

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Петр. Г.

ПЕТРОВ Георг Аскольдович

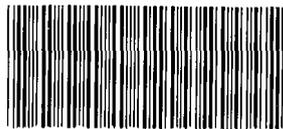
**ГЕОЛОГИЯ ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ
УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

Специальность 25.00.01 «Общая и региональная геология»

20 ЯНВ 2016

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук



006645151

Санкт-Петербург
2016

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего профессионального образования «Уральский государственный горный университет» (УГГУ)

Официальные оппоненты:

Андреичев Валентин Леонидович,
доктор геолого-минералогических наук,
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, г. Сыктывкар

Ковалёв Сергей Григорьевич,
доктор геолого-минералогических наук,
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа

Ремизов Дмитрий Николаевич,
доктор геолого-минералогических наук,
Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», г. Санкт-Петербург

Ведущая организация

Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук, г. Миасс

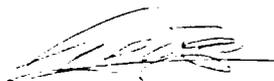
Защита состоится «16» марта 2016 года в 15 часов на заседании диссертационного совета Д 212.232.47 по защите докторских и кандидатских диссертаций при Санкт-Петербургском государственном университете по адресу: 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В.О., д. 33-35, ауд. 74.

E-mail: sergey-lebedev1950@yandex.ru

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке им. А.М. Горького при Санкт-Петербургском государственном университете и на сайте <http://spbu.ru/science/disser/dissertatsii-dopushchennye-k-zashchite-i-svedeniya-o-zashchite>

Автореферат разослан «12» *августа* 2016 года.

Учёный секретарь
диссертационного совета



С.В. Лебедев

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

В диссертации изложены авторские результаты изучения геологического строения допалеозойских образований Среднего и части Северного Урала.

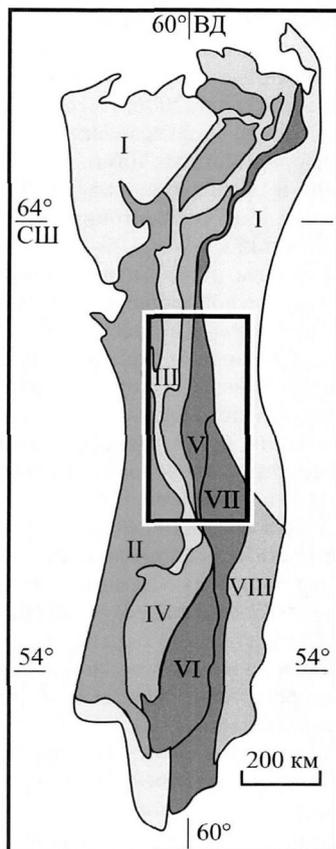
Объект исследования – допалеозойские (главным образом, позднепротерозойские) комплексы средней части Уральского подвижного пояса (УПП) (Рисунок 1).

Подвижные пояса – это «линейно-вытянутые межрегиональные или глобального масштаба участки земной коры, характеризующиеся гораздо большей амплитудой и скоростью тектонических движений и сопутствующих им деформаций, магматизмом и метаморфизмом по сравнению с окружающими стабильными областями» [Геологический словарь, 2011]. По мнению автора, современный Уральский горный пояс, во многом наследующий простираение структур позднепалеозойского орогена, в полной мере отвечает приведённому выше определению. Интерпретация Урала, как древнего и долгоживущего подвижного пояса, является традиционной для многих специалистов [Тектоника..., 1977; Глубинное..., 1990 и др.].

Актуальность проблемы. Общеизвестно, что допалеозойские комплексы в пределах средней части УПП входят в состав структур, представляющих собой фрагменты окраины Восточно-Европейского палеоконтинента и блоки-микроконтиненты Восточно-Уральской и Зауральской мегазон Урала [Кейльман, 1974; Пыстин, 1994; Иванов, 1998; Пучков, 2010; Нечухин и др., 2012]. Образования позднерифейско-вендской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (Центрально-Уральская мегазона на Рисунке 1) распространены на Среднем Урале в пределах Кваркушско-Каменногорской структуры; среди осадочных формаций присутствуют разнообразные магматические комплексы, условия формирования и возраст которых долгое время остаются предметом

Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Урала.

I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны (III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская). Контуром показан изученный район



дискуссий [Румянцева, 1980; Зильберман и др., 1980; Карпухина и др., 2001; Петров и др., 2005]. С магматическими образованиями данной структуры связаны месторождения хромитов, скарново-магнетитовых руд, проявления золота и металлов платиновой группы (МПГ).

Ишеримский блок (расположенный севернее Кваркушско-Каменногорского) сложен метаморфизованными осадочными, вулканогенными и интрузивными комплексами, возраст и обстановки формирования которых до последнего времени были слабо изученными. Неясным оставался и вопрос о принадлежности Ишеримского блока к той или иной крупной структуре в допалеозойское время.

Изучение геохимических и минералогических особенностей пород палеозойских вулканоплутонических поясов восточного склона Урала, а также их глубинного строения, позволило ряду исследователей высказать предположение о присутствии в фундаменте палеозойских структур блоков более древних пород [Язева, Бочкарёв, 1995; Каретин, 2000; Петров и др., 2008]. Первые допалеозойские датировки пород Платиноносного пояса Урала (ППУ) были получены в 1960-х гг. Л.Н. Овчинниковым, но последующие исследователи, эти данные практически не использовали. Автором совместно с коллегами [Маегов и др., 2006; Петров и др., 2010; Петров и др., 2014] впервые надёжно обоснован допалеозойский возраст оливиновых габбро, входящих в состав полиформационных плутонов ППУ, метаморфизованных габбро офиолитового типа и среднетемпературных высокобарических метаморфических комплексов, слагающих тектонические блоки среди палеозойских островодужных образований.

Таким образом, актуальность исследованных проблем определяется их региональной, общеуральской значимостью, поскольку автором впервые изучены состав и возраст пород фундамента палеозойских островодужных систем, установлен тип «среднеуральской» окраины Восточно-Европейского палеоконтинента в позднем протерозое, восстановлена история формирования Ишеримского блока.

Цели и задачи исследования. Главной целью данной работы являлась реконструкция условий формирования позднепротерозойских комплексов Северного и Среднего Урала.

Для её достижения решались следующие главные задачи: 1) уточнение возраста и условий формирования докембрийских магматических комплексов Кваркушско-Каменногорской структуры (фрагмента окраины Восточно-Европейского палеоконтинента) и Ишеримского блока, аккрецированного к континентальной окраине в позднем венде–раннем кембри; 2) изучение вещественного состава, возраста и условий формирования магматических и метаморфических комплексов основания палеозойских островодужных систем средней части УПП.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, полученный в 1984–2014 гг. в ходе проведения геологического картирования территории Среднего и Северного Урала. Автор принимал участие в проведении геологического доизучения и геологичес-

кой съёмки м-ба 1:50 000 на Саумской площади (Северный Урал, бассейны р.р. Сев. Тошемка, Вижай), опережающих геолого-геохимических работах м-ба 1:50 000 на Тарньерской площади (бассейны р.р. Ивдель и Тальтия), геологическом доизучении и составлении комплектов Госгеолкарты-200/2 Салдинской площади (листы О-40-ХVIII и О-41-ХIII), Североуральской, Кытлымской и Лопсийской площадей (листы Р-40-XXXVI, О-40-VI и Р-40-ХVIII), составления комплектов Госгеолкарты-1000/3 листов Р-40 (Североуральск), Р-41 (Ивдель), О-41 (Екатеринбург), О-40 (Пермь). Исследованные автором площади полностью покрывают территорию Среднего и Северного Урала. Большое количество фактического материала было получено также в ходе совместных экспедиций с коллегами из Университета г. Упсала (Швеция) – М. Фрибергом и д-ром М. Бекхолмен, проводившихся в рамках международной программы «Европроба» под руководством профессора Д. Джи в 1993–2001 гг. В 1997–1999 гг. под руководством и при участии автора выполнено составление геолого-геофизической модели района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 для геодинамических реконструкций и прогнозирования глубинного строения. Изучение глубинного строения Урала и решение вопросов стратиграфии, петрологии и минерогении (в том числе допалеозойских образований) проводилось диссертантом с 1998 по 2008 гг. совместно со специалистами Баженовской геофизической экспедиции (А.В. Рыбалка, С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина и др.) – автор принимал участие в геологической интерпретации геофизических материалов по профилям Пилот-проекта в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4, профилю Серебрянка-Березовка, Средне-Уральскому и Полярно-Уральскому трансектам. Изучение допалеозойских комплексов Среднего Урала проводилось совместно с А.В. Масловым (ИГГ УрО РАН). Почти все изотопно-геохронологические и значительная часть геохимических данных, использованных в диссертации, получены благодаря тесному сотрудничеству с аналитической группой ИГГ УрО РАН под руководством Ю.Л. Ронкина.

В ходе полевых исследований изучено несколько тысяч шлифов, отобраны многие сотни проб на различные виды анализов. Определение химического состава горных пород производилось в ЦЛ ПГО «Уралгеология», а также лабораториях УГГУ и ИГГ УрО РАН, количественные спектральные анализы – в ЦЛ ПГО «Уралгеология», анализы методом ICP-MS и подавляющая часть изотопно-геохронологических исследований – в ИГГ УрО РАН; исследования изотопных отношений U, Th и Pb в цирконах – в ЦИИ ВСЕГЕИ на установке SHRIMP, Музее естественной истории г. Стокгольм методом Кобера, Институте им. В. Гёте (Франкфурт-на-Майне, Германия) – методом LA-ICP-MS. Микрондовые исследования выполнены в ИГГ УрО РАН на установках JXA-5 и SX-100 (аналитики Л.К. Воронина, Д.А. Замятин, В.В. Хиллер), а также в Университете г. Упсала на приборе SX-50 (аналитик Х. Хариссон).

Научная новизна заключается в следующем:

Позднерифейские и вендские магматические комплексы, присутствующие в составе Кваркушско-Каменногорской структуры, формировались в пределах

коры континентального и переходного (?) типов различной мощности. Предыдущие исследователи [Старков, 1969; Смирнов и др., 1973; Иванов, Чурилин, 1975; Лукьянова и др., 1978; Зильберман и др., 1980; Румянцева, 1980; Малахов, 1983; Бочкарёв, Язева, 2000; Карпухина и др., 2001 и др.] внесли большой вклад в изучение петрологии, геохимии и минералогии магматических образований отдельных массивов и комплексов. Проведённое автором исследование, охватывающее всю указанную структуру [Петров и др., 2005], позволило выявить геохимические различия магматических образований (содержания K, Ti, Zr, Y, редких земель (РЗЭ) и других элементов) свидетельствующие о разноточности магматических очагов и различном составе магм в центральной и восточной частях структуры, что, совместно с закономерным изменением состава и мощности позднерифейско-ранневендских толщ, соответствует обстановке рифтогенной пассивной континентальной окраины.

Автором существенно уточнены геологическое строение Ишеримского блока на Северном Урале, состав и возраст слагающих его геологических комплексов. В частности, впервые выделен и охарактеризован позднерифейский Белокаменский метаморфический комплекс, показано его сходство с метаморфическими образованиями Свеконорвежского орогенического пояса [Петров и др., 2015]; впервые установлен среднерифейский возраст ишеримской свиты и одноименного габбродолеритового комплексов, ранее считавшихся позднерифейскими [Петров и др., 2015]. Спектр возрастов детритовых цирконов из ишеримских песчаников характеризуется наличием большого количества мезопротерозойских датировок, что не характерно для осадочных пород восточной («Уральской») окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, но вполне типично для северо-западной («Скандинавской») окраины кратона; на основе указанных и ряда других данных сделан вывод о возможной миграции Ишеримского блока в позднем рифее–раннем венде вдоль «Тиманской» пассивной окраины [Петров и др., 2015]. Установлено, что в составе блока присутствуют вендские известково-щелочные граниты I-типа и раннекембрийские граниты А-типа, что отражает эволюцию формирования Тиманского орогена [Петров и др., 2014].

Ранее считалось [Кейльман, 1974; Тектоника Урала, 1977; Пучков, 2000], что восточнее Главного Уральского разлома (ГУР), допалеозойский возраст имеют только метаморфические образования Сысертско-Ильменогорского, Верхотурско-Исетского, Мурзинско-Адуйского и других блоков и некоторые ассоциирующие с метаморфитами интрузии. Автором показано, что в средней части УШП, среди палеозойских островодужных толщ, расположены тектонические пластины, сложенные вендскими образованиями: габброидами офиолитового типа и высокобарическими среднетемпературными метаморфическими комплексами [Петров и др., 2010, 2014]. Кроме этого, с участием автора установлен вендский возраст дунит-клинопироксенит-(тылаит)-габбровой формации, слагающей блоки и ксенолиты среди силурийских габброидов в составе полиформационных плутонов Платиноносного пояса на Северном Урале [Маегов, Петров и др., 2006; Петров и др., 2010, 2014]. Показано, что допалеозойские магматические и метаморфические комплексы входили в со-

став фундамента ордовикско-девонской островной дуги [Петров и др., 2008, 2010, 2014].

Установлено, что не все глубоко метаморфизованные комплексы Восточно-Уральской мегазоны были сформированы в докембрии [Петров и др., 1998, 2000; Friberg et al., 2000]. В частности, доказано, что последний гранулит-амфиболитовый этап метаморфизма Салдинского комплекса (в состав протолита которого входили и позднепротерозойские магматические образования) связан с высоким тепловым потоком в фундаменте девонской островной дуги и с аккрецией композитного Восточноуральского мегаблока к окраине палеоконтинента [Петров и др., 2008].

Практическая значимость. Полученные автором результаты по уточнению стратиграфии, возраста и геохимической специализации магматических комплексов, эволюции Р-Т параметров метаморфизма, тектоники и минеральной истории Среднего и Северного Урала (в том числе – допалеозойских комплексов) вошли в отчеты о результатах ГДП-200 и в комплекты Госгеолкарты м-ба 1:200 000 листов О-40-ХVIII, О-41-ХIII, О-40-VI, Р-40-XXXVI, Р-40-ХVIII, Р-40-XXX, м-ба 1:1 000 000 листов Р-40, Р-41 и О-41, отчеты о геолого-геофизических исследованиях по Средне-Уральскому и Полярно-Уральскому трансектам. Многие авторские данные по уточнению состава и возраста геологических комплексов отражены в Легендах Средне-Уральской и Северо-Уральской серии Госгеолкарты-200 и Уральской серии ГК-1000.

Основные защищаемые положения:

1. Распределение различных по составу позднепротерозойских магматических образований Кваркушко-Каменногорской структуры демонстрирует петрологическую и геохимическую зональность, характерную для рифтогенной пассивной континентальной окраины.

2. Ишеримский блок складывается рифейскими и вендскими комплексами, сформировавшимися в условиях континентальных бассейнов, Свеконорвежского и Тиманского орогенов.

3. В краевых частях Тагильской и в пределах Восточно-Уральской структур, присутствуют тектонические пластины и блоки вендских дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Платиноносного пояса Урала, габбро и перидотитов офиолитовой ассоциации, а также высокобарических среднетемпературных метаморфических образований, входивших в состав фундамента палеозойских островных дуг.

4. Ряд метаморфических блоков восточного склона Урала (в частности, Салдинский) являются фрагментами гетерогенного фундамента позднеордовикско-девонской островной дуги, переработанного в условиях высокого теплового потока и аккреционных шовных зон в палеозойское время.

Публикации и апробация работы. Результаты выполненных по теме диссертации исследований опубликованы в 3-х монографиях и 34 статьях в отечественных и зарубежных изданиях (из них 26 – в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК), а также в 38 материалах совещаний и тезисах докладов. Основные результаты работы были представлены на научно-прак-

тических конференциях «Палеогеография венда и раннего палеозоя» (г. Екатеринбург, 1996), Европейских геологических конгрессах (EUG-9 и EUG-10, г. Страсбург, Франция, 1997, 1999), региональной конференции «Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала» (г. Екатеринбург, 1997), совещании «Коллизионная стадия подвижных поясов» (г. Екатеринбург, 2000), совещании рабочей группы «Уралиды» «Intas Europrobe Timpebar-Uralides workshop» (г. Санкт-Петербург, 2000), 31 Международном геологическом конгрессе (г. Рио-де-Жанейро, Бразилия, 2000), конференции «Постколлизионная эволюция подвижных поясов» (г. Екатеринбург, 2001), 7-й Международной конференции по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна (г. Москва, 2001), международной конференции программы Европроба «Joint meeting of URALIDES, GEORIFT, TESZ and SW-IBERIA Projects» (г. Москва, 2001), конференции «Рифты в литосфере: эволюция, тектоника, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые» (г. Екатеринбург, 2002), IX-х чтениях памяти А.Н. Заварицкого «Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые» (г. Екатеринбург, 2003), 32-м Международном геофизическом конгрессе (г. Флоренция, Италия, 2004), Научно-практической конференции «85 лет геологической службе Урала» (г. Екатеринбург, 2005), II-х чтениях памяти С.Н. Иванова «Метаморфизм и геодинамика» (г. Екатеринбург, 2006), XII-х чтениях памяти А.Н. Заварицкого «Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика» (г. Екатеринбург, 2006), международной научной конференции «Геодинамика формирования подвижных поясов Земли» (г. Екатеринбург, 2007), II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (г. Санкт-Петербург, 2007), 5 Всероссийском литологическом совещании (г. Екатеринбург, 2008), IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов» (г. Санкт-Петербург, 2009), 3 международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» (г. Екатеринбург, 2009), XI Всероссийском петрографическом совещании «Магматизм и метаморфизм в истории Земли» (г. Екатеринбург, 2010), конференции «14th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins» (г. Брисбен, Австралия, 2010), международной конференции памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле» (г. Москва, 2011), V Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии (г. Екатеринбург, 2011), XLVI Тектоническом совещании «Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения» (г. Москва, 2014); XLVII Тектоническом совещании «Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты» (г. Москва, 2015). Кроме того, под руководством и (или) при непосредственном участии автора выполнены геологические отчёты и комплекты Госгеолкарты-200/2 и 1000/3, утверждённые НРС Роснедра в 1999 г. (лист О-40-XVIII), в 2000 г. (О-41-XIII), в 2006 г. (Р-40-XXXVI, Р-40, Р-41), в 2009 г. (О-40-VI, О-41), в 2012 и 2014 гг. (Р-40-XVIII, Р-40-XXX).

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, 7 глав, заключения и текстовых приложений. Работа содержит 271 стр. текста, 55 стр. текстовых приложений, 133 рисунков, 28 таблиц и список литературы, включающий 358 наименований.

Благодарности. Диссертант выражает искреннюю благодарность сорудникам УГГУ проф. Е.С. Контарю, проф. Ю.А. Поленову, проф. В.Б. Болтырову, проф. В.Н. Дупшину, В.В. Бутину, сотрудникам ИГГ УрО РАН – академику С.Л. Вотякову, академику В.А. Коротееву, Е.В. Пушкарёву, В.Н. Смирнову, В.В. Холоднову, М.Т. Крупнину, Г.А. Мизенсу, О.Б. Азовской, В.Р. Шмелёву, сотрудникам ОАО УГСЭ члену-корр. РАН К.К. Золоеву, проф. М.С. Рапопорту, А.Г. Григорьеву, А.И. Зубкову, В.П. Олёрскому, Т.Н. Кривко, В.В. Маегову, В.В. Стефановскому, Ю.Н. Кошевому, В.В. Шалагинову, А.А. Машарову, Ю.Н. Горбачёву, Г.Н. Бороздиной, П.А. Матвейчуку и многим другим, за полезные советы и поддержку исследований. Исключительно важным для автора было сотрудничество со специалистами Баженовской геофизической экспедиции – А.В. Рыбалка, Т.В. Кашубиной, С.Н. Кашубиным, Л.Д. Нояксовой; Института геофизики УрО РАН И.А. Свяжиной сотрудниками Университета г. Упсала (Швеция) – проф. Д. Джи, М. Фриберггом и М. Бекхолмен, а также с Ю.Л. Ронкиным (ИГГ УрО РАН) – постоянным соавтором изотопно-геохронологических и геохимических публикаций. Данная работа была бы невозможна без многолетней помощи и поддержки члена-корр. РАН А.В. Маслова (ИГГ УрО РАН), которому автор выражает глубокую благодарность. Автор искренне признателен проф. В.Н. Огородникову (УГГУ), и моему учителю и научному консультанту члену-корр. РАН В.Н. Пучкову (ИГ УНЦ РАН). Автор благодарен коллективу Григорьевской партии ОАО УГСЭ – С.Ю. Останину, Г.А. Ильясовой, Н.И. Тристан, Р.Я. Терлецкой, А.А. Жиганову, Ю.Б. Пыжьянову, Л.Н. Михалёвой за помощь и понимание. Особую благодарность я выражаю коллеге, жене и другу Т.А. Петровой.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во «Введении» приведены сведения об актуальности проблемы, целях и задачах исследований, фактическом материале и методах исследования, научной новизне, практической значимости, публикациях и апробации полученных результатов, перечислены основные защищаемые положения.

Первая глава «Обзор геологического строения допалеозойских комплексов центральной части Уральского подвижного пояса» посвящена характеристике протерозойских метаморфических, магматических и осадочных комплексов Среднего и Северного Урала. В ней приведен общий обзор геологического строения допалеозойских комплексов центральной части Уральского подвижного пояса, выполненный на основе авторских и литературных данных.

Вторая глава «Кваркушско-Каменногорская структура» посвящена характеристике данной структуры. Подробно рассмотрены авторские и литератур-

ные данные по геохимическим и изотопно-геохронологическим исследованиям магматических образований. Делается вывод о формировании позднерифейских и ранневендских комплексов в условиях континентальной коры различной мощности и проницаемости.

Третья глава «Ишеримская структура» содержит данные о стратиграфии и магматизме этого слабо изученного района Северного Урала. Проведённые исследования позволили восстановить обстановки формирования допалеозойских комплексов Ишеримского блока, в том числе, были обнаружены признаки неоднократного проявления орогенических процессов – Свеконорвежского, Тиманского и Уральского, а также индикаторы условий деструкции палеоконтинента и обстановки активной континентальной окраины.

Четвёртая глава «Вендские комплексы основания палеозойской островодужной системы» характеризует допалеозойские метаморфические образования, габбро и перидотиты, слагающие тектонические блоки и пластины, залегающие среди ордовикско-девонских островодужных комплексов Тагильской и Восточно-Уральской структур на восточном склоне Среднего и Северного Урала.

Пятая глава «Обстановки формирования позднепротерозойских комплексов Среднего и Северного Урала» суммирует материалы предыдущих четырёх глав. В ней дана интерпретация обстановок формирования докембрийских комплексов – фрагмента рифтогенной пассивной континентальной окраины Балтики для Кваркушко-Каменногорской структуры; блока субконтинентальной коры – фрагмента Свеконорвежского, Тиманского и Уральского орогенов для Ишеримской структуры; для протолита и преобразований метаморфических комплексов основания Тагильской палеостроводужной системы – островодужной и аккреционной обстановок; «мантийного окна» – для дунит-клинопироксенит-тылаит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала и надсубдукционной обстановки деплетированного мантийного клина и малоглубинных магматических очагов для габбро и перидотитов офиолитового типа.

В шестой главе «Салдинский метаморфический комплекс» приводятся авторские данные о геологическом строении, метаморфизме и изотопно-геохронологических исследованиях сложно построенного Салдинского комплекса, в состав протолита которого входили в том числе и позднепротерозойские образования. Показано, что гранулитовый метаморфизм комплекса связан с высоким тепловым потоком в фундаменте островной дуги и с аккрецией ее к окраине палеоконтинента.

В седьмой главе «Реконструкция миграции допалеозойских блоков Среднего и Северного Урала» показано предполагаемое расположение исследованных структур на современных палеомагнитных реконструкциях, прослежена миграция блоков в позднепротерозойское время.

В «Заключении» кратко изложены основные выводы исследований.

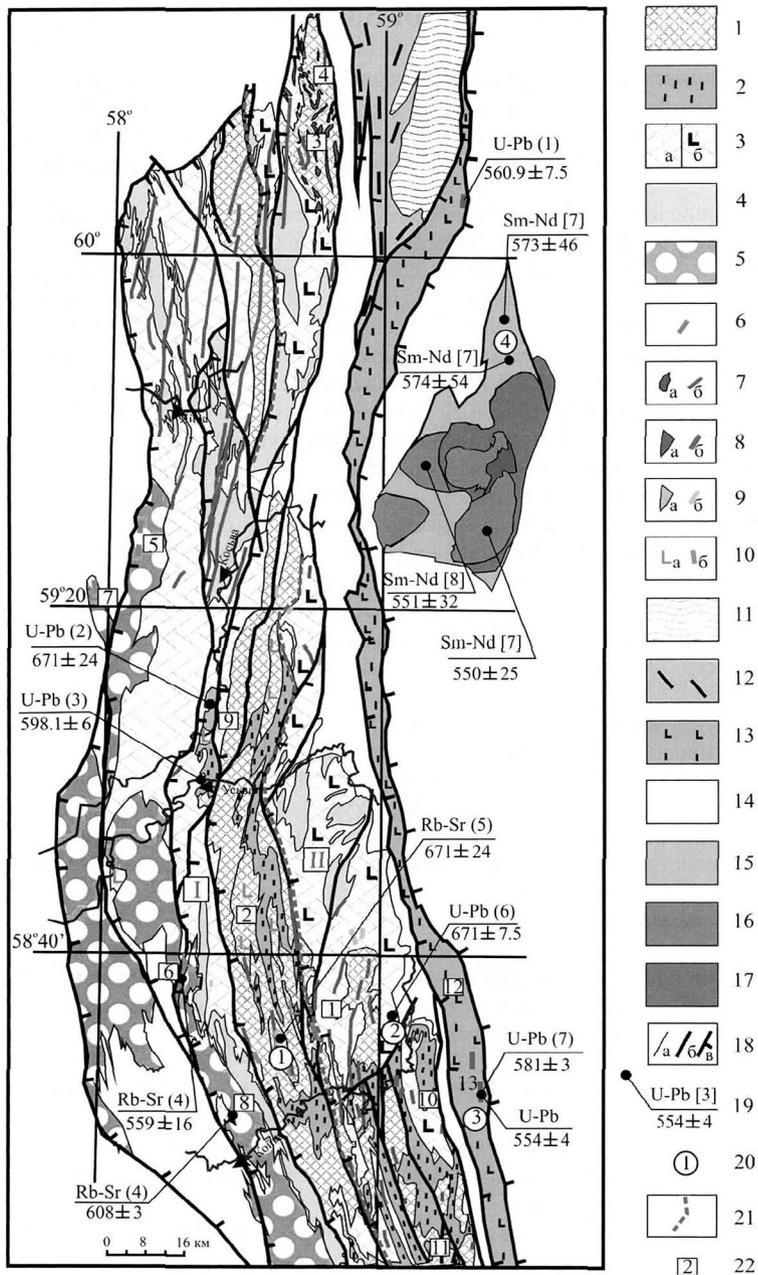
ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Положение 1. Распределение различных по составу позднепротерозойских магматических образований Кваркушско-Каменногорской структуры демонстрирует петрологическую и геохимическую зональность, характерную для рифтогенной пассивной континентальной окраины.

Данное положение аргументируется в главах 2 и 5 диссертации, в монографиях [Петров, 2006, 2007], и во многих статьях, например [Петров и др., 2004; Петров и др., 2005; Маслов и др., 2006; Петров, Маслов, 2010; Петров, 2014]. Позднерифейско-венские стратифицируемые образования Кваркушско-Каменногорской структуры (западный склон Среднего Урала) представлены кедровской, басегской, серебрянской и сыльвицкой сериями и коллаповской свитой [Аблизин и др., 1982; Унифицированные..., 1993; Петров, 2006]. В состав кедровской серии (RF₃), по Б.Д. Аблизину с соавторами [1982], входят кварциты синегорской, мраморизованные известняки, метабазалты и метапелиты клыкганской свиты. Басегская серия (RF₃) представлена кварцитами осянковой, углеродистыми филлитами с прослоями метапесчаников и метабазалтов (федотовская и кырминская свиты), а также метапесчаниками усьвинской и трахибазальтами щегровитской свит [Государственная..., 2010]. Серебрянская серия (V₁) объединяет тиллитовидные конгломераты танинской, песчаники и алевролиты гаревской, филлитовидные сланцы, известняки и метабазалты койвинской и вильвинской, углеродистые сланцы бутонской и першинской, песчаники, умеренно-щелочные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы керносской свиты. Сыльвицкая серия (V₂) завершает допалеозойский разрез, в её состав входят песчаники и алевролиты с конгломератами и гравелитами в основании, объединяемыми в старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Осадочные и вулканогенно-осадочные последовательности известны в Кваркушско-Каменногорском структуре в пределах двух фациальных подзон – западной и восточной, имеющих ряд различий в составах пород и степени метаморфизма. Среди стратифицированных образований залегают малые интрузии и тектонически пластины, сложенные магматическими породами габбро-перидотитового сарановского (1 на Рисунке 2), трахибазальтового щегровитского (2), долеритового кваркушского (3), гранит-риолитового (4), пикрит-трахибазальтовых шпалорезовского (5), дворецкого (6) и благодатского (7), пикрит-эссекитового кузьинского (8), граносиенитового троицкого (9), пикрит-базальтового вильвинского (10) и габбро-гранитового журавликовского (11) комплексов.

В узком клиновидном блоке, являющимся, по мнению автора, южным продолжением Ишеримской структуры, располагаются метапесчаники, метаалевролиты (в том числе углеродистые) с телами метабазалтов и долеритов коллаповского (12), дайками и штоками метаморфизованных гранитов европейского (13) комплексов.

Анализ полученных автором данных с учётом литературных источников свидетельствует о существовании определенной латеральной геохимичес-



кой зональности допалеозойского магматизма. Так, особенности химического и минерального состава указывают, что трахибазальты и монцогаббро дворецкого, шпалорезовского, щегровитского и кусявинского комплексов образовались из расплавов, сформированных в наиболее глубинном очаге, расположенном на уровне гранатовой и, отчасти, алмазной фаций глубинности [Зильберман и др., 1980]. Об этом свидетельствует наличие во входящих в их состав породах включений пироп-альмандиновых гранатов, хромдиопсида, хромшпинелидов, пикроильменита, алмаза и других высокobarических минералов, а также присутствие щелочно-ультраосновных пород. Магмы этого очага были обогащены редкими землями, цирконием, иттрием, титаном и другими высокочарядными элементами. Залегающие севернее долериты кваркушского комплекса имеют в целом меньшие содержания РЗЭ и некогерентных элементов. Распространенные в восточной части Кваркушко-Каменнoгорской структуры габброиды журавликовского, долериты и пикриты вильвинского комплексов характеризуются значительно меньшими содержаниями РЗЭ по сравнению с подобными породами западной части этой структуры. В составе названных выше комплексов появляются породы с геохимическими параметрами океанических базальтов, что свидетельствует о генерации их в малоглубинных очагах и более истощенном характере источника. Низкие содержания литофильных элементов и достаточно высокие значения тантал-ниобиевого отношения (более 0.2) позволяют предположить отсутствие существенного вклада контаминированной континентальной коры в составе магм, продуци-

Рис. 2. Схема геологического строения Кваркушко-Каменнoгорской структуры и её обрамления (составлена с привлечением материалов В.Я. Алексеева, И.В. Короткова, С.Б. Сулова, Л.И. Десятниченко, В.В. Генералова, В.В. Шалагинова).

1–10 – геологические образования Кваркушко-Каменнoгорской структуры: 1 – позднерифейские басегская серия и клыктанская свита; 2 – позднерифейские углеродистые филлиты федотовской и кырминской свит; 3 – ранневендские серебрянская серия (а) и вильвинская свита (б); 4 – ранневендские углеродисто-терригенные породы бутонской и першинской свит; 5 – поздневендские тонкотерригенные образования сылвицкой серии; 6 – массивы габбро-перидотитового сарановского комплекса; 7 – штоки (а) и дайки (б) долеритов и габбро-долеритов кваркушского и журавликовского комплексов; 8 – штоки (а) и дайки (б) гранитов и гранодиоритов; 9 – штоки (а) и дайки (б) граносиенитов, сиенит-порфиров, трахитов и трахириолитов; 10 – поля распространения трахибазальтов (а) и дайки трахибазальтов и умеренно-щелочных пикритов (б); 11–12 – среднерифейские образования Ишеримского блока: 11 – углеродистые сланцы муравьиной свиты, 12 – кварцитопесчаники ишеримской свиты; 13 – предположительно позднерифейские метаморфизованные базальты и терригенные породы вёловской свиты Северного и кошаповской свиты Среднего Урала; 14 – палеозойские образования; 15 – предположительно позднерифейско-ранневендские гнейсы и амфиболиты белогорского комплекса; 16 – дунит-кинопироксенит-гьялит-габбровая серия Платиноносного пояса Урала; 17 – габбронориты; 18 – стратиграфические и интрузивные границы (а), разрывные нарушения неясной и сложной кинематики (б), надвиги и взбросы (в); 19 – определения абсолютного возраста: метод, автор (смотри ниже) и цифра в млн лет. Авторы изотопно-геохронологических определений: 3 – [Карпухина и др., 2001]; 4 – [Маслов и др., 2013]; 5 – [Петров и др., 2005]; 6 – [Петров, 2007]; 7 – [Петров и др., 2010д]; 8 – [Попов и др., 2006]; 9 – [Ронкин, 1989]; 10 – [Ронкин и др., 2007]; 11 – [Beckholmen et al., 1999]; 20 – номера геологических комплексов, показанных на Рис. 3: 1 – щегровитский комплекс трахибазальтовый RF3, 2 – вильвинский комплекс metabазальтовый V1?, 3 – кошаповский комплекс metabазальтовый RF3?, metabазиты белогорского метаморфического комплекса V1; 21 – граница Язьвинско-Косьвинской (I) и Усьвинско-Синегорской (II) подзон Кваркушко-Каменнoгорской СФЗ; 22 – интрузивные и вулканические комплексы, перечисленные в тексте

ровавших габбро журавликского, базальты вильвинского и колпаковского комплексов.

Таким образом, составы позднепротерозойских магматических пород Кваркушко-Каменногорской структуры образуют ряд от вильвинского и кваркушкового (восточная и северная части структуры) до дворецкого и щегровитского (центральная и западная части антиклинория) комплексов, соответствующий тренду внутриплитного мантийного обогащения литофильными элементами (Рисунок 3).

Если дополнить этот ряд характеристиками составов позднепротерозойских метабазальтов колпаковского и белогорского комплексов (последний выделен в обрамлении Кытлымского дунит-клинопироксенит-габбрового массива [Петров и др., 2010]), слагающих тектонические пластины восточнее Кваркушко-Каменногорской структуры, картина геохимической зональности становится ещё более отчётливой. Указанная латеральная зональность магматизма вероятно вызвана различным составом магматических источников, а также различиями в составе, мощности и тектонической раздробленности литосферы. Проявления щелочно-базальтовых глубинных магм находятся в области наиболее мощной, холодной и прочной литосферы, малоглубинных деплетированных базальтовых и гранитоидных – менее мощной и более подверженной частичному плавлению.

Определённый тренд изменения составов магматических пород вкрест простирания Кваркушко-Каменногорской структуры достаточно хорошо

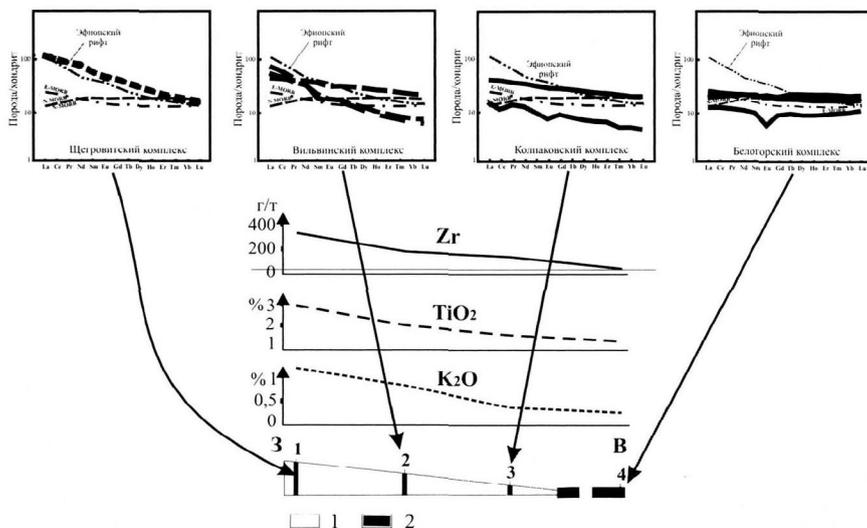


Рис. 3. Геохимическая зональность допалеозойских магматических образований Кваркушкового антиклинория и его восточного обрамления. Земная кора континентального (1) и океанического или островодужного (2) типов

коррелируется с изменениями состава и мощности позднерифейско-ранневендских толщ (Рисунок 4).

Так, в пределах восточной части Восточно-Европейской платформы (Камско-Бельская СФЗ), с запада примыкающей к исследуемой структуре, отложения указанного возраста практически отсутствуют; в западной части Кваркушко-Каменногорской структуры, где распространены умеренно-щелочные магматические комплексы, отмечается наибольшая мощность преимущественно терригенного неопротерозойского разреза – более 7 км. Восточнее мощность позднерифейско-ранневендских образований уменьшается до 2–3 км, в составе толщ увеличивается доля вулканитов, а щёлочность последних уменьшается до нормальной. Далее на восток эта тенденция сохраняется – в составе колпаковской свиты количество вулканитов возрастает (до 10–15% и более), а их геохимические параметры сходны с трапшовыми и океаническими базальтами [Петров, 2006]. Амфиболиты белогорского комплекса в обрамлении Кытлымского плутона имеют геохимические параметры островодужных вулканитов. Показанная латеральная зональность (Рисунки 3 и 4) соответствует строению рифтогенной континентальной окраины.

Формирование магматических комплексов Кваркушко-Каменногорской структуры протекало несколько этапов [Петров и др., 2005]. В интервале 680–670 млн лет произошло образование щелочно-базальтового щегровитского,



Рис. 4. Схема геологического строения позднепротерозойской рифтогенной пассивной континентальной окраины.

1 – допознерифейская кора континентального типа; 2 – кора океанического типа; 3 – позднерифейско-ранневендские осадочные и вулканогенно-осадочные образования; 4 – дайки, силы и потоки трахибазальтов; 5 – дайки, силы и потоки базальтов

граносиенитового троицкого и верлит-габбро-гранодиоритового журавликского комплексов. На этом этапе уже отчетливо прослеживается геохимическая зональность магматизма: обогащенные редкоземельными и некогерентными элементами щегровитские вулканиты и троицкие граносиениты, очевидно, фиксируют область распространения наиболее мощной, холодной и прочной литосферы, тектонические нарушения в которой дренируют наиболее глубокие области мантии. Низкощелочные магматические породы журавликского комплекса, содержания редкоземельных элементов к которых сходно с MORB, формировались из малоглубинных очагов в деплетированной верхней части мантии в области развития относительно тонкой и проницаемой литосферы. В это же время происходит накопление углеродисто-тонкофтеригенных осадков федотовской и кырминской свит, обогащенных халькофильными и благородными металлами [Петров, Маслов, 2010; Петров, 2014].

Между 625 и 600 млн лет происходит образование монцогаббро кусьинского комплекса и вулканитов танинской свиты в процессе внедрения и кристаллизационной дифференциации глубинных мантийных магм, обогащенных некогерентными элементами и содержащих обломки высокобарических минералов, в западной части Кваркушко-Каменногорской структуры.

Наконец, в интервале 570–550 млн лет, фиксируется кристаллизация расплавов, сформировавших трахибазальтовый дворецкий и гранитоидный европейский комплексы. Так же как и кусьинский, дворецкий комплекс содержит ксенокристы высокобарических минералов, имеет признаки образования из глубинных мантийных магм. Граниты европейского комплекса сформировались при участии продуктов плавления архейской коры в области более тонкой и проницаемой литосферы.

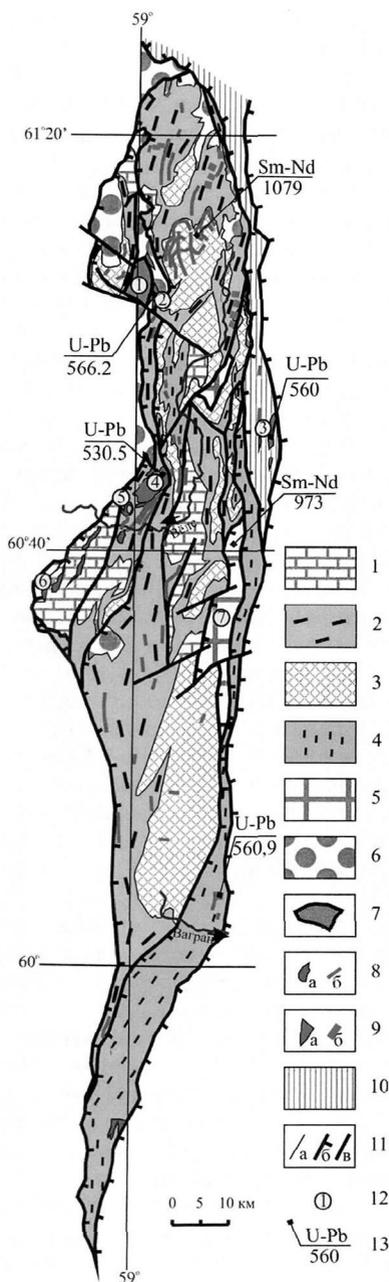
Положение 2. Ишеримский блок слагается рифейскими и вендскими комплексами, сформировавшимися в условиях континентальных бассейнов, Свеконорвежского и Тиманского орогенов.

Положение аргументируется в главах 3 и 5, в монографии [Петров, 2007] и статьях, в том числе [Петров и др., 2009; Петров, Маслов, 2010; Петров, 2014; Петров и др., 2014; Петров и др., 2015]. Большой вклад в изучение геологических образований Ишеримской структуры внесли геологосъемочные исследования, выполнявшиеся в разные годы Б.Д. Аблизиним, И.Б. Поповым, В.Я. Алексеевым, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко и другими специалистами. В результате этих работ была закартирована большая территория Северного Урала, разработаны схемы стратиграфии, магматизма, выявлены многочисленные проявления полезных ископаемых. Количество опубликованных работ по данному району относительно невелико, и они посвящены, главным образом, характеристике магматических комплексов [Зильберман и др., 2002; Старков, 1969; Чайковский, 1995, 2001, 2006 и др.]. Автором были получены новые данные о составе, возрасте и условиях формирования геологических комплексов Ишеримской структуры.

Наиболее древними образованиями, слагающими Ишеримский блок (Рисунок 5), считаются сланцы *расьинской* свиты RF₂ – альбит-серицит-хлорит-кварцевые, углеродисто-хлорит-кварцевые с прослоями магнетитсодержащих известковисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, кварцитопесчаников и кварцитов [Государственная..., 1989]. Выше залегают доломиты, известняки с прослоями сланцев (альбит)-хлорит-серицит-кварцевого, серицит-кварцевого, хлорит-кварцевого составов с прослоями углеродсодержащих разновидностей, филлитов, кварцитопесчаников, кварцитов, реже мраморизованных известняков или доломитов.

Рис. 5. Схема геологического строения Ишеримской структуры.

1 – терригенные и карбонатные породы расьинской и мойвинской свит RF₂; 2 – углеродистые сланцы муравьиной свиты RF₂; 3 – кварцитопесчаники ишеримской свиты RF₂; 4 – углеродистые, слюдяно-кварцевые сланцы вёловской свиты RF₂; 5 – дистен-гранат-ставролит-слоистые кристаллические сланцы (белокаменский комплекс RF₃); 6 – терригенные отложения O_{1,3}; 7 – перидотиты; 8 – габбро и долериты (а – штоки, б – дайки); 9 – гранитоиды (а – штоки, б – дайки); 10 – переслаивание метабазальтов и метаалевролитов; 11 – геологические границы (а), надвиги и взбросы (б), разрывные нарушения сложной или неустановленной кинематики (в); 12 – интрузивные массивы и метаморфические блоки: 1 – Мойвинский гранитовый; 2 – Посьмакский гранитовый; 3 – Юбрышкинский габбродолеритовый; 4 – Вёловский гранитовый; 5 – Шудьинский гранитовый; 6 – Белокаменский метаморфический блок; 13 – авторские изотопно-геохронологические определения: метод и значение возраста в млн лет



Возраст перечисленных стратонов не имеет надёжного фаунистического или изотопно-геохронологического обоснования. До проведения наших исследований считалось [Государственная..., 1989; Государственная..., 2005], что кварцевые и аркозовые метапесчаники *ишеримской* свиты, с несогласием залегающие на муравьинских сланцах, имеют позднерифейский возраст; однако автору удалось обосновать среднерифейский возраст метапесчаников, поскольку залегающие среди последних метадолериты, слагающие sill и дайки, имеют Sm-Nd изохронный возраст 1079 ± 41 млн лет [Петров и др., 2015]. Протерозойский разрез завершается образованиями позднерифейской (?) вёлсовской свиты – сланцами серицит-углеродисто-кварцевыми, (углеродисто)-хлорит-серицит-кварцевыми, иногда альбит- или магнетитсодержащими, филлитами, доломитами, известняками, в верхней части с прослоями метавулканитов (актинолит)-эпидот-альбит-хлоритового состава и кварцитопесчаников. Метавулканиты представлены натровыми, высоко- и умеренно-титанистыми базальтами, геохимические особенности которых сближают их с океаническими и окраинно-континентальными рифтогенными сериями. Вместе с тем, в проанализированных образцах отмечаются низкие содержания циркония (23 г/т) и редких земель (64 г/т), и, напротив, высокие концентрации ниобия (52 г/т) и аномально высокие – иттрия (до 677 г/т); $La_N/Yb_N = 2.68$, $Zr/Nb = 0.44$, $Ce/Y = 0.03$.

Докембрийские интрузивные образования представлены метаморфизованными долеритами *ишеримского* и *чурольского*, перидотитами *вишерского* и гранитами вёлсовского комплексов. Габбродолериты и долериты – умеренно-магнезиальные (MgO 5-7,5%), умеренно- и высокотитанистые (TiO_2 1,3-4%) породы с преобладанием натрия в составе щелочей. На дискриминантных диаграммах точки составов этих пород попадают в поля магматитов структур растяжения. Содержания РЗЭ несколько ниже, чем у типичных океанических базальтов и сближают *ишеримские* долериты с траппами; графики нормированных на хондрит содержаний РЗЭ имеют плоскую форму и указывают на небольшую обогащённость легкими и деплетированность тяжелыми редкими землями. Нами установлен среднерифейский возраст *ишеримских* долеритов – 1079 ± 41 млн лет [Петров и др., 2015].

Долериты *чурольского* комплекса менее распространены и имеют сходный состав, но отличаются наличием сульфидной медно-никелевой минерализации; для них предполагается вендский возраст. В состав *вишерского* комплекса входят серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты, слагающие Мойвинский массив. По представлениям Ю.Д. Смирнова [1977], Н.П. Старкова [1980], А.М. Зильбермана [2002], Мойвинский ультрамафитовый массив является фрагментом дифференцированной расслоенной интрузии. Цирконы, выделенные нами из *вишерских* перидотитов, имеют возраст не моложе 1040 млн лет, а наибольшее количество определений возраста группируется вокруг цифры 1500 млн лет.

Вёлсовский комплекс гранит-лейкогранитовый назван по одноимённому интрузивному массиву, расположенному в долине р. Вёлс. Изучением гранитоидов, выделенных в данный комплекс, занимались в основном при проведе-

нии геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 А.М. Курбацкий (в 1967 г.) и Б.В. Клименко (в 1971 и 1998 гг.). Тематические исследования гранитоидов проводили И.Л. Лучинин, Н.П. Старков, И.И. Чайковский [1995] и другие геологи. В состав комплекса входят биотитовые, реже амфибол-биотитовые порфировидные граниты и лейкограниты, слагающие несколько штоков – Посьмакский, Вёлсовский, Мойвинский, Шудьинский, а также дайки. Гранитоиды вёлсовского комплекса относятся к К-На (Мойвинская интрузия) и Na (Посьмакская) типам щелочности. На дискриминантных диаграммах точки гранитов Вёлсовского массива попадают в поля составов синколлизийных, а большая часть составов пород Мойвинского (южное тело) и Посьмакского массивов – в поле надсубдукционных гранитоидов [Петров и др., 2014]. Графики нормированного на хондрит содержания РЗЭ показывают существование заметных различий в составах и условиях формирования гранитов интрузий вёлсовского комплекса. Так, графики нормированных на хондрит содержаний РЗЭ для пород Мойвинского массива имеют плоскую форму и отражают преобладание ЛРЗЭ (La_N/Yb_N от 6 до 8) при отсутствии Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.94–1.04$). В составе РЗЭ гранитов Посьмакского массива преобладают легкие лантаноиды (La_N/Yb_N от 3.5 до 10), Eu/Eu^* варьирует от 0.24 до 0.61; распределение РЗЭ в целом указывает на сходство посьмакских гранитоидов с типичными I-гранитами по [Костицын, 2000]. Особенности распределения редкоземельных элементов в гранитах Вёлсовского массива (La_N/Yb_N 14–18, $Eu/Eu^* = 0.42–0.71$) характерны для пород, сформированных при отсадке роговой обманки в промежуточном очаге [Интерпретация..., 2001].

Определения абсолютного возраста, приводимые в работах предшествующих исследователей, выполнены преимущественно К-Ag и α -Pb методами, они характеризуются большим разбросом значений от 650 ± 70 до 286 млн лет и не могут служить основанием для интерпретаций. Датирование цирконов, выделенных нами из гранитов вёлсовского комплекса, выполнено методом LA-ICP-MS [Петров и др., 2014]. Наиболее конкордантные значения ($97 \div 104\%$, $n = 16$), полученные по цирконам из гранитов Вёлсовского массива, позволяют установить возраст 530.5 ± 4.5 млн лет. U-Pb возраст цирконов Мойвинского массива составляет 566.2 ± 4.6 млн лет (СКВО = 1.5, $n = 23$), Посьмакского – 560.0 ± 4.1 млн лет (СКВО = 1.09, $n = 26$). Учитывая, что геохимические особенности пород Мойвинского и Посьмакского массивов указывают на формирование их в надсубдукционной обстановке, а Вёлсовского – в коллизийной, можно высказать предположение о том, что полученные нами новые данные о составе и возрасте гранитов отражают разные стадии геологической истории Ишеримского блока – энсиалической островной дуги или активной континентальной окраины в венде и коллизийного орогена в раннем кембрии.

Допалеозойские метаморфические образования *белокаменского комплекса*, слагающие тектонические блоки в восточной части Ишеримской структуры [Петров и др., 2007, 2009, 2015], представлены кристаллическими сланцами, содержащими гранат, дистен, хлорит, ставролит, мусковит, фенгит, парагонит, биотит, плагиоклаз, хлорит. В состав протолита метаморфических пород входят метапелиты муравьиной и мраморы мойвинской свит. Мета-

пелиты, наиболее информативные для изучения процессов метаморфизма, представлены серыми неравнозернистыми сланцами, состоящими из мелкозернистой сланцеватой основной массы, сложенной белыми слюдами, биотитом, кварцем, хлоритоидом, хлоритом, альбитом, иногда с графитом и (или) гематитом. В основной массе располагаются порфиробласты граната, ставролита, дистена, хлоритоида. Наиболее распространены следующие минеральные парагенезисы: $Q+Chld+St+Mu+Gr$, $Vt+Q+Pl+St+Gr+Chld$, $Vt+Q+Pl+St+Gr+Ky$, $Ca+Mu+Ky$. Чаще всего порфиробласты имеют ситовидное строение и включают многочисленные мелкие зерна минералов основной массы (чаще всего кварца), но встречаются также плотные гомогенные кристаллы. Размер кристаллов различен – от первых мм до 5–10 см (редко до 20–30 см), ориентировка их иногда слабо подчинена сланцеватости и метаморфической пологости.

Породообразующие минералы южной части Белокаменского блока были проанализированы в ОИГГМ СО РАН (Новосибирск) на микрозонде Camebax-Micro [Петров и др., 2009], метаморфиты северной части блока изучались на приборе SX-100 в ИГГ УрО РАН (Екатеринбург) [Петров и др., 2015]. Как выяснилось после обработки 250 микрозондовых анализов с использованием геотермометров и геобарометров, содержащихся в программе «ТРФ» (Фонарев, 1993), кристаллические сланцы образовались в результате зонального метаморфизма дистен-силлиманитового (барроусского) типа, достигавшего пиковых значений $T = 600\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 9\text{--}10$ кбар.

Возраст формирования гранат-дистен-ставролитовых кристаллических сланцев определялся автором неоднократно. В пробе, отобранной в верховьях р. Кутим, по фракциям граната, мусковита и дистена, а также породе в целом, была получена Sm-Nd изохрона ($MSWD = 0.77$) определяющая возраст 416 ± 47 млн лет [Петров и др., 2009]. Севернее, в районе устья р. Граничная, по фракциям ставролита, биотита, граната, мусковита и кварца и породе в целом была получена Sm-Nd изохрона 973 ± 49 млн лет [Петров и др., 2015]. Sm-Nd модельное датирование этого же образца относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) выявило возраст субстрата протолита ~ 1974 млн лет, относительно деплетированного (DM) резервуара ~ 2167 млн лет. Соответственно, “время пребывания в коре” ($T_{DM} - T_{CHUR}$) изученного вещества составляет примерно в 190 млн лет [Петров и др., 2015]. Учитывая эти данные, можно сделать вывод о преобладающем палеопротерозойском возрасте пород источника сноса для терригенных образований протолита Белокаменского метаморфического комплекса. Полученная датировка метаморфизма Белокаменского комплекса близка времени проявления гренвилльской орогенической фазы Фалькенберг в Свеконорвежском поясе [Bingen et al, 2008]. Сходные значения возраста (~ 970 млн лет) известны для Тейского метаморфического ореола Енисейского кряжа [Лиханов и др., 2014]. Коллизионные метаморфические события в интервале 1000–900 млн лет описаны также в пределах Таримской, Восточно-Антарктической, Южно-Китайской, Индийской и Австралийской плит, на северо-западной (в современных координатах) окраине Балтики, в Лаврентии, Конго и Амазонии [Li et al., 2008].

Чтобы понять, фрагментом какой из более крупных плит указанный блок был в позднем докембрии, необходимо рассмотреть результаты датирования детритовых цирконов [Петров и др., 2015] (Рисунок 6).

Из аркозовых метапесчаников ишеримской свиты на восточном склоне хребта Пут-Гумп (правый борт долины р. Вёлс) были выделены обломочные цирконы. U-Pb LA ICP-MS датирование их проведено в Институте Наук о Земле Университета Иоганна Вольфганга Гете. Анализу было подвергнуто 125 зерен, из которых 93 имеют близкие к конкордантным $|D < 10\%|$ значения возраста, распределяющиеся следующим образом: ~5% – архейские, 41% – палеопротерозойские и 54% – мезопротерозойские. Для интерпретации полученных данных использованы публикации [Bogdanova et al., 2008; Кузнецов и др., 2010, 2012; Маслов и др., 2011; Романюк и др., 2013; Lorenz et al., 2012].

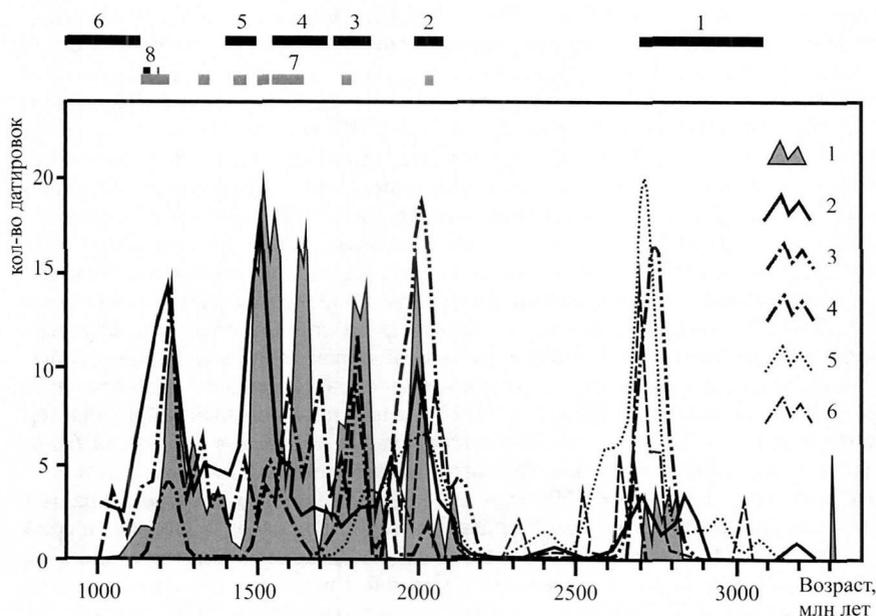


Рис. 6. График плотности вероятности распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из различных допалеозойских образований [Петров и др., 2015].

1 – метапесчаники ишеримской свиты; 2 – ашинская серия [Кузнецов и др., 2012]; 3 – позднепротерозойские отложения СВ Шпицбергена [Lorenz et al., 2012]; 4 – кварцитопесчаники джежимской свиты [Кузнецов и др., 2010]; 5 – танинская свита [Маслов и др., 2011]; 6 – зильмердакская свита [Романюк и др., 2013].

Вверху – интервалы времени проявления различных геотектонических обстановок [Bogdanova et al., 2008]: 1–6 – аккреционные и коллизионные события в западной части Балтики (1 – аккреция блоков Фенно-Карельского протоконтинента, 2 – аккреция Сарматии и Волго-Урали, 3 – косая коллизия Фенно-Скандии и Волго-Сарматии, свекофеннская орогения, 4 – аккреция террейнов к окраине Балтики, готская орогения, 5 – данополонская орогения, 6 – свеконоврежская (гренивильская) орогения, амальгамация Родинии); 7 – синколлизионные и анокрогенные граниты; 8 – активная континентальная окраина в западной части Балтики

С.В. Богдановой с соавторами было показано, что в мезопротерозое история геологического развития восточной и северо-западной частей Балтики различалась. Восточная (в современных координатах) часть палеоконтинента развивалась в пассивном режиме, нарушавшимся формированием ряда авлакогенов (Калтасинского, Серноводско-Абдулинского и других). Вторая испытала несколько аккреционных и коллизионных событий, прошла стадию активной континентальной окраины, что сопровождалось внедрением значительных объемов мезопротерозойских гранитов I и A типов.

Наиболее древний из U-Pb возрастных кластеров обломочных цирконов в метапесчаниках ишеримской свиты (~5%) соответствует интервалу 2830–2700 млн лет, что соответствует заключительным стадиям аккреции Фенно-Карельского протоконтинента. Следующий кластер (13%) отвечает рубежу ~2000 млн лет, что совпадает с сопровождавшимся гранитным магматизмом периодом аккреции Сарматии и Волго-Уралии [Bogdanova et al., 2008]. Цирконы сходного возраста широко распространены в породах верхнерифейской джежимской свиты Тимана [Кузнецов и др., 2010], известны в отложениях докембрийских танинской и зильмердакской свит и ашинской серии Урала. Почти 20% цирконов имеют возраст от 1900 до 1700 млн лет. В это время имела место косая коллизия Фенно-Скандии и Волго-Сарматии (свекофеннская орогения), сопровождавшаяся метаморфизмом и внедрением гранитоидов [Bogdanova et al., 2008]. Данное событие запечатлено и в U-Pb датировках обломочных цирконов из серии Бренневинсфьёрден (Brennevinsfjorden Group) (СВ Шпицберген) [Lorenz et al., 2012], а также кварцитопесчаников джежимской свиты. Следующее событие, зафиксированное 17-ти процентным кластером (интервал 1700–1600 млн лет), вероятно соответствует готской орогении, обусловленной аккрецией террейнов к скандинавской окраине Балтики. Данное событие отразилось и в возрастах детритовых цирконов из пород северо-восточной части Шпицбергена [Lorenz et al., 2012]. Самый значительный (24%) кластер соответствует ~1500 млн лет. В западной части Балтики в это время были сформированы обширные гранит-анортзитовые ареалы. Столь же интенсивный максимум на рубеже 1500 млн лет присутствует и в спектре возрастов обломочных цирконов вендской ашинской серии Южного Урала, менее ярко он выражен для песчаников джежимской свиты Тимана. Приблизительно 20% обломочных цирконов, содержащихся в метапесчаниках ишеримской свиты, характеризуются U-Pb-изотопными возрастными от 1400 до 1150 млн лет. На северо-западной периферии Балтики в это время происходит формирование активной континентальной окраины, внедрение гранитных интрузий и начало Свеконорвежской орогении. Данный интервал также достаточно хорошо выражен в популяциях обломочных цирконов из песчаников ашинской серии и допалеозойских отложений СВ Шпицбергена. Небольшой пик фиксируется в названном временном интервале и в возрастном спектре детритовых цирконов, отобранных из кварцитопесчаников джежимской свиты.

Полученные нами данные позволяют сделать вывод, что распределение U-Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов из метапесчаников ишеримской свиты наиболее сопоставимо с таковым в породах позднерифейской дже-

жимской свиты Тимана [Кузнецов и др., 2010]. Отличие заключается в том, что при формировании последних основными источниками кластики выступали, по всей видимости, комплексы пород архейского и палеопротерозойского возраста, а ишеримские метапесчаники сложены в основном мезопротерозойской кластикой. Интенсивный мезопротерозойский провенанс-сигнал сближает метапесчаники ишеримской свиты с метатерригенными породами Шпицбергена, для которых предполагается снос материала с северо-западной («скандинавской») части Балтики, где была проявлена гренвильская (свеконорвежская) орогения [Lorenz et al., 2012], а также с песчаниками ашинской серии Южного Урала, области питания для которых располагались, как считает ряд авторов [Кузнецов и др., 2012], скорее всего, на квинслендской окраине Австралии.

Достаточно полное соответствие пиков распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов из метапесчаников ишеримской свиты аккреционно-коллизийными событиями и эпохам гранитоидного магматизма, проявленным на северо-западной («скандинавской») окраине Балтики, позволяет предполагать, что в конце мезопротерозоя Ишеримский блок располагался вблизи неё (в составе плиты Свальбард? по [Metelkin et al., 2015]) или был её частью. Это предположение подкрепляется присутствием в Ишеримском блоке метаморфического комплекса дистен-силлиманитового типа, Sm-Nd-изотопный возраст которого (973 ± 49 млн лет) соответствует одной из свеконорвежских орогенических фаз. Учитывая выше сказанное, можно сделать вывод, что, скорее всего, на рубеже мезо- и неопротерозоя Ишеримский блок входил в состав суперконтинента Родиния. После распада Родинии фрагменты Свеконорвежского орогена, существовавшего между Балтикой и Лаврентией, вероятно были рассеяны и вошли в состав тиманид и каледонид Арктического региона; их признаки фиксируются на территории от арктических островов Канады до Норвегии [Lorenz et al., 2012]. По-видимому, Ишеримский блок также был частью Свеконорвежского орогенического пояса; позднее он был перемещён вдоль «тиманской» окраины Балтики, аккрецирован к последней и вошёл в состав позднепротерозойского Тиманского, а затем – позднепалеозойского Уральского орогенов.

Положение 3. В краевых частях Тагильской и в пределах Восточно-Уральской структур, присутствуют тектонические пластины и блоки вендских дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Платиноносного пояса Урала, габбро и перидотитов офиолитовой ассоциации, а также высокобарических среднетемпературных метаморфических образований, входивших в состав фундамента палеозойских островных дуг.

Положение аргументируется в главах 4 и 5 и в публикациях, в том числе [Маггов и др., 2006; Петров и др., 2008; Петров и др., 2009; Петров и др., 2010; Петров, 2011; Петров и др., 2014; Петров, Ронкин, 2014; Puchkov et al., 2014].

Многие исследователи палеозойских вулканогенных и интрузивных островодужных образований [Язева, Бочкарёв, 1995; Сазонова и др., 1997; Наркисова и др., 2000; Попов и др., 2003; Розен и др., 1999, 2004; Смирнов и др.,

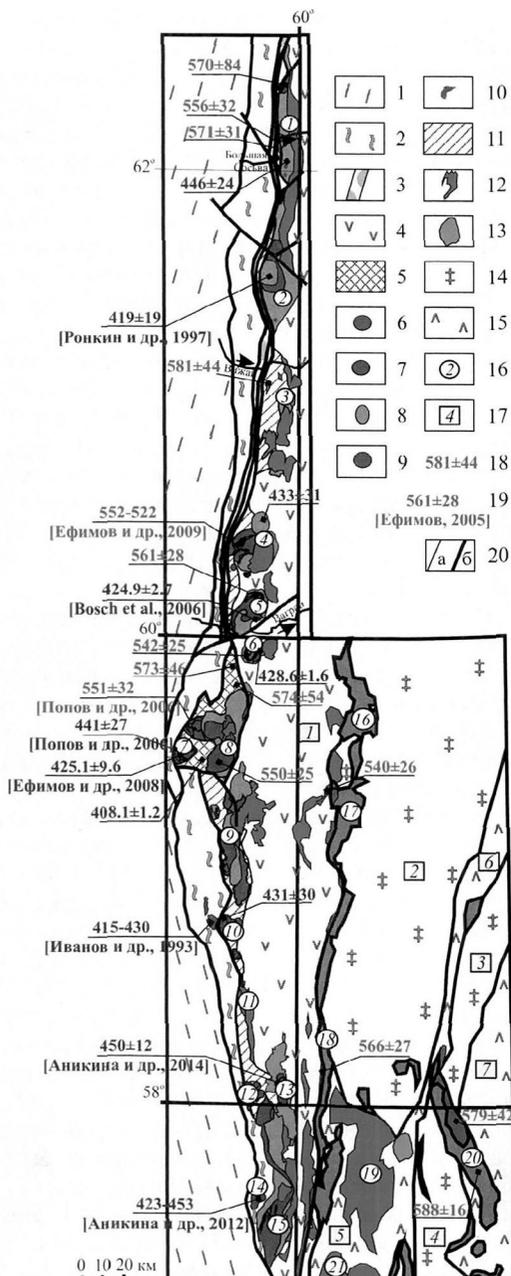
1989, 2008; Петров и др., 2008] на основании изучения особенностей химического состава, минералогии, изотопных характеристик данных пород, пришли к выводу о вероятном существовании блоков допалеозойской коры сиалического и фемического типов в фундаменте палеозойских островодужных систем на Среднем и Северном Урале. Тем не менее, довольно долгое время существование подобных блоков было чисто гипотетическим. Проведённые исследования [Петров и др., 2010, 2014 и др.] показали, что в краевых частях палеозойских островодужных мегаблоков и в шовных зонах, пересекающих последние, присутствуют тектонические фрагменты трех типов допалеозойских комплексов, вероятно перемещённых из островодужного фундамента: это среднетемпературные умеренно- и высокобарические метаморфические образования, дунит-клинопироксенит-гьялаит-габбровые комплексы, входящие в состав массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) и перидотит-габбровые комплексы офиолитового типа (Рисунок 7). Поскольку из перечисленных образований метаморфические комплексы оказались наименее изученными, характеристике последних автор уделяет наибольшее внимание.

Метаморфические породы в обрамлении дунит-клинопироксенит-габбровых массивов ППУ известны достаточно давно благодаря работам А.А. Ефимова [1967, 2007], Ю.С. Каретина [1976], Л.М. Минкина [1969], Е.В. Пушкарёва [2008], Г.Б. Ферштатера [Эвгеосинклиналиные..., 1984; Ферштатер и др., 2002], О.М. Яковлевой [1988, 1991] и других исследователей. Диссертантом впервые было выполнено геологическое картирование метаморфических образований, детально изучены породообразующие минералы и их парагенезисы, что позволило установить эволюцию Р-Т параметров метаморфизма; также были выполнены изотопно-геохронологические исследования и определено время проявления метаморфических процессов. Было установлено, что в обрамлении массивов ППУ присутствуют продукты двух метаморфических процессов – раннего среднетемпературного высоко- и умереннобарического, и позднего низкобарического. Метаморфические породы наиболее широко развиты в обрамлении полиформационного и полихронного Кытлымского дунит-клинопироксенит-гьялаит-габбрового плутона [Петров и др., 2010]. Севернее Кытлымского массива в составе метаморфитов преобладают эпидот-плаггиоклазовые и гранат-эпидот-плаггиоклазовые амфиболиты, реже встречаются их мусковит-гранатовые разновидности и гранат-мусковит-эпидот-альбит-амфиболовые гнейсы. К югу от массива распространены двуслюдяные гнейсы с гранатом, ставролитом, кордиеритом, иногда с силлиманитом и жедритом. В приконтактной зоне массива расположен ореол роговиков, развивающихся как по более ранним продуктам регионального метаморфизма, так и по позднордовикско-раннесилурийским вулканитам. Геохимические и петрографические особенности метаморфических пород сближают их с островодужными толеитами, плаггиогранитами и кислыми вулканитами [Петров и др., 2010].

Изучение зональности метаморфических минералов и последовательности их формирования в обрамлении Кытлымского массива позволило выделить три тренда: высокобарические прогрессивный и регрессивный в амфиболитах и гнейсах к северу от массива, а также низкобарический регрессивный в

Рис. 7. Схема размещения докембрийских магматических и метаморфических комплексов на восточном склоне Среднего и Северного Урала.

1 – позднепротерозойские образования Ишеримской и Кваркушко-Каменногорской структур; 2 – ордовикские толщи Присалатимского аллохтона; 3 – полимиктовый меланжевый комплекс Главного Уральского разлома; 4 – вулканные и осадочные образования Тагильской мегазоны; 5 – белогорский метаморфический комплекс; 6–8 – комплексы Платиноносного пояса Урала: 6 – дунит-глинопироксенит-гыллитовый, 7 – оливиновых габбро, 8 – габбро-норитовый; 9–11 – комплексы офиолитовой ассоциации: 9 – дунит-гарцбургитовый, 10 – перидотит-габбровый, 11 – параллельных долеритовых даек; 12 – диорит-гранодиоритовые и гранодиорит-гранитовые комплексы; 13 – монцогаббро-сиенитовые и монцодиоритовые комплексы; 14–15 – комплексы Восточно-Уральской мегазоны: 14 – метаморфические, 15 – палеозойские вулканогенные и осадочные; 16 – наиболее крупные интрузивные массивы: 1 – Ялпинг-Ньерский, 2 – Чистопский, 3 – Помурский, 4 – Денежский, 5 – Кумбинский, 6 – Князьпинский, 7 – Косвинский, 8 – Кытлымский, 9 – Павдинский, 10 – Качканарский, 11 – Арбатский, 12 – Баранчинский, 13 – Волковский, 14 – Соловьёвогорский, 15 – Тагильский, 16 – Устейский, 17 – Серебрянский, 18 – Восточно-Тагильский, 19 – Петрокаменский, 20 – Алапаевский, 21 – Верхисетский; 17 – наиболее крупные тектонические структуры: 1 – Тагильский островодужный мегаблок, 2–4 – метаморфические блоки: 2 – Салдинско-Верхотурский, 3 – Гаёвский, 4 – Мурзинско-Алудский, 5–7 – осадочно-вулканогенные структуры: 5 – Петрокаменская, 6 – Медведовско-Арамилская, 7 – Алапаевская; 18–19 – определения абсолютного возраста: 18 – авторские, 19 – из литературных источников; 20 – геологические границы стратиграфические и интрузивные (а), разрывные нарушения (б)



южном обрамлении последнего. Пиковые значения P-T параметров метаморфизма, вычисленные по составам минералом с применением известных геотермометров и геобарометров, собранных в программе TPF, составили: для пород северного обрамления массива: P = 8–10 кбар, T = 500–650 °C, южного – P = 2–5 кбар, T = 600–700°. Изотопно-геохронологические исследования высокобарических метаморфитов Sm-Nd изохронным методом по фракциям породообразующих минералов и породам в целом, показали следующие результаты: в гранат-мусковит-эпидот- амфиболовых гнейсах – 573 ± 46 млн лет; в апогаббровых амфиболитах получена Sm-Nd изохрона 574 ± 54 млн лет. Изучение Rb-Sr изотопной систематики образца двуслюдяного гнейса из южного обрамления массива и его минеральных составляющих (биотита, мусковита, плагиоклаза, амфибола и граната), позволило определить возраст 408.1 ± 1.2 млн лет [Петров и др., 2010]. Тектонические пластины докембрийских кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов прослеживаются вдоль западных контактов многих массивов ППУ на Северном Урале. В частности, подобные породы обнаружены автором в западном обрамлении Ялпингьерского массива [Петров и др., 2012, 2014]. Изучение U-Pb LA-ICP-MS систематики цирконов из гранат-биотит-амфиболовых гнейсов, позволило определить время метаморфизма 571 ± 31 млн лет и предположить возраст протолита 597 ± 7 млн лет; изохронный Sm-Nd возраст амфиболитов составил 556 ± 32 млн лет.

Метаморфические образования пространственно ассоциируют с массивами ППУ, история их формирования тесно связана с эволюцией последних. В состав Кытлымского и Княсьпинского плутонов входят несколько породных ассоциаций, подробно охарактеризованных А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [1967]: это дунит-клинопироксенит-тылаитовый комплекс, оливиновые и амфибол-пироксен-анортитовые габбро, габбронориты и гранитоиды. Силурийский возраст габброноритов (428 ± 7 млн лет) хорошо обоснован [Bosch et al., 2006]. В.С. Поповым с соавторами [2006] выполнено Sm-Nd изохронное датирование дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Конжаковского блока Кытлымского массива (551 ± 32 млн лет) по дунитам, верлитам, клинопироксенитам и тылаитам. Между тем, достоверных данных о возрасте оливиновых габбро до наших исследований не существовало. Вендский возраст оливиновых габбро Кумбинского массива (Sm-Nd изохрона 561 ± 28 млн лет) был установлен В.И. Маеговым с участием автора [2006]. По минеральным фракциям из оливиновых габбро Кытлымского и Княсьпинского массивов диссертантом были получены Sm-Nd изохроны, соответствующие возрасту 550 ± 25 млн лет и 542 ± 25 млн лет [Петров и др., 2010]. Кроме упомянутых массивов, Sm-Nd вендские датировки (552–543 млн лет) появились в результате изучения дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии массива Денежкин Камень [Ефимов и др., 2010] и оливинового габбро Ялпингьерского массива – 570 ± 84 млн лет [Петров и др., 2014].

Латеральные аналоги белогорского комплекса и допалеозойских высокостронциевых габброидов ППУ известны на Полярном Урале, где они слагают западное обрамление и западную часть Войкаро-Сыньинского мафит-

ультрамафитового массива [Ефимов, Потапова, 2000; Ефимов, Яковлева, 2007]. В южной части массива (пластина Дзеля-Ю) Д.Н. Ремизовым с соавторами [2002] получены определения абсолютного возраста U-Pb методом по единичным зернам цирконов из метагаббро, составляющие 578 ± 11 (возраст протолита) и 501 ± 11 млн лет (возраст высокобарического метаморфизма). Вендские габброиды блоков «протоплатиноносного пояса» на Полярном Урале, в отличие от массивов ППУ Среднего и Северного Урала, претерпели высокобарический гранулит-амфиболитовый, эклогитовый и глаукофансланцевый метаморфизм.

Комплексы офиолитовой ассоциации, часть из которых, по данным автора, имеет доордовикский возраст, широко распространены на восточном склоне Среднего Урала. К ним относятся серовский, первомайский и другие дунит-гарцбургитовые, устейский, пышминский, алапаевский дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы, а также ассоциирующие с ними комплексы долеритовых даек – язвинский, новоберезовский, белоярский и другие, традиционно датируемые ордовиком и ранним силуром [Корреляция..., 1991]. Для исследования возраста пород офиолитовой ассоциации нами использованы габбро устейского комплекса, слагающие тектонические блоки и пластины вдоль восточного ограничения Тагильского мегасинклинория, а также габбро и перидотиты Алапаевского массива – тектонической пластины, залегающей на метаморфических и вулканогенно-осадочных комплексах Восточно-Уральской мегазоны (Рисунок 6). Габброиды устейского комплекса изучались нами в двух точках. Первая из них располагается в долине р. Мысовая; здесь из керна скважины отобран образец среднезернистых массивных сосюритизированных амфибол-клинопироксеновых габбро, Sm-Nd изохронный возраст которого, определённый по минеральным фракциям плагиоклаза, амфибола и пироксена, титаномагнетита и валовому составу породы, составил 540 ± 26 млн лет. Вторая точка представляет собой коренной выход на правом берегу р. Тагил (скала Красный Камень в 12 км ниже по течению от пос. Балакино), сложенный долеритовыми силлами и дайками со скринами серпентинизированных верлитов и такситовых среднезернистых сосюритизированных клинопироксен-амфиболовых габбро. Sm-Nd изохронный возраст последних, определённый по фракциям плагиоклаза, амфибола, титаномагнетита и валовому составу породы, составил 566 ± 27 млн лет. Низкие содержания Sr (20–200 г/т) отличают устейские габбро от сходных по составу пород Платиноносного пояса и сближают их с образованиями офиолитовой ассоциации [Петров и др., 2010].

В северной части наиболее крупного Алапаевского габбро-перидотитового массива, наименее переработанного орогенными интрузиями, нами были изучены амфибол-сосюритовые габбро *алапаевского* комплекса, а в южной – серпентин-хромшпинелевые породы (вкрапленные хромитовые руды Курмановского месторождения), образующие крутопадающие линзовидные залежи среди серпентинизированных дунитов. Габбро представлены массивными однородными и такситовыми среднезернистыми и крупнозернистыми амфибол-сосюритовыми породами, имеющими оливин-битовнитовый нормативный

состав. Крайне низкие содержания РЗЭ и некогерентных элементов (особенно Nb и Zr) при слабом обогащении Rb, сближают алапаевские габброиды с над-субдукционными магматитами [Богатиков, Цветков, 1988]. По монофракциям плагиоклаза, амфибола и породе в целом для габбро получена Sm-Nd изохрона 579 ± 42 млн лет [Петров и др., 2010]. Из серпентин-хромшпинелевых пород Курмановского месторождения были выделены и датированы U-Pb LA ICP-MS методом зерна цирконов. Выяснено, что на линии конкордии располагаются два возрастных кластера – 588 ± 16 млн лет ($n = 3$) и 428.5 ± 8.5 млн лет ($n = 5$). Значение возраста 588 ± 16 млн лет в пределах погрешностей анализа соответствует Sm-Nd изохронному возрасту габбро (579 ± 42 млн лет) и, вероятно, соответствует эпохе деплетирования верхней мантии, миграции сквозь нее базитовых расплавов (сопровождаемой формированием хромитовых залежей) и кристаллизации дунит-перидотит-габбрового комплекса в нижней коре. Вторая группа U-Pb данных, определяемая возрастом 428.5 ± 8.5 млн лет, коррелируется с датировками габбро и гранитоидов рефтинского комплекса, распространённых южнее Алапаевского массива [Краснобаев и др., 2004, Смирнов и др., 2009]. Таким образом, полученные результаты позволяют обосновать для восточной части Среднеуральского сегмента УПП существование по меньшей мере двух этапов офиолитообразования – вендского и силурийского [Петров и др., 2010].

Докембрийский изохронный Sm-Nd возраст (581 ± 44 млн лет) определён нами также для амфибол-соссюрит-альбитовых метагаббро офиолитового петрохимического типа (*кривинский* комплекс), слагающих скрины и остаточные массивы среди комплекса параллельных долеритовых даек в западной части Тагильской структуры (бассейн р. Вижай, г. Тумп-Соут-Путнас) [Петров и др., 2014]. Метагаббро и апогаббровые амфиболиты, сходные по составу с породами кривинского комплекса, были обнаружены автором и в составе вендского белогорского метаморфического комплекса: Sm-Nd изохронный возраст апогаббрового амфиболита в северном обрамлении Кытлымского плутона составил 574 ± 54 млн лет [Петров и др., 2010]; возраст подобных пород (Sm-Nd изохрона) в западном обрамлении Ялпингньерского массива – 556 ± 32 млн лет [Петров и др., 2014].

Полученные диссертантом допалеозойские датировки офиолитовых габбро и ультрамафитов Среднего и Северного Урала хорошо увязываются с данными Г.Н. Савельевой с соавторами [2007], установившими U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам из хромовых руд Войкаро-Сыньинского габбро-перидотитового массива возраст 585 ± 6 млн лет. Позднее тем же авторским коллективом [Савельева и др., 2013] найдены в хромитах также и палеопротерозойские цирконы (2.0–1.9 млрд. лет), характеризующие более ранние события в верхней мантии. Несколько более молодые, но также доордовикские возрастные определения были получены для Ключевского дунит-перидотитового массива, представляющего собой аллохтонную тектоническую пластину в пределах Восточно-Уральского коллажа тектонических пластин и блоков. Так, В.С. Попов [Попов и др., 2008] по валовым пробам верлитов, оливинных пироксенитов и фракциям клинопироксена построил Sm-Nd изохрону

499 ± 13 млн лет. В.Н. Смирновым с соавторами [Смирнов и др., 2009] по валовым пробам дунита, верлита, оливинового пироксенита и габбро, а также монофракциям оливина и клинопироксена, отобранным из этих пород, получена Sm-Nd эррохрона 514 ± 17 млн лет. В хромшпинелях обнаружены базальт-андезиобазальтовые расплавные включения [Симонов и др., 2009]. Позднеордовикско-раннесилурийские датировки (441–449 млн лет) Ключевского массива, отвечающие времени формирования Тагильской палеоостровной дуги, были установлены К.С. Ивановым [2012, 2013] по цирконам из ультраосновных пород.

Учитывая приведенные выше данные, можно сделать следующие выводы. В разных структурах восточного склона Среднего Урала (Тагильской и Восточно-Уральской) установлены доордовикские (вендские и раннекембрийские) возраста пород кумулятивного габброидного (дунит-перидотит-габбрового) и мантийного реститового комплексов офиолитовой ассоциации, по геохимическим параметрам относящейся к надсубдукционному типу [Петров и др., 2010, 2011]. Наряду с доордовикским, изотопно-геохронологическими данными подтверждается и позднеордовикско-раннесилурийский этап формирования офиолитов в надсубдукционном клине Тагильской палеоостроводужной системы.

Сопоставление результатов датирования допалеозойских комплексов восточного склона Среднего и Северного Урала с этапами эволюции Тиманского орогена [Андреичев, 2010; Кузнецов и др., 2006, 2007, 2014] показало, что большая часть датировок габброидов ППУ и часть значений возраста габбро офиолитового типа попадают в интервал завершения надсубдукционного и начала синколлизионного магматизма по Н.Б. Кузнецову и в эпоху завершения аккреционно-коллизионной стадии по В.Л. Андреичеву. По мнению автора, данные о возрасте достаточно убедительно свидетельствуют о том, что восточноуральские комплексы вряд ли имеют отношение к тиманидам – они формировались в океанических и островодужных условиях практически одновременно с аккреционными процессами в Тиманском складчатом сооружении. Вероятно, Тагильская палеоостровная дуга заложилась в позднем ордовике на значительном удалении от окраины Балтики на фрагментах вендской коры островодужного и океанического типов, включающей большое количество дунит-клинопироксенит-габбровых массивов. Сходная ситуация отмечена на Аляске, где также фиксируются 2 возрастные группы дунит-клинопироксенит-габбровых массивов – 440–400 и 118–110 млн лет [Himmelberg, Loney, 1995]. Американские исследователи указывают на петрографическое и геохимическое сходство разновозрастных ультрамафит-мафитовых серий и предполагают существование долгоживущей конвергентной континентальной окраины в юго-западной части Аляски.

Часть фрагментов вендских и более древних (?) комплексов, входивших в состав фундамента палеозойских островодужных систем, были глубоко метаморфизованы в процессе аккреционных и коллизионных событий в среднем и позднем палеозое. Примером такого объекта является Салдинский метаморфический комплекс.

Положение 4. Ряд метаморфических блоков восточного склона Урала (в частности, Салдинский) являются фрагментами гетерогенного фундамента позднеордовикско-девонской островной дуги, переработанного в условиях высокого теплового потока и аккреционных шовных зон в палеозойское время.

Салдинский метаморфический комплекс расположен на восточном склоне Среднего Урала и доступен для наблюдения в обнажениях по р.р. Тура, Салда и Тагил (Рисунок 8).

До проведения наших исследователей, комплекс рассматривался многими исследователями как фрагмент древней (дорифейской) коры континентального типа [Кейльман, 1974; Каретин, 1983; Глубинное..., 1990], претерпевшей многоэтапный метаморфизм. Наиболее значительным и высокотемпературным событием считался архейский гранулитовый метаморфизм двупироксеновых кристаллических сланцев и эклогитов пряничниковской серии [Грачев, Кейльман, 1962, Крылов, Бутин, 1975]. Предполагалось, что последующие этапы преобразований имели Р-Т параметры не выше условий амфиболитовой фации.

Метаморфические и интрузивные образования, слагающие Салдинскую структуру, изучались диссертантом неоднократно [Петров и др., 1996, 1998, 2000, 2003, 2007; Friberg et al., 2000; Государственная..., 2011 и др.]. В результате авторских исследований существенно изменились представления о стратиграфии – после находок раннепалеозойских конодонтов, часть стратифицируемых образований, ранее считавшихся протерозойскими (буксинская свита и истокская серия по [Государственная..., 1985]), были объединены в составе ромахинской толщи O_3-S_1 ; существенно уточнен также позраст интрузивных образований. Выяснено, что Салдинская структура включает два блока – западный Емехско-Телянский, сложенный преимущественно ортоамфиболитами, ортогнейсами и гранулитами, и восточный Бродово-Малыгинский, преимущественно парагнейсовый (Рисунок 8).

Для реконструкции параметров и эволюции метаморфизма Салдинского комплекса выполнено изучение составов породообразующих минералов (плагноклазов, амфиболов, биотитов, пироксенов, гранатов) в 25 полированных шлифах на микроанализаторе YXA-5 в ИГТ УрО РАН и SX-50/Sun в Университете г. Упсала, Швеция. Расчет Р-Т параметров и формульных значений элементов производился при помощи компьютерных программ "TRF" (Фонарев, 1993) и "Минерал" (Филиппов, 1994).

В составе Салдинского комплекса наиболее распространены биотит-амфиболовые и амфиболовые плагногнейсы, часто содержащие гранат, реже – дистен, а также метабазиты; уровень метаморфизма соответствует амфиболитовой и гранулитовой фациям. Представительные парагенезисы гранулитовой фации лучше сохранились в породах основного состава. В состав пироксенолитов входят клинопироксены ($Si^{4+} 1.85-1.90$ ф.е.; $Al^{VI} 0.01-0.10$ ф.е.; $Ca 0.82-0.90$ ф.е.; $Na 0.06-0.07$ ф.е.; $f = 35-45$), гранаты ($Sp_{ess2}Gross_{16-19}Py_{r30-35}Alm_{44-50}$), а также амфиболы нескольких генераций, ранняя из которых – бурая роговая об-

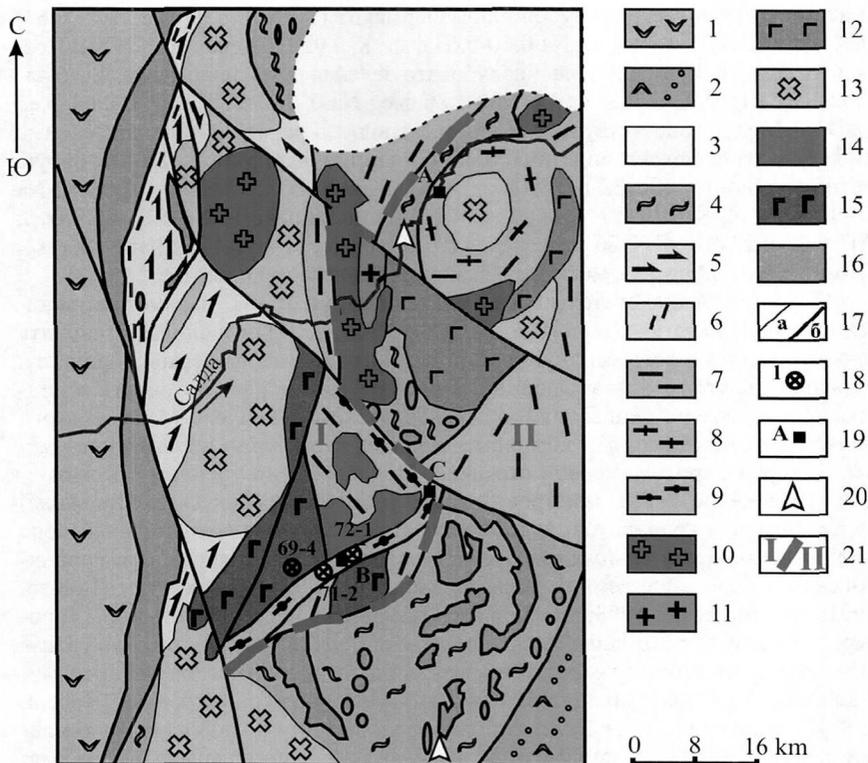


Рис. 8. Геологическая схема Салдинского метаморфического комплекса (составлена по материалам геологических съемок УГСЭ под руководством автора, с упрощениями).

1 – раннепалеозойские вулканические образования Тагильской paleoостровной дуги; 2 – вулканогенно-осадочные образования медвежьей D₁ и арамилской C₁ толщ; 3 – чехол мезозойско-кайнозойских отложений; 4 – слюисто-полевошпат-кварцевые и графитистые сланцы ромахинской толщи O₃-S₁; 5, 6 – емехский подкомплекс: 5 – амфиболиты, 6 – зеленосланцевые диафориты; 7–9 – бродовский подкомплекс: 7 – гнейсы, 8 – гранатовые гнейсы и амфиболиты; 9 – кианитовые гнейсы и гранат-клинопироксеновые амфиболиты; 10 – граниты верхисетского комплекса C_{1,2}; 11, 12 – басыновский комплекс C₁: 11 – монзониты и сенииты, 12 – габбронориты и габбро; 13 – тоналиты западно-верхисетского комплекса D₃-C₁; 14 – метаморфизованные диориты и гранодиориты новоалексеевского комплекса D₁; 15 – метагаббро и пироксенолиты прычничковского комплекса; 16 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты серовского комплекса; 17 – геологические границы: интрузивные и стратиграфические (а) и тектонические (б); 18 – места отбора образцов для Sm-Nd изотопных исследований и их номера; 19 – места отбора образцов, в которых сделаны микрозондовые профили кристаллов граната; 20 – точки находок микрофауны конодонтов; 21 – блоки Салдинского метаморфического комплекса: I – Емехско-Телянский, II – Бродово-Малыгинский

манка (Si^{iv} 6.32-6.41 ф.е.; Al^{vi} 0.33-0.38 ф.е.; Ca 1.80-1.82 ф.е.; Na 0.51-0.53 ф.е.; K 0.14-0.16 ф.е.; f = 50-53), по периферии зерен которой, часто на границах с

гранатом, наблюдается голубой алюмочермакит ($\text{Si}^{4+}5.58\text{-}6.05$ ф.е.; $\text{Al}^{\text{VI}}0.63\text{-}0.96$ ф.е.; $\text{Ca}1.71\text{-}1.73$ ф.е.; $\text{Na}0.60\text{-}0.63$ ф.е.; $\text{K}0.02\text{-}0.09$ ф.е.; $f = 61\text{-}77$). Последняя генерация амфиболов – голубовато-зеленая роговая обманка ($\text{Si}^{4+}6.48\text{-}7.02$ ф.е.; $\text{Al}^{\text{VI}}0.03\text{-}0.31$ ф.е.; $\text{Ca}1.80\text{-}1.86$ ф.е.; $\text{Na}0.26\text{-}0.51$ ф.е.; $\text{K}0\text{-}0.04$ ф.е.; $f = 44$). Иногда присутствуют андезин и скаполит. Гранат-клинопироксеновые амфиболиты включают андезин (№ 46-47), иногда битовнит (№ 86-87), бурую роговую обманку ($\text{Si}^{4+}6.21\text{-}6.41$ ф.е.; $\text{Al}^{\text{VI}}0.57\text{-}0.70$ ф.е.; $\text{Ca}1.88\text{-}1.93$ ф.е.; $\text{Na}0.49\text{-}0.56$ ф.е.; $\text{K}0.10\text{-}0.15$ ф.е.; $f = 54\text{-}60$), клинопироксен ($\text{Si}^{4+}1.81\text{-}1.89$ ф.е.; $\text{Al}^{\text{VI}}0.07\text{-}0.12$ ф.е.; $\text{Ca}0.86\text{-}0.93$ ф.е.; $\text{Na}0.06\text{-}0.08$ ф.е.; $f = 42\text{-}47$), гранат ($\text{Spess}_{1-3}\text{Gross}_{22-29}\text{Pug}_{19-33}\text{Alm}_{39-50}$), местами – скаполит (мицзонит) и биотит.

Изучение последовательности кристаллизации и Р-Т параметров метаморфических парагенезисов [Петров, 2000, 2003, 2007] позволило установить прогрессивную и регрессивную ветви главного метаморфического процесса. Выяснилось, что тренды эволюции Р-Т условий метаморфизма пород Салдинского комплекса различны для Емехско-Телянского и Бродово-Малыгинского блоков, тем не менее, для комплекса в целом характерно направление смены векторов «против часовой стрелки». Подобный тип трендов Р-Т эволюции (увеличение Р-Т параметров, и затем, почти изобарическое остывание) характерен для гранулитовых комплексов, формирующихся в нижней коре активных континентальных окраин, островных дуг или рифтов, при проникновении в основание земной коры больших масс мантийных магм [Bohlen, 1991; Yoshino et al., 1998], за счет чего увеличивается мощность коры (процесс “magmatic underplating”). Предполагается, что в этой обстановке гранулиты образуются между коровыми и мантийными магматическими камерами; в качестве примера приводится гранулитовый комплекс Адирондак [Bohlen, 1987]. Главным геологическим событием, вызвавшим возникновение температур уровня гранулитовой фации в пределах Салдинского комплекса, можно считать внедрение больших объемов базитовых островодужных магм в девоне (что подтверждается наличием мощных девонских вулканических толщ и комагматичных им интрузий петрокаменского комплекса в соседнем к югу Петрокаменском блоке). Повышение давления и пиковый метаморфизм с Р-Т параметрами высокobarической гранулитовой фации ($T = 850\text{-}950$ °С, $P = 11\text{-}13$ кбар) вероятно связаны с аккрецией Восточно-Уральского мегаблока к окраине Восточно-Европейского палеоматерика в позднем девоне, что аргументируется совпадением возраста гранулитового метаморфизма в Салдинском блоке и глаукофан-сланцевого – в зоне Главного Уральского разлома (интервал 367–372 млн лет) [Петров и др., 2008].

Результаты изотопно-геохронологических исследований Салдинского комплекса показывают, что в составе протолита входящих в его состав пород присутствуют раннепротерозойские (?), вендские и палеозойские (силурийские и девонские) комплексы. Вендские комплексы, вероятно были магматическими, о чём свидетельствуют следы расшнуровки расплава в цирконах [Краснобаев и др., 2003]; составы этих пород соответствуют островодужным вулканитам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых исследований автором изучены геохимическая и петрографическая зональность проявлений позднепротерозойского мантийного магматизма, продукты которого локализованы в пределах Кваркушско-Каменногорской структуры. Установленная зональность обусловлена эволюцией мантийных магм в условиях литосферы различной мощности и степени проницаемости, что характерно для рифтогенных пассивных континентальных окраин.

Выяснено, что Ишеримская структура представляет собой тектонический фрагмент коры континентального типа; входящие в его состав докембрийские комплексы формировались в обстановках континентальных бассейнов, Гренвильского и Тиманского орогенов. Вероятно, в среднем рифее Ишеримский блок находился в составе или вблизи «Скандинавской» окраины Балтики, после чего был отторгнут от последней в процессе распада Родинии и вновь аккрецирован к палеоконтиненту в поздневендско-раннекембрийское время.

Восточнее зоны Главного Уральского разлома выявлены ранее неизвестные вендские магматические и метаморфические комплексы, блоки и пластины которых входят в структуру позднепалеозойского Уральского орогена. Геохимические параметры докембрийских магматических пород соответствуют раннеостроводужным вулканитам; вендское метаморфическое событие вероятно имеет аккреционную природу. Сопоставление авторских датировок восточноуральских допалеозойских магматических комплексов с этапами эволюции Тиманского орогена [Кузнецов и др., 2007, 2014; Андреичев, 2010] показывает, что они вряд ли могут быть напрямую отождествлены с тиманидами – период их формирования соответствует эпохам аккреции и коллизии в Тиманском подвижном поясе, а существование раннепалеозойской зоны субдукции под Тагильской дугой предполагает её первичное положение на значительном расстоянии от Тиманского орогена. Вендские магматические образования присутствуют в составе протолита палеозойских метаморфических комплексов Восточно-Уральской структуры, что показано на примере Салдинского комплекса.

Выполненные исследования проливают свет на позднепротерозойскую историю центральной части УПП, а также состав и возраст фундамента палеозойской островодужной системы восточного склона Среднего и Северного Урала. Прежде всего, это относится к реставрации южного (в современных координатах) продолжения позднепротерозойского Тиманского орогена. Проблема существования в допалеозойское время океанического пространства к востоку (в современных координатах) от «Уральской» окраины Восточно-Европейского палеоматерика, является дискуссионной. Подробный анализ точек зрения на эту проблему приведен Н.Б. Кузнецовым с соавторами [2005] и В.Н. Пучковым [2010]. В целом, модели геодинамической эволюции северо-восточной окраины палеоконтинента Балтика в позднем докембрии могут быть сгруппированы в рамках трех концепций: «рифтогенной», «коллизионной» и «океанической» [Петров, Маслов, 2006].

«Рифтогенная» концепция [Тектоника..., 1977; Формирование..., 1986] предполагает длительное (в течение всего рифея и кембрия) протекание процессов рифтогенеза в пределах Евразийского палеоконтинента, итогом которого стал разрыв в раннем палеозое континентальной литосферы и образование в ордовике Уральского палеоокеана.

«Коллизионная» концепция включает модели, разработанные В.А. Душиным [1997], В.Н. Пучковым [2000, 2010], Н.Б. Кузнецовым [2005] и другими исследователями. Концепция базируется на фактах, свидетельствующих в пользу проявления в самом конце неопротерозоя процесса коллизии, замкнувшего существовавший в рифейское время к востоку и северо-востоку (в современных координатах) от палеоконтинента Балтики океан и сформировавшего в венде-кембрии Тиманский коллизионный ороген, объединивший ранее удаленные террейны и континенты в новообразованный суперконтинент. В ордовике произошло заложение серии рифтов, распад суперконтинента Пантерра и формирование Уральского палеоокеана.

«Океаническая» концепция подразумевает существование океанического бассейна к востоку от Восточно-Европейского палеоматерика на протяжении рифея, венды, раннего и среднего палеозоя. В рамках этой концепции существуют различные модели. Так, Л.П. Зоненшайн с соавторами [1990] и, вслед за ним Дж. Скэрроу с соавторами [Scargow et al., 2001], рассматривали восточный край (в современных координатах) Восточно-Европейского палеоматерика на всем протяжении позднего протерозоя как пассивную окраину, к которой в кембрии были аккрецированы допалеозойские микроконтиненты и океаническая островная дуга. Дж. Скэрроу и её коллеги считают эту палеодугу северным продолжением Кадомской островодужной системы. Хорошо выраженное в основании палеозойского разреза угловое несогласие перечисленными исследователями объясняется складчатостью, возникшей в результате частой коллизии. В моделях А. Шенгера с соавторами [1994] и У. Линнемана с соавторами [Linnemann et al., 1998] позднепротерозойская протоуральская окраина Восточно-Европейского палеоматерика представляется, как активная, входящая, соответственно, в палеодугу Кипчак и в Авалонско-Кадомский аккреционно-коллизионный складчатый пояс. С.Г. Самыгин с соавторами [Самыгин, Руженцев, 2003; Самыгин и др., 2005, 2007] выделяют на Южном Урале неопротерозойские комплексы шельфа, континентального склона, океанического дна и островных дуг и предполагают аккрецию палеогондванских террейнов к активной окраине Восточно-Европейского палеоматерика в процессе субдукции.

Наши данные свидетельствуют о следующем:

1. Наиболее яркие следы позднепротерозойско-раннекембрийского Тиманского орогена обнаружены в пределах Ишеримского блока; к ним можно отнести наличие вендских и раннекембрийских орогенных гранитов и структурного несогласия в основании ордовика. В составе Кваркушко-Каменногорской структуры к аккреционно-коллизионным комплексам тиманид можно отнести тектонические пластины метавулканитов с зонами раннекембрийских глаукофановых сланцев [Beckholmen, Glodny, 2004], надвинутые на комплек-

сы рифтогенной континентальной окраины в районе северного периклинального замыкания данной структуры.

2. Признаки существования рифтогенной континентальной окраины, запечатлённые в комплексах Кваркушко-Каменногорской структуры и её обрамления, свидетельствуют о существовании океанического пространства к востоку (в современных координатах) от Балтики, по крайней мере, в позднем рифее и раннем венде. К возможным признакам тиманского орогенеза в этой структуре можно отнести структурное несогласие в основании ордовика, а также формирование в позднем венде полимиктовых терригенных толщ сыльвицкой серии, вероятно выполняющих допалеозойский бассейн, подобный форландовому прогибу [Маслов и др., 2009, Гражданкин и др., 2010].

3. Широкое распространение в фундаменте палеозойской островодужной системы вендских магматических и метаморфических образований с островодужными и субокеаническими (плюмовыми?) геохимическими параметрами, указывает на неоднократное проявление субдукционных, мантийных (плюмовых или типа «мантийного окна» при отрыве субдуцируемого слэба) и аккреционных процессов в позднепротерозойско-раннепалеозойском океане – Палеоазиатском по [Зоненшайн и др., 1990], Япетус по [Печерский, Диденко, 1995; Meert, 2014], Эгир по [Cocks, Torsvik, 2006].

Отсутствие тиманских орогенных гранитоидов и метаморфитов в пределах Кваркушко-Каменногорской структуры может свидетельствовать о принадлежности последней к экстернидам, где присутствие эндогенных продуктов орогенеза не обязательно. Раннепалеозойская деструкция и неоднократное вращение палеоконтинента Балтика в разных направлениях, проявившиеся в позднепротерозойское и палеозойское время [Torsvik, Cocks, 2005; Свяжина, Петров, 2011] могли переместить интерниды «среднеуральской» части тиманского орогена далеко от современных уральских структур. При этом, палеоокеаническая область с блоками фемической допалеозойской коры, вероятно оказалась вблизи континентальной окраины только после длительного действия раннепалеозойской (S–D₁) Тагильской зоны субдукции, падавшей от континента Балтики. Для выяснения данного вопроса необходимо продолжить исследования, в качестве одного из направлений которых можно предложить поиск гипотетического «среднеуральского» фрагмента тиманид в составе других палеоконтинентов (например, Амазонии по [Пучков, 2010]). Возможно также, что «среднеуральская» окраина Балтики оставалась открытой в сторону океана на протяжении позднего протерозоя и раннего палеозоя, как это предполагается во многих моделях [Зоненшайн, 1990; Scarrow et al., 2001; Самыгин, Руженцев, 2003] и палеомагнитных реконструкциях [Cocks, Torsvik, 2006; Nawrocki, Poprava, 2006; Li et al., 2008; Lubnina et al., 2014; Meert, 2014; Levashova et al., 2015].

По теме диссертации автором опубликовано 172 работы, основными из которых являются:

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Монографии

1. **Петров Г.А.** Геология и минерагения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале / Г.А. Петров. – Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2006. – 195 с.
2. Тектоническое районирование и минерагения Урала (аналитический обзор). Под ред. А.Ф. Морозова и К.К. Золосева / К.К. Золов, Д.А. Додин, В.А. Коротеев, А.Ф. Морозов, Н.М. Чернышев, А.В. Сурганов, В.В. Александров, Б.М. Алёшин, Л.Д. Булыкин, А.Я. Великанов, Л.Г. Гумеров, В.А. Душин, А.И. Зубков, Е.С. Контарь, В.Я. Левин, Т.Н. Медведева, В.И. Молошаг, И.Н. Новиков, **Г.А. Петров**, Г.Н. Савельева, Г.Б. Ферштатер, И.С. Чапухин, Т.А. Шерендо, В.Н. Хрылов. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. – 180 с.
3. **Петров Г.А.** Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале / Г.А. Петров. – Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2007. – 181 с.

Главы в монографиях

1. Kashubin S. Crustal structure of the Middle Urals based on reflection seismic data / S. Kashubin, C. Juhlin, M. Friberg, A. Rybalka, **G. Petrov**, A. Kashubin, M. Bliznetsov & D. Steer // Gee D.G., Stephenson R.A. (eds). – European Lithosphere Dynamics. – Geological Society, London, 2006. – Memoris, 32. – P. 427–442.
2. Рыбалка А.В. Среднеуральский трансект ESRU / А.В. Рыбалка, **Г.А. Петров**, С.Н. Кашубин, К. Юхлин // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. – 2006. – С. 390–401.

Статьи в журналах, входящих в перечень ВАК

1. **Петров Г.А.** Главный Уральский разлом на Северном Урале / Г.А. Петров, В.Н. Пучков // Геотектоника. – 1994. – № 1. – С. 25–37.
2. Friberg M. Structure of the Middle Urals, East of the Main Uralian Fault / M. Friberg, **G.A. Petrov** // J. Geol. – 1998. – N 33. – P. 37–48.
3. Свяжина И.А. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации на Северном Урале / И.А. Свяжина, **Г.А. Петров**, З.С. Мезенина // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 1. – С. 33–42.
4. **Петров Г.А.** Геодинамическая реконструкция Тагильской палео-островодужной системы на основе геологических и геофизических данных / Г.А. Петров, И.А. Свяжина, А.В. Рыбалка // Отечественная геология. – 2000. – № 4. – С. 14–20.
5. Friberg M. Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complex in the hinterland of the Uralide Orogen / M. Friberg, A. Larionov, D.G. Gee, **G.A. Petrov** // Int. J. Earth Sci. – 2000. – V. 89. – N 1. – P. 21–39.
6. Friberg M. Palaeozoic tectonic evolution of the Urals in the light of the ESRU seismic experiments / M. Friberg, C. Juhlin, M. Beckholmen, **G.A. Petrov**, A.G. Green // Journal of the Geological Society (London). – 2002. – Vol. 159. – P. 295–306.
7. Маслов А.В. Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала / А.В. Маслов, Ю.Л. Ронкин, М.Т. Крупенин, **Г.А. Петров**, А.Ю. Корнилова, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова // ДАН. – 2005. – Т. 401. – № 5. – С. 668–672.
8. **Петров Г.А.** Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике / Г.А. Петров, А.В. Маслов, Ю.Л. Ронкин // Литосфера. – 2005. – № 4. – С. 42–69.

9. Ронкин Ю.Л. U-Pb (SHRIMP-2) возраст пепловых туфов чернокаменской свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) / Ю.Л. Ронкин, Д.В. Гражданкин, А.В. Маслов, Г.А. Мизенс, Д.И. Матуков, М.Т. Крупенин, Г.А. Петров, О.П. Лепихина, А.Ю. Корнилова // ДАН. – 2006. – Т. 411. – № 3. – С. 354–359.
10. Маслов А.В. Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) / А.В. Маслов, Д.В. Гражданкин, Ю.Л. Ронкин, М.Т. Крупенин, Г.А. Мизенс, Д.И. Матуков, Г.А. Петров, А.Ю. Корнилова, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова // Литосфера. – 2006. – № 3. – С. 45–70.
11. **Петров Г.А.** Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные / Г.А. Петров, И.А. Свяжина // Литосфера. – 2006. – № 4. – С. 23–39.
12. Маслов А.В. Систематика редкоземельных элементов, Th, Hf, Sc, Co, Cr и Ni в глинистых породах серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала – инструмент мониторинга состава источников сноса / А.В. Маслов, Ю.Л. Ронкин, М.Т. Крупенин, Г.А. Петров, А.Ю. Корнилова, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова // Геохимия. – 2006. – № 6. – С. 610–632.
13. **Петров Г.А.** Новые данные о возрасте субщелочного магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и оценка скорости продольного раскрытия раннепалеозойского рифта / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов // ДАН. – 2007. – Т. 414. – № 4. – С. 513–517.
14. Ронкин Ю.Л. In situ U-Pb (SHRIMP) – датирование цирконов граносисенинов Троицкого массива (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) / Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов, Г.А. Петров, Д.И. Матуков, С.Б. Суслев, С. Синдери, У. Крамм, О.П. Лепихина // ДАН. – 2007. – Т. 412. – № 1. – С. 87–92.
15. Золоев К.К. Тектоника и металлогения Урала на примере проектируемого транспортного коридора «Урал промышленный – Урал Полярный» / К.К. Золоев, Д.А. Додин, В.А. Коротцев, Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, Н.М. Чернышов, В.А. Душин, В.Я. Левин, Г.А. Петров, Г.Н. Савельева // Литосфера. – 2007. – № 1. – С. 3–31.
16. Маслов А.В. Некоторые геохимические особенности и условия образования тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльвицкой серий Среднего Урала / А.В. Маслов, М.Т. Крупенин, Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, А.Ю. Корнилова // Литосфера. – 2007. – № 2. – С. 3–28.
17. **Петров Г.А.** Предостроводужные палеоспрединовые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал) / Г.А. Петров, А.В. Маслов, Ю.Л. Ронкин, А.В. Рыбалка // Известия вузов. Геология и разведка. – 2008. – №3. – С. 35–42.
18. **Петров Г.А.** Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов, И.А. Свяжина, А.В. Рыбалка, О.П. Лепихина // ДАН. – 2008. – Т. 422. – № 3. – С. 365–370.
19. **Петров Г.А.** Два этапа высокобарического метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, Н.В. Попов, Н.И. Тристан, П.С. Козлов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 1. – С. 54–57.
20. **Петров Г.А.** Вендский и сидурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов, О.П. Лепихина // ДАН. – 2010. – Т. 432. – № 2. – С. 220–226.
21. **Петров Г.А.** Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеостроводужной системы / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, В.И. Маегов, Н.И. Тристан, А.В. Маслов, Е.В. Пушкарёв, О.П. Лепихина // ДАН. – 2010. – Т. 432. – № 4. – С. 499–505.
22. **Петров Г.А.** Новые данные о платиноносности верхнерифейско-вендских отложений Центрально-Уральской мегазоны (Средний и Северный Урал) / Г.А. Петров, А.В. Маслов // Известия вузов. Геология и разведка. – 2010. – № 3. – С. 25–33.

23. Свяжина И.А. Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента / И.А. Свяжина, Г.А. Петров // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 3–13.
24. Петров Г.А. Новые данные о составе и возрасте орогенных гранитоидов тиманид на Северном Урале / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А. Гердес, Г.А. Ильясова, Н.И. Тристан, А.В. Маслов, С. Синдери // ДАН. – 2013. – Т. 450. – № 6. – С. 691–695.
25. Петров Г.А. Наиболее древняя магматическая формация уралид на Северном Урале / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А. Гердес, Н.И. Тристан, Г.А. Ильясова, С. Синдери, А.В. Маслов // ДАН. – 2013. – Т. 453. – № 5. – С. 519–521.
26. Петров Г.А. Новые данные о составе и возрасте комплексов допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы на Северном Урале / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А. Гердес, А.В. Маслов // ДАН. – 2014. – Т. 459. – № 5. С. – 589–594.
27. Петров Г.А. Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, Н.И. Тристан, А. Гердес, А.В. Маслов // ДАН. – 2014. – Т. 459. – № 6. – С. 721–725.
28. Петров Г.А. Прогнозирование благороднометалльного оруденения в допалеозойских черносланцевых толщах центральной части Уральского подвижного пояса / Г.А. Петров // Литосфера. – 2014. – № 6. – С. 88–101.
29. Петров Г.А. Проявление гренвилльской орогении в рифейских толщах Северного Урала: термодинамические параметры метаморфизма и Sr-Nd изотопные ограничения / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов // ДАН. – 2015. – Т. 462. – № 6. – С. 686–691.
30. Петров Г.А. Первые результаты U-Pb (LA_ICP_MS) датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал) / Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин, А. Гердес, А.В. Маслов // ДАН. – 2015. – Т. 464. – № 5. – С. 589–593.

Подписано в печать 07.12.2015. Формат 60×84 1/16
Бумага офсетная. Усл. печ. л. 2,3.
Тираж 140 экз. Заказ № 501.
Отпечатано в типографии ИПЦ УрФУ
620000, Екатеринбург, ул. Тургенева, 4