отмечена римской цифрой II на рис. 1.2), это триасовый грабен, сложенный достаточно свежими базальтами мощностью более 200 м, которые подстилаются пепловыми туфами (ксенотуфами) базальтового состава с прослоями метаморфизованных аргиллитов, песчаников и гравеллитов, мощностью более 400 м. Зона характеризуется однородным слабым положительным полем силы тяжести и также однородным слабым отрицательным магнитным полем (см. рис. 1.4, 1.5). Все отмеченные комплексы вскрыты скважиной Лекосская 27. Триасовые вулканиты обнажаются в интервале 2485–3110 м.

Интервал 2485–2700 м — базальты субщелочные оливиновые, участками миндалекаменные, иногда гидротермально измененные, брекчированные. Состав: основной плагиоклаз, оливин, клино- и ортопироксен, титаномагнетит.

Изучение шлифов показало, что в интервале 2570–2577,5 м отмечаются однородные с низким содержанием вулканического стекла долериты (вероятно субвулканиты). Находки в них биотита подтверждают их отнесение к субщелочным разностям. В вулканитах устанавливаются битовнит (в фенокристах), лабрадор (в микролитах), авгит (обрастающий микролиты плагиоклаза) и титаномагнетит (скелетные кристаллы ульвошпинели). Вулканическое стекло с оливином обычно полностью замещены карбонатным материалом. Миндалины обычно сложены халцедон-карбонатным цементом, иногда с небольшим содержанием хлорита.

Ниже по разрезу идут брекчированные красноватые базальтоиды (гематитизированные). Цемент брекчий представлен карбонатом, что позволяет предполагать гидротермальную проработку вулканитов. Далее в интервале 2630–2700 м отмечаются сильно измененные базальты, возможно, представляющие собой нижнюю часть лавого потока. Данные вулканиты интенсивно карбонатизированы, в отдельных породах сохраняются только реликты породообразующих минералов (обычно плагиоклаз и магнетит).

Интервал 2700–3110 м — пепловые туфы (ксенотуфы) темно-серые до черных базальтового состава с обломками преимущественно осадочных пород гравийно-песчаной размерности. Текстура пятнистая, иногда

брекчиевидная. Структура пепловая, мелко- и среднеобломочная. Отмечаются следы гематитизации и карбонатизации. Встречаются прослои метаморфизованных аргиллитов, алевролитов, песчаников и гравеллитов, внедрения базальтов. В интервале 2710–2716 м обнаружена флора и фауна триасового возраста (данные Елисеева В. Г. и других, 2009).

Ниже по разрезу располагаются осадочные породы (аргиллиты, песчаники, конгломераты и т. д.) палеозоя.

3. Кыс-Еганская зона (Кыс-Еганское поднятие, отмечено римской цифрой III на рис. 1.2), образованная, по всей видимости, метаморфическими хлорит-альбит-кварцевыми сланцами (фация зеленых сланцев; вероятно, докембрий), которые вмещают крупные интрузивные массивы гранитов, риолитов, габбро, габбро-диоритов, диоритов (и серпентинитов в краевой восточной части зоны). Для этой зоны весьма характерно региональное пониженное поле силы тяжести (достигающее своего минимума над крупным субизометричным Кыс-Еганским гранитным массивом) и сильно варьирующее, знакопеременное магнитное поле (см. рис. 1.4, 1.5). Здесь пробурена скважина Кыс-Еганская 91, но ее керн в интервале 2397–2400 м не поднят, а также скважины Северо-Лымбельская 1 и 2, находящиеся к югу за рамкой нашей карты. Возраст Кыс-Еганским гранитного массива принят как С₃-Р₁ (поздний карбон – ранняя пермь) чисто предположительно. Эти граниты вряд ли могут быть сопоставлены с Тыньярскими гранит-липаритами ранней перми, поскольку формационно Кыс-Еганские граниты относятся к другому типу достаточно глубинных (застывающих на глубине около 10 км), вероятно «водных» плутонических гранитов. Не менее вероятно и предположение об их позднеордовикско-раннесилурийском возрасте; граниты такого возраста выявлены нами в центральных частях Западно-Сибирской плиты. Решение этого вопроса невозможно без получения образцов керна.

4. Вахская зона (Вахский прогиб, отмечен римской цифрой IV на рис. 1.2). В строении этой зоны, по всей видимости, преобладают вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, вероятно, нижнего-среднего палеозоя, вмещающие достаточно многочисленные тела габброидов, серпентинитов и одно крупное тело кремнекислого состава (по-видимому, похожее на Тыньярское) на севере зоны. Зона характеризуется слабо повышенными значениями поля силы тяжести и варьирующим, преимущественно положительным магнитным полем, достигающим 400 и более нТл над 8 аномалиями над массивами серпентинитов и габброидов (см. рис. 1.4, 1.5), составляющими около 40% площади зоны. Здесь пробурена скважина Кыс-Еганская 90, где в интервале 2316,3 м до 2408 м (забой) вскрыты массивные крепкие кремнистые сланцы серого, темно-серого и черного цвета со слабо выраженной слоистостью.

5. Пылькараминская зона (отмечена римской цифрой V на рис. 1.2). Наибольшая часть этой зоны (ее южная половина и северная четверть) образованы крупными карбонатными массивами девонского возраста, сложенными мелководными известняками, среди которых по скважинам преобладают застойные, зарифовые фации. Между этими карбонатными массивами в северной части зоны выходит большой блок преимущественно более глубоководных кремнисто-терригенно-черносланцевых толщ, которые прорваны массивом гранитов. Для карбонатных массивов в пределах этой зоны характерны весьма высокие значения поля силы тяжести в сочетании с очень низкими значениями магнитного поля; кремнисто-терригенные толщи отличаются умеренно повышенными или умеренно пониженными значениями поля силы тяжести (см. рис. 1.4, 1.5). В пределах этой зоны пробурены скважины: Ларъиголкуйская 14, Верхне-Сабунская 9, Кулынъигольская 30, С.-Мегтыгъеганская 33, В.-Пылькараминская 11, Ю.-Пылькараминская 22, Восточно-Сабунская (II) 7.

Изучение керна скважин Пылькараминской зоны дало следующие основные результаты: в скважине Кулынъигольская 30 в результате растворения проб известняков в интервале 2692–2700 м установлен весьма представительный комплекс конодонтов верхнего девона, верхнефранского подъяруса Palmatolepis rotunda Ziegler & Sandberg, Palmatolepis simpla Ziegler & Sandberg, Palmatolepis eureka Ziegler & Sandberg, Polygnathus lodinensis Polsler, Polygnathus aff. macilentus Kuzmin, Ancyrodella aff. ioides Ziegler, Ancyrodella aff. nodosa Ulrih & Bassler, Avignathus cf. ortoptera Ziegler, Notognathella sp., Pelekysgnathus sp. (подробнее см. главу 5.2).

В скважине Северо-Мегтыгъеганская 33 в интервале 2840–2850 м в известняках темно-серых тонкозернистых установлен богатый комплекс конодонтов, водорослей и фораминифер фаменского яруса. Карбонатные породы разреза этой скважины характеризуются монофациальным составом осадков, а именно являются вакстоунами органогенно-пелоидными, породообразующими компонентами которых являются пелоиды и разнообразные органические остатки, такие как сине-зеленые водоросли Issinella, Camaena, криноидеи, иглы морских ежей, тентакулиты, брахиоподы, гастроподы, остракоды, фораминиферы Archaesphaera magna Sul., A. grandis Lip., Parathuramminites sp., P. cf. paulis Byk. Parathuramminites ex gr. suleimanovi (Lip.), Vicinesphaera squalida Antr. Образование этих пород происходило в мелководной гидродинамически спокойной (изолированной) обстановке.

6. Боровая зона (отмечена римской цифрой VI на рис. 1.2) сложена сравнительно глубоководными (батиальными, континентально-склоновыми) кремнисто-терригенно-черносланцевыми толщами, которые прорваны двумя массивами гранитов. Среди этих толщ по скважинам отмечаются тела известняков, почти не создающие особенностей в геофизических полях масштаба 1:200000, что свидетельствует об их малой мощности. Зона характеризуется достаточно однородными полями силы тяжести и магнитным (преимущественно с пониженными значениями — рис. 1.4, 1.5). В пределах этой зоны пробурены скважины: Боровые 6 и 7, Северо-Боровая 1, Южно-Ларьякская 28, Колынъигольская 26, Мегьеганская 27, Пылькараминские 1 и 2, Улымторская 31, Кулынъигольская 2, Гранатовая 18, Сыхтинская 500, Лунгъеганская 3, Приозерная 91, 92, Южно-Приозерные 93 и 95, Северо-Приозерная 4, Васихинская 102. Изучение петрографии и геохимии керна этих скважин Боровой зоны показало, что она сложена сравнительно глубоководными (батиальными, континентально-склоновыми) кремнисто-терригенно-черносланцевыми толщами. Изучение подобных толщ в открытых регионах (на Урале, Тянь-Шане и др.) показало [Пучков, 1979; Иванов, 1998 и др.], что такие отложения характерны для пассивных (Атлантического типа) палеоконтинентальных окраин. Кремнистые толщи обычно накапливаются очень медленно, и даже за 1–2 геологических периода может отложиться не более первых сотен метров осадков.

Предполагалось два наиболее вероятных типа взаимоотношений карбонатных толщ Пылькараминской зоны с терригенно-кремнистыми толщами Боровой зоны — либо известняки моложе, либо это более-менее одновозрастные образования, образующие фациальный ряд с углублением к западу. Для решения этого вопроса о возрасте кремнисто-терригенно-черносланцевых толщ Боровой зоны была отобрана достаточно представительная серия проб кремней и тонкотерригенных пород на растворение на микрофауну (конодонты, хитинозои и др.). В большей части растворенных в плавиковой кислоте проб определимых органических остатков не обнаружено. В 5 пробах были найдены микрофаунистические остатки (см. гл. 5), из них наиболее важны:

1) Пылькараминская 2/2581 м — углисто-кремнистая порода. Единичные обломки плоских хитинозой *Lagenochitina* sp. 1 полная везикула *Cyathochitina calyx* [Eisenack, 1931] **среднего ордовика**; 2) Колынъигольское 26/2949 м — углисто-кремнистая порода. Единичные обломки хитинозой *Belonechitina* sp., *Cyathochitina* sp. и др. Возраст: **ордовик-силур**;

3) Кулынъигольская 30/2696 м — среди выделенных из углисто-кремнистых пород конодонтов два целых Ра-элемента принадлежат семейству *Polygnathidae Bassler*, 1946, возраст можно определить как **средний девон** — **ранний карбон** (заключения кандидатов геол.-мин. наук В. Н. Пазухина и Р. Р. Якупова и доктора геол.-мин. наук О. В. Артюшковой).

Приведенные данные показывают, что кремнисто-терригенно-черносланцевые толщи Боровой зоны имеют разный возраст, и они формировались достаточно длительное время. В целом они, по всей видимости, древнее карбонатных толщ Пылькараминской зоны. Таким образом, намечается обмеление бассейна осадконакопления на изучаемой территории на рубеже среднего — позднего девона.

7. Сабунская зона (отмечена римской цифрой VII на рис. 1.2) — триасовый грабен, слагает полосу северо-северо-западного простирания. Вскрыта скважинами Ильичевская 110, С-Сабунская 2, Сабунская 1, Источнинская 118, Ларьякская 1, а также Владиленская 1. Исследования петрографии, геохимии и возраста базальтоидов, вскрытых скважинами в пределах Сабунской зоны (а также проведенное рентгенофазовое изучение базальтоидов), показало, что эти базальты преобразованы низкотемпературными гидротермальными изменениями. Распределение редких земель, редких и рассеянных элементов в базальтах Северо-Сабунской площади достаточно хорошо коррелируется с аналогичными трендами базальтов из Северо-Сосьвинского триасового грабена с надежными изотопными датировками. Это косвенно подтверждает, что исходный возраст измененных базальтов также относился к триасовому периоду.

8. Котыгъеганская зона прослеживается непосредственно западнее Сабунского грабена и выполнена преимущественно мелководными известняками верхнего девона. Здесь пробурены скважины Котыгъеганские 22, 23, 26, 28 и Восточно-Хохряковская 1.

Изучение керна скважин Котыгеганской зоны показано, что анализ микрофаций карбонатного разреза скважины Котыгъеганская 26 позволяет оценить условия накопления осадков, формирующих данные отложения, как мелководные и гидродинамически активные. Это также видно по составу биоценоза (ориктоценоза), который довольно однообразен по всему разрезу и представлен, в том числе, и мелководными формами организмов, такими как сине-зеленые водоросли, брахиоподы, амфипоры. Комплекс представленных в разрезе фораминифер Archaesphaera minima Sul., A. grandis Lip., A. magna Sul., Auroria ferganensis Pojark., Bisphaera minima Lip., B. elegans Viss., Calcisphaera rara Reitl., Diplosphaerina sp., Parathuramminites sp., Parathuramminites suleimanovi (Lip.), Parathuramminites ex gr. suleimanovi (Lip.), P. scutulus (Tchuv.), P. obnatus (Tchuv.), Radiosphaera ponderosa Reitl., Vicinesphaera squalida Antr., V. angulata Antr. (определения Т. И. Степановой, ИГГ УрО РАН) свидетельствует о позднедевонском возрасте пород.

Проведенное тектоническое районирование фундамента востока XMAO с выделением 8 СФЗ, по мнению авторов, отражает принципиальные особенности модели структуры, свойств и геодинамического состояния доюрского основания региона, что в совокупности с результатами геодинамического и флюидодинамического анализа позволяет объективным образом переходить к более детальному картированию и определению перспектив нефтегазоносности территории.

Глава 2. МЕТОДИКА И ТЕХНОЛОГИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ (ДФМ) В ОСНОВЕ ПРОГНОЗА НЕФТЕНОСНОСТИ

ДФМ-технология основана на модели функциональной связи атрибутов сейсмической волны в точке отражения с компонентами тензора напряжений в этой же точке, созданными в среде, в том числе, полем нестационарных геодинамических напряжений, что определяется фундаментальным волновым уравнением М. Biot [1956, 1961, 1962, 1964]. При этом, полагается, что в случае успешности прогноза модели относительных оценок современного геодинамического состояния системы «осадочный чехол фундамент», открывается возможность выполнить оценку параметров флюидного потока в продуктивных интервалах осадочного чехла (решение задачи Дарси в деформируемой среде с дискретной структурой) [Баренблатт и др., 1984 и др.].

Таким образом, в процесс конечной, интегрированной интерпретации вовлекаются не только физические атрибуты волнового поля, но и параметры реальной геологической модели осадочного чехла и фундамента, что может существенно повысить уровень достоверности прогнозов.

Методика разработки флюидодинамической модели (ДФМ)

С конца 70-х годов предпринимались многочисленные попытки создать технологию прогноза флюидных параметров в продуктивных интервалах осадочного чехла (оценки эффективных значений пористости, проницаемости, порового давления, трещиноватости, флюид-фактора и т. п., включая нефтенасыщенные и газонасыщенные толщины). Бесспорно, с точки зрения рынков программного продукта или сервисных услуг, подобные технологии заманчивы и коммерчески продуктивны, но, как известно, многие из них быстро предавались забвению по разным причинам. Среди этих причин существуют и формальные заблуждения в оценке моделей статических и динамических процессов деформируемости многофазных сред, и физические барьеры применимости, и ограниченные возможности по методам калибровки оценочных параметров, и великое множество помех различной природы, значительно превышающих по уровню все известные эффекты в реакции упругих волн на какие-либо изменения в характере флюидонасыщения твердых сред. Возможная причина многих неудачных решений волнового уравнения относительно искомого «сладкого» флюидного параметра может быть связана с проблемой выбора парадигмы перехода от тензора упругих напряжений, созданного сейсмической волной в данной точке мультифазной среды, к ее многочисленным свойствам, включая и флюидные параметры.

Рассматривая проблему флюидных течений в слоистых средах, многие известные решения основываются на моделях двойной пористости, причем такая модель возникла с самого начала развития геологии нефтяных бассейнов. Pirson S.J. представил коллектор любого генезиса двумя системами пористости и, соответственно, проницаемости: «...1) слабопроницаемые блоки, заключенные между трещинами, в которых нефть движется медленно и на короткие расстояния, 2) высокопроницаемые трещины, приводящие, в конце концов, нефть к скважине...». К середине 20-го века созданы блестящие физико-математические основы флюидных систем (Баренблатт Г.И. [1984], его ближайший ученик и последователь Буевич Ю.А. [1984] и мн. др.).

Развитие технологий гидродинамических исследований скважин и гидроразрыва пласта привели к пониманию нелинейного во времени поведения коллектора в естественном состоянии и, в особенности, по мере развития процессов его разработки [Щелкачев, 2001 и др.]. Другими словами, модель идеального (несжимаемого) флюидопроводящего пласта в той или иной степени не совпадает с его фактическим флюидодинамическим состоянием. Тогда и сформировалось научное направление флюидодинамика осадочного бассейна, теория которого связывает течение Дарси с текущим напряженно-деформированным состоянием (НДС) коллектора [Дияшев, 1999 и др.]. В 80-х годах сформулирована концепция флюидодинамического генезиса нефтегазовых месторождений [Соколов, Абля, 1999; Писецкий, 2005, 2006; Писецкий, Крылатков, 2005 и др.]. Концепция построена на двух основополагающих процессах: современная блоковая геодинамика в системе «осадочный чехол — фундамент» и флюидные потоки. Совместно эти два процесса обеспечивают необходимый тепловой обмен между различными интервалами осадочного бассейна в непрерывном режиме дефлюидизации фундамента, что формирует цепочку: миграция нагретой флюидной смеси — генерация углеводородных растворов в нефтегазоматеринских интервалах — миграция углеводородных растворов — аккумуляция в зонах снижения температур и давлений. Здесь же утверждается: «залежи сдерживают только разности давлений

и температур (P–T фактор)». В такой постановке проблемы генезиса залежей углеводородов процессы миграции флюидных смесей в активных системах выполняют главную роль.

Таким образом, на сегодняшний день, модель флюидодинамического состояния коллектора объединяет две, генетически связанные модели: модель двойной пористости (дискретная или блоковая структура различных интервалов осадочного чехла) и модель НДС (геодинамическая модель, в которой параметры НДС являются функциями времени).

Именно структура пустотного пространства и параметры НДС слоистой среды, по существу, определяют абсолютные значения проницаемости, флюидного давления и вектора течения флюидного потока. Не назван еще один важный параметр — пустотный объем (который может составлять первые проценты в трещиноватых коллекторах), но это объективно несущественно в контексте флюидодинамического состояния, так как под действием современных изменений параметров НДС начальный пустотный объем изменяется на ничтожно малую величину, а проницаемость способна колебаться в пределах нескольких порядков (кубическая зависимость проницаемости от изменения показателя раскрытия одной трещины [Дияшев, 1999]). Если задана структура пустотного объема (плотность блоков в объеме расчетного интервала и начальная пористость материала блоков) и известно распределение параметров НДС в пределах границ рассматриваемого интервала геологического разреза, то представляется возможным решить уравнения флюидного течения относительно проницаемости, флюидного давления и вектора потока [Pisetski et al., 2002]. При этом не столько важны абсолютные единицы параметров, входящих в уравнение Дарси, сколько их относительные приращения к нормальным значениям и знаки градиентов давления по пространству. Здесь же подчеркнем, что абсолютную величину проницаемости получить каким-либо физическим способом вообще нельзя по совокупности нескольких причин:

1) величина проницаемости зависит от величины объема среды, который вовлечен в процесс измерения (масштабный фактор);

2) величина проницаемости (или гидропроводности) зависит от методов измерения, траектории ствола скважины и способа вскрытия пласта;

3) величина проницаемости пласта непрерывно изменяется под действием переменных факторов: НДС, флюидного давления, температуры, фазового состава флюидной смеси и множества других.

Другими словами, оценку проницаемости, отстраненную от конкретных тектонофизических условий, технологии и момента времени измерений, практически не имеет смысла рассматривать как метрологический параметр. Следовательно, логику прогноза основных флюидных параметров коллектора в объемах ближней (радиус 5–10 м) и дальней (радиус порядка 500–1000 м) зон влияния среды на параметры флюидного потока в точке их исследования разумнее сформулировать в виде следующей схемы: модель современных геодинамических процессов осадочного чехла и фундамента — геометрия блоковой структуры и параметры НДС на уровне целевого интервала — модель относительных параметров интервальной проницаемости — модель флюидного течения в границах проводящего интервала или пласта [Писецкий, 2006; Писецкий и др., 2008]. В такой схеме ключевым параметром является градиент добавочного (сверхлитостатического) давления, а целью интерпретации — вектор флюидного течения. Множество векторов флюидного течения в пространстве коллектора сформирует объективное изображение контуров стечения или истечения флюида, что в совокупности со всеми известными факторами способно привести к обоснованным выводам по наиболее вероятным вариантам размещения углеводородной залежи, ее параметрической модели и процессам эволюции флюидной массы.

Теоретический анализ этой проблемы и достаточно богатый опыт обобщений результатов гидродинамических исследований, изложенный в ряде фундаментальных публикаций [Баренблатт и др., 1984; Гуревич, 1989; Писецкий, Федоров, 1998 и др.] приводит к следующим выводам:

1. Основным контролирующим параметром в матрице коэффициентов тензора проницаемости является градиент горизонтальной компоненты НДС.

2. Горизонтальные градиенты компонент тензора проницаемости согласуются с геометрией блоковой структуры модели современных геодинамических процессов любого флюидонасыщенного интервала и осадочного чехла в целом.

В таком случае, целесообразно обозначить вполне доступную для реализации цель в интерпретации сейсмических и других геолого-геофизических данных — осуществить оценку параметров модели современных геодинамических процессов в системе «осадочный чехол – фундамент».

Не останавливаясь на обсуждении модели современных геодинамических процессов осадочных бассейнов, необходимо отметить следующие два принципиально важных и теоретически обоснованных обстоятельства, которые вытекают из глобального принципа слоистости Земли: 1) любая из твердых оболочек земной коры с плоскопараллельными границами между ними делится на регулярное множество блоков определенных размеров (на блоковое деление слоя требуется меньше энергии, чем на значимую величину проскальзывания слоев относительно друг друга),

2) геометрия схемы блоковой реакции каждой слоистой оболочки в моменты изменения скорости вращения слоистого тела должна быть развернута относительно геометрии блоковой реакции подстилающей ее оболочки на некоторый угол (в пределе 45°).

Эти обстоятельства определяются моделью многоярусной тектонической расслоенности вращающейся Земли. Непрерывно совершенствующаяся база структурных карт на различных масштабных уровнях во многих бассейнах позволила объективно обнаружить регулярную блоковую структуру осадочного чехла и фундамента, удовлетворяющую сформулированным выше признакам современной геодинамической активности. Такая закономерность сосуществования многопорядковых блоковых систем с преобладающими азимутами 0° и 320° многократно обнаружена и независимо подтверждена в различных приложениях геологии, геофизики, геодинамики и, особенно, геомеханики [Хаин, 1996, 1998; Хаин, Ломизе, 2005; Ротационные процессы..., 2007; Павленкин, Межевов, 2009 и мн. др.]. Эта глобальная особенность структуры тектонофизического поля Земли дает нам в руки достаточно надежный критерий, который объективно не позволяет сделать грубых ошибок в прогнозе основных параметров моделей современных геодинамических процессов в системе «осадочный чехол – фундамент». Подчеркнем это обстоятельство, так как в арсенале практической геологии и в разведочной геофизике имеется весьма ограниченное количество правил, которые устойчиво удовлетворяют условиям корректности.

Если вспомнить изречение А. Леворсена [1985], что геология нефтяного бассейна это *геология флюида*, то современная блоковая активность осадочного чехла, по существу и является основой геологии флюида, или, точнее, ее динамо-машиной, которая запускает флюидные течения в тех или иных стратиграфических интервалах, а высокопроницаемые зоны в контактах активных блоков обеспечивают во всех направлениях необходимые теплофизические связи между генерационными этажами бассейна и интервалами миграции – аккумуляции. В соответствии с этой общей идеей, алгоритм прогноза основных параметров флюидодинамической модели формулируется следующим образом: 1. Прогноз геометрии блоковой структуры современных геодинамических процессов.

2. Построение карт интервальных и погоризонтных оценок относительных значений аномальных давлений.

3. Расчет модели относительной проницаемости в продуктивных интервалах.

4. Расчет векторов флюидного течения в тех же интервалах.

Данный алгоритм поддерживает функциональную согласованность трех базисных моделей осадочного бассейна: геологической, геодинамической и флюидодинамической. Последняя, по существу, является аналитическим обобщением первых двух. Заметим, что все три упомянутые модели в достаточной мере обоснованы теоретически в различных приложениях наук о твердой земле и подземной гидравлики, имеют вполне достоверное экспериментальное подтверждение и, что особенно важно, обеспечены современными программными технологиями моделирования флюидодинамических процессов на уровне гидродинамических служб нефтяных компаний.

Поле смещений, регистрируемое в практической сейсморазведке, формируется мгновенной *геодинамической* моделью среды. Соответственно, подход к решению волнового уравнения в постановке M. Biot [1965] целесообразно выстроить на основе следующей очевидной идее оценки коэффициента отражения упругой волны R:

$$R = R_L + R_G,$$

где: R_L — коэффициент отражения в точке сплошной среды с нормальным (литостатическим) давлением, а R_G — коэффициент отражения в этой же точке среды, соответствующий величине компонент дифференциальных (добавочных) напряжений за счет процессов трения, или, иными словами, за счет современных геодинамических процессов. Если первый коэффициент зависит только от вещества среды, то второй — от количества блоков, захваченных в волновой процесс, и от параметров трения, обусловленных «смазкой» и величиной добавочного давления.

Другими словами, для любой точки, лежащей на границе раздела двух сред с различной дискретной структурой, с различными упругими свойствами твердого материала и заполненных флюидом, коэффициент отражения *R* нормально падающей волны в схематическом виде можно записать следующим образом:

$$R = R_a + R_d + R_s + R_k$$

Компонента R_a (акустический импеданс) определяется упругими модулями сплошного материала среды в высокочастотном приближении для малого объема осадочных пород (не более первых десятков кубических дециметров). Компонента R_d обусловлена упругими модулями в объеме среды, соответствующего мгновенной частоте сигнала падающей волны. Компоненты R_s и R_k определяются, соответственно, эффектом возбуждения флюидной (диффузной) волны и эффектом проскальзывания твердых частиц среды во время колебательного процесса [Козлов, 1998].

Первые две компоненты (R_a и R_d) являются основными и по многочисленным расчетам составляют не менее 90% от значения общего коэффициента отражения, причем компонента R_d в этом соотношении отвечает за частотную зависимость общего коэффициента отражения от параметров тензора «больших напряжений», дискретной плотности (функционально связанной с длиной падающей волны) и трения. При этом, вклад каждой из этих компонент в различных осадочных комплексах (особенно для карбонатных отложений) для нормально падающей волны может составлять по 50%, а для углов подхода падающей волны 20–30°, больший вклад вносит компонента R_d . Заметим, что сказанное выше относится к монотипным продольным волнам.

На долю двух других компонент R_s и R_k , по разным вариантам теоретических оценок в пределе может приходиться до 10% нелинейных, в том числе и частотно-зависимых, эффектов [Писецкий, 2006]. Нелинейность реакции флюидонасыщенной среды определяется энергией сейсмического процесса, который способен преодолеть молекулярные и капиллярные силы флюидной массы и вывести ее из равновесного состояния, то есть возбудить в среде специфическую диффузную, или, так называемую, «медленную» волну. Этот энергетический барьер М. Вiot «спрятал» в параметр вязкости флюида и в допущение о независимости проницаемости от структуры пустотного пространства и величины флюидного давления, которое возникает при образовании флюидной волны, что в гидродинамике определяется понятием идеального грунта.

Соответственно, наиболее перспективной выглядит следующая логика:

1) одним из известных методов определяем компонент
у $R_{\scriptscriptstyle a}$ в высокочастотном приближении сейсмического сигнала отраженной вол
ны;

2) определяем компоненту *R* для варианта «настроенного» по частоте этого же сигнала;

3) исключаем R_a из R и остаток приравниваем к R_d .

Под термином «настройка» подразумевается восстановление формы сигнала, соответствующего длине падающей волны, захватившей в колебательный процесс оптимальный объем среды. Далее, считаем, что R_d является функцией приращения давления в точке отражения упругой волны. Эта идея проверялась в обстоятельных физических экспериментах в период 1985–1995 гг. по регистрации акустических сигналов отраженных волн в плоских и объемных дискретных моделях с переменными внешними силовыми нагрузками [Писецкий, 2006] и, на основании этого, обоснована следующая, приближенная, функциональная зависимость:

$$R_{d}(P) = \left(\frac{A_{r}}{A_{a}}\right)^{n} \left(\frac{F_{a}}{F_{r}}\right)^{n},$$

где: R_d — функция относительного приращения общего давления P в точке отражения, A_r и F_r — амплитуда и частота сигнала отраженной волны (по Гилберт-преобразованию) в этой же точке, A_a и F_a — амплитуда и частота сигнала отраженной волны, значения которых рассчитаны в высокочастотном приближении (мгновенные атрибуты синтетических трасс) или установлены по данным широкополосного акустического каротажа. Показатели степени n и m устанавливаются с учетом генезиса и других геологических особенностей в конкретном осадочном бассейне.

В самом общем виде методика прогноза флюидодинамических параметров по сейсмическим данным определяется следующим обобщенным алгоритмом:

1. Амплитудно-частотная трансформация исходного сейсмического волнового поля (итоговые временные разрезы или куб в системах 2–3D МОГТ).

В результате применения этой процедуры, сконструированной по вышеописанной логике, трансформированное волновое поле по мгновенным атрибутам соответствует компоненте R_d . Следует заметить, что граф обработки сейсмических данных как исходной базы для подобной трансформации подбирается с учетом вышеописанных особенностей распространения упругих волн в моделях сред с дискретной структурой. Это касается, в первую очередь, тщательной амплитудно-частотной корректировки исходных сейсмограмм за искажения в верхней части разреза. Наилучшие результаты достигаются при применении оператора деконволюции,
найденного по волновому полю вертикального сейсмического профилирования.

2. Расчет интервальных оценок относительных давлений.

В соответствии с моделью современных геодинамических процессов на следующем шаге принимается решение о наличии в разрезе осадочного чехла значимых фрикционных границ (граница, на которой терпит разрыв производная сдвиговой компоненты напряжения), что, практически, совпадает с понятием сильных, обменнообразующих отражающих границ (например, в Западно-Сибирском бассейне — баженовский горизонт, кровля сеномана и т. п.). Если в пределах соседних фрикционных границ реализовать вертикальное суммирование относительных оценок R_d по преобразованному сейсмическому массиву, то мы получим матрицу (карту) интервальных оценок относительных давлений. Такая оценка, выполненная по нескольким интервалам осадочного чехла, позволит получить достаточно надежную схему современной блоковой активности осадочного чехла (или фундамента). Суммируя dip-azimuth всех интервальных оценок, сформируем матрицу, которая контрастно выявит всю блоковую структуру осадочного чехла.

Интегрирование матриц блоковой структуры и относительных давлений приведет к прогнозу сечения модели современных геодинамических процессов (горизонтального или вертикального) осадочного чехла или его интервала. Подчеркнем, что принцип вертикального интегрирования сейсмических атрибутов R_d в пределах существенных по толщине интервалов осадочного чехла, минимизирует грубые ошибки в оценке современной блоковой активности бассейна, и это обстоятельство является ключевым для последующего этапа прогноза флюидодинамических параметров.

3. Оценка флюидодинамических параметров по параметрам современной блоковой активности осадочного чехла.

Найденные вышеописанным образом матрицы оценок блоковой активности в пределах продуктивного интервала осадочного чехла могут быть положены в основу расчета трех основных флюидодинамических параметров: относительной проницаемости, флюидного давления и вектора течения флюида. Не останавливаясь на деталях решения уравнения Дарси, что хорошо известно и реализовано в целом ряде программных технологий, отметим особую значимость расчета модели относительной проницаемости. В том случае, когда задача решается на поздних стадиях разработки нефтяного или газового месторождений, наиболее доступен и приемлем статистический подход. В таком варианте, относительная величина макропроницаемости устанавливается по уравнению связи параметров гидродинамических испытаний эксплуатационных скважин с параметрами матрицы интервальных оценок блоковой активности осадочного чехла R_d . Опыт таких расчетов свидетельствует о достаточно высокой корреляции упомянутых параметров.

Существенным элементом в прогнозируемой модели относительной проницаемости является блоковая структура, которая принципиальным образом может изменить всю картину флюидных течений.

Все вышеперечисленные этапы интерпретации сейсмических данных с конечной целью прогноза флюидодинамической модели продуктивного интервала объединяются в интегрированную технологию с названием «ДФМ-технология». Аббревиатура ДФМ означает «динамико-флюидная модель», что определяет ключевое значение геодинамического параметра — добавочного давления в твердой фазе среды, которое управляет основными параметрами флюидопроводящего пласта с дискретной структурой. Подчеркнем, что реализация всех этапов ДФМ-технологии приводит, в конечном счете, к прогнозу контуров максимального *флюидонасыщения*, что на неразведанных территориях может соответствовать наиболее вероятному контуру *нефтегазонасыщения*, а при наличии подтверждения разведочной скважиной нефтегазонасыщенности в этом контуре — к пересчету параметров флюидонасыщенности в параметры продуктивности.

Глава 3. ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХМАО

Общая идея оценки перспектив нефтегазоносности осадочного бассейна в настоящем варианте прогноза построена на основе определения структурных и динамических параметров блоковой модели флюидных потоков в нестационарном (современном) режиме геодинамического состояния системы на различных масштабных уровнях литосферы в границах XMAO-Югра. Если согласиться с преобладающими в научном мире представлениями о блоковом делении твердой Земли под совокупным действием экзогенных и эндогенных планетарных процессов, то именно достоверная блоковая конструкция литосферы в пределах Западно-Сибирского мегабассейна может быть положена в основу разработки флюидодинамической концепции нефтегазоносности территории XMAO-Югра в целом и в пределах ее восточной части в частности.

Особый интерес представляет открытие критических (экстремальных) параллелей на 0-м, 35-м и 62-м градусах (соответственно в Северном и Южном полушариях). Эти открытия связаны с именами российских и американских астрогеологов Карпинский А. А. (1897), Вероне А. (1910), Мушкетов Д. И. (1935), Лейбензон Л. С. (1955), Каттерфельд Г. Ф. [1962] и др. Ряд из названных выше ученых считает именно этот механизм основополагающим в формировании тектонических обстановок в истории развития твердой Земли.

Модель Павленкина А. Д. и Межевова Ю. В. [2009] в некотором смысле, обобщает целый ряд независимых представлений о причинах блокового деления твердой Земли и ее геодинамическом режиме и основана на трех основных тектонических гипотезах — ротационной, пульсационной и дифференциационной. Конструкция этой модели подразумевает разделение Земли на четыре активные надпорядковые геодинамические системы — Арктическую, Антарктическую, Тихоокеанскую и Атлантическую, плоскости симметрии которых соответствуют теоретическим положениям критических широт (экватор, 35° и 62° соответственно в северном и южном полушариях) и меридианов (110° з. д. — 70° в. д. и 160° в. д. — 20° з. д.). В данной модели узел пересечения экстремальной широты 62° и критического меридиана 70° расположен в центральной области ХМАО-Югра.

На рис. 3.1 показан контур Арктической системы, в границах которой, в том числе, расположена Западно-Сибирская плита (ЗСП). Узел пересечения критического меридиана 70° в. д. и экстремальной широты 62° с. ш. находится в 100 км северо-восточнее г. Ханты-Мансийска. На нижнем фрагменте этого рисунка показана карта скоростей вертикальных движений земной коры в границах ЗСП. Отметим факт соответствия аномалии скоростей вертикальных движений дневной поверхности узлу пересечения критических плоскостей глобального деления земной коры ЗСП. По этим данным можно ожидать величины вертикальных скоростей на уровне 1–5 мм в год, а по данным монитора сети геодезических наблюдений средствами GPS за скоростями вертикальных и горизонтальных движений земной коры (ITRF) по состоянию на 2005 г. следует ожидать скорость горизонтальных перемещений вдоль широты 62° в пределах территории ЗСП на уровне 30 мм в год, что существенно превышает среднее значение скорости вертикальных перемещений.

На рис. 3.2 показан фрагмент официальной версии карты нефтегазоносности территории РФ, на которую нанесено положение экстремальной широты 62° и критического меридиана 70°. Из этого рисунка следует вероятностный, но вполне объективный вывод — пространственное положение глобальных разделительных элементов земной коры надпорядкового уровня соответствует положению и особенностям геометрии границ нефтегазоносных районов. Нам известна детальная структура и геологическое строение океанического дна в районе критического меридиана в Атлантическом океане (критический меридиан 20° з. д., нижний фрагмент рис. 2). По-видимому, следует ожидать подобную структуру и на 70-ом меридиане в границах ЗСП.

Очевидно, что представления о базовой конструкции геодинамической модели ЗСП не могут состояться без попытки обоснованного принятия за основу названных глобальных разделительных элементов литосферы. Для восприятия результатов исследований и формулируемых далее выводов необходимо уточнить позицию, которой придерживается автор настоящего раздела при построении моделей современных геодинамических процессов. Эта позиция построена на следующих ключевых теоретических представлениях:

1) глобальные разделительные элементы литосферы как вязкого слоя (твердая среда с дискретной структурой) фиксированы в пространстве и времени (ось вращения Земли постоянна);

2) соответственно, вся регматическая система блокового деления литосферы непрерывно возобновляется по фиксированным направлениям в пространстве и времени под действием меняющихся гравитационных и ротационных силовых полей;



Рисунок 3.1. Геодинамические системы Земли [Павленкин, Межевов, 2009] и карта вертикальных движений дневной поверхности Земли в границах ХМАО-Югра [Черепанов, 1997]

70 гр в.д



Рисунок 3.2. Карта нефтеносности РФ и положение экстремальной широты 62° и критического меридиана 70° в. д. (вверху) и фрагмент критического меридиана 20° з. д. (внизу) 3) блоковые структуры неоднородного вещественного состава, сформированные в периоды импульсных (высокоскоростных) тектонических процессов в последующие периоды развития бассейна могут смещаться относительно современной регматической геометрии разделительных элементов;

4) каждый элемент регматической разделительной системы является плоскостью инверсии компонент напряженно-деформированного состояния (НДС), которые в пределах этих плоскостей терпят разрыв, что означает вязкое горизонтальное и вертикальное скольжение («течение») дискретной среды по меридиональным и широтным фиксированным направлениям (плоскости инверсии компонент НДС не меняют при этом своего пространственного положения);

5) плоскости инверсии компонент НДС в регматической блоковой структуре по меридианам и широтам выделяют в каждом слое с отличной вязкостью прямоугольные блоки с вертикальным и горизонтальными размерами в пропорции 1:3, а распределение компонент НДС внутри каждого блока осуществляется в соответствии с плоскостями главных напряжений, проходящих через его углы (далее — диагональные плоскости инверсии);

6) соответственно, наибольшую активность приобретают флюидные течения в достаточно узких зонах (каналах) в пределах плоскостей инверсии компонент НДС (меридиональных, широтных и диагональных), при этом, максимальную флюидную проницаемость могут приобретать диагональные каналы в силу существенного превышения горизонтальной (восточного направления) компоненты НДС относительно вертикальной.

Многими авторами рассматриваются и предлагаются схемы блоковых процессов в пределах ЗСП (Соколов Б. А., Виноградов Е. И., Губерман Ш. А., Дмитриевский А. Н., Пиковский Ю. И., Ранцман Е. Я., Змановский Н. И., Клещев К. А., Петров А. И., Шеин В. С., Кузнецов О. Л., Садовский М. А., Сидоров В. А., Багдасарова М. В., Фурсов А. Я., Сим Л. А., Устинова В. Н.. Писецкий В. Б. и др.), которые вполне согласуются с идеями регмагенеза. В работе Старосельцева В. С. [2007] впервые обсуждается факт соответствия трансрегионального геодинамического элемента «Транссибирский» критическому планетарному сечению по широте 62°.

Учитывая достаточно высокую вероятность того, что данный элемент является ключевым в модели блоковой геодинамики (и, соответственно, флюидодинамики) литосферы в границах XMAO-Югра, приведем далее результаты интегрированного анализа ряда независимых физических параметров, принятых в качестве опорных количественных матриц масштаба 1:200000 в следующем составе: цифровая модель рельефа дневной поверхности, структурные карты по отражающим горизонтам А и Б, гравитационное и магнитное поля. Методика интегрированного анализа в данном варианте анализа построена на следующих специализированных процедурах:

1) по каждой опорной матрице вычисляется, так называемая (и всюду далее) структурная матрица по специализированному алгоритму типа «dip — azymut» в регулируемом по пространству и направлению окне (аналог терминов аспект, экспозиция и т. п.);

2) совокупности структурных матриц различных физических параметров вычисляется интегральная (корреляционная или кластерная) структурная матрица, которая является мерой соответствия линейных элементов неоднородности физических полей блоковому принципу деления слоистой системы под действием внешних силовых нагрузок;

 по определенной совокупности исходных и структурных матриц физических параметров вычисляется кластерная матрица, которая является интегральной оценкой блокового деления одного вязкого слоя на некотором условном масштабном уровне;

4) сопоставление различных вариантов структурных и кластерных матриц на нескольких масштабных уровнях должны последовательно выявить модель блоковых процессов по «правилу» деления вязкого слоя в пропорции 1:3;

5) на заключительных этапах найденная блоковая структура проверяется и согласуется с оценкой аномальных давлений по сейсмическим временным разрезам.

Целью первого этапа исследований по настоящей проблеме являлась оценка пространственного положения глобальных разделительных элементов литосферы ЗСП в границах ХМАО-Югра на уровне масштаба 1:500000. Заметим, что для этой цели все основные физические параметры принимались на уровне масштабе не мельче 1:200000, но, учитывая малую плотность покрытия площади восточной части округа разведочным бурением и редкой сетью региональных сейсмических профилей, все построения и вычисления ориентированы на масштаб 1:500000.

На рис. 3.3 изображена структурная матрица детального рельефа дневной поверхности в границах ХМАО-Югра (масштаб цифровой модели рельефа 1:200000). В подобных структурных матрицах поля любого физического параметра, развернутых в проекцию WGS-84 (ортогональная система меридианов и широт), должны быть заметны линейные структуры в широтных или (и) меридианных направлениях в том случае, если идеи регмагенеза верны и состоятельно «правило» деления вязкого слоя в пропорции 1:3. Как видим, матрица рис. 3.3 выявляет контрастные линейные структуры по широтам 63, 62 и 61° с. ш.



Рисунок 3.3. Структура рельефа дневной поверхности XMAO-Югра и ДФМ-разрезы по региональным сейсмическим профилям

Характерный рисунок структуры дневного рельефа в данном случае (локальные диагональные линейные элементы, примыкающие к широтным) позволяет предположить, что вдоль этих широтных региональных линеаментов существуют морфоструктурные признаки сдвиговых процессов. На двух других фрагментах этого же рисунка приведены сейсмические временные разрезы по глубинному профилю 101 (16-секундный интервал регистрации) и региональному профилю 108 в восточной части ХМАО (6-секундный интервал), трансформированные в относительные оценки аномальных давлений (ДФМ-разрезы). Цветовой растр на ДФМ-разрезах соответствует степени уменьшения модуля общего давления относительно нормального литостатического (красный цвет — максимальная степень разгрузки). Как видим, именно на широтах 61, 62 и 63° литосфера на всю свою глубину точно разделена на равновеликие блоки, находящиеся в различном и контрастном напряженном состоянии, а широтные границы этих блоков точно соответствуют регулярной системе линейных элементов в структурной матрице дневного рельефа. На ДФМ-разрезах этого рисунка границы литосферных блоков показаны пунктирными линиями черного цвета, а на структурной матрице — красного.

Заметим здесь же без обсуждения, что естественное ожидаемое различие в скорости ротационного процесса смещения сегментов литосферы в границах широтных критических сечений должно компенсироваться по схеме горизонтального изостатического равновесия. В работе Песковского И. Д. [2008] предполагается система блокового деления литосферы ЗСП на основе гравитационного механизма изостазии (вертикальная изостазия). С учетом сказанного выше следует предложить более сложную схему изостазии, основанную на совместном учете горизонтальных и вертикальных компонент напряжений, что, как минимум, должно приводить к «перекосу» любого блока в плоскостях главных напряжений, проходящих через его углы.

Обратим внимание на тот факт, что размер блоков литосферы, показанный на рис. 3.3, соответствует 1° по меридиану (что в WGS-84 составляет 110 км), и этот факт не противоречит теории блокового деления вязкого слоя в пропорции 1:3 (если толщина литосферы около 40 км, то ширина блоков должна составлять 120 км). Если эти рассуждения верны, то такая схема блокового деления литосферы должна быть выявлена и при рассмотрении интегральных (смешанных) структурных матриц различных и независимых физических параметров литосферы, кроме матрицы дневного рельефа. Однако, необходимо помнить, что именно в модели рельефа поверхности дневного и ближайших к нему стратиграфически выдержанных глубинных горизонтов (например — С и М) содержится самая «свежая» информация о параметрах современных геодинамических процессов, происходящих в настоящий момент в каждом слое системы «осадочный чехол – фундамент».

На рис. 3.4 приведен набор структурных матриц, которые получены по гравитационному полю (а), магнитному полю (b), по рельефам дневной поверхности и отражающего горизонта A (c). Цветовая шкала по структурным матрицам потенциальных полей подобрана таким образом, чтобы выявить ограниченное количество классов, однородных по отношениям градиентов каждого из полей. Два класса (в данном случае соответствующие черному и серому цвету) вполне закономерно представляют принцип разделения каждого из потенциальных полей на полосчатые структуры с постоянным ритмом порядка 120–130 км в широтном сечении (2° по широте соответствуют 110 км). Два других класса (красного и желтого цвета) свидетельствуют о присутствии диагональных линейных структур северо-западного направления.

Таким образом, можно предположить, что:

1) структурные матрицы потенциальных полей объективным и независимым образом свидетельствуют в пользу принципа регулярного блокового разделения литосферы ЗСП в рассматриваемых границах по регматической схеме с устойчивым размером блоков порядка 120 км;

2) диагональные линейные зоны в структуре потенциальных полей могут соответствовать тем или иным плоскостям главных напряжений в блоках литосферы с неуравновешенной системой горизонтальных и вертикальных компонент НДС (плоскость главных напряжений в блоке определяет инверсию компонент напряжений и, следовательно, в ее окрестности формируется зона с максимальной проницаемостью).

Структурная матрица рельефа кровли доюрского основания осадочного чехла (граница А), показанная на нижнем фрагменте рис. 3.4, с наложенной структурной матрицей дневного рельефа выявляет три явных и обособленных зоны линейного типа северо-западного направления, которые условно названы нами «Западным», «Центральным» и «Восточным» каналами. Заметим, что эти зоны соответствуют и диагональным зонам в структурных матрицах потенциальных полей (красный и желтый цвета) и примыкают к критической плоскости на широте 62°.

По совокупности названных выше обстоятельств можно предположить, что именно зоны «Западный», «Центральный» и «Восточный» являются основными флюидопроводящими каналами в литосфере территории ХМАО-Югра. Иллюстрацией к этому предположению может служить рис. 3.5, на котором приведены структурные матрицы рельефов дневной поверхности и горизонта А, совмещенные с картой нефтеносности территории ХМАО-Югра. По этому рисунку и рис. 3.4 нетрудно заметить вполне определенную согласованность пространственного положения «каналов», блоковой структуры литосферы, глобальных разделительных элементов на широте 62° и меридиану 70° и поля нефтенасыщенности. Здесь же можно предположить, что линейная зона нефтеносности «Центральный-В» является северо-восточным антиподом канала «Центральный», или, что тоже самое, согласованным вариантом диагональной плоскости главных напряжений в блоке, примыкающем к критическому меридиану 70°.



Рисунок 3.4. Структурные матрицы в границах XMAO-Югра, соответствующие:

 а — гравитационному полю, b — магнитному полю, с — совмещенные структурные матрицы по рельефу дневной поверхности (красный цвет) и по отражающему горизонту А (поверхность фундамента) синий цвет



Рисунок 3.5. Структурные матрицы рельефа дневной поверхности (красный цвет) и поверхности доюрского основания (синий цвет), совмещенные с картой нефтеносности XMAO-Югра (желтый цвет)

Таким образом, рис. 3.4 и рис. 3.5 могут быть приняты за основу разработки модели блоковой флюидодинамики литосферы в границах всего округа XMAO-Югра на уровне масштаба 1:1000000–500000. Далее, конкретизируем и детализируем эту схему в ее восточной части на уровне масштаба 1:500000–200000 с привлечением системы региональных сейсмических профилей.

С учетом модели основных геодинамических элементов литосферы в границах округа (положение глобальной экстремальной широты 62° и широтных разделительных элементов следующего порядка 61° и 63°), далее реализованы процедуры расчета структурных и интегральных матриц по физическим полям в масштабе 1:200000. Не останавливаясь на трудоемких промежуточных результатах анализа, рассмотрим совокупный продукт в виде, представленном на рис. 3.6.

Интегральная матрица, найденная по структурным матрицам гравитационного и магнитного полей, рельефов дневной поверхности и горизонтов Б и А, достаточно объективно отражает пространственные особенности регматической структуры литосферы восточной части округа и хорошо увязывается с геологическим строением фундамента.



Элементы современных блоковых процессов восточной окраины ХМАО - Югра NS - Меридиональные плоскости инверсии НДС первого порядка

На неридиональные плоскости инверсии НДС первого порядка WE - Широтные плоскости инверсии НДС первого порядка по we - Меридиональные и широтные плоскости инверсии НДС второго порядка ----- Диагональные плоскости инверсии НДС

Рисунок 3.6. Интегральная структурная матрица восточной окраины XMAO-Югра и ДФМ-разрезы по региональным сейсмическим профилям

Точное положение разделительных элементов первого и второго порядков (плоскостей инверсии НДС) установлено с помощью ДФМ-разрезов по региональным сейсмическим профилям, показанных на этом же рисунке и графическом приложении. Отметим факт безусловного отображения глобального элемента 62° (далее WE 62) на ДФМ-разрезах меридионального направления и вполне надежное фиксирование меридиональных плоскостей инверсии НДС NS 1, NS 2 и NS 3. Соответственно, широтные и меридиональные разделительные элементы более высокого (условно — 2-го) порядка «автоматически» нанесены по принципу половинного деления каждого блока первого порядка. Эти элементы обозначены как ns 1, ns 2, we 61, we 62. Нетрудно заметить, что подобная «правильная» схема деления надежно подтверждается независимым и абсолютно формальным образом особенностями интегральной структурной матрицы. Цветовая гамма классов этой матрицы подобрана по принципу: синий цвет проницаемые зоны (линейные области нарушения сплошности исходных матриц или наиболее разнородные по физическому смыслу зоны), зеленые и красные тона — устойчивые зоны, фиксируемые во всех исходных полях.

Для основного литосферного блока, в котором находится участок детализации Пылькараминский, проведены диагональные плоскости инверсии компонент НДС. Как мы видим, пространственное положение этих плоскостей (NW и NE), имеющих принципиально важное значение для прогноза флюидодинамической модели, хорошо подчеркнуто интегральной матрицей. Очевидно, неслучайно таковым (северо-западным) является и простирание одной из главных систем разломов в доюрском основании, хорошо выделяющихся как на геологической карте, так и на структурной карте по горизонту А. Безусловно, такие же плоскости подразумеваются и во всех остальных блоках соответствующего порядка (чтобы не увеличивать смысловую нагрузку, эти плоскости не были нанесены на рисунок).

Таким образом, схема современных геодинамических блоковых процессов восточной части округа на уровне масштаба 1:200000 определена достаточно надежно на уровне прямого формального анализа и далее может быть проверена серией инструментальных, косвенных и качественных критериев. Рассмотрим некоторые из таких критериев.

На рис. 3.7 поверх интегральной структурной матрицы и схемы современных блоковых процессов нанесены основные элементы геологического строения доюрского основания рассматриваемой территории, выполненные авторами этой книги. Может возникнуть вопрос — почему современные и недавние геодинамические процессы (которые являются определяющими для нефтеносности территории) изучаемые нами флюидодинамическими методами, мы сопоставляем в первую очередь именно с геологическим строением фундамента? Причина заключается в следующем: при общей мощности земной коры на востоке ХМАО около 35-40 км, осадочный орточехол, вмещающий, как известно, в Западной Сибири подавляющее большинство (99%) известных нефтяных месторождений, имеет мощность до 3-4 км. Только уже из этого, даже если не учитывать, что высоко консолидированные породы фундамента значительно прочнее достаточно слабо сцементированных осадочных толщ чехла, становится очевидно, что складчатые и другие структурные формы и неоднородности чехла вызываются, главным образом, процессами, происходящими в фундаменте. По нашим оценкам, совокупная прочность доюрского основания Западной Сибири превосходит прочность чехла на 2 порядка, то есть примерно в 100 раз. В этой связи для оценки нефтеносности и выявления наиболее проницаемых зон в фундаменте представляет интерес анализ системы разломов доюрского основания. Исходя из геологических и геофизических данных, суммированных в виде геологической карты, на востоке ХМАО выделяется 3 главных системы разломов.

Наиболее древняя из них — это субмеридиональные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны. Эти разломы имеют весьма длительную историю формирования, одним из главных эпизодов которой явилась позднепалеозойская коллизия. Подновлены они были при раннетриасовом растяжении. Таким образом, по этим разломам происходили знакопеременные, достаточно интенсивные движения, которые в целом, по всей видимости, не могли не ослабить литосферу и соответственно повысить ее проницаемость. Именно поэтому значительная часть современных субмеридианальных линеаментов наследуют эту систему разломов.

Разломы «диагонального», северо-западного простирания не столь мощные, но они более обильные и более молодые. Они были сформированы, в основном, в послераннетриасовое время (рассекают триасовые грабены) и, вероятно, неоднократно подновлялись. Самой молодой системой разломов являются субширотные зоны геодинамической активности, частично они также, впрочем, наследуют более древние зоны в фундаменте.

Если считать, что области узлов пересечения широтных и меридиональных разделительных элементов литосферы являются наиболее критическими для прорыва снизу флюидной и вещественной масс, то в узлах, обозначенных на схеме как «з-3» и «з-4», установлены независимым образом локальные гранитные тела, а в узлах «з-1» и «з-2» ранее открыты крупные нефтяные месторождения.

В целом, ряд тектонических границ геологической карты близко совпадает с плоскостями инверсии НДС различного типа, что может прояснить или уточнить их генезис и геометрию. Некоторые элементы геологической карты с помощью предложенной модели современных геологических процессов могут быть пересмотрены с помощью такой надежной физической фактуры как интегральная структурная матрица, так как в отсутствие достаточного количества разведочных скважин опора на качественный анализ гравиметровых и магнитных данных не всегда корректен.

В заключение сформулируем следующие выводы:

1. Основным формирующим современную геодинамическую обстановку разделительным элементом литосферы территории округа и его восточной части является экстремальная разделительная плоскость на широте 62°.

2. Соподчиненными разделительными элементами следующего порядка относительно экстремальной плоскости являются плоскости инверсии компонент НДС на широтах 61° и 63°.

3. В литосфере XMAO фиксируются контрастные диагональные плоскости инверсии НДС «Западный», «Центральный» и «Восточный», которые способны выполнять роль флюдоподводящих каналов.

4. Схема современных блоковых процессов литосферы восточной части округа согласуется с целым рядом прямых, косвенных и качественных критериев и, следовательно, может быть принята за основу прогноза флюидодинамической модели.

Сопоставим найденную модель блоковых процессов с фактической картой нефтенасыщенности восточной части округа, что может привести к определенным заключениям относительно перспективности связи элементов современной геодинамики литосферы с нефтеносностью. На рис. 3.8 приведен результат наложения схемы блоковой динамики на карту нефтеносности округа. Сопоставление этих двух карт методом аналогий позволяет сделать следующие основные выводы:

1) меридианные плоскости инверсии НДС первого порядка NS 3, NS 2 и NS 1 способны выполнить роль нефтеподводящих каналов (точно вдоль плоскости NS 3 расположен продуктивный нефтегазовый район);

2) наиболее перспективны на обнаружение углеводородного потенциала узлы пересечений меридианных и широтных плоскостей инверсии НДС (в узлах 3-1 и 3-2 расположены крупные нефтяные месторождения);



NS - Меридиональные плоскости инверсии НДС первого порядка WE - Широтные плоскости инверсии НДС первого порядка

ns we - Меридиональные и широтные плоскости инверсии НДС второго порядка

----- Диагональные плоскости инверсии НДС

Рисунок 3.7. Интегральная структурная матрица восточной части XMAO-Югра с элементами геологического строения доюрского основания 3) в пределах диагональных плоскостей инверсии НДС также доказана продуктивность (плоскость NE);

4) соответственно, высокой перспективностью обладают и зоны с индексами з-3, з-4 и з-5 (з-3 и з-4 кроме расположения в узлах плоскостей инверсии находятся еще и в контуре локальных гранитных тел);

5) перспективность названых зон подтверждают ДФМ-разрезы, приведенные на этом же рисунке (благоприятные структурные особенности и аномалии давлений в совокупности представляют поисковый интерес).

Еще один анализ флюидодинамических параметров в схеме блоковых процессов может быть выполнен на основе сопоставления потенциальных полей, зарегистрированных с интервалом в 30 лет в одном и том же масштабе. На рис. 3.9 приведены карты расхождения разновременных потенциальных полей в пределах восточной части округа. Гравиметрическая матрица расхождений подтверждает высокую геодинамическую активность территории, приуроченную к 62-ой широте (полоса наибольших расхождений заключена в границах плоскостей инверсий НДС первого порядка на 62-ой и 61-ой широтах). Аномалии расхождений, зафиксированные в магнитном поле, могут прямым образом свидетельствовать о повышенных флюидных течениях и, соответственно, насыщением магнитным материалом зон деструкций в пределах плоскостей инверсий компонент НДС. Такие линейные аномалии зафиксированы точно по инверсионной плоскости ns 1, диагоналям NW и NE, примыкающих с юга и севера к широте 62°.

Приведем несколько соображений, направленных на обобщение флюидодинамической концепции восточной части округа и в целом Западно-Сибирского мегабассейна с учетом постоянно действующих геодинамических процессов.

Картирование зон деструкции, активизированных на позднемеловом и палеогеновом этапах, осуществляется, разумеется, в обычном геологическом пространстве, то есть на геологической карте доюрских комплексов, совмещенной со структурной картой по кровле данного комплекса и обозначенными границами развития нефтепродуцирующих слоев нижнеюрского или, допустим, верхнеюрского возраста. Совпадение в плане трех признаков — молодой разлом, структура и близкая линия выклинивания может указывать на перспективность данной площади. Важным дополнительным признаком при этом будет являться вещественный состав доюрских комплексов территории прогноза.



Рисунок 3.8. Схема блоковой динамики и карта нефтеносности восточной окраины ХМАО-Югра



Рисунок 3.9. Карты сопоставления разновременных гравиметрических (вверху) и магнитометрических съемок (внизу) по территории восточной части ХМАО-Югра

На примере ряда районов Западной Сибири устанавливается, что неизмененные породы доюрского комплекса сами по себе, как правило, не являются коллекторами [Зубков и др., 1999 и др.]. Только после возникновения в них трещиноватости и кавернозности, формируются коллекторы, пригодные для накопления углеводородов. Гидротермально-метасоматические процессы, приводящие к формированию вторичной пористости и кавернозности, несомненно, связаны с геодинамическими (тектоническими) процессами, но уже на платформенном этапе развития Западно-Сибирского осадочного мегабассейна.

Вероятней всего, аргиллизация как метасоматический процесс происходит на границе двух различных сред: фундамента и осадочного чехла. Повышенная температура циркулируемых вод и, соответственно, их высокая агрессивность, приводят к интенсивному частичному растворению вмещающих пород вдоль закартированных разломов. В составе осадочного чехла желательно наличие пелитовой составляющей, что позволяет при циркуляции кислых гидротерм образовываться именно каолинитовым аргиллизитам. Формирование аргиллизитов возможно и по субстрату ранее существовавших кор выветривания, наследуя уже частично сформированную пористость и трещиноватость. Достоверно установить генезис коллекторов должны позволить исследования изотопии содержащихся в них глинистых минералов (например, кислородной и водородной), при этом какие-либо другие методы исследований, вероятно, не позволят этого сделать.

Все рассмотренные выше материалы в совокупности позволяют предложить флюидодинамическую модель в виде, представленном на рис. 3.10. При формировании этой ключевой карты авторы приняли решение о слиянии разномасштабных флюидодинамических моделей Пылькараминского блока и территории восточной части округа. При этом нам представляется вероятным, что особенности флюидодинамических деталей в контуре Пылькараминского блока на его весьма представительной площади порядка 10000 км² будут способствовать «чтению» и «предвидению» подобных деталей на всей остальной территории.

Физической основой карты на рис. 3.10 является интегральная структурная матрица, которая была уже представлена на рис. 3.7. Анализ всей ситуации в целом и, в особенности, на участке детализации, позволяет предложить отнести значения этой матрицы к относительным оценкам макропроницаемости, или к интенсивности флюидного потока в доюрском основании. Шкала соответствия значений интегральной матрицы оценкам интенсивности флюидных течений показана на этом рисунке.

Автору представляется вероятным отнести все зоны с максимальной интенсивностью флюидных течений (синий цвет) к перспективным зонам нефтенасыщения в осадочном чехле и верхней части доюрского основания. С учетом схемы разделительных элементов литосферного и следующего соподчиненного ему уровней, и нашей карты геологического строения региона (глава 1), на представленной карте выделено 6 основных зон с максимальной вероятностью флюидо-нефтенасыщения:

1. Зоны №№ 1 и 2 — зоны Пылькараминского блока. При этом, в зону № 1 включены две ранее отмеченные локализованные зоны в пределах области распространения кремнисто-терригенных-черносланцевых толщ, а зона № 2 — в пределах известняков.



NS - Меридиональные плоскости инверсии НДС первого порядка WE - Широтные плоскости инверсии НДС первого порядка ns we - Меридиональные и широтные плоскости инверсии НДС второго порядка ------- Диагональные плоскости инверсии НДС

Рисунок 3.10. Флюидодинамическая модель восточной части ХМАО-Югра 2. Зоны с №№ 3 и 4 — зоны областей пересечений меридиональных разделительных элементов литосферы с экстремальной плоскостью инверсии компонент НДС на широте 62°. Дополнительным критерием перспективности этих зон является объективное предположение о наличии в этих узлах гранитных массивов.

3. Зона № 5 рекомендована на основании сильного расхождения магнитных полей, зарегистрированных с длительным временным интервалом, что представляется вероятным признаком интенсивности флюидодинамических глубинных процессов по разделительному элементу ns 1.

4. Зона 6 рекомендована на основании активного контакта литосферных блоков по элементу NS 1 и результатам ДФМ-интерпретации региональных профилей с №№ 11 и 12 (см. рис. 3.6).

Глава 4. ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЫЛЬКАРАМИНСКОГО УЧАСТКА

Участок детализации геологического строения осадочного чехла и фундамента в восточной части округа расположен в пределах Пылькараминского антиклинория и на настоящий момент обеспечен базой данных по разведочной сети 2D сейсмических наблюдений и результатов бурения 17 скважин, в двух из которых получены притоки нефти. В данном разделе приводятся результаты прогноза параметров флюидодинамической модели в масштабе 1:100000, основанной на специализированной интерпретации сейсмических данных по методу ДФМ.

В основу данного флюидодинамического прогноза положены главные элементы региональной модели современных геодинамических процессов восточной части ХМАО-Югра в масштабе 1:500000, которая обсуждалась нами выше. Общая идея детального прогноза в пределах Пылькараминского участка последовательно реализована по следующей схеме:

1) детализация структуры геодинамических процессов и уточнение границ геологических комплексов доюрского основания на уровне масштаба 1:200000 в рамках планшета 200×200 км, в центре которого расположен участок детализации (внешний контур участка);

2) детализация структуры и оценка параметров напряженного состояния системы «осадочный чехол – фундамент» на уровне масштаба 1:100000 в границах участка детализации по данным структурных построений и по результатам ДФМ-преобразований вновь переобработанных временных разрезов;

3) построение интегральных моделей структурно-динамических и флюидодинамических параметров в основных интервалах осадочного чехла и фундамента.

В предыдущей главе подробно обсуждались методика и результаты оценки параметров современных геодинамических процессов в границах восточной части ХМАО-Югра на уровне масштаба 1:500000. Однако для этой цели использованы исходные физические матрицы потенциальных полей и рельефа дневной поверхности в масштабе 1:200000, что позволяет оценить более подробные детали структуры геодинамических процессов в рамках планшета 200×200 км. На рис. 4.1 приведен такой фрагмент интегрированной структурной матрицы, отображающей основные детали геологического строения фундамента в ближайшей окрестности участка детализации. На этом же фрагменте показаны основные разделительные элементы литосферы NS 3, NS 2, ns 2, WE 62, WE 61 и we 61, природа которых обсуждалась выше. Физическая сущность и объективная реальность современных геодинамических процессов, приводящих к появлению блоковых структур (регмагенез) хорошо иллюстрируется двумя временными разрезами по региональным сейсмическим профилям «Речной» и 108, которые трансформированы в относительные оценки давлений. Здесь очевидно, что названные выше разделительные элементы NS и WE (широтные и меридианные плоскости инверсии горизонтальных компонент НДС) являются границами блоков, на которые распадается литосфера под действием гравитационных и ротационных процессов. Горизонтальный размер блоков этого порядка составляет порядок 110–120 км (утроенная толщина литосферы).

Из этого рисунка следует, что почти вся территория участка детализации находится в пределах одного литосферного блока с границами NS 2 — NS 3 по меридиану и WE 62 — WE 61 по широте (назовем далее Пылькараминский блок). С точки зрения флюидодинамической концепции нафтидогенеза, наиболее продуктивными зонами должны являться контактные области блоков литосферного порядка [Соколов, Абля, 1999], что фактически подтверждено открытием НГР, расположенным точно вдоль западного борта блока (NS 3). По аналогии, восточный борт NS 2 также должен обладать подобной перспективой, что пока не подтверждено разведочным бурением.

Здесь же необходимо обратить особое внимание на уникальность геодинамической конструкции Пылькараминского блока? и ДФМ-разрез по профилю «Речной» является тому подтверждением:

1) геометрия основных стратиграфических единиц ниже горизонта С в восточной половине блока существенно деформирована и не отражается на самом горизонте С, что абсолютно нетипично для всей остальной территории этой части округа;

2) следовательно, можно предположить, что вдоль диагональной плоскости NW инверсии компонент НДС в досеноманское время существовала высокая активность сдвиговых процессов («перекосы» блока в плоскостях главных напряжений), которая затем прекратилась, и блок перешел в относительно стационарный режим.

Более подробная структура геодинамических процессов в пределах Пылькараминского блока и его ближайшего окружения обнаруживается по набору структурных матриц магнитного и гравитационного полей, рельефа дневной поверхности и интегральной структурной матрицы (полная кластерная структура) по всей совокупности исходных физических параметров (рис. 4.2). Характерные особенности структурных матриц, во-первых, подтверждают схему геодинамического разделения литосферного слоя, а во вторых — выявляют процесс «перекоса» Пылькараминского блока по экстремальной широте WE 62.



Рисунок 4.1. Интегральная структурная матрица в контуре планшета 200×200 км в районе участка Пылькараминский и ДФМ-разрезы по профилям «Речной» и 108



Рисунок 4.2. Структурные матрицы в контуре планшета 200×200 км в районе участка Пылькараминский

Таким образом, можно полагать установленным, что в пределах Пылькараминского блока важнейшими и активными элементами являются плоскости инверсии горизонтальных компонент НДС по линиям NS 2 и NW.

Здесь же следует заметить, что интегральная структурная матрица в виде, показанном на рис. 4.2, явилась объективной основой для детализации модели геологического строения доюрского основания. Для целей прогноза параметров современных геодинамических процессов в контуре участка детализации Пылькараминский на уровне масштаба 1:100000 привлечены результаты переобработки и интерпретации материалов сейсморазведки МОГТ 2D по сети разведочных профилей с опорой на 17 скважин разведочного бурения. Поскольку по этим данным построены детальные структурные карты независимыми исполнителями, проверим достоверность сделанного выше прогноза основных разделительных элементов литосферного порядка типов NS, WE, NW и NE на основе следующего соображения: если сделанные прогнозы по блоковой структуре литосферы верны, то рельеф структурных поверхностей по всем основным стратиграфическим горизонтам и разломно-блоковая структура, установленная по сейсмическим временным разрезам на основе субъективного анализа тектонических процессов, должны быть «автоматически» согласованы с элементами геодинамических процессов вполне определенным и непротиворечивым образом.

На рис. 4.3 показаны структурные карты по основным стратиграфическим горизонтам С, М, В и А, на которые вынесены все выявленные «ручным» путем разломные элементы и разделительные элементы геодинамических процессов литосферного порядка, обоснованные нами выше на уровне масштабов 1:500000–200000. Как нетрудно заметить, результат такого сопоставления позволяет сделать несколько основных выводов:

1) плоскости инверсии компонент НДС литосферного порядка (NS 2, WE 61, NW, NE, ns 2 и we 61) во все тектонические периоды определяли формирование рельефа структурных поверхностей;

2) геодинамические (пликативные) процессы в границах названных разделительных элементов литосферного порядка обусловили развитие тектонических процессов и геометрию разломно-блоковой структуры по всем стратиграфическим интервалам осадочного чехла и доюрского основания;

3) поскольку пространственное положение принципиальных разделительных элементов литосферы установлено достоверным образом, постольку правомочно дальнейшее деление блоков литосферного порядка на блоки более высокого порядка по правилу «деления каждого предыдущего пополам» (на рис. 4.3 эти блоки показаны тонкими пунктирными линиями без идентификаторов).



Рисунок 4.3. Структурные карты по основным горизонтам и схема блоковых процессов

На рис. 4.4 приведен еще один комплект структурных матриц, рассчитанных по совокупности различных параметров рельефов стратиграфических поверхностей A, B, M и C (фрагменты «а» — структурная матрица дезинтеграции доюрского основания, «b» — интегральные значения дисперсии рельефа стратиграфических поверхностей и «с» — интегральные значения градиентов рельефа по этим же горизонтам) и структурная матрица, рассчитанная по гравитационному полю на основе дисперсионного анализа (фрагмент «d»). Этот рисунок позволяет предположить, что все основные структурные особенности интервалов осадочного чехла в границах рассматриваемого участка сформированы диагональной плоскостью инверсии горизонтальных компонент НДС NW (северо-западная плоскость главных напряжений в Пылькараминском блоке). В предыдущем разделе мы определили этот деструктивный элемент литосферы, как канал «Восточный». По-видимому, зоны красного цвета на фрагментах «а» и «с» можно рассматривать как основные и локальные каналы миграции флюида во всех интервалах осадочного чехла и доюрского основания, а зоны красного цвета на двух других фрагментах «b» и «d» — устойчивыми структурными контурами замкнутого типа, вполне способными «удерживать» флюид.

Выше сформулированные заключения позволяют объективным образом представить всю схему современных блоковых геодинамических процессов в контуре участка Пылькараминский как на уровне литосферы, так и на уровнях осадочного чехла и доюрского основания. Найденная схема блоковых процессов далее должна быть дополнена оценкой параметров напряженного состояния в различных интервалах осадочного чехла и фундамента на основе технологии ДФМ-интерпретации всей совокупности сейсмических временных разрезов. С одной стороны, такая оценка совершенно независимым образом должна подтвердить найденную схему блоковых процессов, а с другой — детализировать ее на всех уровнях осадочного чехла и фундамента.

Собственно процесс ДФМ-интерпретации реализован по полной совокупности временных разрезов, полученных по единому классическому графу обработки данных МОГТ по всем лицензионным участкам. На рис. 4.5 показан набор ДФМ-трансформаций меридианного направления, а на рис. 4.6 — широтного. На этих же рисунках приведена карта интегральной оценки давлений для всего интервала осадочного чехла, которая свидетельствует о его разделении на блоки с определяющим значением элементов NS 2 и NW.



Рисунок 4.4. Набор структурных матриц по различным параметрам в исходном масштабе 1:100000









Рисунок 4.6. Монтаж ДФМ-разрезов по широтному направлению

Действительно, как и предполагалось, ДФМ-разрезы в данном случае свидетельствуют о контрастном делении осадочного чехла на блоки различного порядка, которые достаточно точно вписываются в принципиальную схему литосферного деления. В полном объеме ДФМ-трансформация выполнена по временным разрезам классического стандарта обработки (всего 151 профиль в полном объеме 5103 км).

В целом, анализ всех ДФМ-разрезов позволяет сформулировать несколько следующих принципиальных выводов:

1. Распределение относительных оценок параметров напряженного состояния в осадочном чехле и фундаменте соответствует блоковому принципу геодинамической активности.

2. Наиболее контрастные зоны аномальных давлений сосредоточены вдоль литосферных разделительных элементов NS 2, NW, WE 61, ns 2 и we 61. Особое внимание привлекают характерные особенности зон аномальных давлений и резкое искажение геометрии слоистой толщи, как в пределах юрских отложений, так и в фундаменте в непосредственной окрестности диагональной плоскости инверсии компонент напряженного состояния NW.

3. Судя по характерной узкой зоне резкого изменения геометрии структуры сейсмического изображения вблизи разделительных элементов литосферного порядка, геодинамические процессы в пределах Пылькараминского блока носят преимущественно сдвиговой характер.

Весь объем ДФМ-разрезов позволяет получить детальные матрицы оценок аномальных давлений как по основным стратиграфическим горизонтам (карты мгновенных оценок относительных значений давления), так и по интервалам осадочного чехла, ограниченными любой парой из числа этих горизонтов (карты интегральных оценок давлений). Такие матрицы, совмещенные с картами изохрон или изогипс по отражающим горизонтам, назовем «структурно-динамическими картами».

На рис. 4.7 представлены структурно-динамические карты по основным отражающим горизонтам А, В, С и М, а на рис. 4.8 — по нескольким интервалам осадочного чехла в этих границах. Карты аномальных давлений и схемы блокового геодинамического деления литосферы в пределах участка Пылькараминский совмещены с окончательной версией структурных построений по соответствующим горизонтам и разломно-блоковыми элементами.

Этот комплект структурно-динамических карт, по существу, является исходной моделью флюидодинамических параметров, на основе которых представляется возможным построить различные варианты миграционных процессов флюида в заданных интервалах осадочного чехла и реализовать стратегию следующих этапов разведки территории Пылькараминского участка. Качественный анализ представленного комплекта карт

позволяет сделать основной вывод: распределение аномальных значений относительных оценок давлений по основным горизонтам и интервалам осадочного чехла и фундамента объективно удовлетворяет структуре блоковых процессов различного порядка, полученной независимым путем.



Рисунок 4.7. Структурно-динамические карты по основным горизонтам


Рисунок 4.8. Структурно-динамические карты по основным интервалам осадочного чехла и фундамента

На рис. 4.9 приведен результат кластерного анализа, реализованный по структурно-динамической карте горизонта В. С определенной долей вероятности эта карта отражает степень флюидо-нефтенасыщенности верхнего интервала юрских отложений. Максимальная степень прогнозной нефтенасыщенности соответствует красному цвету растра. Оценка этой карты с позиции блоковых геодинамических процессов позволяет выдвинуть основное и объективное предположение о достаточно высокой степени перспективности исследования восточного борта Пылькараминского блока по разделительному элементу NS 2.

С целью получения полноценной модели флюидодинамики Пылькараминского участка совместим карту прогнозной флюидо-нефтенасыщенности с интегральной структурной матрицей соответствующей степени максимальной дезинтеграции пород доюрского основания (фрагмент «а» рис. 4.4). Если полагать, что зоны максимальной дезинтеграции пород фундамента выполняют роль подвода флюида с больших глубин или, другими словами, определяют канал тепло-флюидо-массопереноса (выше этот район мы определили как канал «Восточный»), то пространственное соответствие прогнозных зон флюидо-нефтенасыщенности с зонами дезинтеграции в контуре канала «Восточный» должно существенно повысить вероятность нефтенасыщения во всех интервалах осадочного чехла. Прямое подтверждение вышеприведенных рассуждений мы имеем в районе продуктивных скважин 6 и 7, где максимально удачным образом сочетаются три флюидодинамических фактора — положительная структура, локализованная зона аномальных давлений (максимальное флюидное давление) и тупиковая зона дезинтеграции доюрского основания. Учитывая все вышесказанное, на рис. 4.9 показаны три прогнозные зоны с максимальной степенью флюидо-нефтенасыщенности.

С целью проверки вышеприведенных выводов приведем результат формализованного анализа структурных и ДФМ-параметров по следующему алгоритму (рис. 4.10):

1) генерируем карту интегрального параметра оценок градиента потенциальных полей (аномальных гравиметрического и магнитометрического) и градиента структурных поверхностей по всем отражающим горизонтам (от G до A) — фрагмент «а» рис. 4.10;

2) генерируем карту интегральной оценки градиентов давления по ДФМ-разрезам на весь осадочный чехол (все горизонты от G до A) — фрагмент «b» рис. 4.10;

3) принимая карту блоковой структуры по фрагменту «а» за макропроницаемость осадочного чехла и карту интегрального градиента давления для этого же интервала по фрагменту «b» рассчитаем векторную матрицу потока флюида — фрагмент «с» рис. 4.10;



Рисунок 4.9. Интегральная прогнозная оценка флюидо-нефтенасыщенности по данным ДФМ для верхнего интервала юрских отложений с наложением структурной матрицы, соответствующей оценке зон дезинтеграции доюрского основания



Рисунок 4.10. Прогноз нефтеносности Пылькараминского участка на основе формального алгоритма интерпретации структурных и ДФМ-параметров осадочного чехла и фундамента

4) генерируем карту нулевого баланса (нулевых градиентов скорости флюидного потока), которая отображает зоны флюидного баланса (застойные зоны) с вероятным нефтенакоплением — фрагмент «d» рис. 4.10.

Приведенный вариант прогноза вполне независим от субъективизма в анализе и может быть далее принят как одно из принципиальных решений по выбору наиболее перспективных зон нефтенасыщения. Заметим, что единственная скважина с доказанной нефтенасыщеностью (№ 6) попала именно в застойную зону (зона баланса), а все остальные («сухие») не попали в прогнозные зоны. Это обстоятельство позволяет надеяться на вполне объективный прогноз перспективных зон нефтенасыщения по предложенной схеме.

В заключение этого раздела представляется необходимым сформулировать следующие выводы и рекомендации:

1. Интегральные оценки структуры геодинамических процессов во внешнем контуре участка Пылькараминский могут быть приняты за основу уточнения тектонических элементов геологического строения доюрского основания.

2. Структурно-динамические карты по основным отражающим горизонтам и интервалам осадочного чехла и доюрского основания представляют собой основу для объективной оценки пространственного положения зон флюидонасыщения.

3. Интегральная оценка параметров флюидодинамической модели участка Пылькараминский, полученная по результатам структурной и ДФМ-интерпретации на уровне масштаба 1:100000 позволяет предложить карту прогнозных зон с максимальной степенью флюидо-нефтенасыщенности (рис. 4.9).

Глава 5. ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

5.1. Литолого-петрографическое описание пород

С востока на запад в доюрском основании востока XMAO нами выделяются следующие структурно-формационные зоны:

1. **Тыньярская зона**, сложенная преимущественно терригенно-кремнистыми черносланцевыми толщами среднего палеозоя с телами гранитов, риолитов, габбро, габбро-диоритов и серпентинитовыми массивами в краевых частях зоны. В пределах зоны пробурены скважины Тыньярская 100 и Тыньярская 101.

2. Лекосская зона, сложенная достаточно свежими базальтами мощностью более 200 м, которые подстилаются пепловыми туфы (ксенотуфы) базальтового состава с прослоями метаморфизованных аргиллитов, песчаников и гравеллитов, мощностью более 400 м. Все эти комплексы вскрыты скважиной Лекосская 27.

3. Кыс-Еганская зона, образованная, по всей видимости, метаморфическими хлорит-альбит-кварцевыми сланцами (фация зеленых сланцев; вероятно, докембрий), которые вмещают крупные интрузивные массивы гранитов, риолитов, габбро, габбро-диоритов, диоритов (и серпентинитов в краевой восточной части зоны). Здесь пробурена скважина Кыс-Еганская 91, но ее керн в интервале 2397–2400 м не поднят, а также скважины Северо-Лымбельская 1 и 2, находящиеся к югу за рамкой нашей карты.

4. Вахская (Вахский прогиб) зона. В строении этой зоны, по всей видимости, преобладают вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, вероятно среднего палеозоя, вмещающие достаточно многочисленные тела габброидов, серпентинитов и одно крупное тело кремнекислого состава на севере зоны. Здесь пробурена скважина Кыс-Еганская 90, где в интервале 2316,3 м до 2408 м (забой) вскрыты массивные крепкие сланцы серого, темно-серого и черного цвета со слабо выраженной слоистостью, вероятно кремнистые.

5. Пылькараминская зона. Наибольшая часть этой зоны (ее южная половина и северная четверть) образованы крупными карбонатными массивами девонского возраста, сложенными мелководными известняками, среди которых по скважинам преобладают застойные, зарифовые фации. Между этими карбонатными массивами в северной части зоны выходит большой блок преимущественно более глубоководных кремнистотерригенно-черносланцевых толщ, которые прорваны массивом гранитов. В пределах этой зоны пробурены скважины: Ларъиголкуйская 14, Верхне-Сабунская 9, Кулынигольская 30, С.-Мегтыгъеганская 33, В.-Пылькараминская 11, Ю.-Пылькараминская 22, Восточно-Сабунская (II) 7.

6. Боровая зона сложена сравнительно глубоководными (батиальными, континентально-склоновыми) кремнисто-терригенно-черносланцевыми толщами, которые прорваны двумя массивами гранитов. В пределах этой зоны пробурены скважины: Боровые 6 и 7, Северо-Боровая 1, Южно-Ларьякская 28, Колынъигольская 26, Мегъеганская 27, Пылькараминские 1 и 2, Улымторская 31, Кулынъигольская 2, Гранатовая 18, Сыхтинская 500, Лунгъеганская 3, Приозерная 91, 92, Южно-Приозерные 93 и 95, Северо-Приозерная 4, Васихинская 102.

7. Сабунская зона представляет собой триасовый грабен, слагающий полосу северо-северо-западного простирания и выполненный базальтоидами разной степени сохранности. Вскрыт скважинами Ильичевская 110, С-Сабунская 2, Сабунская 1, Источнинская 118, Ларьякская 1, а также Владиленская 1.

8. Котыгъеганская зона прослеживается непосредственно западнее Сабунского грабена и выполнена преимущественно мелководными известняками верхнего девона. Здесь пробурены скважины Котыгъеганские 22, 23, 26, 28 и Восточно-Хохряковская 1.

Тыньярская зона

Описание риолитов и гранитоидов из скважины Тыньярская 100

Скважиной по доюрским образованиям пройдено 383 м (глубина 1786– 2225 м). На этом интервале вскрыто экструзивное тело кислых эффузивов (1786–2070 м), переходящих ниже в гипабиссальные микропегматитовые гранит-порфиры (скважина остановлена в них на глубине 2169 м). Кислые эффузивы по петрографическим и петрохимическим данным можно подразделить на следующие комплексы:

1) **1786–1925 м** — **трахидацитовые плагиоклазовые порфиры**. От серого с розовым оттенком до темно-серого цвета, флюидальные; основная масса микропойкилитовая или микрофельзитовая (рис. 5.1); в ряде интервалов керна породы сильно трещиноваты, серицитизированы, с обильной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией;

2) **1925–2070 м** — субщелочные и просто риолитовые кварц-плагиоклазовые порфиры. В верхней части субщелочные; в отличие от предыдущей толщи, породы чаще имеют фельзитовую или сферолитовую структуру и большее количество вкрапленников кварца; в средней и нижней частях разреза толщи появляется микрогранитная структура основной массы.



Рисунок 5.1. Вкрапленники плагиоклаза в риолите Без анализатора, размер поля 2 мм. Обр. Тын 100/1835,4 м

Преобладают две разновидности, первая из них — это риолиты с количеством вкрапленников обычно не более 1–2%. Они имеют размер 0,2–2,5 мм в поперечнике; представлены измененным полевым шпатом и кварцем, при преобладании последнего. Зерна кварца субпрямоугольные, округлые или неправильные, а также мелкие фрагменты; отмечаются следы магматической коррозии. Некоторые зерна перекристаллизованны и представлены агрегатом мелких индивидов. Прозрачные, угасание слабо мозаичное. Плагиоклаз имеет сечения неправильной формы с сильно корродированными краями. Зерна плагиоклаза сильно изменены, ядра превращены в агрегат слюдисто-пелитового вещества. В периферии — серицитизированы пятнами. В некоторых случаях максимально изменены каймы зерен. Основная ткань девитрифицирована, структура — микролитовая, микросферолитовая и дендритовидная; участками — микроаплитовидная. Базис представлен микролитами плагиоклаза в кварце, есть зоны, почти нацело замещенные тонкочешуйчатым серицит-пелитовым веществом. Это могли быть и участки стекла. В базисе плагиоклаз серицитизирован; кварца — не менее 20% от объема основной массы. Акцессорные минералы: единичные мелкие зерна лейкоксена и апатита. Рудный минерал представлен отдельными точечными выделениями.

Отмечаются также риолиты с количеством фенокристов примерно до 15%, причем распределены они зачастую неравномерно, формируя полосы, обогащенные и обедненные вкрапленниками. Порода имеет такситовый облик, типична флюидальность. Структура основной ткани — от микроаплитовидной до гранолепидобластовой в зонах сильных вторичных изменений. Вкрапленники имеют размеры 0,5–4 мм, представлены кварцем и полевым шпатом, отдельными реликтами цветного минерала. Преобладает во вкрапленниках полевой шпат, который образует в шлифах угловатые фрагменты, субпрямоугольные разрезы, шестиугольники со сглаженными гранями, до практически округлых образований. Сечения больше похожи на микроклиновые, но большинство зерен гаснут почти прямо и имеют небольшой 2V. Показатель преломления ниже, чем у бальзама, характерны простые единичные двойники. Скорей всего, это был санидин. Часто несет сеть поперечных, а в поперечных разрезах — радиальных трещин, заполненных пелитовым веществом или вторичным кремнеземом. Есть отдельные индивиды — недоразвитые скелетные образования, содержащие фрагменты вещества базиса внутри зерна. Кроме того, имеются отдельные зерна, полуразложенные, крайне неоднородные, пятнистые, состоящие из участков с более низким и более высоким показателем преломления и зонами серицитизации. Это мог быть и плагиоклаз. Количество фенокристов кварца составляет примерно 25% от общего количества полевого шпата. В основном это — мелкие округлые зерна, иногда неправильные фрагменты со скругленными ограничениями; единичные скелетные формы. Кроме того, в породе есть «будины» развития вторичного кварца, образующего неравнозернистый аллотриоморфный агрегат. Возможно, в породе было немного цветного минерала, вероятно биотита. Об этом свидетельствуют отдельные таблитчатые формы, замещенные пелитовым агрегатом и хлоритом. Базис породы раскристаллизован, но размер зерен нестабилен — есть полосы от очень тонкозернистых, до других — с размером зерен до 0,2 мм. Реликтовая структура — микроаплитовидная. Вероятно, в базисе тоже был цветной минерал, теперь его полосы и стяжения замещены серицитом и пелитовым веществом. Иногда видны чешуи хлорита, придающего базису лепидобластовый облик. Другие составляющие основной ткани — сильно измененный плагиоклаз

и кварц — не менее 40% базиса (первичный и вторичный). Рудный минерал образует нечастые извилистые, очень мелкие выделения, реже квадратики (пирит). Акцессорные минералы представлены отдельными индивидами апатита и циркона.

3) 2071-2225 м — микропегматитовые субщелочные граниты и лейкограниты. Это породы светло-серого с розоватым оттенком цвета, массивные с порфировой структурой, повышенной щелочности. Породы представляют собой, по-видимому, гипабиссальные комагматы вышезалегающих эффузивов. Граниты обладают такситовой текстурой, структура аллотриоморфнозернистая, участками — гранитная. Внутри кварц-полевошпатового агрегата — микропегматоидная, от «зачаточных» капельных выделений кварца в плагиоклазе до хорошо развитого микропегматита. Минеральный состав: полевой шпат (около 75%), кварц (20%), измененный цветной минерал. Полевой шпат не дает хороших идиоморфных зерен или таблиц, в основном — неправильные зерна с извилистыми ограничениями. Полностью изменен в карбонат-глинистый агрегат. Иногда наблюдаются реликты внутренней неоднородности — по-видимому, пятна альбитизации. В других случаях просвечивают веретенца пертитов. Вероятно, это был калинатровый полевой шпат. Зерна кварца прозрачные, чистые, обычно образуют микропегматитовые вростки в полевом шпате, от очень тонких, дендритовидных и «радиально-веретенчатых» до грубых округлых и скелетных. Вероятно, присутствовал биотит (до 5%), но реликты наблюдаются только в одном лейсте хлорита. Рудный минерал образует округлые и неправильные зерна, заключен в тонкую оболочку лейкоксена. Отмечаются мелкие конвертики титанита.

Далее приведены результаты детального петрографического изучения шлифов.

Тын 100/1978-1980

Метариолит (гранит-порфир). Порода имеет такситовый облик, сланцеватую текстуру, внутри слоев — следы флюидальности. Структура — исходно порфировая; у основной ткани — от микроаплитовидной до гранолепидобрластовой (зоны сильных вторичных изменений). Количество фенокристов — примерно 15–18%. Распределены по шлифу неравномерно, формируют полосы, обогащенные и обедненные вкрапленниками. Они имеют размеры 0,5–4 мм в диаметре, представлены кварцем и полевым шпатом (рис. 5.2), отдельными реликтами цветного минерала. Преобладает во вкрапленниках полевой шпат. Он образует угловатые фрагменты, субпрямоугольные разрезы, шестиугольники со сглаженными гранями, до практически округлых образований, неправильные косые разрезы.



Рисунок 5.2. Вкрапленники плагиоклаза и кварца в риолите С анализатором, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/1978–1980 м

Сечения больше похожи на микроклиновые, но большинство зерен гаснут почти прямо и имеют небольшой 2V. Кристаллы отрицательные, показатель ниже, чем у бальзама, единичные простые двойники. Скорей всего, санидин. Часто несет сеть поперечных, а в поперечных разрезах радиальных трещин, заполненных пелитовым веществом или вторичным кремнеземом. Есть отдельные индивиды — недоразвитые скелетные образования, содержащие фрагменты вещества базиса внутри зерна. Зерна полевого шпата иногда окаймлены тонкозернистой каймой закалки, реже — в каймах и трещинах развивается серицит. Есть единичные включения очень мелких кристаллов циркона в кайме санидина. Многие вкрапленники фрагментированы, есть даже в каймах перекристаллизация в мелкий агрегат. Кроме того, имеются отдельные зерна, полуразложенные, крайне неоднородные, пятнистые, состоящие из участков с более низким и более высоким показателем преломления и зонами серицитизации. Это мог быть и плагиоклаз. Количество фенокристов кварца составляет примерно 25% от общего количества полевого шпата. В основном

это — мелкие округлые зерна, иногда — неправильные фрагменты со скругленными ограничениями; единичные скелетные формы. Кроме того, в породе есть «будины» развития вторичного кварца, образующего неравнозернистый аллотриоморфный агрегат. Возможно, в породе было немного цветного минерала. Об этом свидетельствуют отдельные таблитчатые формы, замещенные пелитовым агрегатом, вероятно, + хлорит. Наверное, первично это был биотит. Базис породы выглядит раскристаллизованным, только размер зерен нестабилен — есть полосы от очень тонкозернистых, до других — с размером зерен до 0,2 мм. Реликтовая структура — микроаплитовидная. Вероятно, в базисе тоже был цветной минерал, теперь его полосы и стяжения замещены серицитом + пелитовое вещество. В шлифе это — сгущения почти черных полос и пятен. Иногда видны явные чешуи болотно-зеленого хлорита, придающего базису лепидобластовый облик (рис. 5.3). Другие составляющие основной ткани плагиоклаз — сильно измененные зерна, иногда отличающиеся от бывшего фемического минерала более светлой окраски (большей же частью их не отличить), и кварц — не менее 40% в базисе (первичный и вторичный).

Рудный минерал образует нечастые извилистые, очень мелкие формы, реже — квадратики (пирит). Акцессории — отдельные призмочки апатита, циркона.



Рисунок 5.3. Скопления хлорита в базисе риолита Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/1978–1980 м

Тын 100/1985-1986,2/0,3

Метариолит. Порода имеет такситовый облик, сильно изменена; структура — редко порфировая (рис. 5.4). Количество вкрапленников не более 2–3%. Они имеют размер 0,5–2,5 мм в поперечнике; представлены измененными полевыми шпатами и кварцем. Все выделения единичные. Зерна кварца округлые, овальные, есть — с «бухтами и заливами» в краях, часто трещиноваты внутри зерен или разбиты на угловатые фрагменты. Края корродированны базисом, в некоторых случаях — перекристаллизованы. В кайме одного зерна — мелкое удлиненное выделение флюорита (фиолетовое). Были в виде фенокристов и полевые шпаты. Они представляют собой таблитчатые сечения или неправильные поперечные разрезы. Зерна нацело изменены, превращены в агрегат бурого пелитового или железистого вещества (возможно, присутствует карбонат). Скорее всего, это был плагиоклаз. Имеется несколько зерен, минимально измененных, с серой интерференционной окраской, без двойников, гаснут прямо — по-видимому, К–Na полевой шпат.



Рисунок 5.4. Вкрапленники плагиоклаза и кварца в риолите С анализатором, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/1985–1986,2 гл. 0,3 м

Структура базиса — реликтовая микроаплитовидная (редко), теперь — гранолепидобластовая, выглядит порода как ячейки измененного полевого шпата и кварца, между которыми — чешуйчатый агрегат почти непрозрачного, бурого слюдисто-пелитового вещества. Практически вся основная масса, по-видимому, была раскристаллизована. В базисе плагиоклаз весь серицитизирован; хорошо виден только кварц; его не менее 30% от объема основной массы. Акцессорные минералы: единичные хорошо ограненные квадратного и прямоугольного сечения, очень мелкие зерна циркона (рис. 5.5). Рудный минерал — отдельные точечные и мелкие субквадратные выделения (пирит) и скопления мелкодисперсного бурого (рудного) вещества (возможно, гематита или каких-либо гидроксилов железа).



Рисунок 5.5. Индивиды циркона с рудным веществом в матрице риолита Без анализатора, размер поля 1 мм. Обр. Тын 100/1985–1986,2 гл. 0,3 м

Тын 100/1999-2000,2/0,2

Метариолит. Порода имеет макроскопически массивный облик, в шлифе — сильно изменена; структура — редко порфировая. У базиса неравномерная, есть участок с более крупными зернами, чем в основной массе шлифа. Возможно, это даже был контакт с более раскристаллизованной породой, но из-за вторичных изменений нельзя сказать уверенно. Имеется также мелкий обломок несколько другой породы. Количество вкрапленников в риолите не более 1–2%. Они имеют размер 0,2–2,5 мм в поперечнике; представлены измененным полевым шпатом и кварцем, при преобладании последнего. Зерна кварца субпрямоугольные, округлые или неправильные (рис. 5.6), а также мелкие фрагменты. Есть с «бухтами и заливами» в краях, отдельные «шарики» вещества базиса внутри. Края слабо корродированны базисом. Некоторые зерна кажутся перекристаллизованными (агрегат мелких индивидов). Прозрачные, угасание слабо мозаичное. Отдельные неправильные сечения с сильно корродированными краями — плагиоклазы. Зерна сильно изменены, ядра превращены в агрегат слюдисто-пелитового вещества. В периферии — серицитизированы пятнами. В некоторых случаях максимально изменены каймы, что наводит на мысль, что они могли быть более основными, чем ядро. Основная ткань девитрифицирована, структура — микролитовая, микросферолитовая и дендритовидная (рис. 5.7); участками — микроаплитовидная.



Рисунок 5.6. Вкрапленник кварца в риолите Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/1999–2000 гл. 0,2 м

В базисе видны явные минералы — микролиты плагиоклаза в кварце, есть зоны, почти нацело замещенные тонкочешуйчатым серицит-пелитовым веществом. Это могли быть и участки стекла. В базисе плагиоклаз серицитизирован; кварца — не менее 20% от объема основной массы. Акцессорные минералы: единичные неправильные, очень мелкие зерна лейкоксена и апатита. Рудный минерал — отдельные точечные и мелкие неправильные или игольчатые выделения. Порода, о которой сказано в начале («контактирующая» с риолитом) имеет такую же структуру и состав, только размер микролитов и вмещающих их фестончатых зерен более крупный. Имеются два, неправильной формы угловатых обломка, имевших стекловатую или тонкозернистую структуру. В них видны микрозерна кварца, остальное — серицит-пелитовое вещество. Единичный вкрапленник кварца, угловатый мелкий обломок рудного минерала.



Рисунок 5.7. Дендритовидная структура риолита С анализатором, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/1999–2000 гл. 0,2 м

Тын 100/2054,1-2054,8/0,2

Метариолит. Порода имеет массивную текстуру, структура — порфировая. Количество вкрапленников не менее 10–15%. Вкрапленники имеют размер 1–4 мм в поперечнике; представлены измененными полевыми шпатами и кварцем. Зерна кварца округлые, слегка оплавленные. Изредка — с «бухтами и заливами» в краях, редко — до скелетоподобных форм. Явно первичный кварц — лишь отдельные зерна. Другая разновидность фенокристов — полевые шпаты. Они представляют собой субквадратные и неправильные поперечные разрезы, иногда — угловатые фрагменты зерен, сегрегации редки. Большинство зерен нацело изменены, превращены в практически непрозрачный агрегат бурого пелитового вещества. Но и в таком виде фиксируются следы зональности — ядра изменены сильнее, т.е. это плагиоклаз. В другом случае сквозь изменения видны простые двойники. И есть несколько зерен, овальных, минимально измененных, с серой интерференционной окраской, гаснут прямо — по-видимому, К–Na полевой шпат. Структура базиса — микроаплитовидная, резко неравнозернистая; наложенная — гранолепидобластовая (рис. 5.8), часты «фестончатые» ограничения зерен. Практически вся основная масса раскристаллизована, размер зерен в среднем 0,02–0,1 мм в диаметре; встречаются отдельные, более тонкозернистые участки. Видимого стекла практически нет, если оно и было, то все замещено вторичным пелитовым веществом. В базисе из чистых минералов виден только кварц; наиболее крупные зерна и их скопления, скорее всего, вторичные. Фиксируются отдельные мелкие чешуи ярко-зеленого хлорита, вероятно — по биотиту (рис. 5.9). Акцессорные минералы: единичные неправильные зерна лейкоксена; отдельные зерна циркона, часто в ядре измененного; призмочки апатита. Рудный минерал дает отдельные точечные и мелкие неправильные или скелетные выделения, часто просвечивает серым (большая часть — пирит).



Рисунок 5.8. Общий вид матрицы риолита С анализатором, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/2054,1–2054,8 гл. 0,2 м

Тын 100/2153-2154/0,8

Гранит микропегматоидный, измененный. Порода обладает такситовой текстурой (полевой шпат и цветной минерал сильно изменены, а кварц — чистый), структура по характеру ограничений минералов — изначально аллотриоморфнозернистая, участками — гранитная. Внутри кварц-полевошпатового агрегата — микропегматоидная, от «зачаточных» капельных выделений кварца в плагиоклазе до хорошо развитого микропегматита (рис. 5.10). Минеральный состав: полевой шпат (около 75%), кварц (20%), измененный цветной минерал. Полевой шпат не дает хороших идиоморфных зерен или таблиц, в основном — неправильные зерна с извилистыми ограничениями. Полностью изменен, превращен в карбонат-пелитовый агрегат. Сквозь изменения видна внутренняя неоднородность — по-видимому, пятна альбитизации. В других случаях просвечивают веретенца пертитов. Вероятно, был и К–Na полевой шпат.



Рисунок 5.9. Скопления хлорита в базисе риолита Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/2054,1–2054,8 гл. 0,2 м

Зерна кварца — прозрачные, чистые. Есть в интерстициях (мало, наиболее крупные индивиды) — тогда он имеет слабое мозаичное угасание. В целом — образует микропегматитовые вростки в полевом шпате. От очень тонких, дендритовидных и «радиально-веретенчатых» до грубых округлых и скелетных. Вероятно, присутствовал биотит (5–7%), но реликты формы — только в одном зерне, от которого остались слабо хлоритизированные участки. В основном — скопления неправильных черных пятен, и не все они — рудная фаза, некоторые — продукты выветривания. Явно рудный минерал образует округлые и неправильные зерна, заключен в тонкую оболочку лейкоксена. Кое-где — реликтовые, измененные формы — конвертики титанита. Кроме того, отмечаются единичные хорошо ограненные квадратного и прямоугольного сечения, очень мелкие зерна циркона (рис. 5.11).



Рисунок 5.10. Общий вид базиса микропегматита Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 100/2153–2154 гл. 0,8 м

Описание гранитоидов из скважины Тыньярская 101

Данной скважиной были выбурены субщелочные розоватой окраски гранитоиды. Судя по всему, в строении гранитного тела они были расположены ниже того разреза, который описывался в скважине 100, и мы можем предполагать, что что обе скважины разбурили один и тот же гипабиссальный вулкано-плутонический комплекс.

Тын 101/2590 — субщелочной гранитоид

Крупнозернистый, однородный и массивный гранитоид розовой окраски, подвергшийся интенсивным метаморфическим преобразованием (рис. 5.12), из-за преобладания калиевого полевого шпата порода, судя по всему, относится к субщелочным разностям. Структура породы равномерная гипидиоморфнозернистая, достаточно близкая к монцонитовой: плагиоклаз отчетливо идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату, практически с кристаллографической огранкой. Иногда зерна плагиоклаза образуют пертитовые вростки в калиевом полевом шпате. Часто калиевый полевой шпат обрастает идиоморфные зерна плагиоклаза.

Минеральный состав достаточно обычный для гранитоидов. Главные породообразующие минералы — кварц (30%), калиевый полевой шпат (40%), плагиоклаз (25%) и биотит (сильно измененный, не более 5%).



Рисунок 5.11. Скопления кристаллов циркона в базисе микропегматита Без анализатора, размер поля 1 мм. Обр. Тын 100/2153–2154 гл. 0,8 м

Калиевый полевой шпат слагает крупные зерна размером до 5–6 мм и представлен микроклин-пертитом. В некоторых зернах отмечается обычное двойникование по второму пинакоиду — [010]. Минерал достаточно сильно пелитизирован, из-за чего в проходящем свете выглядит непрозрачным и имеет серую окраску. В отдельных индивидах в КПШ наблюдается зональность: в центре отмечается светло-розовая окраска, а кайма имеет красноватую окраску. Такая же окраска фиксируется в минерале вокруг некоторых рудных минералов, возможно, радиоактивных, которые, по всей видимости, и создали так называемые плеохроичные дворики. Плагиоклаз слагает идиоморфные таблитчатые и слабо удлиненные зерна, размером не более 1 мм по удлинению, в матрице калиевого полевого шпата. Часто присутствует в виде мелких пертитовых вростков в КПШ. В крупных индивидах легко узнается по более светлой окраске и полисинтетическому двойникованию по альбитовому закону. По методу симметричного угасания двойников минерал можно отнести к альбиту. Минерал достаточно сильно изменен, пелитизирован, при этом соссюритизации практически не отмечается, из чего можно сделать вывод, что первичный состав плагиоклаза являлся олигоклазом. Кварц абсолютно ксеноморфен по отношению к индивидам плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Размер зерен минерала обычно не превышает 5 мм. Без анализатора кварц выглядит мутноватым, из-за большого количества включений (газово-жидких и минеральных). В интерстициях между индивидами полевых шпатов отмечаются лейсты биотита, а точнее то, что от них осталось. Они вполне надежно диагностируются по форме выделений, а также по продуктам разложения — рутилу, ильмениту, хлориту. Местами в отдельных случаях сохраняются реликты слюды со слабым плеохроизмом в коричневатых тонах.



Рисунок 5.12. Общий вид субщелочного гранитоида С анализатором, размер поля 2,5 мм. Обр. Тын 101/2590 м

Рудные минералы располагаются субпараллельно друг другу, видимо с сохранением ориентировки спайности в первичном лейсте слюды. Из акцессорных минералов в породе наблюдаются циркон, апатит, рудные минералы (по всей видимости, радиоактивные, так как в калиевом полевом шпате они образуют плеохроичные дворики).

Гранитоид подвергся достаточно сильным низкотемпературным изменениям, так как минералы в основном пелитизированы. Возможно, это связано с метасоматическим процессом аргиллизации, которая практически постоянно присутствует в вулкано-плутонических структурах.

Тын 101/2627 — субщелочной гранитоид

Порода достаточно сильно напоминает гранитоид, описанный выше, по разрезу, за исключением того, что сохранились лейсты биотита и отмечается большее количество рудного минерала. Главное отличие заключается в том, что вторичные изменения практически не сказались на главном фемическом минерале — биотите. В целом порода также крупнозернистая, однородная и массивная, имеет розовую окраску, и менее подвергшаяся интенсивным метаморфическим преобразованиям. Также из-за преобладания калиевого полевого шпата порода, судя по всему, относится к субщелочным разностям. Структура породы равномерная гипидиоморфнозернистая, достаточно близкая к монцонитовой: плагиоклаз отчетливо идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату с кристаллографической огранкой. Иногда зерна плагиоклаза образуют пертитовые вростки в КПШ. Часто калиевый полевой шпат обрастает идиоморфные зерна плагиоклаза и кварца. Минеральный состав близок предыдущему образцу. Главные породообразующие минералы — кварц (25%), калиевый полевой шпат (45%), плагиоклаз (20%), биотит (5%) и рудный минерал (5%). Калиевый полевой шпат слагает крупные зерна размером до 5–6 мм и представлен микроклин-пертитом. Достаточно часто наблюдается типичная для микроклина «решетка». В некоторых зернах отмечается обычное двойникование по второму пинакоиду — [010]. Минерал достаточно сильно пелитизирован, из-за чего в проходящем свете выглядит полупрозрачным и имеет серую окраску. В отдельных индивидах в КПШ наблюдается зональность: в центре отмечается светло-розовая окраска, а кайма имеет красноватую окраску. Такая же окраска фиксируется в минерале вокруг некоторых рудных радиоактивных минералов, которые, по всей видимости, и создают более выраженные по цвету, так называемые плеохроичные дворики. Плагиоклаз слагает идиоморфные изометричные и слабоудлиненные зерна, размером не более 1–1,5 мм по удлинению, в матрице калиевого полевого шпата. Часто присутствует в виде мелких пертитовых вростков в КПШ. В крупных индивидах легко узнается по более светлой

окраске и полисинтетическому двойникованию по альбитовому закону. По методу симметричного угасания двойников минерал можно отнести к альбиту. Минерал достаточно сильно изменен, пелитизирован, при этом соссюритизации практически не отмечается, из чего можно сделать вывод, что первичный состав плагиоклаза являлся олигоклазом. Кварц местами абсолютно ксеноморфен по отношению к индивидам плагиоклаза и калиевого полевого шпата, при этом в отдельных участках породы слагает скопления изометричных зерен, которые обрастают каймами КПШ. Размер зерен минерала обычно не превышает 5 мм. Без анализатора кварц выглядит мутноватым, из-за большого количества включений (газово-жидких и минеральных). В интерстициях между индивидами полевых шпатов, а иногда и в матрице КПШ отмечаются лейсты биотита (размером не более 0,5 мм), как «свежие», так и частично замещенные агрегатом хлорита. Слюда достаточно резко плеохроирует от темно-коричневого (по N₂) до оливково-коричневого цвета (по N_p). Минерал постоянно содержит мелкие включения рудных минералов, иногда с плеохроичными двориками. С краев слюда замещается зеленым агрегатом хлорита, который плеохроирует от темно-зеленого (по N_o) до желтоватого цвета (по N_p).

Из акцессорных минералов в породе наблюдаются циркон, апатит и рудные минералы. Последние отличаются большим количеством и нередко слагают крупные зерна, размером до 1 мм. В целом, гранитоид подвергся менее выраженным низкотемпературным изменениям, хотя все полевые шпаты все равно пелитизированы. Возможно, это связано с метасоматическим процессом аргиллизации, которая практически постоянно присутствует в вулкано-плутонических структурах.

Таким образом, сопоставляя петрографическое описание двух скважин (101 и 100) и учитывая их географическую сближенность, можно предполагать, что мы имеем дело с единой вулкано-плутонической структурой.

Лекосская зона

Описание пород из Лекосской площади, скважины 27

Лекосская 27/2570-2580/7,5

Базальт, относительно свежий. Минеральный состав: плагиоклаз (50–55%), клинопироксен (25%), мезостазис (около 15%) — вулканическое стекло, рудный минерал, апатит, карбонат — 10%. Структура вулканита типично долеритовая, местами гиалоофитовая. Текстура пятнистая.

Плагиоклаз слагает идиоморфные кристаллы двух генераций: крупные индивиды короткопризматического облика длиной до 2-3 мм и длиннопризматические до игольчатых микролиты размером до 1,5 мм в длину. Микролиты постоянно полисинтетически сдвойникованы по альбитовому закону. Методом симметричного угасания двойников в них определяется 55-60% анортита, то есть они являются лабрадором. Каких-либо вторичных изменений и включений в плагиоклазах не наблюдается. Клинопироксен четко выделяется в шлифе резким рельефом и высокой интерференционной окраской. Обычно слагает агрегаты, состоящие из изометричного облика ксеноморфных зерен, размером не более 0,5 мм. Иногда пироксен слагает гломеробластовые скопления (размером до 2–3 мм), как бы обрастая зерна лабрадора. Именно из-за этих образований отмечается пятнистая текстура породы. По всем признакам относится к авгиту, что подтверждается его зеленоватой окраской и большими углами погасания относительно спайности и удлинения зерен (сN_g = 45°). Вторичных изменений в минерале также не наблюдается, иногда содержит включения рудного минерала. По всей матрице породы наблюдаются скопления кристаллов ромбической сингонии сложенные карбонатным материалом. По всей видимости, данные кристаллы были оливином, а потом псевдоморфно заместились карбонатом. Рудный минерал слагает изометричные выделения в виде включений до 0,2 мм в авгите и в базисе вулканического стекла. Вулканическое стекло отмечается в небольших количествах и представлено слабо изотропной массой темно-коричневого цвета с обильными включениями рудного минерала и игольчатых скоплений апатита. Редкие миндалины (не более 1-2%) имеют диаметр до 1 см и овальные очертания. Состав исключительно карбонатный, хотя в центральной части выделений присутствует небольшое количество халцедона. Кроме того, по всей породе часто отмечаются скопления карбоната, а также маломощные до 0,1 мм короткометражные прожилки. Вулканит испытал небольшие изменения в виде карбонатизации. Достаточно небольшое количество вулканического стекла в породе позволяет относить ее к субвулканической формации или долеритам.

Лекосская 27/2570-2580/5,5

Базальт, относительно свежий. Порода имеет пятнистый облик, редко миндалекаменный. Структура — очень редкопорфировая, у базиса офитовая, гранулоофитовая, участками — пойкилоофитовая. Фенокристы представлены единичными выделениями плагиоклаза (рис. 5.13). Это таблитчатые индивиды до 0,5 мм по удлинению. Чистые, чуть трещиноватые. Закон полисинтетического двойникования — неальбитовый, узнать номер плагиоклаза не представляется возможным. По-видимому, это более основной минерал, чем в микролитах — андезин или лабрадор. Отдельные крупные порфировые выделения (размером до 1 мм) были также образованы, по всей видимости, оливином, сейчас они представлены игольчатым или пластинчатым агрегатом карбоната.



Рисунок 5.13. Фенокрист плагиоклаза в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2570–2580/ 5,5 о. н.

В базисе микролиты плагиоклаза имеют размер 0,1–0,2 мм по удлинению, часто образуют сегрегации или включения внутри более крупных неправильных зерен клинопироксена. Являются очень тонкими альбитовыми двойниками (отрицательное удлинение). По методу симметричного угасания двойников определяются как олигоклаз-андезин (имеют № 25–35). Плагиоклаз составляет около 35–40% от объема породы. Клинопироксен распределен по породе неравномерно (рис. 5.14). Участки его неправильных скоплений или зерен (насыщенные микролитами плагиоклаза, так называемые пироксен-плагиоклазовые сегрегации) перемежаются со стекловато-плагиоклазовым агрегатом. Пироксен имеет зеленоватую окраску (авгит), ксеноморфные ограничения, размер зерен — от 0,1 до 0,6 мм. Его зерна сильно трещиноваты. Иногда содержит включения

рудного минерала и мелкие призмы апатита. Собственно в стекле клинопироксена мало. Ортопироксен в шлифах нами не отмечался. Среди стекла, которого, кстати, очень мало (не более 10–15%), расположены неправильной и округлой формы зерна предположительно оливина (некоторые имеют скругленные ромбические формы), уже замещенного карбонатным агрегатом. Собственно стекло имеет бурую окраску, сильно расскристаллизована и содержит большое количество рудного минерала. Последний образует субпрямоугольные разрезы, округлые и веретенчатые формы (по всей видимости, ульвошпинель, хотя возможен и магнетит). Количество его в породе — примерно 5–10%. При мелких размерах от рудного минерала почти неотличим лейкоксенизированный титанит. В отдельных случаях отмечаются лейсты биотита в матрице породы, а иногда и в миндалинах, что сильно удивляет. Слюда отличается резким плеохроизмом от темно-коричневого (по N_g) до желтоватого (по N_p). Возможно, такое количество слюды позволяет относить вулканит к субщелочным разностям. Крайне редкие миндалины (не более 2–3%) имеют диаметр до 5–6 мм, округлые и овальные очертания, зональное строение (рис. 5.15). Кайма обычно выполнена бесцветным халцедоном, а центральная часть — карбонатом. Редко встречаются исключительно карбонатные миндалины. Незначительное количество стекла позволяет относить данную породу к субвулканическим образованиям или долеритам.



Рисунок 5.14. Зерна клинопироксена в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2570–2580/ 5,5 о. н.

Лекосская 27/2570-2580/2,5

Базальт сильноизмененный брекчированный. Брекчированный базальт, сильно измененный (рис. 5.16), структура порфировая, с преобладанием участков с интерсертальной до гиалоофитовой; текстура пятнистая (за счет присутствия разнородных и разноцветных обломков). Плагиоклаз местами сильно изменен, замещаясь (нередко полностью) вторичными минералами, прежде всего, альбитом и карбонатом. Темноцветные силикаты (пироксен и оливин) полностью замещены (рис. 5.17); при этом оливин достаточно легко угадывается по типоморфным сечениям и псевдоморфному карбонату (вероятно, магнезиту). В тоже время реликтов клинопироксена не наблюдается, и непонятно каким минералом он был замещен.



Рисунок 5.15. Миндалина в матрице базальта Без анализатора, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2570–2580/ 5,5 о. н.

Рудного минерала достаточно много и распылен он в основном в вулканическом стекле, но судя по красноватой окраске вулканической брекчии, можно утверждать, что в результате вторичных процессов рудный минерал перешел в окислы и гидроокислы железа (гематит, лепидокрокит и т. д.).

Мезостазис образует до 30–40% объема; это девитрифицированное вулканическое стекло, непрозрачное, буровато-серое, забитое пылью и зернами рудного минерала. В разной степени (участками) хлоритизирован и/или карбонатизирован. Вдоль крупных обломков по их границам наблюдается развитие мелких прожилков карбоната, иногда они даже цементируют мелкие куски породы.



Рисунок 5.16. Общий вид базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2570–2580/ 2,5 о. н.



Рисунок 5.17. Псевдоморфозы по оливину в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2570–2580/ 2,5 о. н.

Лекосская 27/2630-2640/7,8

Базальт сильноизмененный карбонатизированный. Мелкозернистая порода, сильно пористая и миндалекаменная, разбитая многочисленными трещинами, выполненными карбонатным материалом (рис. 5.18).



Рисунок 5.18. Общий вид матрицы базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2630–2640/ 7,8 о. н.

Основная структурная ткань породы определяется зернами плагиоклаза (до 50%), между которыми располагаются (от участка к участку) зерна оливина (сильно замещенные) и вулканическое стекло с рудным минералом, обуславливая вариацию микроструктур от апоинтерсертальной до аповитрофировой. Плагиоклаз местами сильно изменен, замещаясь (нередко полностью) вторичными минералами, прежде всего, альбитом и карбонатом. В неизмененных микролитах методом симметричного угасания двойников определяется олигоклаз-андезин. Оливин, слагающий крупные зерна размером до 1–2 мм, полностью замещен игольчатым или пластинчатым агрегатом карбоната, видимо, магнезита, по краям отмечаются красноватые оторочки, скорее всего, представленные гематитом или другими окислами или гидроокислами железа. Вкрапленников клинопироксена в породе не отмечалось, возможно, они полностью замещены вторичными минералами. Рудные минералы — изометричные ксеноморфные зерна (0,1–0,3 мм) магнетита, наблюдаются в матрице вулканического стекла. Мезостазис — вулканическое стекло, сильно девитрифицированное и слабо светопреломляющее коричневатого цвета с большим количеством включений рудного минерала. Миндалины достигают 1 см и имеют округлые ограничения, а также зональный состав (рис. 5.19). По периферии образований наблюдается халцедоновая оторочка, а центральная часть сложена карбонатным материалом. Вокруг миндалин матрица базальтоида сильно карбонатизирована.



Рисунок 5.19. Миндалина в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2630–2640/ 7,8 о. н.

Лекосская 27/2640-2650/3,4

Базальт сильноизмененный карбонатизированный. Базальт мелкозернистый, слабо миндалекаменный, измененный. Структура породы апогиалоофитовая в сочетании с апоинтерсертальной (?). Плагиоклаз составляет не менее 50% породы и обычно образует призматические зерна, от коротко- до длиннопризматических и даже лейстовидных (рис. 5.20), с преобладающей длиной кристаллов в 0,5–1 мм. Зерна плагиоклаза хорошо сдвойникованы по альбитовому закону, с углом максимального погасания двойников до 30°, что отвечает составу лабрадора. Иногда наблюдаются единичные зерна таблитчатой формы, без следов двойникования, они, по всей видимости, имеют более основной состав и близки битовниту. Все зерна плагиоклаза трещиноваты, по трещинкам развивается буроватый хлорит. Часто встречаются зерна оливина отчетливой ромбической сингонии (рис. 5.21), полностью замещенные карбонатным материалом (наверное, магнезитом). Клинопироксен не обнаружен, возможно, его вообще не было или он полностью заместился агрегатами карбоната и хлорита.



Рисунок 5.20. Фенокрист плагиоклаза в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2630–2640/ 3,4 о. н.

Рудный минерал составляет порядка 5% породы и представлен удлиненно-призматическими до игольчатых зернами длиной до 0,5 мм (при ширине сильно менее 0,1 мм), реже — дает изометричные до кубической формы сечения до 0,1 мм и менее в поперечнике. Судя по поведению в отраженном свете, это, скорее всего, магнетит или ульвошпинель, в той или степени гематитизированные. Все промежутки между зернами плагиоклаза (мезостазис) обычно выполнены агрегатом хлорита, либо реже реликтовыми остатками вулканического стекла. Вулканическое стекло в проходящем свете светло-буроватое, аморфное или в разной степени девитрифицированное и потому в разной мере действующее на поляризованный свет. Хлорит образует микрочешуйчатые и микросферолитовые агрегаты, в проходящем свете светло-буроватые и светло-буровато-зеленоватые. По всей видимости, хлорит является конечным продуктом замещения вулканического стекла, т.к. полностью повторяет его очертания и содержит в себе его реликты. Редкие миндалины (не более 5%) имеют диаметр до 1 см и округлые очертания (рис. 5.22). Состав исключительно карбонатный, крайне редко присутствует примесь халцедона. Кроме того, по всей породе часто отмечаются скопления карбоната, а также маломощные до 0,1–0,2 мм прожилки.



Рисунок 5.21. Псевдоморфозы по оливину в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2630–2640/ 3,4 о. н.

Лекосская 27/2640-2650/низ

Базальт сильноизмененный карбонатизированный. Текстура породы — такситовая до пятнистой, структура — миндалекаменная. Первичная микроструктура породы — интерсертальная, офитовая, в некоторых участках наблюдается небольшая флюидальность (ориентировка микролитов плагиоклаза).

Настоящий минеральный состав породы: плагиоклаз, стекло, рудный минерал и карбонат. Плагиоклаз образует крупные, видимо, первичные,

зерна размером до 1–2 мм, без какой-либо зональности и двойникования. Судя по всему, минерал относится к основным плагиоклазам — лабрадору или битовниту. Микролиты плагиоклаза хаотично расположены в породе, в них отмечаются тонкие двойники по альбитовому закону. Номер плагиоклаза (определен по углу угасания) в среднем составляет An₄₀₋₅₅, то есть относится к андезин-лабрадору. Никаких следов замещения другими минералами на плагиоклазе не отмечается. Отмечаются зерна оливина с отчетливой кристаллографической огранкой, размером до 2–3 мм, полностью замещенные карбонатным материалом (по всей видимости, магнезитом). Клинопироксен не обнаружен, возможно, его вообще не было или он также полностью заместился агрегатами карбоната и хлорита. Интерстиции заняты буроватым полуизотропным вулканическим стеклом с высоким содержанием рудного минерала (магнетит и ульвошпинель). По всей видимости, стекло достаточно сильно изменено. Рудный минерал большей частью рассеян в матрице породы или включен во все породообразующие минералы, это пылевидные или мелкие, неправильной округлой формы зерна, реже — скелетные кристаллы (ульвошпинель). Порода сечется поздними прожилками карбонатного состава. Миндалины имеют диаметр 2-5 мм, округлые очертания и заполнены в основном карбонатным материалом. Вокруг миндалин базальт также интенсивно карбонатизирован.



Рисунок 5.22. Миндалина в матрице базальта С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. Лек 27/2630–2640/ 3,4 о. н.

Таким образом, изучение отобранного материала показало, что в интервале 2570–2577,5 м отмечаются однородные с низким содержанием вулканического стекла долериты (или, возможно, субвулканиты). Находка в них слюд подтверждает их отнесение к субщелочным разностям. Ниже по разрезу, идут деформированные, брекчированные базальтоиды красноватой окраски (гематитизированные). Далее в интервале 2630–2650 м отмечаются сильно измененные базальты, возможно, представляя собой нижнюю часть лавого потока.

Ниже по разрезу располагаются осадочные породы (аргиллиты, песчаники, конгломераты и т. д.) палеозоя.

Пылькараминская зона

Описание пород из Верхне-Сабунской площади, скважины 9

В-Саб 9/3031

Углисто-кремнистый сланец, деформированный. Порода сложена тонкозернистым агрегатом кварца, содержащим большое количество углеродистого вещества. В породе проявлена хорошо выраженная слоистость, зачастую, совпадающая со сланцеватостью. При этом отмечается наложенная «косая» сланцеватость, выраженная агрегатами углеродистого вещества и возникшая в результате тектонических воздействий на породу. Эта сеть трещин позднее была залечена агрегатами вторичного кварца (рис. 5.23), причем органическое вещество в жилках перекристаллизовалось в чистый углерод с высокой отражательной способностью. По всей матрице породы распылены скопления сульфидов, в основном представленных пиритом, который легко диагностируется по кубическим кристаллам и образует индивиды до 2–3 мм.

Боровая зона

В пределах этой зоны пробурены скважины: Боровая 6 и 7, Северо-Боровая 1, Южно-Ларьякская 28, Колынъигольская 26, Мегъеганская 27, Пылькараминские 1 и 2, Улымторская 31, Кулынъигольская 2, Гранатовая 18, Сыхтинская 500, Лунгъеганская 3, Приозерная 91, 92, Южно-Приозерные 93 и 95, Северо-Приозерная 4, Васихинская 102.



Рисунок 5.23. Общий вид углисто-кремнистого сланца С анализатором, полированный шлиф. Поле шлифа 2,5 мм. Обр. В-Саб 9/3031 м

Описание пород из Боровой площади, скважины 7

С глубины 2478 м и до забоя на глубине 2596 м разрез фундамента по данной скважине представлен черными углисто-кремнистыми сланцами и кремнями, обеленными процессами выветривания и низкотемпературными гидротермальными процессами, наиболее сильно проявленными в верхних частях интервала.

Кремень (Бор 7/2542). В шлифе представлен тонкозернистым агрегатом кварца с высоким содержанием темно-серой и коричневой пыли, за счет чего в массе образец выглядит черным. В тонком срезе отмечается тонкая слоистость, которая сечется удлиненными скоплениями коричневой пыли и открытыми незалеченными трещинами. Порода диагностируется как углисто-кремнистый сланец, и по ряду морфологических и петрографических признаков можно утверждать, что мы имеем дело с кремнеземистым осадком. В отдельных участках отмечаются скопления карбонатных сферолитов коричневого карбоната, так называемых сферосидеритов (рис. 5.24).



Рисунок 5.24. Скопления сферосидерита в матрице кремня Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. Бор 7/2542 м

Описание пород из Гранатовой площади, скважины 18

Песчаник полимиктовый (Гра 18/2907м). В шлифе песчаник сложен мелкозернистым агрегатом несортированных зерен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (рис. 5.25). В качестве цемента в породе отмечается глина и карбонат, в разных местах цемент либо смешанный, либо глинистый или карбонатный. В песчанике достаточно четко выражена слоистость, в отдельных местах переходящая в косую. Сама слоистость подчеркивается отдельными лейстами хлорита (реже слюды), что говорит о слабой сортировке материала. Учитывая набор минералов, можно говорить, что субстратом для песчаника послужили гранитоиды, которые, кстати, и картируются непосредственно севернее пробуренной скважины.

Описание пород из Васихинской площади, скважины 102

Скважина Васихинская 102. Вскрыла фундамент с 3356 м, где (и до 3367 м) вскрыты массивные зелено-серые мелкозернистые песчаники
и глинистые сланцы с субвертикальной сланцеватостью, на плоскостях которой хорошо видна горизонтальная штриховка (зона сдвига).

Интервал 3367–3393 м (забой). Красные и розовые мелко- и среднезернистые песчаники с подчиненными прослоями гравелитов и красных глинисто-кремнистых сланцев. Песчаники иногда косослоистые и нормально слоистые.



Рисунок 5.25. Общий вид матрицы песчаника Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. Гра 18/2907 м

Отметим, что наличие «красноцветного» интервала в данной скважине несколько не согласуется с обстановками формирования остальных пород этой зоны, что может указывать на принадлежность скважины Васихинская 102 уже и к другой зоне, как это в частности предполагается на карте Л. В. Смирнова (2008). Данных для решения этого вопроса недостаточно.

Сабунская зона

Сабунский триасовый грабен слагает полосу северо-северо-западного простирания, выполнен измененными базальтами и различными осадками. Вскрыт скважинами Ильичевская 110, С-Сабунская 2, Сабунская 1, Источнинская 118, Ларьякская 1, а также Владиленская 1, где в интервале 3063–3151,5 м (забой) вскрыты:

Интервал 3063-3070 м — красные мелкозернистые песчаники.

Интервал 3070–3074 м — аналогичные песчаники, видимо вулканомитовые.

Интервал 3112–3120 м — свежие темно-зеленые массивные и редкоминдалекаменные базальты триаса, раскристаллизованные с лейстами плагиоклаза размером 6–8 мм.

Интервал 3147–3151,5 м — зеленоватые и красно-бурые мелкозернистые песчаники и алевролиты с многочисленными округлыми конкрециями и редкими брахиоподами.

Петрографическое изучение шлифов Северо-Сабунской площади, скважина 2П

С-С2п/2875-2878/1,77

Базальт измененный. Порода имеет такситовую, слабо полосчатую (прожилки) миндалекаменную текстуру, структура — редкопорфировая, у основной массы породы — офитовая, иногда — интерсертальная. Количество стекла более 40% от объема породы. В нем наблюдаются участки «скорлуповатых» сгущений лейст — возможно, это перлитовая структура. Порода состоит из плагиоклаза, стекла, вторичных и рудных минералов.

Плагиоклаз представлен лейстами различного размера. Некоторые достигают 4 мм по удлинению. Такие зерна являются порфировыми вкрапленниками. Их количество в шлифе — приблизительно 15% от объема породы. Они практически нацело серицитизированы, пятнами в ядерной части развивается мелкочешуйчатый карбонат, иногда — эпидот. Края зерен корродированы веществом основной массы, ядра часто выкрошены. Некоторые зерна нацело замещены крупночешуйчатым мусковитом. Исходный номер должен быть 40–50. Иногда видно, что была более кислая кайма, но она тоже серицитизирована. Редко просматриваются реликты двойниковой решетки. Степень изменения вкрапленников интенсивная. Сегрегации зерен, размером превышающих плагиоклаз в основной массе, образуют в шлифе целый прослой или линзу. В базисе плагиоклаз образует тонкие лейсты и иглы среди стекла (рис. 5.26).

Соотношения плагиоклаза и стекла в базисе очень неравномерное. Некоторые чешуи нацело замещены моночешуями мусковита. Присутствие цветных минералов видно только по реликтовым формам. Скорее всего, это был клинопироксен. Сейчас это мелкие, полуизотропные зерна, часто выкрошенные в центре, замещенные агрегатом хлорит+рудная пыль, иногда в сегрегациях с вторичным мусковитом. Другие, ксеноморфные образования имеют бурую изотропную кайму, заполнены (предположительно) каолином.



Рисунок 5.26. Общий вид матрицы базальта С анализатором, размер поля 2,5 мм. Обр. С-С2п/2875–2878/1,77 м

Стекло формирует темно-серый или черный почти изотропный агрегат, набитый лейстами плагиоклаза, вторичными продуктами и рудной пылью. По-видимому, основное. Изменено, предположительно палагонитизировано. В нем есть почки, пузыри и поры. Последние заполнены агрегатом вторичных минералов, образуя миндалины с извилистыми очертаниями, до 5 мм в диаметре (рис. 5.27). В большинстве случаев это неправильный агрегат чешуйчатого прозрачного карбоната, иногда с халцедоном. Миндалины часто имеют непрозрачную тонкую кайму их измененного стекла (без лейст плагиоклаза), иногда — вместе с микрозернистым халцедоном, и, возможно, цеолитами (?). Помимо миндалин, широко развиты ветвистые прожилки, секущие породу в разных направлениях и разбивающие ее на фрагменты. Заполнены мусковитом, карбонатом, хлоритом и халцедоном. В прожилках карбонат более железистый, чем в миндалинах имеет интенсивную бурую окраску. Он в ассоциации с каолином (?) дает почки и пузыри в каймах прожилков.

Рудный минерал рассеян в стекле в виде рудной пыли и червеобразных вростков, образует отдельные неправильные мелкие выделения (ульвошпинель?); есть более поздний с квадратными формами, он ассоциирует с поздними минералами в прожилках. Широко развиты бесформенные зерна лейкоксена, окислы железа (бесформенные темно-бурые массы). Порода разбита сетью ветвистых трещин, залеченных карбонатом, вторичным кварцем, хлоритом или мусковитом.



Рисунок 5.27. Миндалина в матрице базальта Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. С-С2п/2875–2878/1,77 м

С-С2п/2875–2878/низ

Базальт измененный. Текстура породы — слабо полосчатая (прожилки), миндалекаменная (рис. 5.28), структура — редкопорфировая, у основной массы породы — спилитовая, офитовая, иногда — интерсертальная. Количество стекла — более 40% от объема породы. Состоит из плагиоклаза, стекла, вторичных и рудных минералов. Плагиоклаз образует лейсты различного размера. Некоторые из них достигают 2 мм по удлинению, превышая размер зерен в офитовой структуре в 2–10 раз. Такие большие зерна можно счесть порфировыми вкрапленниками. Они практически нацело серицитизированы, в некоторых пятнами развивается мелкочешуйчатый карбонат. Края резорбированы веществом базиса, ядра часто выкрошены. Отдельные лейсты нацело замещены крупночешуйчатым мусковитом. По парагенезису первичный номер должен быть 40–50. В базисе плагиоклаз образует тонкие лейсты и иглы среди стекла. Соотношения плагиоклаза и стекла в базисе очень неравномерное. Явных реликтов цветных минералов в породе не наблюдается. Хотя они, безусловно, были. Но теперь все они замещены агрегатом хлорит + рудная пыль (+каолин), иногда

в сегрегациях с вторичным мусковитом. Все зерна резорбированы, формы не сохранены. Разложенные, измененные темноцветы сливаются с измененным стеклом.

Стекло представляет собой точечный темно-серый или черный почти изотропный агрегат, набитый лейстами плагиоклаза, вторичными продуктами и рудной пылью. По-видимому, основное. Изменено, предположительно палагонитизировано. В породе есть несколько миндалин округлых «пор» с извилистыми очертаниями, до 2 мм в диаметре, заполненных агрегатом вторичных минералов (рис. 5.29). В большинстве случаев это венцовый или сферолоидный агрегат чешуйчатого (или мелкозернистого, ксеноморфного ли червеобразного) прозрачного карбоната, иногда в ядерной части развиваются веера кремнистого вторичного вещества или очень светло-желтовато-зеленоватого хлорита. Миндалины часто имеют тонкую непрозрачную кайму их измененного стекла (без лейст плагиоклаза), иногда — вместе с микрозернистым халцедоном, и, возможно, цеолитами (?).



Рисунок 5.28. Общий вид матрицы миндалекаменного базальта Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. С-С2п/2875–2878/низ

В состав породы входит рудный минерал, рассеянный в стекле в виде рудной пыли и образующий отдельные неправильные мелкие выделения (ульвошпинель?), отдельные зерна ксеноморфного эпидота, лейкоксен, окислы железа (бесформенные темно-бурые массы). Порода разбита сетью ветвистых трещин, залеченных глинистыми минералами и вторичным карбонатом.



Рисунок 5.29. Вторичные изменения в миндалине в матрице базальта Без анализатора, размер поля 2,5 мм. Обр. С-С2п/2875–2878/низ

Котыгъеганская зона

Описание шлифов Котыгъеганской площади, скважина 28

Обр. Кот 28/3195

Базальт сильно измененный, карбонатизированный. Порода представлена мелкозернистой матрицей базальта с крупными миндалинами карбонат-халцедонового состава. В матрице отчетливо наблюдаются реликты и «тени» микролитов плагиоклаза. Они полностью или частично замещены агрегатом карбоната, в котором отмечаются реликтовые зерна плагиоклаза (скорей всего, альбита, достоверно определить не получается, так как он не сдвойникован). Размер микролитов обычно не превышает 0,1–0,2 мм по удлинению. Кроме того, в матрице породы наблюдаются крупные вкрапленники псевдогексагонального слабо удлиненного облика, по всей видимости, оливина, которые также полностью замещены агрегатом карбоната (по всей видимости, магнезита). Размер этих вкрапленников достигает 1-2 мм по удлинению. Нередко по краям этих образований наблюдается бурая оторочка окислов и гидроокислов железа. Сам карбонат достаточно легко диагностируется крайне высоким двупреломлением и резкой псевдоабсорбцией (изменением рельефа зерна при повороте столика). В матрице базальтоида, мезостазис полностью сложен мелкозернистым агрегатом карбоната. По всей видимости, вулканическое стекло нацело заместилось карбонатом. В самом карбонате отмечаются мелкие включения бесцветных минералов, возможно, кварца и вторичного альбита. Они могли сформироваться при замещении карбонатом силикатов и кремнеземисто-щелочного (вулканического) стекла. В породе наблюдается очень крупная вытянутая миндалина, размером до 2,5–3 см по удлинению. Она имеет зональный состав, от края к центру развиваются карбонат, халцедон и кварц. Карбонат представлен тонкой каймой мощностью не более 1 мм. Халцедон нарастает на карбонат в виде сферолитовых и радиально-лучистых агрегатов. Кварц слагает центральную часть миндалины, выполняя интерстиции между агрегатами халцедона. Судя по всему, первоначально вулканит представлял собой оливиновый базальт, который подвергся гидротермальным изменениям или низкотемпературным метасоматическим преобразованиям.

Кот 28/3200

Гиалокластит сильно измененный, карбонатизированный. Порода представлена пористой матрицей с крупными скоплениями карбоната и реликтовыми участками хлоритизированного вулканического стекла (рис. 5.30).

Вулканическое стекло отмечается в виде неровных участков размером до 2–3 мм, но на данный момент оно полностью заместилось тонкочешуйчатым агрегатом хлорита. Окраска хлоритизированного стекла варьирует от желтоватого до темно-коричневого. В нем сохранились округлые тени от вариолей и многочисленная рудная пыль. Хлорит представлен темно-зелеными аномальными интерференционными цветами, и судя по коричневатой окраске, относится к железистым разностям (типа шамозита). Карбонат развивается вокруг стекловатых масс в виде мелкозернистых агрегатов, местами сильно перекристаллизованных до среднезернистых масс с размером зерна до 1–2 мм. В породе также отмечаются мелкие миндалины, размером до 1 мм, выполненные карбонат-кварцевым агрегатом. Кварц слагает центральную часть миндалины и, судя по всему, ранее являлся халцедоном, который часто со временем перекристаллизовывается в более устойчивую фазу кремнезема.



Рисунок 5.30. Скопления вулканического стекла и карбоната в измененном базальте Без анализатора, поле шлифа 2,5 мм. Обр. К-Ег 28/3200

Таким образом, порода ранее являлась гиалокластитом и практически на 100% состояла из вулканического стекла. Поздними гидротермальными (?) процессами вулканит преобразовался в хлорит-карбонатную породу.

5.2. Палеонтологическое изучение осадочных пород

Изучение шлифов карбонатных пород и определения фауны, везде, кроме отдельно указанных случаев, произведены канд. геол.-мин. наук. О. Э. Погромской и Т. И. Степановой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Пылькараминская зона

Скважина Восточно-Пылькараминская 11

ВПЫ 11/2747м

Биокластовый вакстоун, текстура линзовидно-тонкослоеватая. Преобладают мелкие биокласты тонкостенных раковин, реже криноидей, мшанок, единичное сечение коралла Rugosa. Пирит. Определимых органических остатков не обнаружено.

ВПЫ 11/2800 м

Биокластовый вакстоун, текстура линзовидно-тонкослоеватая. Кроме мелких биокластов присутствуют крупные обломки мшанок, раковин брахиопод, криноидей, сечения кораллов Rugosa. Пирит. Определимых органических остатков не обнаружено.

Скважина Кулынъигольская 30

КУЛ 30/2596 м

Выделенные из углисто-кремнистых пород 10% плавиковой кислотой конодонты представлены единичными экземплярами в основном неполной сохранности или фрагментами. Конодонты крайне мелкие (доли мм), деформированы и трещиноваты. Два целых Ра-элемента скреплены остатками породы. По ним можно сказать, что они принадлежат семейству *Polygnathidae* Bassler, 1946. О родовой их принадлежности судить очень трудно, так как основные диагностические признаки не могут быть выявлены, поскольку и сверху и снизу платформа участками «прикрыта» кварцевой корочкой. Не отчетливо просматривается базальная полость, скульптура корродирована.

Однозначно исключается силурийский, раннедевонский и средне-, позднекаменноугольный возраст, то есть в настоящее время возраст можно определить как средний девон — ранний карбон. Для более определенного вывода о возрасте вмещающих отложений необходим дополнительный материал (заключение доктора геол.-мин. наук О. В. Артюшковой и канд. геол.-мин. наук В. Н. Пазухина — ИГ УНЦ РАН, г. Уфа).

КУЛ 30/2698 м

Тонкобиокластовый вакстоун. Биокласты алевритовой размерности. Определимых органических остатков в шлифах не обнаружено.

Список определений конодонтов по данной скважине в интервале 2692–2700 м, по результатам растворения проб известняков в органических кислотах (объединенные пробы: 2692,8 м — 0,3 кг; 2696 м — 0,3 кг, 2698 м — 0,7 кг):

- 1. Palmatolepis rotunda Ziegler & Sandberg.
- 2. Palmatolepis simpla Ziegler & Sandberg.

- 3. Palmatolepis eureka Ziegler & Sandberg.
- 4. Palmatolepis sp.
- 5. Polygnathus lodinensis Polsler.
- 6. Polygnathus aff. macilentus Kuzmin.
- 7. Polygnathus sp.
- 8. Ancyrodella aff. ioides Ziegler.
- 9. Ancyrodella aff. nodosa Ulrih & Bassler (ювенильные формы).
- 10. Belodella cf. devonica Staufer.
- 11. Avignathus cf. ortoptera Ziegler.
- 12. Notognathella sp.
- 13. Pelekysgnathus sp.

Возраст: верхний девон, верхнефранский подъярус (определения выполнили канд. геол.-мин. наук М. П. Снигирева и А. З. Бикбаев, ИГГ УрО РАН).

Скважина Южно-Пылькараминская 22

ЮПЫ 22/2750,5-2753,5 м

Микритовый известняк (мадстоун) рассланцованный. *Parathurammina* ? sp. Возраст не ясен.

ЮПЫ 22/2753м

Известняк тонко-микрозернистый рассланцованный с небольшим количеством тонких и мелких неопределимых биокластов. Крупные обломки криноидей представляют собой «будины» среди основной массы рассланцованного известняка. Определимых органических остатков не обнаружено.

ЮПЫ 22/2755

Известняк тонко-микрозернистый рассланцованный и перекристаллизованный с небольшим количеством тонких и мелких биокластов и «будинами» криноидей. Участками наблюдаются линзовиные включения (интракласты?) более темного микрозернистого известняка, рассланцованные вместе со всей породой. Определимых органических остатков не обнаружено.

В образце ЮПЫ 22/2755 м изучено 15 шлифов:

1, 7, 12. Мадстоун местами перекристаллизованный.

2, 4, 6, 13. Вакстоун-мадстоун интракластово-фораминиферовый местами перекристаллизованный. Породообразующие компоненты представлены

интракластами 6%, которые сложены темным микритом и фораминиферами *Parathurammina*, *Bisphaera* 8%.

3, 5, 8, 9, 11. Вакстоун-мадстоун фораминиферовый с ярко выраженной слоистой структурой, подчеркнутой темным микритовым материалом. Породообразующие компоненты представлены фораминиферами *Parathurammina* 6% (рис. 5.31), единичными остракодами (рис. 5.32).

10, 15. Вакстоун-мадстоун фораминиферовый слоистый. Породообразующие компоненты представлены интракластами 5%, которые сложены темным микритом; фораминиферами *Parathurammina* 4% (рис. 5.33), единичными остракодами.

14. Вакстоун фораминиферово-интракластический, местами перекристаллизованный. Породообразующие компоненты представлены интракластами 10%, которые сложены темным микритом; фораминиферами *Parathurammina* 5%, единичными остракодами.

Рассмотренные породы данной скважины, представляют собой вакстоуны, вакстоуны-мадстоуны и мадстоуны с различными вариациями содержания интракластов, фораминифер *Parathurammina* и единичных остракод. Образование пород происходило в мелководной гидродинамически спокойной (изолированной) обстановке. На конодонты растворена проба известняка ЮПЫ 22/2750,5–2753,5 — вес 0,42 кг. Конодонтов нет.



Рисунок 5.31. Раковина однокамерной фораминиферы Вакстоун фораминиферовый. Обр. ЮПЫ 22/2755 м. Размер поля 1 мм



Рисунок 5.32. Раковина остракоды Вакстоун фораминиферовый. Обр. ЮПЫ 22/2755 м. Размер поля 1,5 мм



Рисунок 5.33. Раковина однокамерной фораминиферы Вакстоун фораминиферовый. Обр. ЮПЫ 22/2755 м Размер поля 1,5 мм

Скважина Ларъиголкуйская 14

ЛАР 14/3249,6 м

Литобиокластовый вакстоун с интракластами биокластового вакстоуна. В обеих разновидностях преобладают мелкие биокласты, представленные, в основном, тонкостенными раковинами (обломки и целые сечения раковин разнообразных гастропод, реже пелеципод), в небольшом количестве присутствуют биокласты криноидей и толстостенных раковин (брахиопод?). В литобиокластовом вакстоуне присутствует кварц алевритовой размерности. На отдельных биокластах наблюдаются следы сверления? *Palaeachlya*?; отмечаются редкие организмы, предположительно, относящиеся к сифоновым водорослям *Siphonales*? indet. Возраст не ясен.

На конодонты растворена проба известняка ЛАР 14/3249,6 м — вес 820 г., растворилось 650 г. Брекчированный мергель, биотурбированный, слабо пиритизирован в интерстициях между обломками. Фауна: створки пелеципод (до 1,5 см), микроостракод, гастропод, криноидей. Микрофауна: фрагменты рыб, сколекодонты, конодонты.

- 1. *Pelekysgnathus* sp.? 1 экз.
- 2. М элемент (акодиновый) 2 экз.
- 3. S элемент 5 экз.

Конодонт определенный как *Pelekysgnathus*? представляет карминискафатный элемент, обладающий всеми признаками рода *Pelekysgnathus*, но зубцы верхней части платформы представлены раздельно стоящими, высокими, широкими в поперечном сечении платформы и узкими в продольном сечении зубцами, имеющими в апикальной части вид поперечных ребер. Несомненно, что этот экземпляр относится к семейству икриодонтид и является или промежуточным звеном между икриодусами и пелекисгнатусами, или развитием филетической линии (отдельной ветвью) того или другого рода. Возраст не ясен. Возможно не древнее карбона.

Скв. Северо-Мегтыгъеганская 33

СМЫ 33/2845,8 м

Тонкодетритовый тонкозернистый известняк (мелко- и тонкобиокластовый вакстоун-пакстоун). Биокласты представлены криноидеями, водорослями, тонкостенными раковинами. Отмечаются редкие крупные биокласты криноидей, раковин, единично мшанок.

- 1. Archaesphaera grandis Lip.
- 2. A. minima Sul.
- 3. Vicinesphaera angulata Antr.
- 4. Rauserina notata Antr.
- 5. Bisphera minima Lip.
- 6. Parathurammina sp.
- 7. P. ex gr. dagmarae Sul.
- 8. Septaglomospiranella ex gr. nana Reitl.
- 9. Водоросли: Stylaella rhomboidea Berch.
- 10. Kamaena delicata Antr.
- 11. K. cf. awirsi Mamet et Roux
- 12. Stacheoides polytrematoides Brady

СМЫ 33/2847 м

Мелко- и тонкобиокластовый вакстоун, участками пелспарит. Биокласты представлены водорослями, криноидеями и тонкостенными раковинами, единичны крупные биокласты криноидей, сечения раковин гастропод и брахиопод (?).

- 1. Archaesphera minima Sul.
- 2. Eotuberitina sp.
- 3. Neoivanovella sp.
- 4. Parathurammina sp.
- 5. Cribrosphaeroides cf. simplex Reitl.
- 6. Septaglomospiranella ex gr. nana Reitl.
- 7. Водоросли: Катаепеае.
- 8. Kamaena delicata Antr.
- 9. K. awirsi Mamet et Roux.
- 10. Stylaella rhomboidea Berch.

Возраст: комплекс фораминифер отвечает зоне Septaglomospiranella nana, выделенной для юго-восточной части Западно-Сибирской плиты В. М. Задорожным [1987]. По Восточно-Уральской схеме [1993] зона Septaglomospiranella nana соответствует нижней части фаменского яруса. Водоросли Kamaeneae не известны ниже верхнего девона.

СМЫ 33/2848 м

Мелко- и тонкобиокластовый вакстоун. Преобладает мелкораздробленный скелетный материал криноидей. Наблюдаются редкие сечения целых криноидей, раковин гастропод и зеленых водорослей, а также единичные относительно крупные обломки мшанок и раковин брахиопод. В небольшом количестве присутствуют пеллоиды алевритовой размерности. Участками доломитизация и окремнение.

Редкие «сферы» плохой сохранности:

- 1. Vicinesphaera squalida Antr.
- 2. Archaesphaera magna Sul.
- 3. A. grandis Lip.
- 4. Parathuramminites sp.
- 5. P. ex gr. suleimanovi (Lip.)

Возраст: верхний девон.

В образце СМЫ 33/2848 м изучено 10 шлифов:

1. Вакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 10%, и органическими остатками: обломками криноидей 2%, остракод 2%, игл морских ежей 3%, гастропод 3%, тента-кулитов 3%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 2%.

2. Вакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 10%, и органическими остатками: обломками криноидей 2%, остракод 2%, игл морских ежей 2%, тентакулитов 3%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 2%, *Issinella* 4%, фораминиферами *Archaesphaera* 2%.

3. Вакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 10%, и органическими остатками: обломками криноидей 4%, тентакулитов 3%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 3%, *Issinella* 4%.

4. Вакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 10%, и органическими остатками: обломками криноидей 2%, брахиопод 2%, остракод 2%, игл морских ежей 2%, тентакулитов 3%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 2%, *Issinella* 4%, фораминиферами *Parathurammina* 2%.

5, 6, 7, 8. Вакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 10%, и органическими остатками: обломками криноидей 3%, остракод 2%, игл морских ежей 2%, тентакулитов 3%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 2%, *Issinella* 4%, фораминиферами *Archaesphaera* 2%, *Parathurammina* 2%.

9. Вакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 12%, и органическими остатками: обломками криноидей 2%, брахиопод 3%, остракод 2%, игл морских ежей 2%, тентакулитов 2%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 2%, *Issinella* 2%, фораминиферами Archaesphaera 2%, Parathurammina 2%.

10. Вакстоун-пакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами 15%, и органическими остатками: обломками криноидей 2%, брахиопод 3%, гастропод 2%, остракод 2%, игл морских ежей 2% (рис. 5.34), тентакулитов 2%, сине-зелеными водорослями *Camaena* 2%, *Issinella* 2%, фораминиферами *Archaesphaera* 2%, *Parathurammina* 2%.



Рисунок 5.34. Поперечный срез иглы морского ежа Вакстоун-пакстоун органогенно-пелоидный. Обр. СМЫ 33/2848 м. Размер поля 2 мм

Карбонатные породы в данной скважине представляют собой вакстоуны органогенно-пелоидные, породообразующими компонентами которых являются в основном пелоиды и органические остатки, представленные мелководными формами организмов, такими как остракоды, криноидеи, морские ежи, брахиоподы, фораминиферы Archaesphaera magna Sul., A. grandis Lip., Parathuramminites sp., Parathuramminites ex gr. suleimanovi (Lip.), Vicinesphaera squalida Antr.; сине-зеленые водоросли Issinella, Camaena; присутствуют также полифациальные формы организмов, такие как тентакулиты и гастроподы. Значительный объем пелоидов в составе фации, является показателем небольших глубин формирования осадка, на что также указывает присутствие мелководных форм организмов. Наличие микрита, говорит о незначительном гидродинамическом воздействии на осадок или о защищенности от активной гидродинамики. Возраст пород по комплексу фораминифер соответствует верхнему девону.

СМЫ 33/2849 м

Мелко- и тонкобиокластовый вакстоун. Редкие сечения целых криноидей, обломки раковин гастропод и зеленых водорослей. Неравномерная доломитизация.

Parathuramminites sp., P. cf. paulis Byk.

Возраст: верхний девон.

На конодонты растворены 2 пробы известняка:

1. Сев.-Мегтыгъеганская 33/2845,8 — вес 0,38 кг, перекристализованный известняк:

1) Neopolygnathus sp. (aff. communis communis) — 2 экз.

2) *Siphonodella* sp.? (фрагмент передней части с растром и щелевидной базальной полостью) — 1 экз. Ра — элемент и 1 Рb — элемент (целый).

- 3) Polygnathus sp. 7 ювенильных экземпляров (целых и обломков).
- 4) Branmehla sp.? 1 экз.
- 5) *Apatognathus* sp. 1 экз.
- 6) 16 неопределенных обломков.

Возраст: пограничные отложения девона и карбона. Нерастворимый остаток представлен в основном мелкими корродированными кристалликами аутигенного кварца.

2. Сев.-Мегтыгъеганская 33/2847 — вес 0,16 кг.

Конодонты: *Bispathodus* sp.? (Sba — элемент) — 1 экз. + 2 неопределимых фрагмента.

Результаты изучения хитинозой и других органических осадков

Скв. Пылькараминская 2р. Обр. ПЫЛ 2р/2581 — углисто-кремнистая порода. Единичные обломки плоских хитинозой *Lagenochitina* sp. 1 полная везикула *Cyathochitina* calyx [Eisenack, 1931]. Обломки овальных уплощенных акритарх. *Cyathochitina* calyx распространена в среднем ордовике Эстонии, нижнем лланвирне Welsh Borderland Англия. На Южном Урале в нижней части сухолядской толщи Зилаирского синклинория, в дубоводольской свите Сакмарской зоны. Единичная хорошей сохранности везикула не позволяет дать возраст точнее среднего ордовика.

Скв. Колын-Игольское 26. Обр. КИГ 26/2949 — углисто-кремнистая порода. Единичные обломки хитинозой *Belonechitina* sp., *Cyathochitina* sp., неопределимый обломок конодонта. Возраст: ордовик-силур.

Скв. Кулынъигольская 30. Обр. КУЛ 30/2696 — конодонты мелкие, плохой сохранности.

Скв. Верхне-Сабунская 9. Обр. ВСА 9/3100 — брекчии кремнистые. Единичные хитинозои *Rhabdochitina* sp.? Объемные крупные акритархи? Ордовик-девон.

Скв. Боровая 6. Бор 6/2550 — единичные хитинозои *Conochitina* sp., сколекондонт — ордовик-девон (заключения канд. геол.-мин. наук Якупова Р. Р. — ИГ УНЦ РАН, г. Уфа).

Котыгъеганская зона

Как указывалось выше, Котыгъеганская зона прослеживается непосредственно западнее Сабунского грабена и выполнена преимущественно мелководными известняками верхнего девона. Здесь пробурены скважины Котыгъеганские 22, 23, 26, 28 и Восточно-Хохряковская 1.

Скважина Котыгъеганская 23

КОТ 23/3040 м. Просмотрено 10 шлифов.

1–2. Перекристаллизованный известняк (доломит), участками брекчированный по трещинам присутствуют глинистые минералы и тонкодисперстный кальцит.

3–4. Перекристаллизованный известняк (доломит), тонкокристаллический плотный.

5. Перекристаллизованный трещиноватый и брекчированный известняк (доломит), обломки остроугольные, не сортированные, размером 0,03– 2 мм. Пространство между обломками заполнено тонкодисперстным кальцитом.

6. Перекристаллизованный известняк (доломит) мелкокристаллический с большим количеством пор.

7. Перекристаллизованный трещиноватый и брекчированный известняк (доломит), обломки остроугольные, не сортированные, размером 0,03– 3 мм. Пространство между обломками заполнено тонкодисперстным кальцитом. 8. Перекристаллизованный известняк со сгустками пелитоморфного кальцита.

9. Перекристаллизованный трещиноватый и брекчированный известняк (доломит), обломки остроугольные, не сортированные, размером 0,03–2 мм. Пространство между обломками заполнено тонкодисперстным кальцитом.

10. Перекристаллизованный известняк (доломит), крупно-кристаллический (размеры кристаллов около 0,3 мм) с многочисленными пустотами неправильной формы и пеллитоморфным кальцитом, рассеянным по площади шлифа. Возможно, шлиф представляет собой срез неопределимой органогенной структуры, напоминающий амфипору.

КОТ 23/3043 м. Перекристаллизованный известняк (доломит) тонкокристаллический плотный. Определимых органических остатков не обнаружено.

Скважина Котыгъеганская 26

КОТ 26/3145 м. Образец представляет собой срез строматопороидеи, окаймленной строматолитовой структурой и является строматолитовым байндстоуном. Главным образом полости заполнены спаритом, частично прослойки и полости строматолита заполнены микритом и представляют собой вак-пакстоун фораминиферовый. Породообразующие компоненты представлены: фораминиферами *Parathurammina* (7%), сине-зелеными водорослями *Renalcis* (12%), *Катаепа* (1%). Формирование данной породы происходило в мелководной обстановке, свидетельством чего являются мелководные формы организмов, такие как сине-зеленые водоросли, строматопороидея, строматолиты.

КОТ 26/3148 м. Изучено 12 шлифов.

Интракластовый пеллоидный грейнстоун (пелспарит).

Сложен пеллоидами песчаной (шл. 1, 4, 6–11) или, преимущественно, мелкопесчаной размерности (шл. 3, 5, 12). Интракласты представлены кристаллическим мрамором, мелкобиокластовым пеллоидным пакстоуном, тонкобиокластовым вакстоуном и другими разновидностями; в небольшом количестве наблюдаются биокласты криноидей, брахиопод, гастропод в различной степени микритизированные.

В шл. 2 и 8 — строматопороидеи. В мелкопеллоидных разностях присутствуют:

- 1) Calcisphaera rara Reitl,
- 2) Radiosphaera ponderosa Reitl,
- 3) Vicinesphaera squalida Antr,

4) Archaesphaera minima Sul.

Возраст: верхний девон.

1. Рудстоун онколитовый. Породообразующие компоненты представлены онколитами 40% и обломками остракод 5%. Онколиты содержат органические остатки, представленные: обломками и члениками криноидей, строматопороидей, красных водорослей *Solenopora*, раковин брахиопод, остракод, фораминиферами *Parathurammina*. Шлиф представляет собой срез красной водоросли *Parachaetetes* (?) — 80% площади шлифа и грейнстоуна онколитового (рис. 5.35). Породообразующие компоненты грейнстоуна представлены онколитами (40%) и обломками организмов (10%): криноидей, мшанок, фораминиферами *Parathurammina*.



Рисунок 5.35. Рудстоун онколитовый с красными водорослями Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 1,5 мм

2. Пелоидный грейнстоун. Породообразующие компоненты грейнстоуна представлены: пелоидами 940%) (рис. 5.36) и органическими остатками: обломками криноидей (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%) (рис. 5.37, 5.38) и амфипор (рис. 5.39).

3. Грейнстоун органогенно-интракластический. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (6%), онколитами (6%), интракластами (10%) и органическими остатками: обломками криноидей (10%), строматопороидей (8%), остракод (2%), брахиопод (4%), фораминиферами *Parathurammina* (3%), сине-зелеными водорослями *Girvanella* (7%), *Camaena* (2%).

4. Пак-грейнстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (10%), интракластами (6%) и органическими остатками: обломками криноидей (7%), остракод (3%), брахиопод (4%), фораминиферами *Parathurammina* (5%).



Рисунок 5.36. Грейнстоун пелоидный Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.37. Раковина однокамерной фораминиферы Грейнстоун пелоидный. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 1 мм



Рисунок 5.38. Пакстоун пелоидный с однокамерными фораминиферами Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.39. Амфипора Пакстоун пелоидный. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2 мм

5. Шлиф представляет собой срез строматопороидей около 40% площади шлифа и грейнстоун пелоидно-интракластический. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (6%), интракластами (20%) и органическими остатками (рис. 5.40): обломками криноидей (4%), остракод (4%), брахиопод (4%), фораминиферами *Parathurammina* (3%) (рис. 5.41).



Рисунок 5.40. Грейнстоун пелоидно-интракластический с фораминиферами, остракодами, брахиоподами Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2 мм



Рисунок 5.41. Фораминифера Грейнстоун пелоидно-интракластический. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 1 мм

6. Пак-грейнстоун пелоидно-интракластический. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (7%), интракластами (20%) и органическими остатками: обломками криноидей (5%,) фораминиферами *Parathurammina* (3%), сине-зелеными водорослями *Camaena* (2%).

7. Шлиф представляет собой срез строматопороидеи около 60% площади шлифа и рудстоун интракластово-биокластический. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (4%), интракластами (6%) и биокластами: обломками одиночных кораллов (5%), криноидей (4%), мшанок (2%), остракод (3%), брахиопод (6%) (рис. 5.42), фораминиферами *Parathurammina* (2%) (рис. 5.43).



Рисунок 5.42. Створка брахиоподы Рудстоун интракластово-биокластический. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.43. Однокамерная фораминифера Рудстоун интракластово-биокластический. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 1,5 мм

8. Грейн-рудстоун интракластический. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (4%), интракластами (25%) и органическими остатками: обломками остракод (2%), криноидей (3%), строматопороидей (6%), фораминиферами *Parathurammina* (3%), сине-зелеными водорослями *Girvanella* (2%).

9. Грейнстоун интракластический. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (4%), интракластами (20%) и органическими остатками (рис. 5.44): обломками остракод (2%), криноидей (5%), фораминиферами *Parathurammina* (3%) (рис. 5.45).

10. Грейнстоун биокластово-интракластический. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (10%), интракластами (20%) и органическими остатками: обломками криноидей (10%), строматопороидей (6%), гастропод (2%), фораминиферами *Parathurammina* (2%) (рис. 5.46, рис. 5.47).

11. Вак-пакстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (30%), интракластами (5%) и органическими остатками: обломками амфипор (6%), криноидей (3%), фораминиферами *Parathurammina*, *Calcisphaera rara* Reitl,. *Radiosphaera ponderosa* Reitl., *Vicinesphaera squalida* Antr., *Archaesphaera minima* Sul. (2%).



Рисунок 5.44. Грейнстоун интракластический с однокамерными фораминиферами, остракодами и криноидеями Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.45. Фораминифера Грейнстоун интракластический. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 1 мм



Рисунок 5.46. Однокамерная фораминифера Рудстоун интракластово-биокластический. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2 мм

Рассмотренные породы данной скважины, представляют собой, по большей части, грейн- и рудстоуны, породообразующими компонентами которых являются в основном пелоиды и интракласты, а также онколиты; органическая составляющая представлена мелководными формами организмов, такими как сине-зеленые водоросли *Girvanella*, *Camaena*, криноидеи, строматопороидеи, брахиоподы, фораминиферы *Parathurammina*, *Calcisphaera rara* Reitl,. *Radiosphaera ponderosa* Reitl., *Vicinesphaera squalida* Antr., *Archaesphaera minima* Sul. Образование рассмотренных пород происходило в мелководной гидродинамически активной обстановке. Возраст пород по комплексу фораминифер соответствует верхнему девону.



Рисунок 5.47. Многокамерная фораминифера Грейнстоун биокластово-интракластический. Обр. КОТ 26/3148 м. Размер поля 2 мм

КОТ 26/3149 м. Интракластовый пеллоидный грейнстоун (пелспарит). Интракласты вакстоунов и перекристаллизованных известняков:

- 1) Radiosphaera ponderosa Reitl,
- 2) Vicinesphaera squalida Antr,
- 3) Archaesphaera minima Sul.,
- 4) A. magna Sul.,
- 5) Parathuramminites ex gr. suleimanovi (Lip.),
- Возраст: верхний девон.

Грейнстоун онколитово-интракластический. Породообразующие компоненты представлены: онколитами (10%), интракластами (15%) и обломками организмов (12%). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathuramminites ex gr. suleimanovi* (Lip.), Radiosphaera ponderosa Reitl., Vicinesphaera squalida Antr., Archaesphaera minima Sul., A. magna Sul. (4%) (рис. 5.48–5.52); обломками криноидей (5%), обломками игл морских ежей (1%). Данная порода сформировалась в условиях мелководной среды (наличие мелководных организмов) с активной гидродинамикой (онколиты). Возраст породы по комплексу фораминифер соответствует верхнему девону.



Рисунок 5.48. Однокамерная фораминифера Грейнстоун онколитово-интракластический. Обр. КОТ 26/3149 м. Размер поля 2,5 мм

КОТ 26/3150 м. Изучено 13 шлифов.

Интракластовый пеллоидный грейнстоун (пелспарит). Преобладают пеллоиды мелкопесчаной размерности. Интракласты представлены вакстоунами, пакстоунами, пеллоидными грейн-пакстоунами, в различной степени перекристаллизованными или микритизированными. Присутствуют биокласты криноидей и раковин брахиопод, обломки строматопороидей (в шл. 6, 7, 10, 11 — крупные фрагменты), отдельные крупные обломки раковин брахиопод интенсивно микритизированы:

- 1) Calcisphaera rara Reitl.,
- 2) Radiosphaera ponderosa Reitl.,
- 3) Vicinesphaera squalida Antr.,
- 4) V. angulata Antr.,
- 5) Archaesphaera minima Sul.,

6) A. grandis Lip.,

7) *Diplosphaerina* sp.,

8) Parathuramminites sp.,

9) Parathuramminites suleimanovi (Lip.),

10) P. scutulus (Tchuv.).

11) P. obnatus (Tchuv.),

12) Auroria ferganensis Pojark.,

13) Bisphaera minima Lip.,

14) B. elegans Viss.

Возраст: верхний девон.



Рисунок 5.49. Однокамерные фораминиферы Грейнстоун онколитово-интракластический. Обр. КОТ 26/3149 м. Размер поля 2,5 мм

1. Грейнстоун интракластический. Породообразующие компоненты представлены интракластами (25%) и обломками организмов (20%) (рис. 5.53). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%) (рис. 5.54), амфипорами (5%), обломками криноидей (4%), брахиопод (4%).

2. Пакстоун интракластово-биокластический. Породообразующие компоненты представлены интракластами (15%) и обломками организмов (20%). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%), сине-зелеными водорослями *Girvanella*, *Camaena* (3%), амфипорами (5%), обломками криноидей (2%), игл морских ежей (1%), брахиопод (5%).



Рисунок 5.50. Однокамерные фораминиферы Грейнстоун онколитово-интракластический. Обр. КОТ 26/3149 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.51. Однокамерные фораминиферы Грейнстоун онколитово-интракластический. Обр. КОТ 26/3149 м. Размер поля 1,5 мм

3. Грейнстоун-пакстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (30%), интракластами (4%) и обломками организмов (12%). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%), амфипорами (1%), обломками брахиопод (4%).



Рисунок 5.52. Однокамерная фораминифера Грейнстоун онколитово-интракластический. Обр. КОТ 26/3149 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.53. Грейнстоун интракластический Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 2 мм



Рисунок 5.54. Фораминифера Грейнстоун интракластический. Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 2 мм

4. Пакстоун органогенно-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены: пелоидами (15%), интракластами (2%) и обломками организмов (6%). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (4%).

5. Грейнстоун-пакстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (30%), интракластами (4%) и обломками организмов (7%.) Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%), криноидеями (2%).

6. Грейнстоун-рудстоун интракластово-пелоидный. Породообразующие компоненты представлены интракластами (7%), пелоидами (20%) и облом-ками организмов (18%). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (4%) (рис. 5.55), обломками криноидей (2%), брахиопод (10%).

7, 10. Часть площади шлифа, примерно 40%, занимает органогенная структура, по всей видимости, — амфипора. Остальные 60% породы являются грейн-пакстоуном пелоидно-органогенным. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (15%), интракластами (5%) и обломками организмов (7%). Органические остатки представлены: остракодами (4%), фораминиферами *Parathurammina* (3%), брахиоподами (3%), криноидеями (2%).



Рисунок 5.55. Грейнстоун интракластово-пелоидный с однокамерными фораминиферами и криноидеями Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 1,5 мм

8. Пакстоун-грейнстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (30%), интракластами (4%) и обломками организмов (12%). Органические остатки представлены: остракодами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%), криноидеями (2%), амфипорами (3%). Имеют место быть вторичные изменения в виде гнезд крупных кристаллов кальцита (доломита), размер до 1 мм.

9. Грейнстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (30%), интракластами (3%) и обломками организмов (18%) (рис. 5.56, 5.57, 5.58). Органические остатки представлены: остракодами (2%), брахиоподами (3%), фораминиферами *Parathurammina* (5%), криноидеями (4%), иглами морских ежей (2%, красная водоросль (2%) (рис. 5.59). Имеют место быть вторичные изменения в виде гнезд крупных кристаллов кальцита (доломита), размер до 1 мм и заполнения трещин.

11. Пакстоун-грейнстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (30%), интракластами (4%) и обломками организмов (5%). Органические остатки представлены: остракодами (4%), брахиоподами (2%), фораминиферами *Parathurammina* (5%), криноидеями (2%), амфипорами (12%) (рис. 5.60). Имеют место быть вторичные изменения в виде гнезд крупных кристаллов кальцита (доломита), размер до 1 мм.



Рисунок 5.56. Грейнстоун пелоидный с остракодами и однокамерными фораминиферами Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.57. Грейнстоун пелоидный с остракодами и однокамерными фораминиферами Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 1,5 мм

12. Грейнстоун-пакстоун пелоидный. Породообразующие компоненты представлены пелоидами (20%), интракластами (4%) и фораминиферами *Parathurammina* (4%).



Рисунок 5.58. Грейнстоун пелоидный с однокамерными фораминиферами, криноидеями и сине-зелеными водорослями Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 2,5 мм



Рисунок 5.59. Красная водоросль Грейнстоун пелоидный. Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 1,5 мм

13. Ожелезненная порода с реликтами неопределимых организмов. Рассмотренные карбонатные породы данной скважины, представляют собой по большей части грейн- и пакстоуны и их различные процентные

сочетания, породообразующими компонентами этих пород являются в основном пелоиды, в подчиненном количестве присутствуют интракласты и органическая составляющая, которая представлена мелководными формами организмов, такими как остракоды, криноидеи, морские ежи, строматопороидеи, брахиоподы, фораминиферы Parathuramminites sp., Parathuramminites suleimanovi (Lip.), P. scutulus (Tchuv.), P. obnatus (Tchuv.), Archaesphaera minima Sul., A. grandis Lip., Auroria ferganensis Pojark., Bisphaera minima Lip., B. elegans Viss., Calcisphaera rara Reitl., Diplosphaerina sp., Radiosphaera ponderosa Reitl., Vicinesphaera squalida Antr., V. angulata Antr.; в незначительном количестве присутствуют сине-зеленые водоросли Girvanella, Camaena. Значительный объем пелоидов в составе фации, является показателем небольших глубин формирования осадка, на что также указывает присутствие мелководных форм организмов и интракластов. Интракласты являются свидетельством транспортировки и переотложения обломков породы в зоне активного действия водной среды, наличие микрита, говорит о незначительном гидродинамическом воздействии на осадок или о защищенности от активной гидродинамики. Возраст пород по комплексу фораминифер соответствует верхнему девону.



Рисунок 5.60. Амфипора Грейнстоун пелоидный с остракодами и однокамерными фораминиферами. Обр. КОТ 26/3150 м. Размер поля 2 мм
В целом, карбонатные породы разреза скважины Котыгъеганская 26 (гл. 3145, 3148, 3149, 3150 м), характеризуются полифациальным составом осадков, из которых наибольшее распространение имеют грейнстоуны — 32% от общего числа карбонатных фаций, грейн-пакстоуны (20%) и пак-грейнстоуны (16%), в подчиненном количестве — присутствуют пакстоуны, рудстоуны (8%), вак-пакстоуны и байндстоуны (4%). По разрезу отмечается чередование главным образом, литобиомикрофаций грейнстоунов, грейн-пакстоунов и пак-грейнстоунов пелоидных и грейнстоунов интракластических. Другие типы пород: грейн-пакстоуны пелоидно-органогенные; грейн-рудстоуны интракластово-пелоидные; пакстоуны органогенно-пелоидные; пакстоуны интракластово-биокластические; грейнстоуны онколитово-интракластические; вакстоуны-пакстоуны пелоидные; грейнстоуны биокластово-интракластические; грейнстоуны-рудстоуны интракластические; рудстоуны интракластово-органогенные; пак-грейнстоуны, грейнстоуны пелоидно-интракластические; грейнстоуны органогенно-интракластические; рудстоуны онколитовые; байндстоуны строматолитовые присутствуют в подчиненном количестве.

5.3. Определения абсолютного возраста

Изотопно-геохронометрические исследования кислых вулканитов и гранитоидов Тыньярской площади

Калий-аргоновый возраст. Из всех разновидностей пород (риолитов и гранитоидов) выполнено К–Аг датирование — таблица 5.1. Приведенные результаты К–Аг датирования позволяют определять возраст пород как позднекаменноугольный — раннепермский, а наиболее вероятно — раннепермский.

Рубидий-стронциевый возраст. Была изучена Rb–Sr систематика 5-и образцов гранитов: Тын 100/2208, Тын 100/2204, Тын 100/2225, Тын 101/2627, Тын 100/2206 с помощью масс-спектрометрического метода изотопного разбавления на мультиколлекторном приборе Finnigan MAT-262. Содержания Rb и Sr варьируют от 171,58 г/т до 211,56 г/т, а отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0,741295 до 1,10696, соответственно (табл. 5.2). На графике в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr — ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (рис. 5.61) аналитические данные аппроксимируются линией регрессии определяющей возраст $275,7 \pm 3,6$ млн лет (СКВО = 2,8) и первичное отношение изотопов стронция (${}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr}$)₀ = 0,7030. Значительная погрешность (± 0,0036) определения отношения (${}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr}$)₀ обусловливается относительно «удаленным» положением фигуративных точек от начала координат (значения отношений ${}^{87}\mathrm{Rb}/{}^{86}\mathrm{Sr}$ в интервале 9,64–102,5).

Таблица 5.1

| Глубина, м | Порода | K, % | Ar _{рад} , нг/г | Т, млн лет |
|-------------|-------------------------|------|--------------------------|------------|
| 1835–1835,4 | трахидацит | 1,70 | 42,8 | 331 ± 10 |
| 1978–1980 | риолит субщелочной | 5,10 | 103,0 | 270 ± 6 |
| 1995,6–1997 | риолит субщелочной | 6,05 | 123,0 | 272 ± 6 |
| 1999–2000 | риолит субщелочной | 6,05 | 121,0 | 268 ± 6 |
| 2153-2154 | лейкогранит субщелочной | 4,05 | 91,8 | 300 ± 9 |

Результаты К-Аг датирования пород из скважины Тыньярская 100

Примечание. 1. Содержание калия определено рентгеноспектральным способом на спектрометре СРМ-18. 2. Содержание радиогенного аргона определено на масс-спектрометре МИ-1330 с использованием трассера, обогащенного изотопом ³⁸Ar. 3. При расчете возрастов использованы константы, принятые в 1976 году. 4. Аналитик Б. А. Калеганов, ИГГ УрО РАН.

Таблица 5.2

| Sample | Rb, г/т | Sr, г/т | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | $\pm 2\sigma$ | $ m ^{87}Sr/ m ^{86}Sr$ | $\pm 2\sigma$ | $\epsilon_{\rm Sr}$ |
|--------------|---------|---------|------------------------------------|---------------|-------------------------|---------------|---------------------|
| Тын 101/2627 | 189 | 56,8 | 9,64 | 0,05 | 0,741295 | 0,000019 | -18,2 |
| Тын100/2206 | 208 | 9,04 | 68,4 | 0,3 | 0,970299 | 0,000069 | -90,5 |
| Тын 100/2225 | 211 | 8,44 | 74,2 | 0,4 | 0,993588 | 0,000028 | -88,0 |
| Тын 100/2204 | 171 | 5,85 | 87,1 | 0,4 | 1,04407 | 0,00006 | -101 |
| Тын 100/2208 | 205 | 5,78 | 102,5 | 0,5 | 1,10696 | 0,00006 | -79,0 |
| UR | | | 0,0827 | | 0,7045 | | |

Rb–Sr систематика для пород Тыньярской площади

Примечание. Выполнено аналитической группой Ю. Л. Ронкина, ИГГ УрО РАН.



Рисунок 5.61. График Rb–Sr возрастного отношения для гранитоидов Тыньярской площади

Sm–Nd изотопная система, изученная для тех же 5 образцов (Тын 100/2208, Тын 100/2204, Тын 100/2225, Тын 101/2627, Тын 100/2206) на мультиколлекторном приборе Finnigan MAT-262, характеризуется, практически комплементарным положением (относительно Rb–Sr систематики) на графике в координатах ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd — ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (рис. 5.62). Диапазон вариаций измеренных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd довольно узок (0,1188–0,1482), в связи, с чем погрешность определения Sm–Nd возраста значительна. Тем не менее, вычисленный изохронный (СКВО = 0,013) возраст 276 ± 29 млн лет, совпадает в пределах имеющихся погрешностей, с таковым, полученным по Rb–Sr данным (275,7 млн лет). Таким образом, обе изотопные системы фиксируют гомогенизацию изотопных составов Rb–Sr и Sm–Nd практически в одном и том же возрастном интервале $T_{\rm Rb-Sr} = 275,7$ млн лет, $T_{\rm Sm-Nd} = 276$ млн лет, что придает значимость полученным.

В координатах «возраст — $\varepsilon_{\rm Nd}$ » (рис. 5.63) линии эволюции изотопов неодима для изученных гранитов с отношением (Sm/Nd = 0,196–0,248) локализованы выше аналогичных параметров модельного резервуара CHUR, что отображается в положительных значениях $\varepsilon_{\rm Nd}^{\rm T}$, характеризуя мантийные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Sm–Nd модельные возрасты (табл. 5.3, рис. 5.63), вычисленные относительно «деплетированного» резервуара (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,2135, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,513151), определяются диапазоном 588–729 млн лет, фиксируя возможное участие вендско-докембрийского субстрата в формировании изученных пород.



Рисунок 5.62. График Sm–Nd возрастного отношения для гранитоидов Тыньярской площади



Рисунок 5.63. График эволюции изотопов неодима для гранитоидов Тыньярской площади

Таблица 5.3

| Sample | Sm, г/т | Nd, r/T | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | $\pm 2\sigma$ | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | $\pm 2\sigma$ | $\epsilon^0_{\ Nd}$ | $\epsilon^{\rm T}_{Nd}$ | Т _{DM} , млн лет |
|--------------|------------|------------|--------------------------------------|---------------|--------------------------------------|---------------|---------------------|-------------------------|---------------------------------|
| Тын 101/2627 | 5,46 | 22,0 | 0,1436 | 0,0007 | 0,512832 | 0,000014 | 3,8 | 5,7 | 696 |
| Тын 100/2206 | 10,8 | 44,1 | 0,1482 | 0,0007 | 0,512839 | 0,000011 | 4,0 | 5,7 | 728 |
| Тын 100/2225 | 16,8 | 72,5 | 0,1402 | 0,0007 | 0,512824 | 0,000015 | 3,7 | 5,7 | 680 |
| Тын 100/2204 | 14,2 | 63,1 | 0,1362 | 0,0007 | 0,512818 | 0,000014 | 3,6 | 5,7 | 656 |
| Тын 100/2208 | 21,2 | 108 | 0,1188 | 0,0006 | 0,512786 | 0,000015 | 2,9 | 5,7 | 588 |
| CHUR | | | 0,1967 | | 0,512636 | | | | |
| DM | | | 0,2135 | | 0,513151 | | | | |

Sm–Nd систематика для пород фундамента Тыньярской площади

Примечание. Выполнено аналитической группой Ю. Л. Ронкина, ИГГ УрО РАН. Для вычисления ϵ^{T}_{Nd} использовались значения ¹⁴⁷Nd/¹⁴⁴Nd = 0,1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512636, характеризующие модельный хондритовый однородный резервуар (CHUR).

Аналогичные выводы о «мантийном», и/или субстрате, имевшем низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и комплементарно высокие ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, вытекают из графика « $\epsilon_{Sr}^{T} - \epsilon_{Nd}^{T}$ » (рис. 5.64), на котором изотопные составы Sr и Nd изученных разностей локализуются во втором квадранте Sr–Nd корреляционной диаграммы.



Рисунок 5.64. График Nd–Sr возрастного отношения для гранитоидов Тыньярской площади

Уран-свинцовый возраст. Петрографическое изучение вулканитов и гранитоидов показало наличие в них цирконов. Было проведено выделение и изучение данных цирконов (из проб Тын 101/2590 м и Тын 100/2204 м). Выделение циркона проводилось с использованием обычного набора методов, включающего дробление пробы до фракции < 0,16 мм, промывку издробленного материала в воде до серого шлиха, магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и ручной отбор зерен циркона под бинокуляром. Большинство выделенных зерен циркона представляют собой субидиоморфные и идиоморфные кристаллы короткопризматического и дипирамидального облика или их обломки. Размер зерен — от 100 до 200 мкм по длинной оси (удлинение 1:2–1:3). Анализ цирконов выполнялся во ВСЕГЕИ на приборе SHRIMP-II [Иванов и др., 2012] по классической методике [Williams, 1998].

Видно, что, кроме преобладающих дипирамидально-призматических цирконов, в пробе Тын 101/2590 м отмечаются и совершенно другие цирконы «округлой» формы (рис. 5.65).



Рисунок 5.65. Катодолюминесцентные изображения цирконов из проб Тын 101/2590 м и Тын 100/2204 м

На катодолюминесцентных изображениях последних можно заметить, что исходные цирконы в некоторых случаях обросли каймой (например, зерно циркона № 7 на рис. 5.65). Отметим, что в целом такой морфотип цирконов очень характерен для «древних» цирконов метаморфических толщ, обычно считающихся протерозойскими; подобные цирконы отмечались нами в селянкинской свите Южного Урала. Кроме того, в пробе Тын 100/2204 м появляются резорбированные оплавленные цирконы с неровной поверхностью без каких-либо кристалломорфологических признаков (рис. 5.65).

При изучении проб для цирконов получились совершенно различные возраста, что хорошо наблюдается в таблицах с данными по U–Pb датированию для двух проб Тын 101/2590 м (табл. 5.4) и Тын 100/2204 м (табл. 5.5).

Таблица 5.4

| Spot | % ²⁰⁶ Pb _c | ppm U | ppm Th | ²³² Th/ ²³⁸ U | ppm ²⁰⁶ Pb* | (1) ²⁰⁶ Pl ²³⁸ U Age | o/ J | (207 200 A | 1) Pb/ ⁵ Pb ge |
|--------------|----------------------------------|--|-----------|---|---------------------------|---|-----------|----------------------|------------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 101-2590_1.1 | 0,37 | 326 | 27 | 0,09 | 75,9 | 1542 | ± 22 | 1999 | ± 53 |
| 101-2590_1.2 | 0,26 | 226 | 140 | 0,64 | 73,6 | 2063 | ± 29 | 2070 | ± 17 |
| 101-2590_2.1 | - | 382 | 21 | 0,06 | 74,4 | 1317 | ± 19 | 1935 | ± 29 |
| 101-2590_2.2 | 0,55 | 142 | 55 | 0,40 | 28,3 | 1333 | ± 20 | 1933 | ± 56 |
| 101-2590_3.1 | 0,82 | 572 | 258 | 0,47 | 21,3 | 271,8 | $\pm 4,5$ | 289 | ± 190 |
| 101-2590_3.2 | 0,79 | 753 | 391 | 0,54 | 28,2 | 273,2 | $\pm 4,4$ | 147 | ± 180 |
| 101-2590_4.1 | 0,02 | 1139 | 613 | 0,56 | 43,6 | 281,1 | $\pm 4,3$ | 252 | ± 74 |
| 101-2590_5.1 | 0,41 | 752 | 339 | 0,47 | 28,6 | 278,1 | $\pm 4,3$ | 209 | ± 75 |
| 101-2590_6.1 | 0,10 | 696 | 340 | 0,51 | 26,7 | 281,2 | $\pm 4,4$ | 254 | ± 52 |
| 101-2590_7.1 | 0,18 | 246 | 271 | 1,14 | 76,4 | 1986 | ± 27 | 2042 | ± 17 |
| 101-2590_7.2 | 0,00 | 351 | 40 | 0,12 | 67,1 | 1296 | ± 28 | 1831 | ± 87 |
| Spot | % Discor- dant | (1) $^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$ | ± % | (1) $^{207}{\rm Pb}^*/$ $^{235}{\rm U}$ | ± % | (1) $^{206}\text{Pb}^*/$ ^{238}U | ± % | err | corr |
| 101-2590_1.1 | 30 | 0,1229 | 3 | 4,58 | 3,4 | 0,2703 | 1,6 | ,4 | 69 |
| 101-2590_1.2 | 0 | 0,1279 | 0,96 | 6,65 | 1,9 | 0,3772 | 1,6 | ,8 | 61 |

Данные по U–Pb датированию цирконов из гранитоидов фундамента Тыньярской площади (скв. 101, гл. 2590 м)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------|-----|--------|------|--------|-----|---------|-----|----|----|
| 101-2590_2.1 | 47 | 0,1186 | 1,6 | 3,707 | 2,3 | 0,2267 | 1,6 | ,6 | 95 |
| 101-2590_2.2 | 45 | 0,1184 | 3,1 | 3,75 | 3,6 | 0,2298 | 1,7 | ,4 | 73 |
| 101-2590_3.1 | 7 | 0,0521 | 8,4 | 0,309 | 8,5 | 0,04306 | 1,7 | ,1 | 96 |
| 101-2590_3.2 | -46 | 0,049 | 7,9 | 0,292 | 8 | 0,04329 | 1,7 | ,2 | 05 |
| 101-2590_4.1 | -10 | 0,0512 | 3,2 | 0,315 | 3,6 | 0,04457 | 1,6 | ,4 | 42 |
| 101-2590_5.1 | -25 | 0,0503 | 3,2 | 0,306 | 3,6 | 0,04409 | 1,6 | ,4 | 43 |
| 101-2590_6.1 | -9 | 0,0513 | 2,3 | 0,3154 | 2,8 | 0,04458 | 1,6 | ,5 | 72 |
| 101-2590_7.1 | 3 | 0,1259 | 0,95 | 6,26 | 1,8 | 0,3607 | 1,6 | ,8 | 57 |
| 101-2590_7.2 | 41 | 0,1119 | 4,8 | 3,44 | 5,3 | 0,2227 | 2,4 | ,4 | 50 |

Продолжение таблицы 5.4

 $\varPi p$ имечание. Погрешности составляют 1-sigma; $\rm Pb_{c}$ и Pb* показывают общий и радиогенный свинец соответственно; погрешность стандартной калибровки 0,29%.

Таблица 5.5

Данные по U–Pb возрасту цирконов из Тыньярской площади (скв. 100, гл. 2204 м)

| Spot | % ²⁰⁶ Pb _c | ppm U | ppm Th | ²³² Th/ ²³⁸ U | ppm $^{206}Pb^{*}$ | (1) ²⁰⁶ Pl ²³⁸ U Age | o/ J | 20 20 2 | (1) ⁷ Pb/ ⁹⁶ Pb Age |
|-----------------------|----------------------------------|--|-----------|--|----------------------|---|-----------|---------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 100_2204.1.1 | 0,22 | 319 | 147 | 0,48 | 11,8 | 271,2 | $\pm 4,7$ | 306 | ± 91 |
| 100_2204.1.2 | 1,21 | 199 | 54 | 0,28 | 7,92 | 288,5 | $\pm 5,9$ | 373 | ± 260 |
| 100_2204.2.1 | 0,43 | 489 | 270 | 0,57 | 18,2 | 273 | $\pm 4,5$ | 349 | ± 92 |
| 100_2204.3.1 | 1,76 | 317 | 148 | 0,48 | 12 | 273,3 | \pm 4,9 | 381 | ± 190 |
| 100_2204.4.1 | 0,23 | 374 | 175 | 0,48 | 13,7 | 269,2 | $\pm 4,8$ | 271 | ± 69 |
| 100_2204.4.2 | 0,59 | 394 | 187 | 0,49 | 14,7 | 273,5 | $\pm 4,7$ | 186 | ± 170 |
| 100_2204.5.1 | 0,80 | 309 | 131 | 0,44 | 11,4 | 269,8 | $\pm 4,7$ | 206 | ± 160 |
| 100_2204.5.2 | 0,41 | 446 | 227 | 0,53 | 17,2 | 281,2 | $\pm 4,7$ | 292 | ± 81 |
| 100_2204.6.1 | 41,24 | 595 | 341 | 0,59 | 53,9 | 386 | $\pm 9,8$ | 3449 | ± 66 |
| 100_2204.6.2 | 12,47 | 4001 | 1943 | 0,50 | 228 | 363,8 | \pm 7,9 | 2488 | ± 240 |
| Spot | % Discor- dant | (1) $^{207}{ m Pb}^*\!/$ $^{206}{ m Pb}^*$ | ± % | (1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U | ± % | (1) $^{206}{\rm Pb}^{*}/_{^{238}{\rm U}}$ | ± % | eri | r corr |
| 100_2204.1.1 | 13 | 0,0543 | 2,4 | 0,311 | 4,4 | 0,04297 | 1,8 | ,4 | .02 |
| 100_2204.1.2 | 29 | 0,0637 | 3,2 | 0,341 | 12 | 0,04577 | 2,1 | ,1 | 79 |
| 100_2204.2.1 | 28 | 0,0569 | 3 | 0,319 | 4,4 | 0,04327 | 1,7 | ,3 | 83 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------|-----|--------|------|-------|-----|---------|-----|----|----|
| 100_2204.3.1 | 39 | 0,0683 | 2,5 | 0,324 | 8,8 | 0,04331 | 1,8 | ,2 | 07 |
| 100_2204.4.1 | 1 | 0,0536 | 2,3 | 0,304 | 3,5 | 0,04265 | 1,8 | ,5 | 21 |
| 100_2204.4.2 | -32 | 0,0546 | 2,6 | 0,298 | 7,4 | 0,04335 | 1,8 | ,2 | 37 |
| 100_2204.5.1 | -23 | 0,0567 | 3,3 | 0,296 | 7,1 | 0,04275 | 1,8 | ,2 | 53 |
| 100_2204.5.2 | 4 | 0,0555 | 2 | 0,321 | 3,9 | 0,04458 | 1,7 | ,4 | 31 |
| 100_2204.6.1 | 794 | 0,5287 | 0,56 | 2,52 | 5 | 0,0617 | 2,6 | ,5 | 24 |
| 100_2204.6.2 | 584 | 0,25 | 7,2 | 1,31 | 14 | 0,0581 | 2,2 | ,1 | 55 |

Продолжение таблицы 5.5

Примечание. Погрешности составляют 1-sigma; Pb_c и Pb^{*} показывают общий и радиогенный свинец соответственно; погрешность стандартной калибровки 0,29%.

1. Дипирамидальные и оплавленные резорбированные кристаллы циркона в двух пробах имеют возраст 270–280 млн лет. Из них по 5 замерам получен надежный конкорданный возраст 277,0 ± 3,9 млн лет (рис. 5.66, для пробы Тын 101/2590 м) по 8-и замерам — 274,4 ± 3,4 млн лет (рис. 5.67, для пробы Тын 100/2204 м). Небольшие различия в возрасте центральных частей кристаллов (~ 281 млн лет) и их краевых частей (~ 272 млн лет), хотя и отмечаются, но почти перекрываются доверительными интервалами определений. Иными словами, хотя, по-видимому, центральные части цирконов этого типа сформировались на несколько млн лет (видимо на 3–5 млн лет) раньше, чем краевые части, точно доказать это на имеющемся аналитическом материале нельзя.

2. Возраста цирконов «округлого» морфотипа отличаются от бипирамидальных почти на порядок; среди них нет U–Pb определений моложе 1300 млн лет.

В целом в U–Pb системе цирконов для гранитоидов Тыньярской площади фиксируется не менее, чем двухэтапная геологическая история.

Событие с возрастом 277 млн лет (нижнее пересечение конкордии и дискордии) очевидно коррелируется с этапом магматического внедрения и застывания субвулканического гранит-риолитового тела. Это определение очень хорошо коррелируется и с калий-аргоновым возрастом этого тела; 3 из 5 определений (причем именно из пород с высокими содержаниями калия) дали 268, 270 и 272 млн лет. Несколько более «молодые» цифры К–Аг возраста хорошо соответствуют современным представлениям о том, что U–Pb система фиксируется в цирконах при температуре примерно на 300°C выше, чем К–Аг система в полевых шпатах и породе в целом. Таким образом, можно обоснованно предполагать, что Тыньярское субвулканическое тело остывало после внедрения примерно 3–5 млн. лет.



Рисунок 5.66. Уран-свинцовая изохрона для пробы Тын 101/2590 м



Рисунок 5.67. Уран-свинцовая изохрона для пробы Тын 100/2204 м

Событие с возрастом возрастом 2051 ± 23 млн лет (верхнее пересечение конкордии и дискордии) свидетельствует о том, что верхнепалеозойская (раннепермская) гранитная магма взаимодействовала с древним веществом такого возраста. Возникает вопрос — что это за вещество? Основных предположений возможно два:

1. Это может быть древний гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тыньярское риолит-гранитное тело (или, если оно зародилось глубже, то могло проходить, проплавляя этот фундамент; диаграмма Rb—Sr позволяет предполагать глубину образования риолитов около 20—30 км).

2. Древние цирконы могли быть частью кластической породы, например, песчаника раннепалеозойского или вендского возраста, сформированного за счет размыва древнего Восточно-Сибирского кратона. При проплавлении Тыньярским риолит-гранитным телом этих осадочных пород, циркон, как весьма тугоплавкий минерал, попал в состав гранитоидов.

Исходя из наличия в «округлых» цирконах регенерированной каймы, возраст которой лишь немногим менее возраста ядерной части цирконов этого морфотипа, вероятным является и первое из этих предположений.

Таким образом, можно сказать, что вероятно наличие древнего (примерно около 2 млрд лет) сиалического фундамента под Тыньярской площадью. Это, во-первых, необходимо учитывать при интерпретации сейсмических профилей и других геофизических данных, а, во-вторых, это резко отличает данную площадь от западных районов Западно-Сибирской платформы, где фундамент сложен уралидами и почти не содержит древних протерозойских блоков [Иванов и др., 2005а, 2005б и др.]. По всей видимости, этот древний фундамент представляет собой утоненный край (при позднепротерозойском-раннепалеозойском рифтогенезе и растяжении) Сибирской платформы.

Таким образом, датирование и изучение истории становления Тыньярских гранитоидов проведено 4 различными методами в 3 независимых лабораториях — K–Ar, U–Pb, Rb–Sr, Sm–Nd. Всеми методами получены сходящиеся результаты, что позволяет утверждать, что получена первая реперная (то есть наиболее надежная) датировка формаций фундамента всей Западной Сибири.

К-Ar возраст в базальтах востока XMAO

Котыгъеганская площадь, скв. 28. По данным К–Аг возраста вулканиты Котыгъеганской площади попадают в интервал от среднего карбона до средней юры (см. табл. 5.6). Причем основная масса анализов попадает в интервал перми и по одному анализу — в карбон и юру. Триасовых анализов нет. Возможно, данные вулканиты как раз и являются девонскими (на основании изучения микропалеонтологии рядом залегающих известняков), так как по геохимии они достаточно сильно отличаются от триасовых базальтов.

Таблица 5.6

| NN | Номер образца | Название | K, % | $\operatorname{Ar}_{_{\mathrm{pag}}}$, нг/г | Т, млн лет |
|----|----------------------|----------|------|--|--------------|
| 1 | Кот 28/3010–3016/низ | базальт | 0,10 | 2,15 | 287 ± 18 |
| 2 | Кот 28/3024–3030/4,5 | базальт | 0,37 | 9,30 | 330 ± 20 |
| 3 | Кот 28/3110–3115/1,2 | базальт | 0,24 | 4,85 | 270 ± 17 |
| 4 | Кот 28/3138–3144/0,5 | базальт | 0,29 | 5,45 | 256 ± 16 |
| 5 | Кот 28/3144–3149/низ | базальт | 0,18 | 2,39 | 187 ± 14 |

К–Ar датирование базальтов из Котыгъеганской площади (скв. 28)

Примечание. 1. Содержание калия определено рентгеноспектральным способом на спектрометре СРМ-18. 2. Содержание радиогенного аргона выполнено на масс-спектрометре МИ-1330 с использованием трассера, обогащенного изотопом Ar³⁸. 3. При расчете возрастов использованы константы, принятые в 1976 году. Аналитик Б. А. Калеганов, ИГГ УрО РАН.

Th-U-Pb-химическое датирование обломочного монацита в осадочных породах востока ХМАО

Метод химического Th-U-Pb-датирования радиоактивных минералов (CHIME).

В последние годы в связи с развитием техники микрозондового анализа и созданием программ численного обсчета аналитических данных получил новый импульс в своем развитии метод химического датирования Th–U–Pb содержащих минералов — монацита, уранинита, ксенотима, титанита и др., известный в литературе как метод CHIME (chemical Th–U–total Pb isochron method). Возрастающая популярность метода, на что указывает рост числа соответствующих публикаций, обусловлена, в первую очередь, его простотой, доступностью, возможностью реализации подхода на уже имеющихся в настоящее время в наиболее оснащенных лабораториях электронно-зондовых микроанализаторах и сканирующих электронных микроскопах с волновой (энергодисперсионной) приставкой, сравнительно низкой стоимостью единичного анализа, несоизмеримой со стоимостью прецизионного изотопного датирования, основанного на использовании либо ионных микрозондов (типа SHRIMP I и II), либо термо-ионизационных масс-спектрометров высокого разрешения (Triton, Neptune, Sector 54 и др.) со сложной технологией химической подготовки проб к анализу.

Теоретическое основы методики CHIME обоснованы в работах [Suzuki et al., 1991; Montel et al., 1996; Williams et al., 1999; Jercinovic, Williams, 2005; Suzuki, Kato, 2008]; при этом в публикациях отмечалась удовлетворительная сходимость результатов химического датирования с изотопными данными [Dahl et al., 2005; Suzuki, Kato, 2008; Хиллер, 2010 и др]. Заметим, что авторами цитированных работ метод CHIME не противопоставляется методам изотопной геохронологии, а рассматривается как дополняющий или первичный, предварительный способ оценки возраста. В основе метода лежат три основных положения: 1) весь свинец в минерале имеет радиогенную природу; 2) за 100 млн лет концентрация свинца достигает уровня, при котором его можно определять на электронно-зондовом микроанализаторе; 3) U, Th, Pb–система в минерале «закрыта», то есть можно пренебречь диффузионными процессами (потерями). Химическое датирование основано на уравнении распада материнских изотопов и радиационного накопления радиогенного свинца:

$$\begin{split} Pb_{_{05\text{III}}} &= Pb_{_{0}} + {}^{208}Pb + {}^{207}Pb + {}^{206}Pb = \\ &= Pb_{_{0}} + {}^{232}\text{Th}\{exp(\lambda_{_{232}}\times t) - 1\} + {}^{235}U\{exp(\lambda_{_{235}}\times t) - 1\} + {}^{238}U\{exp(\lambda_{_{238}}\times t) - 1\}, \end{split}$$

где Pb, U, Th, Pb₀ — содержание элементов в ppm (начальное содержание Pb₀ часто [Montel et al., 1996; Parrish, 1990] приравнивается к нулю); $\lambda_{_{232},_{_{235},_{_{235}}}}$ — константы радиоактивного распада ²³²Th, ²³⁵U, ²³⁸U, соответственно. Учитывая, что ²³⁸U/²³⁵U = 137,88, уравнение преобразуется в:

$$\begin{split} Pb_{_{o6m}} &= Th\{exp(\lambda_{_{232}} \times t) - 1\} + \\ &+ U[\{exp(\lambda_{_{235}} \times t) + 137, 88 \times exp(\lambda_{_{238}} \times t)\} / 138, 88 - 1]. \end{split}$$

156

Решение последнего относительно t с использованием специализированных программных продуктов — возраст минерала, определенный для некоторой точки зерна. В последующем, если это необходимо, проводится возрастное картирование минерала — выполняется анализ распределения значений возрастов по площади зерна, рассматривается форма распределения.

Условия измерения. Анализ выполнялся на электронно-зондовом микроанализаторе SX 100 фирмы САМЕСА с энергодисперсионным XFlash Detector 4010 (фирма Bruker) и пятью волновыми спектрометрами. Давление в камере образцов составляло 6×10⁻⁴ Па, в области электронной пушки — 2,3×10⁻⁶ Па, в волновых спектрометрах — 9 Па. С целью достижения высокого пространственного разрешения анализа в радиоактивных минералах, распределение элементов в которых достаточно неоднородное, используется ускоряющее напряжение 15 кВ. Заметим, что с увеличением энергии падающих электронов объем генерации рентгеновских лучей в образце значимо увеличивается [Suzuki, Kato, 2008], а локальность анализа снижается, хотя при этом интенсивность рентгеновского излучения и соответственно отношение сигнал/фон увеличиваются. Ток поглощенных электронов на цилиндре Фарадея — 200 нА. Угол отбора рентгеновского излучения волновыми спектрометрами 40°, диаметр пучка электронов, сфокусированных на образце 2 мкм. При определении значения положения фона на спектре (sin Θ) с двух сторон от аналитического пика используются данные, представленные на сайте фирмы Cameca (www.geo.umass.edu).

Палькараминская площадь, скв. 2р.

Образец Пыл 2р/2597 м. В алевролите постоянно отмечается детритовый (обломочный) монацит, достаточно крупных размеров, до 50–100 мкм. Характерной особенностью зерен является изометричный (вплоть до округлого) облик, что, по всей видимости, говорит о высокой степени окатанности минерала. Причем, для многих индивидов характерно зональное строение (хорошо видное в обратно отраженных электронах), центр сложен более ярким и округлым монацитом, а краевая часть имеет занозистую поверхность и, по всей видимости, представляет собой коронарный (лучистый) агрегат второй генерации. Подобная зональность могла возникнуть только в монацитах древнего возраста, когда происходило многократное переотложение минерала с промежуточным дорастанием при метаморфизме осадка. Аналогичное строение индивидов часто наблюдается для древних цирконов в более молодых магматических породах.

По данным микрозондового анализа монацит характеризуется выдержанным химическим составом и относится к цериевой разновидности (см. табл. 5.7).

Таблица 5.7

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | | | | |
|---------------------------------|--|--|---|----------------------------|---|-----------------------------|------------------|--|--|--|--|
| ThO_2 | 3,23 | 3,89 | 2,67 | 2,95 | 5,08 | 6,29 | 3,56 | | | | |
| UO_2 | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,24 | 0,29 | 0,17 | | | | |
| SiO_2 | 0,70 | 0,83 | 0,62 | 0,66 | 1,04 | 1,34 | 0,78 | | | | |
| Ce_2O_3 | 31,71 | 31,48 | 32,04 | 31,88 | 31,01 | 30,37 | 31,39 | | | | |
| La_2O_3 | 17,09 | 16,82 | 17,10 | 17,01 | 15,96 | 15,56 | 16,26 | | | | |
| Pr_2O_3 | 3,27 | 3,34 | 3,28 | 3,30 | 3,35 | 3,23 | 3,36 | | | | |
| $\mathrm{Nd}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 10,90 | 11,03 | 11,08 | 10,95 | 10,43 | 10,70 | 10,52 | | | | |
| $\mathrm{Sm}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 1,26 | 1,28 | 1,17 | 1,16 | 1,21 | 1,20 | 1,17 | | | | |
| $\mathrm{Eu}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 0,04 | - | - | - | 0,02 | - | 0,03 | | | | |
| $\mathrm{Gd}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 0,70 | 0,73 | 0,68 | 0,70 | 0,73 | 0,55 | 0,77 | | | | |
| Dy_2O_3 | 0,15 | 0,18 | 0,11 | 0,15 | 0,07 | 0,15 | 0,14 | | | | |
| Y_2O_3 | 0,54 | 0,54 0,56 0,56 0,55 0,50 0,58 | | | | | | | | | |
| PbO | 0,28 | 0,28 0,35 0,25 0,28 0,44 0,58 0,32 | | | | | | | | | |
| CaO | 0,26 | 0,33 | 0,25 | 0,26 | 0,40 | 0,40 | 0,27 | | | | |
| $P_{2}O_{5}$ | 28,80 | 28,43 | 28,95 | 29,19 | 28,16 | 27,79 | 29,05 | | | | |
| Сумма | 99,08 | 99,41 | 98,94 | 99,22 | 98,68 | 98,95 | 98,37 | | | | |
| Age (Ma) | 1649 | 1744 | 1710 | 1793 | 1680 | 1782 | 1767 | | | | |
| | | Кри | істаллохими | ческие форм | улы | | | | | | |
| 1 | (Ce _{0,44} La _{0,2} | $_{4}Nd_{0,15}Th_{0,06}$ | $Pr_{0,05}Ca_{0,02}Si$ | $n_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | Pb _{0,01} Pb _{1,01} [(| $P_{0,94}Si_{0,05})_{0,99}$ | О ₄] | | | | |
| 2 | (Ce _{0,44} La _{0,2} | $_{4}\mathrm{Nd}_{0,15}\mathrm{Th}_{0,07}$ | $Pr_{0,05}Ca_{0,03}Si$ | $m_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | .01Pb _{0,01}) _{1,02} [(| $P_{0,92}Si_{0,06})_{0,98}$ | О ₄] | | | | |
| 3 | (Ce _{0,45} La _{0,2} | $_{4}\mathrm{Nd}_{0,15}\mathrm{Pr}_{0,05}$ | Th _{0,04} Ca _{0,02} Si | $m_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | .01Pb_0,01)_1,00[(| $P_{0,95}Si_{0,05})_{1,00}$ | О ₄] | | | | |
| 4 | (Ce _{0,44} La _{0,2} | $_{4}\mathrm{Nd}_{0,15}\mathrm{Th}_{0,05}$ | $Pr_{0,05}Ca_{0,02}Si$ | $m_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | .01Pb _{0,01}) _{1,00} [(| $P_{0,95}Si_{0,05})_{1,00}$ | О ₄] | | | | |
| 5 | (Ce _{0,43} La _{0,22} | $_{2}\mathrm{Nd}_{0,14}\mathrm{Th}_{0,09}$ | $Pr_{0,05}Ca_{0,03}Si$ | $m_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | .01Pb _{0,01}) _{1,01} [(| $P_{0,91}Si_{0,08})_{0,99}$ | О ₄] | | | | |
| 6 | $(Ce_{0,42}La_{0,22})$ | $_{2}\mathrm{Nd}_{0,14}\mathrm{Th}_{0,11}$ | $Pr_{0,04}Ca_{0,03}Si$ | $m_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | .01Pb _{0,01}) _{1,01} [(| $P_{0,89}Si_{0,10})_{0,99}$ | О ₄] | | | | |
| 7 | $(Ce_{0,44}La_{0,22})$ | $_{3}Nd_{0,14}Th_{0,06}$ | $\Pr_{0,05}\overline{Ca_{0,02}Su}$ | $n_{0,02}Gd_{0,01}Y_{0,0}$ | $P_{0,01} P_{0,01} \overline{b_{0,01}}_{0,99} [($ | $P_{0,95}Si_{0,05})_{1,01}$ | D ₄] | | | | |

Химический состав (в мас.%) и датирование монацита из скв. Пыл2р/2597

| | | | | | 1 | | , ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,, | | | | |
|--------------------------------|---|---|--|--|-------------------------------|-----------------------------|--|--|--|--|--|
| Элементы | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | | | | |
| ThO ₂ | 3,67 | 2,75 | 2,84 | 3,51 | 3,61 | 3,37 | 3,64 | | | | |
| UO_2 | 0,19 | 0,17 | 0,17 | 0,19 | 0,19 | 0,18 | 0,21 | | | | |
| SiO_2 | 0,82 | 0,64 | 0,67 | 0,76 | 0,81 | 0,78 | 0,89 | | | | |
| Ce_2O_3 | 31,06 | 31,20 | 31,43 | 31,23 | 31,15 | 30,92 | 30,65 | | | | |
| La_2O_3 | 16,46 | 16,69 | 16,76 | 16,38 | 16,52 | 16,42 | 16,14 | | | | |
| Pr_2O_3 | 3,33 | 3,41 | 3,46 | 3,35 | 3,23 | 3,46 | 3,29 | | | | |
| Nd_2O_3 | 10,60 | 10,28 | 10,30 | 10,46 | 10,48 | 10,10 | 10,65 | | | | |
| Sm_2O_3 | 1,30 | 1,24 | 1,19 | 1,22 | 1,19 | 1,26 | 1,10 | | | | |
| Gd_2O_3 | 0,69 | 0,73 | 0,73 | 0,72 | 0,78 | 0,70 | 0,66 | | | | |
| Dy ₂ O ₃ | 0,13 | 0,08 | 0,11 | 0,11 | 0,06 | 0,07 | 0,09 | | | | |
| Y ₂ O ₃ | 0,54 | 0,57 | 0,56 | 0,54 | 0,57 | 0,54 | 0,52 | | | | |
| PbO | 0,33 | 0,26 | 0,27 | 0,32 | 0,33 | 0,31 | 0,33 | | | | |
| CaO | 0,28 | 0,25 | 0,25 | 0,27 | 0,28 | 0,27 | 0,30 | | | | |
| P_2O_5 | 28,99 | 29,19 | 29,39 | 28,62 | 29,06 | 28,91 | 28,69 | | | | |
| Сумма | 98,36 | 97,45 | 98,11 | 97,69 | 98,25 | 97,29 | 97,16 | | | | |
| Age (Ma) | 1744 | 1742 | 1766 | 1756 | 1731 | 1736 | 1731 | | | | |
| | | Крист | аллохимиче | еские форму. | ЛЫ | | | | | | |
| 8 | (Ce _{0,44} La _{0,5} | $_{23}$ Nd _{0,15} Th _{0,0} | Pr _{0,05} Ca _{0,02} | Sm _{0,02} Gd _{0,01} | $(V_{0,01} Pb_{0,01})_{1,0}$ | $_{0}[(P_{0,94}Si_{0,06})]$ | $_{1,00}O_{4}]$ | | | | |
| 9 | (Ce _{0,44} La _{0,5} | $_{24}Nd_{0,15}Th_{0,0}$ | 5Pr _{0,05} Ca _{0,02} S | $Sm_{0,02}Gd_{0,01}$ | $(V_{0,01} Pb_{0,01})_{1,0}$ | $_{0}[(P_{0,95}Si_{0,05})]$ | $_{1,00}O_4$] | | | | |
| 10 | (Ce _{0,44} La _{0,5} | $_{24}Nd_{0,14}Th_{0,0}$ | 5Pr _{0,05} Ca _{0,02} S | Sm _{0,02} Gd _{0,01} | $(M_{0,01} Pb_{0,01})_{0,9}$ | $_{9}[(P_{0,96}Si_{0,05})]$ | $_{1,01}O_4$] | | | | |
| 11 | $\boxed{(Ce_{0.44}La_{0.23}Nd_{0.15}Th_{0.06}Pr_{0.05}Ca_{0.02}Sm_{0.02}Gd_{0.01}Y_{0.01}Pb_{0.01})_{1,00}[(P_{0.94}Si_{0.06})_{1.00}O_4]}$ | | | | | | | | | | |
| 12 | (Ce _{0,44} La _{0,5} | $(Ce_{0.44}La_{0.23}Nd_{0.15}Th_{0.06}Pr_{0.05}Ca_{0.02}Sm_{0.02}Gd_{0.01}Y_{0.01}Pb_{0.01})_{1,00}[(P_{0.94}Si_{0.06})_{1,00}O_4]$ | | | | | | | | | |
| 13 | (Ce _{0,44} La _{0,5} | $_{24}Nd_{0,14}Th_{0,0}$ | $_{6}\mathrm{Pr}_{0,05}\mathrm{Ca}_{0,02}$ | $\mathrm{Sm}_{0,02}\mathrm{Gd}_{0,01}$ | $V_{0,01} Pb_{0,01})_{1,00}$ | $[(P_{0,94}Si_{0,06})]$ | 1,00 ⁰] | | | | |
| 14 | $(Ce_{0.43}La_0)$ | $_{23}Nd_{0.15}Th_{0.0}$ | $_{6}Pr_{0.05}Ca_{0.03}S$ | $\operatorname{Sm}_{0.02}\operatorname{Gd}_{0.01}$ | $Y_{0,01}Pb_{0,01})_{1,0}$ | $[(P_{0.94}Si_{0.06})]$ | $[1000] O_4]$ | | | | |

Продолжение таблицы 5.7

Примечание. ИГГ УрО РАН, микроанализатор САМЕСА SX 100, аналитик В. В. Хиллер.

Из существенных примесей в минерале отмечаются лантан (La₂O₃ до 17 мас.%), неодим (Nd₂O₃ до 11 мас.%), празеодим (\Pr_2O_3 до 3,5 мас.%) и торий (ThO₂ до 6,3 мас.%). Необычным для изученных монацитов оказалось повышенное содержание свинца (PbO до 0,6 мас.%). Такое количество свинца в минерале говорит о его древнем возрасте, так как необходимо большое количество времени для накопления данного металла в результате распада радиоактивных урана и тория. Для метода CHIME (химического датирования) нами была взята большая выборка зерен монацитов (проанализировано 14 зерен).

При расчете возраста по 14 единичным измерениям, датировки монацита ложатся в узкий интервал значений 1650–1790 млн лет, при средневзвешенном значении 1738 \pm 67 млн лет, СКВО = 0,09 (см. рис. 5.68). При построении зависимости ThO₂^{*} – PbO по совокупности точек анализов монацита, расчет возраста по углу наклона изохроны составляет 1749 \pm 90 млн лет, СКВО = 0,14 (см. рис. 5.69). Таким образом, полученные возраста монацита ложатся в интервал 1738–1749 млн лет, то есть в верхнюю часть палеопротерозоя. Подобные древние возраста в монаците говорят о том, что источником вещества для изученных алевролитов послужил докембрийский фундамент расположенной рядом Сибирской платформы.



Рисунок 5.68. Вариации значений Th–U–Pb возрастов и их средневзвешенная величина для монацитов из терригенных осадков скважины Пылькараминская 2р

Образец Пыл2р/2600 м (забой). В алевролите также установлена сульфидная вкрапленность, сложенная в основном пиритом и халькопиритом, причем сульфид железа обычно представлен фрамбоидальными разностями. Из этого следует, что пирит формировался в самом алевролите и является аутигенным минералом. Кроме того, в породе отмечается много мелкого обломочного монацита, размер обломков обычно не превышает 5–10 мкм (см. рис. 5.70). Характерной особенностью зерен является изометричный (вплоть до округлого) облик, что, по всей видимости, говорит о высокой степени окатанности минерала.







Рисунок 5.70. Зерно монацита (Mnz) и пирит (Py) в матрице песчаника Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Пыл2р/2600 м

По данным микрозондового анализа монацит характеризуется выдержанным химическим составом и относится к цериевой разновидности (см. табл. 5.8). Он резко отличается от обломочного фосфата из предыдущего образца с глубины 2597 м. Из существенных примесей в минерале отмечаются лантан (La₂O₃ до 13,6 мас.%), неодим (Nd₂O₃ до 11 мас.%), празеодим (Pr₂O₃ до 3,3 мас.%) и торий (ThO₂ до 7,2 мас.%). Необычным для изученных монацитов оказалось повышенное содержание свинца (PbO до 0,24 мас.%), хотя и более низкое, чем в предыдущем фосфате. Такое количество свинца в минерале говорит о его древнем возрасте, так как необходимо большое количество времени для накопления данного металла в результате распада радиоактивных урана и тория. Для метода CHIME (химического датирования) нами была взята небольшая выборка зерен монацитов (проанализировано 7 зерен). При расчете возраста по 7 единичным измерениям, датировки монацита ложатся в узкий интервал значений 530-550 млн лет, при средневзвешенном значении 540 ± 38 млн лет, СКВО = 0,04 (см. рис. 5.68). При построении зависимости ThO₂*-PbO по совокупности точек анализов монацита, расчет возраста по углу наклона изохроны составляет 535 ± 39 млн лет, СКВО = 0,48 (см. рис. 5.69). Полученный возраст монацита ложится в интервал 535-540 млн лет, то есть на границу кембрия и венда (или, границу кембрия и эдиакария). Монациты с возрастом около 540 млн лет могли явиться продуктом размыва магматических пород (гранодиоритов и др. гранитоидов) венда и раннего кембрия, известных в крайних восточных и юго-восточных частях Западной Сибири.

Таблица 5.8

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ThO_{2} | 7,01 | 2,40 | 6,59 | 6,44 | 6,71 | 6,77 | 7,18 |
| UO_2 | 1,02 | 0,04 | 0,96 | 0,78 | 0,98 | 1,00 | 0,63 |
| SiO_2 | 0,73 | 1,78 | 0,69 | 0,73 | 0,75 | 0,72 | 0,76 |
| Ce_2O_3 | 27,78 | 33,07 | 28,00 | 28,16 | 27,71 | 27,53 | 27,70 |
| La_2O_3 | 13,35 | 13,59 | 13,78 | 13,64 | 13,25 | 13,49 | 12,80 |
| Pr_2O_3 | 3,15 | 3,31 | 3,17 | 3,15 | 3,06 | 3,11 | 3,20 |
| Nd_2O_3 | 10,29 | 10,96 | 10,60 | 10,87 | 10,25 | 10,36 | 10,92 |
| Sm_2O_3 | 2,00 | 1,44 | 1,70 | 1,87 | 1,82 | 1,90 | 2,04 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,04 | 0,24 | - | 0,06 | - | - | 0,03 |

Химический состав (в мас.%) и датирование монацита из скв. Пыл2p/2600

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | | | |
|-----------|---------------------------------------|---|--|--|---------------------------------|-----------------------------|---------------------|--|--|--|
| Gd_2O_3 | 1,47 | 0,89 | 1,51 | 1,42 | 1,59 | 1,42 | 1,35 | | | |
| Y_2O_3 | 1,09 | 0,20 | 1,08 | 1,01 | 1,05 | 1,09 | 1,17 | | | |
| PbO | 0,24 | - | 0,23 | 0,21 | 0,22 | 0,23 | 0,17 | | | |
| CaO | 1,42 | 0,61 | 1,34 | 1,21 | 1,47 | 1,44 | 1,42 | | | |
| P_2O_5 | 29,36 | 29,16 | 29,48 | 29,30 | 29,15 | 29,53 | 29,34 | | | |
| Сумма | 98,95 | 97,66 | 99,11 | 98,84 | 98,01 | 98,59 | 98,70 | | | |
| Age (Ma) | 543 | - | 548 | 547 | 531 | 533 | 428 | | | |
| | | Кри | сталлохимич | неские форму | /ЛЫ | | | | | |
| 1 | (Ce _{0,37} La _{0,1} | ${}_{8}\mathrm{Nd}_{0,13}\mathrm{Th}_{0,12}$ | $\mathrm{Ca}_{0,11}\mathrm{Pr}_{0,04}\mathrm{S}$ | $m_{0,02}Gd_{0,02}Y_0$ | $_{0,02}U_{0,01}Pb_{0,01}$ | $)_{1,04}[(P_{0,91}Si_0)]$ | $_{05})_{0,96}O_4]$ | | | |
| 2 | (Ce _{0,45} La _{0,1} | $_{9}\mathrm{Nd}_{0,15}\mathrm{Pr}_{0,05}$ | $Ca_{0,05}Th_{0,04}S$ | m _{0,02} Gd _{0,01}) _{0,} | $_{96}[(P_{0,91}Si_{0,13})]$ | $O_{1,04}O_{4}]$ | | | | |
| 3 | (Ce _{0,37} La _{0,1} | $_{8}\mathrm{Nd}_{0,14}\mathrm{Th}_{0,11}$ | $\mathrm{Ca}_{_{0,11}}\mathrm{Pr}_{_{0,04}}\mathrm{S}$ | $m_{0,02}Gd_{0,02}Y_0$ | $_{0,02}U_{0,02}Pb_{0,01}$ | $)_{1,04}[(P_{0,91}Si_0)]$ | $_{05})_{0.96}O_4]$ | | | |
| 4 | (Ce _{0,38} La _{0,1} | $_{9}\mathrm{Nd}_{0,14}\mathrm{Th}_{0,11}$ | $Ca_{0,10}Pr_{0,04}S$ | $m_{0,02}Gd_{0,02}Y_0$ | $U_{0,02}U_{0,01})_{1,03}[(1)$ | $P_{0,91}Si_{0,06})_{0,97}$ | 0 ₄] | | | |
| 5 | (Ce _{0,37} La _{0,1} | $(Ce_{0.37}La_{0.18}Nd_{0.13}Ca_{0.12}Th_{0.11}Pr_{0.04}Sm_{0.02}Gd_{0.02}Y_{0.02}U_{0.02})_{1,03}[(P_{0.91}Si_{0.06})_{0.97}O_4]$ | | | | | | | | |
| 6 | (Ce _{0,37} La _{0,1} | $(Ce_{0.37}La_{0.18}Nd_{0.14}Th_{0.11}Ca_{0.11}Pr_{0.04}Sm_{0.02}Gd_{0.02}Y_{0.02}U_{0.02}Pb_{0.01})_{1.04}[(P_{0.91}Si_{0.05})_{0.96}O_4]$ | | | | | | | | |
| 7 | (Ce _{0,37} La _{0,1} | $_{7}Nd_{0,14}Th_{0,12}$ | $\mathrm{Ca}_{_{0,11}}\mathrm{Pr}_{_{0,04}}\mathrm{S}$ | $m_{0,03}Gd_{0,02}Y_0$ | $U_{0,02}U_{0,01})_{1,03}[(1)]$ | $P_{0,91}Si_{0,06})_{0,97}$ | 0 ₄] | | | |

Продолжение таблицы 5.8

Примечание. ИГГ УрО РАН, микроанализатор САМЕСА SX 100, аналитик В. В. Хиллер.

Интересным выглядит распределение возрастов обломочных монацитов в изученном разрезе, где с глубиной датировки фосфатов становятся более молодыми. По всей видимости, это связано с тем, что сначала размывались и переотлагались более молодые породы кристаллического фундамента Сибирской платформы, а более древние породы размывались и переотлагались соответственно позже, поэтому слагают осадки на более высоких горизонтах.

Тыньярская площадь, скв. 101

Образец Тын 101/2207 м. В коричневатом алевролите с аргиллитовыми прослойками отмечается много мелкого обломочного монацита, размер обломков обычно не превышает 50 мкм. Характерной особенностью зерен является изометричный (вплоть до округлого) облик, что, по всей видимости, говорит о высокой степени окатанности минерала. Интересно, что вокруг всех зерен монацита наблюдается «рубашка» из вторичного фторапатита (см. рис. 5.71). Этим отличаются фосфаты только из осадков Тыньярской площади.

По данным микрозондового анализа монацит характеризуется непостоянным химическим составом, но всегда относится к цериевой разновидности (см. табл. 5.9). Из существенных примесей в минерале отмечаются лантан (La_2O_3 от 9,9 до 16,7 мас.%), неодим (Nd_2O_3 от 7 до 11,3 мас.%), празеодим ($\Pr_2\text{O}_3$ от 2,8 до 3,7 мас.%) и торий (ThO_2 от предела обнаружения до 8 мас.%). Суммы проанализированных фосфатов несколько занижены, что говорит об их неоднородности и возможных вторичных изменений. В изученных монацитах в отдельных анализах оказалось повышенное содержание свинца (PbO до 0,6 мас.%). Такое количество свинца в минерале говорит о его древнем возрасте, так как необходимо большое количество времени для накопления данного металла в результате распада радиоактивных урана и тория.



Рисунок 5.71. Зерно монацита (ярко-белое) с «рубашкой» из вторичного фторапатита в алевролите Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Тын 101/2207 м

Для метода CHIME (химического датирования) нами была взята выборка зерен монацитов (проанализировано 9 зерен). В силу различного состава фосфата возраста разделились на две группы. Датировки первой группы оказались докембрийскими и попадают в узкий интервал 1600– 1730 млн лет, то есть в пределах верхней части нижнего протерозоя. Погрешность анализа (± 109 млн лет) была высчитана для данных монацитов при экспозиции 300 сек. Датировки второй группы лежат в более широком интервале 420–680 млн лет, то есть захватывают весь нижний палеозой и верх верхнего протерозоя. Подобный разброс возрастов в монаците говорит о том, что источником вещества для изученных алевролитов послужил не только докембрийский фундамент расположенной рядом Сибирской платформы, но и другие горные породы.

Таблица 5.9

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ThO ₂ | 8,00 | 8,03 | 5,14 | 0,25 | 0,20 | 3,39 | 3,22 | 4,02 | 1,39 |
| | 0,05 | 0,07 | 0,11 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | - |
| PbO | 0,60 | 0,58 | 0,42 | - | - | 0,07 | 0,06 | 0,12 | - |
| P_2O_5 | 27,26 | 26,78 | 27,6 | 29,50 | 29,37 | 28,93 | 29,05 | 28,62 | 27,46 |
| Ce ₂ O ₃ | 23,30 | 23,80 | 25,45 | 30,17 | 30,76 | 27,89 | 28,68 | 27,45 | 26,75 |
| La ₂ O ₃ | 10,04 | 9,94 | 13,65 | 16,13 | 16,70 | 11,63 | 12,53 | 10,68 | 13,90 |
| Pr_2O_3 | 2,84 | 2,94 | 2,58 | 3,13 | 3,17 | 3,46 | 3,23 | 3,57 | 2,69 |
| Nd_2O_3 | 8,06 | 8,51 | 7,00 | 10,11 | 9,33 | 11,26 | 10,15 | 12,51 | 8,41 |
| Sm_2O_3 | 1,14 | 1,07 | 0,85 | 1,48 | 1,49 | 2,14 | 2,18 | 2,40 | 1,02 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,05 | - | 0,08 | 0,04 | - | 0,32 | 0,33 | 0,35 | 0,19 |
| Gd_2O_3 | 0,42 | 0,41 | 0,36 | 0,66 | 0,79 | 1,29 | 1,44 | 1,35 | 0,50 |
| Y ₂ O ₃ | 0,11 | 0,10 | 0,04 | 0,21 | 0,22 | 0,42 | 0,43 | 0,68 | 0,18 |
| SiO_2 | 1,24 | 0,81 | 0,40 | 0,11 | 0,13 | 0,33 | 0,85 | 0,54 | 0,86 |
| CaO | 1,84 | 1,82 | 1,18 | 0,24 | 0,30 | 1,78 | 1,66 | 1,10 | 1,26 |
| Сумма | 84,94 | 84,85 | 84,85 | 92,04 | 92,47 | 92,94 | 93,83 | 93,45 | 84,77 |
| Age (Ma) | 1668 | 1598 | 1729 | - | - | 441 | 420 | 676 | - |
| Age err | 109 | 109 | 109 | - | - | 50 | 50 | 51 | - |

Химический состав (в мас.%) и датирование монацита из скв. Тын 101/2207

Примечание. ИГГ УрО РАН, микроанализатор САМЕСА SX 100, аналитик В. В. Хиллер.

Гранатовая площадь, скв. 18.

Образец Гра18/2908 м. В мелкозернистом песчанике постоянно отмечается детритовый (обломочный) монацит, достаточно крупных размеров, до 50 мкм. Монацит из доюрского песчаника слагает обломки призматических индивидов (рис. 5.72) и по составу достаточно разнообразен (см. табл. 5.10). Интересно, что обломки фосфата тоже не несут следов окатанности, а значит, и какого-либо значительного переноса вещества не происходило. В основном массе монацит представлен цериевой разновидностью, но в редких случаях встречаются неодимовые разности (табл. 5.10, ан. 4). Интересно, что цериевые монациты достаточно сильно изменены, в то время как неодимовый фосфат хорошо сохранился в осадочной породе. Из семи анализов, в двух химическое датирование не получилось, так как прибор не смог определить хоть какое-нибудь значимое количество свинца. Полученный возраст имеет достаточно широкий разброс от 185 до 370 млн лет (от нижней юры до верхнего девона), что, к сожалению, является прямым следствием плохой сохранности монацита, особенно для омоложенных возрастов. Практика показывает, что наиболее надежным возрастом в монацитах являются те, которые были получены в минералах с нормальной суммой, а значит не испытавших наложенных процессов с выносом вещества. Данному критерию среди полученных анализов удовлетворяет только монацит-(Nd) и из этого следует, что субстратом для песчаников послужили кислые породы нижнекарбонового возраста.



Рисунок 5.72. Зерно призматического монацита в песчанике Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Гра18/2908 м

Изучение акцессорной минерализации песчаника показывает, что субстратом для породы послужили гранитоиды. Отсутствие какой-либо окатанности у минералов позволяет утверждать, что источником вещества послужили местные гранитоиды (скважина пробурена недалеко от кислого массива выходящего на доюрскую поверхность фундамента), а не кристаллический фундамент Сибирской платформы.

Таблица 5.10

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ThO_2 | 5,11 | 1,88 | 1,98 | 3,38 | 3,47 | 1,57 | 3,45 |
| | 0,12 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | - | 0,04 | 0,03 |
| SiO_2 | 0,75 | 0,99 | 2,07 | 2,70 | 3,56 | 3,25 | 3,94 |
| Ce ₂ O ₃ | 29,42 | 31,83 | 31,56 | 19,13 | 28,22 | 26,07 | 28,80 |
| La_2O_3 | 14,61 | 13,06 | 13,64 | 3,38 | 14,38 | 8,20 | 9,21 |
| Pr_2O_3 | 3,35 | 3,83 | 3,52 | 4,56 | 3,53 | 4,20 | 4,33 |
| Nd ₂ O ₃ | 10,09 | 11,84 | 11,48 | 24,67 | 11,55 | 17,46 | 14,32 |
| Sm_2O_3 | 1,35 | 1,77 | 1,50 | 7,51 | 2,49 | 4,23 | 2,43 |
| Eu_2O_3 | 0,05 | 0,35 | 0,29 | 0,78 | 0,35 | 0,57 | 0,30 |
| Gd_2O_3 | 1,07 | 0,72 | 0,63 | 2,89 | 1,24 | 2,03 | 1,26 |
| Y_2O_3 | 1,37 | 0,12 | 0,13 | 0,65 | 0,26 | 0,58 | 0,37 |
| PbO | 0,05 | - | - | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,06 |
| CaO | 0,55 | 0,23 | 0,26 | 0,44 | 0,24 | 0,23 | 0,57 |
| P ₂ O ₅ | 28,98 | 29,59 | 29,41 | 29,00 | 28,40 | 28,71 | 28,15 |
| Сумма | 96,86 | 96,27 | 96,51 | 99,16 | 97,71 | 97,16 | 97,22 |
| Возраст (млн лет) | 217 | - | - | 352 | 185 | 238 | 370 |

Химический состав (в мас.%) и возраст монацита в песчанике (обр. Гр 18/2908)

Примечание. ИГГ УрО РАН, микроанализатор САМЕСА SX 100, аналитик В. В. Хиллер.

Сыхтинская площадь, скв. 500

Образец Сых 500/3329,5 м. В углисто-кремнистом полосчатом алевролите постоянно отмечается детритовый (обломочный) монацит, достаточно крупных размеров, до 30–50 мкм. Минерал слагает обломки призматических индивидов и по составу достаточно разнообразен (см. табл. 5.11). Интересно, что обломки фосфата не несут следов окатанности, а значит, и какого-либо значительного переноса вещества не происходило. В основной массе монацит по данным химического состава достаточно однороден и представлен цериевой разновидностью. В отдельных анализах в фосфате наблюдается высокое содержание серы (SO₃ до 2,3 мас.%), что говорит о достаточно хорошей степени измененности минерала.

Из семи анализов, в трех химическое датирование не получилось, так как прибор не смог определить хоть какое-нибудь значимое количество свинца. Полученный возраст имеет достаточно широкий разброс от 160 до 310 млн лет (от средней юры до верхнего карбона), что, к сожалению, является прямым следствием плохой сохранности монацита, особенно это относится для омоложенных возрастов.

Таблица 5.11

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ThO_2 | 2,63 | 1,26 | 1,66 | 4,41 | 4,45 | 0,76 | 2,92 |
| | 0,05 | 0,12 | 0,05 | 0,16 | 0,17 | 0,01 | 0,08 |
| SiO_2 | 1,79 | 0,49 | 0,54 | 0,90 | 0,87 | 1,94 | 6,31 |
| Ce ₂ O ₃ | 30,76 | 33,77 | 30,61 | 28,84 | 29,30 | 28,17 | 28,84 |
| La ₂ O ₃ | 12,36 | 18,86 | 15,56 | 15,98 | 15,60 | 14,67 | 13,40 |
| Pr_2O_3 | 3,65 | 3,20 | 3,74 | 2,97 | 2,97 | 3,23 | 3,32 |
| Nd_2O_3 | 12,63 | 7,69 | 11,78 | 8,21 | 8,18 | 10,91 | 10,53 |
| Sm_2O_3 | 2,55 | 0,83 | 1,76 | 1,30 | 1,15 | 1,60 | 1,82 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,42 | 0,07 | 0,13 | 0,05 | 0,01 | 0,25 | 0,17 |
| Gd_2O_3 | 1,17 | 0,64 | 0,95 | 0,85 | 0,87 | 0,82 | 0,90 |
| Y_2O_3 | 0,28 | 0,75 | 0,41 | 2,41 | 2,74 | 0,23 | 0,35 |
| SO_3 | - | - | - | - | 0,01 | 2,29 | - |
| PbO | 0,04 | 0,01 | 0,02 | - | - | - | 0,02 |
| CaO | 0,32 | 0,15 | 0,43 | 1,83 | 2,16 | 0,10 | 0,48 |
| P ₂ O ₅ | 29,58 | 30,33 | 29,91 | 29,05 | 29,04 | 27,33 | 27,34 |
| Сумма | 98,21 | 98,19 | 97,53 | 96,96 | 97,51 | 92,30 | 96,48 |
| Age (Ma) | 306 | 179 | 285 | - | - | - | 159 |

Состав (в мас.%) и возраст монацита из алевролита (обр. Сых 500/3329,5)

Примечание. ИГГ УрО РАН, микроанализатор САМЕСА SX 100, аналитик В. В. Хиллер.

Практика показывает, что наиболее надежным возрастом в монацитах являются те, которые были получены в минералах с нормальной суммой,

а значит не испытавших наложенных процессов с выносом вещества. Кроме того, датировка должна определяться по достаточно значимому количеству свинца. Данному критерию среди полученных анализов удовлетворяет только первый анализ монацита и из этого следует, что субстратом для песчаников могли послужить кислые породы карбонового возраста. Скв. Сыхтинская 500 по возрастным датировкам сильно напоминает скв. Гранатовая 18, которая, кстати, расположена недалеко. Обе скважины пробурены недалеко от местного гранитного массива и, по всей видимости, он и послужил источником вещества для изученных осадочных пород

5.4. Петро-геохимические особенности пород востока XMAO

Петрохимия и геохимия пород Тыньярской площади

Химический состав пород приведен в таблице 5.12. Нами изучен сплошной разрез по скважине 100 в интервале от 1835 до 2225 м и две пробы в скважине 101 в интервале 2590–2627 м.

В целом, по скважине 100 налицо нарастание кремнезема (SiO₂ от 59–62% до 73–74%) с глубиной, то есть от кислых эффузивов к плутонитам. Вулканиты из верхней части разреза располагаются в полях дацита и трахидацита, а из нижней — попадают на границу полей трахириолитов и риолитов. В тоже время гранитоиды из обеих скважин попадают в поле умереннощелочных лейкогранитов (монцолейкограниты, аляскиты и т. д.). Таким образом, налицо субщелочной характер вулкано-плутонической кислой системы.

Микроэлементный состав кислых вулканитов и гранитоидов из двух скважин Тыньярской площади (скв. 100 и 101) приведен в табл. 5.13. Для них характерно повышенное содержание фосфора (до 270 г/т), титана (до 1300 г/т — в гранитоидах и до 2800 г/т — в вулканитах), марганца (до 460 г/т — в гранитоидах и до 2400 г/т — в вулканитах), циркония (до 820 г/т), вольфрама (до 800 г/т), рубидия (до 350 г/т) и бария (до 400 г/т). Остальные элементы отличаются низкими концентрациями. Содержание РЗЭ в гранитоидах может достигать 600 г/т.

| Скв. | Тын 100/2204 | Тын 100/2208 | Тын 100/2225 | Тын 101/2590 | Тын 101/2627 |
|---------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SiO_2 | 74,81 | 74,34 | 74,10 | 72,60 | 74,20 |
| ${ m TiO}_2$ | 0,127 | 0,151 | 0,140 | 0,193 | 0,181 |
| Al_2O_3 | 11,80 | 11,76 | 11,99 | 12,32 | 13,00 |
| $\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 0,50 | 0,40 | 0,50 | 0,20 | 0,40 |
| P_2O_5 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,04 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,04 |
| FeO | 1,67 | 2,18 | 1,73 | 1,58 | 1,45 |
| MgO | 0,21 | 0,18 | 0,27 | 0,57 | 0,33 |
| CaO | 0,50 | 0,43 | 0,60 | 1,59 | 0,83 |
| Na ₂ O | 4,90 | 5,40 | 5,20 | 3,90 | 4,70 |
| K ₂ O | 4,42 | 4,41 | 4,49 | 4,60 | 4,55 |
| п.п.п. | 0,82 | 0,59 | 0,78 | 1,82 | 0,40 |
| Сумма | 99,80 | 99,90 | 99,90 | 99,50 | 100,15 |

Химический состав магматических пород из скважины Тыньярская 100

Примечание. Анализ сделан рентгеноспектральным флуоресцентным методом на EDX-900HS в лаборатории ФХМИ (ИГГ УрО РАН).

Таблица 5.13

Микроэлементный состав (в г/т) кислых пород Тыньярской площади

| Элемен- | | | Скв. 100 | | | Скв | . 101 |
|---------|---------|--------|----------|---------|---------|---------|---------|
| ты | 1835 м | 2204 м | 2206 м | 2208 м | 2225 м | 2625 м | 2627 м |
| Li | 14,11 | 1,45 | 5,26 | 7,79 | 8,21 | 5,35 | 4,58 |
| Be | 9,70 | 5,42 | 1,84 | 9,22 | 4,40 | 1,99 | 2,71 |
| Р | 244,80 | 146,95 | 117,75 | 158,94 | 158,88 | 198,45 | 273,39 |
| Sc | 4,38 | 2,99 | 1,85 | 2,72 | 3,01 | 2,83 | 4,31 |
| Ti | 2753,80 | 986,37 | 742,40 | 1309,97 | 1102,78 | 1026,10 | 1349,04 |
| V | 8,37 | 2,19 | 1,96 | 1,74 | 3,05 | 5,93 | 8,92 |
| Cr | 2,28 | 3,24 | 2,40 | 3,01 | 3,93 | 2,51 | 6,94 |
| Mn | 2382,63 | 364,36 | 298,74 | 373,70 | 462,58 | 143,82 | 361,21 |
| Co | 1,85 | 210,54 | 112,13 | 174,57 | 187,20 | 120,97 | 160,54 |
| Ni | 1,06 | 4,66 | 2,72 | 3,93 | 4,21 | 3,96 | 6,72 |

| Элемен- | | | Скв. 100 | | | Скв | . 101 |
|---------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|
| ты | 1835 м | 2204 м | 2206 м | 2208 м | 2225 м | 2625 м | 2627 м |
| Cu | 6,83 | 2,50 | 4,07 | 6,59 | 5,82 | 1,97 | 2,07 |
| Zn | 97,04 | 85,70 | 89,19 | 95,88 | 136,16 | 21,46 | 18,84 |
| Ga | 26,63 | 17,62 | 14,75 | 19,97 | 19,98 | 15,00 | 19,36 |
| Ge | 0,39 | 3,40 | 1,55 | 4,34 | 3,49 | 2,33 | 2,67 |
| As | 1,10 | 1,71 | 0,24 | 0,61 | 0,54 | 0,33 | 0,39 |
| Rb | 77,12 | 252,46 | 247,61 | 316,33 | 343,88 | 212,25 | 244,40 |
| Sr | 95,52 | 7,62 | 8,07 | 7,74 | 11,68 | 60,61 | 86,16 |
| Y | 79,03 | 118,57 | 107,96 | 132,55 | 162,20 | 47,34 | 45,40 |
| Zr | 537,20 | 553,63 | 395,63 | 583,46 | 817,07 | 187,16 | 204,69 |
| Nb | 39,14 | 46,16 | 53,15 | 57,64 | 63,52 | 14,69 | 23,24 |
| Мо | 2,19 | 5,06 | 4,52 | 6,07 | 6,99 | 2,56 | 1,62 |
| Ag | 1,79 | 0,10 | 0,07 | 0,10 | 0,15 | 0,04 | 0,04 |
| Cd | 1,12 | 1,04 | 0,68 | 1,12 | 1,59 | 0,47 | 0,54 |
| In | 0,14 | 0,10 | 0,09 | 0,17 | 0,15 | 0,06 | 0,05 |
| Sn | - | 10,42 | 10,56 | 16,48 | 14,65 | 5,30 | 7,27 |
| Sb | - | 0,32 | 0,14 | 0,32 | 0,26 | 0,21 | 0,25 |
| Те | - | 0,66 | 0,06 | 0,51 | 0,50 | 0,04 | 0,63 |
| Ι | - | 0,23 | 0,22 | 0,28 | 0,30 | 0,29 | 0,24 |
| Cs | 1,02 | 3,53 | 2,24 | 3,98 | 3,37 | 4,68 | 3,20 |
| Ba | 306,70 | 18,50 | 23,49 | 20,18 | 38,02 | 277,43 | 387,97 |
| La | 53,21 | 64,03 | 40,72 | 124,38 | 68,81 | 27,60 | 58,90 |
| Се | 113,36 | 137,58 | 93,54 | 261,50 | 154,31 | 56,16 | 111,15 |
| Pr | 13,08 | 16,38 | 11,21 | 29,71 | 18,49 | 6,83 | 11,71 |
| Nd | 49,35 | 62,43 | 43,40 | 107,91 | 72,01 | 26,21 | 39,39 |
| Sm | 10,77 | 13,91 | 10,59 | 20,68 | 16,54 | 6,20 | 7,35 |
| Eu | 1,32 | 0,14 | 0,10 | 0,17 | 0,18 | 0,56 | 0,78 |
| Gd | 10,81 | 13,68 | 11,19 | 20,10 | 15,92 | 6,38 | 7,08 |
| Tb | 1,87 | 2,49 | 1,97 | 3,48 | 3,15 | 1,10 | 1,14 |
| Dy | 12,46 | 16,55 | 14,28 | 21,29 | 22,27 | 7,06 | 6,80 |
| Но | 2,74 | 3,59 | 3,12 | 4,61 | 5,14 | 1,53 | 1,51 |
| Er | 7,49 | 10,70 | 9,23 | 12,73 | 15,26 | 4,58 | 4,36 |
| Tm | 1,14 | 1,64 | 1,52 | 1,91 | 2,46 | 0,73 | 0,65 |
| Yb | 7,58 | 10,19 | 9,77 | 12,18 | 15,68 | 4,93 | 4,19 |
| Lu | 1,10 | 1,45 | 1,55 | 1,80 | 2,46 | 0,80 | 0,65 |
| Hf | 13,49 | 53,86 | 12,27 | 16,26 | 23,44 | 6,52 | 20,64 |

Продолжение таблицы 5.13

| Элемен- | | | Скв. 100 | | | Скв | . 101 |
|---------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|
| ты | 1835 м | 2204 м | 2206 м | 2208 м | 2225 м | 2625 м | 2627 м |
| Та | 2,07 | 1,85 | 1,63 | 1,79 | 0,89 | 0,50 | 1,10 |
| W | 0,89 | 799,20 | 383,70 | 609,69 | 534,62 | 513,02 | 590,73 |
| Re | 0,01 | 39,67 | 0,10 | 33,42 | 27,49 | 0,03 | 28,04 |
| Hg | - | 36,92 | 19,53 | 30,04 | 25,50 | - | 28,44 |
| Tl | 0,40 | 1,22 | 1,19 | 1,41 | 1,51 | 1,05 | 1,22 |
| Pb | 18,21 | 55,81 | 24,16 | 36,78 | 72,38 | 14,11 | 13,32 |
| Bi | 0,19 | 0,50 | 0,17 | 0,48 | 0,15 | 0,08 | 0,05 |
| Th | 13,67 | 28,48 | 20,33 | 30,73 | 34,28 | 47,00 | 25,78 |
| U | 7,37 | 6,33 | 5,87 | 7,51 | 9,63 | 12,13 | 2,88 |

Продолжение таблицы 5.13

Примечание. Анализ сделан методом ICP-MS (ИГГ УрО РАН, аналитическая группа Ю. Л. Ронкина) на Element2.

На тренде распределения лантаноидов, нормированных на хондрит, отчетливо проявляется отрицательная аномалия по европию с ровным распределением тяжелых РЗЭ и резким нарастанием легких редких земель (рис. 5.73). Интересно, что лантаноиды в гранитоидах скв. 101 отличаются более низкими концентрациями лантаноидов, что выразилось занижением тренда относительно пород из скв. 100. В целом, подобные спектры наблюдались нами в гранитоидах Урьевской и Турской площадей западных районов XMAO, причем возраст цирконов из первой площади лежит в пределах 280 млн лет, что хорошо коррелируется с датировками Тыньярских гранитоидов. В пределах открытого Урала подобные спектры распределения РЗЭ (с четкой отрицательной аномалией по европию) характерны для коллизионных гранитоидов. Отчетливая аномалия европия говорит о достаточно сильном фракционировании исходного гранитного расплава.

Тренды распределения лантаноидов, редких и других рассеянных элементов, нормированных на примитивную мантию, в породах Тыньярской площади показывает отрицательные аномалии по стронцию, титану, европию, барию, ниобию и слабо положительные по урану, гафнию и цирконию (рис. 5.74).

На дискриминационных графиках Y — Nb и Rb — Y + Nb [Pearce et al., 1984] вулканиты и гранитоиды Тыньярской площади попадают в область внутриплитных гранитоидов (WPG — на рис. 5.75). Диаграмма Rb — Sr с наложенной мощностью современных вулканических образований [по Condie, 1979] позволяет предполагать глубину образования вулканитов и гранитоидов от 20–30 км и глубже, так как содержание рубидия достаточно аномально и составляет 244–345 г/т, видимо, за счет высокого содержания КПШ в породах.



Рисунок 5.73. Спектры лантаноидов, нормированные на хондрит, в вулканитах и гранитоидах Тыньярской площади

Петро-геохимические особенности базальтоидов востока XMAO

Северо-Сабунская площадь, скв. 2П. Судя по данным химического состава (табл. 5.14) вулканит относится к нормально щелочным базальтам. Высокое содержание потерь при прокаливании (до 15,5 вес.%) связано с сильной гидротермальной проработкой породы.

Изучалась только одна проба (ССаб 2П/2875–2878/1,77), наиболее слабо-измененного базальта Северо-Сабунской площади. Микроэлементный состав вулканита приведен в таблице 5.15. На дискриминационной диаграмме Zr/Y — Zr [Pearce, Norry, 1979] данный базальт попадает в поле внутриплитных базальтов, то есть относится континентально-рифтогенным образованиям.



Рисунок 5.74. Спектры редких и рассеянных элементов, нормированные на примитивную мантию, в вулканитах и гранитоидах Тыньярской площади



Рисунок 5.75. Положение гранитоидов Тыньярской площади на дискриминационном графике Rb — Y + Nb [Pearce et al., 1984]

Таблица 5.14

Химический состав (в вес.%) базальта из скв. Северо-Сабунская 2П

| Na ₂ O | MgO | Al_2O_3 | SiO_2 | P_2O_5 | K ₂ O | CaO | TiO_2 | Fe_2O_3 | MnO | FeO | П.П.П. | Сумма |
|-------------------|------|-----------|---------|----------|------------------|------|------------------------|-----------|------|------|--------|--------|
| 0,60 | 2,73 | 13,75 | 50,64 | 0,29 | 1,47 | 4,14 | 0,71 | 8,40 | 0,18 | 2,65 | 15,52 | 101,08 |

Примечание. Анализ сделан рентгеноспектральным флуоресцентным методом на EDX-900HS в лаборатории ФХМИ (ИГГ УрО РАН).

Таблица 5.15

| Ag | 0,29 | La | 22,24 | Hf | 2,81 |
|----|---------|----|--------|----|--------|
| Mn | 1597,18 | Се | 48,21 | Та | 0,43 |
| As | 2,66 | Pr | 5,86 | W | 0,43 |
| В | 4,86 | Nd | 23,99 | Re | 0,004 |
| V | 127,62 | Sm | 4,78 | Tl | 0,31 |
| Cd | 0,14 | Eu | 1,42 | Pb | 3,54 |
| Ge | 0,25 | Gd | 4,47 | Bi | 0,02 |
| In | 0,05 | Tb | 0,65 | Th | 1,86 |
| Ga | 16,41 | Dy | 3,93 | U | 1,01 |
| Ba | 262,50 | Но | 0,87 | Cr | 130,75 |
| Ni | 159,90 | Er | 2,34 | Со | 60,57 |
| Р | 1462,40 | Tm | 0,34 | Zr | 121,68 |
| Se | 0,16 | Yb | 2,24 | Nb | 8,92 |
| Li | 35,30 | Lu | 0,34 | Mo | 6,13 |
| Be | 0,97 | Rb | 30,52 | Cs | 1,76 |
| Sc | 21,76 | Sr | 273,35 | Zn | 87,44 |
| Ti | 5843,07 | Y | 25,12 | Cu | 183,52 |

Микроэлементный состав (в г/т) базальта из Северо-Сабунской площади

Примечание. Анализ сделан методом ICP-MS (ИГГ УрО РАН, аналитическая группа Ю. Л. Ронкина) на Element2.

На спайдер-диаграмме (нормированной на примитивную мантию [по Taylor, McLennan, 1985]) базальт образует тренд с отрицательными аномалиями по титану, гафнию, стронцию, торию, ниобию и положительными — по урану и цезию (см. рис. 5.76). На графике распределения лантаноидов (нормированных на хондрит [по Sun, 1982]) отмечается пологое нарастание РЗЭ от тяжелых к легким. Никаких аномалий на тренде не наблюдается (см. рис. 5.77). В целом, распределение редких земель, редких и рассеянных элементов в базальте Северо-Сабунской площади достаточно хорошо коррелируется с аналогичными трендами базальтов из Северо-Сосьвинского триасового грабена с надежными изотопными датировками. Это косвенно подтверждает, что исходный возраст измененных базальтов также относился к триасовому периоду.



Рисунок 5.76. Спектр редких и рассеянных элементов, нормированный на примитивную мантию, в базальте Северо-Сабунской площади

Котыгъеганская площадь, скв. 28. Микроэлементный состав базальтоидов из Котыгъеганской площади (скв. 28) приведен в таблице 5.16. По данным графика Zr/TiO₂ — Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977] все анализы пород попадают в поле андезито-базальтов. На спайдер-диаграмме (нормированной на примитивную мантию [по Taylor, McLennan, 1985]) базальты образуют общий тренд с отрицательными аномалиями по титану, гафнию, рубидию, торию, ниобию и положительными — по стронцию, барию, цирконию, урану и цезию (см. рис. 5.78). Единственный анализ (с глубины

3149 м) несколько выбивается из общего распределения элементов благодаря отрицательной аномалии по стронцию и барию. На графике распределения лантаноидов (нормированных на хондрит [по Sun, 1982]) отмечается пологое нарастание от тяжелых к легким РЗЭ. Причем от европия до лютеция фиксируется ровное отношение элементов. Никаких аномалий на тренде не наблюдается (см. рис. 5.79), за исключением одной пробы (с глубины 3149 м), в которой отмечается слабая отрицательная аномалия по европию. В целом, распределение редких земель в базальтах Котыгъеганской площади немного занижено по сравнению с аналогичными трендами базальтов из Северо-Сосьвинского триасового грабена.



Рисунок 5.77. Спектр лантаноидов, нормированный на хондрит, в базальте Северо-Сабунской площади

На дискриминационной диаграмме Ti — V [Shervais, 1982] данные андезито-базальты попадают в поля островодужных базальтов и базальтов задуговых бассейнов и COX, чем сильно отличаются от вулканитов Северо-Сосьвинского триасового грабена, которые относятся к области континентальных базальтов. Аналогичная ситуация наблюдается и на известной диаграмме Zr — Zr/Y [Pearce, Norry, 1979], где Котыгъеганские вулканиты попали в поля базальтов островных дуг и COX, а Северо-Сосьвинские — в поле внутриплитных базальтов.

| Гл., м | 3016 | 3028,5 | 3111,2 | 3138,5 | 3149 |
|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Li | 10,46 | 6,05 | 3,43 | 4,83 | 30,16 |
| Be | 0,87 | 0,63 | 0,46 | 0,61 | 1,84 |
| В | 4,73 | 12,23 | 4,72 | 40,54 | 6,52 |
| Sc | 28,65 | 31,41 | 29,24 | 35,81 | 39,61 |
| Ti | 5790,81 | 4070,77 | 3552,52 | 4428,57 | 4966,02 |
| V | 189,90 | 183,64 | 163,77 | 202,52 | 253,25 |
| Cr | 85,23 | 758,06 | 424,19 | 547,64 | 749,86 |
| Mn | 1268,83 | 1094,07 | 1040,71 | 1405,77 | 477,66 |
| Co | 46,91 | 48,78 | 35,15 | 53,05 | 64,47 |
| Ni | 58,10 | 317,51 | 124,66 | 226,15 | 518,14 |
| Cu | 23,15 | 56,97 | 41,98 | 61,20 | 52,42 |
| Zn | 94,39 | 76,02 | 64,48 | 86,25 | 185,50 |
| Rb | 1,58 | 5,77 | 2,73 | 3,70 | 7,88 |
| Sr | 483,94 | 358,99 | 350,72 | 466,73 | 88,64 |
| Y | 24,82 | 22,79 | 21,88 | 27,09 | 26,10 |
| Zr | 74,34 | 78,96 | 76,51 | 94,52 | 115,00 |
| Nb | 6,60 | 4,95 | 4,98 | 6,28 | 7,56 |
| Mo | 0,74 | 0,61 | 0,67 | 0,75 | 0,28 |
| Cd | 0,12 | 0,06 | 0,06 | 0,09 | 0,01 |
| Cs | 0,24 | 0,35 | 0,15 | 0,41 | 0,73 |
| Ba | 155,69 | 211,06 | 194,69 | 347,46 | 52,56 |
| La | 8,55 | 8,24 | 8,55 | 10,33 | 9,57 |
| Се | 21,05 | 19,24 | 20,23 | 24,51 | 23,98 |
| Pr | 2,80 | 2,48 | 2,57 | 3,15 | 3,18 |
| Nd | 12,45 | 11,09 | 11,26 | 13,77 | 14,36 |
| Sm | 3,14 | 2,69 | 2,68 | 3,24 | 3,39 |
| Eu | 1,05 | 0,87 | 0,88 | 1,03 | 0,87 |
| Gd | 3,56 | 3,16 | 2,88 | 3,50 | 3,68 |
| Tb | 0,59 | 0,52 | 0,50 | 0,60 | 0,63 |
| Dy | 3,89 | 3,49 | 3,31 | 4,06 | 4,03 |
| Ho | 0,88 | 0,81 | 0,78 | 0,95 | 0,92 |
| Er | 2,33 | 2,23 | 2,16 | 2,58 | 2,54 |
| | | | | | |

Микроэлементный состав (в г/т) базальтоидов Котыгъеганской площади

| Гл., м | 3016 | 3028,5 | 3111,2 | 3138,5 | 3149 |
|--------|------|--------|--------|--------|------|
| Yb | 2,39 | 2,25 | 2,25 | 2,68 | 2,52 |
| Lu | 0,35 | 0,34 | 0,34 | 0,41 | 0,40 |
| Hf | 1,89 | 1,95 | 1,88 | 2,26 | 2,76 |
| W | 0,18 | 0,36 | 0,37 | 0,53 | 0,39 |
| Pb | 1,77 | 2,66 | 3,06 | 3,52 | 0,59 |
| Bi | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Th | 0,65 | 0,93 | 0,92 | 1,17 | 1,26 |
| U | 0,57 | 0,64 | 0,68 | 1,09 | 1,00 |

Продолжение таблицы 5.16

Примечание. Анализ сделан методом ICP-MS (ИГГ УрО РАН, аналитическая группа Ю. Л. Ронкина) на приборе Elan 6100.



Рисунок 5.78. Спектр редких и рассеянных элементов, нормированный на примитивную мантию, в базальтах Котыгъеганской площади


Рисунок 5.79. Спектр лантаноидов, нормированный на хондрит, в базальтах Котыгъеганской площади

Геохимический эксперимент по скважине Кулынигольской 30

С учетом того, что на исследуемой площади востока XMAO широко развиты карбонатные образования, обычно считающиеся весьма перспективными для выявления первичной нефтегазоносности, нами были предприняты геохимические исследования, направленные на выявление возможных следов миграции нефти в палеозойском разрезе.

Несмотря на то, что потенциальные ресурсы углеводородов Западной Сибири всегда оценивались очень высоко, в последнее время добыча и запасы нефти стали постепенно уменьшаться. В определенной мере это связано и с тем, что традиционные подходы к поискам углеводородов стали в какой-то мере себя исчерпывать. К тому же появились новые интересные данные о присутствии нефти в доюрском основании Западной Сибири (Рогожниковская площадь [Кос и др., 2004] и др.) и новые, достаточно весомые доводы в пользу абиогенной природы нефти [Кучеров и др., 2002; Порфирьев, 1987; Романов, Фомин, 2003; Тимурзиев, 2012; Иванов и др., 2008а, 2010, 2013б, 2013в и мн. др.], которую еще в XIX веке обосновал Д. И. Менделеев. При этом в рамках данной гипотезы пока недостаточно изучены пути и способы перемещения углеводородов из нижних слоев литосферы или мантии в вышележащий осадочный чехол с его структурными ловушками. Особый интерес вызывает идея тесной связи современной геодинамической активности земной коры с процессами флюидо-тепло-массопереноса в различных ее интервалах. Другими словами, представляется вполне успешным подход, основанный на обнаружение углеводородного ресурса в осадочном чехле и в его основании в зонах аномальной геодинамической (флюидодинамической) активности. Мы попытались рассмотреть тектонические нарушения (открытые или залеченные гидротермальными жилами) в палеозойских отложениях как потенциальные проводники углеводородов на примере одного участка восточной части XMAO.

Геологическое положение и возраст пород. Скважина Кулынигольская № 30 расположена в активной геодинамической зоне на востоке ХМАО (см. главу 1 — геологическую карту доюрского основания востока ХМАО). Она вскрыла полный разрез мезо-кайнозойского чехла, и на глубине 2600 м вошла в палеозойские отложения, где и была остановлена при забое на уровне 2700 м. Интересной особенностью палеозойских пород является их принадлежность к глубоководным кремнисто-терригенно-черносланцевым толщам (аргиллиты, кремни и другие тонкозернистые породы) и обилие открытых и залеченных трещин с ярко выраженными «зеркалами» скольжения. В отдельных случаях встречаются прослои известняков, которые непосредственно восточнее переходят в крупный массив, сложенный мелководными известняками, среди которых по скважинам преобладают застойные, зарифовые фации. Возраст известняков был определен как верхнедевонский, позднефранский по конодонтам, выделенным из образцов, отобранных в этой скважине в интервале глубин 2692–2700 м (Palmatolepis rotunda Z. & S., Pa. simpla Z. & S., Pa. eureka Z. & S., Polygnathus lodinensis Polsler, Po. aff. macilentus Kuzmin, Ancyrodella aff. ioides Z., Notognathella sp., Pelekysgnathus sp. и др. — см. главу 5).

Заметим, что лучше бы подобный эксперимент было вероятно провести на крупном карбонатном массиве, расположенном непосредственно восточнее данной скважины, но, к сожалению, здесь скважин пока нет.

Объекты и методы исследования. Для изучения потенциальных путей миграции углеводородов нами были отобраны образцы керна из кремнисто-терригенно-черносланцевой толщи, каждый из которых содержал одно или несколько явных «зеркал» скольжений (рис. 5.80). Из нее отобраны парные пробы — из разломных зон (с «зеркал» скольжения и гидротермальных прожилков) и рядом из вмещающей породы. Пробы вмещающих пород должны были играть роль фона, на котором можно отличать вынос или привнос каких-либо типоморфных компонентов. Так, ранее в микроэлементном составе нефти Западной Сибири были установлены положительные аномалии по европию и некоторым элементам, характерным для ультрабазит-базитовых комплексов [Федоров и др., 2007]. Именно подобные геохимические характеристики должны были быть обнаружены в «зеркалах» скольжения, в случае, если данные разломы послужили проводниками для углеводородов. Минеральный состав изученных нами трещинных зон был следующий: «зеркала» скольжения в аргиллитах сложены глинистым материалом, то есть растертым материалом вмещающих пород, а залеченные трещины в мергелях выполнены карбонатным (кальцитовым) агрегатом.

Всего было проанализировано 5 пар проб методом ICP-MS: 1 — аргиллит (вмещающая порода и зеркало скольжения) (обр. 13, глубина 2610 м); 2 — мергель (вмещающая порода и зеркало скольжения) (обр. 15, глубина 2613 м); 3 — аргиллит (вмещающая порода и зеркало скольжения) (обр. 17, глубина 2691 м); 4 — аргиллит (вмещающая порода и зеркало скольжения) (обр. 18, глубина 2694 м); 5 — аргиллит (вмещающая порода и зеркало скольжения) (обр. 20, глубина 2697 м). Результаты количественного прецизионного анализа на 50 редких, редкоземельных, рассеянных и др. элементов представлены в таблице 5.17.

Полученные результаты показывают геохимическую близость основной массы проанализированных проб, а именно вмещающих пород с открытыми и залеченными трещинами. Некоторым исключением является проба 17 (аргиллит), где микроэлементный состав «зеркала» скольжения достаточно сильно отличается от вмещающего глинистого сланца. В целом, изученные пробы характеризуются высокими концентрациями Na, Ti, Mn, Rb, Sr, Ba, Zr, Cu и Zn. Остальные элементы отличаются содержаниями менее 100 г/т. Присутствие значительных количеств меди и цинка связано с тем, что в породах наблюдается сульфидная вкрапленность, представленная пиритом, возможно, заместившим марказит. Обогащение натрием, рубидием, стронцием и барием напрямую связано с высоким содержанием карбонатов и сульфатов в изученных пробах. Аномально высокое количество титана и циркония, возможно, связано с присутствием аллотигенного обломочного циркона и рудных минералов.



Рисунок 5.80. Фото некоторых «зеркал» скольжения в аргиллитах из скважины Кулынигольская 30

Таблица 5.17

Результаты ICP-MS анализов (в г/т) для пород Кулынигольской скважины 30

| | Π-13 | 3-13 | Π-15 | 3-15 | Π-17 | 3-17 | П-18 | 3-18 | П-20 | 3-20 |
|----|---------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|
| Li | 22,16 | 30,15 | 39,90 | 39,66 | 22,87 | 56,41 | 37,61 | 35,47 | 38,52 | 27,60 |
| Be | 0,82 | 0,95 | 1,37 | 1,26 | 0,67 | 1,74 | 1,17 | 1,18 | 1,06 | 0,69 |
| Na | 2593,73 | 4195,45 | 564,89 | 505,54 | 1443,41 | 483,27 | 386,59 | 370,38 | 953,18 | 1060,33 |
| Sc | 6,01 | 7,79 | 10,31 | 10,16 | 5,81 | 14,22 | 9,54 | 9,06 | 8,76 | 6,61 |
| Ti | 2040,2 | 1938,6 | 2816,4 | 2705,3 | 1576,4 | 4463,2 | 2178,0 | 2900,7 | 3105,3 | 1792,2 |
| V | 44,42 | 53,63 | 73,33 | 70,49 | 39,49 | 114,61 | 80,26 | 83,02 | 77,01 | 49,35 |
| Cr | 59,60 | 45,44 | 119,88 | 114,93 | 36,83 | 94,88 | 50,01 | 55,36 | 59,18 | 38,42 |
| Mn | 531,10 | 475,09 | 785,13 | 738,07 | 1201,7 | 699,08 | 561,27 | 507,29 | 491,55 | 562,31 |
| Co | 20,08 | 16,53 | 13,15 | 15,24 | 12,58 | 28,70 | 27,44 | 20,86 | 15,39 | 13,20 |
| Ni | 32,56 | 38,45 | 41,01 | 38,94 | 26,11 | 65,58 | 46,82 | 43,04 | 37,81 | 30,51 |
| Cu | 106,03 | 28,15 | 34,46 | 43,13 | 32,64 | 16,83 | 483,87 | 138,80 | 23,71 | 47,03 |
| Zn | 57,17 | 46,88 | 76,96 | 64,17 | 36,31 | 60,28 | 464,48 | 152,29 | 35,29 | 40,65 |
| Ga | 6,71 | 9,12 | 12,66 | 12,45 | 6,47 | 18,26 | 11,60 | 11,46 | 12,02 | 7,73 |
| Ge | 0,66 | 0,89 | 1,21 | 1,26 | 0,74 | 1,71 | 1,29 | 1,34 | 1,32 | 0,89 |
| Rb | 39,02 | 56,21 | 90,81 | 88,03 | 40,78 | 132,20 | 89,82 | 87,05 | 90,55 | 52,52 |
| Sr | 472,93 | 439,82 | 273,74 | 283,60 | 316,19 | 154,73 | 116,43 | 113,78 | 164,50 | 193,64 |
| Y | 20,08 | 25,59 | 21,68 | 21,81 | 17,30 | 22,97 | 17,01 | 14,09 | 16,12 | 14,85 |
| Zr | 89,14 | 81,68 | 117,73 | 110,70 | 58,66 | 179,93 | 114,69 | 103,48 | 122,67 | 73,14 |
| Nb | 10,77 | 10,17 | 14,45 | 13,91 | 8,13 | 26,49 | 20,56 | 20,55 | 18,13 | 10,59 |
| Mo | 0,51 | 0,42 | 0,41 | 0,46 | 0,15 | 0,45 | 0,21 | 0,12 | 0,17 | 0,24 |
| Ag | 0,56 | 0,54 | 1,25 | 0,57 | 0,31 | 0,82 | 0,90 | 0,75 | 0,57 | 0,41 |
| Cd | 0,08 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,70 | 0,21 | 0,11 | 0,19 |
| Sn | 0,99 | 1,11 | 1,80 | 1,75 | 0,98 | 2,97 | 2,10 | 1,91 | 2,03 | 1,13 |
| Sb | 0,65 | 0,45 | 0,37 | 0,39 | 0,09 | 0,32 | 0,26 | 0,21 | 0,17 | 0,16 |
| Те | 0,14 | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,35 | 0,44 | 0,17 | 0,11 |
| Cs | 3,26 | 2,56 | 3,07 | 3,34 | 1,65 | 5,23 | 3,72 | 3,62 | 3,40 | 2,36 |
| Ba | 125,06 | 155,53 | 299,86 | 280,62 | 136,78 | 340,47 | 223,89 | 242,48 | 228,26 | 141,85 |
| La | 30,59 | 51,95 | 27,95 | 26,85 | 22,41 | 46,99 | 24,03 | 21,77 | 28,76 | 26,85 |
| Ce | 64,92 | 105,51 | 66,34 | 63,58 | 49,63 | 103,32 | 55,65 | 49,96 | 63,68 | 58,93 |
| Pr | 6,63 | 10,96 | 7,03 | 6,76 | 5,31 | 11,09 | 5,94 | 5,19 | 6,86 | 6,19 |
| Nd | 25,06 | 42,35 | 27,44 | 26,57 | 21,01 | 42,24 | 23,08 | 20,33 | 26,30 | 24,24 |
| Sm | 4,52 | 7,49 | 5,32 | 5,11 | 4,06 | 7,21 | 4,25 | 3,72 | 4,59 | 4,37 |
| Eu | 0,99 | 1,32 | 1,06 | 1,07 | 0,92 | 1,20 | 0,80 | 0,71 | 0,83 | 0,71 |
| Gd | 4,09 | 6,67 | 4,82 | 4,79 | 3,89 | 5,56 | 3,63 | 3,23 | 3,81 | 3,61 |
| Tb | 0,59 | 0,82 | 0,72 | 0,71 | 0,53 | 0,70 | 0,52 | 0,44 | 0,49 | 0,47 |

| | | | | | | 1 | | | | |
|----|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| | П-13 | 3-13 | П-15 | 3-15 | П-17 | 3-17 | П-18 | 3-18 | П-20 | 3-20 |
| Dy | 3,81 | 4,92 | 4,46 | 4,49 | 3,23 | 4,36 | 3,29 | 2,79 | 3,00 | 2,92 |
| Ho | 0,76 | 1,00 | 0,87 | 0,87 | 0,65 | 0,92 | 0,67 | 0,55 | 0,63 | 0,59 |
| Er | 2,17 | 2,79 | 2,41 | 2,39 | 1,74 | 2,65 | 1,82 | 1,56 | 1,86 | 1,63 |
| Tm | 0,31 | 0,42 | 0,36 | 0,34 | 0,24 | 0,41 | 0,26 | 0,22 | 0,28 | 0,24 |
| Yb | 2,04 | 2,81 | 2,34 | 2,25 | 1,55 | 2,68 | 1,71 | 1,47 | 1,87 | 1,59 |
| Lu | 0,31 | 0,44 | 0,35 | 0,34 | 0,24 | 0,41 | 0,25 | 0,21 | 0,28 | 0,24 |
| Hf | 2,33 | 2,03 | 3,04 | 2,82 | 1,52 | 4,62 | 2,10 | 2,55 | 3,14 | 1,86 |
| Та | 1,59 | 1,35 | 2,08 | 1,98 | 1,14 | 3,73 | 2,30 | 2,17 | 2,45 | 1,45 |
| W | 1,04 | 0,80 | 1,38 | 1,40 | 0,86 | 2,79 | 0,91 | 1,03 | 1,66 | 0,97 |
| Tl | 0,24 | 0,29 | 0,45 | 0,46 | 0,17 | 0,54 | 0,36 | 0,35 | 0,38 | 0,22 |
| Pb | 16,80 | 9,66 | 21,53 | 26,37 | 20,47 | 4,19 | 19,31 | 4,51 | 2,45 | 2,78 |
| Bi | 0,23 | 0,19 | 0,18 | 0,33 | 0,19 | 0,17 | 0,41 | 0,46 | 0,31 | 0,17 |
| Th | 5,91 | 5,78 | 7,60 | 7,29 | 4,63 | 12,29 | 6,17 | 6,65 | 8,01 | 6,30 |
| U | 2,82 | 3,40 | 2,08 | 1,98 | 1,24 | 2,38 | 1,27 | 1,23 | 1,63 | 1,18 |

Продолжение таблицы 5.17

Примечание. П — вмещающая порода, З — «зеркало» скольжения.

При нормировании на хондрит (значения для нормализации по [Nakamura, 1974]), все изученные пробы показали похожее распределение РЗЭ с плавным нарастанием концентрации легких лантаноидов и слабой, но отчетливой отрицательной аномалией в области европия (рис. 5.81). Интересно, что геохимия РЗЭ в аргиллитах и мергелях практически ничем не отличается. В тоже время проба 17 характеризуется значительно заниженными концентрациями редких земель и в отличие от других проб, в «зеркале» скольжения резко нарастает уровень РЗЭ по сравнению с вмещающим аргиллитом (рис. 5.81). При этом в других образцах, содержание лантаноидов всегда ниже в трещине, чем в окружающих породах, что, возможно, связано с частичным выносом РЗЭ при циркуляции трещинных водных растворов.

В недавних работах [Иванов и др., 2008а, Федоров, 2005 и др.] было установлено, что если нефть проходит по трещинно-разломным зонам, то она оставляет после себя четкий геохимический маркер, в виде ярко выраженной положительной европиевой аномалии, которая не отмечалась в окружающих породах. Хотя в отдельных, весьма редких случаях, некоторые нефти показывают слабую отрицательную аномалию европия, что пока не нашло своего объяснения [Федоров, 2006]. К сожалению, мы видим только негативную европиевую аномалию в изученных пробах по скважине Кулынигольская № 30, что позволило бы нам сделать однозначное отрицательное заключение о существовании здесь проводников нефти, если бы не проба 17. Ее аномальное поведение не ограничивается только геохимией РЗЭ; при нормировании на хондрит (значения для нормализации по [Nakamura, 1974]) большего спектра элементов, мы наблюдаем, что в трещинной зоне выросли концентрации практически всех элементов, за исключением свинца, стронция и цинка (рис. 5.82).



Рисунок 5.81. Спектры лантаноидов, нормированные на хондрит (по [Nakamura, 1974]), для образцов из Кулынигольской скважины 30: *а* — для проб 13, 17, 18; *b* — для проб 15 и 20



Рисунок 5.82. Спектры редких металлов, лантаноидов и транзитных элементов, нормированные на хондрит (по [Nakamura, 1974]), для пробы 17 из Кулынигольской скважины 30

Особенно интересно, что в «зеркале» скольжения ураганно выросли концентрации «ультрабазит-базитовых» элементов, а именно хрома (с 37 г/т во вмещающей породе до 95 г/т в трещинной зоне), ванадий (с 39 до 115 г/т), титана (с 1500 до 4500 г/т), никеля (с 26 до 66 г/т) и кобальта (с 12 до 30 г/т). Отметим, что на основании повышенных содержаний этих транзитных элементов (Ni, Co, Cr, V и др.) и платиноидов рядом ученых был сделан вывод об «ультрабазитовой» геохимико-металлогенической специализации нефти [Маракушев и др., 2004 и др.]. Данный факт был установлен во всех известных месторождениях нефти и является одним из доказательств ее абиогенного происхождения.

Таким образом, мы можем сделать предварительный вывод о возможности ограниченной миграции углеводородов по трещинно-разломным зонам в палеозойской части разреза в скважине Кулынигольская 30. Из 5-и изученных проб методом ICP-MS лишь в одной подтвердилось наше предположение о возможности находки геохимических меток нефти в трещинных зонах. В этом «зеркале» скольжения резко выросли содержания РЗЭ и элементов «ультрабазит-базитовой» группы по сравнению с микроэлементным составом вмещающих аргиллитов. Почему миграция углеводородов выявлена только в одной трещине, а не во всех? Понятно, что это возможно не в самом месторождении (где все трещины «фонили» бы нефтью), а лишь где-то в его краевой зоне. Возможно, это было локальное перераспределение нефти в условиях тектонического разрушения структурной ловушки, и она ушла в верхние горизонты.

5.5. Минералогия пород востока ХМАО

Минералогия кислых пород Тыньярской площади

Скв. Тыньярская 100, гл. 2208 м

Микропегматитовые щелочные граниты. Это породы светло-серого с розоватым оттенком цвета, массивные с порфировой структурой. Породы представляют собой, по-видимому, гипабиссальные комагматы вышезалегающих эффузивов. Граниты обладают такситовой текстурой, структура аллотриоморфнозернистая, участками — гранитная. Внутри кварц-полевошпатового агрегата — микропегматоидная, от «зачаточных» капельных выделений кварца в плагиоклазе до хорошо развитого микропегматита. В последнем агрегате не совсем понятно, какой минерал служит базисом плагиоклаз или калиевый полевой шпат. Минеральный состав: полевой шпат (около 65%), кварц (20%), эгирин (5%), остальное слагают различные вторичные и акцессорные минералы. Полевой шпат не дает хороших идиоморфных зерен или таблиц, в основном — неправильные зерна с извилистыми ограничениями. Местами матрица полевого шпата полностью изменена в карбонато-глинистый агрегат. Иногда наблюдаются реликты внутренней неоднородности — по-видимому, пятна альбитизации. В других случаях просвечивают веретенца пертитов также сложенных альбитом. По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.18) полевые шпаты относятся к серии К-Na полевых шпатов и определяются как микроклин (ан. 1–3), анортоклаз (ан. 4) и альбит (ан. 5–6). Присутствие отдельных зерен анортоклаза в породе позволяет относить ее к субвулканитам, так как он типичный высокотемпературный минерал вулканитов и гипабиссальных пород.

Зерна кварца прозрачные, чистые, обычно образуют микропегматитовые вростки в полевом шпате, от очень тонких, дендритовидных и «радиально-веретенчатых» до грубых округлых и скелетных. Из темноцветных минералов установлены только реликты эгирина, которые интенсивно замещены агрегатами сидерита. Щелочной пироксен отличается резким плеохроизмом от желтоватой (по N_n) до зеленой окраски (по N_n). По химическому составу (табл. 5.19) характеризуется высокими примесями кальция (CaO до 1,9 мас.%), титана (TiO₂ до 0,5 мас.%), марганца (MnO до 0,4 мас.%) и глинозема (Al₂O₃ до 0,45 мас.%). Из включений в пироксене отмечается вкрапленность магнетита. В целом, эгирин является типоморфным минералом для щелочных гранитоидов и связанных с ними пегматитах [Минералы, 1981 и др.], что полностью соответствует нашим данным. Сидерит, который активно разъедает эгирин, содержит ощутимые примеси марганца (MnO до 2,1 мас.%), кальция (CaO до 5,1 мас.%) и магния (MgO до 0,6 мас.%). Вполне вероятно, кроме пироксена в породе присутствовал биотит, так как отмечаются агрегаты вторичного хлорита.

Таблица 5.18

| NN | SiO_2 | ${\rm TiO}_2$ | Al_2O_3 | $\mathrm{Cr}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | FeO | CaO | Na ₂ O | K_2O | Сумма |
|----|------------------|---------------|-----------|---------------------------------|------------|------------|-------------------|--------|--------|
| 1 | 64,56 | 0,01 | 18,24 | 0,05 | 0,20 | - | 0,36 | 16,02 | 99,44 |
| 2 | 64,11 | - | 18,22 | 0,29 | 0,76 | 0,05 | 1,20 | 14,53 | 99,16 |
| 3 | 65,95 | - | 18,34 | 0,02 | 0,19 | - | 3,06 | 11,64 | 99,21 |
| 4 | 67,80 | - | 19,24 | 0,08 | 0,50 | 0,02 | 9,31 | 3,82 | 100,77 |
| 5 | 69,17 | 0,02 | 18,87 | 0,06 | 0,58 | 0,01 | 10,52 | 0,47 | 99,69 |
| 6 | 69,06 | 0,01 | 19,48 | - | 0,32 | 0,01 | 11,88 | 0,18 | 100,95 |
| | | | Кристалл | охимичесн | кий пересч | ет на 5 ка | тионов | | |
| 1 | 3,00 | - | 1,00 | - | 0,01 | - | 0,04 | 0,95 | 5,00 |
| 2 | 2,99 | - | 1,00 | 0,01 | 0,03 | - | 0,11 | 0,86 | 5,00 |
| 3 | 3,04 | - | 1,00 | - | 0,01 | - | 0,27 | 0,68 | 5,00 |
| 4 | 2,98 | - | 1,00 | - | 0,02 | - | 0,79 | 0,21 | 5,00 |
| 5 | 3,06 | - | 0,99 | - | 0,02 | - | 0,90 | 0,03 | 5,00 |
| 6 | 2,99 | - | 0,99 | - | 0,01 | - | 1,00 | 0,01 | 5,00 |

Химический состав (в мас.%) полевых шпатов в граните (Тын 100/2208 м)

Примечание. Здесь и далее, микроанализатор САМЕСА SX 100, аналитик В. В. Хиллер (лаборатория ФХМИ, ИГГ УрО РАН).

Рудный минерал представлен ильменитом (в составе отмечается небольшая примесь MnO до 2,6 мас.%), который образует округлые и неправильные зерна и заключен в тонкую оболочку лейкоксена. В породе также отмечаются индивиды титанита и мелкая вкрапленность магнетита в эгирине. Наблюдаются единичные хорошо ограненные мелкие зерна циркона. По данным микрозондового анализа (табл. 5.20) минерал характеризуется повышенными примесями иттрия (Y_2O_3 до 0,4 мас.%), железа (FeO до 0,7 мас.%), урана (UO_2 до 0,07 мас.%) и тория (ThO₂ до 0,04 мас.%).

Таблица 5.19

| NN | SiO | TiO ₂ | Al ₂ O ₂ | Cr ₂ O ₂ | Fe ₂ O ₂ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|----|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------|------------|---------|-------------------|------------------|--------|
| 1 | 51,04 | 0,44 | 0,35 | 0,01 | 33,93 | 0,34 | 0,02 | 1,77 | 12,16 | - | 100,06 |
| 2 | 51,10 | 0,40 | 0,38 | - | 33,79 | 0,29 | 0,02 | 1,48 | 12,51 | - | 99,97 |
| 3 | 51,09 | 0,13 | 0,43 | 0,14 | 34,12 | 0,14 | 0,01 | 0,76 | 12,84 | - | 99,67 |
| 4 | 50,99 | 0,47 | 0,40 | - | 33,44 | 0,37 | 0,03 | 1,92 | 12,00 | 0,01 | 99,62 |
| 5 | 51,27 | 0,40 | 0,43 | 0,02 | 33,73 | 0,23 | 0,03 | 1,29 | 12,62 | 0,01 | 100,03 |
| 6 | 51,01 | 0,27 | 0,44 | 0,01 | 33,67 | 0,31 | 0,03 | 1,00 | 12,76 | 0,01 | 99,51 |
| | | | Кри | исталлох | имически | й пересч | иет на 4 1 | катиона | 0 | | |
| 1 | 1,99 | 0,01 | 0,02 | - | 0,99 | 0,01 | - | 0,07 | 0,91 | - | 4,00 |
| 2 | 1,98 | 0,01 | 0,02 | - | 0,98 | 0,01 | - | 0,06 | 0,94 | - | 4,00 |
| 3 | 1,98 | - | 0,02 | 0,01 | 0,99 | 0,01 | - | 0,03 | 0,96 | - | 4,00 |
| 4 | 1,99 | 0,01 | 0,02 | - | 0,98 | 0,01 | - | 0,08 | 0,91 | - | 4,00 |
| 5 | 1,98 | 0,01 | 0,02 | - | 0,98 | 0,01 | - | 0,06 | 0,94 | - | 4,00 |
| 6 | 1,98 | 0,01 | 0,02 | - | 0,98 | 0,01 | - | 0,04 | 0,96 | - | 4,00 |

Химический состав (в мас.%) эгирина в граните (Тын 100/2208 м)

Таблица 5.20

Химический состав (в мас.%) циркона в граните (Тын 100/2208 м)

| NN | UO_2 | $ m ZrO_2$ | ThO_{2} | SiO_2 | ${\rm TiO}_2$ | $Y_{2}O_{3}$ | FeO | CaO | Сумма |
|----|--------|------------|--------------------|------------------|---------------|--------------|------|------|-------|
| 1 | 0,05 | 66,54 | 0,04 | 32,50 | 0,01 | 0,12 | 0,47 | 0,02 | 99,75 |
| 2 | 0,04 | 66,15 | 0,03 | 32,43 | 0,02 | 0,19 | 0,52 | 0,02 | 99,40 |
| 3 | 0,04 | 66,00 | 0,02 | 32,38 | - | 0,26 | 0,58 | 0,05 | 99,33 |
| 4 | 0,07 | 65,76 | 0,04 | 32,45 | 0,04 | 0,36 | 0,53 | 0,03 | 99,27 |
| 5 | 0,04 | 66,41 | 0,02 | 32,23 | 0,01 | 0,12 | 0,68 | 0,03 | 99,55 |

Среди акцессорных минералов преобладают выделения редкоземельных карбонатов, которые, судя по всему, образовались по индивидам первичного монацита. Состав карбонатов довольно устойчивый (см. табл. 5.21) и достаточно хорошо пересчитывается на формулу бастнезита. По данным микрозондового анализа минерал относится к цериевой разновидности и кроме редких земель содержит значительные примеси тория (ThO₂ до 1,2 мас.%), иттрия (Y_2O_3 до 1,1 мас.%) и кальция (CaO до 2,5 мас.%). В целом, бастнезит достаточно типичный минерал гранитоидов (в первую, очередь редкометалльных и щелочных разностей), в которых обычно развивается по акцессорному монациту.

Таблица 5.21

| NN | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | | | | |
|--------------------------------|--|--|---|---|-------|--|--|--|--|--|
| ThO ₂ | 1,23 | 0,87 | 0,71 | 0,07 | 0,92 | | | | | |
| UO_2 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | | | | | |
| SiO_2 | 0,15 | 0,23 | 0,99 | 0,30 | 0,24 | | | | | |
| Ce_2O_3 | 32,47 | 32,79 | 32,97 | 33,09 | 33,06 | | | | | |
| La_2O_3 | 16,54 | 16,25 | 15,65 | 20,68 | 17,42 | | | | | |
| Nd_2O_3 | 11,88 | 12,10 | 11,82 | 10,72 | 12,58 | | | | | |
| Pr_2O_3 | 3,10 | 3,21 | 3,35 | 3,54 | 3,40 | | | | | |
| Sm_2O_3 | 1,52 | 2,05 | 1,44 | 0,75 | 1,62 | | | | | |
| Eu ₂ O ₃ | 0,84 | 0,61 | 0,87 | 0,72 | 0,82 | | | | | |
| Y_2O_3 | 1,13 | 0,95 | 1,03 | 0,26 | 0,69 | | | | | |
| CaO | 0,55 | 0,44 | 2,49 | 0,15 | 0,43 | | | | | |
| F | 9,56 | 9,59 | 9,15 | 9,41 | 8,60 | | | | | |
| $O\equiv F_2$ | -4,06 | -4,04 | -3,85 | -3,96 | -3,62 | | | | | |
| Сумма | 74,91 | 75,07 | 76,66 | 75,75 | 76,17 | | | | | |
| | | Кристаллохими | ческие формулы | | | | | | | |
| 1 | (Ce _{0,44} La _{0,24} Nd | $_{0.16}$ Ca $_{0.04}$ Pr $_{0.04}$ Sm | $_{0.02}$ Y _{0.02} Th _{0.02} Eu _{0.} | $_{01}\mathrm{Si}_{0.01}$) _{1,00} (CO ₃)F | 1,13 | | | | | |
| 2 | (Ce _{0,44} La _{0,24} Nd | $_{0,16}$ Ca $_{0,03}$ Pr $_{0,04}$ Sm | $_{0.03}$ Y $_{0.02}$ Th $_{0.02}$ Si $_{0.02}$ | $_{1}\mathrm{Eu}_{0.01}$) $_{1.00}(\mathrm{CO}_{3})\mathrm{F}$ | 1,14 | | | | | |
| 3 | $(Ce_{_{0.37}}La_{_{0.18}}Ca_{_{0.17}}N\overline{d_{_{0.13}}}Si_{_{0.05}}Pr_{_{0.04}}Sm_{_{0.02}}Y_{_{0.02}}Th_{_{0.01}}Eu_{_{0.01}})_{_{1.00}}(CO_{_{3}})F_{_{0.90}}$ | | | | | | | | | |
| 4 | $(Ce_{0.46}La_{0.29}Nd_{0.15}Pr_{0.05}Si_{0.01}Y_{0.01}Sm_{0.01}Eu_{0.01}Ca_{0.01})_{1,00}(CO_3)F_{1,13}$ | | | | | | | | | |
| 5 | $(Ce_{0.44}La_{0.24}Nd_{0.24}$ | $_{0.17} Pr_{0.05} Ca_{0.03} Sm$ | $_{0.02}$ Th $_{0.02}$ $\overline{Y}_{0.01}$ Eu $_{0.02}$ | $_{01}\mathrm{Si}_{0.01}$) $_{1.00}(\mathrm{CO}_3)\mathrm{F}$ | 0.99 | | | | | |

Химический состав (в мас.%) бастнезита-(Се) в граните (Тын 100/2208 м)

Скв. Тыньярская 101, гл. 2627 м

Субщелочные гранитоиды. Судя по всему, в строении гранитного тела они были расположены ниже того разреза, который описывался в скважине 100, и мы можем предполагать, что обе скважины разбурили один и тот же гипабиссальный вулкано-плутонический комплекс. В скважине 101 нами изучался разрез монотонных крупно- и среднезернистых розоватых гранитоидов в интервале 2590–2627 м. Ниже приведено сводное петрографическое и минералогическое описание пород.

Минеральный состав достаточно обычный для гранитоидов. Главные породообразующие минералы — кварц (25%), калиевый полевой шпат (45%), плагиоклаз (20%), биотит (5%) и рудный минерал (5%).

Калиевый полевой шпат слагает крупные зерна размером до 5-6 мм и представлен микроклин-пертитом. Достаточно часто наблюдается типичная для микроклина «решетка». В некоторых зернах отмечается обычное двойникование по второму пинакоиду — [010]. Минерал достаточно сильно пелитизирован, из-за чего в проходящем свете выглядит полупрозрачным и имеет серую окраску. В отдельных индивидах в КПШ наблюдается зональность: в центре отмечается светло-розовая окраска, а кайма имеет красноватую до коричневато-красной окраску. Такая же окраска фиксируется в минерале вокруг некоторых рудных и акцессорных радиоактивных минералов, которые, по всей видимости, и создают более выраженные по цвету, так называемые плеохроичные дворики. По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.22, ан. 1–3) калиевый полевой шпат, обрастающий плагиоклаз и кварц, отличается устойчивым составом и содержит примесь Na₂O не более 2,6 мас.%, то есть не более 24% минала альбита. В крупных индивидах калишпат слагает центральную и краевую часть зерен с примесью Na₃O до 3,1 мас.% или до 28% минала альбита (табл. 5.22, ан. 4ц, 4кр). При этом промежуточная зона индивида сложена анортоклазом с 59% — альбита, 36% — микроклина и 5% — анортита (табл. 5.22, ан. 4пр), а кайма представлена олигоклазом следующего состава — Ab₈₁An₁₇Or₂ (табл. 5, ан. 4 кайма).

Плагиоклаз слагает идиоморфные изометричные и слабоудлиненные зерна, размером не более 1–1,5 мм по удлинению, в матрице калиевого полевого шпата. Часто присутствует в виде мелких пертитовых вростков в КПШ. В крупных индивидах легко узнается по более светлой окраске и полисинтетическому двойникованию по альбитовому закону. По методу симметричного угасания двойников минерал можно отнести к альбиту. По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.22, ан. 5–6) это определение подтвердилось и содержание минала альбита не превышает 96–98%. Пертитовые вростки в калиевом полевом шпате (табл. 5.22, ан. 7) также относятся к альбиту (Ab_{93}), но они отличаются чуть большим количеством минала КПШ (до 6%). Кварц местами абсолютно ксеноморфен по отношению к индивидам плагиоклаза и калиевого полевого шпата, при этом в отдельных участках породы слагает скопления изометричных зерен, которые обрастают каймами микроклина. Размер зерен минерала обычно не превышает 5 мм. Без анализатора кварц выглядит мутноватым, из-за большого количества включений (газово-жидких и минеральных).

Таблица 5.22

| NN | SiO_2 | Al_2O_3 | Cr_2O_3 | FeO | MnO | CaO | Na_2O | K ₂ O | Сумма |
|---------|---------|-----------|-----------|----------|-----------|------------|---------|------------------|--------|
| 1 | 65,29 | 18,70 | 0,01 | 0,37 | 0,01 | 0,10 | 2,63 | 12,73 | 99,85 |
| 2 | 65,08 | 18,47 | - | 0,10 | 0,03 | 0,02 | 1,00 | 15,13 | 99,83 |
| 3 | 64,36 | 18,19 | 0,01 | 0,10 | - | 0,06 | 0,89 | 15,25 | 98,84 |
| 4ц | 64,81 | 18,53 | 0,03 | 0,15 | 0,01 | 0,10 | 1,89 | 13,85 | 99,38 |
| 4пр | 65,63 | 20,06 | 0,03 | 0,30 | - | 1,15 | 6,82 | 6,36 | 100,36 |
| 4кр | 65,15 | 18,60 | - | 0,18 | - | 0,03 | 3,12 | 11,91 | 98,98 |
| 4 кайма | 64,45 | 22,44 | 0,03 | 0,20 | 0,04 | 3,68 | 9,62 | 0,37 | 100,83 |
| 5 | 67,78 | 19,95 | 0,06 | 0,26 | - | 0,75 | 11,46 | 0,14 | 100,40 |
| 6 | 67,67 | 19,60 | 0,28 | 0,26 | 0,02 | 0,26 | 11,60 | 0,19 | 99,89 |
| 7 | 68,39 | 19,63 | 0,11 | 0,16 | - | 0,19 | 10,93 | 1,03 | 100,44 |
| | | Крі | асталлохи | имически | й пересче | т на 5 кат | ионов | | |
| 1 | 2,99 | 1,01 | - | 0,01 | - | 0,01 | 0,24 | 0,74 | 5,00 |
| 2 | 3,01 | 1,01 | - | - | - | - | 0,09 | 0,89 | 5,00 |
| 3 | 3,00 | 1,00 | - | - | - | 0,01 | 0,08 | 0,91 | 5,00 |
| 4ц | 2,99 | 1,01 | - | - | - | 0,01 | 0,17 | 0,82 | 5,00 |
| 4пр | 2,93 | 1,06 | - | 0,01 | - | 0,05 | 0,59 | 0,36 | 5,00 |
| 4кр | 3,00 | 1,01 | - | 0,01 | - | - | 0,28 | 0,70 | 5,00 |
| 4 кайма | 2,83 | 1,16 | - | 0,01 | - | 0,17 | 0,81 | 0,02 | 5,00 |
| 5 | 2,95 | 1,02 | - | 0,01 | - | 0,04 | 0,97 | 0,01 | 5,00 |
| 6 | 2,97 | 1,01 | 0,01 | 0,01 | - | 0,01 | 0,98 | 0,01 | 5,00 |
| 7 | 2.99 | 1.01 | - | - | - | 0.01 | 0.93 | 0.06 | 5.00 |

Химический состав (в мас.%) полевых шпатов в граните (Тын 101/2627 м)

В интерстициях между индивидами полевых шпатов, а иногда и в матрице КПШ отмечаются лейсты биотита (размером не более 0,5 мм), как «свежие», так и частично замещенные агрегатом хлорита. Слюда достаточно резко плеохроирует от темно-коричневого (по N_g) до оливковокоричневого цвета (по N_p). Минерал постоянно содержит мелкие включения рудных минералов, иногда с плеохроичными двориками. По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.23, ан. 1–2) слюда относится к магнезиальному анниту с невысоким содержанием титана (TiO₂ до 4,4 мас.%) и натрия (Na₂O до 0,4 мас.%). Какой-либо отчетливой зональности в лейстах слюды не наблюдается. С краев слюда замещается зеленым агрегатом хлорита, который плеохроирует от темно-зеленого (по N_g) до желтоватого цвета (по N_p). По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.23, ан. 3–6) хлорит относится к магнезиальному шамозиту с достаточно устойчивым составом. Содержание минала клинохлора в минерале достигает 25–30%. Повышенное количество щелочей (ан. 5; до 0,7 мас.%) объясняется присутствием реликтов аннита среди агрегата хлорита.

Таблица 5.23

| NN | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | $\mathrm{Cr}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na_2O | K ₂ O | Сумма |
|-----|------------------|---------|-----------|---------------------------------|---------|---------|-----------|------|---------|------------------|-------|
| 1ц | 35,87 | 3,67 | 12,15 | 0,01 | 28,06 | 0,53 | 6,62 | - | 0,16 | 8,82 | 95,89 |
| 1кр | 35,54 | 3,43 | 12,04 | 0,03 | 28,59 | 0,48 | 6,47 | - | 0,13 | 8,60 | 95,31 |
| 2ц | 36,12 | 4,41 | 12,09 | 0,23 | 27,60 | 0,39 | 6,51 | 0,01 | 0,37 | 8,55 | 96,28 |
| 2пр | 35,23 | 3,95 | 12,64 | 0,09 | 28,42 | 0,43 | 6,91 | 0,01 | 0,34 | 7,75 | 95,77 |
| 2кр | 36,26 | 3,96 | 12,39 | 0,09 | 27,53 | 0,48 | 6,67 | - | 0,26 | 8,77 | 96,41 |
| 3 | 26,44 | - | 15,44 | 0,07 | 37,49 | 0,62 | 8,37 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 88,51 |
| 4 | 26,13 | 0,01 | 15,70 | 0,32 | 37,26 | 0,74 | 8,25 | 0,04 | 0,05 | 0,02 | 88,51 |
| 5 | 27,54 | 0,34 | 15,27 | 0,26 | 35,26 | 0,41 | 8,74 | 0,08 | 0,11 | 0,56 | 88,56 |
| 6 | 27,27 | 0,09 | 15,50 | 0,28 | 36,18 | 0,41 | 9,08 | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 89,05 |
| | 0 | | | Криста | аллохим | ический | і пересче | т | | | |
| 1ц | 2,92 | 0,22 | 1,16 | - | 1,91 | 0,04 | 0,80 | - | 0,03 | 0,92 | 8,00 |
| 1кр | 2,92 | 0,21 | 1,17 | - | 1,96 | 0,03 | 0,79 | - | 0,02 | 0,90 | 8,00 |
| 2ц | 2,92 | 0,27 | 1,16 | 0,02 | 1,86 | 0,02 | 0,79 | - | 0,06 | 0,89 | 8,00 |
| 2пр | 2,87 | 0,24 | 1,21 | 0,01 | 1,94 | 0,03 | 0,84 | - | 0,05 | 0,81 | 8,00 |
| 2кр | 2,93 | 0,24 | 1,18 | 0,01 | 1,86 | 0,03 | 0,80 | - | 0,04 | 0,91 | 8,00 |
| 3 | 2,96 | - | 2,04 | 0,01 | 3,52 | 0,06 | 1,40 | - | 0,01 | - | 10,00 |
| 4 | 2,93 | - | 2,08 | 0,03 | 3,50 | 0,07 | 1,38 | - | 0,01 | - | 10,00 |
| 5 | 3,07 | 0,03 | 2,00 | 0,02 | 3,28 | 0,04 | 1,45 | 0,01 | 0,02 | 0,08 | 10,00 |
| 6 | 3,02 | 0,01 | 2,02 | 0,02 | 3,35 | 0,04 | 1,50 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 10,00 |

Химический состав (в мас.%) биотита и хлорита в граните (Тын 101/2627 м) Из наиболее часто встречающихся акцессорных минералов в породе наблюдаются циркон, апатит и магнетит. Последний содержит структуры распада в виде ламеллей рутила и нередко слагает крупные зерна, размером до 1–2 мм, по всей матрице гранита. Апатит встречается в виде включений в породообразующих минералах (обычно в анните) и слагает мелкие хорошо ограненные индивиды, размером не более 0,5 мм. По данным химического состава относится к фторапатиту, так как содержит до 4,5–4,7 мас.% фтора. Циркон характеризуется призматическими индивидами, размером не более 0,5 мм по удлинению. Распылен по всей породе, но чаще встречается в матрице слюды. По данным микрозондового анализа (табл. 5.24) минерал характеризуется повышенными примесями иттрия (Y₂O₃ до 0,47 мас.%), урана (UO₂ до 0,27 мас.%) и тория (ThO₂ до 0,27 мас.%).

Таблица 5.24

| NN | UO_2 | ZrO_2 | ThO_2 | SiO_{2} | La_2O_3 | Ce_2O_3 | Y_2O_3 | Сумма |
|----|--------|---------|---------|--------------------|-----------|-----------|----------|--------|
| 1 | 0,27 | 66,26 | 0,27 | 32,53 | 0,03 | - | 0,33 | 99,70 |
| 2 | 0,06 | 67,38 | 0,05 | 32,53 | - | - | 0,06 | 100,07 |
| 3 | 0,21 | 66,34 | 0,16 | 32,43 | 0,02 | - | 0,27 | 99,43 |
| 4 | 0,11 | 65,72 | 0,08 | 32,73 | - | 0,04 | 0,47 | 99,16 |
| 5 | 0,09 | 66,07 | 0,04 | 32,64 | - | 0,02 | 0,20 | 99,06 |

Химический состав (в мас.%) циркона в граните (Тын 101/2627 м)

В срастаниях с цирконом и в виде самостоятельных выделений, размером до 30–40 мкм, встречаются индивиды торита (рис. 5.83) и торогуммита. По всей видимости, последний минерал образовался по зернам первичного акцессорного торита. В литературе подобные замещения часто упоминаются. Внешне торит от торогуммита абсолютно не отличим. По данным микрозондового анализа торогуммит (табл. 5.25, ан. 1–3, 5–7) отличается сложным составом и постоянным дефицитом суммы в 2–4%, а также характеризуется повышенными примесями урана (UO₂ до 17,2 мас.%), иттрия (Y_2O_3 до 11,5 мас.%), фосфора (P_2O_5 до 5,2 мас.%) и кальция (CaO до 1,7 мас.%). Интересно, что в срастаниях с цирконом минерал характеризуется повышенным содержанием циркония (ZrO₂ до 17,2 мас.%).

Присутствие фосфора в минерале хорошо коррелирует с содержанием кремния и, по всей видимости, сохранилось от первичного торита, так как в природе описаны ауэрлиты — ториты с высоким содержанием Р₉O₅ (до 10–15%) [Минералы, 1979]. Торит по своему химическому составу (табл. 5.25, ан. 4) практически ничем не отличается от торогуммита, за исключением хорошей суммы анализа и более высокого содержания кремнезема (SiO₂ до 18,6 мас.%). Именно это обстоятельство говорит о том, что данный торит также является продуктом вторичных изменений, которым подвергался первичный силикат тория.



Рисунок 5.83. Зерно торита (Tr) в ассоциации с биотитом (Bi) и калишпатом (Fsp) в матрице гранитоида Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Тын 101/2627 м

Таблица 5.25

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| UO_2 | 7,41 | 10,38 | 11,95 | 14,78 | 11,40 | 13,78 | 17,19 |
| $ m ZrO_2$ | 17,24 | - | 0,36 | - | - | - | 0,14 |
| ThO_{2} | 37,15 | 59,85 | 58,01 | 58,65 | 59,01 | 58,19 | 53,68 |
| SiO_2 | 15,47 | 17,44 | 18,00 | 18,59 | 17,73 | 18,24 | 18,08 |
| La ₂ O ₃ | 0,01 | 0,11 | 0,04 | 0,08 | 0,18 | 0,14 | - |
| Ce ₂ O ₃ | 0,27 | 0,34 | 0,28 | 0,30 | 0,38 | 0,23 | 0,17 |
| Y ₂ O ₃ | 11,51 | 5,88 | 5,34 | 3,81 | 3,25 | 4,38 | 4,65 |

Химический состав торогуммита и торита в граните (Тын 101/2627 м)

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | | | |
|-----------|---|---|--|--|---------------------|-------|-------|--|--|--|
| Nd_2O_3 | 0,13 | 0,28 | 0,19 | 0,28 | 0,25 | 0,21 | 0,18 | | | |
| Pr_2O_3 | 0,02 | 0,06 | - | 0,02 | - | 0,14 | - | | | |
| PbO | 0,13 | 0,24 | 0,10 | 0,19 | 0,24 | 0,16 | 0,12 | | | |
| CaO | 1,52 | 1,50 | 1,49 | 1,72 | 1,68 | 1,69 | 1,64 | | | |
| P_2O_5 | 5,16 | 2,08 | 1,66 | 1,25 | 1,14 | 1,39 | 1,48 | | | |
| Сумма | 96,01 | 98,15 | 97,42 | 99,68 | 95,26 | 98,57 | 97,33 | | | |
| | | Кри | сталлохимич | ческие форму | улы | | | | | |
| 1 | $(Th_{0,41}Zr_{0,41})$ | Y _{0,15} U _{0,08} Ca | $_{0,08}$) _{1,13} [(Si _{0,76} | $P_{0,11})_{0,87}O_4](0$ | DH) _{1,30} | | | | | |
| 2 | $(Th_{0,73}U_{0,12})$ | Ca _{0,09} Y _{0,08}) _{1,0} | $_{2}[(\mathrm{Si}_{0,93}\mathrm{P}_{0,05})]$ | 0,98 ⁰ ,98 ⁰ ,90 ⁴](OH) _{0,9} | 66 | | | | | |
| 3 | $(Th_{0,70}U_{0,14})$ | Y _{0,08} Ca _{0,08} Zr | $_{0,01}$) _{1,01} [(Si _{0,95} | $P_{0,04})_{0,99}O_4](0$ | DH) _{0,91} | | | | | |
| 4 | $(Th_{0,69}U_{0,17})$ | Ca _{0,10} Y _{0,05}) _{1,0} | $_{1}[(\mathrm{Si}_{0.96}\mathrm{P}_{0.03})]$ | _{0.99} О ₄] — тор | ОИТ | | | | | |
| 5 | $(Th_{0,72}U_{0,14})$ | $(Th_{0.72}U_{0.14}Ca_{0.10}Y_{0.05})_{1.01}[(Si_{0.96}P_{0.03})_{0.99}O_4](OH)_{1.71}$ | | | | | | | | |
| 6 | $(\text{Th}_{0.69}\text{U}_{0.16}\text{Ca}_{0.10}\text{Y}_{0.06})_{1.01}[(\text{Si}_{0.96}\text{P}_{0.03})_{0.99}\text{O}_4](\text{OH})_{0.50}$ | | | | | | | | | |
| 7 | $(Th_{0,65}U_{0,20})$ | Ca _{0,09} Y _{0,07}) _{1,0} | $_{1}[(\mathrm{Si}_{0.96}\mathrm{P}_{0.03})]$ | 0,99O ₄](OH) _{0,9} | 94 | | | | | |

Продолжение таблицы 5.25

Наряду с торитом и торогуммитом в породе была обнаружена мелкая вкрапленность уранового минерала, размером до 10–15 мкм. Он образует округлые и прожилковатые выделения (рис. 5.84) и, по всей видимости, является вторичным и переотложенным минералом.

Судя по морфологии зерен, его уже можно относить к настурану, аморфной и содержащей воду урановой смоле. Это же подтверждает химический состав минерала (табл. 5.26), из которого видно, что сумма минерала варьирует от 88 до 90 мас.% и в настуране, возможно, кроме воды еще присутствует уран в других валентных формах, таких как UO_3 и U_3O_8 . В пользу переотложенности уранового минерала говорит полное отсутствие в его составе тория и высокие примеси кремнезема (SiO₂ до 3,3 мас.%) и кальция (CaO до 4,1 мас.%). Появление вторичного уранового минерала можно объяснить разложением первичного монацита, так как в свою очередь по редкоземельному фосфату развиваются карбонаты редких земель, в которых практически не отмечается заметных количеств урана.

Из редкоземельных акцессорных минералов нами обнаружены чевкинит-(Ce) и синхизит-(Ce).

Чевкинит, редкоземельный титаносиликат, наблюдается в виде включений в разных породообразующих минералах, но часто тяготеет к лейстам биотита. Размер слабо удлиненных индивидов не превышает 20 мкм. Никаких вторичных изменений в минерале не отмечается, контакты с вмещающими индивидами четкие и резкие.



Рисунок 5.84. Зерно настурана (ярко-белый) в гранитоиде Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Тын 101/2627 м

Таблица 5.26

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| UO_2 | 79,21 | 80,59 | 80,23 | 79,22 | 79,87 | 80,85 |
| ThO_2 | 0,01 | - | - | - | - | - |
| PbO | 0,40 | 0,38 | 0,43 | 0,33 | 0,35 | 0,44 |
| Ce ₂ O ₃ | 0,31 | 0,22 | 0,22 | 0,23 | 0,23 | 0,21 |
| La ₂ O ₃ | 0,09 | 0,06 | - | - | 0,07 | 0,06 |
| Nd_2O_3 | 0,15 | 0,14 | 0,08 | 0,17 | 0,15 | 0,08 |
| Pr_2O_3 | 0,09 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,10 |
| SiO_2 | 3,25 | 2,59 | 2,75 | 2,81 | 2,83 | 2,76 |
| Y_2O_3 | 1,79 | 1,86 | 2,10 | 2,13 | 2,14 | 2,09 |
| CaO | 3,25 | 3,57 | 4,09 | 4,07 | 4,07 | 4,14 |
| ZrO_2 | 0,34 | 0,35 | 0,16 | 0,18 | 0,25 | 0,19 |
| P_2O_5 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,06 |
| Сумма | 88,98 | 90,00 | 90,12 | 89,22 | 90,15 | 90,98 |

Химический состав (в мас.%) настурана в граните (Тын 101/2627 м)

По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.27), минерал отличается сложным, но устойчивым химическим составом с преобладанием РЗЭ (до 40–42 мас.%), TiO, (до 15–16 мас.%), SiO, (до 20 мас.%) и FeO (до 11 мас.%), что позволяет его относить к чевкиниту. По резкому преобладанию церия среди РЗЭ относится к цериевой разновидности минерала. Из примесей установлены торий (ThO $_{_2}$ до 5,3 мас.%), цирконий (ZrO $_{_2}$ до 0,5 мас.%) и иттрий (Y $_{_{2}}\text{O}_{_{3}}$ до 1,1 мас.%). Судя по немного заниженной сумме анализов, чевкинит является слабо метамиктным и, скорее всего, содержит небольшое количество воды. При кристаллохимическом пересчете (на 13 катионов) минерала выявилось небольшое завышение значений в позиции кремния и, соответственно, занижение в позиции редких земель. Кроме того, установлено, что незначительная часть железа представлена в трехвалентной форме, так как компенсирует вакансию в позиции титана. Чевкинит как обычный акцессорный минерал встречается в щелочных гранитах, сиенитах и карбонатитах [McDowell, 1979 и др.], в последнее время был обнаружен в субщелочных риолитах и трахитах Восточно-Африканского рифта в Кении [Macdonald et al., 2002].

Таблица 5.27

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| UO_2 | 0,19 | 0,22 | 0,18 | 0,20 | 0,19 |
| ZrO_2 | 0,48 | 0,27 | 0,36 | 0,30 | 0,48 |
| ThO_{2} | 3,46 | 5,26 | 4,15 | 4,41 | 4,18 |
| SiO_2 | 20,05 | 19,76 | 19,82 | 19,91 | 20,06 |
| TiO ₂ | 15,74 | 15,27 | 15,33 | 15,29 | 15,57 |
| La_2O_3 | 10,68 | 10,63 | 11,05 | 10,87 | 10,75 |
| Ce_2O_3 | 20,45 | 20,46 | 20,87 | 20,61 | 20,40 |
| Nd_2O_3 | 6,75 | 6,60 | 6,62 | 6,50 | 6,68 |
| Pr_2O_3 | 1,95 | 1,84 | 1,93 | 1,86 | 1,92 |
| $\mathrm{Sm}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 0,89 | 0,68 | 0,66 | 0,73 | 0,77 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,25 | 0,21 | 0,20 | 0,23 | 0,26 |
| Gd_2O_3 | 0,64 | 0,53 | 0,60 | 0,46 | 0,55 |
| Y_2O_3 | 1,08 | 0,94 | 0,98 | 0,97 | 1,09 |
| PbO | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,07 |
| FeO | 10,53 | 10,89 | 10,77 | 10,71 | 10,82 |

Химический состав (в мас.%) чевкинита-(Се) в граните (Тын 101/2627 м)

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | | | |
|-----------------------------|--|--|------------------------------------|---|---------------------|--|--|--|--|
| MgO | 0,22 | 0,25 | 0,23 | 0,24 | 0,23 | | | | |
| CaO | 2,85 | 2,45 | 2,56 | 2,56 | 2,90 | | | | |
| P_2O_5 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | | | | |
| Nb_2O_5 | 1,39 | 1,21 | 1,30 | 1,30 | 1,35 | | | | |
| Сумма | 97,70 | 97,58 | 97,73 | 97,27 | 98,33 | | | | |
| Кристаллохимические формулы | | | | | | | | | |
| 1 | $\frac{(Ce_{0,91}Ca_{0,74}La_{0,48}Nd_{0,29}Th_{0,19}Pr_{0,09}Y_{0,07}Sm_{0,04}Gd_{0,03}Eu_{0,01}U_{0,01})_{2,86}(Fe_{2,15}Mg_{0,08})_{2,23}}{(Ti_{2,88}Nb_{0,08}Zr_{0,05})_{3,02}Si_{4,89}O_{22}}$ | | | | | | | | |
| 2 | $\frac{1000}{(Ce_{0.93}Ca_{0.65}La_{0.48}Th_{0.30}Nd_{0.29}Pr_{0.08}Y_{0.06}Sm_{0.03}Gd_{0.02}Eu_{0.01}U_{0.01})_{2,86}(Fe_{2,18}Mg_{0.09})_{2,27}} (Ti_{2,88}Nb_{0.07}Fe_{0.07}Zr_{0.02})_{2,00}Si_{4,27}O_{22}$ | | | | | | | | |
| 3 | $\frac{1}{3} \frac{(Ce_{0,94}Ca_{0,68}La_{0,50}Nd_{0,29}Th_{0,23}Pr_{0,09}Y_{0,06}Sm_{0,03}Gd_{0,03}Eu_{0,01}U_{0,01})_{2,87}(Fe_{2,15}Mg_{0,08})_{2,23}}{(Ti_{2,84}Nb_{0,07}Fe_{0,05}Zr_{0,04})_{3,00}Si_{4,88}O_{22}}$ | | | | | | | | |
| 4 | $\frac{(Ce_{_{0,93}}Ca_{_{0,68}}La_{_{0,48}}Nd_{_{0,29}}Th_{_{0,25}}Pr_{_{0,08}}Y_{_{0,06}}Sm_{_{0,03}}Gd_{_{0,02}}Eu_{_{0,01}}U_{_{0,01}})_{_{2,86}}(Fe_{_{2,14}}Mg_{_{0,08}})_{_{2,23}}}{(Ti_{_{2,83}}Nb_{_{0,07}}Fe_{_{0,07}}Zr_{_{0,03}})_{_{3,00}}Si_{_{4,91}}O_{_{22}}}$ | | | | | | | | |
| 5 | $\begin{array}{c} (\mathrm{Ce}_{0,91}\mathrm{Ca}_{0,76}\mathrm{La}_{0,7}\\ (\mathrm{Ti}_{2,84}\mathrm{Nb}_{0,08}\mathrm{Fe}_{0,0} \end{array}$ | $\overline{\mathbf{A}_{48}^{48} \mathrm{Nd}_{0,29}^{} \mathrm{Th}_{0,23}^{} \mathrm{Pr}_{0,0}}_{5} \mathrm{Zr}_{0,03}^{} \mathrm{J}_{3,00}^{} \mathrm{Si}_{4,86}^{} \mathrm{O}_{22}^{} \mathrm{Si}_{22}^{} $ | ${}_{9}Y_{0,07}Sm_{0,03}Gd_{0,02}$ | $\mathrm{Eu}_{0,01}\mathrm{U}_{0,01}$) _{2,90} (Fe | $Mg_{0,08})_{2,24}$ | | | | |

Продолжение таблицы 5.27

Синхизит-(Се) установлен нами в виде небольших округлых и слабо удлиненных индивидов, которые, судя по форме выделений, раньше являлись зернами первичного монацита. Кроме того, в открытых трещинах слагает радиально-лучистые и сноповидные агрегаты, состоящие из пластинчатых индивидов (рис. 5.85). Размер скоплений достигает 200-300 мкм. Состав карбоната довольно устойчивый (см. табл. 5.28) и достаточно хорошо пересчитывается на формулу синхизита. По данным микрозондового анализа, минерал относится к цериевой разновидности и, кроме редких земель (в сумме РЗЭ достигает 40 мас.%) с кальцием (СаО до 21 мас.%), содержит значительные примеси иттрия (Y₂O₃ до 6,2 мас.%) и тория (ThO₂ до 0,5 мас.%). По данным кристаллохимического пересчета, в карбонате отмечается избыток в позиции кальция и, соответственно, дефицит в позиции редкоземельных элементов. Вследствие этого часть кальция для стехиометрии была использована на компенсацию дефицита в позиции РЗЭ. В целом, синхизит достаточно часто встречается в редкометалльных и щелочных гранитоидах, а также пегматитах, при этом обычно развивается по акцессорному первичному монациту.

Исходя из изучения минералогии и петрографии пород Тыньярской площади, можно сказать, что кислые вулканиты и гранитоиды подверглись более или менее выраженным низкотемпературным изменениям,

при которых биотит подвергся хлоритизации, основная часть полевых шпатов — пелитизации, а также были уничтожены некоторые первичные урансодержащие акцессорные минералы (монацит, торит и т. д.). Возможно, это связано с метасоматическим процессом аргиллизации, которая практически постоянно присутствует в вулкано-плутонических структурах. Вполне вероятно, что время наложения аргиллизации совпадает с полученными датировками явно вторичного настурана (36–41±3 млн лет). Установленная редкометалльная и редкоземельная минерализация (торит, орогуммит, настуран, бастнезит, синхизит, чевкинит и др.) является типоморфной для субщелочных и щелочных кислых пород. Это же утверждение касается породообразующего эгирина из субвулканических пород.



Рисунок 5.85. Скопления редкоземельного карбоната (Sync) в агрегате калишпата (Fsp) и плагиоклаза (Plg) в гранитоиде Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Тын 101/2627 м

Таким образом, сопоставляя петрографическое описание двух скважин (101 и 100) и учитывая их географическую сближенность, можно полагать, что мы имеем дело с единой вулкано-плутонической структурой.

Таблица 5.28

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | | | |
|--------------------------------|---|---|-------------------------------------|--|-------|--|--|--|--|
| SiO_2 | 1,31 | 0,08 | 0,06 | 0,25 | 0,16 | | | | |
| ThO_2 | 0,16 | 0,11 | 0,19 | 0,21 | 0,46 | | | | |
| UO_2 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,10 | 0,02 | | | | |
| Ce_2O_3 | 19,32 | 19,19 | 19,36 | 20,56 | 19,32 | | | | |
| La_2O_3 | 7,51 | 8,30 | 7,57 | 8,21 | 8,79 | | | | |
| Nd_2O_3 | 9,11 | 9,04 | 8,82 | 9,01 | 7,60 | | | | |
| Pr_2O_3 | 2,86 | 2,43 | 2,24 | 2,17 | 2,30 | | | | |
| Sm_2O_3 | 1,24 | 1,21 | 0,98 | 1,26 | 0,69 | | | | |
| Eu ₂ O ₃ | 0,52 | 0,48 | 0,51 | 0,57 | 0,38 | | | | |
| Y ₂ O ₃ | 5,97 | 5,71 | 5,57 | 6,19 | 5,17 | | | | |
| PbO | 0,05 | 0,06 | 0,02 | - | 0,03 | | | | |
| CaO | 20,28 | 21,16 | 21,02 | 20,32 | 19,69 | | | | |
| F | 4,62 | 6,76 | 6,13 | 5,45 | 5,57 | | | | |
| $O\equiv F_2$ | -1,95 | -2,85 | -2,58 | -2,29 | -2,35 | | | | |
| Сумма | 71,03 | 71,68 | 69,93 | 72,00 | 67,82 | | | | |
| | | Кристаллохим | иические формули | 51 | | | | | |
| 1 | Ca _{1,00} (Ca _{0,36} Ce _{0,} | ${}_{22}Y_{0,10}Nd_{0,10}La_{0,09}$ | $Si_{0.08}Pr_{0.03}Sm_{0.02}E$ | $(\mathrm{CO}_{3})_{1,00}$ | 91 | | | | |
| 2 | $Ca_{1.00}(Ca_{0.43}Ce_{0.22}Y_{0.10}Nd_{0.10}La_{0.10}Pr_{0.03}Sm_{0.01}Eu_{0.01})_{1.00}(CO_{3})_{2}F_{1.35}$ | | | | | | | | |
| 3 | $Ca_{1.00}(Ca_{0.43}Ce_{0.23}Y_{0.10}Nd_{0.10}La_{0.09}Pr_{0.03}Sm_{0.01}Eu_{0.01})_{1.00}(CO_{3})_{2}F_{1.24}$ | | | | | | | | |
| 4 | Ca _{1,00} (Ca _{0,39} Ce _{0,} | ²⁴ Y _{0,11} Nd _{0,10} La _{0,10} | $Pr_{0,03}Si_{0,01}Sm_{0,01}E$ | $(CO_3)_2F_{1,00}$ | 09 | | | | |
| 5 | $Ca_{1,00}(Ca_{0,41}Ce_{0,6})$ | La 1, Y 00 Nd 00 | $\Pr_{0,0}Sm_{0,0}Th_{0,0}Sm_{0,0}$ | $Si_{0,01})_{1,00}(CO_{2})_{2}F_{1,1}$ | 7 | | | | |

Химический состав (в мас.%) синхизита-(Се) в граните (Тын 101/ 2627 м)

Акцессорная минерализация осадочных пород востока ХМАО

Отдельные данные по акцессорной минералогии из осадочных пород востока XMAO были перенесены в раздел 5.3 (определение абсолютного возраста обломочного монацита), так как для них было сделано химическое Th–U–Pb-датирование.

Минералогия осадочных пород Тыньярской площади из скважин 100 и 101

Образец Тын 100/1873–1874,6 м. В алевролите установлена сульфидная вкрапленность, в основном сложенная пиритом, изредка встречаются мелкие зерна (до 50 мкм) среднежелезистого сфалерита. Состав сульфида цинка следующий (в мас.%): S — 33,36; Fe — 7,21; Zn — 60,32; сумма — 100,89. Других сульфидных минералов в породе не отмечалось.

В алевролите постоянно отмечается детритовый (обломочный) монацит, очень мелких размеров, до 5 мкм. Характерной особенностью зерен является изометричный (вплоть до округлого) облик, что, по всей видимости, говорит о высокой степени окатанности минерала. К сожалению, химический состав минерала определить не удалось, из-за небольших размеров зерен и продолжительной времени экспозиции (так как необходимо провести анализ большого количества элементов) пучок электронов пробивает их насквозь и в результате состав монацита сильно искажается.

Образец Тын 101/2207 м. В коричневатом алевролите с аргиллитовыми прослойками установлена сульфидная вкрапленность, также сложенная в основном пиритом и небольшим присутствием индивидов сфалерита. Состав сульфида цинка отличается более низкой железистостью по сравнению со своим аналогом из скважины Тын 100 (в мас.%): S — 32,96; Fe — 3,05; Zn — 63,15; сумма — 99,16.

В отдельных прожилках, мощностью до 2 мм, сложенных кварц-карбонатным материалом отмечаются редкие зерна самородного золота (рис. 5.86). Их размер не превышает 10–15 мкм. Золотины по всем признакам отличаются закатанными краями и, по всей видимости, испытывали незначительный перенос от коренного источника. По данным микрозондового анализа металл (табл. 5.29) отличается своей чистотой и практически не содержит примесей, из наиболее значимых можно упомянуть медь (до 0,12 мас.%) и серебро (до 0,09 мас.%).

Минералогия осадочных пород из скважины Пылькараминская 2р

Образец Пыл 2р/2597 м. В алевролите установлена сульфидная вкрапленность, сложенная в основном пиритом и халькопиритом, изредка встречаются крупные зерна слабожелезистого сфалерита. Состав сульфида цинка следующий (в мас.%): S — 32,77; Fe — 1,43; Zn — 65,26; сумма — 99,46. Кроме того, по всей матрице породы наблюдается тонко распыленный мелкий галенит, по составу чистый, без примесей.



Рисунок 5.86. Самородное золото (ярко-белое) в осадочной породе Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. Тын 101/2207 м

Таблица 5.29

Химический состав (в мас.%) самородного золота из скважины Тын 101/2207 м

| Точки | Cu | As | Ag | Hg | Au | Сумма |
|-------|------|------|------|------|--------|--------|
| 1 | 0,09 | 0,01 | 0,03 | - | 99,21 | 99,34 |
| 2 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,02 | 100,11 | 100,29 |
| 3 | 0,11 | 0,01 | 0,07 | - | 99,56 | 99,75 |
| 4 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 99,78 | 99,93 |
| 5 | 0,12 | 0,02 | 0,09 | 0,01 | 100,03 | 100,17 |
| 6 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | - | 99,63 | 99,78 |

Минералогия осадочных пород из скважины Гранатовая 18

Образец Гра 18/2908 м. В мелкозернистом песчанике установлена богатая сульфидная вкрапленность, сложенная в основном пиритом и халькопиритом, изредка встречаются крупные зерна слабо-железистого сфалерита. Состав сульфида цинка следующий (в мас.%): S — 32,97; Fe — 3,29; Zn — 64,66; сумма — 100,92. Кроме того, по всей матрице породы наблюдаются крупные зерна галенита, до 1 мм, по составу чистые, с небольшой примесью серебра (до 0,56 мас.%) и висмута (до 0,44 мас.%).

Наряду с галенитом в породе отмечаются мелкие зерна (до 10 мкм) самородного серебра, причем металл тяготеет к местам скопления сульфида свинца. Учитывая, что галенит содержит примесь серебра, то оба минерала переотлагались из одного и того же источника вещества, возможно, из кварц-сульфидных жил связанных с кислым гранитоидным магматизмом. По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.30) серебро отличается своей чистотой и из существенных примесей можно отметить только небольшое количество железа (до 0,5 мас.%).

Таблица 5.30

| Элементы | Ag | Fe | Cu | Zn | Hg | Au | Сумма |
|----------|-------|------|------|------|------|------|--------|
| 1 | 99,19 | 0,46 | 0,05 | 0,07 | 0,01 | 0,07 | 99,85 |
| 2 | 99,37 | 0,35 | 0,08 | 0,08 | - | 0,04 | 99,98 |
| 3 | 98,12 | 0,42 | 0,04 | 0,07 | 0,03 | 0,05 | 98,73 |
| 4 | 98,83 | 0,29 | - | - | 0,02 | 0,02 | 99,16 |
| 5 | 99,44 | 0,52 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 100,10 |
| 6 | 98,95 | 0,43 | 0,02 | 0,11 | - | 0,08 | 99,59 |
| 7 | 98,87 | 0,38 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 99,45 |

Химический состав (в мас.%) серебра в песчанике Гра 18/2908 м

Из других обломочных минералов отмечается значительное количество рутила и циркона, причем последний минерал обладает вполне крупными размерами (до 1–2 мм) и вполне хорошо сохранившейся кристаллографической огранкой. Это говорит о слабом переносе материала от размываемого коренного источника.

Минералогия осадочных пород из скважины Сыхтинская 500

Образец Сых 500/3329,5 м. В углисто-кремнистом полосчатом алевролите установлена богатая сульфидная вкрапленность, сложенная в основном пиритом, который слагает вытянутые, возможно, конкреционные образования длиной до 1–1,5 см. По составу сульфид железа не содержит каких-либо примесей. Изредка в породе встречаются небольшие зерна (до 100 мкм) слабожелезистого сфалерита. Состав сульфида цинка следующий (в мас.%): S — 33,52; Fe — 4,04; Zn — 62,17; сумма — 99,73. Кроме того, по всей матрице породы наблюдаются небольшие зерна галенита, до 50–100 мкм, по составу чистые, с небольшой примесью серебра (до 0,34 мас.%). При этом попутное самородное серебро не было обнаружено.

Минералогия осадочных пород из скважины Кулынъигольская 30

Образец Кул 30/2700 м. В песчанике установлена убогая сульфидная вкрапленность, сложенная в основном обломочным пиритом, в редких случаях фрамбоидальным (аутигенным). Последние образования могут быть марказитом. Никаких других сульфидов или самородных металлов в породе не отмечалось.

Кроме того, в песчанике постоянно отмечается детритовый (обломочный) монацит, очень мелкого размера, не более 15 мкм. Минерал слагает зерна изометричной до округлой формы, а это значит, что происходил значительный переноса вещества. В основной массе монацит по данным химического состава достаточно однороден и представлен цериевой разновидностью (см. табл. 5.31). Из существенных примесей в минерале отмечаются лантан (La₂O₃ до 18 мас.%), неодим (Nd₂O₃ до 11 мас.%), празеодим (\Pr_2O_3 до 3,8 мас.%) и торий (ThO₂ до 2 мас.%). К сожалению, содержание радиоактивных компонентов в монаците крайне низко, не более 2 мас.%, что отразилось в слабом накоплении радиогенного свинца.

Минералогия осадочных пород из скважины Колынигольская 26

Образец КИг 26/2950 м. В алевролите установлена небольшая сульфидная вкрапленность, сложенная в основном обломочным и фрамбоидальным (аутигенным) пиритом. Некоторая часть сульфида, возможно, является марказитом. Кроме того, в матрице породы изредка наблюдается тонко распыленный мелкий галенит, по составу чистый, без каких-либо примесей. Никаких других сульфидов или самородных металлов в породе не отмечалось.

Таблица 5.31

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| ThO_2 | 0,41 | 1,52 | 0,54 | 0,81 | 0,67 | 1,92 | 0,87 |
| UO_2 | 0,13 | 0,03 | 0,12 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,02 |
| SiO_2 | 0,22 | 0,89 | 2,98 | 4,81 | 0,71 | 0,30 | 0,91 |
| Ce ₂ O ₃ | 30,38 | 34,25 | 25,54 | 34,32 | 34,80 | 33,69 | 34,08 |
| La_2O_3 | 16,04 | 16,30 | 9,78 | 17,94 | 17,74 | 13,95 | 17,36 |
| Pr_2O_3 | 3,25 | 3,10 | 2,52 | 3,19 | 3,21 | 3,74 | 3,20 |
| Nd_2O_3 | 10,03 | 9,72 | 10,06 | 7,37 | 8,62 | 10,81 | 9,59 |
| $\mathrm{Sm}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 1,68 | 1,05 | 1,21 | 0,83 | 0,67 | 1,55 | 0,86 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,02 | 0,16 | - | 0,20 | 0,08 | 0,16 | 0,13 |
| Gd_2O_3 | 1,47 | 0,38 | 0,71 | 0,59 | 0,74 | 0,57 | 0,66 |
| Y_2O_3 | 2,57 | 0,17 | 0,15 | 0,23 | 0,27 | 0,09 | 0,26 |
| CaO | 0,32 | 0,25 | 8,37 | 1,56 | 1,51 | 0,93 | 1,51 |
| PbO | 0,01 | - | 0,02 | - | - | - | - |
| P_2O_5 | 30,19 | 29,21 | 26,56 | 29,20 | 29,80 | 29,14 | 29,70 |
| Сумма | 96,72 | 97,03 | 88,56 | 101,07 | 98,85 | 96,88 | 99,15 |

Химический состав (в мас.%) монацита из песчаника (обр. Кул 30/2700 м)

Кроме того, в алевролите постоянно отмечается детритовый (обломочный) монацит, очень мелкого размера, не более 20–25 мкм. Минерал слагает зерна изометричной до округлой формы, а это значит, что происходил значительный переноса вещества. Монацит по данным микрозондового анализа отличается разнородным составом, но представлен цериевой разновидностью (см. табл. 5.32). Из существенных примесей в минерале отмечаются лантан (La₂O₃ от 8 до 18 мас.%), неодим (Nd₂O₃ от 7 до 16 мас.%), празеодим (Pr₂O₃ от 3 до 4,5 мас.%) и торий (ThO₂ от следов до 2,5 мас.%). К сожалению, содержание радиоактивных компонентов в монаците крайне низко, не более 2,5 мас.%, а свинца меньше, чем его предел обнаружения. Вследствие этого провести расчет химического датирования не

получилось. Резко отличные друг от друга монациты показывают, что осадочная порода формировалась за счет разрушения и переотложения разных источников вещества.

Таблица 5.32

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SO ₃ | 1,05 | 0,85 | - | - |
| ThO_2 | 2,45 | 2,06 | 0,24 | 0,35 |
| UO_2 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 |
| SiO_2 | 0,15 | 0,16 | 0,11 | 0,64 |
| Ce ₂ O ₃ | 30,14 | 30,34 | 36,33 | 35,44 |
| La ₂ O ₃ | 8,50 | 8,38 | 17,72 | 18,06 |
| Pr_2O_3 | 4,47 | 4,46 | 2,98 | 3,07 |
| Nd_2O_3 | 16,29 | 15,89 | 7,39 | 7,34 |
| Sm_2O_3 | 2,37 | 2,41 | 1,09 | 1,14 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,35 | 0,24 | 0,32 | 0,22 |
| Gd_2O_3 | 0,86 | 0,86 | 0,84 | 0,84 |
| Y ₂ O ₃ | 0,37 | 0,35 | 0,31 | 0,40 |
| CaO | 1,71 | 1,53 | 0,08 | 0,10 |
| P_2O_5 | 29,06 | 28,96 | 30,50 | 29,87 |
| Сумма | 97,79 | 96,49 | 97,92 | 97,50 |

Химический состав (в мас.%) монацита из алевролита (обр. КИг 26/2950 м)

Минералогия осадочных пород из скважины Южно-Ларъякская 28

Образец ЮЛар 28/2700 м. В алевролите установлена обильная сульфидная вкрапленность, сложенная в основном обломочным и фрамбоидальным (аутигенным) пиритом. Некоторая часть сульфида, возможно, является марказитом. В отдельных случаях наблюдаются мелкие зерна халькопирита и сфалерита. Последний минерал характеризуется невысоким содержанием железа (до 4,35 мас.%). Кроме того, в матрице породы изредка наблюдаются отдельные зерна мелкого галенита (до 50 мкм) с небольшой примесью серебра (до 0,63 мас.%).

В породе отмечаются небольшие прожилки кальцита, в которых наблюдаются мелкие включения самородного серебра (до 5 мкм), обычно в ассоциации с зернами галенита. По данным микрозондового анализа (табл. 5.33) серебро отличается своей чистотой и из существенных примесей можно отметить только небольшое количество железа (до 0,7 мас.%), ртути (до 0,15 мас.%) и золота (до 0,16 мас.%).

Таблица 5.33

| Элементы | Ag | Fe | Cu | Hg | Au | Сумма |
|----------|-------|------|------|------|------|--------|
| 1 | 99,47 | 0,38 | 0,03 | 0,11 | 0,14 | 100,13 |
| 2 | 99,22 | 0,26 | 0,02 | 0,15 | 0,16 | 99,81 |
| 3 | 98,78 | 0,67 | 0,03 | 0,14 | 0,10 | 99,72 |
| 4 | 98,96 | 0,58 | - | 0,07 | 0,09 | 99,70 |
| 5 | 99,34 | 0,23 | 0,04 | 0,09 | 0,15 | 99,85 |

Химический состав (в мас.%) серебра в алевролите ЮЛар 28/2700 м

Кроме того, в прожилках кальцита, обычно в зальбандах жилы, нередко наблюдаются скопления редкоземельных карбонатов, образующих радиально-лучистые и сноповидные агрегаты, размером до 100–150 мкм (рис. 5.87). По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.34) индивиды карбоната отличаются устойчивым составом и, судя по соотношению кальция, редких земель и фтора относится к цериевой разновидности рентгенита — Ca₂(Ce,La)₃(CO₃)₅F₃. В целом, это редкий карбонат, поэтому необходимо продолжить его изучение.

Появление редкоземельных карбонатов в породе говорит о том, что обломочный монацит был растворен, и значительная часть редких земель сформировала новую отдельную минеральную фазу.

Минералогия осадочных пород из скважины Верхне–Сабунская 9

Было изучено четыре образца осадочных пород из данной скважины. Образец BCaб 9/2920–2924 м. В углисто-кремнистой породе установлена обильная сульфидная вкрапленность, сложенная в основном крупными скоплениями пирита. Некоторая часть сульфида, возможно, является марказитом. В отдельных случаях наблюдаются мелкие зерна халькопирита, размером до 100 мкм. Все сульфиды отличаются отсутствием каких-либо примесей.



Рисунок 5.87. Скопление редкоземельного карбоната (Rent) в кальцитовой (Cc) жиле Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. ЮЛар 28/2700 м

Таблица 5.34

| NN | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CaO | 14,50 | 14,91 | 13,36 | 14,40 | 15,08 | 13,76 | 13,95 | 14,63 | 13,75 | 12,60 |
| Ce_2O_3 | 22,70 | 22,67 | 21,56 | 22,23 | 22,98 | 21,23 | 21,51 | 21,82 | 21,25 | 20,68 |
| La_2O_3 | 12,82 | 13,31 | 12,19 | 12,55 | 13,19 | 11,79 | 11,89 | 12,34 | 11,76 | 11,10 |
| Pr_2O_3 | 2,43 | 2,27 | 2,37 | 2,21 | 2,59 | 2,47 | 2,07 | 2,66 | 1,67 | 0,59 |
| $\mathrm{Nd}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 9,99 | 9,77 | 9,22 | 9,50 | 10,31 | 9,34 | 9,09 | 9,54 | 9,32 | 8,51 |
| Eu ₂ O ₃ | 0,54 | 0,46 | 0,73 | 0,54 | 0,63 | 0,58 | 0,80 | 0,76 | 0,69 | 0,59 |
| $\mathrm{Sm}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 0,23 | 0,41 | 0,39 | - | 0,57 | - | 0,03 | 0,23 | 0,26 | 0,36 |
| Dy_2O_3 | - | - | - | - | - | 0,06 | - | - | - | - |
| $\mathrm{Gd}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 0,76 | 0,44 | 0,57 | 0,66 | 0,66 | 0,81 | 0,59 | 0,81 | 0,50 | 0,76 |
| | 0,08 | 0,15 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,16 | 0,01 | 0,06 | 0,08 |
| F | 6,80 | 6,27 | 6,49 | 7,12 | 5,97 | 6,04 | 6,41 | 5,95 | 6,15 | 5,91 |
| Сумма | 70,85 | 70,65 | 66,93 | 69,25 | 71,99 | 66,11 | 66,50 | 68,76 | 65,40 | 61,18 |

Состав (в мас.%) РЗЭ-карбоната из алевролита (обр. ЮЛар 28/2700 м)

В прожилках кальцита, которые цементируют зоны дробления породы, нередко наблюдаются скопления редкоземельных карбонатов, образующих радиально-лучистые и сноповидные агрегаты, размером до 200– 300 мкм (рис. 5.88). По данным микрозондового анализа (см. табл. 5.35) индивиды карбоната отличаются устойчивым составом и, судя по соотношению кальция, редких земель и фтора относится к цериевой разновидности синхизита — CaCe(CO₃)₂F. Появление редкоземельного карбоната в породе говорит о том, что обломочный монацит был растворен, и значительная часть редких земель сформировала новую отдельную минеральную фазу.



Рисунок 5.88. Скопления редкоземельного карбоната (Sync) в ассоциации с кальцитом (Cc) и пиритом (Py) в алевролите Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. ВСаб 9/2924 м

Провести химическое датирование РЗЭ-карбоната не получилось, так как в нем практически нет радиоактивных компонентов и радиогенного свинца.

Образец ВСаб 9/3031 м. В углисто-кремнистой породе установлена обильная сульфидная вкрапленность, сложенная в основном крупными гексаэдрами кристаллами пирита, а также фрамбоидами марказита (пирита). В отдельных случаях наблюдаются мелкие зерна халькопирита и галенита, размером до 50 мкм. Оба сульфида не содержат каких-либо примесей. В отдельных случаях наблюдаются мелкие зерна сфалерита, размером до 25 мкм. Сульфид цинка характеризуется невысоким содержанием железа (до 3,89 мас.%).

Таблица 5.35

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CaO | 17,13 | 16,89 | 16,85 | 17,20 | 16,84 | 16,78 | 16,99 | 16,80 | 14,74 | 17,17 |
| Ce_2O_3 | 19,18 | 21,28 | 22,02 | 20,04 | 20,43 | 21,21 | 20,47 | 19,31 | 19,10 | 20,72 |
| La_2O_3 | 10,42 | 13,08 | 13,82 | 11,08 | 13,20 | 12,72 | 11,92 | 12,00 | 11,63 | 12,94 |
| Pr_2O_3 | 2,74 | 2,20 | 1,61 | 2,79 | 2,70 | 2,72 | 2,21 | 2,17 | 2,60 | 2,48 |
| Nd_2O_3 | 11,08 | 7,20 | 5,81 | 11,07 | 10,65 | 10,29 | 11,08 | 11,06 | 8,92 | 10,04 |
| Eu ₂ O ₃ | 1,07 | 0,69 | 0,44 | 0,94 | 0,68 | 0,68 | 0,97 | 0,61 | 0,56 | 1,26 |
| Sm_2O_3 | 0,72 | - | - | 0,88 | 0,96 | 0,31 | 0,72 | 1,75 | 0,52 | 0,13 |
| Dy_2O_3 | 0,90 | 0,15 | 0,38 | 0,44 | - | 0,33 | - | 0,44 | 0,25 | 0,37 |
| $\mathrm{Gd}_{2}\mathrm{O}_{3}$ | 1,92 | 0,78 | 1,18 | 1,17 | 1,59 | 0,94 | 1,68 | 2,37 | 0,89 | 1,46 |
| PbO | 0,09 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,06 |
| UO_2 | - | 0,03 | - | - | - | - | - | 0,08 | 0,05 | - |
| F | 6,34 | 6,58 | 6,62 | 6,47 | 6,28 | 6,42 | 6,20 | 6,82 | 6,92 | 6,34 |
| Сумма | 71,58 | 68,89 | 68,72 | 72,08 | 73,33 | 72,40 | 72,25 | 73,43 | 66,17 | 72,96 |

Состав (в мас.%) РЗЭ-карбоната из алевролита (обр. ВСаб 9/2924 м)

В срастании с пиритом иногда наблюдаются мелкие выделения металлического сплава цинка и меди. Состав (в мас.%) следующий: Zn — 36,64, Cu — 59,85, Fe — 0,81, S — 0,73, Si — 0,68, сумма — 98,73. По данным пересчета минерал хорошо подходит к латуни — Cu₃Zn₂. Подобные сплавы характерны для базитовых комплексов.

В прожилках кальцита отмечаются мелкие зерна акантита — сульфида серебра (Ag₂S). По данным микрозондовых анализов минерал чистый, содержит только серебро и серу. Этот минерал характерен для низкотемпературных гидротермальных жил и, возможно, образовался по зернам первичного самородного серебра.

Кроме того, в матрице породы наблюдаются мелкие индивиды самородного золота до 15 мкм (рис. 5.89), обычно в ассоциации с зернами пирита. По данным микрозондового анализа золото немного загрязнено (см. табл. 5.36) и из существенных примесей можно отметить только небольшое количество ртути (до 1 мас.%) и серебра (до 2 мас.%).



Рисунок 5.89. Самородное золото (Au) и пирит (Py) в осадочной породе Фото BSE, CAMECA SX 100. Обр. BCaб 9/3031 м

Таблица 5.36

Химический состав (в мас.%) самородного золота из скважины BCaб 9/3031 м

| Точки | Cu | As | Ag | Hg | Au | Сумма |
|-------|------|------|------|------|-------|--------|
| 1 | 0,21 | 0,10 | 1,68 | 0,86 | 97,23 | 100,08 |
| 2 | 0,35 | 0,13 | 1,95 | 0,92 | 97,15 | 100,50 |
| 3 | 0,12 | 0,21 | 1,87 | 0,77 | 96,38 | 99,35 |
| 4 | 0,14 | 0,16 | 2,03 | 0,83 | 96,42 | 99,58 |
| 5 | 0,17 | 0,09 | 1,75 | 0,96 | 97,19 | 100,16 |

Образец ВСаб 9/3045 м. В углисто-кремнистой породе установлена обильная сульфидная вкрапленность, сложенная в основном крупными кристаллами пирита, а также фрамбоидами марказита (или пирита). В отдельных случаях наблюдаются мелкие зерна халькопирита и сфалерита, размером до 100 мкм. Сульфид цинка характеризуется присутствием невысоких количеств железа (до 5,77 мас.%) и меди (до 3,67 мас.%). Примесь меди указывает, что сфалерит содержит структуры распада в виде ламелей халькопирита. Подобный распад характерен для высокотемпературных сульфидов цинка и часто встречается в базитовых комплексах.

Так же, как и в породе расположенной выше по скважине на 14 м, в матрице породы наблюдаются мелкие индивиды самородного золота (только более тонкого и размером до 5 мкм), обычно в ассоциации с зернами пирита. По данным микрозондового анализа золото также немного загрязнено (см. табл. 5.37) и из существенных примесей можно отметить только небольшое количество ртути (до 1 мас.%) и серебра (до 1 мас.%).

Таблица 5.37

| Точки | Cu | As | Ag | Hg | Au | Сумма |
|-------|------|------|------|------|-------|--------|
| 1 | 0,33 | 0,05 | 1,06 | 0,93 | 97,56 | 99,93 |
| 2 | 0,46 | 0,09 | 0,93 | 1,12 | 96,34 | 98,94 |
| 3 | 0,53 | 0,11 | 0,89 | 1,04 | 97,49 | 100,06 |
| 4 | 0,44 | 0,12 | 1,07 | 0,99 | 97,63 | 100,25 |

Химический состав (в мас.%) самородного золота из скважины BCaб 9/3045 м

Образец ВСаб 9/3100 м. В углисто-кремнисто-карбонатной породе установлена обильная сульфидная вкрапленность, сложенная в основном крупными кристаллами пирита, а также фрамбоидами марказита (или пирита). В отдельных случаях наблюдаются мелкие зерна сфалерита, размером до 70 мкм. Сульфид цинка характеризуется присутствием невысоких количеств железа (до 3,24 мас.%) и меди (до 1,36 мас.%). Примесь меди указывает, что сфалерит содержит структуры распада в виде ламелей халькопирита. Подобный распад характерен для высокотемпературных сульфидов цинка и часто встречается в базитовых комплексах.

Кроме того, в матрице породы наблюдаются мелкие индивиды самородной меди (до 35–40 мкм). По данным микрозондового анализа медь достаточно чистая (см. табл. 5.38), и из существенных примесей можно отметить только небольшое количество цинка (до 1,4 мас.%). Присутствие меди в осадочной породе также говорит о том, что источником вещества для осадка могли послужить базитовые комплексы.

Таблица 5.38

| Точки | Cu | Au | Ag | Hg | Zn | Сумма |
|-------|-------|------|------|------|------|-------|
| 1 | 98,42 | - | 0,13 | - | 0,56 | 99,11 |
| 2 | 98,49 | 0,09 | 0,18 | 0,03 | 0,79 | 99,57 |
| 3 | 97,59 | - | - | 0,05 | 1,41 | 99,05 |
| 4 | 98,33 | 0,05 | 0,14 | 0,16 | 0,86 | 99,54 |
| 5 | 97,34 | 0,02 | 0,07 | 0,05 | 1,34 | 98,82 |

Химический состав (в мас.%) самородной меди из скважины BCaб 9/3100 м

В карбонатных обособлениях осадочной породы отмечаются крупные дендритовидные (или скелетные) обособления барита. Он достаточно уверенно определяется под микрозондом и кроме бария и серы содержит небольшую примесь стронция (SrO до 1,87 мас.%).
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОКА ХМАО)

Доюрский комплекс Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, и в первую очередь зона выветривания и дезинтеграции поверхности доюрского комплекса, является одним из перспективных объектов для выявления новых залежей нефти и газа. Актуальность его изучения обусловлена как открытием здесь залежей нефти, газоконденсата и газа, так и значительным уменьшением фонда структур ортоплатформенного чехла.

Актуальность изучения перспектив нефтеносности фундамента высока, так как Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн является главным поставщиком нефти и газа России. При общей мощности земной коры в Западной Сибири около 40-50 км, осадочный орточехол, вмещающий подавляющее большинство (99%) известных нефтяных месторождений, имеет мощность до 2-4 км (до 6 км в крайних северных районах). Только уже из этого, даже если не учитывать, что высоко консолидированные породы фундамента значительно прочнее, чем достаточно слабо сцементированных осадочных толщ чехла, становиться очевидно, что складчатые и другие структурные формы и неоднородности чехла вызываются главным образом процессами происходящими в фундаменте. По нашим оценкам, совокупная прочность доюрского основания Западной Сибири превосходит прочность чехла на 2 порядка, то есть примерно в 100 раз. Таким образом, даже незначительные тектонические движения в фундаменте (а они происходят), практически неизбежно приводят к формированию неоднородностей чехла, которые используются нефтью для накопления, какую бы гипотезу о ее происхождении не использовать.

В последние годы добыча из месторождений чехла Западной Сибири начинает сокращаться (см., например, материалы совещаний «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО-Югры», ежегодно проводящихся НАЦ РН им. В. И. Шпильмана в г. Ханты-Мансийске с обязательной публикацией 2-томных сборников докладов), и в дальнейшем это сокращение будет объективно нарастать. Поэтому понятна важность объективной оценки нефтегазового потенциала фундамента.

Интерес к залежам углеводородов, связанных с резервуарами доюрского основания Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, возник сразу же после открытия промышленных залежей газа и нефти в Березовском и Шаимском районах, в пределах которых уже первыми скважинами была установлена продуктивность верхней части палеозойского дислоцированного комплекса. Тогда же было высказано мнение о том, что притоки углеводородов из этой части разреза связаны с переработанной гипергенными процессами кровельной частью складчатого основания, газовая или нефтяная специализация которой обусловлена миграцией тех или иных углеводородов вверх по восстанию из залежей в верхнеюрских песчаных пластах. Однако существенного промышленного значения, по общему в то время мнению, вторичные скопления нефти и газа иметь не могли, в связи с чем их геологическое изучение осуществлялось исключительно попутным образом, при поисках и разведке залежей углеводородов в юрских слоях ортоплатформенного чехла. Тем не менее, еще тогда некоторые исследователи полагали, что с собственно палеозойскими отложениями, связаны заметные ресурсы углеводородов. Большинство же геологов не отрицало полностью перспектив нефтегазоносности доюрского комплекса, а лишь рассматривало его как объект второй очереди. На поиски месторождений углеводородов в палеозое, как на важное и самостоятельное направление работ в Западно-Сибирском нефтегазоносном мегабассейне, неоднократно обращал внимание академик А. А. Трофимук. Он развивал представления о том, что палеозой Западной Сибири — это самостоятельный и богатый ресурсами углеводородов комплекс, «золотая подложка» мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна. Эта идея была поддержана рядом исследователей Западной Сибири (В. С. Вышемирским, Н. П. Запиваловым, В. А. Каштановым, Н. П. Кирдой и др.), но в целом до настоящего времени идея «золотой подложки» не сработала, хотя еще в 1975 г. под редакцией А. А. Трофимука, А. Э. Конторовича и В. С. Суркова была создана «Карта перспектив нефтегазоносности палеозойского комплекса» [Конторович и др., 1975].

Таким образом, еще в начале 60-х годов были обозначены два аспекта проблемы нефтегазоносности доюрского комплекса:

1) продуктивность глубоких слоев триасовых и палеозойских образований;

2) продуктивность верхней части триасовых и палеозойских пород непосредственно под поверхностью предъюрского несогласия.

К настоящему времени в пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции лучше изучена вторая составляющая проблемы — нефтегазоносность кровельной части раннемезозойско-палеозойских образований. Залежи данного типа преобладают среди всех скоплений углеводородов, связанных с отложениями доюрского субстрата нефтегазоносной провинции. Всего, по данным [Запивалов и др., 1996 и др.], в доюрских толщах Западно-Сибирского мегабассейна залежи углеводородов и их заметные проявления на то время были известны на 61 площади.

Подавляющее большинство этих залежей связано с разновозрастной верхней частью доюрского субстрата и только одно месторождение (Малоичское) содержит залежи нефти в карбонатных отложениях девона и силура на глубинах 3580–3620 м и 4520–4548 м. К сожалению, даже и это единственное многократно муссируемое в печати более 40 лет подряд [Запивалов и др., 1974 и мн. др.]) так называемое «Малоичское месторождение нефти в фундаменте» вызывает значительные сомнения. Вероятнее всего залежи, приуроченные к глубоким слоям палеозойского разреза, не имеют промышленного значения. Это связано как с большой глубиной их залегания, так и с незначительными притоками нефти в скважинах, вскрывших эти залежи, равными 0,5–0,68 м³/сут, в то время как залежи, приуроченные к верхней части девонских образований, залегающих под домезозойским несогласием на Малоичском поднятии, характеризуются дебитами нефти от 3,1 до 121,2 м³/сут. Кроме того, даже и сейчас, несмотря на достаточно многочисленные публикации Н. П. Запивалова, существуют определенные сомнения в реальности притоков нефти на Малоичском месторождении именно с вышеуказанных глубин палеозойского разреза, поскольку нет первичных материалов испытания скважины. Видимо, реальным резервом прироста запасов углеводородов являются залежи в ловушках, связанных с резервуарами зоны контакта пород доюрского субстрата с юрскими, а где-то на выступах — и меловыми слоями ортоплатформенного чехла.

Мировой опыт показывает, что из всех комплексов фундаментов осадочных бассейнов наиболее перспективными для поисков месторождений углеводородного сырья являются гранитоиды, и уже лишь потом известняки. И Западная Сибирь в этом смысле не является исключением. По всей видимости, это связано в первую очередь с низким удельным весом гранитов, благодаря чему гранитные батолиты вместе с окружающими сиалическими сланцами, как правило, образуют крупные (обычно высотой несколько сотен метров) выступы на поверхности фундамента. При облекании этих выступов глинистыми пачками нижних горизонтов осадочного чехла, являющихся флюидоупорами, зачастую получаются (благодаря трещиноватости гранитоидов) промышленно-значимые резервуары. Последние могут быть заполнены нефтью и/или газоконденсатом в случае примыкания к ловушкам данного типа нижних нефтенасыщенных горизонтов осадочного чехла. Коллекторские свойства гранитоидов зависят от многих факторов, таких как наличие разломных зон, вторичных изменений, кор выветривания и гидротермальной проработки, приводящих к появлению пор в первичной минеральной решетке породы и др. Из этого вытекает необходимость первоочередного изучения среди комплексов фундамента именно гранитоидов, а потом известняков.

Перспективность гранитов повышается, если по минералого-петрографическим данным среди изученных гранитоидов широко развиты разности, подвергшиеся интенсивным вторичным изменениям и тектонической переработке, что с одной стороны повышает пористость, а с другой еще сильнее уменьшает удельный вес гранитов и, таким образом, их способность к всплыванию и созданию вторичных антиклиналей в чехле.

При картировании фундамента была использована гравиметрическая съемка и магнитная съемка масштаба 1:200000. Объектом дальнейшего исследования являются проницаемые зоны, а также линейные и площадные коры выветривания и дезинтеграции различного генезиса в доюрском фундаменте. Под проницаемыми зонами мы понимаем глубинные разломы, неоднократно активизировавшиеся в фанерозое вплоть до нашего времени. Площадные коры выветривания и выщелачивания вероятнее всего образовались в аридном климате верхнего триаса перед началом платформенного осадконакопления. Линейные зоны дезинтеграции, обеления и пелитизации связаны с низкотемпературными гидротермами, проникавшими вдоль упомянутых выше разломов. Возможно, этот процесс продолжается и в настоящее время в зонах тектонической активизации. Зоны выветривания и дезинтеграции линейного типа являются благоприятным объектом для поисков ввиду своей генетической связи с глубинными разломами. Физические предпосылки для выявления зон дезинтеграции пород фундамента по данным гравиметрии и магнитометрии состоят в понижении плотности, достигающем 0,8 г/см³, и разложении первичного магнетита. Осложняющим фактором является изменчивость вещественного состава фундамента и связанная с ней неоднородность аномального гравитационного поля, малая и изменчивая мощность коры выветривания при относительно большой глубине залегания. Первичный магнетит распределен неравномерно, значительное развитие имеют слабомагнитные породы, зачастую почти не изменяющие своих магнитных свойств при гипергенных процессах. Выделению подлежат зоны локальных минимумов силы тяжести в первые единицы и доли мГал, обладающие характерными

размерами и морфологией и совмещенные в плане с подобными зонами пониженного или отрицательного магнитного поля.

Зоны дезинтеграции линейного (а возможно, и площадного) типа связаны с проницаемыми зонами глубокого заложения в фундаменте. Использование методов электрометрии для их выделения основано на эффекте повышения электропроводности в проницаемых (флюидонасыщенных) зонах. Наиболее подходящим в физико-географических и геологических условиях Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна является метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Благодаря аппаратурно-методическим разработкам, осуществленным в последние годы, появились реальные перспективы для МТЗ при решении широкого круга задач, связанных как изучением тонкой структуры особенностей геоэлектрического разреза при региональных работах, так и в связи с поисками углеводородов. Выявление проницаемых зон, проникающих глубоко в фундамент, является необходимым для их дальнейшей детализации и поисков углеводородов.

Детальное изучение проницаемых зон и других перспективных структур фундамента целесообразно выполнять на основе переинтерпретации сейсмических данных. Залежь может образоваться в горстообразных выступах фундамента вследствие фильтрации нефти. Согласно мировой практике более всего подходят для этого выступы, сложенные гранитоидами и их сланцевым обрамлением с повышенной трещиноватостью при весьма малой пористости матрицы. Вероятно, что высокие дебиты будут связаны с современным геодинамическим состоянием системы фундамент — осадочный чехол и будут контролироваться положением области разгрузки горного давления. Определенный объем сейсмических данных МОВ-ОГТ целесообразно подвергать ДФМ-интерпретации по специальному алгоритму, что позволит по атрибутам сейсмического сигнала определить области аномальных давлений (см. выше главы 2–4). При этом следует обратить особое внимание на необходимость применения принципиально новых систем наблюдений и технологий обработки сейсмических данных, ориентированных на выявление элементов структуры и параметров напряженного состояния сложно-дислоцированного кристаллического фундамента. К таким системам относится 3D-VSP (трехмерное вертикальное сейсмическое профилирование), способное получить детальное сейсмическое изображение субвертикальных зон дезинтеграции пород фундамента в окрестности скважины и под ее забоем в радиусе до нескольких сотен метров.

Проведенное нами изучение доюрского основания востока XMAO позволяет считать перспективными участками исследуемого региона на обнаружение месторождений нефти территории двух крупных гранитных массивов: Кыс-Еганского гранитного массива, расположенного в пределах Кыс-Еганской зоны, отмеченной римской цифрой III на геологической карте (см. главу 1) и Ларъиголкуйского (Восточно-Сабунского) гранитного массива, находящегося в центральной части Пылькараминской зоны (отмечена римской цифрой V на геологической карте). В пределах этих гранитных массивов, расположенных к тому же местах пересечения геодинамически активных зон (см. выше главы 3, 4) перспективны как верхняя часть доюрского основания, так и вышележащие резервуары осадочного чехла.

Другим потенциально перспективным объектом являются возможные резервуары верхней части доюрского основания в пределах крупных карбонатных массивов, расположенных в пределах Пылькараминской зоны (ее южной половины и северной четверти), сложенными мелководными известняками девонского возраста и расположенной существенно западнее Котыгъеганской зоны, выполненной также преимущественно мелководными известняками верхнего девона.

Особо необходимо отметить, что из представлений о неорганической природе нефти никоим образом не следует необходимость и целесообразность поисков ее месторождений в фундаменте Западной Сибири (как, впрочем, и других нефтегазоносных бассейнов) на обширных площадях вне известных нефтеносных районов. Если бы там существовали значимые нефтеподводящие глубинные разломы, то нефть, благодаря ее легкости, должна была проявиться и в чехле (а как показывает история поисков нефти [История геологического..., 2003 и др.] — быть может, даже и на поверхности). Таким образом, основной вывод совершенно другой: гипотеза неорганической природы нефти обуславливает весьма высокую вероятность многоэтажности залежей в пределах ее месторождений, особенно крупных и суперкрупных (что указывалось и в работах Н. А. Кудрявцева [1974], А. В. Краюшкина [1984], П. Н. Кропоткина и других классиков нефтегазовой геологии). Поэтому первоочередными поисковыми объектами являются нижние горизонты осадочного чехла и фундамент в пределах нефтеносных полей крупных месторождений.

В этой связи можно лишь еще раз призвать правительство нашей страны отказаться от совершенно бесполезной (и более того — весьма вредной!) повсеместной практики передачи нефтедобывающим компаниям лицензионных участков с установленными ограничениями по глубине. Этого нет в большинстве стран и «логика» принятия решений здесь непонятна — трудно предполагать, что после завершения выработки месторождения нефтяной компанией, на эту уже в значительной степени истощенную территорию придет другая компания и будет заново оформлять и оплачивать лицензию, проводить разведку, налаживать инфраструктуру и т. п. Если посмотреть на карты нефтеносности Западной Сибири, где вынесены уже выданные лицензионные участки, покрывающие почти все перспективные территории, то становится понятно, что проблему глубинной нефти изучать просто негде и невозможно без решения этого юридического тупика.

В качестве первого значимого шага, причем (что важно!) не требующего никаких затрат государственного бюджета, следовало бы разрешить изучение недр и поиски месторождений в пределах лицензионных участков без ограничений по глубине, законодательно закрепив преимущественное право на разработку вновь найденных объектов за компаниями, проводившими глубинное изучение.

Основные рекомендации:

1. Наиболее важны исследования доюрского основания Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна в районах крупных нефтяных месторождений в ортостратиграфическом чехле.

2. Необходимо картирование фундамента Западной Сибири, изучение и выделение глубинных разломов.

3. Необходимо безоговорочно и без каких-либо дополнительных финансовых взносов отменить ограничения по глубине всех действующих лицензий.

Основная идея прогноза нефтегазоносности в данном варианте исследований ориентирована на следующую концептуальную схему: геологическое строение фундамента \rightarrow модель современных геодинамических процессов на глобальных и региональных уровнях литосферы \rightarrow модель флюидодинамических процессов ортоплатформенного чехла и доюрского основания \rightarrow зоны ортоплатформенного чехла с максимальной вероятностью нефтегазонасыщения.

Состоятельность этого подхода определяется не только общетеоретическими идеями нафтидогенеза, но и реализованной в полной мере попыткой подойти к решению проблемы прогноза на основе формализованных схем интегрированного анализа с максимальной отстраненностью результативных моделей от субъективизма. Соответственно, далее все основные результаты можно изложить по нескольким укрупненным содержательным группам — геологической, флюидодинамической, прогнозные зоны нефтенасыщенности и методологической.

1. Модели строения, свойств и геодинамического состояния доюрского основания осадочного чехла восточной части ХМАО и участка детализации на нескольких согласованных масштабных уровнях в пределах 1:500000–1:100000:

1.1. В пределах изучаемого района проведено тектоническое районирование фундамента востока ХМАО и выделено 8 субмеридиональных структурно-формационных зон (СФЗ), различающихся набором и структурой слагающих их формаций, историей геологического развития и, соответственно, физическими полями.

1.2. Со структурно-формационными зонами, консолидированными в фундаменте молодой платформы и погребенными под осадочным чехлом, генетически связаны крупные структурные формы в самом осадочном чехле.

1.3. Судя по резкой смене литологии комплексов пород и характеру физических полей (интегральным матрицам потенциальных полей и рельефов граничных поверхностей), следует считать, что все субмеридиональные контакты между СФЗ в пределах изучавшегося региона являются тектоническими.

1.4. Вероятно наличие древнего (примерно около 2 млрд лет) сиалического фундамента под Тыньярской площадью.

1.5. Получена первая реперная геохронологическая датировка формаций фундамента всей Западной Сибири.

1.6. Перспективные зоны в фундаменте мегабассейна должны отмечаться наличием минерала-индикатора — каолинита.

Итак, нами проведено комплексное изучение петрографии, петрои геохимии, биостратиграфии, а также геохронологии и изотопии доюрских образований восточной части XMAO. На основании обобщения и анализа всех геолого-геофизических данных нами составлена новая версия геологической карты доюрского основания восточной части XMAO масштаба 1:500000, с врезкой масштаба 1:200000 на Пылькараминскую площадь. Для создания этих карт были использованы карты гравитационного и магнитного полей масштабов 1:200000, временные разрезы и их специальные трансформации по региональным сейсмическим профилям, данные по всем пробуренным скважинам и нашим результатам изучения керна этих скважин. В итоге получена новая версия модели структуры, свойств и геодинамического состояния доюрского основания восточной части XMAO, существенно уточняющая карты предшественников.

2. Модели флюидодинамической структуры бассейна на уровне кондиции масштаба 1:200000 в границах восточной части ХМАО и на уровне 1:100000 в пределах Пылькараминского участка:

2.1. Конечная интегральная матрица, значения которой связываются с интенсивностью флюидных течений, сформирована на основе слиянии разномасштабных флюидодинамических моделей Пылькараминского блока и территории восточной части округа. При этом представляется вероятным, что особенности флюидодинамических деталей в контуре Пылькараминского блока на весьма представительной площади его порядка 10000 км² будут способствовать разпознаванию и выявлению подобных деталей на флюидодинамической карте всей восточной части XMAO на уровне масштаба 1:200000.

2.2. Структурно-динамические карты по основным отражающим горизонтам и интервалам осадочного чехла и доюрского основания Пылькараминского участка послужили основой для получения интегральной флюидодинамической матрицы, представляющей объективную оценку пространственного положения зон флюидонасыщения осадочного чехла и фундамента на уровне масштаба 1:100000.

3. Зоны ортоплатформенного чехла и доюрского основания с максимальной вероятностью нефтенасыщения.

3.1. Обоснованы 3 зоны в границах Пылькараминского блока в пределах области распространения (в фундаменте) кремнисто-терригенных-черносланцевых толщ (2 зоны) и в пределах известняков (одна зона).

3.2. Обоснованы 2 зоны областей пересечений меридиональных разделительных элементов литосферы с экстремальной плоскостью инверсии компонент НДС на широте 62°. Дополнительным критерием перспективности этих зон является объективное предположение о наличие в этих узлах гранитных массивов.

3.3. Восточная зона рекомендована на основании сильного расхождения магнитных полей, зарегистрированных с длительным временным интервалом, что представляется вероятным признаком интенсивности флюидодинамических глубинных процессов по разделительному элементу литосферы меридионального направления.

3.4. Интегральная оценка параметров флюидодинамической модели участка Пылькараминский, полученная по результатам структурной и ДФМ-интерпретации на уровне масштаба 1:100000 позволяет предложить карту прогнозных зон с максимальной степенью флюидонефтенасыщенности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Е. М., Винничук Н. Н., Иванов К. С., Кормильцев В. В., Федоров Ю. Н. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург, 2008. 114 с.
- 2. Барренблат Г. И., Ентов В. М., Рыжик В. М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. М. : Недра, 1984. 211 с.
- 3. Богуш О. И., Бочкарев В. С., Юферев О. В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск : Наука, 1975. 52 с.
- Бочкарев В. С., Брехунцов А. М., Дещеня Н. П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С. 120– 143.
- Бочкарев В. С., Гриценко А. Н., Лещенко В. Е., Мамлеев Р. Ш., Онищук Т. М. Палеозойские отложения — новое направление разведочных работ на нефть и газ на юго-востоке Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1996. № 1. С. 2–8.
- Бочкарев В. С., Криночкин В. Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. М. : Наука, 1988. С. 80–104.
- 7. *Бочкарев В. С., Федоров Ю. Н.* Главные этапы формирования сводов и мегавалов чехла Западно-Сибирской молодой платформы // Геология и геофизика, 1983. № 7. С. 136–140.
- 8. *Буевич Ю. А.* Структурно-механические свойства и фильтрация в упругом трещиновато-пористом пласте // Инженерно-физический журнал, 1984. Т. 4. С. 593–600.
- Буслов М. М., Ватанабе Т., Смирнова Л. В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н. Н., Травин А. В., Кирьянова А. П., Кох Д. А. Роль сдвигов в позднепалозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Воробьева Н. С., Земскова З. К., Пунанов В. Г., Петров А. А. Биометки нефтей Западной Сибири // Нефтехимия, 1992. Т. 5. № 5. С. 405– 420.
- 11. Гогоненков Г. Н., Кашик А. С., Тимурзиев А. И. Новейшая сдвиговая тектоника Западной Сибири и проблемы интерпретазии региональных геолого-геофизических данных // Фундамент, структуры

обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна. Новосибирск-Тюмень : Гео, 2010. С. 32–35.

- Голубева Е. А., Криночкин В. Г. Сейсмологическое строение доюрского основания Рогожниковской площади // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. Тюмень, 2001. № 6. С. 36–45.
- Гуревич А. Е. Геофлюидодинамика формирования нефтегазоносности в бассейнах с различными геодинамическими режимами. Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М. : Наука, 1989. 239 с.
- 14. Гущин В. А., Заватский М. Д., Рыльков А. В. Возможность применения наземной геохимической съемки при проектировании разработки нефтяных месторождений // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень : ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 201–206.
- Дияшев Р. Н., Костерин А. В., Скворцов Э. В. Фильтрация жидкости в деформируемых нефтяных пластах. Казань: изд-во КМО, 1999. 238 с.
- 16. *Добрецов Н. Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Дьяконова А. Г., Иванов К. С., Сурина О. В., Астафьев П. Ф., Вишнев В. С., Коноплин А.Д. Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы п о электромагнитным данным // Доклады РАН, 2008. Т. 423. № 5. С. 685–688.
- 18. *Дюнин В. И.* Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. М. : Научный мир, 2002. 472 с.
- 19. *Елисеев В. Г., Бочкарев В. С.* Новые перспективные объекты поиска залежей нефти и газа восточной региональной зоны Ханты-Мансийского автономного округа // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2000. С. 73–78.
- 20. Елисеев В. Г., Демичева К. В., Кренинг Е. А., Кулагина С. Ф., Тепляков Е. А. Предварительные геологические результаты бурения Лекосской параметрической скважины 27 на северо-востоке XMAO-Югры // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала XMAO. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 279–289.
- 21. Елисеев В. Г., Демичева К. В., Кренинг Е. А., Тепляков Е. А., Южакова В. М. Пути развития геологоразведочных работ на востоке

Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО-Югры) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 129–139.

- Елкин Е. А., Краснов В. И., Бахарев Н. К., Белова Е. В., Дубатолов В. Н., Изох Н. Г., Клец А. Г., Конторович А. Э., Перегоедов Л. Г., Сенников Н. В., Тимохина И. Г., Хромых В. Г. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. 163 с.
- 23. Елкин Е. А., Сенников Н. В., Бахарев Н. К., Беляев С. Ю., Изох Н. Г., Каныгин А. В., Клец А. Г., Конторович А. Э., Конторович В. А., Обут О. Т., Сараев С. В., Филиппов Ю. Ф. Основные черты современной структуры и история формирования докембрийско-палеозойского Западно-Сибирского осадочного бассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень: СибНАЦ, 2008. С. 75–80.
- Ергалиев Г. Х., Никитин И. Ф., Палец Л. М., Шужанов В. М., Цай Д. Т. Венд-палеозойская эволюция Казахстана и северного Тянь-Шаня // Геология Казахстана, 1995. № 5–6. С. 11–22.
- 25. Заватский М. Д., Гущин В. А. Локализация продуктивных коллекторов на основе геохимических съемок по газообразным и низкокипящим предельным углеводородам // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень : ЗапСибНИИГГ, 2007. С. 104–109.
- 26. Задорожный В. М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 680. Новосибирск: Наука, 1987. 126 с.
- Запивалов Н. П., Абросимова О. О., Рыжкова С. П. Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенности прогнозирования и поисков залежей нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1996. № 8–9. С. 5–9.
- Запивалов Н. П., Минько В. А., Плуман И. И., Рожок Н. Г. Открытие палеозойской нефти на Малоичском месторождении в Новосибирской области // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск: ТГУ, 1974. Вып. 9. С. 30–34.
- 29. *Зарипов О. Г.* О влиянии нефтяных углеводородов на распределение вторичного кварца в терригенных коллекторах нефти (на

примере месторождений Западной Сибири и Башкирии) // Доклады АН СССР, 1971. Т. 197. № 2. С. 443–445.

- Змановский Н. И. Динамика тектонических процессов // Методология процесса нефтегазоносности. Труды ЗапСибНИГНИ, 1988. С. 87–101.
- 31. Зубков М. Ю., Шведенков Г. Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2002. Т. 1. С. 323–332.
- 32. Зубков М. Ю., Шелепов В. В., Печеркин М. Ф., Васильев О. Е. Перспективы промышленной нефтегазоносности кровельной части доюрского комплекса Шаимского района // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Ханты-Мансийск, 1999. С. 173–185.
- 33. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К. С., Ерохин Ю. В. Палеогеодинамика формирования системы триасовых грабенов Западной Сибири // Доклады АН, 2014. Т. 458. № 4. С. 442–445.
- 35. Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Писецкий В. Б., Пономарев В. С., Погромская О. Э. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // Литосфера, 2012. № 4. С. 91–106.
- 36. Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Пономарев В. С., Федоров Ю. Н., Кормильцев В. В., Клец А. Г., Сажнова И. А. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень : ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2007а. С. 49–56.
- 37. Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Ронкин Ю. Л., Хиллер В. В., Родионов Н. В., Лепихина О. П. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тыньярского риолит-гранитного массива) // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 10. С. 1304–1321.
- 38. Иванов К. С., Конторович В. А., Пучков В. Н., Федоров Ю. Н., Ерохин Ю. В. Тектоника Урала и фундамента Западной Сибири: основные черты геологического строения и развития // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014. № 2с. С. 22–35.

- 39. Иванов К. С., Кормильцев В. В., Федоров Ю. Н., Погромская О. Э., Ерохин Ю. В., Князева И. В., Калеганов Б. А. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2003а. Т. 1. С. 102–113.
- 40. Иванов К. С., Коротеев В. А., Печеркин М. Ф., Федоров Ю. Н., Ерохин Ю. В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.
- 41. Иванов К. С., Костров Н. П., Манушко Е. А. Глубинное строение Даниловского грабена Западной Сибири: геологическая интерпретация плотностных моделей // Доклады АН, 2013а. Т. 451. № 5. С. 569–573.
- 42. Иванов К. С., Кучеров В. Г., Федоров Ю. Н. К вопросу о глубинном происхождении нефти // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2008а. С. 160–173.
- Иванов К. С., Панов В. Ф., Писецкий В. Б., Костров Н. П., Манушко Е. А. Глубинная нефть и разломы: геологическое применение некоторых геофизических технологий // Глубинная нефть, 2013б. Т. 1. № 10. С. 1545–1555.
- 44. Иванов К. С., Панов В. Ф., Федоров Ю. Н. Глубинная природа нефти: смена научной парадигмы и следствия для нефтегазовой геологии // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2013в. Т. 1. С. 64–73.
- Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Амон Э. О., Ерохин Ю. В., Бороздина Г. Н. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Доклады АН, 20076. Т. 413. № 4. С. 535–540.
- 46. Иванов К.С., Федоров Ю. Н., Кормильцев В. В., Ерохин Ю. В., Криночкин В. Г., Печеркин М. Ф., Погромская О. Э., Ронкин Ю. Л., Пономарев В. С., Sindern S., Kramm U., Trapp E. О восточной границе Уральского орогена (в свете новых данных по картированию фундамента Западно-Сибирского мегабассейна) // Геодинамика и рудные месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005а. С. 50–59.
- 47. Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Коротеев В. А., Кормильцев В. В. Уралиды в структуре фундамента Западной Сибири // Горные ведомости, 2006. № 8. С. 16–29.

- Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Коротеев В. А., Печеркин М. Ф., Кормильцев В. В., Погромская О. Э., Ронкин Ю. Л., Ерохин Ю. В. Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири // Доклады РАН, 2003б. Т. 393. № 5. С. 647–651.
- 49. Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Петров Л. А., Шишмаков А. Б. О природе биомаркеров нефти // Доклады РАН, 2010. Т. 432. № 2. С. 227–231.
- Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Ронкин Ю. Л., Ерохин Ю. В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера, 2005б. № 3. С. 117–135.
- 51. Иванов К. С., Федоров Ю. Н., Рыбалка А. В., Клец А. Г. Строение и развитие Урала и доюрского основания западной части Западно-Сибирского мегабассейна (по данным комплексных геологических и глубинных сейсмических исследований) // Материалы Всероссийской научной конференции «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». Тюмень : СибНАЦ, 2008б. С. 95–98.
- 52. Интерпретация геохимических данных: Под ред. Е. В. Склярова. М : Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- 53. История геологического поиска (к 50-летию открытия Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции). (ред. Карасев В. И., Агафонов Ю. К., Волков В. А., Кулахметов Н. Х., Панов В. Ф., Рещиков Г. М. и др.). М. : Пента, 2003. 288 с.
- 54. Казанский А. Ю., Метелкин Д. В. Сдвиговые деформации в палеозойской и мезозойской истории формирования структуры Южной и Западной Сибири по палеомагнитным данным // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень : СибНАЦ, 2008. С. 98–101.
- 55. *Карташов Ю. М., Матвеев Б. В., Михеев Г. В., Фадеев А. Б.* Прочность и деформируемость горных пород. М. : Недра, 1979. 254 с.
- 56. *Каттерфельд Г. Н.* Лик Земли и его происхождение. Л. : Государственное изд-во географической литературы, 1962. 151 с.
- 57. Клец А. Г., Конторович В. А., Иванов К. С., Казаненков В. А., Сараев С. В., Симонов В. А., Фомин А. Н. Геодинамическая модель доюрского основания основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа

Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 79–90.

- 58. *Козлов Е. А.* Отражения сейсмических волн от трещиноватых слоев // Геофизика. Научно-технический журнал ЕАГО, 1998. № 3. С. 7–18.
- 59. Конторович А. Э., Варламов А. И., Ефимов А. С., Конторович В. А., Филиппов Ю. Ф., Беляев С. Ю., Бурштейн Л. М., Клец А. Г., Сараев С. В. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция: осадочные комплексы, тектоника, перспективы нефтегазоносности // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень : СибНАЦ, 2008. С. 110–117.
- 60. Конторович А. Э., Конторович В. А., Филиппов Ю. Ф., Буритейн Л. М., Каштанов В. А., Хоменко А. В. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск : Изд-во ИГф СО РАН, 2003. С. 123–127.
- Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. Сурков В. С., Трофимук А. А. Геология нефти и газа Западной Сибири. М. : Недра, 1975. 690 с.
- 62. *Конторович В. А.* Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 5. С. 538–547.
- Кормильцев В. В., Нургалиев Д. К., Писецкий В. Б., Ратушняк А. Н. Моделирование флюидодинамических систем, охватывающих осадочный бассейн и фундамент // Георесурсы, 2001. № 2. С. 35–37.
- 64. Кормильцев В. В., Ратушняк А. Н. Моделирование температурных аномалий, связанных с течением флюида при объемной деформации геоблоков // Дегазация Земли; геодинамика, флюиды, нефть и газ. М. : ГЕОС, 2002. С. 156–158.
- Кос И. М., Белкин Н. М., Курышева Н. К. Сейсмогеологическое строение доюрских образований Рогожниковского лицензионного участка // Геофизика. Специальный выпуск к 40-летию «Тюменнефтегеофизика», 2004. С. 77–83.

- 66. Краснов В. И., Исаев Г. Д., Асташкина В. Ф., Бочкарев В. С., Дубатолов В. Н., Кульков Н. П., Макаренко С. Н., Мирецкая Н. М., Нефедов В. А., Перегоедов Л. Г., Савина Н. И., Саев В. И., Сердюк З. Я. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск : СНИИГГиМС, 1993. С. 47–78.
- 67. *Краюшкин В. А.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наук. думка, 1984. 176 с.
- Криночкин В. Г., Федоров Ю. Н. Тундринская свита верхнего триаса Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1983. С. 120–122.
- 69. Кудрявцев Н. А. Генезис нефти и газа. Л. : Недра, 1973. 216 с.
- Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И., Варшавский А. И. Изучение напряженного состояния земной коры с целью оптимизации поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа. М. : ВИЭМС, 1988. 44 с.
- Кучеров В. Г., Бенделиани Н. А., Алексеев В. А., Кенней Дж. Ф. Синтез углеводородов из минералов при давлении до 5 ГПа // Доклады РАН, 2002. Т. 387. № 6. С. 789–792.
- 72. Леворсен А. Геология нефти. М. : Гостоптехиздат, 1985. 486 с.
- 73. Лопатин Н. В., Емец Т. П., Симоненкова О. И., Галушкин Ю. И. Об источнике нефтей, обнаруженных в коре выветривания и кровле палеозойского фундамента на площадях Среднего Приобья // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1997. № 7. С. 7–22.
- 74. Лопатин Н. В., Емец Т. П., Симоненкова О. И., Галушкин Ю. И. Геохимические предпосылки поисков нефти и газа в глубокозалегающих юрских и триасовых отложениях Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1997. № 4. С. 2–15.
- Маракушев А. А., Писоцкий Б. И., Панеях Н. А., Готтих Р. П. Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Доклады РАН, 2004. Т. 398. № 6. С. 795–799.
- 76. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. Ред. В. С. Сурков. М. : Недра, 1986. 149 с.

- 77. Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Рейчов М. К., Сандерс А. Д., Вайт Р. В., Кирда Н. П. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по ⁴⁰Ar/³⁹Ar-данным) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 6. С. 617–620.
- Минералы. Справочник. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров. М. : Наука, 1981. Т. З. Вып. 2. 614 с.
- 79. Михайлов И. Н. Морфология и фигура Земли как результат действия ротационных и гравитационных движений // Геофизика, 2006. № 1. С. 38–42.
- Молотков Л. А., Бакулин А. В. Эффективная модель трещиноватой среды с трещинами, описываемыми поверхностями разрывов смещений // Математические вопросы теории распространения волн, 1994. № 24. С. 118–137.
- 81. Никонов А. А. Современные движения земной коры. М. : КомКнига, 2007. 192 с.
- 82. О природе нефти из палеозойских отложений Ханты-Мансийской впадины Западной Сибири / Барсуков В. Л., Галимов Э. М., Лопатин Н. В. и др. // Доклады АН СССР, 1985. Т. 283. № 1. С. 184–187.
- 83. *Павленкин А. Д., Межевов Ю. В.* Геодинамические системы Земли и их симметрия // Геофизика, 2009. № 3. С. 49–58.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М., Пучков В. Н. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000. М. :ГУГК. 1976.
- 85. Песковский И. Д. Геологическая природа гравитационного поля Западно-Сибирской геосинеклизы и особенности тектоники зоны ее сопряжения с Уральской складчатой системой // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры. Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 90–99.
- 86. *Писецкий В. Б.* Механизм разрушения осадочных отложений и эффекты трения в дискретных средах // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. Екатеринбург, 2005. № 1. С. 48–65.
- 87. *Писецкий В. Б.* О выборе парадигмы в методах прогноза флюидодинамических параметров по сейсмическим данным // Технологии сейсморазведки, 2006. № 3. С. 38–44.
- 88. *Писецкий В. Б., Крылатков С. М.* О коэффициенте Пуассона нефтяных коллекторов с дискретной структурой // Известия высших учебных заведений. Горный журнал, 2005. № 1. С. 115–121.

- 89. Писецкий В. Б., Рещиков Д. Г., Змановская О. И. Оценка перспектив нефтегазоносности восточных районов ХМАО-Югры на основе прогноза параметров современных геодинамических процессов в системе «осадочный чехол — фундамент» // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры. Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 140–150.
- 90. Писецкий В. Б., Федоров Ю. Н. Динамико-флюидный метод прогноза и анализа месторождений нефти и газа (по сейсмическим данным) // Пути реализации нефтегазового потенциала XMAO. Ханты-Мансийск, 1998. С. 150–163.
- Порфирьев В. Б. Природа нефти, газа и ископаемых углей. Избранные труды. Том 2. Абиогенная нефть. Киев : Наукова думка, 1987. 216 с.
- 92. Пучков В. Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М. : Наука, 1979. 260 с.
- 93. *Пучков В. Н.* Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003. № 1–2. С. 28–39.
- 94. Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М. : Недра, 1970. 164 с.
- 95. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / В. С. Бочкарев, Ф. Г. Гурари, В. Н. Дубатолов и др. Новосибирск : СНИИГГиМС, 1999. 80 с.
- 96. *Романов Ю. А., Фомин В. Н.* О происхождении нефти в свете абиогенной и биогенной гипотез // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2003. № 11. С. 15–18.
- 97. *Ростовцев Н. Н.* Западно-Сибирская низменность. М. : Недра, 1964. 257 с.
- 98. Ротационные процессы в геологии и физике. Под ред. Е. Е. Милановского. М. : МГУ, 2007. 523 с.
- 99. *Садовский М. А.* О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР, 1979. Т. 247. № 4. С. 829–841.
- 100. Сараев С. В., Хоменко А. В., Батурина Т. П., Карлова Г. А., Кринин В. А. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004. № 1. С. 7–18.

- 101. Седиментогенез и геохимия нижне-среднеюрских отложений юго-востока Западной Сибири / В. С. Сурков, О. В. Серебренникова, А. М. Казаков и др. Новосибирск : Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1999. 213 с.
- 102. Серебренникова О. В., Филиппова Т. Ю., Девятов В. П. Об источнике нефтей в коре выветривания юго-востока Западной Сибири // К созданию общей теории нефтегазоносности недр. М. : ГЕОС, 2002. С. 164–167.
- 103. Сидоров В. А., Багдасарова М. В., Атанян С. В. Современная геодинамика и нефтегазоносность. М. : Наука, 1989. 200 с.
- 104. Слепцов В. Т. О дизъюнктивных нарушениях на Русском и Южно-Русском месторождениях // Структурно-формационные и палеотектонические критерии нефтеносности. Труды ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1972. Вып. 61. С. 119–123.
- 105. Современные глобальные изменения природной среды. Под редакцией Н. С. Касимова, Р. К. Клиге. М. : Научный мир, 2006. Т. 1–2. 696 с., 776 с.
- 106. Соколов Б. А., Абля Э. А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М. : ГЕОС, 1999. 76 с.
- 107. *Старосельцев В. С.* Трансрегиональные линеаменты и движения плит // Разведка и охрана недр, 2007. № 8. С. 15–19.
- 108. Стратиграфические схемы Урала (ордовик, силур, девон). Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 1993. 212 с.
- 109. *Сурков В.С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М. : Недра, 1984. 143 с.
- 110. Сурков В. С., Смирнов Л. В. Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень : СибНАЦ, 2008. С. 207–210.
- 111. *Сурков В. С., Трофимук А. А.* Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М. : Недра, 1986. 149 с.
- 112. Тимурзиев А. И. Современное состояние теории происхождения и практики поисков нефти: тезисы к созданию научной теории прогнозирования и поисков глубинной нефти // Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти. 1-ые Кудрявцевские чтения. М. : ЦГЭ, 2012. Электронный сборник.

- 113. Тимурзиев А. И. Время формирования залежей как критерий нефтегазоносности локальных структур (на примере Южного Мангышлака) // Геология, геофизика и разработка нефтегазовых месторождений, 2008. № 1. С. 24–31.
- 114. Ушатинский И. Н, Зарипов О. Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Труды ЗапСибНИГНИ. Свердловск, 1978. Вып. 96. 207 с.
- 115. *Федоров Ю. Н.* Морфология ортоплатформенных дислокаций // Тектоника Западной Сибири. Тюмень, 1987. С. 47–55.
- 116. *Федоров Ю. Н.* Редкоземельные элементы в нефтях Западной Сибири как возможный индикатор условий образования жидких углеводородных систем // Горные ведомости, 2006. № 4. С. 36–47.
- 117. Федоров Ю. Н., Елисеев В. Г., Иванов К. С., Пономарев В. С., Ерохин Ю. В., Калеганов Б. А., Криночкин В. Г. Новые данные о возрасте и составе кремнекислого магматизма на востоке Ханты-Мансийского автономного округа // Вестник недропользователя, 2006. № 17. С. 19–24.
- 118. Федоров Ю. Н., Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Ронкин Ю. Л. Неорганическая геохимия нефти Западной Сибири (первые результаты изучения методом ICP-MS) // Доклады РАН, 2007. Т. 414. № 3. С. 385–388.
- 119. Федоров Ю. Н., Иванов К. С., Захаров С. Г., Кормильцев В. В., Ерохин Ю. В., Погромская О. Э., Князева И. В., Ронкин Ю. Л., Каретин Ю. С., Сурина О. В., Пуртова С. И., Глушко Н. К. Геологическое строение и стратиграфия триасовых отложений Северо-Сосьвинского грабена // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск : ИздатНаукаСервис, 2003. Т. 1. С. 114–123.
- 120. Федоров Ю. Н., Иванов К. С., Князева И. В., Кормильцев В. В., Печеркин М. Ф., Свечников Л. И., Криночкин В. Г., Федоров М. Ю. К методике прогноза залежей углеводородов в доюрском основании Западной Сибири // Горные ведомости, 2004а. № 7. С. 38–53.
- 121. Федоров Ю. Н., Иванов К. С., Печеркин М. Ф., Ерохин Ю. В., Ронкин Ю. Л., Захаров С. Г., Погромская О. Э., Пономарев В. С. Некоторые результаты применения новых прецизионных методов в геохимии, минералогии и абсолютной геохронологии на объектах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2005. Т. 1. С. 315–325.

- 122. Федоров Ю. Н., Иванов К. С., Садыков М. Р., Печеркин М. Ф., Криночкин В. Г., Захаров С. Г., Краснобаев А. А., Ерохин Ю. В. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории XMAO: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала XMAO. Ханты-Мансийск, 2004б. Т. 1. С. 79–90.
- 123. Федоров Ю. Н., Криночкин В. Г., Иванов К. С., Краснобаев А. А., Калеганов Б. А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К–Аг метода датирования) // Доклады РАН. 2004в. Т. 397. № 2. С. 239–242.
- 124. Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». Материалы Всероссийской научной конференции Тюмень : СибНАЦ, 2008. 242 с.
- 125. *Хазиев Ф. Ф., Трофимов В. Л., Милашин В. А.* Определение геолого-геофизических параметров реальной среды методом высокоразрешающей сейсмики // Технологии сейсморазведки, 2008. № 2. С. 25–30.
- 126. *Хиллер В. В.* Состав, кристаллохимия, эволюция U–Th–Pb-системы ряда минералов-геохронометров по данным экспериментального исследования и компьютерного моделирования. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2010. 23 с.
- 127. *Хаин В. Е.* Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника, 1996. № 6. С. 29–37.
- 128. *Хаин В. Е.* Нефтегазоносность и тектоника // Геология нефти и газа, 1998. № 10. С. 5–7.
- 129. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г*. Геотектоника с основами геодинамики. М : Университет книжный дом, 2005. 565 с.
- 130. *Шахновский И. М.* Происхождение нефтяных углеводородов. М. : ГЕОС, 2001. 72 с.
- 131. Шпильман В. И., Шпильман А. В. Прогноз нефтегазоносности на основе использования волновых закономерностей строения осадочного бассейна // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2000. С. 173–188.
- 132. Щелкачев В. Н., Лапук Б. Б. Подземная гидравлика. Серия «Современные нефтегазовые технологии». Москва–Ижевск, 2001. 728 с.
- ArcView. Using ArcView GIS. The Geographic Information System for Everyone. Environmental Systems Research Institute, Inc., USA, 1996. 350 pp.

- 134. Biot M. A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range and II. Higher-frequency range // J. Acoust. Soc. Amer., 1956. V. 28. P. 168-191.
- 135. Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Geol. Soc. Amer. Bull., 1961. V. 72. № 11. P. 1595–1620.
- 136. *Biot M. A.* Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media // J. Appl. Phys., 1962. V. 33. P. 1482–1498.
- 137. *Biot M. A.* Theory of internal buckling of a confined multilayered structure // Geol. Soc. Amer. Bull., 1964. V. 75. № 6. P. 563–568.
- Biot M. A. Mechanics of incremental deformations. New York, 1965.
 430 p.
- Byerlee J. D. Friction of rocks // Pure Appl. Geophys., 1978. V. 116.
 P. 615–626.
- 140. Byerlee J. D. The mechanics of stick-slip // Tectonophysics, 1970. V. 9.
 № 5. P. 475-486.
- 141. Chekaliuk E. B., Kenney J. F. The stability of hydrocarbons in the thermodynamic conditions of the Earth // Proc. Amer. Phys. Soc., 1991. V. 36. 347 p.
- 142. Condie K. C. Archean magmatism and crustal thickness // Geol. Soc. Amer. Bull., 1979. V. 84. № 9. P. 2981–2992.
- 143. Dahl P. S., Hamilton M. A., Jercinovic M. J., Terry M. P., Williams M. L., Frey R. Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U–Th–Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (USA) // Amer. Miner., 2005. V. 90. P. 619–638.
- Eisenack A. Neue Mikrofossilen des baltischen Silurs. I // Paleontol. Z., 1931. Bd. 13. S. 74–118.
- Gassman F. Elastic waves through a packing of spheres // Geophysics, 1951. V. 16. P. 673–685.
- Gelchinsky B., Berkovitch A., Keydar S. Multifocusing homeomorphic imaging. Part 2: Multifold data set and multifocusing // J. Appl. Geophys., 1999. V. 42. P. 243–260.
- Golf-Racht T. D. Fundamentals of fractured reservoir engineering. Elsevier scientific publishing company, Amsterdam–Oxford–New Jork, 1982. 608 pp.
- 148. Ivanov K. S., Puchkov V. N., Fyodorov Yu. N., Erokhin Yu. V., Pogromskaya O. E. Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian

platform basement: main features of geology and development // Journal of Asian Earth Sciences, 2013. V. 72. Pp. 12–24.

- 149. Iwata K., Obut O.T., Buslov M. M. Devonian and Lower Carboniferous radiolarians from the Chara Ophiolite Belt, East Kazakhstan // News of Osaka Micropaleontologists, 1977. Spec. V. 10. P. 27–32.
- 150. Jercinovic M. J., Williams M. L. Analytical perils (and progress) in electron microprobe trace element analysis applied to geochronology: Background acquisition, interferences, and beam irradiation effects // Amer. Miner., 2005. V. 90. P. 526–546.
- 151. Macdonald R., Marshall A.S., Dawson J. B., Hinton R. W., Hill P. G. Chevkinite-group minerals from salic volcanic rocks of the East African Rift // Miner. Magaz., 2002. V. 66. № 2. P. 287–299.
- Montel J-V., Foret S., Veschambre M., Nicollet Ch., Provost A. Electron microprobe dating of monazite // Chemical Geology, 1996. V. 131. P. 37– 53
- 153. *McDowell S. D.* Chevkinite from the Little Chief Granite porphyry stock, California // Amer. Miner., 1979. V. 64. P. 721–727.
- 154. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrities // Geochim. Cosmochim. Acta, 1974. V. 38. P. 757–775.
- 155. Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol., 1979. V. 69. P. 33–47.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology, 1984. V. 25. P. 956–983.
- 157. Pennington, W. D., Pisetski, V. B. Calibration of seismic attributes for reservoir characterization. Final technical report for D.O. E. USA, Michigan Technological University, 2003. P. 134–185.
- 158. Pisetski V. B. Dislocational Rock Mechanics as a Basis for Seismic Methods in the Search for Hydrocarbons // Revue de l'Institut Francais du Petrole, Paris, 1995. V. 50. № 3. P. 35.
- 159. *Pisetski V. B.* Method for Determining the Presence of Fluids in a Subterranean Formation, US Patent, 1998. № 5,796, 678.
- 160. Pisetski V. B. The dynamic fluid method. Extracting stress data from the seismic signal adds a new dimension to our search // The Leading Edge, 1999. V. 18. № 9. P. 1064–1093.

- 161. Pisetski V., Kormilcev V., Ratushnak A. Method for predicting dynamic parameters of fluids in a Subterranean reservoir. US Patent, 2002. № 6,498, 989 B1.
- 162. Schoenberg M., Sayers C. M. Seismic anisotropy of fractured rock // Geophysics, 1995. V. 60. P. 204–211.
- 163. Shervais J. W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett., 1982. V. 59. P. 101–118.
- 164. Sun S. S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982. V. 46. P. 179–192.
- 165. Suzuki K., Adachi M., Tanaka T. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // Sedimentary Geology, 1991. V. 75. P. 141-147.
- 166. *Suzuki K., Kato T.* CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research, 2008. V. 14. P. 569–586.
- 167. *Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.
- White J. E. Biot–Gardner theory of extensional waves in porous rods // Geophys., 1986. V. 51. P. 742–745.
- Williams I. S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks, W. I. Ridley // Rev. Econ. Geol., 1998. V. 7. P. 1–35.
- Williams M. L., Jercinovic M. J., Terry M. P. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: deconvoluting multistage tectonic histories // Geology, 1999. V. 27. P. 1023–1026.
- 171. Winchester J. A., Floyd P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol., 1977. V. 20. P. 325–343.
- 172. Zobac M. D., Moos D., Mastin L. Well bore breakouts and in-situ stress // Journal of geophysical research, 1985. V. 90. № B7. P. 5523–5530.

Научное издание

Иванов Кирилл Святославич Писецкий Владимир Борисович Ерохин Юрий Викторович Хиллер Вера Витальевна Погромская Ольга Эдуардовна

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФЛЮИДОДИНАМИКА ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ВОСТОКЕ ХМАО)

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии и геохимии УрО РАН

> Редактор В. А. Коротеев Корректор Н. Н. Фаррахова Дизайн и верстка П. В. Коркина

Институт геологии и геохимии УрО РАН 620016, Екатеринбург, Академика Вонсовского, 15

Подписано в печать 28.11.2016. Формат 70×100/16. Усл. печ. л. 15,13. Тираж 300 экз. Заказ №

