

Учреждение Российской Академии Наук
Геологический институт РАН

На правах рукописи

Полещук Антон Владимирович

**Онежская структура Балтийского щита: геологическое строение и этапы
формирования базитовых силлов в эволюции палеопротерозойского
бассейна**

Специальность 25.00.01 –
Общая и региональная геология

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва – 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук
Геологическом институте РАН, г.Москва

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
Леонов Михаил Георгиевич
(ГИН РАН, г. Москва)

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
Шлезингер Александр Ефимович
(ГИН РАН, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук
Япаскурт Олег Васильевич
(Геологический факультет
МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва)

Ведущая организация: Учреждение Российской академии наук
Институт геологии Карельского
научного центра РАН (г. Петрозаводск)

Защита состоится 22 декабря 2011 г. в 14-30 на заседании диссертационного совета Д
002.215.01 по общей и региональной геологии, геотектонике и геодинамике при ГИН РАН по
адресу: 119017 г. Москва, Пыжевский пер., 7

Е-mail: luchitskaya@ginras.ru; факс: 8 (495) 951-04-43; тел: 8 (495) 951-96-14

С диссертацией можно ознакомиться в Отделении геологической литературы
БЕН РАН по адресу: Москва, Старомонетный пер., 35, ИГЕМ РАН

Автореферат разослан «_21_» __ноября__2011 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д 002.215.01,
кандидат геолого-минералогических наук



Лучицкая М.В.

Введение

Актуальность работы:

На протяжении длительной геологической эволюции континентальной земной коры происходили события, в результате которых из глубин к земной поверхности доставлялись колоссальные объемы «чуждого» (по меткому определению А. Ритмана (1964)) базитового материала, значительная часть которого застывала на глубине, формируя пластовые интрузии.

Реконструкции формирования крупных силлов, залегающих среди фанерозойских чехольных комплексов, показали, что их быстрое (по геологическим меркам) внедрение происходило в условиях небольших глубин (первые километры) на фоне длительного прогибания материковых депрессий [Робертс, 1972; Федосеев, 2000; Шарапов, Голубев, 1976; Francis, 1982; Mudge, 1968; Physical Geology., 2004; мн.др.]. Менее изучены закономерности формирования силлов в фундаменте древних платформ, залегающих среди комплексов протоплатформенного чехла.

В связи с этим, реконструкция закономерностей формирования силлов в эволюции палеопротерозойской Онежской мульды, расположенной в пределах Балтийского щита Восточно-Европейской платформы, имеет важное значение, поскольку создает предпосылки для сопоставления закономерностей проявления этого процесса в фанерозое и докембрии, на ранних стадиях развития земной коры. Проблема имеет также практическое значение, поскольку с силлами связаны разнообразные рудные (благородно-металльные золото-платиноносные, титан-ванадиевые, медно-никелевые) месторождения, формирование силлов также оказывает влияние на нефтегазоносность осадочных бассейнов [Гордеева и др., 1999; Мигурский, 1986; Полянский, Ревердатто, 2002; Старосельцев, 1989; Старосельцев, Хоменко, 1989; Galerne, 2009; Galland et al., 2009; Gressier et al., 2010].

Объем и структура работы:

Работа состоит из Введения, 6 глав, Заключения и Приложений, общим объемом 350 страниц, включая 62 рисунка и таблицы. Список литературы содержит 307 наименований.

В первой главе приведены общие сведения о положении Онежской мульды в структуре Карельского массива Балтийского щита, ее строении и этапах тектонической эволюции.

Вторая глава посвящена обзору геологической литературы и освещению современного состояния проблемы становления силлов в пределах материковых базитовых провинций. Приводится анализ критериев отличия силлов от палеопотоков. Рассматриваются условия, благоприятные для образования силлов: уровень локализации; физико-механические и структурные предпосылки их размещения среди вмещающих толщ и причины остановки восхождения расплава: маγμαупоры, флюидоупоры и пепериты,

стрессовые барьеры. Проводится анализ существующих моделей и результатов экспериментальных работ, посвященных механизмам внедрения силлов.

В третьей главе освещены стратиграфическая позиция и строение ключевых разрезов палеопротерозоя (ятулий - вепсий) Онежской мульды и последовательность формирования палеопротерозойских комплексов.

В четвертой главе приведена характеристика разновозрастных пластовых интрузий Онежской мульды: их размеры и мощность, положение в структуре палеобассейна, состав, особенности внутреннего строения и взаимоотношения с вмещающими породами.

В пятой главе проведена реконструкция ключевых этапов развития Онежской мульды в периоды, предшествовавшие, сопровождающие и следующие за эпохой формирования силлов и анализ общих закономерностей её проявления. Предложен механизм, объясняющий выявленные закономерности пространственного распределения силлов в структуре палеобассейна и характер связи процессов силлообразования с эволюцией Онежской мульды.

В шестой главе кратко рассмотрена общая эволюция Балтийского щита в палеопротерозое (2.3 – 1.65 млрд. лет) в связи с формированием Онежской мульды.

Цели и задачи исследования:

Главной целью работы является реконструкция процесса становления силлов в палеопротерозойской эволюции Онежской структуры и определение места этого процесса в её развитии.

Цель работы определила необходимость решения следующих конкретных задач.

- Обобщение и систематизация данных по геологическому строению Онежской мульды: структуре, магматизму, осадконакоплению; сбор дополнительных литолого-фациальных и структурных характеристик палеопротерозойских стратифицированных комплексов и пластовых интрузий.

- Палеогеографические реконструкции для реперных возрастных интервалов формирования вулканогенно-осадочных комплексов протоплатформенного чехла.

- Анализ данных о строении силлов и их структуре; изучение особенностей взаимоотношения силлов с вмещающими породами и их структурной локализации; реконструкция процесса становления пластовых интрузий.

- Определение характера влияния процессов формирования пластовых интрузий на развитие палеобассейна и создание непротиворечивой модели, корректно объясняющей выявленные закономерности.

Фактический материал и личный вклад автора:

В основу работы положены фактические материалы автора, собранные в процессе полевых исследований (5 сезонов) на ключевых участках Онежской структуры (в том числе в

творческом сотрудничестве с геологами ИГ КНЦ РАН (г.Петрозаводск)). Маршрутные наблюдения, литолого-фациальные и структурные исследования, документация горных выработок и кернового материала, дополнялись исследованием прозрачных шлифов. Идентификация новых для докембрия Карелии пеперит-структур – индикаторов парагенетических взаимоотношений силлов и шунгитовых пород позволила автору по-новому оценить роль силлового магматизма в эволюции Онежской мульды.

Практическая значимость:

Составленные автором разрезы и детальные геологические схемы могут быть использованы для составления геологических карт. Проведенное тектоническое районирование и типизация отдельных магматических и осадочных комплексов палеопротерозоя могут использоваться при составлении мелкомасштабных тектонических, палеогеографических, палеогеодинамических карт, сравнения особенностей проявления процесса внедрения силлов в фанерозойских провинциях базитового магматизма и докембрии, а также – для построения моделей формирования месторождений полезных ископаемых, связанных с пластовыми интрузиями.

Публикации и апробация результатов исследования:

По теме диссертации опубликованы 5 статей в рецензируемых журналах, 1 глава (в соавторстве) в коллективной монографии, посвященной геологическому строению Онежской структуры, 6 тезисов докладов и материалов научных конференций и совещаний. Основные положения диссертации докладывались и обсуждались на тектоническом коллоквиуме ГИН РАН (2010, 2011 г.г.), конкурсных сессиях ГИН РАН (2003 г), на XXXIII Тектоническом совещании (2005 г), на молодежных конференциях «Современные вопросы геологии, 2-е и 3-и Яншинские чтения» (2002 и 2003 г.г.) в г. Москва, на XV и XVII молодежных конференциях памяти К.О. Кратца (2004 и 2006 г.г.) в г.г. Санкт - Петербург и Петрозаводск.

Научная новизна:

- В эволюции Онежской мульды впервые выделены подготовительный «досилловый», «синхронный» и постумный «постсилловый» этапы развития.

- Установлены пространственно-временные закономерности внедрения силлов Онежской мульды, предложен механизм, объясняющий эти закономерности.

- Впервые для докембрия Карелии¹, идентифицированы палеопротерозойские пеперит-структуры - индикаторы парагенетических взаимоотношений силлов и вмещающих пород. Предложена схема их классификации и механизм формирования.

¹ Совместными работами с сотрудниками ИГ КНЦ РАН (г.Петрозаводск)

Защищаемые положения:

1. Формирование Онежской мульды в интервале ятулий – веписий (2.3 – 1.65 млрд. лет) сопровождалось смещением депоцентра палеобассейна от центра к периферии Карельского массива и происходило в несколько этапов: подготовительного «досиллового»; «синхронного»; постумного «постсиллового». Каждый этап характеризуется специфическим характером прогибания палеобассейна и особенностями осадконакопления.

2. Внедрение силлов происходило в течение нескольких фаз, разобщенных в пространстве и во времени. Силлы этих фаз различаются положением в структуре Онежской мульды, особенностями внутреннего строения и взаимоотношения с вмещающими комплексами.

3. Закономерности распределения силлов в структуре палеобассейна и механизмы их внедрения связаны с величиной прогибания палеобассейна и наличием барьеров, препятствующих продвижению магматических расплавов. Определен механизм, объясняющий установленные пространственно-временные закономерности размещения силлов в структуре Онежской мульды.

Благодарности:

Автор сердечно благодарит своего научного руководителя М.Г. Леонова, а также всех коллег, чьи советы и участие помогли завершить данную работу, в частности:

А.В. Артамонова, А.С. Балужева, С.Н. Белоликову, А.И. Вознесенского†, К.А. Докукину, Д.С. Зыкова, В.С. Еремеева, А.И. Ивлиева, С.Ю. Колодяжного, Н.Б. Кузнецова, А.Н. Конилова, В.С. Куликова, П.В. Медведева, А.В. Мигурского, Е.С. Пржиялговского, О.М. Розена, А.Е. Романько, А.Е. Ромашкина, Д.В. Рычанчика, Л.П. Свириденко, Л.Ф. Сергачеву, С.Д. Соколова, А.В. Суханова, Е.Н. Терехова, В.В. Травина, Т.И. Хераскову, К.Г. Чешихину, Н.В. Шарова, Т.Ф. Щербакову.

Общие закономерности строения и эволюции региона

Балтийский щит является самым крупным выходом фундамента Восточно-Европейской платформы и образован, согласно представлениям К.О. Кратца с коллегами (1978), тремя крупными доменами (областями), которые отличаются временем проявления главных корообразовательных процессов и интенсивностью последующих преобразований земной коры. Среди этих доменов с востока на запад выделяются: 1) Кольско-Карельский, где сохранились образования архея и палеопротерозоя; 2) Свекофеннский, сформированным в результате свекофеннской (2.0 – 1.8 млрд. лет) орогении; 3) Дальсландским в результате гринвильской (1.2 – 1.0 млрд. лет) орогении [Богатилов и др., 2010; Кратц и др., 1978; Ранний докембрий., 2005].

Кольско-Карельский домен с юго-востока ограничен чехлом Восточно-Европейской платформы. Западным ограничением Кольско-Карельского домена является Раахе-

Ладожская зона, которая отделяет его от Свекофеннского домена и в геологическом выражении представляет собой шовную структуру между блоками с архейской и протерозойской континентальной корой. Эта зона прослеживается менее уверенно на территорию Северной Швеции, поскольку архейская кора там более интенсивно переработана в свекофеннское время [Ранний докембрий..., 2005]. С северо-запада оба домена ограничены зоной надвига норвежских каледонид.

Кольско-Карельский домен имеет гетерогенное строение, и подразделяется [Кратц и др., 1978] на следующие составные части: Карельский и Кольский кратоны, относительно стабильные в палеопротерозое, Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс, Беломорский и Терско-Леттинский пояса [Богатиков и др., 2010; Ранний докембрий..., 2005].

Карельский кратон (массив) сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента, которые с размывом и угловым несогласием перекрыты вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями протоплатформенного чехла карелид [Белоусов, 1978; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Очерки..., 1995; Павловский, 1964; Путеводитель, 1987; Сыстра, 1991; Тектоника..., 1978; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973; *мн. др.*]. Южный и юго-восточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, которые с угловым несогласием залегают на подстилающих отложениях. На юго-западе и западе Карельский массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями Свекофеннид. На северо-востоке, востоке и севере массив граничит с образованиями Беломорского складчато-метаморфического пояса. Образования протоплатформенного чехла Карельского массива с размывом, угловым несогласием и корами выветривания [Корякин, 1970] в основании залегают на глубоко эродированном архейском гранито-гнейсовом и гранит-зеленокаменном фундаменте ребольского этапа тектогенеза [Геология Карелии, 1987; Сыстра, 1991; Загородный, Радченко, 1987; Этапы..., 1973].

Снизу вверх по разрезу протоплатформенного чехла выделяются следующие надгоризонты палеопротерозоя [Решение третьего..., 2001] (рис 1, 2):

1. *Сумийский и сариолийский* нагоризонты (нижнекарельский подкомплекс), сформированных в интервале 2.5 – 2.3 млрд. лет, в эпоху между ребольским, произошедшего на рубеже архея и палеопротерозоя, и селецким (гирвасским) этапами деформаций. Образования сумия и сариолия обнажаются на периферии крупных структур ятулийского заложения, отделяются от последних эпохой развития кор выветривания и пенепленизации. Их формирование происходило в условиях сводового поднятия [Хейсканен, 1996], и в настоящее время связывается с существованием сумийского мантийного плюма [Куликов и др., 2005; Богатиков и др., 2010; Минц и др., 2010; Онежская палеопротерозойская..., 2011]. Эти толщи рассматриваются автором в составе пород фундамента.

2. *Ятулийский* (2.3 – 2.1 млрд. лет) и *людиковийский* (2.1 – 1.92 млрд. лет) надгоризонты, сформированных в эпоху между селецким (гирвасским) и кондопожским

этапами деформаций. Отложения ятулия залегают трансгрессивно, с угловым несогласием и корами выветривания, перекрывая комплексы фундамента и слагая крупные наложенные мульды (в том числе – Онежскую мульду) и линейные прогибы [Кратц, Лазарев, 1963] на территории Карельского массива и за его пределами. Эта область развития ятулийских образований получила наименование «ятулийский континент» [Вяюрюнен, 1959, Эскола, 1976] и охватывала значительную часть территории Балтийского щита. Площади палеобассейнов превышали площади современных структур, однако распределение фаций в пределах последних часто согласуется с их контурами, что свидетельствует о конседиментационном характере их прогибания [Докембрий континентов., 1977; Методы изучения., 1960; Соколов, 1963; Соколов и др., 1970].

В пределах Карельского массива ятулийские образования местами согласно, местами с разрывом и корами выветривания перекрываются людиковийскими углеродсодержащими вулканогенно-осадочными толщами, слагающими ядра мульды и прогибов ятулийского заложения. Формирование ятулийско - людиковийских толщ на территории Балтийского щита, в результате которого в пределах Карело-Кольского домена была сформирована ятулийско-людиковийская изверженная провинция платобазальтов и одни из древнейших офиолитовых разрезов (офиолиты Йормуа) в области Свекофеннид, связывается с новым периодом активности суперплюма [Богатиков и др., 2010; Куликов и др., 1999; Минц и др., 2010; Онежская палеопротерозойская., 2011; Светов, Свириденко, 2005].

3. *Калевийский* (1.92 – 1.8 млрд. лет) и *вепсийский* (1.8 – 1.65 млрд. лет) надгоризонты, сформированные в эпоху между кондопожским и свекофеннским этапами деформаций. После завершения формирования ятулийско-людиковийских образований территория Балтийского щита претерпела структурную перестройку, проявление которой определило трансгрессивный характер залегания вышележащих толщ калевийского надгоризонта, которые с угловым несогласием перекрывают разновозрастные подстилающие комплексы. Основная масса отложений формировалась в пределах калевийско-вепсийского Свекофеннского палеобассейна [Ранний докембрий., 2005; Светов, Свириденко, 2005], а также в пределах западной части Онежской мульды. На заключительном, свекофеннском этапе деформаций, территория Балтийского щита подверглась интенсивным складчато-разрывным деформациям, наибольшая интенсивность которых устанавливается в западной части щита, где произошло формирование Свекофеннского орогена. Проявления деформаций в центральной части Балтийского щита вызвали значительную перестройку сформированных структур (в том числе - Онежской мульды) и определили характер рисунка их современной тектонической структуры. Позднее, в раннем рифее в юго-западном обрамлении Карельского массива Балтийского щита произошло становление гранитов рапакиви.

Онежская мульда располагается на юго-восточной окраине Карельского массива. Результаты бурения и геофизические исследования [Анкудинов и др., 1972; Бельская, 1992; Былинский и др., 1982; Глубинное..., 2004; Голод и др., 1983; Земцов, Бирук, 2002; Клубуков

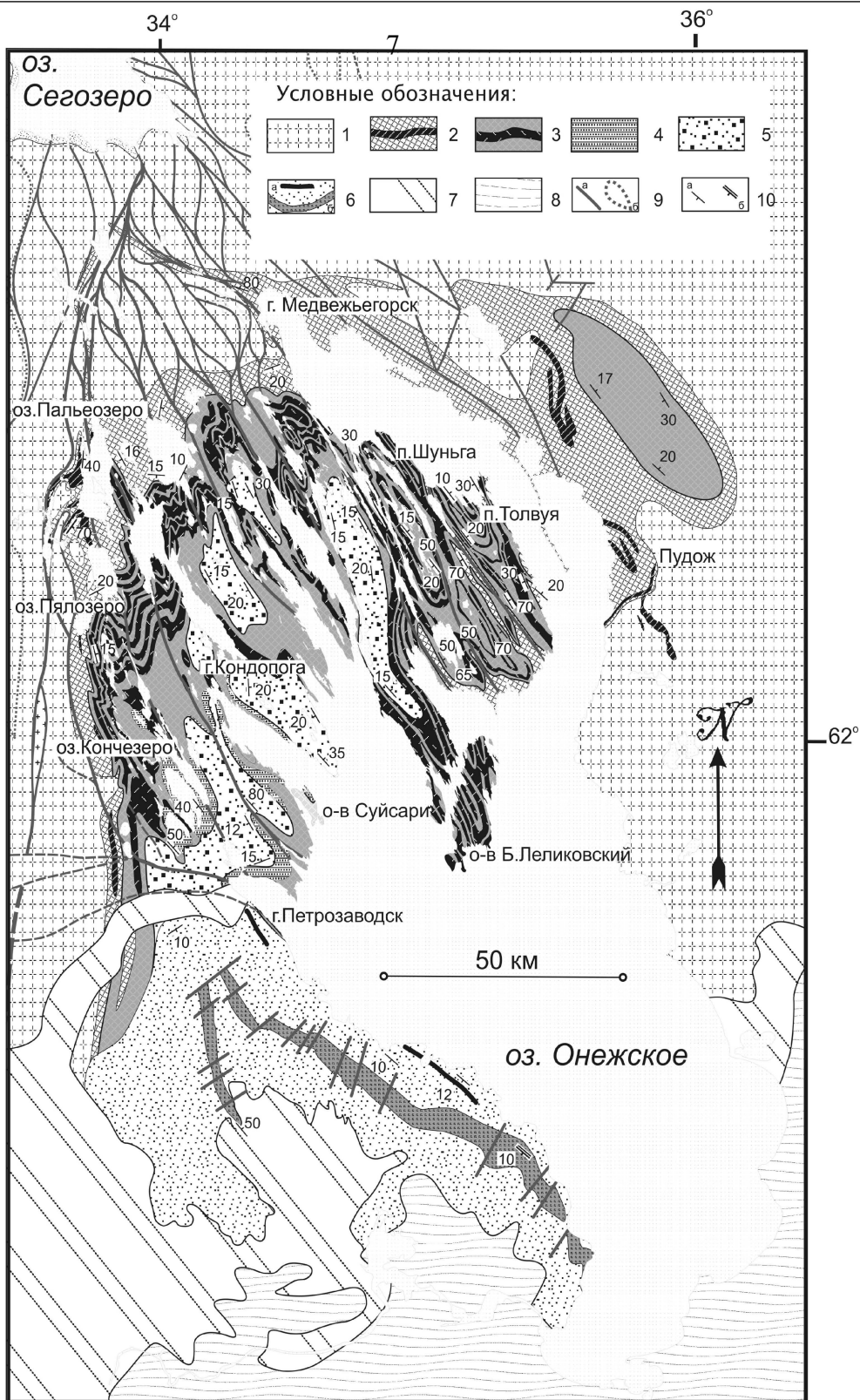
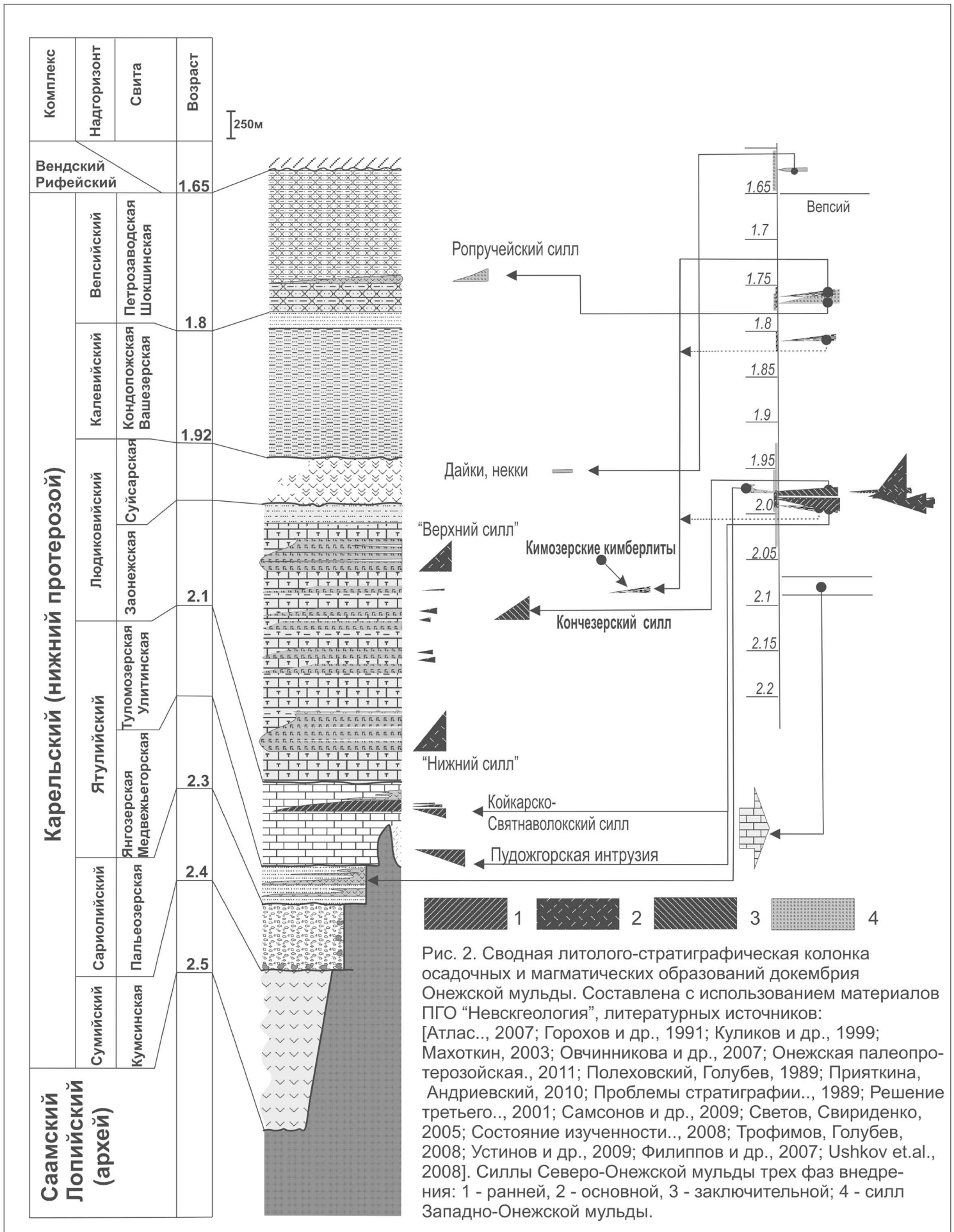


Рис. 1. Схема геологического строения Онежской муфты. Составлена с использованием данных (Войтович, 1971; Галдобина, 1972; Кайряк, 1963; Колодяжный, 2005; Куликов и др., 1999; Макарихин, Кононова, 1983; Полеховский, Голубев, 1989; Сацук и др., 1988; Соколов и др., 1970; Светов, 1972; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966), фондовых материалов ПГО "Невскеология", дешифрирования космоснимков и собственных наблюдений автора.

1 – гранито-гнейсы фундамента, сумийский и сариолийский надгоризонты; 2 – ятулий: сегозерский и онежский горизонты с силлами метагаббро-долеритов; 3-4 – людиковый: 3 – заонежская свита с силлами метагаббро-долеритов, 4 – суйсарская свита с силлами перидотит-долеритового комплекса; 5 – калевий; 6 – велсий: а – лавы основного состава, б – силл метагаббро-долеритов; 7 – рифей, венд; 8 – платформенный чехол; 9 – основные разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания: а – слоистости, б – отдельности



и др., 2007; Минц и др., 2010; Наркисова и др., 2008, 2010; Онежская палеопротерозойская..., 2011; Панасенко, 1969; Проскуряков и др., 1993; Строение, 1993; Шаров, 1993; Шаров, Исанина, 2010; др.] показывают, что основание Онежской мульды сложено кислыми породами (гранитами, гранитогнейсами, мигматитами), принадлежащими архейскому фундаменту.

В составе Онежской мульды выделяются две меньшие по размеру структуры: Северо-Онежская и Западно-Онежская мульды, отличающиеся временем заложения и особенностями развития, которые выражены в различном характере выполнения и возрасте вулканогенно-осадочных толщ, разным рисунком структурного плана, а также временем процессов силлообразования.

Северо-Онежская мульда, площадью около 17000 км², развивалась начиная с середины и до конца палеопротерозоя в ятулии – вепсии (2.3 – 1.65 млрд. лет). Для мульды в плане (см. рис 1) характерны изометричные очертания общей структуры, при линейно-ориентированном характере внутренней структуры, представленной серией слабодислоцированных синклиналей, разделенных узкими сжатыми зонами складчато-разрывных дислокаций [Афанасьева, 1997; Кондаков и др., 1986; Леонов, 2008].

Западно-Онежская мульда, площадью около 7000 км², заложилась в позднем ятулии, но основное развитие получила в конце палеопротерозоя в вепсии (≈1.65 млрд. лет). Общая вытянуто-коробчатая форма с центриклинальным пологим падением слоистых толщ, осложнена приразломными дислокациями в пределах западного борта структуры [Гарбар, 1971; Новикова, Чахмачев, 1967].

В эволюции Онежской мульды автором выделяется две крупных этапа силлообразования: позднеятулийско-людиковийский, охвативший Северо-Онежскую мульду в период от 1.983 млрд. лет [Филиппов и др., 2007] до 1.975 млрд. лет [Куликов, и др., 1999] и вепсийский, охвативший Западно-Онежскую мульду, где проявился одноактно на рубеже около 1770 млн. лет [Бибикина и др., 1990].

Защищаемые положения

Первое положение: Формирование Онежской мульды в интервале ятулий - вепсий (2.3 – 1.65 млрд. лет) сопровождалось смещением депоцентра² палеобассейна от центра к периферии Карельского массива и происходило в несколько этапов: подготовительного «досиллового»; «синхронного»; постумного «постсиллового». Каждый этап характеризуется специфическим характером прогибания палеобассейна и особенностями осадконакопления.

На «досилловом» (см. рис 3) этапе развития (2.3 – 2.1 млрд. лет) Онежский палеобассейн характеризуется накоплением вулканогенно-осадочных отложений ятулия,

² Депоцентр – участок бассейна с максимальной мощностью осадков [Осадочные бассейны..., 2004; Селли, 1981]

сформированных в аллювиально-озерных и мелководно-бассейновых обстановках с конседиментационным терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением и проявлением платобазальтового вулканизма в субаэральных условиях. Для раннеятулийских толщ характерны высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала, зрелость осадков, широкое развитие конгломератов, перерывов, поверхностей размыва, косослоистых текстур, а также отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации.

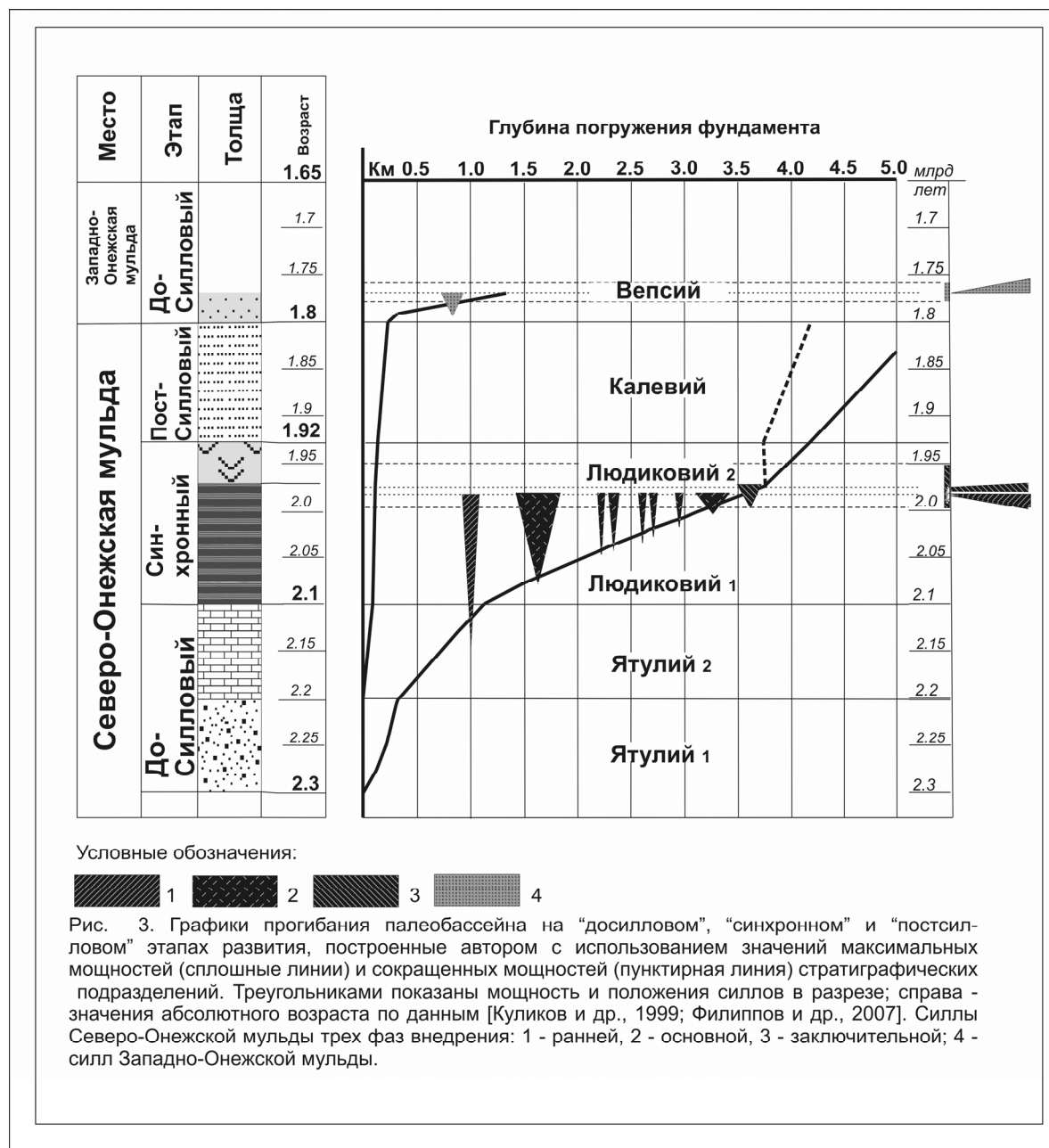
Эти признаки указывают на обстановки их формирования в пределах обширного мелководного эпиконтинентального палеобассейна с прерывистым компенсированным характером прогибания. К регрессивным частям разрезов приурочены лавовые толщи, с текстурными особенностями субаэральных излияний и высокой окисленностью [Голубев, Светов, 1983; Светов, Свириденко, 2005].

Для позднеятулийских толщ, представленных карбонатными породами со строматолитами и онколитами, в том числе пестроцветными доломитами и соленосными толщами, характерно постоянное присутствие терригенного материала при отсутствии грубообломочных пород, трещины усыхания, следы капель дождя на поверхностях напластования, фациальные переходы и местные перерывы. Локально развиты толщи лав базальтового состава, не несущие признаков излияний в водных условиях. Формирование толщ позднего ятулия происходило в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне с длительным устойчивым прогибанием, без контрастного рельефа и тектонических уступов, без крупных тектонических событий, с общей трансгрессивной направленностью, которая выражается в смене терригенного осадконакопления карбонатным. Распределение фаций в общих чертах согласуется с современным контуром Онежской мульды. Суммарные мощности ятулийских отложений изменяются от 400 м в бортовых частях и до 700 м в центре Онежской мульды, что позволяет рассчитать минимальную величину прогибания дна палеобассейна на «досилловом» этапе развития (см. рис. 3).

Сопоставление разрезов нижнего ятулия показывает, что наибольшие мощности терригенных вулканогенно-осадочных пород характерны для центральных частей Карельского массива (район Сегозерской и Елмозерской структур), где господствовали бассейновые фациальные обстановки. Эти толщи прослеживаются в южном направлении вплоть до полного их выклинивания в районе центральной части Онежской мульды, очерчивая южное ограничение раннеятулийского палеобассейна, где реконструируются мелководные аллювиально-озерные обстановки [Негруца, 1963; Ранний докембрий..., 2005; Светов, 1979; Соколов и др., 1970; Хейсканен, 1990].

Прослеживание разрезов терригенно-карбонатных толщ верхнего ятулия показывает, что от центральной части Онежской мульды к северо-западу мощность терригенно-

карбонатных толщ уменьшается за счет выклинивания нижних подразделений онежского горизонта, достигая минимума в районе Сегозерской структуры, что отражает трансгрессивный характер их залегания и позволяет реконструировать направление позднеятулийской трансгрессии – с юго-востока на северо-запад [Сацук и др., 1988; Ахмедов и др., 1992].



В позднем ятулии прогибание охватило всю Онежскую мульду с образованием до 700 метров карбонатных толщ в центральной части палеобассейна. Береговая линия, положение которой реконструируется в бортовых частях Онежской мульды, маркирует флексуобразный перегиб, ограничивающий область позднеятулийского прогибания [Ахмедов и др., 1992; Горохов и др., 1993; Галдобина, Горлов, 1971; Сацук и др., 1988; Соколов и др., 1970; Соколов, 1963].

Таким образом, если в раннем ятулии бассейновые фациальные обстановки охватывали центральную части Карельского массива, то в позднем ятулии область

конседиментационного прогибания охватила всю Онежскую мульду, что свидетельствует о направлении смещения депоцентра палеобассейна в южном направлении.

На «синхронном» этапе (2.1 – 1.92 млрд. лет) развития³ Онежского палеобассейна формировались раннелюдиковийские шунгитсодержащие осадочные толщи в бассейновых обстановках, а также толщи базальтов и андезито-базальтов, изливавшихся в субаэральных и субаквальных обстановках. В западной части структуры формировались разрезы вулканогенного типа заонежской свиты людиковия, а в центральной части – вулканогенно-осадочного и осадочно-вулканогенного типов [Галдобина, 1982; Светов, 1979].

Характерно отсутствие в разрезах грубообломочных пород, признаков размывов, перерывов и внутренних несогласий, что свидетельствует об устойчивом прогибании дна палеобассейна. В центральной его части общая стратиграфическая последовательность пород осложняется явлениями деформации пластичных толщ, такими как будинаж-структуры, складки нагнетания и купольные залежи шунгитовых пород [Галдобина, 1991; Купряков, Михайлов, 1988; Органическое вещество..., 1994; Полещук, 2006, 2007; Рябов, 1933; Судовиков, 1937; Филиппов, 2002; Филиппов, Ромашкин, 2006; Хейсканен, Рычанчик, 1998; др.], свидетельствующие о перераспределении вещества в пластичном состоянии. Суммарные мощности высокоуглеродистых осадочных и вулканогенных толщ заонежской свиты, без учета мощности силлов, достигают в центре мульды значений 1500 - 1700 м, а в её бортовых частях - до 600 - 700 м [Галдобина, 1982; Куликов и др., 1999; Полеховский, Голубев, 1989]. Наибольшая мощность осадков с силлами метагаббро-долеритов составляет 2760 м [Полеховский, Голубев, 1989].

Приведенные цифры отражают минимальные значения прогибания палеобассейна на «синхронном» этапе, которое, с учетом уплотнения осадков, могло быть большим.

В конце «синхронного» этапа развития Онежского палеобассейна на площади, не превышающей 2 тыс. км² в западной части Онежской мульды в нескольких сближенных вулканических зонах [Куликов и др, 1999; Светов, 1979; Светов, Свириденко, 2005] формировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи суйсарской свиты позднего людиковия, мощностью до 450 м. При этом, для разрезов, развитых в западной части Онежской мульды характерны краснокаменные изменения лавовых потоков и сильная степень окисленности лав, развитие шлаков, агломератовых и среднеобломочных туфов без каких-либо следов водной обработки [Голубев, Светов, 1983; Светов, 1979], что свидетельствует о наземном характере излияния, в то же время, литологические и текстурные особенности пирокластических и осадочно-пирокластических пород восточных разрезов несут на себе следы перемыва. Здесь также широко развиты шаровые и подушечные

³ Этот этап выделен автором после идентификации на контактах силлов и шунгитовых пород пеперит-структур

лавы, которые формировались в пределах мелководного бассейна, глубина которого не превышала первых сотен метров [Гилярова, 1959; Светов, Свириденко, 2005].

Анализ современного распространение толщ заонежской свиты и существующих палеогеографических реконструкций обстановок их формирования показывают, что область наибольшего прогибания палеобассейна на «синхронном» этапе охватывала всю Онежскую мульду [Атлас., 2007; Галдобина, Горлов, 1971; Галдобина, 1982, 1991; Голубев, Полеховский, 1989; Онежская палеопротерозойская., 2011; Ранний докембрий., 2005; Светов, 1972, 1979; Соколов, 1963; Соколов и др., 1970; Филиппов, 1994, 2002; Филиппов и др., 2007; Харитонов, 1966; Хейсканен, 1990]. В конце «синхронного» этапа, в суйсарское время, толщи вулканогенных и осадочных пород формировались на небольшой площади в пределах мелководного бассейна в западной части Онежской мульды.

На «постсилловом» этапе (1.92–1.8 млрд. лет) развития в Онежском палеобассейне формировались амагматичные терригенные толщи калевия. В центральной части Онежской мульды они представлены шунгитоносными вулканомиктовыми толщами кондопожской и вашезерской свит, суммарной мощностью до 550 м, в её западной части – их фациальными аналогами – толщами падосской и шуйской свит преимущественно аркозового состава, суммарной мощностью до 1200 м [Кайряк, 1973; Онежская палеопротерозойская., 2011].

Терригенные толщи калевия толщи с разрывом и угловым несогласием и прослоями конгломератов залегают на подстилающих лудиковийских образованиях. На плоскостях напластования устанавливаются трещины усыхания, поверхности размыва и знаки ряби, характерны прослои конгломератов и косослоистые серии, наличие которых устанавливается по всему разрезу. Эти признаки мелководья указывают на конседиментационный характер прогибания дна мелководного эпиконтинентального палеобассейна, с равнинными, периодически затопляющимися побережьями [Кайряк, 1973; Органическое вещество., 1994].

Таким образом, в калевии, на «постсилловом» этапе развития прогибание охватило центральную и западную части Онежской мульды. По сравнению с лудиковием область осадконакопления сокращается, а депоцентр палеобассейна смещается к юго-западу, где в юго-западной части Онежской мульды формируются отложения мощностью до 1200 м.

На заключительном этапе развития палеобассейна (за которым последовало веписьское событие силлообразования) в районе Западно-Онежской мульды в континентальных условиях формировались сероцветные толщи петрозаводской свиты, маломощные лавы основного состава с корами выветривания в кровле потоков, а также красноцветные кварцито-песчаники шокшинской свиты вепися. Общая мощность отложений достигает 1500 м [Галдобина, Хейсканен, 1989].

Для начальных этапов развития бассейна реконструируются прибрежно-бассейновые и дельтовые фациальные обстановки, с тенденцией к обмелению палеобассейна на поздних

этапах развития [Галдобина, Михайлюк, 1971; Гарбар, 1971; Кайряк, 1973; др.]. Комплекс первичных осадочных текстур: косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания свидетельствует о конседиментационном характере прогибания, однако, достаточно быстро, о чем свидетельствует присутствие среди образований шокшинской свиты слюдистых пород (микалитов) [Симанович, 1966].

Анализ современного распространения толщ веписького надгоризонта, представленных сероцветными полевошпатовыми песчаниками петрозаводской свиты и красноцветными кварцито-песчаниками шокшинской свиты, а также лавами основного состава, приуроченных к границе этих свит, общая мощность которого достигает 1500 м показывает, что наиболее погруженные части палеобассейна в веписии локализовались в юго-западной части Онежской мульды.

В центральной части Онежской мульды развитие палеобассейна завершилось формированием Кимозерских алмазонасных кимберлитов [Прияткина, Андриевский, 2010; Ушков, 2001; Устинов и др., 2009; Ushkov et.al., 2008], абсолютный возраст которых, по разным оценкам, составляет от 1764 ± 125 млн. лет [Махоткин, 2003] до 1814 ± 20 млн. лет [Онежская палеопротерозойская., 2011] и 1986 ± 4 млн. лет [Самсонов и др., 2009].

Из приведенного материала следует, что длительное формирование ятулийско-веписького палеобассейна сопровождалось миграцией депоцентра палеобассейна от центральных частей Карельского массива к его периферии. При этом выделенные этапы развития, вследствие неполноты геологической летописи, наиболее полно представлены в Северо-Онежской мульде и в сокращенном виде («досилловый» этап) – в Западно-Онежской мульде.

«Досилловый» этап развития палеобассейна характеризуется накоплением терригенных и терригенно-карбонатных толщ ятулия (*2.3 – 2.1 млрд. лет*), мощностью до 700 м (район Северо-Онежской мульды) и терригенных толщ веписия (*1.8 – 1.77 млрд. лет*), мощностью около 1500 м (Западно-Онежская мульда) в мелководно - бассейновых обстановках с конседиментационным характером прогибания дна палеобассейна. Лавовые излияния происходили в наземных условиях.

На «синхронном» этапе (*2.1 – 1.92 млрд. лет*) развития Северо-Онежской мульды накопление шунгитсодержащих толщ в бассейновой обстановке с более интенсивным прогибанием завершилось массовым внедрением силлов. Характерны будинаж-структуры и купольные залежи шунгитовых пород, формирование которых свидетельствует о перераспределении вещества в пластичном состоянии, и которое можно объяснить термическим воздействием силлов на неконсолидированные осадки [Полещук, Ромашкин, 2005; Полянский, Ревердатто, 2002]. Последнее подтверждается фактами развития на контактах силлов и шунгитовых пород пеперит-структур, а также явлениями обогащения эндоконтактовых частей интрузий углеродистым веществом [Филиппов и др., 2002] которые также свидетельствуют об их внедрении в неконсолидированные осадки. Для вулканитов этого этапа характерно формирование как в наземных, так и подводных обстановках.

На «постсилловом» ($1.92 - 1.8$ млрд. лет) этапе развития в калевии в мелководно-бассейновых обстановках с конседиментационным прогибанием происходило накопление амагматических терригенных толщ.

Второе положение: Внедрение силлов происходило в течение нескольких фаз, разобщенных в пространстве и во времени. Силлы этих фаз различаются положением в структуре Онежской мульды, особенностями внутреннего строения и взаимоотношения с вмещающими комплексами.

Начальная фаза внедрения силлов Северо-Онежского палеобассейна представлена серией субпластовых и секущих магматических тел дифференцированных метагаббро-долеритов с горизонтами диоритов и габбро с титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением. Среди них Койкарско-Святнаволоцкий (возраст $\approx 1983,4 \pm 6,5$ млн.лет [Филиппов и др., 2007]) и Габневский силлы мощностью до 150 – 200 м и площадью распространения до 500 км², которые располагаются внутри разреза терригенно-карбонатных пород ятулия, общая мощность которых в бортовых частях структуры достигает нескольких сотен метров. Кроме того, присутствуют небольшие по мощности и по протяженности недифференцированные пластовые интрузии (Медногорский силл, силлы восточного и западного обрамления структуры). Силлы этой фазы локализованы в бортовых частях структуры. На северо-западном обрамлении структуры они ассоциируют с лавовыми потоками основного состава [Светов, 1972; Светов и др., 1972], но отдельные маломощные тела фиксируются в центральной части Онежской структуры.

Силлы залегают в целом согласно с вмещающими толщами. На отдельных участках устанавливается захват крупных фрагментов вмещающих пород, образование приконтактных брекчий (Медногорский силл) [Соколов и др., 1970; Полещук и др., 2003], «трубок взрыва» (Гирвасский вулкан) [Куликов и др., 2007; Светов, 1972; Светов, Голубев, 1967] и флюидизатов (Габневский силл) [Трофимов, Логинов, 2005].

Основная фаза внедрения силлов представлена [Галдобина, 1982; Галдобина и др., 1972; Калинин, 1967; Полеховский, Голубев, 1989; Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 2005] недифференцированными телами метагаббро-долеритов, которые формируют от 5 до 9 субпараллельных пластовых тел с суммарной (без учета «межсилловых» отложений) мощностью в центральной частях Онежской мульды до 900 м. Они занимают площадь около 11000 км². Силлы этой фазы ассоциируют с раннелюдиковскими шунгитсодержащими толщами и лавовыми потоками основного состава, характеризуясь в краевых частях палеобассейна пониженными величинами суммарных мощностей (до 500 м) по сравнению с мощностями силлов в центре мульды [Галдобина, 1982; Галдобина и др., 1972; Светов, 1979].

Силлы располагаются в целом согласно с вмещающими толщами, участвуя совместно с ними в складчатой структуре. В центральной части Онежской мульды, на контактах силлов с вмещающими осадочными отложениями выявлены пепериты [Биске и др., 2004; Полещук и др., 2004; Полещук, 2007], осложняющие строение приконтактных зон и свидетельствующие о внедрении силлов в неконсолидированные осадки [Busby-Spera, White,

1987; Skilling et al., 2002; White et al., 2000; др.]. В западной части структуры внедрение силлов происходило вдоль границ лавовых потоков [Галдобина и др., 1972].

Заключительная фаза внедрения представлена дифференцированными силлами перидотит-долеритового комплекса, которые развиты в пределах площади распространения суйсарских вулканогенных толщ.

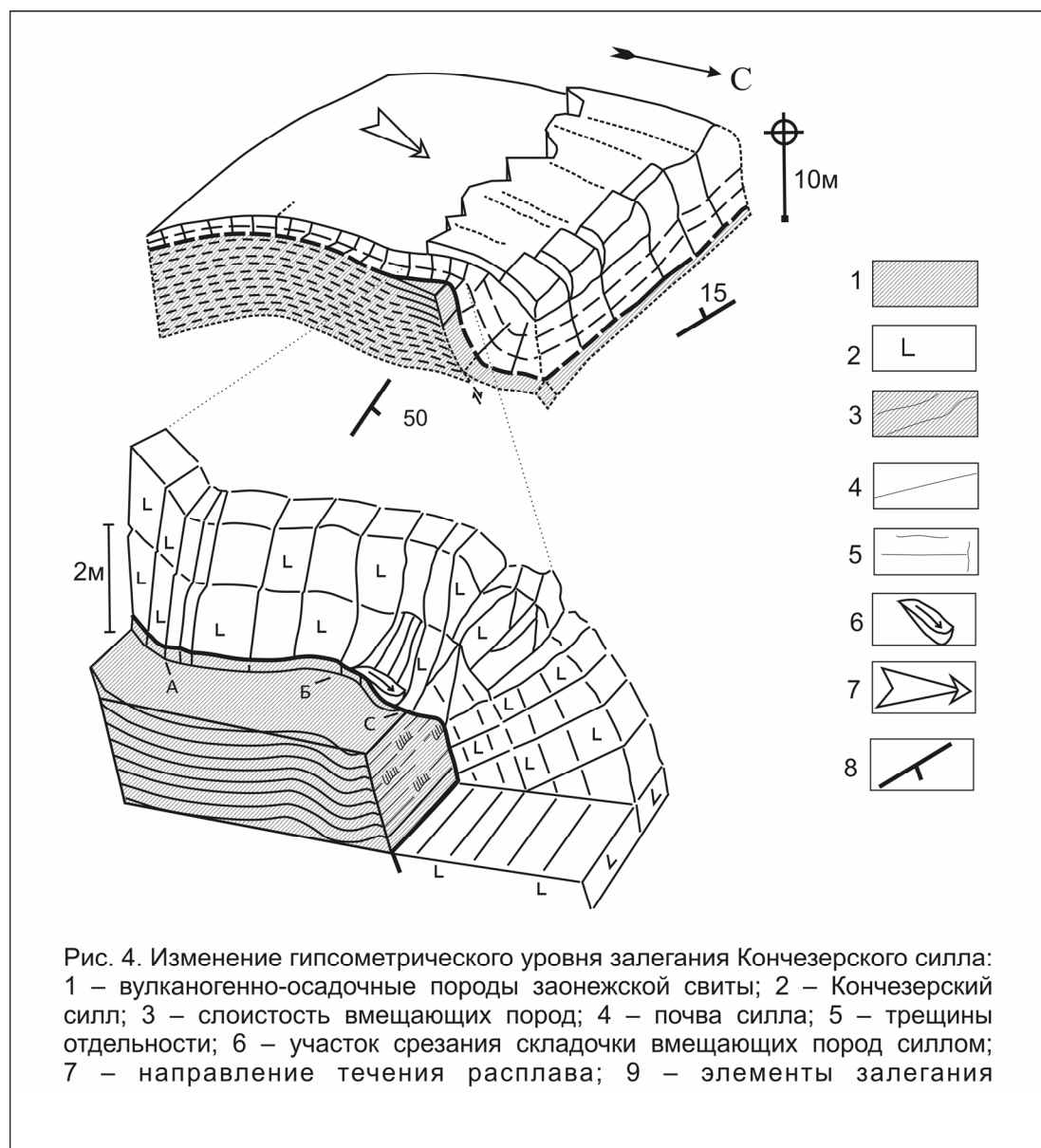


Рис. 4. Изменение гипсометрического уровня залегания Кончезерского силла: 1 – вулканогенно-осадочные породы заонежской свиты; 2 – Кончезерский силл; 3 – слоистость вмещающих пород; 4 – почва силла; 5 – трещины отдельности; 6 – участок срезания складочки вмещающих пород силлом; 7 – направление течения расплава; 9 – элементы залегания

Силлы залегают среди вулканогенно-осадочных шунгитсодержащих толщ заонежской свиты, мощность которых достигает здесь 600 – 700 м, при этом собственная мощность силлов достигает 150 м при относительно небольших размерах - до 300 км². Они являются промежуточными магматическими камерами суйсарских вулканов [Куликов и др., 1999; Светов, 1979; Светов, Свириденко, 2005]. Одним из наиболее изученных силлов этой фазы является Кончезерский силл, абсолютный возраст которого $\approx 1975 \pm 24$ млн.лет [Куликов и др., 1999].

В Западно-Онежском палеобассейне внедрение произошло в течение одной крупной фазы с формированием дифференцированного силла метагаббро-долеритов, площадью до

8700 км² и мощностью до 180 м [Гарбар, 1971; Куликова и др., 2008; Полканов, 1956; Светов, 1979; др.]. Залегание силла в целом согласное со складчатой структурой и в то же время без четко фиксированного положения в разрезе вмещающих толщ [Гарбар, 1971; Симанович, 1966]. В процессе внедрения расплав выбирал наиболее податливые участки разреза, представленные алевролитами, сланцами, раздвигая хрупкие, консолидированные отложения [Симанович, 1966].

Для силлов выделенных фаз, залегающих, в целом, согласно с вмещающими толщами, в приконтактных областях установлены факты захвата фрагментов вмещающих толщ, развитие приконтактных брекчий, флюидизатов и трубок взрыва, пеперит-структур, также выявлены признаки изменения гипсометрического уровня залегания (см. рис 4) разновозрастных силлов [Гарбар, 1971; Куликов и др., 2005; Полещук, 2006, 2007; Симанович, 1966; Трофимов, Логинов, 2005]. Эти факты указывают на активный характер внедрения силлов разных фаз.

Третье положение: Закономерности распределения силлов в структуре палеобассейна и механизмы их внедрения связаны с величиной прогибания палеобассейна и наличием барьеров, препятствующих продвижению магматических расплавов. Определен механизм, объясняющий установленные пространственно-временные закономерности размещения силлов.

Исходя из оценки мощностей вмещающих толщ следует, что внедрение *силлов ранней фазы*, локализованных в бортовых частях Онежской мульды, происходило на глубине несколько сотен метров в обводненные горизонты [Jamtveit et al., 2004] что подтверждается наличием флюидизатов (Габневский силл) [Трофимов, Логинов, 2005] и «трубок взрыва» (Гирвасский вулкан) [Куликов и др., 2007; Светов, 1972; Светов, Голубев, 1967].

Наиболее вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности явилось либо достижение обводненных горизонтов, играющих роль флюидных барьеров [Mudge, 1968], либо сформированного ранее лавового панциря – магнеупора [Дю Тойт, 1957]. Решение проблемы пространства в случае ассоциации силлов с позднеятулийскими лавовыми толщами, развитыми в районе северо-западного обрамления структуры, можно объяснить сменой режима сводового воздымания на режим прогибания [Светов, Свириденко, 2005].

В тех случаях, когда лавы отсутствуют (силлы северного, восточного и западного обрамления Онежской мульды), возникновение пространства для интрузий связано с развитием флексурообразного перегиба [Полканов, 1956], отделяющего область позднеятулийского прогибания от ограничивающих его бортовых частей палеобассейна.

Здесь, в бортовых частях Онежской мульды локализованы питающие каналы силлов, которые представлены, в частности Пудожгорской интрузией – пластовым телом, полого

падающим к центру мульды и секущим граниты фундамента [Полканов, 1956; Трофимов, 2008]. Ориентировка первичной минеральной линейности указывает, что течение расплава в питающем канале происходило от центра палеобассейна к его бортовым частям [Полканов, 1956] по восходящей траектории. Именно здесь, в области флексурообразного перегиба, в область разрядки и напряжений, вызванных изгибом коры в породах фундамента образуются ослабленные зоны, по которым происходит движение расплавов [Полканов, 1956; Дэллмес, 1961; Светов, Свириденко, 2005; Трофимов, Голубев, 1999] с последующим образованием силлов ранней фазы среди ятулийских толщ.

Внедрение *силлов основной фазы* охватило большую часть Онежской мульды. Положение питающих каналов этой фазы достоверно не установлено. Можно предполагать их наличие в западном борту Онежского палеобассейна, в зоне повышенной проницаемости, маркируемой положением людиковийских разрезов вулканогенного типа, а также в центральной, наиболее погруженной части структуры [Новикова, 1975; Светов, 1979]. Наиболее приемлемым механизмом внедрения силлов основной фазы, которые отличаются значительной мощностью и широким ареалом распространения, согласно представлениям Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1949), является механизм «обмена местом». Этот механизм предполагает заполнение расплавом пространства, образующегося вследствие отслаивания в процессе изгиба пластичных толщ в наиболее погруженных частях структур, иными словами – «подземное компенсирование прогибания» [Косыгин, Магницкий, 1948]. При этом вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности является, как и для силлов ранней фазы, достижение расплавом уровня флюидоупоров, маркируемых в данном случае пеперитами, либо лавового панциря, играющего роль магмаупора (см. рис 5).

Исходя из мощности вмещающих толщ внедрение силлов *заключительной фазы*, локализованных в западной части Онежской мульды, произошло на глубине до первых сотен метров. В связи с установленным фактом активного характера внедрения силлов [Куликов и др., 1976; Куликов и др., 1999; Полещук, 2003, 2006] наиболее приемлемым механизмом является механизм «магморазрыва», связанный с активным завоеванием магмой пространства [Пэк, 1968]. Реконструкции течения расплава некоторых силлов в западной части структуры [Полещук, 2006] свидетельствуют о приуроченности питающих каналов к наиболее погруженным частям синклинальных прогибов [Куликов и др., 1976; Куликов и др., 1979], при этом наиболее вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности при формировании этих силлов является достижение магмой лавового панциря, образуемого вмещающими вулканогенными толщами заонежской свиты.

Внедрение силла *Западно-Онежского палеобассейна* произошло после накопления осадочных толщ значительной мощности (около 1500 м), при этом силл занял большую часть этой структуры. В процессе внедрения расплав выбирал наиболее податливые участки

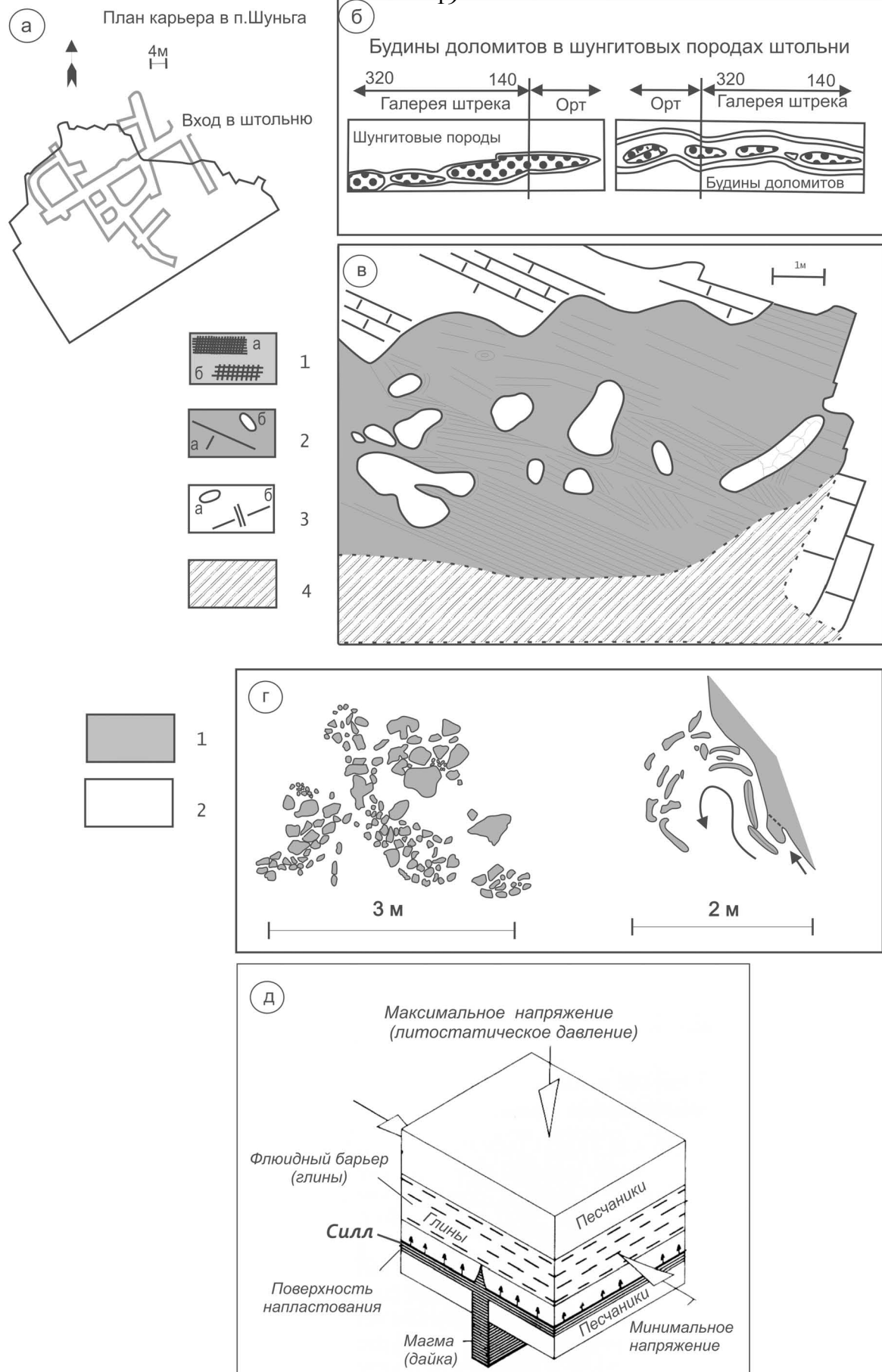
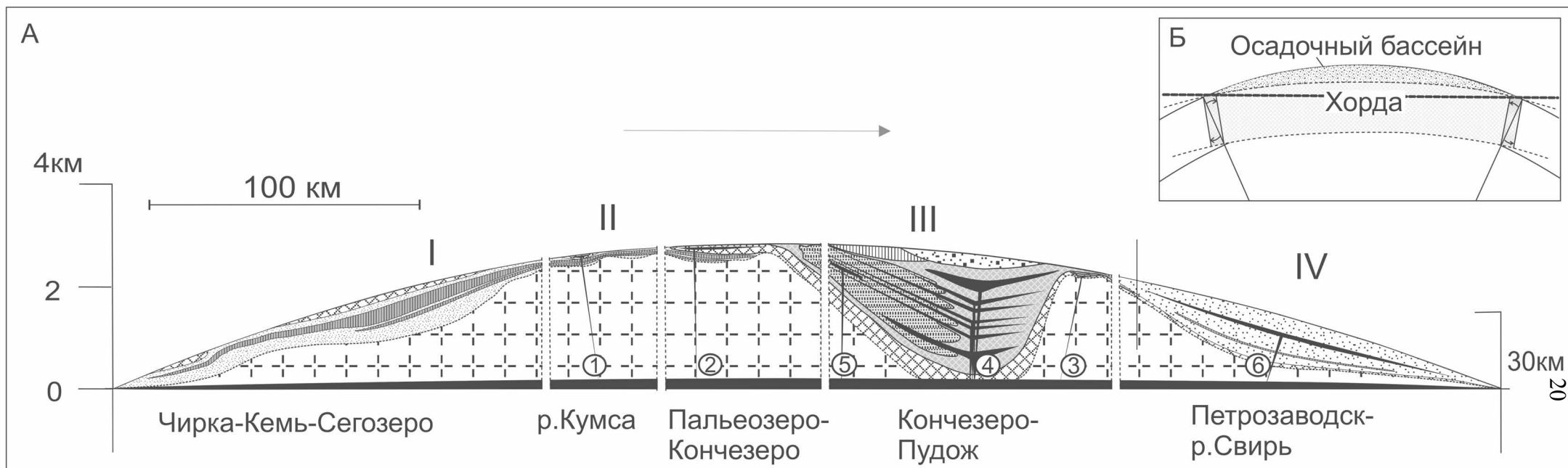


Рис. 5. А-г: детали строения раннелюдикийских образований “синхронного” этапа развития (составил автор); **А** - общий план карьера в пос. Шуньга с проекцией штольни, **Б** - будины доломитов среди шунгитовых пород; в - схема строения северо-западной стенки карьера. 1 - шунгитовые породы, 2 - лигиты, а - трещины отдельности, б - будины доломитов 3 - карбонатные породы, а - будин, б - основной части разреза; 4 - задерновка; **Г** - типы пеперитов на контактах силлов и шунгитовых пород. Слева - брекчиевидные фрагменты без корочек закалки, справа - округлые фрагменты с корочками закалки. Стрелками показано реконструируемое направление перемещения фрагментов. 1 - метадолериты, 2 - шунгитовые породы; **Д** - схема формирования силлов у флюидоупоров. Переведено и адаптировано из работы: [Mudge, 1968], с изменениями.



Условные обозначения:



Рис 6. А - Механизм, отражающий роль процессов силлообразования в тектонической эволюции Онежской мульды в ятулии - вепсии (2.3 – 1.65 млрд. лет) (составлена автором с использованием математических расчетов [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972] и геологических материалов [Галдобина, 1972, 1982; Кайряк, 1963; Куликов и др., 1999; Полеховский, Голубев, 1989; Сацук и др., 1988; Соколов и др., 1970, Светов, 1972, 1979; Трофимов, 2008; Харитонов, 1966; мн.др.], а также собственных наблюдений). 1 – гранито-гнейсы фундамента, сумийский и сариолийский надгоризонты; 2– 3 – ятулий: 2 – сегозерский горизонт, 3 – онежский горизонт; 4-5 – людиковий: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита; 6 – калевий; 7 – вепсий; 8 – силлы; 9 – номера силлов (в кружках) : 1-3 – ранняя фаза: 1 – Медногорский, 2 – Койкарско-Святнаволоцкий, 3 – Габневский и подводящая Пудожгорская интрузия; 4 – основная фаза, Заонежские; 5 – заключительная фаза, Кончезерский; 6 – Ропручейский; 10 - дуга земной поверхности: а – в реальном масштабе (масштаб - в правой части рисунка, б – с увеличением вертикального масштаба (масштаб – в левой части рисунка). Римскими цифрами обозначены: I – Сегозерская мульда; II – Уницкий купол, Кумсинская структура; III – Северо-Онежская мульда; IV – Западно-Онежская мульда; Стрелкой показано направление миграции областей прогибания и ареалов магматизма.

Б - Схема, иллюстрирующая закономерности прогибание осадочного бассейна, внешние точки перегиба которого находятся на уровне моря. Пояснения в тексте. С упрощениями и изменениями по [Дэллмес, 1961].

осадочного разреза [Симанович, 1966], клинообразно раздвигая хрупкие консолидированные отложения, внедряясь по механизму «магмаразрыва» [Пэк, 1968]. Ориентировка линейности и реконструкция направлений течения расплава, выполненные К.О. Кратцем, свидетельствуют о внедрении магмы в северо-восточном и юго-западном направлении от питающего канала, представленного дайкой и локализованного в наиболее погруженной части структуры [Полканов, 1956].

Описанные выше механизмы внедрения разновозрастных силлов являются частными случаями более крупного механизма, который позволяет объяснить установленные закономерности пространственно-временной локализации силлов в структуре палеобассейна с позиции «модели хорды», которая привлекается для объяснения механизмов внедрения крупных силлов [Дэллмас, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972; Francis, 1982; др.]. Суть модели сводится к следующему. Профиль дна осадочного бассейна из-за кривизны земной поверхности имеет не форму чаши (как это получается из построений без учета кривизны земной поверхности), а скорее - выпуклую форму (рис 6). Прогибание выпуклой поверхности дна осадочного бассейна, в процессе седиментации сопровождается не удлинением линии профиля его дна и, соответственно - растяжением, а наоборот - сокращением длины профиля дна и сжатием, которое достигает максимума на уровне хорды, соединяющей бортовые части бассейна (эти построения подтверждаются данными о распределении напряжений в осадках донных частей некоторых современных бассейнов, которые показывают, что эти осадки формировались в условиях сжатия [Breckels, van Eekelen, 1982]). При этом расстояние от земной поверхности до уровня хорды прямо пропорционально размеру осадочного бассейна.

В процессе дальнейшего прогибания толщи из области сжатия попадают в область растяжения, где происходит заложение зон повышенной проницаемости и формируются питающие каналы силлов. При этом положение наиболее благоприятного уровня внедрения силлов находится вблизи хорды земной поверхности [Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972], где дальнейшему продвижению магмы из глубин к поверхности препятствуют магма- и флюидоупоры [Дю Тойт, 1957; Mudge, 1968].

С этих позиций, находит объяснение различная пространственная позиция силлов разных фаз. Так, на периферии палеобассейна, при ширине области прогибания 100 – 200 км глубина до уровня хорды земной поверхности составит 200 – 800 м [Дэллмас, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948]. Это значит, что величина прогибания палеобассейна на «досилловом» этапе, рассчитанная на основании значений мощности накопленных толщ (500 – 700 м), не являлась достаточной для внедрения силлов в центральной части Онежской мульды и силлы ранней фазы формировались в пределах флексуорообразных перегибов, ограничивающих область прогибания. Величина прогибания на «синхронном» этапе (более 1700 м)

значительно превышает расчетную глубину, необходимую для внедрения силлов (200 – 800 м). Вслед за этим на всей площади Северо-Онежского палеобассейна последовало внедрение силлов *основной фазы*. Парагенез силлов и высокоуглеродистых толщ сопровождался формированием пеперитов - индикаторов условий достижения поднимающимся расплавом, водонасыщенных горизонтов – флюидоупоров, под которыми формировались силлы этой фазы. Термическое воздействие силлов на пластичные осадки инициировало процессы перераспределения вещества в пластичном состоянии с образованием будинаж-структур и складок нагнетания.

В конце «синхронного» этапа развития, на незначительной глубине (около 300 м), произошло становление суйсарских дифференцированных силлов *заключительной фазы*. Незначительная ширина области прогибания и, как следствие, небольшое потенциальное пространство для интрузий сказались на размерах пластовых тел.

На «постсилловом» этапе развития к общему прогибанию, вызванному тектоническими причинами, прибавилось прогибание, вызванное сокращением мощности остывающих силлов [Petraske et.al., 1978] и вторичным уплотнением вмещающих толщ.

В Западно-Онежском палеобассейне внедрение силла произошло после накопления более чем 1500 м осадков, после того, как величина прогибания превысила расчетную глубину до уровня хорды - 200 – 800 м [Косыгин, Магницкий, 1948].

Таким образом, выявленные закономерности позволяют предложить новый для Онежской мульды механизм, объясняющий связь пространственно-временной локализации силлов с величиной прогибания палеобассейна.

Заключение

Проведено детальное историко-геологическое исследование закономерностей проявления процессов становления силлов в палеопротерозойской (ятулий – вепись) эволюции Онежской мульды, выполненное с привлечением методик литолого-фациального, структурного и формационного анализов, которое позволило решить поставленные задачи, имеющие как теоретическое, так и практическое значение.

- Установлено, что формирование ятулийско-вепсийского Онежского палеобассейна и происходило в несколько этапов: подготовительного «*досиллового*», «*синхронного*» и *постумного «постсиллового»*. Эти этапы отличались характером прогибания палеобассейна с развитием мелководно - бассейновых обстановок с конседиментационным характером прогибания палеобассейна на «*досилловом*» этапе развития; с переходом к бассейновым обстановкам с более интенсивным прогибанием, которое сопровождалось массовым внедрением силлов на «*синхронном этапе*» развития; и далее - к мелководно - бассейновым обстановкам с конседиментационным характером прогибания палеобассейна на

«постсилловом» этапе развития. Формирование Онежской мульды сопровождалось миграцией депоцентра палеобассейна и ареалов силлового магматизма.

- Выявлено, что внедрение силлов происходило в течение разобобщенных по времени фаз, при этом силлы разных фаз различаются положением в структуре палеобассейна, составом, особенностями внутреннего строения и взаимоотношения с окружающими образованиями.

- Установлен активный характер внедрения силлов разных фаз, который происходил по механизмам «магмаразрыва» и «обмена местом».

- Установлено, что закономерности распределения силлов в структуре палеобассейна и механизмы их внедрения связаны с кинематикой прогибания палеобассейна и наличием барьеров, препятствующих движению расплавов к дневной поверхности (магмаупоров и флюидоупоров).

- Проведенная реконструкция положения питающих каналов отдельных силлов, в синтезе с существующими реконструкциями подтверждает данные о существовании в западном борту Онежской мульды долгоживущей (ятулий – веписий) зоны повышенной проницаемости, с которой связано поступление магматического материала в верхние горизонты земной коры.

- Предложен новый для Онежской мульды механизм, объясняющий пространственно-временные закономерности размещения силлов в структуре Онежского палеобассейна.

- На примере Онежской мульды показана возможность реконструкции механизмов силлообразования, установленных для фанерозойских базитовых провинций в применении к протоплатформенным структурам докембрия.

Список опубликованных работ по теме диссертации

Статьи в рецензируемых журналах:

1. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., **Полещук А.В.** 2003а. Тектоника Онежской мульды. Статья I: особенности геологического строения // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. № 1. С. 3–11.
2. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., **Полещук А.В.** 2003б. Тектоника Онежской мульды. Статья II: глубинное строение, неотектоника и геодинамика // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. № 2. С. 12–18.
3. Полещук А.В. Кончезерский силл: взаимоотношение с вмещающими породами и механизм внедрения. Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2006. Т.81. Вып 3. С. 3–11.
4. Полещук А.В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) Северо-Онежской мульды Балтийского щита. Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2007. Т.82. Вып 6. С. 27–46.
5. Полещук А.В. Силлогенез в палеопротерозойской тектонической эволюции Онежской мульды Балтийского щита // Доклады Академии наук. Том 439. № 3, 2011. С. 365–369.

Главы в монографиях:

6. Леонов М.Г., Куликов В.С., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., **Полещук А.В.** Тектоника // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 127–171.

Материалы и тезисы докладов:

7. **Полещук А.В.**, Котов Ф.С., Селиванов В.В., Строчков Ю.А., Прянишников К.Г. Приконтактные брекчии верхнеятулийского силла «Медные Горы» Кумсинской зоны Северо-Онежской мульды (Балтийский щит) как критерии отличия интрузий основного состава от палеопотоков // Материалы молодежной конференции «2-е Яншинские чтения» М.: Научный мир, 2002. С 122–124.

8. Полещук А.В. К вопросу о кинематике внедрения Кончезерского силла // Современные вопросы геологии. Материалы молодежной конференции «3-и Яншинские чтения». М.: Научный мир, 2003. С 108–111.

9. **Полещук А.В.**, Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Вопросы терминологии и происхождения макротекстур участка Лебещина Онежской мульды. // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий (материалы XV молодежной конференции памяти К.О. Кратца). С-Пб. 2004, С 137–139.

10. **Полещук А.В.**, Ромашкин А.Е. О возможности влияния силлов габбро-долеритов на процесс формирования купольных залежей шунгитовых пород Онежской мульды // Материалы XXXIII Тектонического совещания. Т 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 100–104.

11. Полещук А.В. О некоторых закономерностях в распределении карбонатных пород среди лидитов шунгит-доломит-лидитового комплекса в старом карьере пос. Шуньга // Материалы XVII молодежной конференции памяти К.О. Кратца. Петрозаводск. 2006. С. 45–47.

12. Полещук А.В. О некоторых закономерностях проявления процессов силлогенеза в тектонической эволюции Онежской мульды Балтийского щита // Материалы V Всероссийской молодежной научно-практической конференции (с участием иностранных ученых), 8-11 февраля 2011 г. / ИГД УрО РАН. Екатеринбург : УрО РАН. 2011. С. 469–477.