

Г.А. Петров

Докембрийские  
комплексы  
Ишеримского  
антиклинория  
(Северный Урал):  
стратиграфия,  
магматизм,  
метаморфизм,  
металлогения

Российская академия наук  
Уральское отделение РАН

Г.А. Петров

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ  
ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ  
(СЕВЕРНЫЙ УРАЛ):  
СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ,  
МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Екатеринбург  
2020

УДК 551.72+552.322+552.163+553.411.071

ББК 26.3

ПЗ0

Ответственный редактор  
член-корр. РАН **В.Н. Пучков**

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук **В.В. Холоднов**  
Институт геологии и геохимии УрО РАН

доктор геолого-минералогических наук **В.Н. Огородников**  
Уральский государственный горный университет

**Петров Г.А.**

**ПЗ0** Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2020. — 176 с.

ISBN 978-5-7691-2534-8

Книга посвящена характеристике докембрийских комплексов Ишеримского (Вишерско-Кутимского) антиклинория, расположенного в осевой части Северного Урала. Приводятся новые данные по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и металлогении, в том числе полученные с применением новых геохимических, изотопно-геохронологических методов и прогнозно-минерагенических исследований. Обосновываются преимущественно среднерифейский (эктазий – стений) возраст геологических комплексов и перспективность Ишеримской структуры на золотое оруденение. Книга представляет интерес для специалистов по региональной геологии, стратиграфии, петрологии магматических и метаморфических комплексов, металлогении, а также студентов геологических специальностей.

*На обложке – р. Большая Мойва и хр. Тулымский Камень  
(фото Н.И. Тристан).*

© Уральское отделение РАН, 2020

© Петров Г.А., 2020

© Институт геологии и геохимии УрО  
РАН, 2020

© Уральский государственный горный

ISBN 978-5-7691-2534-8 университет, 2020

## Содержание

Введение.....	5
1. Стратиграфия докембрийских толщ Ишеримского антиклинория.....	9
2. Докембрийские интрузивные образования Ишеримской структуры.....	27
3. Метаморфические образования Ишеримского антиклинория.....	61
4. Реконструкция миграции Ишеримского блока в докембрии.....	77
5. Металлогения Ишеримского антиклинория.....	83
Заключение.....	113
Список литературы.....	115
Текстовые приложения.....	127
Summary.....	175



## Введение

Ишеримский антиклинорий расположен в осевой части Северного Урала, от р. Ниолс на севере до верховьев р. Тылай на юге, имея протяженность ~210 км. Это один из прекраснейших районов Урала, где сохранилась почти не тронутая человеком природа. Значительная часть территории антиклинория входит в состав Вишерского государственного заповедника, известного разнообразием ландшафтов и уникальностью животного и растительного мира. Автор имел удовольствие неоднократно посещать эти места начиная с 1977 г., сначала в студенческих лыжных походах, затем – в процессе геологического картирования масштабов 1 : 200 000 (листы Р-40-XXIV, Р-40-XXX, Р-40-XXXVI и О-40-VI) и 1 : 1 000 000 (Р-40 и О-40).

Геологические исследования в описываемом районе начались в XIX в. В 1886 г. район посетил Е.С. Федоров, описавший геологическое строение бассейна р. Вишера от истоков до устья р. Улс, а также рек Вёлс и Улс. С 1890 г. на западном склоне Урала начало функционировать французское Волжско-Камское акционерное общество. За 17 лет существования оно совместно с организацией по разведке и эксплуатации медных и железных руд провело работы по поискам и разведке золотоносных россыпей в бассейне левых притоков р. Вишера. В 1891 г. крестьянином Ф. Зыряновым открыто Верхне-Чувальское железорудное месторождение, руды которого добывались и плавилась на Вёлсовском металлургическом заводе до 1911 г. В 1898 г. Н.П. Зуевым открыто Чувальское месторождение меди. Профессор Казанского университета А.А. Штукенберг в 1902 г. констатировал присутствие рудного золота в Чувальской жиле. В 1904–1906 гг. район изучал Л. Дюпарк, он составил карту масштаба 1 : 300 000 от Чувальских рудников до среднего течения р. Улс. В 1911 г. район посетил В.Н. Мамонтов. В книге «Геологические исследования и полезные ископаемые в районе Ухта – Печора Камской железной дороги» он описал месторождения

Чердынского горного округа. В этот период открыты Чурольское медно-никелевое проявление, Верхнечувальские железорудные месторождения, Мойвинское проявление асбеста, установлена золотоносность притоков р. Вишера. Исследования носили обзорный характер, а разработанные на их основе представления о геологическом строении к настоящему времени устарели.

Геологические работы в районе активизировались после 1918 г. Этот период начался с ревизии П.П. Красновым (1918) всех известных к тому времени месторождений и данных предыдущих исследователей. В 1928–1930 гг. в бассейнах рек Улса и Вёлса проведены геолого-съёмочные и поисковые работы на золото А.А. Авериним, который совместно с К.Б. Вейнбергом составил геологические карты 1 : 100 000 и 1 : 200 000 отдельных участков района. В результате геологических работ А.А. Аверина и К.Б. Вайнберга (1928–1930), Н.Н. Иорданского (1929, 1930), А.Н. Иванова и Е.И. Мягковой (1934, 1940), А.Н. Ходалевица (1939) созданы стратиграфические схемы и составлены геологические карты района масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000. По сути, эти исследования заложили геологическую основу, которая в том или ином виде существует по сей день. В этот период П.К. Олерским (1934) открыто золоторудное проявление Поповская Сопка. В 1940–1941 гг. в верховьях р. Вишера проводила работы Вишерская железорудная экспедиция под руководством П.В. Нечаева. В районе Чувальских и Кутимских железорудных месторождений осуществлял съёмку 1 : 50 000 Н.С. Симбирцев.

Послевоенный период изучения Северного Урала характеризуется более углубленным и узконаправленным исследованием района. Проводятся геоморфологические съёмки масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000, поисковые и разведочные работы. В 1947 г. в районе верхнего течения р. Вишера осуществлял геологическую съёмку масштаба 1 : 100 000 М.Е. Ненахов, а в 1948 г. – А.П. Попов. В 1947–1948 гг. на Чувальском месторождении проведена проверка аномальных участков, выявленных геофизическими работами. В отчетах М.Е. Ненахова и Е.А. Смирновой по результатам этих работ указывается на контактово-метасоматический генезис руд. В 1950–1954 гг. группой геологов ВСЕГЕИ под руководством К.А. Львова проводятся геолого-съёмочные и тематические исследования в верховьях р. Вишера. Сопоставлены отложения района с разрезами Приполярного Урала, выделены кваркушская, хобеинская и маньинская свиты кембрия, тельпосская, хьдейская и щугорская свиты ордовика. В 1950 г. в бассейне р. Вишера, в верхнем течении, А.П. Поповым проведена геологическая съёмка масшта-

ба 1 : 200 000. В 1952 г. П.М. Есиповым составлен сводный отчет по работам 1949–1951 гг. Вишерской комплексной экспедиции и представлена геологическая карта 1 : 200 000 для обширной территории западного склона Урала.

Последующий период геологического изучения (середина 1950-х – начало 1980-х гг.) связан с планомерной геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 с комплексом геофизических и поисковых работ. К началу 1980-х гг. коллективами геологов под руководством Б.Д. Аблизина, А.М. Курбацкого, И.Б. Попова и Б.В. Клименко эти работы были завершены почти на всей территории. В результате создана новая стратиграфическая схема рифейско-раннеордовикских образований, увязанная со схемами К.А. Львова и вошедшая в «Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала» (1980), составлена стратиграфическая схема вулканогенных образований силура, выявлен ряд перспективных участков на колчеданное оруденение. Параллельно с геологической съемкой на западном склоне Урала Г.Н. Рыбалко (1964, 1965) осуществлялись поисковые работы на россыпное золото в долинах рек Чурол, Вёлс, Посьмак, Шудья; В.А. Бурневским (1959) – на титан-циркониевые руды; В.Л. Леоновым-Вендровским (1969) – на медно-никелевые руды.

В период с 1984 по 1986 г. подготовлена к изданию Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000, лист Р-40-XXX [Государственная геологическая карта..., 1989]. В северной части Ишеримской структуры пермским объединением «Геокарта» проведено геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 [Алексеев, Попов, 1988]. В 90-е гг. XX в. и начале 2000-х гг. завершены последние проекты ГС и ГДП-50 [Клименко и др., 1998; Морозов, 2004].

В 2006 г. завершилось составление комплекта Госгеолкарты-1000 листа Р-40 под руководством В.П. Водолазской [Государственная геологическая карта..., 2006]. В 2004–2018 гг. выполнено геологическое доизучение с подготовкой к изданию комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 нового поколения на большую группу листов, охватывающую Ишеримский актиклинорий и его обрамление, – Р-40-XXIII, Р-40-XXIV, Р-40-XXIX, Р-40-XXX, Р-40-XXXV (работы не завершены), Р-40-XXXVI, О-40-V и О-40-VI. В половине из перечисленных геологосъемочных проектов (восточная группа листов) автор принимал личное участие.

Неоценимый вклад в изучение геологических образований Ишеримского блока внесли геолого-съемочные исследования

масштаба 1 : 50 000, выполненные в разные годы Б.Д. Аблизиным, И.Б. Поповым, В.Я. Алексеевым, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко и многими другими специалистами. В результате исследована и закартирована большая территория Северного Урала, разработаны схемы стратиграфии, магматизма, выявлены многочисленные проявления полезных ископаемых. Геолого-съёмочные отчеты содержат огромный объем информации, но, к сожалению, недоступны для широкого круга читателей. Количество опубликованных работ по данному району относительно невелико, и они посвящены главным образом характеристике магматических комплексов, реже – проблемам стратиграфии [Старков, 1969, 1980; Алексеев, Морозов, 1994, 1997; Зильберман и др., 2002; Чайковский, 1995, 2006; и др.].

Автор не ставил перед собой задачу полной и детальной характеристики различных аспектов геологического строения Ишеримской структуры, они подробно изложены в отчетах по ГС и ГДП-50. Данная монография базируется в основном на авторских данных, полученных в ходе геологического картирования масштаба 1 : 200 000, она призвана показать новые результаты и обозначить проблемы в интерпретации истории формирования геологических комплексов и металлогении. Различные виды анализов выполнялись в лабораториях ИГГ УрО РАН, ООО «Академ-Гео-Аналитика», ООО «Уралмеханобр», ВСЕГЕИ и других организациях. Большую помощь в проведении геохимических и изотопно-геохронологических исследований оказал Ю.Л. Ронкин (ИГГ УрО РАН), за что автор ему искренне благодарен.

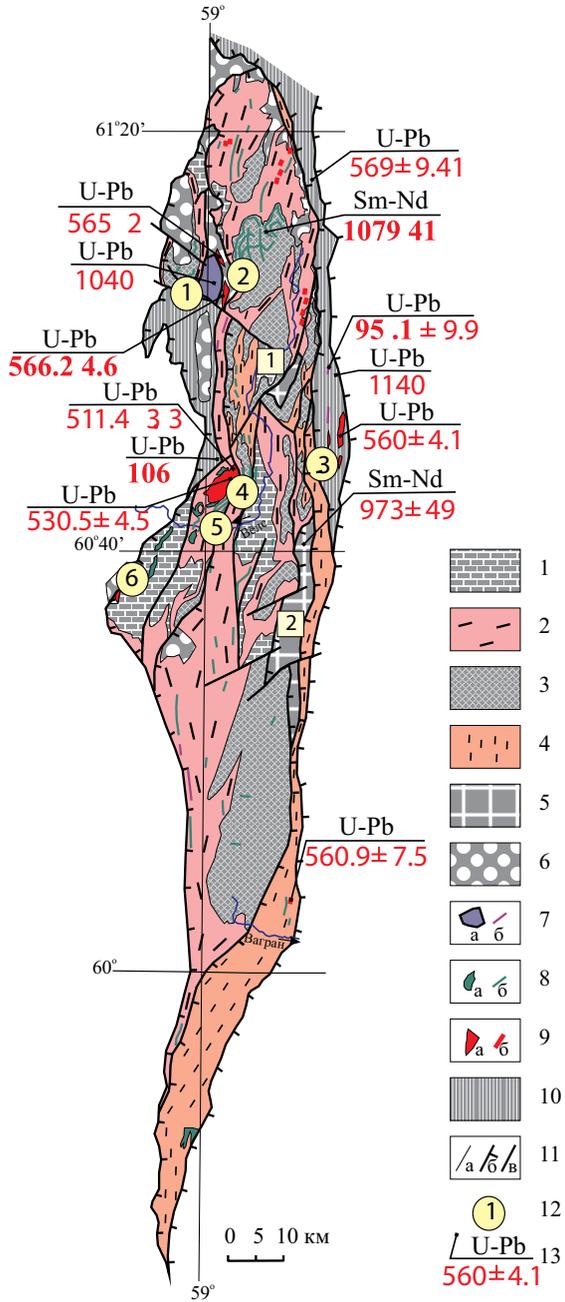
Ишеримский (Вишерско-Кутимский) антиклинорий является южной частью крупного Ляпинско-Кутимского мегантиклинория, занимающего осевую часть Урала на Приполярном и Северном Урале [Государственная геологическая карта..., 2005]. Геологическое строение Ишеримской структуры имеет черты как сходства, так и различия с более северными фрагментами названного мегантиклинория, что выразилось в существовании отдельных схем стратиграфии и магматизма для Ишеримского антиклинория, впрочем выделенные здесь стратоны и интрузивные комплексы достаточно легко коррелируют с геологическими образованиями северной части мегантиклинория.

*Написание монографии выполнено в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

## 1. Стратиграфия докембрийских толщ Ишеримского антиклинория

Наиболее древней в пределах Ишеримской структуры считается среднерифейская *расьинская свита*, выделенная Б.Д. Аблизиным в 1973 г. при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000. Стратотипический разрез находится на р. Большая Расья (левый приток р. Вёлс). В составе свиты присутствуют тонкотерригенные образования, метаморфизованные на уровне фации зеленых сланцев, среди которых известны сланцы альбит-серицит-хлорит-кварцевые, углеродисто-хлорит-кварцевые с прослоями магнетитсодержащих известковисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, кварцитопесчаников и кварцитов. Б.В. Клименко в отчете по ГДП-50 Шудьинской площади (1998) выделил в составе расьинской свиты три подсвиты и разделил среднерасьинскую подсвиту на четыре пачки, а верхнерасьинскую – на три. Характерной особенностью свиты является наличие пород со значительным содержанием магнетита, что отражается в магнитном поле. Принятый на Государственных геологических картах [1989, 2005] среднерифейский возраст образований свиты не имеет биостратиграфического или изотопно-геохронологического обоснования. Мощность свиты до 2100 м.

*Мойвинская свита* среднего рифея выделена в 1968 г. Б.Д. Аблизиным в бассейне р. Большая Мойва (рис. 1.1, 1.2). Позже (в 1973 г.) этим же автором в бассейне р. Шудья описан парастратотип, в котором представлен полный разрез свиты и вскрыты взаимоотношения со смежными образованиями. С подстилающей расьинской и перекрывающей муравьинской свитами терригенно-карбонатный вещественный комплекс мойвинской свиты имеет согласные взаимоотношения. Наибольшее распространение мойвинские образования получили на территории, протягивающейся вдоль меридионального течения р. Вёлс, ниже устья р. Посьмак. Здесь они залегают стратиграфически выше парасланцев расьинской свиты в блоках, разделенных серией меридиональных и



### Рисунок 1.1. Схема геологического строения Ишеримской структуры.

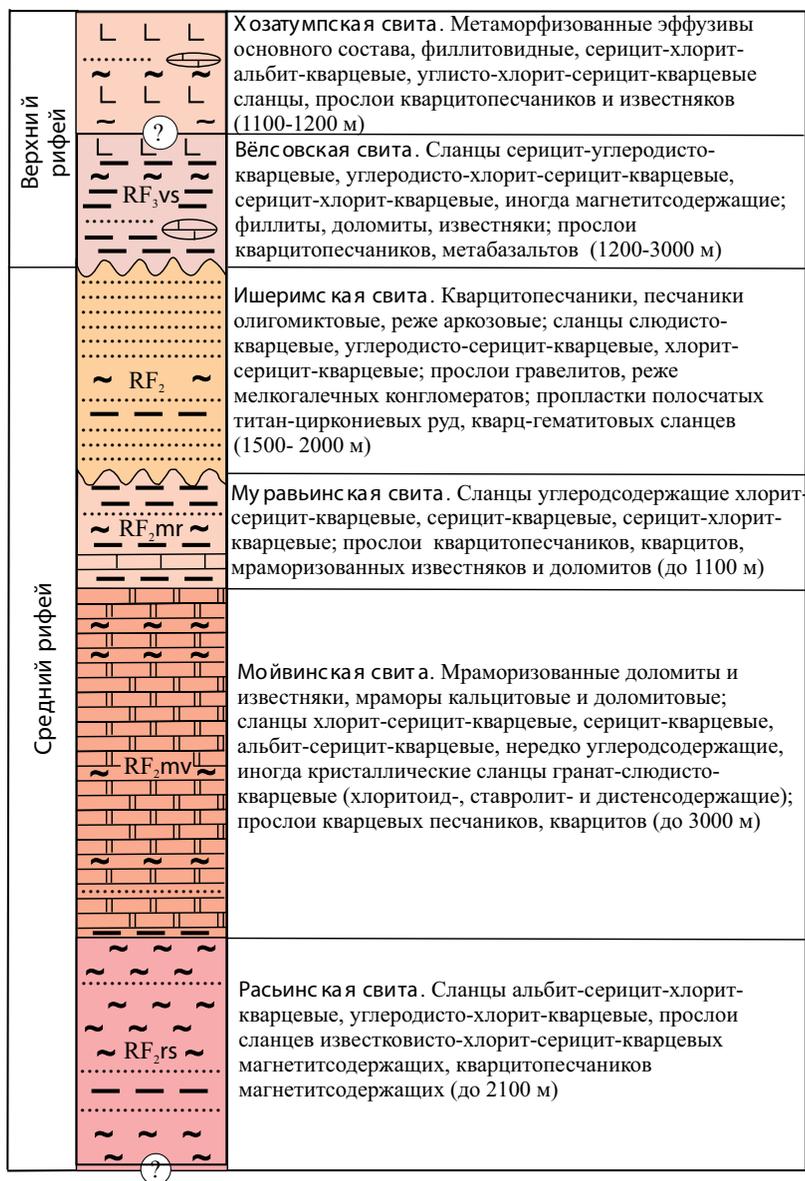
1 – терригенные и карбонатные породы расынской и мойвинской свит  $RF_2$ ; 2 – углеродистые сланцы муравинской свиты  $RF_2$ ; 3 – кварцитопесчаники ишеримской свиты  $RF_2$ ; 4 – углеродистые, слюдиисто-кварцевые сланцы вёлсовской свиты  $RF_3(RF_2?)$ ; 5 – дистен-гранат-ставролит-слюдистые кристаллические сланцы (белокаменский комплекс  $RF_3$ ), блоки (цифры в квадратах: 1 – Мартайский, 2 – Белокаменский); 6 – терригенные толщи  $O_{1-3}$ ; 7 – перидотиты вишерского комплекса (а), пикриты и метабониниты антипинского комплекса (б); 8 – габбро и долериты ишеримского и чурольского комплексов (а – штоки, б – дайки); 9 – гранитоиды вёлсовского комплекса (а – штоки, б – дайки); 10 – переслаивание метабазальтов и металевролитов, хозатумпская свита  $RF_3(RF_2?)$ ; 11 – геологические границы (а), надвиги и взбросы (б), разрывные нарушения сложной или неустановленной кинематики (в); 12 – интрузивные массивы (1 – Мойвинский дунит-перидотитовый, 2 – Мойвинский гранитовый, 3 – Посьмакский гранитовый, 4 – Юбрьшкинский габбро-долеритовый, 5 – Вёлсовский гранитовый, 6 – Шудьинский гранитовый); 13 – авторские изотопно-геохронологические определения: метод и значение возраста в миллионах лет.

северо-западных разломов. В бассейне р. Вёлс к западу от горного массива Мартай и в нижнем течении р. Граничная (приток р. Правая Рассоха) они приурочены к ядерным частям небольших антиклиналей. В рельефе образования мойвинской свиты занимают пониженные участки, что связано с неустойчивостью карбонатных пород к физическому и химическому выветриванию. Местами отмечаются карстовые воронки.

В составе свиты преобладают карбонатные породы: доломиты, известняки, часто мраморизованные; среди карбонатных пород залегают прослои сланцев (альбит)-хлорит-серицит-кварцевого, серицит-кварцевого составов, часто углеродсодержащих, иногда известковистых и кварцитопесчаников.

В верхней части разреза свиты количество апотерригенных сланцев увеличивается.

В доломитах мойвинской свиты помимо доломита могут присутствовать первичный кварц (до 2%) и кальцит (до 10%). Из вторичных минералов встречаются кварц, анкерит, сидерит, магнетит, альбит, мусковит, серицит, хлорит, альбит, гематит, лейкоксен, пирит, гидроксиды железа. Местами отмечаются окварцованные породы (район проявления «Кожевно»), в которых содержание вторичного кварца достигает 60%, что соответствует составу джаспероидов, часто вместе с кварцем развиваются мусковит и сульфиды. Мраморизованные известняки состоят из кальцита, состав второстепенных минералов подобен описанным доломитам. Текстура массивная, слоистая, обломочная, узорчатая, онколитовая,



**Рисунок 1.2.** Стратиграфическая колонка допалеозойских толщ Ишеримской структуры [Жданов, 2009; Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы..., 1993, с изменениями].

строматолитовая. Структура пелитоморфная, мелкозернистая, у мраморизованных – гетеробластовая, гранобластовая. Хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы имеют в составе кварц (до 70%), мусковит и серицит (до 25), гематит, магнетит, ильменит, пирит, пирротин, гетит, гидрогетит, углеродное вещество, акцессорные: апатит, турмалин, циркон, рутил; иногда присутствует альбит (до 5%). Углеродсодержащие сланцы отличаются примесью углеродистого материала в количестве 1–5%, редко достигая 20%. Типичные текстуры сланцев – сланцевая, полосчатая, слоистая, плейчатая. Часто отмечается секущий кливаж. Структуры лепидогранобластовая, гранолепидобластовая. Кварцитопесчаники и кварциты сложены гранобластовым кварцем (до 95%). В незначительном количестве присутствуют мусковит и серицит (редко до 15%), иногда встречаются редкие зерна альбита.

Образования мойвинской свиты изменены на уровне фации зеленых сланцев. Локально проявлен метаморфизм эпидот-амфиболитовой ступени, в результате которого породы, имеющие в первичном составе глинистое вещество, были преобразованы в ставролит-, гранат-, биотит-, хлоритоидсодержащие кристаллические сланцы и мраморы. На более позднем этапе эти образования были подвергнуты диафторезу, в результате которого ставролит в большинстве случаев замещен тонким агрегатом серицита, гранат и биотит – хлоритом. Структуры пород порфириобластовая, замещения, с элементами ситовидной. Эти образования включаются в состав белокаменского метаморфического комплекса и более подробно описаны далее.

Широко проявлены метасоматические процессы: окварцевание, анкеритизация. Породы в значительной мере тектонизированы – смяты в складки, кливажированы, проявлена дизъюнктивная тектоника.

Ранее возраст мойвинской свиты определялся как поздне-рифейский на основании обнаруженных в карбонатных породах строматолитов [Государственная геологическая карта..., 1989]. В разрезах по рекам Большая Мойва и Вёлс в карбонатных породах известны *Conophyton cylindricus* Masl., *Jacutophyton* sp., *Baicalia* sp., *Tungussia* Semikh (определения И.Н. Крылова), микрофитолиты *Osagia columnata* Reitl. и *O. tenuilamellata* Reitl. (определения З.А. Журавлёвой), которые эти исследователи считали поздне-рифейскими, но позднее выяснено, что перечисленные фаунистические остатки характерны и для среднего рифея [Государственная геологическая карта..., 2005]. Среднерифейский

возраст мойвинской свиты принят на основании определения абсолютного возраста, выполненного по монофракции галенита, отобранного из доломитов на проявлении «Кожевно». Определение проведено в лаборатории геохимии изотопов КазИМС (г. Алма-Ата) свинец-свинцовой модификацией уран-свинцового метода. Соотношения изотопов свинца свидетельствуют о возрасте 1270–1260 млн лет (данные Б.В. Клименко, 1998 г.). Мощность мойвинской свиты до 3000 м.

Среднерифейская *муравьинская свита* выделена В.Я. Алексеевым в 1994 г. на хр. Муравьиный Камень при проведении ГДП-50 Тулымской площади. Во вновь образованное подразделение объединены сланцевые толщи, вычлененные из состава мойвинской (ее верхняя часть) и ишеримской (нижняя) свит. Сланцевый комплекс муравьинской свиты широко развит в пределах Ишеримской СФЗ, сменяя вверх по разрезу с постепенным переходом мойвинские сланцево-карбонатные образования. Непосредственный контакт между ними отсутствует; сближенный контакт наблюдается во фрагментах разрезов по левым притокам р. Шудья. Предполагается, что перекрывающие кварцитопесчаники ишеримской свиты залегают на сланцах муравьинской несогласно. Часто муравьинские образования отделяются от смежных комплексов пород разрывными нарушениями. Муравьинская свита представлена сланцами хлорит-серицит-кварцевого, серицит-кварцевого, хлорит-кварцевого составов с прослоями углеродсодержащих разностей, филлитов, кварцитопесчаников, кварцитов, реже мраморизованных известняков или доломитов.

Для сланцев хлорит-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых, хлорит-кварцевых, характерны, %: кварц – 50–70, серицит – до 20–50, хлорит – до 15–25, лимонит – 1–5, магнетит – 1–5, в углеродистых разностях – графит до 10–15, редко до 25. Иногда присутствует хлоритоид (до 10%) в виде порфиробластов. Кварцитопесчаники состоят из кварца (75–90%), серицита (10–25), иногда встречаются вторичный альбит (до 1) и карбонат (до 3%). Известняки и доломиты серого, темно-серого, кремового и белого цвета, обычно мраморизованные, массивной, иногда брекчиевидной текстуры; состоят преимущественно из кальцита и доломита с примесью кварца (до 15%), альбита (до 5%), серицита, хлорита.

На большей части территории метаморфические преобразования отвечают фации зеленых сланцев. Участками породы метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, в результате чего образовались кристаллические сланцы,

содержащие высокоглиноземистые минералы – гранат, ставролит, дистен, а также биотит, фенгит, парагонит и хлоритоид (см. подробнее в описании белокаменского комплекса).

Возраст образований муравьиной свиты принят средне-рифейским согласно их положению в разрезе выше мойвинской и ниже ишеримской свит среднего рифея. Мощность свиты до 1100 м.

Среднерифейский разрез завершает *ишеримская свита*, выделенная Б.Д. Аблизиним в 1967 г. на хребтах Ишерим, Ольховочный, Пут-Тумп. Ее образования наращивают разрез среднерифейских вещественных комплексов, со стратиграфическим несогласием перекрывая метаморфизованные осадочные толщи муравьиной и мойвинской свит. До наших исследований возраст свиты считался позднерифейским [Государственная геологическая карта..., 2005].

Ишеримская свита представлена породами метаморфизованной терригенно-кварцевой и олигомиктовой формаций. В ее составе присутствуют кварцитопесчаники, песчаники олигомиктовые и аркозовые, сланцы (углеродисто)-серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, прослои гравелитов, мелкогалечных конгломератов; среди песчаников известны горизонты полосчатых титан-циркониевых руд.

Нижняя часть ишеримской свиты представлена кварцитопесчаниками, участками с прослоями серицит-кварцевых сланцев, редко с примесью углеродистого материала. Средняя часть свиты сложена преимущественно полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, реже мелкогалечными конгломератами. Завершает разрез ишеримской свиты толща мономинеральных белых кварцитопесчаников.

Кварцитопесчаники ишеримской свиты – породы белого, серого, зеленовато-серого, иногда темно-серого цвета, мелкозернистые до крупнозернистых и гравийных, часто разнозернистые. Текстуры массивная, сланцеватая; местами сохраняются реликты косой слоистости. Породы часто перекристаллизованы. Структуры гранобластовая, лепидогранобластовая. Состав, %: кварц прозрачный бесцветный или голубого оттенка – до 90, серицит – 0–15, плагиоклаз – до 5, хлорит – до 6, аксессуарные – апатит, лейкоксен, циркон, гранат, рутил, гематит, магнетит, лимонит. Сланцы хлорит-серицит-кварцевые отличаются от кварцитопесчаников большим количеством серицита и хлорита (в сумме до 40%), кварц составляет 50–60%, иногда породы содержат примесь

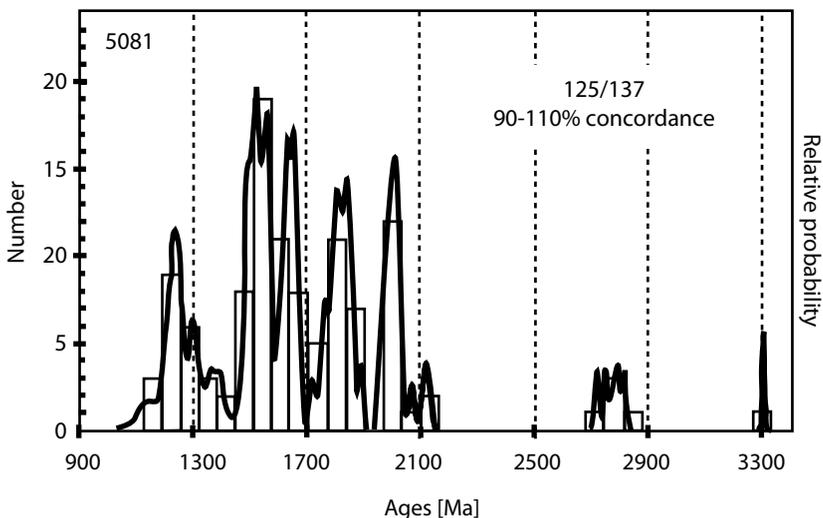
углеродистого материала. Обломочный материал аркозовых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов представлен кварцем (30–70%), калиевым полевым шпатом (15–40), альбитом (1–5), встречаются обломки кварцитопесчаников, реже крупнозернистых гранитов; в цементе присутствуют эти же минералы, а также серицит (до 25%), гематит (до 10%), небольшое количество лейкоксена, рутила, редкие зерна циркона, турмалина, монацита. Микроклин в породах пелитизирован, иногда замещен мусковитом, альбит серицитизирован. Размеры обломочного материала конгломератов обычно не превышают 1–2 см. Для гравелитов и конгломератов характерны гранобластовая, бластопсаммитовая или бластопсефитовая структура, иногда сохраняются обломочные структуры с различной степенью окатанности зерен кварца и полевых шпатов, с цементом базальным и соприкосновения. Кварцитопесчаники, обогащенные титан-циркониевыми минералами, образуют пачки ленточного переслаивания, в которых содержание рудных компонентов меняется от 1 до 40%. Мощность пачек достигает первых десятков метров, мощность отдельных слоев – от 1 мм до 3 см, редко до 10 см. На 1 м приходится от 1 до 20 слоев. В составе рудных прослоев, %: ильменит – до 15, гематит – до 15, рутил – до 8, циркон – до 4, лейкоксен, кварц, иногда микроклин, акцессорные – апатит, турмалин, монацит.

Среднерифейский возраст свиты установлен на основании результатов исследования детритовых цирконов уран-свинцовым методом (рис. 1.3), а также Sm-Nd датировки метадолеритов из силлов, залегающих среди ишеримских кварцитопесчаников [Петров и др., 2015б].

Выделенные из аркозовых гравелитов терригенные цирконы имеют возраст не моложе среднего рифея (табл. 1.1), наименьшее значение возраста составляет ~1150 млн лет. Также получены данные о среднерифейском возрасте ( $1079 \pm 41$  млн лет) ишеримского комплекса для метадолерита из силла, залегающего среди ишеримских кварцитопесчаников на хр. Ишерим. Таким образом, формирование отложений ишеримской свиты происходило в период между 1150 и 1079 млн лет. Мощность образований ишеримской свиты 1500–2000 м.

Позднерифейская *вёлсовская свита* выделена А.М. Курбацким в 1967 г. в верхнем течении р. Вёлс при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Ее образования представлены смешанной базальтоидно-карбонатно-терригенной формацией. Вёлсовская свита представлена 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. В составе свиты преобладают апотерригенные сланцы, часто обладающие полосчатой и плейчатой текстурой, гранолепидобластовой и гранобластовой структурой. В их составе присутствуют кварц, серицит, хлорит, часто углеродистое вещество, в небольших количествах – альбит, кальцит; акцессорные – апатит, турмалин, циркон; лимонит, пирит. Породообразующие минералы имеют переменное содержание и в зависимости от разновидности породы тот или иной компонент может отсутствовать. Характерно повышенное содержание титанистых минералов – лейкоксена, игольчатого рутила, сфена, иногда ильменита. Зеленые сланцы (актинолит)-эпидот-альбит-хлоритового состава образуют прослои среди метатерригенных пород. Мощность пластов зеленых сланцев 0.5–3.0 м, редко до 20.0 м. Их первичные структуры обычно не диагностируются, в редких случаях наблюдаются реликты миндалин, и можно предполагать апобазальтовое происхождение сланцев. Текстуры сланцевая, полосчатая. Основные компоненты



**Рисунок 1.3.** Гистограмма U-Pb определений возраста детритовых цирконов из аркозового гравелита ишеримской свиты (хр. Пут-Тумп, обн. 5081).

сланцев, %: хлорит – до 70, альбит – 10–30, эпидот – до 30, актинолит – 0–20. Часто присутствуют кальцит и анкерит, образованные при зеленосланцевом метаморфизме. Карбонатные минералы слагают порфиروبласты или выделения в виде прослоев, согласных сланцеватости, придающих породе полосчатый облик. Иногда отмечается небольшое количество кварца, стильпномелан, соссюрит. Обычны лейкоксен, магнетит, гематит, рутил, акцессорный апатит. Встречаются редкие прослои известняков и доломитов мощностью до 1 м. Позднерифейский возраст пород вёлсовской свиты не имеет биостратиграфического или изотопно-геохронологического обоснования. Очевидно, что он допоздневендский, поскольку в районе Сурьинского рудопроявления углеродистые и зеленые сланцы вёлсовской свиты прорываются дайкой гранитов, цирконы из которых имеют возраст  $560,9 \pm 7,5$  млн лет [Петров, 2007]. Поскольку метатерригенные породы вёлсовской свиты прорываются дайками долеритов, по геохимическим и петрографическим особенностям сходных со среднерифейскими породами ишеримского комплекса, возраст стратона может быть среднерифейским.

Мощность образований вёлсовской свиты, согласно «Легенде Уральской серии...», – 1200–1300 м.

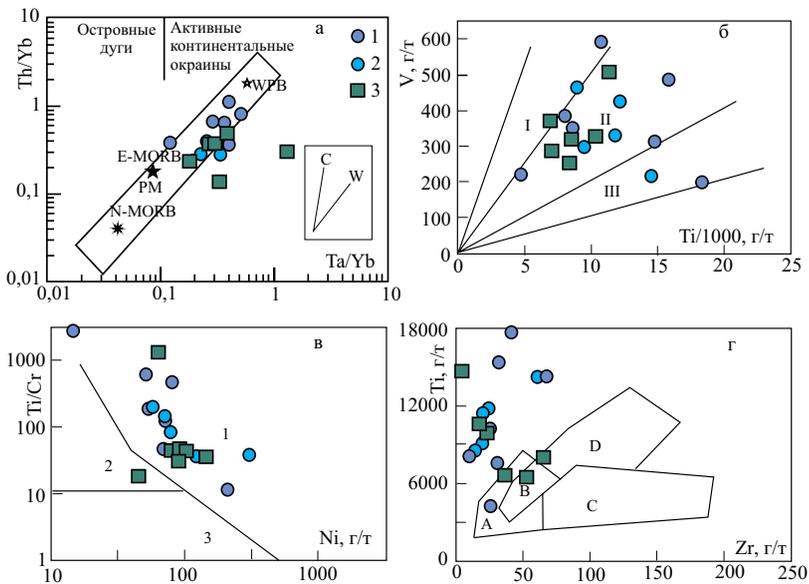
Докембрийский разрез Ишеримского антиклинория завершается позднерифейской *чувальской свитой* [Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы..., 1993]. Поскольку в стратотипической для нее местности (западная часть антиклинория, хр. Лиственничный) при проведении геолого-съёмочных работ были обнаружены ордовикские криноидеи и цистоидеи, возраст чувальской свиты был изменен на ордовикский [Государственная геологическая карта..., 2005]. Тем не менее автор считает, что часть пород, отнесенных в настоящее время к ордовикским образованиям, имеет более древний (докембрийский) возраст. В связи с этим предлагается объединить метаморфизованные вулканогенные и осадочные образования, наращивающие разрез вёлсовской свиты, в составе *хозатумпской свиты*, выделенной в 1975 г. И.Б. Поповым при проведении геолого-съёмочных работ в районе одноименного горного хребта в восточной части Ишеримского антиклинория. Позднее эти образования были включены в состав позднерифейской чувальской свиты вместе со сланцевыми толщами стратотипического района [Государственная геологическая карта..., 1989].

В состав хозатумпской свиты входят метабазалты, их метаморфизованные туфы и туффиты (лаво-гиалокластиты?), пере-

слаивающиеся с углисто-хлорит-серицит-кварцевыми, альбит-кварц-карбонатно-сланцевыми, филлитовидными сланцами; отмечаются маломощные прослои мраморизованных известняков и кварцитопесчаников. Метабазальты образуют две полосы, развитые по восточной и западной периферии антиклинория (см. рис. 1.1).

Составы метаморфизованных вулканитов восточной и западной полос (табл. 1.2, 1.3, см. *Текстовые приложения*) весьма сходны и имеют много общего с составами долеритов ишеримского комплекса, характеристика которого приводится далее. Это натровые, высоко- и умеренно-титанистые, умеренно-магнезиальные, низко- и умеренно-калиевые базальты, геохимические особенности которых сближают их с океаническими и окраинно-континентальными рифтогенными сериями. Для метабазальтов хозатумпской свиты характерны низкие содержания циркония (в среднем 17–25 г/т), высокие – ванадия (в среднем 383–389 г/т) и оксида титана (1.7–1.8%). Вместе с тем есть и различия. Так, метабазальты восточной (хозатумпской) полосы обогащены Sr (в среднем 544 г/т), Y (42.5), Nb (15.3 г/т) и  $P_2O_5$  (в среднем 0.4%), тогда как в породах западной (чувальской) полосы средние содержания составляют, г/т: Sr – 54.0, Y – 25.4, Nb – 7.4;  $P_2O_5$  – 0.1%. Содержание суммы РЗЭ в «восточных» метабазальтах составляет в среднем 105.8 г/т, отношение суммы «легких» РЗЭ к сумме «тяжелых» редких земель ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 5.39. В «западных» метабазальтах сумма РЗЭ = 39.69 г/т, ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.83. Возможно, указанные различия составов вулканитов западной и восточной частей Ишеримского антиклинория связаны с различным составом и проницаемостью верхней мантии над глубинным мантийным плюмом; можно предположить, что в восточной части структуры распространены продукты более глубинного «обогащенного» мантийного источника, а в западной расплавы формировались из менее глубинного магматического очага в деплетированной верхней мантии.

На дискриминационных диаграммах (рис. 1.4) точки составов магматических образований попадают в поля пород дивергентных обстановок. Так, на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (см. рис. 1.4а) почти все точки метабазальтов и долеритов попали на тренд мантийной дифференциации, на V – Ti/1000 (см. рис. 1.4б) они соответствуют полям базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов, на Ti/Cr – Ni (см. рис. 1.4в) – полю составов базальтов океанических бассейнов, на Ti – Zr (см. рис. 1.4г) точки составов



**Рисунок 1.4.** Дискриминационные диаграммы для метабазальтов хозатумпской свиты (1 – восточная «хозатумпская» полоса, 2 – западная «чувальская» полоса) и долеритов ишеримского комплекса (3).

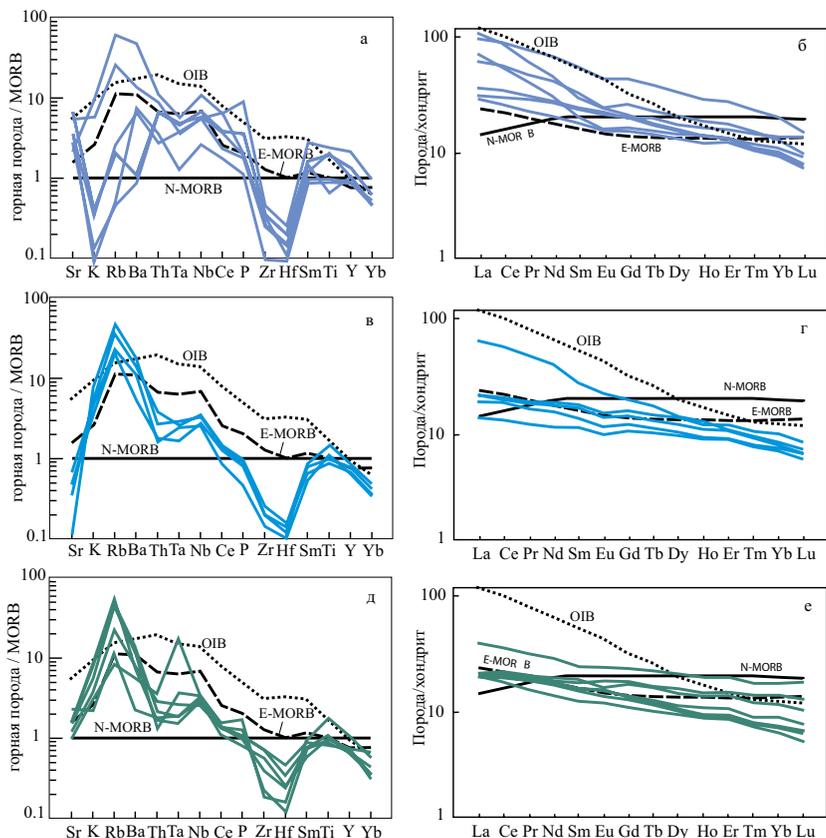
а – диаграмма Th/Yb – Ta/Yb [Pearce, 1983]. Средние составы: N-MORB и E-MORB по [Sun, McDonough, 1989], PM (примитивной мантии) по [Taylor, McLennan, 1985], WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [Barberi et al., 1975]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), по [Фролова, Бурикова, 1997]. б – диаграмма V – Ti/1000 [Shervais, 1982]. Поля составов базальтов: I – островных дуг, II – срединно-океанических хребтов, III – океанических островов.

в – диаграмма Ti/Cr – Ni [Beccaluva et al., 1979]. Поля составов вулканитов: 1 – океанических бассейнов, 2 – островодужных толеитов, 3 – известково-щелочных серий.

г – диаграмма Ti – Zr [Pearce, Cann, 1973]. Поля составов базальтов: А – толеитов островных дуг, С – известково-щелочных, Д – срединно-океанических хребтов, В – поле неопределенности.

базитов ишеримского антиклинория находятся преимущественно вне полей пород эталонных обстановок, отличаясь аномально низкими содержаниями циркония при высоких концентрациях титана.

Спайдер-диаграммы (рис. 1.5) также показывают геохимическое сходство метабазальтов обеих полос хозатумпской свиты и долеритов ишеримского комплекса. При этом графиче-



**Рисунок 1.5.** Спайдер-диаграммы «горная порода / MORB» и «горная порода / хондрит» для metabазальтов восточной полосы хозатумпской свиты (а, б), западной (чувальской) полосы той же свиты (в, г) и долеритов ишеримского комплекса (д, е). Составы MORB и N-MORB (базальта срединно-океанических хребтов), E-MORB («обогащенного» базальта срединно-океанических хребтов), OIB – базальта океанических островов, а также хондрита – по [Sun, McDonough, 1989].

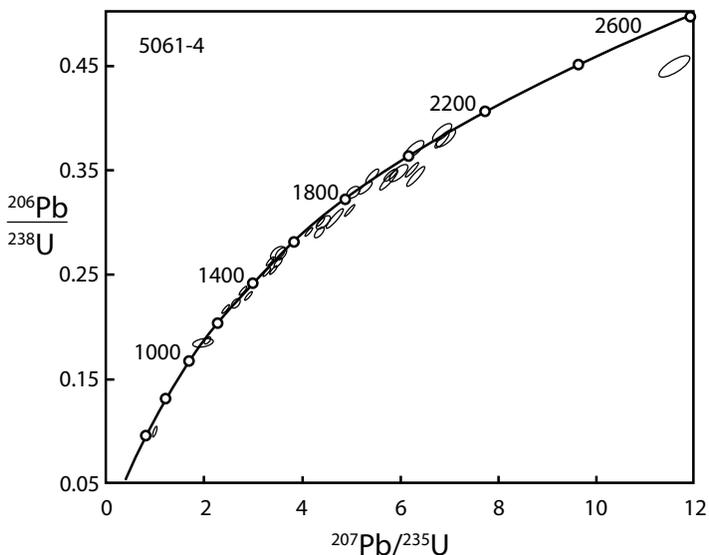
ки нормированных содержаний РЗЭ в metabазальтах восточной (хозатумпской) полосы (см. рис. 1.5б) занимают промежуточное положение между базальтами океанических островов (OIB) и «обогащенными» базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB); для вулканитов западной (чувальской) полосы также характерны прямые наклонные графики, но при более низких содержаниях РЗЭ (см. рис. 1.5г). На спайдер-

диаграммах содержаний петрологически информативных элементов, нормированных к MORB, для всех групп пород характерны обогащение элементами с большим ионным радиусом, что сближает их с эталоном E-MORB, и обеднение Zr и Hf. Исключения составляют metabasalts восточной (хозатумпской) полосы, которым свойственны крайне неравномерные содержания K и Rb, что, вероятно, связано с проявлением синтетектонического аллохимического зеленосланцевого метаморфизма.

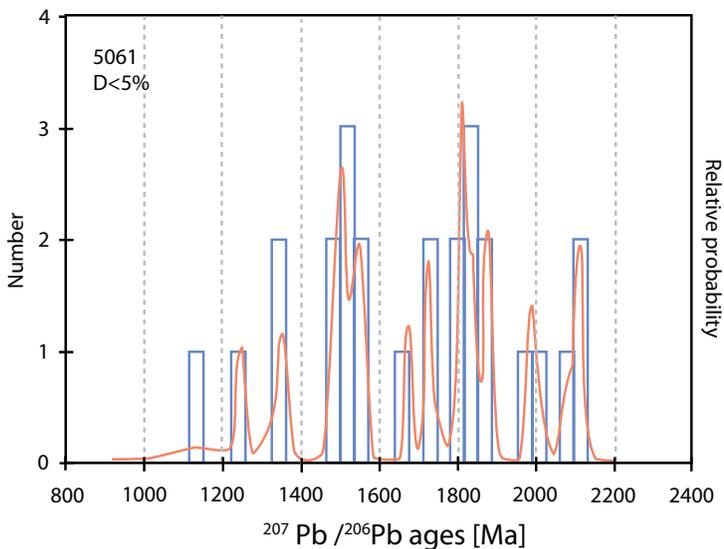
Касаясь вопроса о возможной интерпретации обстановки формирования вёлсовских (хозатумпских) базальтов, можно указать на «промежуточные» параметры их химического состава, не отвечающие в полной мере континентальным и океаническим вулканитам. Составы этих пород сближают их с metabasaltsами колпаковской свиты, распространенными в сходной структурной позиции на Среднем Урале, для которых также предполагается докембрийский возраст. Учитывая геохимические данные и ассоциацию колпаковских и вёлсовских (хозатумпских) вулканитов с тонкотерригенными осадками – метаалевролитами, метапесчаниками, углеродистыми сланцами, можно предположить, что наиболее вероятно формирование их в пределах рифтогенной континентальной окраины, в области перехода от континента к океану.

Учитывая отсутствие фаунистических и микрофаунистических остатков, были отобраны пробы цирконы из metabasaltsов в районе р. Медянка (5061-4) и на хр. Масипальнелпаттуил (5102) для изотопно-геохронологических исследований. Цирконы из обр. 5061-4 изучались методом LA-ICP-MS в Институте наук о Земле Университета И.В. Гете (г. Франкфурт-на-Майне, ФРГ), обр. 5102 – на установке SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, (Санкт-Петербург) (табл. 1.4). Цирконы из обр. 5061-4 показали большой разброс возрастов (рис. 1.6).

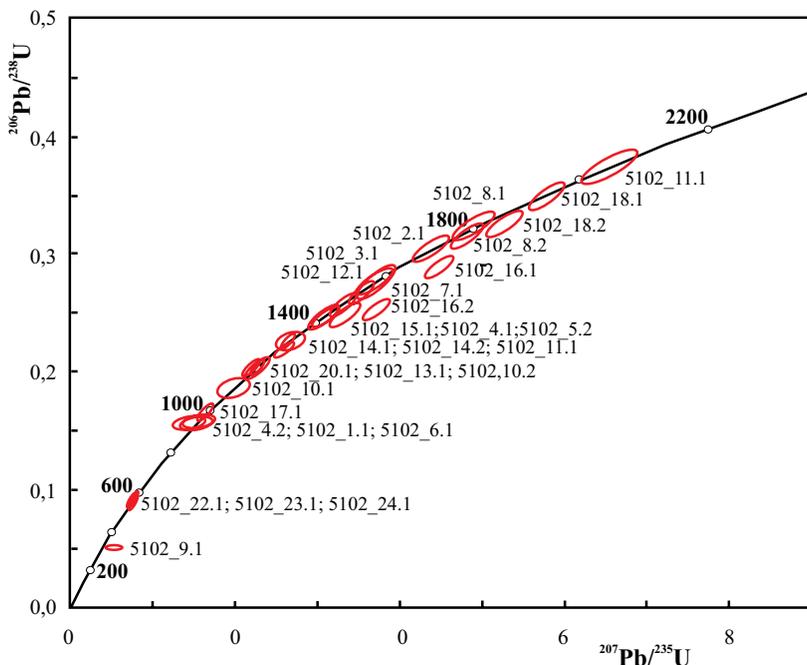
Наиболее конкордантные значения возраста вынесены на гистограмму (рис. 1.7). Анализируя рисунки 1.6. и 1.7, можно сделать вывод, что metabasaltsы содержат большое количество ксеногенных цирконов палео- и мезопротерозойского возраста, вероятно, захваченных из вмещающих терригенных пород при транспортировке расплава. Между тем конкордантные значения возраста моложе 1100 млн лет отсутствуют. Похожая картина наблюдается и на графике возрастов цирконов из обр. 5102 (рис. 1.8). Здесь также отмечается большое количество кластеров возрастов цирконов с преобладанием мезопротерозойских значений.



**Рисунок 1.6.** Результаты изотопно-геохронологических исследований из метабазальтов хозатумпской свиты (обр. 5061-4, верховья р. Медянка).

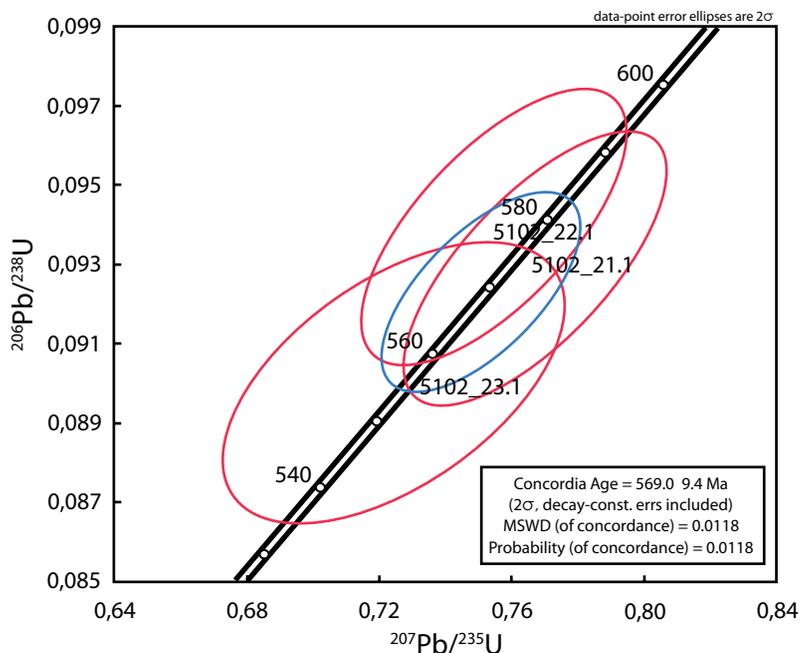


**Рисунок 1.7.** Гистограмма наиболее конкордантных значений возраста цирконов из метабазальтов хозатумпской свиты (обр. 5061-4, верховья р. Медянка).



**Рисунок 1.8.** Результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из metabазальтов хозатумпской свиты (обр. 5102, хр. Масипальнелпаттуил).

Самый «молодой» кластер, значения которого расположены на линии конкордии, имеет возраст  $569.0 \pm 9.4$  млн лет (рис. 1.9). Полученное значение в пределах аналитической ошибки совпадает с возрастом гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов (560–567 млн лет), возможно, вендские цирконы сформировались в эпоху тектонических деформаций и метаморфизма, сопровождавших внедрение интрузивных массивов. Конечно, наличие докембрийских цирконов в metabазальтах нельзя считать серьезным аргументом в пользу древнего возраста самих пород. В литературе приводятся многочисленные данные, свидетельствующие об устойчивости изотопной системы цирконов и, как следствие, попадании их в более молодые магматические образования вследствие коровой контаминации пород фундамента, рециклинга субдуцированной коры или транспортировки из глубинных частей мантии [Grimes et al., 2007; Proenza et al., 2018; Шулятин и др., 2019; и др.]. Тем не менее можно определенно говорить о допоздневендском



**Рисунок 1.9.** Вендский «возрастной кластер» в цирконах из metabазальтов хозатумпской свиты (обр. 5102, хр. Масипальнелпаттуил).

возрасте пород, поскольку метапелиты и metabазальты хозатумпской свиты прорываются Посьмакским штоком гранит-порфиров, для которых получена вендская датировка  $560.0 \pm 4.1$  млн лет [Петров, 2014]. Традиционно, вёлсовская и чувальская (хозатумпская) свиты относятся к верхнему рифею – нижнему венду [Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы..., 1993], но, учитывая геохимическое сходство metabазальтов с долеритами ишеримского комплекса, можно предположить их среднерифейский возраст. Мощность образований чувальской (хозатумпской) свиты 1100–1200 м.



## 2. Докембрийские интрузивные образования Ишеримской структуры

В пределах Ишеримского блока известны докембрийские интрузии долеритов и габбродолеритов ишеримского и чурольского, перидотитов вишерского, пикритов антипинского и гранитоидов вёлсовского комплексов.

**Ишеримский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный** слагает штоки, дайки и силлы, распространённые в пределах Ишеримской СФЗ. Выделен в процессе геолого-съёмочных работ Б.Д. Аблизиним в 1968 г. на хр. Ишерим. Максимальное развитие эти породы получили на хребтах Ольховочный, Молебный Камень, особенно широко распространены в пределах горного массива Ишерим. Преобладают силлы, реже встречаются дайки и штоки. Субпластовые и пластовые интрузии залегают главным образом среди кварцитопесчаников ишеримской свиты. Они хорошо прослеживаются в виде тел мощностью от нескольких десятков сантиметров до 200 см и смяты в складки совместно с вмещающими породами. Силлы сопровождаются зонами роговиков мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м. Габбродолериты и долериты – преимущественно зеленые, серовато-зеленые, иногда темно-зеленые породы, массивные или рассланцованные, структуры варьируют от мелкозернистых до крупнокристаллических (от края к центру интрузивных тел). Микроструктуры бластоофитовая, реликтовая офитовая, гломеробластовая. В составе преобладают зеленый амфибол (актинолит, тремолит), альбит № 0–10, эпидот, хлорит, реже присутствуют кварц, слюды (первичный биотит и вторичный серицит), лейкоксен, сфен, карбонаты, пирит, халькопирит, пирротин и акцессории (рутил, апатит, турмалин, циркон, иногда ортит и альмандин). Реликты моноклинного пироксена и керсутита редки. Первичные плагиоклазы полностью замещены альбитом, олигоклазом, серицитом, эпидотом, цоизитом.

Габбродолериты и долериты – породы основного состава, умеренно-магнезиальные ( $MgO = 5.0-7.5\%$ ), умеренно- и высоко-

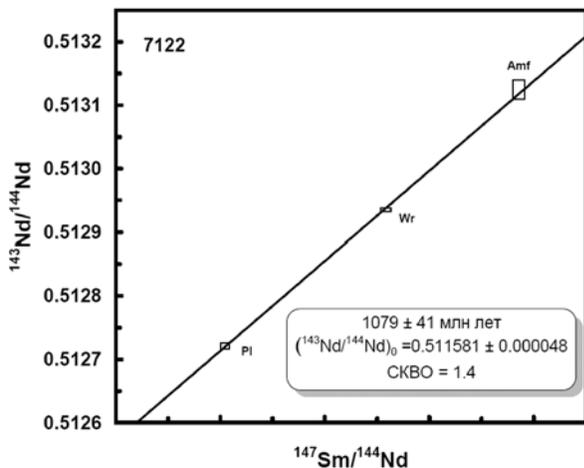
титанистые ( $TiO_2 = 1.3-4.0\%$ ), умеренно- и низкокалиевые породы с преобладанием натрия в составе щелочей (табл. 2.1). На дискриминационных диаграммах точки составов этих пород попадают в поля магматитов структур растяжения (см. рис. 1.4). Содержание суммы РЗЭ в среднем составляет 42.86 г/т, что несколько ниже, чем у типичных океанических базальтов, и сближает ишеримские долериты с траппами; отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.02. Графики нормированных к MORB содержаний РЗЭ (см. рис. 1.5д) показывают сходство ишеримских габбродолеритов с эталоном E-MORB, но с более низкими содержаниями Zr и Hf. Графики содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту (см. рис. 1.5е), имеют плоскую форму и указывают на небольшую обогащенность легкими редкими землями и деплетированность тяжелыми. По мнению В.В. Холоднова [Холоднов и др., 2017], геохимические особенности долеритов ишеримского комплекса, в том числе высокое значение параметра  $\epsilon Nd = +6.57$ , свидетельствуют о формировании пород из деплетированного мантийного источника.

Возраст пород ишеримского комплекса ранее считался позднерифейским и не имел достоверного изотопно-геохронологического обоснования. Ю.Л. Ронкиным по монофракциям плагиоклаза, амфибола и валовому составу породы из метадолерита, слагающего силл среди кварцитопесчаников ишеримской свиты на г. Ишерим (обр. 7122, табл. 2.2), получена изохронная Sm-Nd датировка  $1079 \pm 41$  млн лет (рис. 2.1) [Петров и др., 2015б]. Полученная нами цифра соответствует верхней части среднего рифея. Ишеримский комплекс можно сопоставить со среднерифейскими пуйвинскими субвулканическими образованиями Ляпинской СФЗ, также представленными дайками и силлами метадолеритов [Жданов, 2009].

С габбродолеритами ишеримского комплекса связано малое Юбрьшинское месторождение ильменит-титаномагнетитовых руд, приуроченное к одноименному габбродолеритовому штоку [Зильберман и др., 2002].

**Вишерский комплекс дунит-перидотитовый** слагает Мойвинский массив, расположенный в долине р. Большая Мойва в районе устья р. Ольховка. Комплекс был впервые охарактеризован Б.Д. Аблизиним в 1968 г.

*Мойвинский массив* представляет собой субпластовое тело (тектоническую пластину) с площадью выхода на поверхность около 18 км и мощностью до 800 м; ультрамафиты тектонически перекрывают терригенно-карбонатные образования чувальской



**Рисунок 2.1.** Sm-Nd изохрона для метадолерита ишеримского комплекса.

свиты и, в свою очередь, перекрываются пластинами чувальской и хапхарской свит ордовика. Тектонические контакты сопровождаются образованием зон развития офиокальцитов, родингитов, линейных кор выветривания мощностью более 10 м, характеризуются резким градиентом магнитного поля. Большая часть массива представлена антигоритовыми серпентинитами без каких-либо признаков первичных структур. К восточной части массива приурочены серпентинизированные дуниты, перидотиты (гарцбургиты) и пироксениты, обнажающиеся по правобережью р. Большая Мойва.

Горные породы вишерского комплекса подробно охарактеризованы в Государственной геологической карте [2002]. *Серпентинизированные дуниты*, как правило, приурочены к верхнему и нижнему контактам массива в виде пластообразных тел мощностью от 10 до 100 м и маломощных линз по 3–5 м среди перидотитов. Оливин замещен петельчатым лизардитом, реже – тонкопластинчатым антигоритом; ортопироксен замещен баститом (антигоритом) размером до 1–3 мм; по клинопироксену развивается хризотил. Зерна хромшпинелида имеют размер 0.1–1.0 мм, угловато-округлую, округлую, редко полиэдрическую форму, замещаются магнетитом. Брусит присутствует от единичных зерен до 8%. Иногда встречается доломит в виде мелких зерен или

ситовидных порфириобласт размером от 0.4 мм. *Серпентинизированные перидотиты* – измененные пироксен-оливиновые породы, среди которых выделяются серпентинизированные гарцбургиты, верлиты и лерцолиты. Преобладают серпентинизированные гарцбургиты, мощность их «прослоев» колеблется от первых десятков метров до 100–200 м. Породы содержат 60.0–80.0% псевдоморфоз по оливину, 5.0–30.0 – по ортопироксену, редко 5.0–10.0 – по клинопироксену, до 5.0 – хромшпинелида, частично или нацело замещенного магнетитом, иногда с серпентином, 0.5–16.0% магнетита. Серпентиновые минералы представлены лизардитом, хризотилом и антигоритом в различных сочетаниях. Редко наблюдается новообразованный диопсид (до 1%), который образует порфириобласты и их сростки, с ним ассоциируют редкие мелкие (0.02–0.03 мм) зерна гроссуляра, что соответствует процессу родингитизации; в зонах родингитизации присутствуют также кальцит, хлорит, редко флогопит, брусит.

Серпентинизированные верлиты обычно тяготеют к гарцбургитовым телам, образуя среди них «прослои» мощностью от 20 до 70 м. Макроскопически это пятнистые массивные породы, часто с псевдопорфировой структурой, обусловленной выделениями зеленого серпентинизированного пироксена (до 2–3 мм) на фоне тонкозернистой темной массы серпентинизированного оливина. Породы содержат 40–80% псевдоморфоз по оливину, 15–60 – по клинопироксену, редко около 5 – по ортопироксену, до 5 – магнетитизированного хромшпинелида, содержание магнетита 1–12%. Петельчато-лизардитизированный оливин замещается антигоритом; клинопироксен (диопсид-геденбергит) часто псевдоморфно замещен волокнистым хризотилом. Хромшпинелид представлен зернами округлой формы размером от 0.1–0.7 до 1.7 мм. Редко отмечается хлоритизированный флогопит в виде единичных чешуек размером 0.02–0.15 мм. Кроме хлорита и серпентинов, в составе вторичных минералов отмечаются брусит и карбонаты.

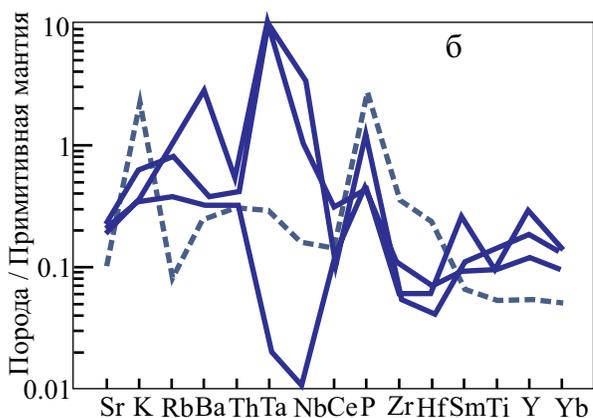
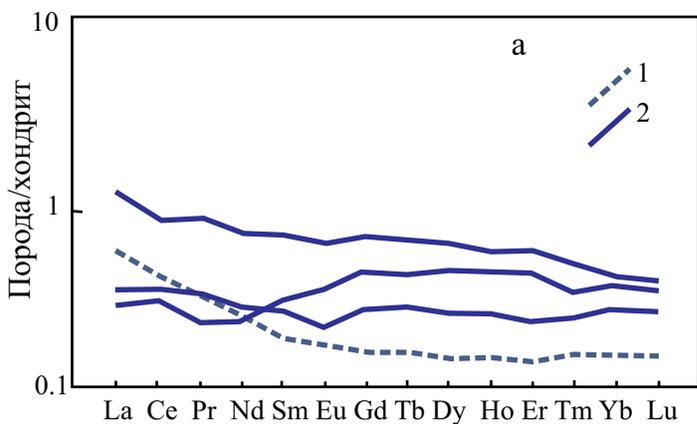
Серпентинизированные лерцолиты встречаются редко, они содержат 55–65% псевдоморфоз по оливину, 15–20 – по баститизированному ортопироксену, 15–35 – клинопироксена (диопсида), до 3 – магнетитизированного хромшпинелида, 2–8% – магнетита.

Кроме перечисленных ультраосновных пород, в составе массива присутствуют пироксениты, залегающие в виде пластов, линз мощностью от первых метров до первых десятков метров среди апогарцбургитов, аповерлитов, редко в аподунитах. По содержаниям породообразующих минералов породы подразделяются на

собственно клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты. Клинопироксениты содержат 90.0–96.0% клинопироксена (диоксида), 1.0–7.0 – псевдоморфоз по ортопироксену (бастита), до 8.0 – псевдоморфоз по оливину, 0.5–3.0 – магнетита, редко – до 1.0–3.0% хромшпинелида. Оливиновые клинопироксениты содержат 55.0–86.0% диоксида, 5.0–33.0 – серпентиновых минералов, образовавшихся по оливину, редко 2.0–5.0 – бастита по ортопироксену, 0.5–6.0 – хромшпинелида, 0.5–6.0% магнетита. Структуры пород панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. Клинопироксен представлен обычно диопсидом, реже салитом или авгитом. Хромшпинелид представлен зернами округлой формы размером 0.05–1.70 мм, магнетитизирован по внешней кайме или нацело, мелкие зерна его отмечаются в оливине. По мнению А.М. Зильбермана с соавторами [2002], состав ядер зерен близок составам аксессуарных хромшпинелидов из дунитов сарановского комплекса.

Породы массива имеют нормальную калиево-натриевую щелочность, составы петрографических разностей, несмотря на интенсивную серпентинизацию, по ряду компонентов заметно различаются (табл. 2.3). В ряду аподунит – апогарцбургит – аповерлит – клинопироксенит увеличиваются содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и, соответственно, титанистость и глиноземистость; уменьшается содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  [Зильберман и др., 2002]. По мнению указанного автора, такие особенности характерны для ультрамафитов дифференцированных расслоенных массивов сарановского комплекса на Среднем Урале. Для пород вишерского комплекса характерны низкие содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.715 г/т для проанализированного образца дунита и в среднем 1.19 г/т (0.762–1.959 г/т) для верлитов и оливиновых пироксенитов. Дунитам свойственно отношение  $\text{LP}_2\text{O}_5/\text{TP}_2\text{O}_5 = 4.172$ , перидотитам – среднее значение  $\text{LP}_2\text{O}_5/\text{TP}_2\text{O}_5 = 1.925$  (1.135–2.538 г/т).

На спайдер-диаграмме «горная – порода/хондрит» (рис. 2.2.а) заметно, что верлиты и оливиновые пироксениты имеют в целом субхондритовое распределение  $\text{P}_2\text{O}_5$  при более низких по отношению к хондриту содержаниях редких земель; график для дунитов демонстрирует обогащение  $\text{LP}_2\text{O}_5$ . На диаграмме «горная порода / примитивная мантия» (рис. 2.2.б) график для дунита показывает весьма низкое содержание большинства элементов, за исключением калия и фосфора. Верлиты и оливиновые пироксениты в ряде случаев обогащены Ba, Ta, Nb и P, в других случаях – наоборот, резко обеднены Ta и Nb. Возможно, резко неоднородное содержание



**Рисунок 2.2.** Спайдер-диаграммы «горная порода / хондрит» (а) и «горная порода / примитивная мантия» (б) для пород вишерского комплекса.

1 – дунит, 2 – верлиты и оливиновые пироксениты. Составы хондрита и примитивной мантии – по [Sun, McDonough, 1989].

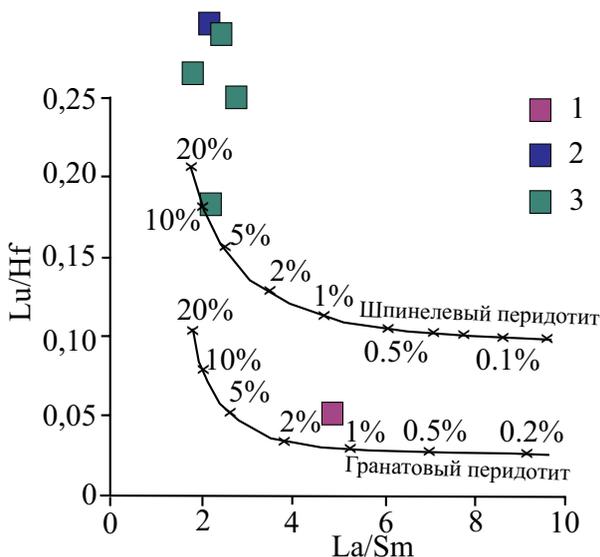
редких металлов и обогащение барием, фосфором и калием связаны с флюидным воздействием гранитных интрузий, расположенных вблизи ультрамафитового массива (см. рис. 2.11).

Для приблизительной оценки глубинности расположения магматических очагов, генерировавших породы вишерского и ишеримского комплексов, была использована диаграмма Lu/Hf – La/Sm (рис. 2.3). Необходимо отметить, что часть проб обоих комплексов показали значения Lu/Hf более 0.35, соответствующие

им точки не попали на данную диаграмму. Фигуративные точки долеритов ишеримского комплекса отвечают линии плавления шпинелевого перидотита при 10% расплава и располагаются выше этой линии, что, вероятно, свидетельствует о менее глубинном расположении очагов плавления и (или) о большей степени плавления. В этой же области находится точка верлита вишерского комплекса. Точка состава дунита вишерского комплекса располагается вблизи линии плавления гранатового перидотита, при 1–2% расплава. Однако, вероятно, нельзя интерпретировать условия формирования дунитов таким образом, скорее всего это реститовые или кумулятивные образования, для которых данная диаграмма неприменима.

Ультрамафиты в процессе становления массива претерпели многоактный метаморфизм, проявившийся в формировании нескольких генераций серпентиновых минералов.

По представлениям Н.П. Старкова [1980], А.М. Зильбермана [Зильберман и др., 2002], Мойвинский ультрамафитовый массив является фрагментом дифференцированной расслоенной



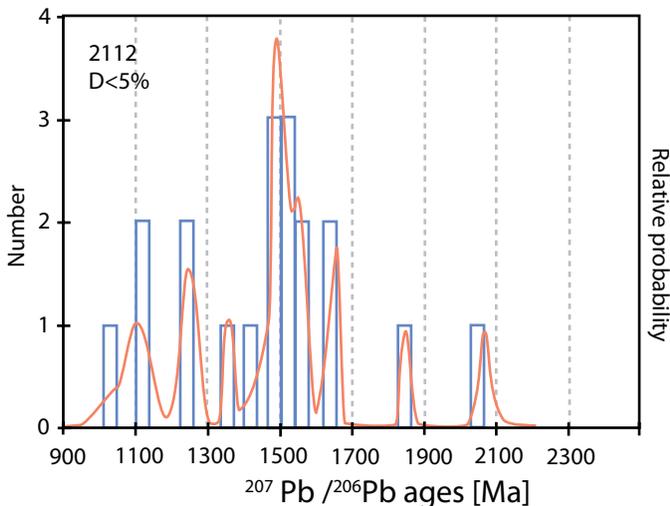
**Рисунок 2.3.** Диаграмма Lu/Hf – La/Sm [Regelous et al., 2003] для пород вишерского (1 – дуниты, 2 – верлиты) и долеритов ишеримского (3) комплексов.

Кривые с разметкой в процентах показывают характер субстрата (шпинелевый и гранатовый перидотит) и степень его плавления.

интрузии. Высказываются также доводы в пользу реститогенного мантийного происхождения вишерских ультрамафитов [Смирнов, Боровко, 1977; Ибламинов, Лебедев, 2001; Чайковский, 2006]. По мнению автора, проблема происхождения ультраосновных пород нуждается в дальнейшем изучении. Возраст пород массива также является предметом дискуссий. Одни авторы считают его средне-позднеордовикским [Зильберман и др., 2002] или среднеордовикским [Чайковский, 2006], другие – докембрийским [Смирнов, Боровко, 1977; Старков, 1980]. Контакты ультрамафитового Мойвинского массива повсеместно тектонические, что затрудняет интерпретацию возраста слагающих его пород. Косвенным аргументом доордовикского возраста ультрамафитов могут служить обломки хромшпинелидов и агрегаты развивающегося по ним фуксита, характерные для песчаников хапхарской свиты  $O_{1-2}$ . Автором были отобраны цирконы из серпентинизированных перидотитов вишерского комплекса (обнажение 2112 на правом берегу р. Мойва), проанализированные методом La-ICP-MS (рис. 2.4).

Как видно на рис. 2.4, вишерские перидотиты содержат зерна цирконов весьма различного возраста, что, вероятно, отражает наличие контаминации древнего корового вещества и, возможно, многоэтапные наложенные процессы. Изотопно-геохронологические исследования пород вишерского комплекса необходимо продолжить; тем не менее можно сделать некоторые предварительные выводы о вероятном возрасте пород. Несмотря на большой разброс значений, самый «молодой» циркон имеет возраст 1020–1060 (середина интервала – 1040) млн лет, что соответствует верхней части среднего рифея, а наибольшее количество определений возраста группируется вокруг цифры 1500 млн лет.

**Антипинский пикритовый комплекс** слагает дайки, распространённые в центральной части Ишеримского антиклинория. Комплекс был выделен на хребте Антипинский Гребень, расположенном на правобережье р. Улс, и впервые описан Ю.Д. Смирновым [1961], который назвал их пикритоподобными породами, близкими к кимберлитам. Позднее Л.И. Лукьянова [1978] после детальных исследований выделила их в отдельный антипинский комплекс. В изучении пикритов антипинского комплекса принимали участие Б.Д. Аблизин, В.Я. Алексеев, Л.И. Лядова, Б.В. Клименко, И.Б. Попов, Н.П. Старков и другие исследователи. Антипинский пикритовый комплекс развит на западном склоне Северного Урала, в бассейне левых притоков верхнего течения р. Вишеры (см. рис. 1.1).

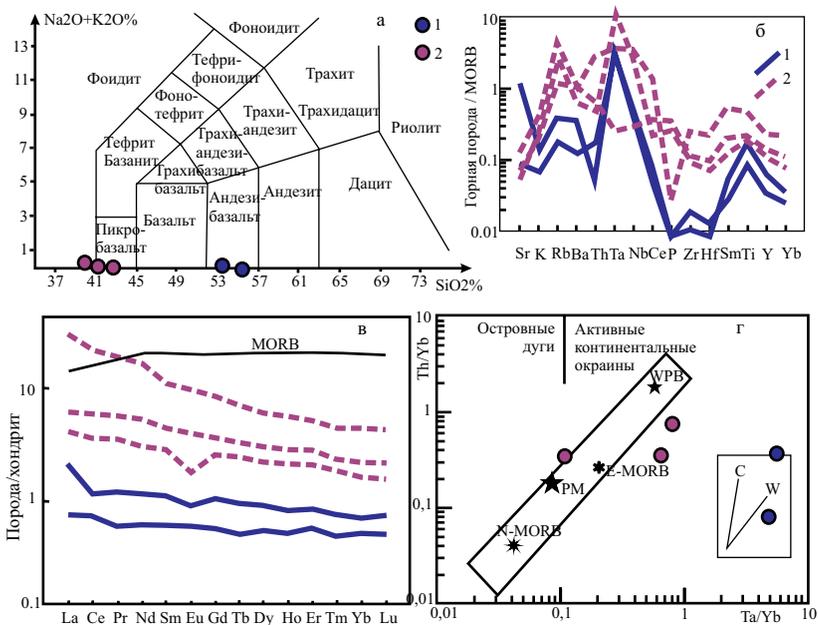


**Рисунок 2.4.** Гистограмма определений абсолютного возраста цирконов из перидотита вишерского комплекса.

Пикриты слагают мелкие интрузивные тела (дайки, штоки и, по-видимому, силлы), в разной степени метаморфизованные. В наименее измененных разностях сохраняется порфировая структура с элементами пойкилитовой. Порода содержит от 40 до 60% вкрапленников оливина и клинопироксена-диопсида, реже ортопироксена (5–15%), иногда керсутита (до 15%). Основная масса апостекловатая, безмикрولитовая. По преобладанию вкрапленников среди пикритов могут быть выделены три группы: оливновые, оливин-пироксеновые и оливин-пироксен-керсутитовые [Государственная геологическая карта..., 1989]. Оливин вкрапленников образует, как правило, идиоморфные кристаллы размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Более мелкие кристаллы оливина характеризуются резко удлинёнными формами, характерны также вроски оливина в пироксене и керсутите. В этих случаях кристаллы оливина имеют изометричные, округлые формы. Оливин полностью серпентинизирован. При более полных процессах серпентинизации не только оливин, но и пироксен замещен лизардитом с образованием большого количества магнетита. Лизардит, в свою очередь, замещается тремолитом. Клинопироксен сохраняется лучше оливина. Содержание его увеличивается от центра к контактам интрузивных тел, одновременно меняется и

форма выделения. В центральных частях клинопироксен образует пойкилитовые вроски в оливине, в приконтактовых – располагается в промежутках между псевдоморфозами по оливину. По составу клинопироксен отвечает авгиту или диопсид-авгиту, реже диопсиду. Ортопироксен (гиперстен) в реликтах сохраняется очень редко. Обычно он замещен таблитчатым антигоритом или хлоритом. Керсутит встречается в основном в краевых частях даек, развивается по клинопироксену в виде агрегатов мелких зерен, сцементированных магнетитом, или образует полные псевдоморфозы. При метаморфизме по периферии кристаллов развивается щелочная роговая обманка, относящаяся к ряду глаукофан – рибекит. На следующем этапе метаморфизма происходит образование амфибола актинолит-тремолитового ряда с пылевидной вкрапленностью магнетита. Полевой шпат (лабрадор) в небольшом количестве находится в виде реликтов в зернах эпидот-хлоритового состава. В метаморфизованных разностях, которых в комплексе большинство, первичная структура полностью или частично утрачивается и породы состоят из актинолит-тремолита, хлорита, талька, карбонатов, хлоритизированного флогопита, гематита, сфена, магнетита. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, ильменит, рутил, циркон, хромшпинелид. При наиболее интенсивном динамометаморфизме в зонах разломов пикриты переходят в хлоритовую породу.

По составу породы антипинского комплекса соответствуют пикриту нормального ряда. Среднее содержание породообразующих оксидов следующее, %:  $\text{SiO}_2$  – 40.17,  $\text{TiO}_2$  – 0.86,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6.51,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6.91, FeO 8.31, Mn – 0.11, MgO – 24.11, CaO – 3.64,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.31,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.13,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.17, nnn – 8.71 [Зильберман и др., 2002]. Некоторые дайки, ранее картированные как метапикриты антипинского комплекса [Государственная геологическая карта..., 1989], при более детальном изучении оказались сложены породами, по составу отвечающими бонинитам (рис. 2.5а, табл. 2.4). Так, при исследовании даек существенно амфиболовых (тремолит-актинолитовых) пород, содержащих в переменных количествах магнетит, хлорит и эпидот и распространенных в верховьях рек Посьмак и Ивдель, авторами было выяснено, что эти породы содержат, %:  $\text{SiO}_2$  – 53–55, MgO – 15–18, CaO – 12–14,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2.5–3.0,  $\text{TiO}_2$  – 0.1–0.2;  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.57$ –5.06, что позволяет отождествить их с высококальциевыми бонинитами [Crawford et al., 1989]. Для этих пород характерны высокие содержания Cr (1470–1520 г/т), Ni (230–300 г/т) и крайне низкие – Y (1–2 г/т) и Zr (0.8–1.7 г/т).



**Рисунок 2.5.** Дискриминационные и спайдер-диаграммы для бонинитов (1) и пикритов (2) антипинского комплекса.

а – диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , поля составов пород по [Le Bas et al., 1986]; б, в – спайдер-диаграммы «горная порода / MORB» и «горная порода / хондрит» (состав MORB и хондрита по [Sun, McDonough, 1989]); г – диаграмма  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ . Условные обозначения см. на на рис. 1.4. Пробы пикритов отобраны севернее Ишеримской структуры, в районе между реками Печора и Вишера.

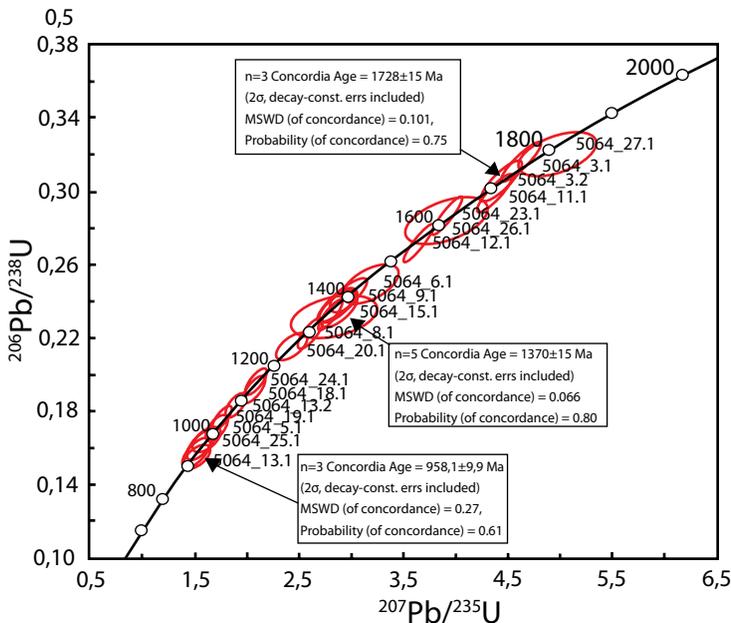
На спайдер-диаграмме «горная порода / MORB» (рис. 2.5б) можно заметить, что пикриты антипинского комплекса обогащены относительно базальтов срединно-океанических хребтов Rb, Th, Ta и Nb и обеднены «высокозарядными» элементами – P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y и Yb. Бониниты обогащены только Ta и обеднены всеми элементами, в особенности P, Zr, Hf. По отношению к хондриту (рис. 2.5в) пикриты обогащены редкими землями, особенно легкими; бониниты имеют субхондритовые содержания и распределение PЗЭ. Диаграмма  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$  (рис. 2.5г) демонстрирует аномальную обогащенность бонинитов и большей части пикритов танталом.

Изложенные особенности составов пород антипинского комплекса свидетельствуют о своеобразии обстановки их формирования. Как отмечает А.А. Щипанский [2016, с. 143], «петрологическая

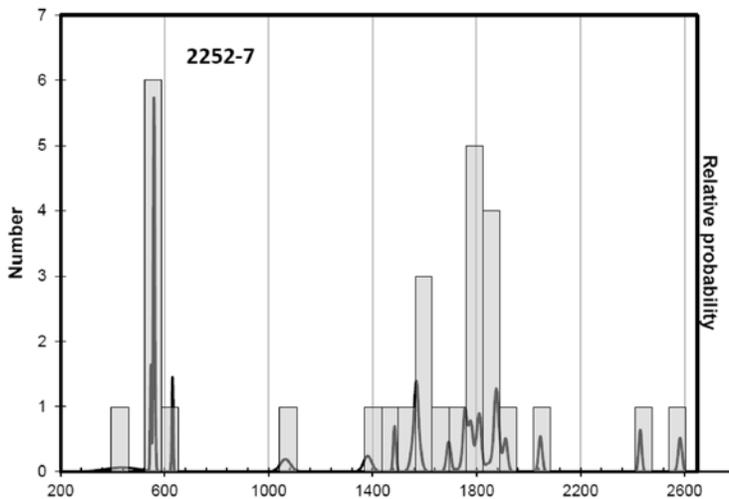
уникальность пород бонинитовой серии состоит в том, что для их генезиса требуется сочетание различных факторов, которое может реализовываться только в определенных, и очень ограниченных по месту локализации, геодинамических обстановках. Во-первых, происхождение источника бонинитовых магм требует предварительно истощения верхнемантийного резервуара одним или несколькими эпизодами экстракции базальтовых расплавов; т. е. источником являлась гарцбургитовая мантия. Во-вторых, лавы бонинитовой серии характеризуются заметной обогащенностью крупноионными литофильными элементами и легкими редкоземельными элементами по сравнению с несовместимыми высокозарядными ионами. Такие их геохимические характеристики указывают на активность водного флюида, который должен был быть инфильтрирован в мантийный источник бонинитовых расплавов».

А. Кроуфорд [Crawford et al., 1989], рассматривая модели формирования высококальциевых бонинитов, указывал на образование последних совместно с пикритами на заключительных стадиях развития континентальных рифтов, в обстановке перерастания континентального рифтогенеза в океанический спрединг. По мнению упомянутого исследователя, высокомагнезиальные расплавы поступают из деплетированной верхней части поднимающегося матийного диапира, после излияния значительных объемов базальтов MORB-типа. В качестве примеров он приводит протерозойские рифты Канады и Тасмании. Учитывая пространственную ассоциацию бонинитов и пикритов с рифтогенными вулканитами хозатумпской свиты и долеритами ишеримского комплекса, можно предположить принадлежность пород антипинского комплекса к докембрийской дивергентной палеообстановке.

Возраст метапикритов и метабоинитов (последние породы объединены нами с пикритами в один комплекс с некоторой долей условности) ранее не имел изотопно-геохронологического обоснования. При подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-40-XXX, из метабоинитов, слагающих дайку среди сланцев вёлсовской свиты, во ВСЕГЕИ были выделены цирконы, проанализированные на установке SHRIMP-II (рис. 2.6, табл. 2.5). Как видно на графике, значения возраста образуют три статистически достоверных кластера –  $1728.0 \pm 15.0$  млн лет (3 зерна),  $1370.0 \pm 15.0$  (5) и  $958.1 \pm 9.9$  млн лет (7 зерен). Сотрудница ВСЕГЕИ О.В. Вакуленко, производившая описание зерен цирконов разного возраста, отмечает, что только цирконы самого молодого (958.1 млн лет) кластера представлены идиоморфными кристаллами или



**Рисунок 2.6.** Результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований цирконов из метабазитов верховьев р. Медянка (обр. 5064).



**Рисунок 2.7.** Гистограмма U-Pb возрастов цирконов из пикритов антипинского комплекса (обр. 2252-7).

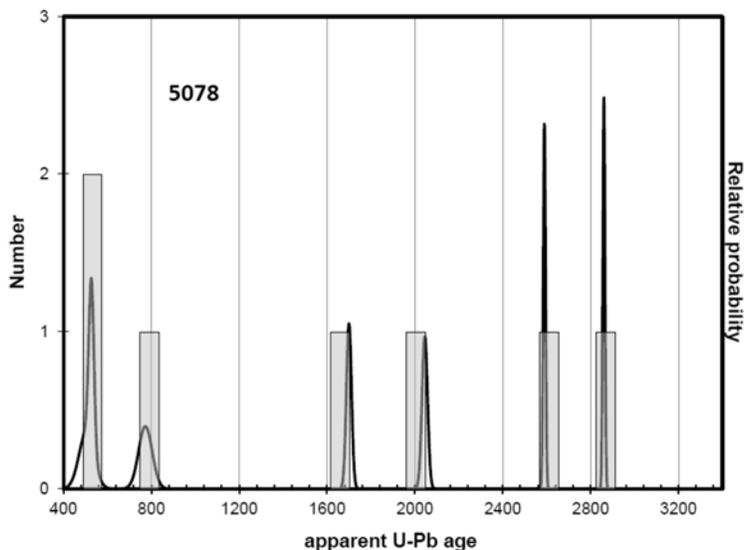
их обломками; более древние зерна окатаны. Отмечены также 2 идиоморфных зерна с возрастaми  $313.6 \pm 5.1$  и  $541.5 \pm 7.9$  млн лет соответственно.

Возраст метапикритов определялся нами севернее Ишеримской структуры, в южной части Ляпинского антиклинория. При проведении ГДП-200 Чистопской площади осуществлены изотопно-геохронологические исследования двух проб пикритов, отобранных из тела ультрамафитов из района р. Выдерья (рис. 2.7) и из дайки в районе истоков р. Нятарухтумья (рис. 2.8). Выделенные из пикритов цирконы изучались методом LA-ICP-MS, получен большой спектр возрастaв – от 2900 до 440 млн лет. Наиболее компактные пики возрастaв локализируются в интервалах 520–600 и 480–560 млн лет, что соответствует венду и кембрию.

Вероятно, преобладающая часть докембрийских цирконов являются ксеногенными и их датировки не имеют отношения к реальному возрастaу горных пород, но пока на основании имеющихся данных можно предположить доордовикский возраст пород антипинского комплекса.

**Чурольский комплекс долеритовый гипабисальный** был впервые выделен и описан Ю.Д. Смирновым и Н.Г. Боровко [1977]. Назван по р. Чурол (левому притоку р. Вёлс), в долине которой широко распространены дайки допалеозойских долеритов и габбро-долеритов. *Габбродолериты* – плотные мелко- и среднезернистые зеленые и зеленовато-серые породы, утратившие первоначальный минералогический состав. Они сложены в основном сосюритизированным плагиоклазом, вторичным амфиболом, хлоритом, в меньшем количестве присутствуют кварц, альбит, карбонат, сфен, лейкоксен, апатитит, рудные минералы: титаномагнетит, пирротин, пентландит, халькопирит и пирит. Количество сульфидов местами достигает 25–30% (Чурольская дайка).

По петрохимическому составу породы относятся к нормальному ряду, натриевой, реже калиево-натриевой сериям, единичные анализы свидетельствуют о присутствии калиевых разновидностей. По среднему составу породы соответствуют базальту или долериту, меланократовые долериты – оливиновому долериту. Присутствуют также лейкократовые долериты с нормативными кварцем, в единичных случаях – породы, соответствующие по составу диоритам и кварцевым диоритам. На дискриминационных диаграммах точки составов чурольских долеритов попадают в поля вулканитов структур растяжения (рис. 2.9). Содержания редких земель составляют 24.42–57.60 г/т (в среднем 42.58 г/т), что не-



**Рисунок 2.8.** Гистограмма U-Pb возрастов цирконов из пикритов антипинского комплекса (обр. 5078).

сколько ниже, чем у типичных океанических базальтов, и сходны с таковыми в долеритах ишеримского комплекса. Отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ равно 2.72–3.50 (среднее – 3.09). По сравнению с аналогичными породами ишеримского комплекса чурольские долериты содержат меньше Sr (в среднем 138 г/т против 205 г/т в ишеримских долеритах), Zr (21.0 против 41.0 г/т), Rb (6.5 против 30.4 г/т); содержания Cr, V, Ni, Y, Nb в породах чурольского комплекса также ниже, чем в ишеримских долеритах. График нормированных к MORB содержаний петрологически информативных элементов (рис. 2.10а) имеет форму, близкую к эталону E-MORB, отличаясь более низким уровнем содержания почти всех элементов, за исключением Rb, и резкой отрицательной аномалией содержаний Zr и Hf. Графики нормированных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 2.10б) имеют плоскую форму и указывают на небольшую обогащенность легкими и деплетированность тяжелыми редкими землями.

С чурольским комплексом связана медно-никелевая минерализация, обнаруженная в некоторых интрузивных телах на г. Ишерим и р. Чурол и представленная неравномерной вкрапленностью сульфидов (пирита, пирротина, пентландита, халькопирита), которая сгущается в мелкозернистых разностях. Содержания Ni в

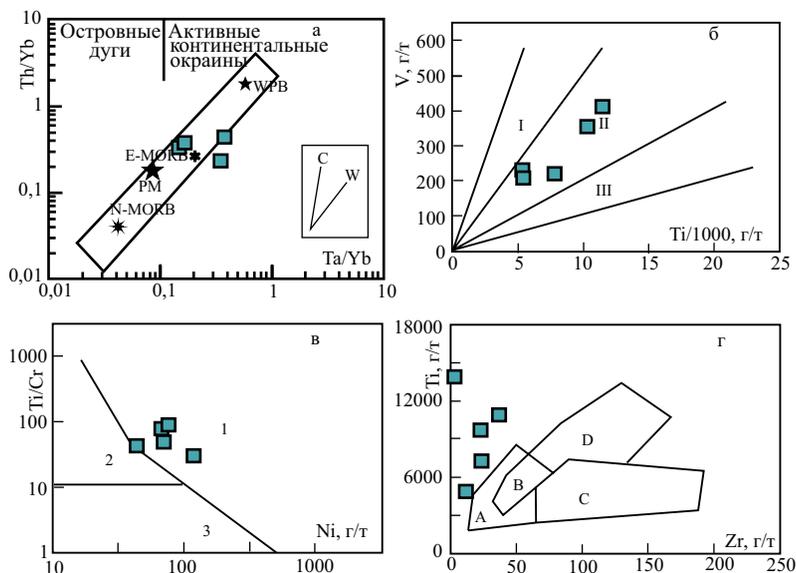
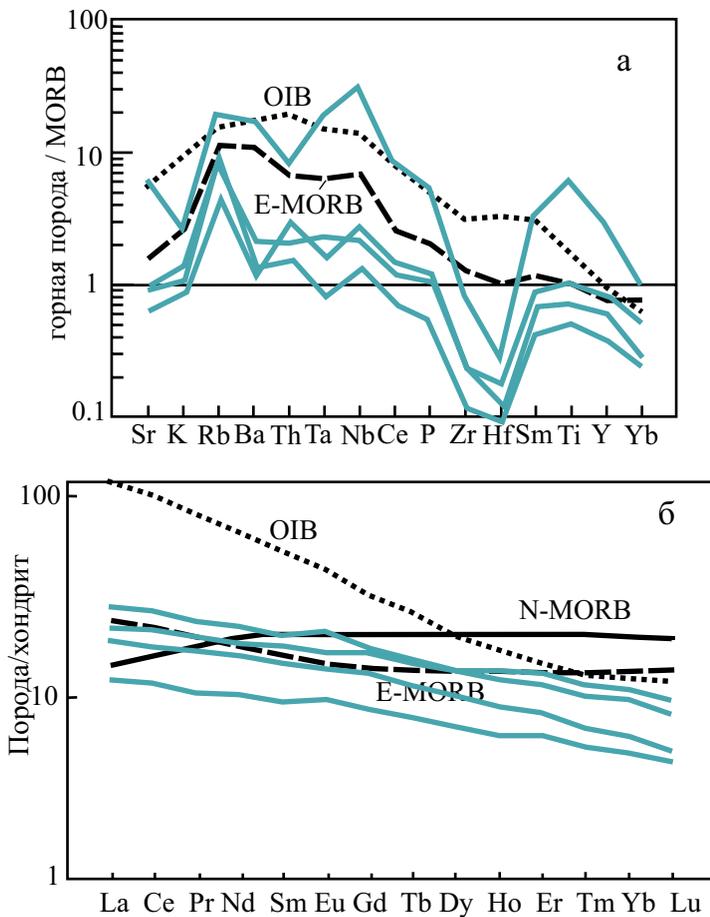


Рисунок 2.9. Дискриминационные диаграммы для метадолеритов чурольского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 1.4.

минерализованных зонах Чурольского рудопоявления достигают 1.10% (среднее 0.26%), меди – 1.78% (среднее – 0.58%) [Государственная геологическая карта..., 1989]. Ю.А. Волченко с соавторами [2006] во вкрапленных медно-никелевых рудах Чурольского рудопоявления были установлены следующие содержания благородных металлов, г/т: Pt – 0.05–0.43, Pd – 0.02–0.12, Au – 0.05–0.25; ряд убывания ЭПГ – Pt, Pd, Ru, Os, Rh, Ir.

Дайки метаморфизованных долеритов и габбродолеритов распространены довольно широко, по простиранию они прослеживаются на несколько километров, мощность их, как правило, не превышает 100 м. Интрузии чурольского комплекса прорывают породы среднего и верхнего рифея, силлы метадолеритов ишеримского комплекса. Определений изотопно-радиологического возраста пород ранее не проводилось. Нами выделены цирконы из габбродолеритов чурольского комплекса, слагающих дайку в долине р. Вёлс (проба 2180-6); методом La-ICP-MS изучен U-Pb возраст выделенных минералов. Выяснилось, что большинство зерен цирконов являются ксеногенными и изотопные отношения в них не соответствуют линии конкордии; выявлен только один возрастной кластер



**Рисунок 2.10.** Спайдер-диаграммы горная порода MORB и горная порода/хондрит для метадолеритов чурольского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 1.5.

соответствующий конкордии с возрастом  $581 \pm 16$  млн лет (СКВО = 0.027). Полученное определение возраста нуждается в заверке и подтверждении, но, поскольку пока нет других данных, возраст чурольского комплекса принимается нами как ранневендский.

**Вёлсовский комплекс гранит-лейкогранитовый** назван по одноименному интрузивному массиву, расположенному в долине р. Вёлс. Гранитоиды Ишеримского антиклинория, входящие в состав небольших штоков и даек, распространенных

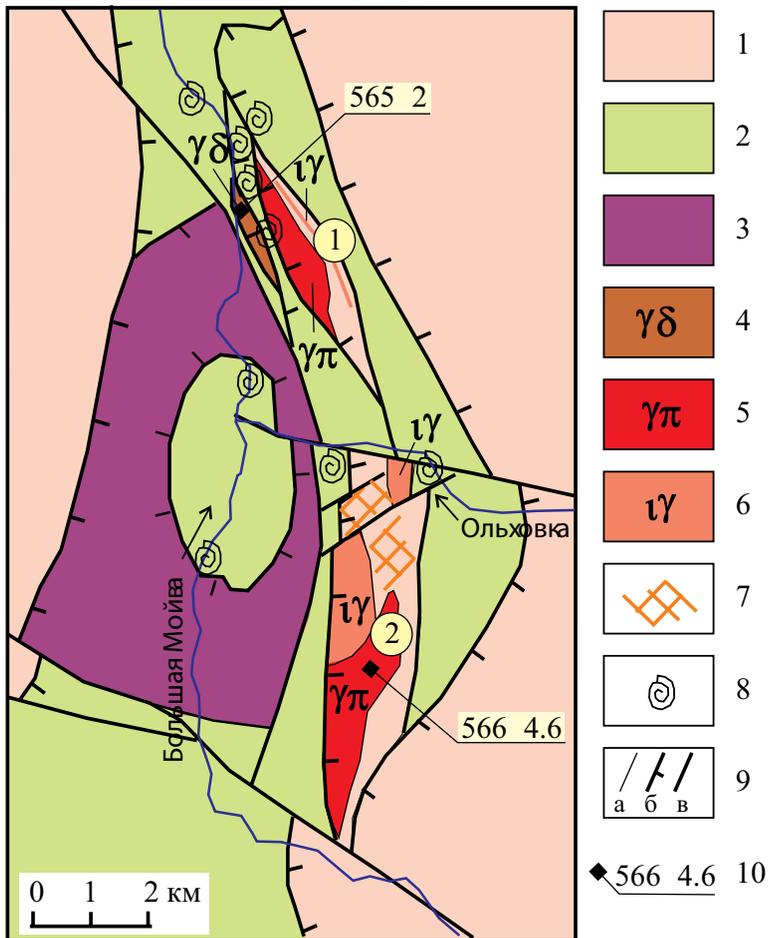
среди позднедокембрийских толщ, изучались многими исследователями: Б.Д. Аблизиным, В.Я. Алексеевым, Р.Г. Ибламиновым, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко, Ю.Д. Смирновым, Н.П. Старковым, И.И. Чайковским и др. В ходе исследований выполнено геологическое картирование тел интрузивных пород, выяснены особенности их минерального состава и геохимии, обнаружены шеелитоносные скарны в экзоконтакте Мойвинского массива. Большой объем информации о гранитоидах осевой части Северного Урала содержится в публикациях И.И. Чайковского [Чайковский, 1995; Чайковский, Андреичев, 2001; Чайковский и др., 2002]. Наиболее крупные гранитоидные интрузии Ишеримского антиклинория – это Мойвинский (точнее, Северо-Мойвинский и Южно-Мойвинский), Посьмакский, Вёлсовский и Шудьинский массивы (см. рис. 1.1).

Петротипический *Вёлсовский массив* занимает площадь около 20 км<sup>2</sup> и расположен в среднем течении р. Вёлс (левый приток р. Вишеры). Большая часть массива сложена розоватыми крупно- и среднекристаллическими, западная часть – более темно окрашенными средне-мелкокристаллическими, часто порфиroidными гранитами первой фазы. В восточной части массива среди разгнейсованных гранитов располагаются штоки, жилы и дайки белых аплитовидных мелкокристаллических лейкогранитов второй фазы. Вёлсовский массив имеет активные интрузивные контакты с осадочными породами среднего рифея (мойвинская и муравьинская свиты), а также с силами и линзовидными телами габбро-долеритов ишеримского комплекса среднерифейского возраста. Массив сопровождается зонами роговиков и скарнов, а в эндоконтактах отмечены в разной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород. Породы этого массива состоят из калиевого полевого шпата, кварца, биотита, мусковита, эпидота и кислого плагиоклаза. Кроме того, по данным И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], в гранитах содержатся следующие акцессорные минералы: магнетит, гематит, ильменит, сфен, рутил, гранат, корунд, апатит, турмалин, циркон, ортит, монацит, торит, шеелит, ильменорутит, пирит, халькопирит. Широко распространены процессы постмагматического преобразования: разложение темноцветных минералов, деанортизация плагиоклаза и окварцевание. Лейкограниты второй фазы отличаются от основной массы гранитов Вёлсовского массива мелкозернистыми структурами, массивной текстурой и состоят из гипидиоморфнозернистого агрегата кварца, микроклина и плагиоклаза.

Слагающие *Южный массив Мойвинской интрузии* (площадью ~4 км<sup>2</sup>) биотитовые граниты и лейкограниты (рис. 2.11) характеризуются массивными и ориентированными текстурами и близким идиоморфизмом микроклина и плагиоклаза. Породы состоят из порфиroidных выделений микроклина размером 3.1–7.3 мм в лейкогранитах и до 1.6–11.0 см в гранитах, а также вмещающего их неравномерно-среднезернистого агрегата субидиоморфных зерен плагиоклаза, биотита, ксеноморфного кварца и микроклина. Плагиоклаз соответствует андезин-олигоклазу, амфибол – актинолиту с железистостью 0.34–0.36, биотит – лепидомелану с железистостью 0.68–0.71 [Чайковский и др., 2002].

Аплиты, слагающие жильные тела, соответствуют по составу лейкогранитам и сложены мелкозернистым агрегатом кварца и полевых шпатов. Пегматиты, слагающие отдельные тела, участки в аплитах, состоят из кварца, полевых шпатов, чаще альбита, мусковита с размером зерен 2–20 мм и турмалина. Для лейкогранитов характерны андезин-олигоклаз и олигоклаз-альбит; постоянно присутствует турмалин. По мнению И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], появление аксинита, флюорита, гематита и пирротина свидетельствует о сернисто-кислород-фтор-борном составе флюидов. Установлено наличие редкометалльных минералов: шеелита, молибденита, фенакита, эвксинита, эшинита, торита, ксенотима, ильменорутила, монацита, ферроколумбита.

*Северное тело Мойвинского массива* (точнее два тектонически сближенных фрагмента интрузивных тел) расположено севернее р. Ольховка (см. рис. 2.11). В его состав входят кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. По данным И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты – серые, зеленовато-серые, реже желтовато-серые породы, обладающие неравномерной средне- крупнозернистой структурой, массивной и слабо проявленной трахитоидной (за счет ориентировки призматических индивидов амфибола и калишпата), реже гнейсовидной и сланцеватой текстурами. В состав пород входят идиоморфные кристаллы амфибола, гипидиоморфные выделения измененного калишпата и плагиоклаза, ксеноморфного кварца. Иногда присутствуют шлировидные обособления (размером до 10 см) с более мелкозернистым строением, содержащие до 75% амфибола и, вероятно, представляющие собой автолиты. В непосредственной близости от Мойвинских интрузий гранитоидов картируются как докембрийские толщи, так и фаунистически охарактеризованные ордовикские песчаники. Считалось [Алексеев и др.,



**Рисунок 2.11.** Схема геологического строения района устья р. Ольховка (составлена по материалам В.Я. Алексеева [Алексеев и др., 1994] с авторскими изменениями и дополнениями [Петров и др., 2018].

1 – рифейские терригенные и карбонатные толщи; 2 – ниже- и среднеордовикские терригенные и карбонатно-терригенные образования; 3 – ультрамафиты вишерского комплекса; 4–6 – гранитоиды вёлсовского комплекса: 4 – гранодиориты и кварцевые диориты, 5 – порфиридные граниты, 6 – лейкограниты; 7 – скарны; 8 – точки с находками ордовикских фаунистических остатков; 9 – интрузивные границы (а), надвиги (б) и разрывные нарушения со сложной или неустановленной кинематикой (в); 10 – U-Pb датировки по цирконам, млн лет. Цифры в кружках: 1 – Северное тело Мойвинского массива, 2 – Южное.

1994; Зильберман и др., 2002; Чайковский и др., 2002], что мойвинские граниты прорывают ордовикские карбонатно-терригенные толщи с образованием скарнов, в том числе шеелитоносных (Аблизинское рудопоявление). Выполненная нами ревизия фактических материалов показала, что в породах с ордовикской фауной нет явных признаков контактово-термального метаморфизма, а известные в данном районе проявления скарнов, вероятно, сформированы по рифейским доломитам, известнякам, известковым алевролитам и песчаникам (см. рис. 2.11).

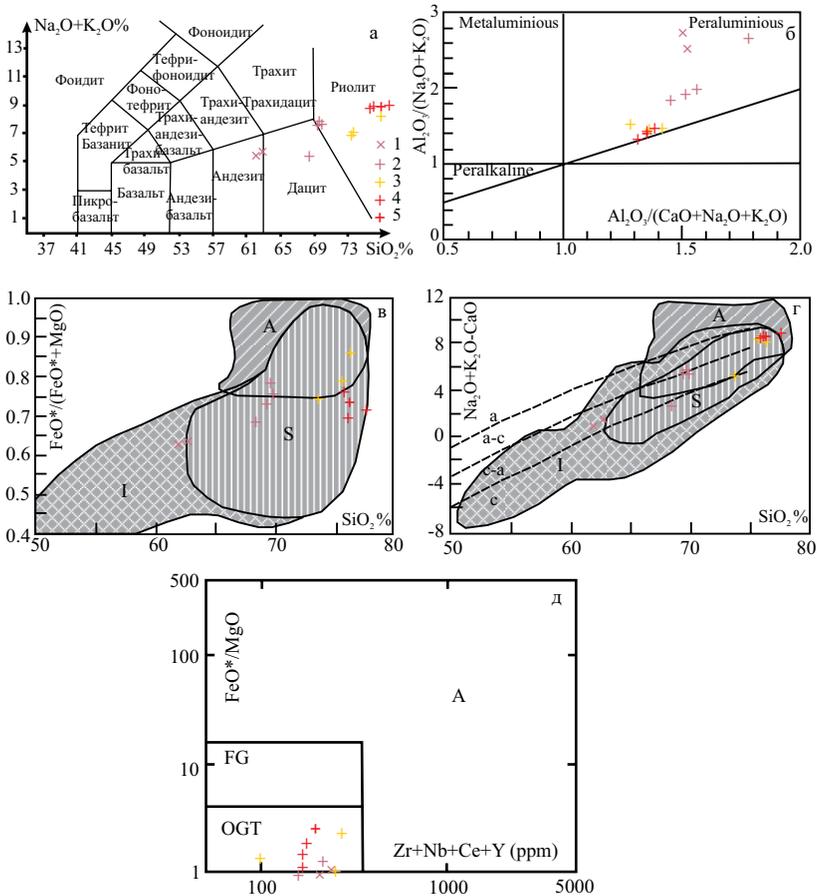
*Посьмакская интрузия* представляет собой субпластовое тело размером 5.0 × 0.8 км, нарушенное вдоль меридиональных контактов разломами с зонами милонитизации, захватившими как гранитоиды, так и вмещающие породы. Граниты Посьмакского массива – полнокристаллические породы порфиroidной структуры, особенно отчетливо выраженной в краевых частях, не затронутых милонитизацией. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и кварц, реже встречаются реликты альбитизированного калишпата. Основная масса порфиroidных пород характеризуется микрографической структурой и состоит из зерен кварца и реликтов альбитизированного калишпата. В разностях, слагающих центральную часть интрузий, структура основной массы приближается к микрогранитовой и образована зернами шахматного альбита по микроклину, деанортизированного плагиоклаза, кварца и биотита.

Гранитоиды *Шудьинского массива*, по данным Б.В. Клименко [1998], не образуют естественных обнажений, в связи с чем массив изучался исключительно по данным горных и буровых работ. Собственно, единого Шудьинского массива не существует, в его состав объединены несколько дайкообразных и линзовидных тел гнейсовидных гранитоидов, образующих субмеридиональную полосу протяженностью 2.5 км. Наиболее крупное тело имеет протяженность 1.5 км и мощность до 100 м [Клименко и др., 1998]. Интрузии сложены мелко- и среднезернистыми гнейсовидными мусковитизированными микроклин-пертитовыми биотитовыми гранитами; редко встречаются разности, содержащие эгирин-авгит. Вмещающие породы – доломиты и известняки мойвинской свиты, превращенные в ореоле контактового метаморфизма в белые кальцитовые мраморы, офиокальциты, оталькованные мраморы, тремолитовые мраморы, серпентинизированные форстеритовые мраморы, тальк-магнетитовые породы, магнетит-актинолит-тальковые породы, талькиты (последние

образованы по доломитам). Ореол контактового метаморфизма гранитной интрузии распространяется и на вышележащие сланцы муравьинской свиты с образованием кордиерит-биотитовых, мусковит-кварц-гранатовых, биотит-гранат-микроклиновых роговиков по метапелитам, карбонатных роговиков и скарноидов по прослоям карбонатных сланцев. Участками развиты известковые скарны, несущие молибденитовое оруденение. По данным геологов-съемщиков [Клименко и др., 1998], граниты Щудьинской интрузии по структурно-текстурным особенностям, минеральному и химическому составу близки к породам Вёлсовского массива, поэтому мы не рассматриваем шудьинские гранитоиды. Подробную информацию о Щудьинском массиве и слагающих его интрузивных образованиях можно подчерпнуть в работах [Клименко и др., 1995; Чайковский и др., 2002].

Гранитоиды относятся к породам среднего – кислого состава, с нормальной щелочностью (рис. 2.12а). В составе щелочей преобладает калий, за исключением альбитизированных разностей, наиболее широко распространенных в составе Посьмакского массива (табл. 2.6). Все исследованные породы высокоглиноземистые (рис. 2.12б). На диаграммах  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$  (рис. 2.12в, г) значительная часть фигуративных точек попала в поле перекрытия областей составов I-, S- и A-гранитов (типы гранитоидов по [Chappel, White, 1974], поля составов по [Frost et al., 2001]). Исключение составляют лишь кварцевые диориты северного тела Мойвинского массива, более и менее определенно соответствующие гранитоидам I-типа. На диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  [Whalen et al., 1987] точки составов пород попали в поле нефракционированных гранитоидов M-, I- и S-типов.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (рис. 2.13а–в) точки составов гранитов Вёлсовского массива попадают в поля составов синколлизийных гранитоидов, а большая часть составов пород Мойвинского и Посьмакского массивов – в поле надсубдукционных. На диаграмме  $\text{Rb} - \text{K}_2\text{O}$  [Ферштатер, 1987] точки составов гранитоидов Мойвинского массива тяготеют к тренду гранитов базальтоидного происхождения (рис. 2.13г), Вёлсовского – занимают промежуточное положение. Графики нормированного содержания РЗЭ (рис. 2.13д) демонстрируют существование заметных различий в составах и условиях формирования гранитов интрузий вёлсовского комплекса. Так, графики РЗЭ для пород Мойвинского массива имеют плоскую форму и отражают преобладание легких редких земель над тя-

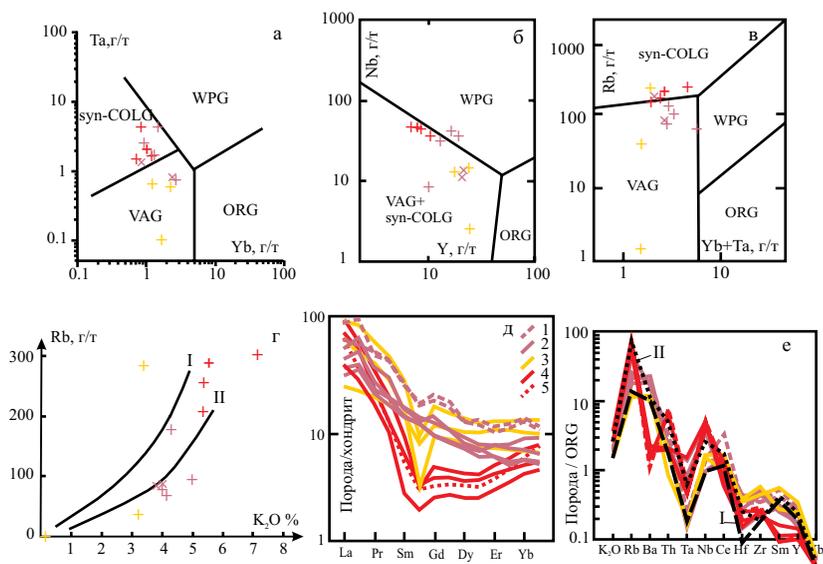


**Рисунок 2.12.** Диаграммы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (а),  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (б),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (в),  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$  (г) и  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  (д) для гранитоидов вёлсовского комплекса.

а – поля составов пород – по [Le Bas et al., 1986]; б – гранитов по глиноземистости – по [Maniar, Piccoli, 1989]; в, г – поля составов гранитоидов I-, A-, S-типов – по [Frost et al., 2001]; д – поля составов по [Whalen et al., 1987]. OGT – нефракционированные гранитоиды M-, I-, S-типов, FG – фракционированные гранитоиды, А – анорогенные граниты [Петров и др., 2018].

1, 2 – породы Мойвинского массива: 1 – кварцевые диориты, 2 – граниты и гранодиориты; 3 – граниты Посьмакского массива; 4, 5 – породы Вёлсовского массива: 4 – граниты первой фазы, 5 – лейкограниты второй фазы.

желыми –  $ЛРЗЭ/ТРЗЭ = -8$ , при отсутствии Eu аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.94-1.04$ ). Характерно, что содержание РЗЭ в кварцевых диоритах выше, чем в гранитах. В гранитах Посьмакского массива среди РЗЭ преобладают легкие лантаноиды ( $ЛРЗЭ/ТРЗЭ$  от 3.5 до 10.0),  $Eu/Eu^*$  варьирует от 0.24 до 0.61. Хорошо выраженные отрицательные Eu аномалии, вероятно, указывают на выпадение кристаллов плагиоклаза в промежуточном очаге. Особенности распределения



**Рисунок 2.13.** Дискриминационные диаграммы для гранитоидов вѣлсовского комплекса [Петров и др., 2018].

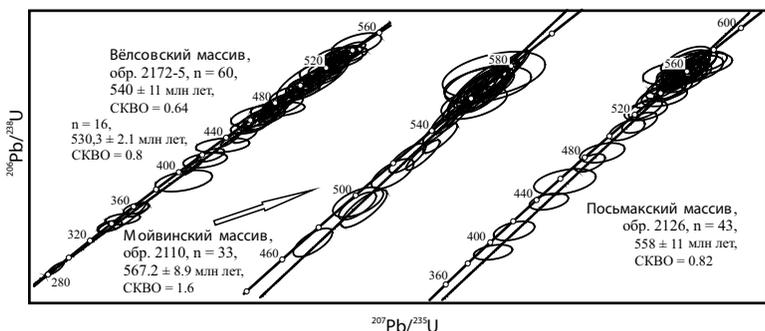
а–в – поля составов гранитоидов различных геодинамических обстановок – по [Pearce et al., 1984]: syn-COLG – синколлизионных, VAG – островодужных, WPG – внутриплитных, ORG – гранитов срединно-океанических хребтов; г – диаграмма Rb–K2O [Ферштатер, 1987] для разделения гранитоидов корового (тренд I) и базальтоидного (тренд II) происхождения; д – графики содержаний редких земель в гранитоидах Ишеримского антиклинория, нормированных на хондрит по [Sun, McDonough, 1989]: 1, 2 – породы Мойвинского массива (1 – кварцевые диориты, 2 – граниты и гранодиориты), 3 – граниты Посьмакского массива, 4, 5 – породы Вѣлсовского массива (4 – граниты первой фазы, 5 – лейкограниты второй фазы); е – спайдер-диаграмма содержаний петрологически информативных элементов в гранитоидах вѣлсовского комплекса, нормированных на состав гранита океанических хребтов по [Pearce et al., 1984]. Составы гранитоидов эталонных обстановок Урала: I – гранодиорит Верхисетского массива (активная континентальная окраина С1–2), II – гранит Адуйского массива (коллизийный ороген Р3) [Государственная геологическая карта..., 2011]. Прочие условные обозначения см. на рис. 2.12.

РЗЭ в гранитах Вёлсовского массива (ЛРЗЭ/ТРЗЭ от 14 до 18,  $Eu/Eu^* = 0.42-0.71$ ) при дефиците промежуточных лантаноидов могут свидетельствовать об отсадке роговой обманки в промежуточном очаге [Интерпретация..., 2001]. Графики содержаний петрологически информативных элементов, нормированных на состав гранита океанических хребтов [Pearce et al., 1984], демонстрируют заметные различия составов ранних (вендских) и поздних (кембрийских) гранитоидов (рис. 2.13е). Вендские породы Мойвинского и Посьмакского массивов обогащены Ba и Rb, для них характерны невысокие содержания Ta, Hf и Yb; в кембрийских гранитах Вёлсовского массива меньше Ba, но больше Rb, Th, Ta и Nb. Подобные различия составов гранитоидов отмечаются, в частности, и на восточном склоне Среднего Урала. Для примера на график вынесены данные по составам ранне-среднекаменноугольных гранодиоритов Верхисетского массива, сформированных в обстановке активной континентальной окраины, и позднепермских орогенных гранитов Адуйского массива. Вероятно, вендские гранитоиды Ишеримского антиклинория также образовались в пределах активной континентальной окраины, а кембрийские, по-видимому, – в орогенной, возможно, и посторогенной (лейкограниты) обстановках.

По материалам геолого-съёмочных работ, контактовые изменения, связанные с гранитоидами вёлсовского комплекса, наиболее ярко проявлены в экзоконтакте Мойвинского массива, на левобережье р. Ольховка. В кровле интрузии биотитовых гранитов встречены андалузитсодержащие сланцы, биотитизированные и калишпатизированные породы. В самих гранитах отмечены частично ассимилированные ксенолиты сланцев и ороговикованных метабазитов размером от первых сантиметров до десятков метров. На контакте с биотитовыми лейкогранитами зафиксированы безрудные пироксен-гранатовые скарны. В непосредственной близости к двуслюдяным лейкогранитам залегают шеелитоносные аподоломитовые скарны Аблизинского проявления [Черепанова, 1993] и полосчатые кварц-эпидотовые породы, образующиеся по известковистым кварцитопесчаникам. Вероятно, скарны образовались по карбонатным и терригенным породам рифейских толщ.

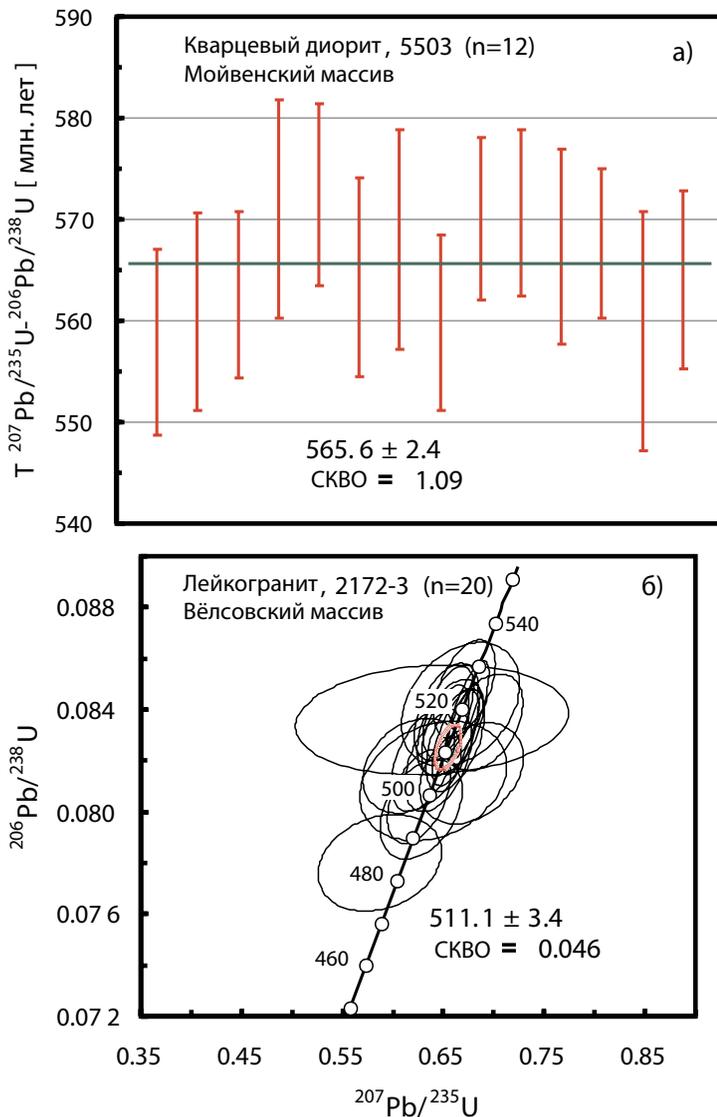
LA ICP-MS датирование цирконов из гранитов Вёлсовского массива дало возраст  $540 \pm 11$  млн лет (СКВО = 0.64,  $n = 60$ , табл. 2.7, рис. 2.14) [Петров, 2014]; учет конкордантных значений ( $n = 16$ ) U-Pb данных циркона исследованного образца позволяет установить возраст  $530.3 \pm 2.1$  млн лет (СКВО = 0.80). Верхнее пересечение

дискордии с конкордией для циркона из гранитов Мойвинского (южное тело) и Посьмакского массивов на графике в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (см. рис. 2.14) позволяет определить значения U-Pb возрастов  $567.2 \pm 8.9$  млн лет (СКВО = 1.6, n = 33) и  $558.0 \pm 11$  млн лет (СКВО = 0.82, n = 43) соответственно. U-Pb SHRIMP-II данные (табл. 2.8, рис. 2.15а) для циркона: из кварцевых диоритов северного тела Мойвинского массива (анализы выполнены во ВСЕГЕИ) позволяют вычислить конкордантный возраст  $565.6 \pm 2.4$  млн лет (СКВО = 1.09, n = 12); из лейкогранита Вёлсовского массива –  $511.1 \pm 3.4$  млн лет (СКВО = 0.046, n = 20, рис. 2.15б, табл. 2.9). Таким образом, *in situ* U-Pb датировки, полученные по циркону из гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов, фиксируют интервал времени  $567.2 \pm 4.6 \div 55.08 \pm 11.0$  млн лет, Вёлсовского –  $540.0 \pm 11.0 \div 530.3 \pm 2.1$  млн лет (более обоснованной является цифра  $530.3 \pm 2.1$  млн лет, соответствующая конкордантным значениям возрастов цирконов); лейкограниты Вёлсовского массива имеют возраст  $511.1 \pm 3.4$  млн лет. Близкие по возрастному диапазону докембрийские гранитоидные комплексы известны и в других антиклинорных структурах и блоках западного склона Урала. Так, на Южном Урале в Уфалейском метаморфическом блоке и Башкирском антиклинории они представлены битимским и юрминским комплексами гранитов [Шардакова, 2016]. На Приполярном Урале и в фундаменте Печорской плиты позднекембрийские гранитоиды также широко распространены и имеют разнообразный состав [Кузнецов и др., 2005; Андреичев, 2010; и др.].



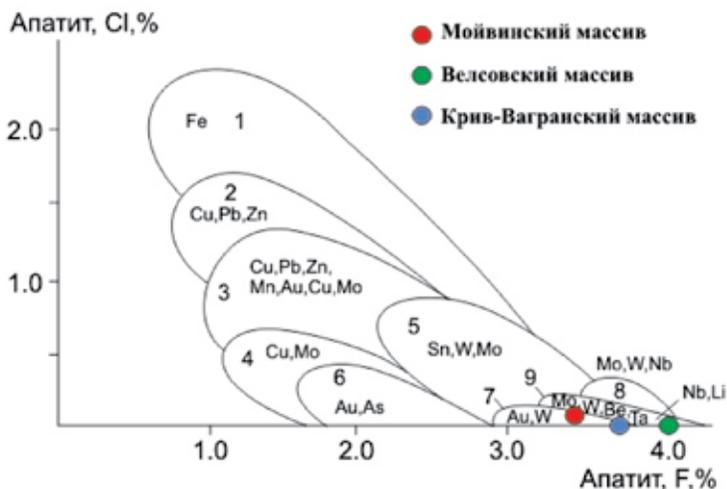
**Рисунок 2.14.** U-Pb (LA-ICP-MS) данные для циркона из гранитов Вёлсовского, Мойвинского (Южное тело) и Посьмакского массивов [Петров, 2014].

Размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям  $\pm 2\sigma$ .



**Рисунок 2.15.** U-Pb (SHRIMP-II) данные для циркона из кварцевых диоритов Мойвинского (Северное тело) и лейкогранитов Вёлсовского массива.

а – вертикальный размер отрезков соответствует погрешности  $\pm 2\sigma$ ; б – размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям  $\pm 1\sigma$  [Петров и др., 2018].



**Рисунок 2.16.** Соотношение содержаний фтора и хлора в апатитах для гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью [Холоднов, Бушляков, 2002].

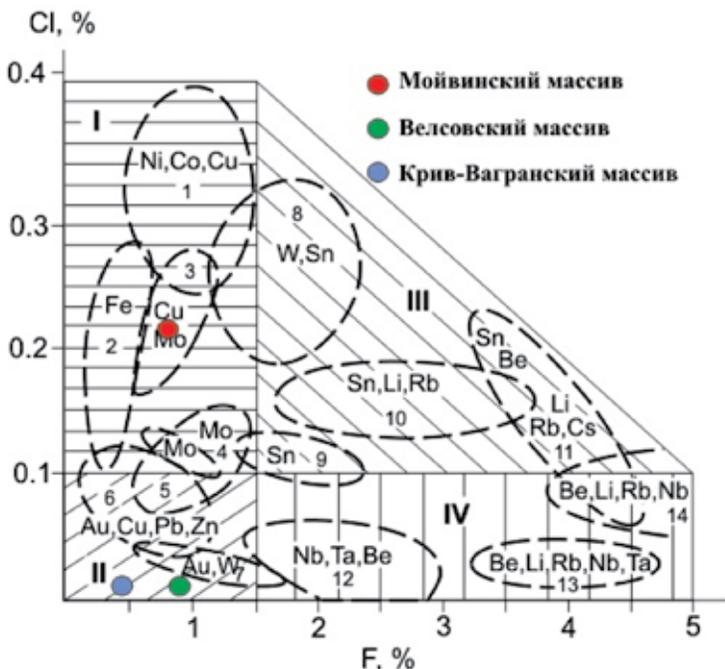
Рисунки 2.16–2.18 выполнены В.В. Холодновым [Петров и др., 2018].

Поля составов: 1 – гранитоиды Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 – вулканиты Урала с медно-колчеданным оруденением; 3, 4 – гранитоиды с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением: 3 – Урал, США, 4 – Кураминский хребет; 5 – гранитоиды с вольфрам-оловянным и молибденовым оруденением Приморья и Забайкалья; 6, 7 – гранитоиды Урала с золото-сульфидно-кварцевым и шеелитовым оруденением; 8, 9 – фтороносные гранитоиды Урала с молибден-вольфрамовой (степнинский, увильдинский комплексы и др.) и редкометалльной Be, Ta, Li минерализацией (Адуйский, Кременкульский, Шотинский массивы и др.).

Для определения минерагенической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов Вёлсовского и Мойвинского массивов В.В. Холодновым проведено исследование особенностей флюидного режима, сопровождавшего их формирование [Петров и др., 2018].

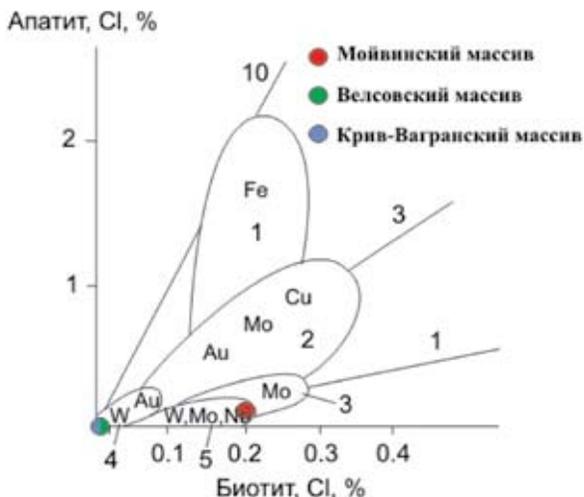
При помощи микроанализатора SX-100 выполнены анализы апатитов, биотитов, амфиболов, титанитов и фенгитов. Для сравнения приведены данные по Крив-Вагранскому монцодиоритовому массиву, расположенному в зоне Главного Уральского разлома на восточном склоне Северного Урала.

Как показал анализ состава гидроксилсодержащих минера-



**Рисунок 2.17.** Соотношение содержаний фтора и хлора в биотитах гранитоидов и габброидов, характеризующихся различной металлогенической специализацией и рудоносностью [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: I – Талнахская трапповая интрузия (1), габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением (2), гранитоиды Кураминского хребта с медно-молибден-порфировым оруденением (3), гранитоиды Станового хребта с молибденовыми месторождениями штокверкового типа (4); II – гранитоиды Акатуевского массива в Забайкалье с полиметаллическим оруденением (5), гранитоиды с медно-порфировым оруденением, США (6), тоналит-гранодиоритовые серии Урала с шеелитовым и золото-сульфидно-кварцевым оруденением, Белухинский и Букуинский массивы гранитоидов Забайкалья с крупными вольфрамовыми месторождениями грейзенового типа (7); III – гранитоиды Соктуйского, Олдодинского, Акатуевского и Шерловогорского массивов Забайкалья с месторождениями вольфрама и олова (8, 9), грейзены и кварцевые жилы с вольфрам-оловянным оруденением в Забайкалье (10), редкометалльные пегматиты Шерловой горы Забайкалья (11); IV – поздние и постколлизийные граниты и лейкограниты Урала с редкометалльным оруденением (12), редкометалльные пегматиты Урала и Центрального Казахстана (13), редкометалльные пегматиты и грейзены Монголии (14).



**Рисунок 2.18.** Соотношение между концентрациями хлора в сосуществующих апатитах и биотитах для гранитоидов Урала, специализированных на различное эндогенное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: 1 – габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 – диорит-гранодиорит-порфировые, монцодиорит-гранит-порфировые серии Урала с медно-порфировым и медно-молибден-порфировым оруденением; 3 – молибден-порфировые месторождения других регионов (Шахтаминское, Жирекенское и др.); 4 – тоналит-гранодиорит-гранитные серии Урала с шеелитовым и золото-сульфидно-кварцевым оруденением (Шарташский, Пластовский массивы, Березовское, Кочкарское месторождения и др.); 5 – фтороносные монцодиорит-гранит-лейкогранитные серии Урала с редкометалльным оруденением (Степнинский, Малышевский, Соколовский и другие массивы).

лов – граниты *Мойвинского массива* специализированы на окисленную сульфатную серу (апатит, 20 полных анализов его состава) при слабо повышенном содержании хлора и умеренно повышенном содержании фтора (рис. 2.16). Высокое содержание хлора в биотите и амфиболе (до 0.20–0.26 мас. %,  $n = 5$ ), превышающее его содержание в апатите (0.14–0.03 мас. %), свидетельствует об относительной маловодности расплава *Мойвинского массива* (рис. 2.17, 2.18).

На рис. 2.16–2.18 в виде отдельных точек приведены лишь средние содержания галогенов в минералах исследованных массивов. Высокая железистость биотита ( $f$  0.62–0.65) и амфибола – фер-

роактинолита ( $f$  0.55–0.61), с температурой кристаллизации 555°C, повышенное содержание титана в биотите (2.00–2.35 мас. %  $TiO_2$ ) подтверждают возможную принадлежность пород этого массива к относительной бедной кислородом магнетит-ильменитовой серии. При этом уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был все же вполне достаточным для нахождения значительного количества серы в ее наиболее окисленной сульфатной форме.

Этим и определяются повышенное содержание сульфатной серы в апатите, отсутствие первичных магматических сульфидов, а также высокое содержание в породах сфена, оксидов Fe и Ti, вторичного гематита, обилие циркона. На раннем этапе кристаллизации гранитоидного расплава в Мойвинском массиве окислительный режим был более высоким (при величине  $\Delta NNO > 1$ ), что характеризует и дискретность в распределении серы в апатитах, с наличием зональных его зерен, в центре которых содержание серы составляет 0.5–0.6 мас. %, в промежуточной зоне – 0.35, а в краях – 0.10–0.20 мас. %. Таким образом, окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки, что и подтверждается зональностью кристаллов апатита по содержанию  $SO_3$ .

Подобная зональность по сере отмечается и для кристаллов апатита в продуктивных на золото и шеелит надсубдукционных мантийно-коровых интрузиях, таких как Шарташская, Ахуновская, Челябинская [Коновалова и др., 2013]. Смена режима с более окислительного на восстановительный (с повышением активности сероводорода) сопровождается здесь началом массовой кристаллизации золотоносных сульфидов, с формированием постмагматического золото-сульфидно-кварцевого оруденения (Березовское, Кочкарское и другие месторождения).

*Вёльсовский массив.* Исходный расплав был также специализирован на окисленную сульфатную серу, но уже при отсутствии хлора, что фиксирует состав апатита (15 анализов состава) и железистого мусковита (фенгита, 2 полных анализа). Другая важная особенность – более высокое содержание фтора (см. рис. 2.16), мас. %: в апатите – 3.65–4.40, среднее – 4.00; фенгите – 0.75–0.52, среднее – 0.65; сфене – до 1.0. Это свидетельствует о повышенной фтороносности гранитного расплава данного массива. Уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был также достаточным ( $\Delta NNO > 1$ ) для нахождения значительного количества серы в ее сульфатной форме. Здесь также наблюдаются отсутствие

первичных сульфидов, высокое содержание оксидов (магнетита, гематита и др.), появляется рутил. Как и в Мойвинском массиве, на раннем этапе кристаллизации окислительный режим был более высоким, о чем свидетельствует дискретность в распределении серы в зональных зернах апатита. Его зональность по сере и фтору: ранний этап кристаллизации – центр зональных зерен с содержанием  $\text{SO}_3$  до 0.60 мас. %, поздний этап – края зональных зерен с содержанием  $\text{SO}_3$  0.02–0.05 мас. %. Таким образом, здесь также окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки, с появлением на поздне- и постмагматическом этапе, по-видимому, большего количества сероводорода, определяющего последующую кристаллизацию сульфидов, таких как молибденит, галенит и др.

Кроме того, данные рис. 2.16–2.18 свидетельствуют, что изменение содержаний летучих элементов (галогенов и серы) в минералах отражает и общий тренд эволюции флюидного режима массивов во времени: от более раннего Мойвинского (566 млн лет) к более позднему Вёлсовскому (530–511 млн лет). Этот тренд характеризует повышение активности фтора при стабильно высокой активности окисленной сульфатной серы и спаде активности хлора практически до нуля. Это должно иметь прогнозное значение при оценке продуктивной рудоносности массивов Ишеримского антиклинория на различное хлорофильное, фторофильное и сульфурофильное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002]. Кроме этого, в составе апатита Вёлсовского массива значительно нарастает содержание марганца – до 1.3 мас. % MnO, против 0.30 мас. % в апатитах Мойвинского массива. Это может свидетельствовать о более высокой степени зрелости докембрийской континентальной коры в Ишеримском блоке.

Соответственно, использование специализированных рудно-геохимических (минералогических) диаграмм (см. рис. 2.16–2.18) позволяет через состав и содержание флюидных элементов в этих минералах определять возможную потенциальную рудоносность гранитоидных магм. Указанные диаграммы подтверждают преимущественную специализацию Мойвинского и Вёлсовского массивов на шеелит-сульфидное (W, Cu, Pb, Zn, Mo) с золотом оруденение. Высокое содержание хлора в биотите (до 0.26 мас. %) Мойвинского массива, на фоне сравнительно невысоких содержаний фтора, указывает на его заметную аналогию с надсубдукционными гранитоидами, специализированными на медно-молибден-порфиговое оруденение. Специализацию Мойвинского массива

на молибден и вольфрам подтверждает и соотношение между концентрациями хлора в сосуществующих апатитах и биотитах. Возможный аналог по рудоносности – скарновые Mo-W, шеелит-сульфидные с полиметаллами месторождения Востока России (месторождения Лермонтовское, Восток-2, Агылки и др.).

Существенное влияние на потенциальную рудоносность гранитоидного магматизма в Ишеримском антиклинории может оказать также состав вмещающих рифейских толщ, особенно в случае наличия в их составе осадочных пород богатых углеродистым веществом (муравьинская, вёлсовская свиты и др.). Так, было установлено, что содержания золота в 72 пробах углеродистых сланцев муравьинской и вёлсовской свит составляет в среднем 0.1 г/т, что свидетельствует о его высоких фоновых концентрациях. Содержания золота в зонах сульфидной минерализации Сурьинского рудопроявления, локализованного среди углеродистых сланцев вёлсовской свиты, достигает 8 г/т [Петров, 2014]. По данным А.В. Маслова с соавторами [2017], углеродистые метаалевролиты муравьинской свиты обогащены Ni, Cu, Y, Ag, Sn, Hf, Bi, U, Li, Be, Co, Sr, Nb, Cd, Sb, Cs, Ta, W, а также легкими редкими землями, черные сланцы вёлсовской свиты – Li, Be, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Cs, Yb, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Nb, Mo и PЗЭ. Подобная ситуация характерна и для Южного Урала, где, как свидетельствуют специальные исследования [Ардисламов и др., 2013], среднерифейские углеродистые отложения, начиная с машакской свиты, содержат повышенные концентрации Au, Mo, W, V и платиноидов. Экстракция редких и благородных металлов магмами и агрессивными флюидами, обогащенными хлором, сульфатной серой или фтором, способствует формированию рудных объектов.

Исследования позволили уточнить геохимические характеристики, возраст, флюидный режим формирования и металлогеническую специализацию гранитоидов Ишеримской структуры [Петров и др., 2018]. Подводя итоги, можно отметить следующее.

1. Опираясь на результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований, можно предложить выделение двух гранитоидных комплексов в пределах Ишеримского антиклинория – вендского мойвинского диорит-гранитового ( $567.2 \pm 8.9 \div 558 \pm 11$  млн лет) и кембрийского вёлсовского гранит-лейкогранитового ( $530.3 \pm 2.1 \div 511.1 \pm 3.4$  млн лет). Первый слагает Мойвинский и Посьмакский массивы, а второй – Вёлсовский массив.

2. Породы мойвинского комплекса, по всей видимости, сформировались в условиях активной континентальной окраины в

процессе взаимодействия мантийных магм с корой континентального типа. В результате в составе комплекса присутствуют кварцевые диориты, вероятно, содержащие примесь мантийного вещества, и палингенные граниты – продукты частичного плавления коры под воздействием высокого флюидно-теплового потока.

3. Граниты вёлсовского комплекса, судя по геохимическим и минералогическим данным, являются орогенными или пост-орогенными (анорогенными) образованиями. Дополнительным аргументом такой интерпретации является формирование вёлсовских гранитов после «закрытия» Rb-Sr изотопной системы субдукционного глаукофансланцевого метаморфизма тиманид ( $536 \pm 19 \div 535 \pm 6$  млн лет [Beckholmen, Glodny, 2004]).

4. Изучение составов породообразующих и акцессорных минералов показало, что флюиды, сопровождавшие формирование гранитоидов мойвинского комплекса, являются преимущественно хлороносными, а вёлсовского – фтороносными. Установленная относительная маловодность надсубдукционных гранитоидных расплавов также позволяет предполагать влияние глубинного базитового очага, а повышенная хлороносность и «сульфатоносность» ранних гранитоидных выплавов, вероятно, указывает на надсубдукционную обстановку. При этом содержание хлора и серы в обоих комплексах уменьшается, а фтора – увеличивается от ранних магматических фаз к поздним, что может быть связано с уменьшением доли мантийной составляющей и увеличением – коровой палингенной компоненты в составе расплавов в ходе эволюции магматической системы.

5. Высокие содержания хлора и серы в составе синмагматических флюидов, сопровождавших формирование пород мойвинского комплекса, сближают последние с рудоносными гранитоидами Дальнего Востока, сопровождаемыми промышленными месторождениями W и Mo, и золотоносными каменноугольными гранитами восточного склона Урала. Повышенные фоновые концентрации редких и благородных металлов во вмещающих рифейских метатерригенных толщах, наряду с существенно сернисто-хлоридным составом флюидов, создают благоприятные предпосылки для формирования золотосодержащего Mo-W оруденения, что подтверждается наличием в экзоконтакте Мойвинского массива шеелитовых скарнов Аблизинского рудопроявления. С кембрийскими гранитами вёлсовского комплекса дополнительно может быть связана более фторофильная редкометалльная минерализация (Nb, Ta, TR и др.).

### 3. **Метаморфические образования Ишеримского антиклинория**

К докембрийским метаморфическим образованиям *белокаменского комплекса* автор относит кристаллические сланцы, содержащие гранат, дистен, хлоритоид, ставролит, мусковит, фенгит, парагонит, биотит, плагиоклаз, хлорит, и слагающие тектонические блоки в восточной части Ишеримской структуры (см. рис. 1.1). Метаморфизм относится к дистен-силлиманитовому типу, метаморфические парагенезисы развиваются по карбонатным породам мойвинской и терригенным – муравьинской свит среднего рифея [Петров и др., 2007, 2009, 2015а]. Известны два блока метаморфических пород – Мартайский и Белокаменский. *Мартайский блок* расположен в районе хр. Мартай, имеет неправильную трапециевидную форму и вытянут в северо-восточном направлении на 9 км при средней ширине 3 км. Присутствие метаморфических пород в этом районе было впервые отмечено А.М. Курбацким в 1967 г. при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000. Кристаллические сланцы на хр. Мартай сильно диафторированы, в этом районе наиболее распространены мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с псевдоморфозами хлорита по гранату и мусковита – по высокоглиноземистым минералам. Реликты граната в хлоритовых агрегатах сохраняются крайне редко.

Более информативен для изучения метаморфических процессов *Белокаменский блок*, вытянутый в субмеридиональном направлении на 42 км при мощности 1–5 км, неоднократно изучавшийся автором [Петров и др., 2007, 2009, 2015а]. Представительные обнажения кристаллических сланцев расположены по рекам Граничная и Правая Рассоха (рис. 3.1). Метаморфические породы представлены метапелитами муравьинской свиты (65%) и мраморами мойвинской свиты (35%). Автором детально исследованы метапелиты, наиболее информативные для изучения метаморфизма. Метапелиты – серые, буровато-серые и темно-серые неравнозернистые сланцы, состоящие из мелкозернистой сланцеватой



**Рисунок 3.1.** Крупные кристаллы дистена в кристаллических сланцах (обн. 5123, р. Граничная).

основной массы, сложенной белыми слюдами, биотитом, кварцем, хлоритоидом, хлоритом, альбитом, иногда с графитом и (или) гематитом. В мелкозернистой основной массе развиваются порфиробласты граната, ставролита, дистена и хлоритоида. Наиболее распространены следующие минеральные парагенезисы:  $Q + Chld + St + Mu + Gr, Bt + Q + Pl + St + Gr + Chld, Bt + Q + Pl + St + Gr + Ky, Ca + Mu + Ky$ . Чаще всего порфиробласты имеют ситовидное строение и включают многочисленные мелкие зерна минералов основной массы (преимущественно кварца), но отмечаются и плотные однородные кристаллы. Размер порфиробластов различен – от первых миллиметров до 5–10 см (в районе устья р. Граничная были найдены кристаллы ставролита размером до 20–30 см), ориентировка кристаллов иногда слабо подчинена сланцеватости и метаморфической полосчатости. Среди кристаллических сланцев отмечены разновидности, содержащие порфиробласты только хлоритоида и граната; граната и ставролита; ставролита, граната, дистена и хлоритоида или одного граната. Наблюдается также переслаивание пород, содержащих и не содержащих высокоглиноземистые минералы (ставролит и дистен).

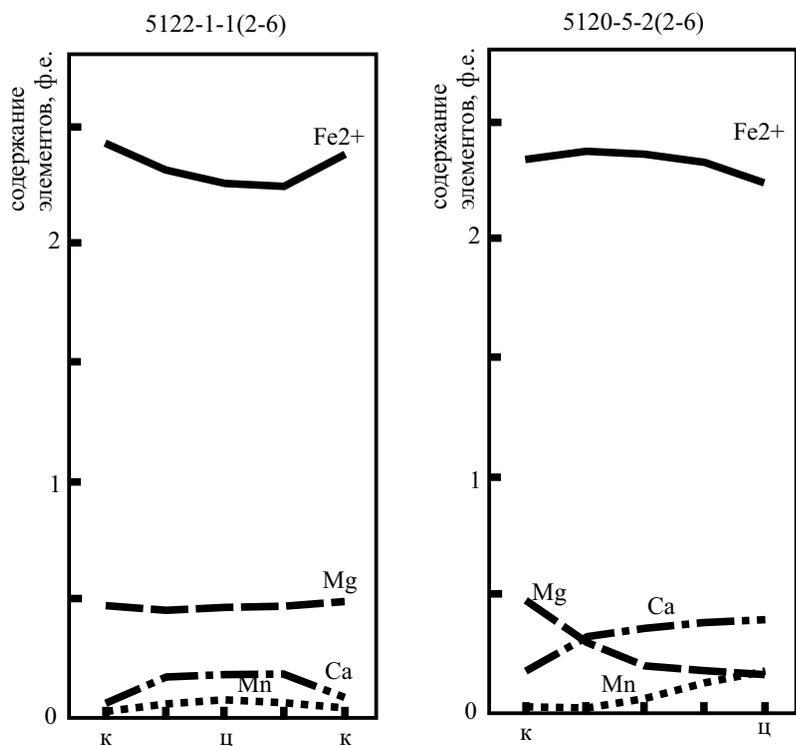
Средне- и позднерифейские толщи, окружающие блоки метаморфических пород и граничащие с ними по разломам, преобра-

зованы в условиях фации зеленых сланцев. Главные парагенезисы в них –  $Mu + Chl + Q + Chld$ ,  $Ca + Mu + Q + Chl$  (для метапелитов) и  $Pl + Ep + Act$ ,  $Pl + Chl + Ca$  (для метабазитов), иногда присутствует стильпномелан.

Характерный парагенезис минералов метапелитов, включающий ставролит, гранат, хлоритоид, плагиоклаз, белые слюды, биотит и дистен, позволяет оценить P-T параметры метаморфизма. Так, в соответствии со схемой субфаций и фациальных серий, предложенной В.А. Глебовицким [1973], поле устойчивости парагенезиса минералов белокаменского комплекса характеризуется температурами 520–680°C, давлением – 4.5–8.5 кбар. Н.Л. Добрецов с соавторами [Фации..., 1974] считают, что парагенезис  $Vt + Ky + Chld \pm Gr$  приурочен к зонам особо повышенных давлений; условия формирования таких пород сопоставимы с P-T параметрами образования гранат-глаукофановых амфиболитов. По Р.Х. Вернону [1980], нижний предел устойчивости парагенезиса дистен + ставролит + биотит + кварц ограничивается температурой 530°C и давлением 4.7 кбар. С.П. Кориковский [1979] относит упомянутые парагенезисы метапелитов к фациальной серии дистен-силлиманитового типа, что отвечает широкому диапазону P-T условий: от ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций до нижней ступени кианит-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации.

Породообразующие минералы южной части Белокаменского блока (верховья р. Кутим, лист Р-40-XXXVI) были проанализированы О.С. Хмельниковой в ОИГГМ СО РАН (Новосибирск) на микрозонде Camebax-Micro [Петров и др., 2009], метаморфиты северной части блока (реки Граничная и Правая Рассоха, лист Р-40-XXX) изучались на приборе SX-100 (аналитики В.П. Хиллер и Д.В. Замятин) [Петров и др., 2015а]. Представительные анализы минералов приведены в табл. 3.1–3.3. Как выяснилось после обработки 250 микрозондовых анализов с использованием геотермометров и геобарометров, включенных в программу TPF, кристаллические сланцы, содержащие кианит, ставролит, гранат, биотит, мусковит, кварц, плагиоклаз, хлоритоид, ильменит, хлорит, образовались в результате зонального метаморфизма дистен-силлиманитового (барроусского) типа, достигавшего пиковых значений  $T = 600\text{--}650^\circ\text{C}$  и  $P = 9\text{--}10$  кбар.

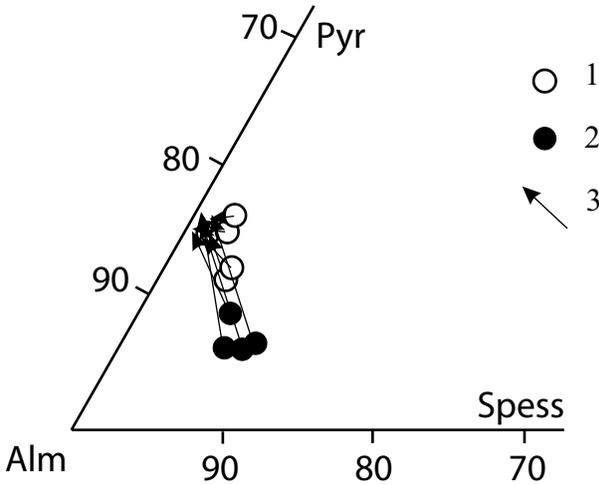
Гранаты имеют ярко выраженную прогрессивную зональность, соответствующую увеличению содержаний Mg и снижению – Ca и Mn от центра к краям кристаллов (рис. 3.2, 3.3); в свою очередь,



**Рисунок 3.2.** Профили содержаний информативных химических элементов через кристаллы граната (по данным микроразового анализа).

ц – центр, к – край кристалла.

гранаты замещаются хлоритом, ставролит – хлоритоидом и мусковитом, кианит – мусковитом. При анализе минеральных парагенезисов Белокаменского блока выяснено, что в западной его части распространены кристаллические сланцы со ставролитом, гранатом, биотитом, фенгитом, парагонитом и хлоритоидом (обн. 5120); восточнее – появляется дистен (обн. 5122) и по мере движения в восточном направлении исчезают ставролит, парагонит; хлоритоид вместе с мусковитом возникают только в зонах диафореза (обн. 5123, 5124). В восточной части блока распространены парагенезисы, включающие дистен, гранат, кварц, биотит, фенгит, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), рутил и ильменит, что соответствует более высоким температурам метаморфизма. Указанные различия параме-



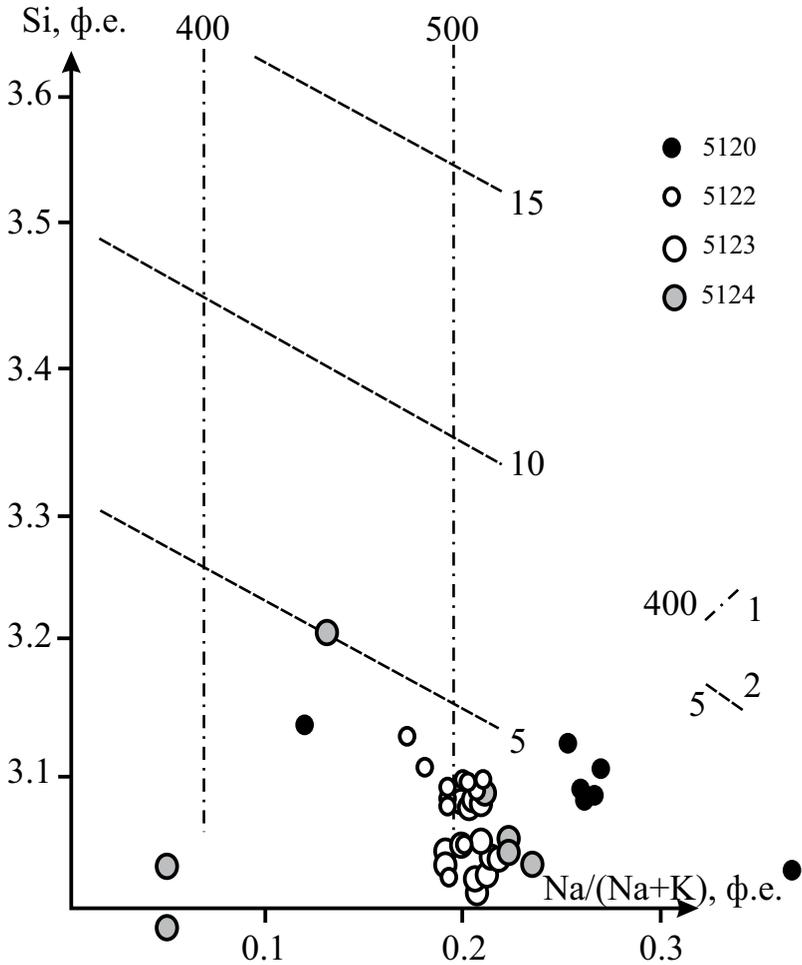
**Рисунок 3.3.** Составы гранатов из кристаллических сланцев района р. Граничная.

1 – минералы из восточной части метаморфического блока (обрн. 5122–5124), 2 – из западной части блока (обрн. 5120). Стрелками показано направление изменения составов от центра к краям зерен.

тров метаморфизма хорошо фиксируются особенностями составов и зональности гранатов (см. рис. 3.2, 3.3). В восточной части блока прогрессивная зональность (увеличение содержаний Mg и снижение – Ca и Mn от центра к краям кристаллов) проявлена не очень четко (обр. 5122-1) (см. рис. 3.2); в западной части (обр. 5120-5), напротив, содержания элементов изменяются в 2.5–5.0 раз.

Отмеченные особенности, вероятно, свидетельствуют о более равновесном составе минералов и высокой степени завершенности метаморфических реакций во внутренних частях метаморфического ореола и, наоборот, о неравновесности составов пород и минералов и признаках резкого увеличения P-T параметров метаморфизма во внешней (западной) части метаморфического блока. Составы внешних зон гранатов приближаются к чистому пиропальмандину.

Светлые слюды представлены преимущественно фенгитами, реже парагонитами и мусковитами. Вынесение точек составов слюд на диаграмму П.М. Вализера (рис. 3.4) показало, что по содержанию Si и отношению Na/(Na + K) эти минералы соответствуют низкобарическим (менее 5 кбар) и высокотемпературным (более 500°C) условиям.

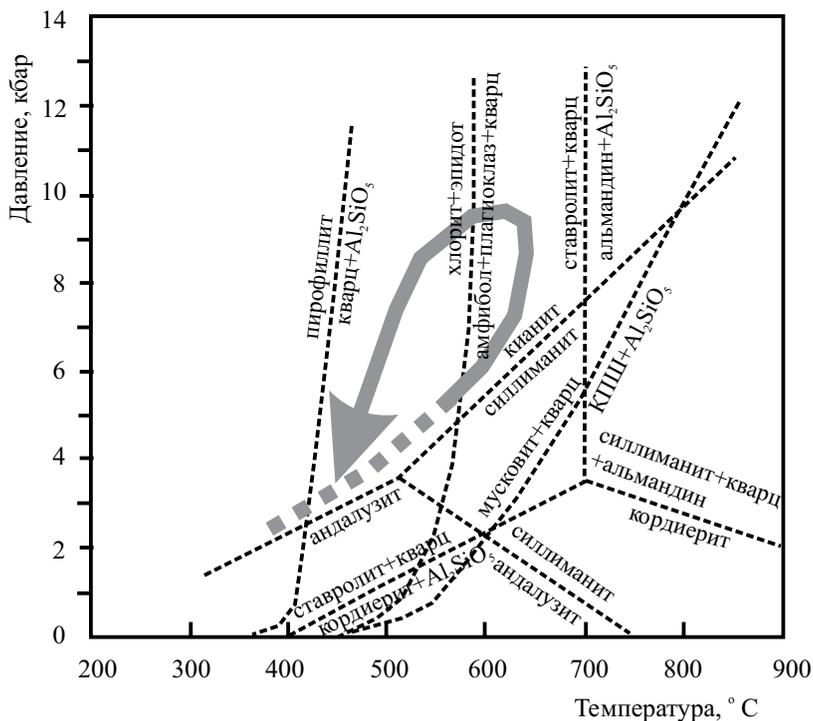


**Рисунок 3.4.** Диаграмма Si–Na/(Na + K) для фенгитов и мусковитов из кристаллических сланцев (обр. 5120–5124). 1 – изограды (°C), 2 – изобары (кб) [Вализер, Дубинина 2005].

Несоответствие оценок давления по фенгитовому (менее 5 кбар) и гранат-мусковит-плаггиоклаз-биотитовому геобарометрам (7.5–10.0 кбар) (табл. 3.4), вероятно, можно объяснить тем, что большая часть светлых слюд образовалась на регрессивном этапе метаморфического процесса, при эксгумации метаморфического блока, что выражается в широко проявленном замещении

высокоглиноземистых минералов (кианита и ставролита) мусковитом. При этом, по всей видимости, высокие температуры какое-то время сохранялись, а давление быстро снижалось.

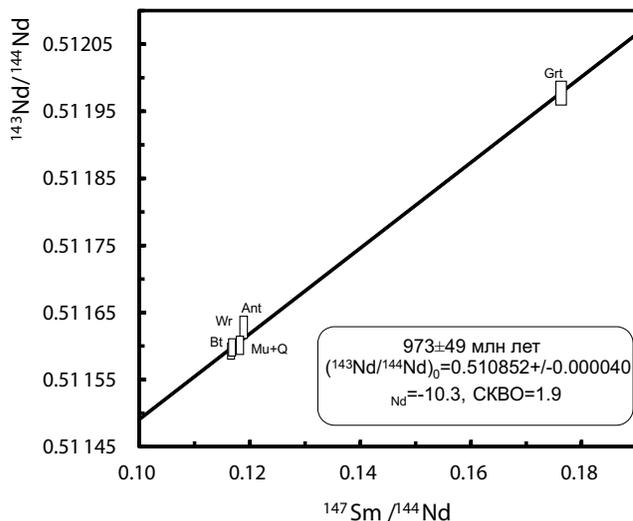
Результаты оценки P-T параметров метаморфизма с использованием различных геотермометров и геобарометров приведены в табл. 3.4. При оценке средних значений для конкретных парагенезисов исключались самые высокие и самые низкие значения температур. Направление эволюции P-T параметров определялось с использованием зональности минералов. Вынесение полученных значений, с учетом парагенетического анализа, на P-T диаграмму (рис. 3.5) показало наличие тренда эволюции параметров метаморфизма, направленного против часовой стрелки (постепенное увеличение температур и давлений – резкое увеличение давления от 6.0 до 9.5 кбар при температурах 600–620°C – резкое снижение давления при постепенном остывании до 450–500°C).



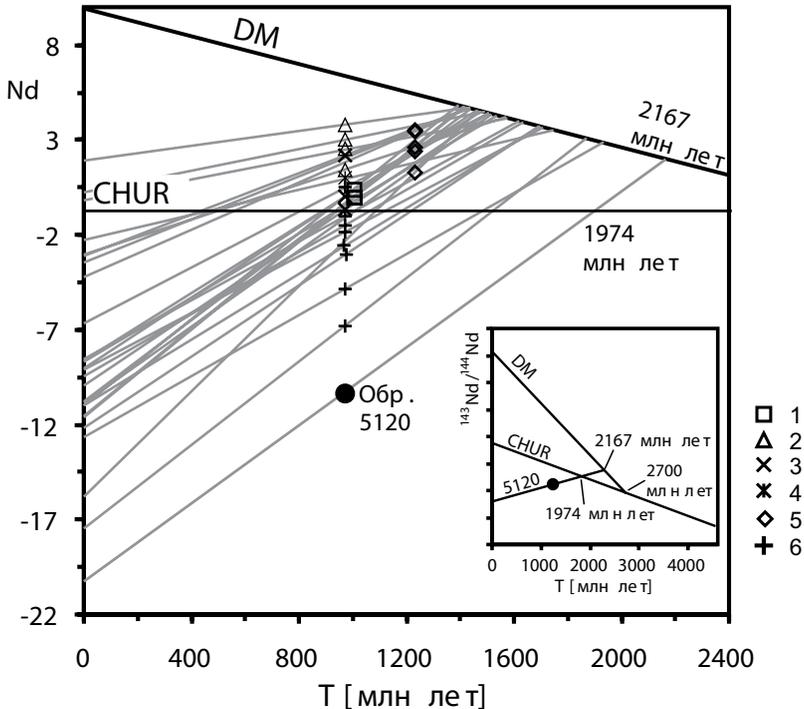
**Рисунок 3.5.** Тренд эволюции P-T параметров метаморфизма кристаллических сланцев.

Подобные тренды эволюции P-T параметров проявляются, в частности, на заключительных этапах формирования коллизионных орогенов, когда пластины высоконагретых глубинных пород быстро перемещаются в верхние части земной коры по системам надвигов [Алексеев, 1997; Глебовицкий, 2007]. В нашем случае в минеральных парагенезисах запечатлены прогрессивный (увеличение температур и давлений в процессе тектонического сжатия) и регрессивный (быстрый спад давления при относительно медленном остывании, вызванный поднятием высоконагретых пород) этапы метаморфического процесса. Возможно, что последний этап – субизотермическая декомпрессия, мог быть связан не с надвигами, а с коллапсом орогена и «всплыванием» блоков глубинных пород в обстановке растяжения [Иванов, 1998], связанной с эрозией горной системы Гренвилевского орогена.

Возраст формирования гранат-дистен-ставролитовых кристаллических сланцев определялся нами дважды. В пробе из гранат-дистен-кварц-мусковитовых сланцев, отобранной в верховьях р. Кутим, по фракциям граната, мусковита и дистена, а также в породе в целом была получена Sm-Nd изохрона (MSWD = 0.77), определяющая возраст  $416 \pm 47$  млн лет [Петров и др., 2009]. Позд-



**Рисунок 3.6.** Sm-Nd изохрона для гранат-биотит-ставролит-мусковит-кварцевого кристаллического сланца [Петров и др., 2015a].



**Рисунок 3.7.** Эволюция Sm-Nd системы для кристаллического сланца белокаменского комплекса (обр. 5120) в сравнении с гренильскими образованиями Южной Мексики. 1 – чарнокиты, 2 – гранулиты, 3 – амфиболиты, 4 – гнейсы, 5 – ортогнейсы, 6 – метаосадки [Weber et al., 1999]. Вставка справа внизу демонстрирует обобщенную модель эволюции изотопов Nd для исследованного образца. Рисунок составлен Ю.Л. Ронкиным [Петров и др., 2015а].

нее в районе устья р. Граничная нами обнаружены крупные (более 20 см) индивиды ставролита с включениями хорошо ограненных кристаллов биотита и граната, заключенные в мусковит-кварцевый матрикс. По фракциям ставролита, биотита, граната, мусковита и кварца и породе в целом была получена Sm-Nd изохрона  $973 \pm 49$  млн лет (MSWD = 1.9, рис. 3.6) [Петров и др., 2015а]. Sm-Nd модельное датирование этого же образца (табл. 3.5, рис. 3.7) относительно однородного хондритового (CHUR) и деплетированного (DM) резервуаров выявляют соответствующие предполагаемые возрасты субстрата протолита кристаллических сланцев ~1974 и ~2167 млн лет [Петров и др., 2015а].

В целом развитие Sm-Nd системы кристаллического сланца белокаменского комплекса в терминах эволюции модельных резервуаров CHUR и DM показано на врезке к рис. 3.7 и предполагает отделение от истощенного источника с современными значениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.225$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513142$  [Liew et al., 1985] ~2167 млн лет назад. Нанесение значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (табл. 3.6, 3.7),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  через соответствующие величины  $\epsilon\text{Sr}$  и  $\epsilon\text{Nd}$  на известную корреляционную диаграмму (рис. 3.8) выявляет при-

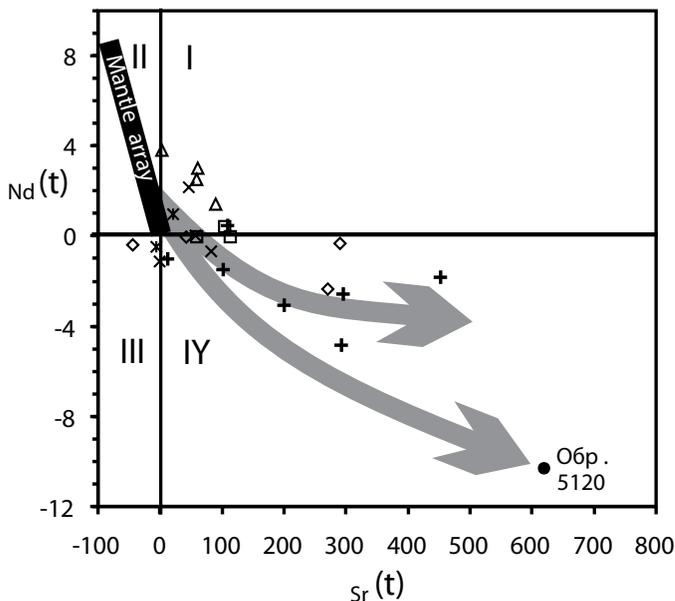


Рисунок 3.8. Корреляционная диаграмма  $\epsilon\text{Sr}$ – $\epsilon\text{Nd}$  для кристаллического сланца белокаменского комплекса (обр. 5120) [Петров и др., 2015а] в сравнении с гренвильскими образованиями Южной Мексики [Weber et al., 1999].

Рисунок составлен Ю.Л. Ронкиным.

Условные обозначения см. на рис. 3.7. Серыми стрелками показаны тренды смешения мантийной и коровых компонент. Mantle array – мантийная последовательность. Четыре квадранта соответствуют областям для которых действительны следующие ограничения: I квадрант –  $f_{\text{Rb/Sr}} > 0, f_{\text{Sm/Nd}} > 0$ ; II –  $f_{\text{Rb/Sr}} < 0, f_{\text{Sm/Nd}} > 0$ ; III –  $f_{\text{Rb/Sr}} < 0, f_{\text{Sm/Nd}} < 0$ ; IV –  $f_{\text{Rb/Sr}} > 0, f_{\text{Sm/Nd}} < 0$ , где:

$$f_{\text{Rb/Sr}} = \frac{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}}} - 1, \quad f_{\text{Sm/Nd}} = \frac{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}}{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1.$$

Значения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$  указаны в примечании к табл. 3.5, 3.6.

надлежность изученного образца квадранту IV, что характерно для образований, произошедших из коровых источников (или со значительным участием последних), обогащенных Rb ( $fRb/Sr > 0 = 41.0$ ) и обедненных Sm ( $fSm/Nd < 0 = -0.406$ ).

Полученная Sm-Nd изохронная датировка (см. рис. 3.6) близка времени проявления гренвильской орогенической фазы Фалькенберг в Свеконорвежском поясе [Bingen et al., 2008]. Подобные результаты (~970 млн лет) получены для Тейского метаморфического ореола Енисейского кряжа [Лиханов, Ревердатто, 2014].

## **Интерпретация обстановки формирования метаморфических пород**

Коллизионные метаморфические события в интервале 1000–900 млн лет описаны также в пределах Таримской, Восточно-Антарктической, Южно-Китайской, Индийской и Австралийской плит, известны они и на северо-западной (в современных координатах) окраине Балтики, в Лаврентии, Конго и Амазонии [Li et al., 2008].

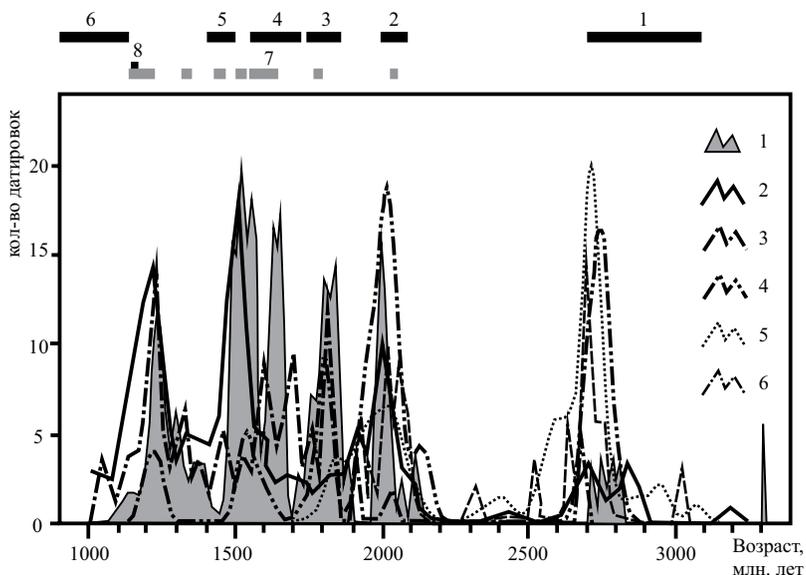
Датировки в интервале 1300–1100 млн лет установлены в Тараташском, Александровском и Уфалейском метаморфических комплексах Южного Урала [Пыстин, 1994], а также на Северном Тимане (чешская свита) [Андреичев, 2010], однако в указанных комплексах они, скорее всего, являются отражением процессов экзгумации метаморфических комплексов в обстановке растяжения. Зональный метаморфизм дистен-силлиманитового (барроуского) типа Ишеримского антиклинория, напротив, характеризуется повышенными давлениями и, по всей видимости, связан с обстановкой сжатия. Так как достоверные свидетельства формирования гренвильского компрессионного орогена на уральской окраине палеоконтинента Балтика неизвестны, сказанное ранее позволяет предполагать, что Ишеримский блок не является частью последней и был аккретирован к Балтике в позднем венде–раннем кембрии [Петров и др., 2014].

Чтобы определить, частью какой из более крупных плит Ишеримский блок был в позднем докембрии, необходимо рассмотреть результаты датирования детритовых цирконов [Петров и др., 2015б]. Из крупнозернистых аркозовых метапесчаников нижней части ишеримской свиты на восточном склоне хр. Пут-Тумп (обр. 5081, координаты:  $59.23^\circ$  ВД,  $61.05238^\circ$  СШ)

после стандартной пробоподготовки были выделены обломочные цирконы. U–Pb LA ICP–MS датирование минералов проведено в Институте наук о Земле Университета Иоганна Вольфганга Гете (г. Франкфурт-на-Майне, ФРГ), с использованием секторного высочкоразрешающего масс-спектрометра Element 2, интегрированного с лазером New Wave UP213 UV. Всего проанализировано 125 зерен, из которых 93 имеют близкие к конкордантным  $|D < 10\%|$  значения U–Pb возраста, распределяющиеся следующим образом: ~5% – архейские, 41 – палеопротерозойские и 54% – мезопротерозойские (рис. 3.9). Величины  $\epsilon Nd(t) = -10.3$ , TCHUR = 1974 млн лет и TDM = 2167 млн лет накладывают определенные ограничения на интерпретации состава и возраста субстрата и источников сноса для метапелитов белокаменского комплекса. Для интерпретации полученного набора U–Pb-изотопных возрастов использованы публикации [Bogdanova et al., 2008; Кузнецов и др., 2010, 2012; Маслов и др., 2011; Романюк и др., 2013; Lorenz et al., 2012]. С.В. Богдановой с соавторами на большом фактическом материале показано, что в мезопротерозойское время история геологического развития восточной и северо-западной частей Балтики существенно различалась. Восточная часть Балтики развивалась в пассивном режиме, нарушавшемся формированием ряда авлакогенов (Калтасинского, Серноводско-Абдулинского и др.). Западная часть испытала несколько аккреционно-коллизийных событий, прошла стадию активной континентальной окраины, внедрение значительных объемов 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; в это время протекали заключительные стадии аккреции Фенно-Карельского протоконтинента [Bogdanova et al., 2008]. Данному возрастному интервалу отвечает один из наиболее крупных возрастных кластеров детритовых цирконов из кварцитопесчаников джежимской свиты верхнего рифея Южного Тимана [Кузнецов и др., 2010], значительное количество определений возраста обломочных цирконов из конгломератов танинской свиты венда Среднего Урала [Маслов и др., 2011] и песчаников зильмердакской свиты Южного Урала [Романюк и др., 2013]. Некоторое количество цирконов с близкими возрастными присутствует и в породах ашинской серии верхнего венда на Южном Урале [Кузнецов и др., 2012].

Следующий кластер (13%) (~2000 млн лет) совпадает с сопровождавшимся гранитным магматизмом периодом аккреции Сар-



**Рисунок 3.9.** График плотности вероятности распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из различных допалеозойских образований [Петров и др., 2015б].

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-Уралии, 3 – косая коллизия Фенно-Скандии и Волго-Сарматии, свекофеннская орогения, 4 – аккреция террейнов к окраине Балтики, готская орогения, 5 – данополонская орогения, 6 – свеко-норвежская (гренивилльская) орогения, амальгамация Родинии); 7 – синколлизионные и анорогенные граниты; 8 – активная континентальная окраина в западной части Балтики.

матии и Волго-Уралии [Bogdanova et al., 2008]. Цирконы близкого возраста широко распространены в породах джежимской свиты Тимана, присутствуют в отложениях танинской свиты Среднего Урала, а также южноуральских зильмердакской свиты и ашинской серии.

Приблизительно 20% исследованных цирконов имеют U-Pb возраст 1900–1700 млн лет. В это время, как известно, имела место

косая коллизия Фенно-Скандии и Волго-Сарматии (свекофеннская орогения), сопровождавшаяся метаморфизмом и внедрением гранитоидов [Vogdanova et al., 2008]. Данное событие запечатлено и в U-Pb-возрастах обломочных цирконов из пород неопротерозойской серии Бренневинсфьёрден (Brennevinsfjorden Group), распространенной в северо-восточной части Шпицбергена [Lorenz et al., 2012], а также кварцитопесчаников джежимской свиты. Следующее событие (1700–1600 млн лет), зафиксированное 17%-м кластером, по времени соответствует аккреции террейнов к скандинавской окраине Балтики и готской орогении, что отразилось и в возрастах детритовых цирконов из пород СВ Шпицбергена [Lorenz et al., 2012]. Самый значительный кластер (24%) соответствует ~1500 млн лет. В западной части Балтики в это время формировались обширные гранит-анортозитовые ареалы. Столь же интенсивный максимум, отвечающий данному возрасту, присутствует и в спектре возрастов обломочных цирконов ашинской серии, менее ярко он выражен для джежимских песчаников. Около 20% обломочных цирконов в ишеримских метапесчаниках характеризуются U-Pb-изотопными возрастными от 1400 до 1150 млн лет. На северо-западной периферии Балтики данный интервал времени соответствует формированию активной континентальной окраины, внедрению интрузий гранитов и началу Свеконорвежской орогении. Указанный возрастной кластер также достаточно хорошо выражен в популяциях обломочных цирконов из песчаников ашинской серии и допалеозойских отложений СВ Шпицбергена. В возрастном спектре обломочных цирконов из кварцитопесчаников джежимской свиты в названном временном интервале также фиксируется небольшой пик.

Приведенные (см. рис. 3.9) позволяют заключить, что распределение U-Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов из аркозовых песчаников ишеримской свиты наиболее сопоставимо с таковым в псаммитах джежимской свиты Тимана. Различие состоит в том, что при формировании последних основными источниками кластики выступали комплексы пород архейского и палеопротерозойского возраста; ишеримские метапесчаники, напротив, сложены в основном мезопротерозойской кластикой. Интенсивный мезопротерозойский провенанс-сигнал сближает метапесчаники ишеримской свиты с метаосадочными породами серии Бренневинсфьёрден Шпицбергена, для которых предполагается снос материала с северо-западной части Балтики, где была проявлена гренвильская (свеконорвежская) орогения [Lorenz et al.,

2012], и с песчаниками ашинской серии Южного Урала, источники сноса для которых располагались, как считают некоторые авторы [Кузнецов и др., 2012], вероятно, на квинслендской окраине Австралии. Согласно альтернативной точке зрения [Краснобаев и др., 2019], в качестве источников детритовых цирконов докембрийских толщ Южного Урала вполне могли выступать местные рифейские магматические породы и Тараташский метаморфический блок.

Удовлетворительное соответствие пиков плотности вероятности распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов из метапесчаников ишеримской свиты аккреционно-коллизийными событиями и эпохам гранитоидного магматизма, проявленным в скандинавской части Балтики, позволяет предположить, что в конце мезопротерозоя Ишеримский блок располагался вблизи последней или являлся ее частью. Это предположение подкрепляется присутствием в составе Ишеримского блока Белокаменского метаморфического комплекса дистен-силлиманитового типа, Sm-Nd-изотопный возраст которого ( $973 \pm 49$  млн лет) соответствует одной из свеконорвежских орогенических фаз (Фалькенберг, см. ранее). Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что скорее всего Ишеримский блок входил в состав суперконтинента Родиния. В последнее время появляются также данные о проявлении в пределах Башкирского антиклинория на Южном Урале магматических, метаморфических и гидротермально-метасоматических событий, синхронных Гренвильскому орогенезу [Шардакова, 2018, Шардакова, Холоднов, 2018; и др.].

В настоящее время существует значительное число различных реконструкций положения палеоконтинентов в структуре Родинии [Li et al., 2008; Evans, 2009 и др.]. Как правило, в данных реконструкциях уральская и тиманская окраины Балтики обращены к океану, а западная и северная – контактируют с Лаврентией, Гренландией и (или) Амазонией. Принимая во внимание преобладание мезопротерозойских цирконов в осадочных породах поздневендской ашинской серии Южного Урала и отсутствие соответствующих им источников сноса в восточной части Балтики [Кузнецов и др., 2012], наиболее соответствующей имеющимся фактическим данным представляется модель [Evans, 2009], в которой скандинавская окраина Балтики контактирует с Лаврентией, а южноуральская – с Австралией. После распада Родинии фрагменты Свеконорвежского орогена, соединявшего Балтику и Лаврентию, были рассеяны и вошли в состав тиманид и каледонид Арктического региона в виде

тектонических блоков; их признаки обнаруживаются на территории от арктических островов Канады до Норвегии [Lorenz et al., 2012]. Вполне вероятно, что исследованный нами Ишеримский блок также входил в состав Свеконорвежского орогенического пояса; позднее он был перемещен вдоль тиманской окраины Балтики и вошел в состав позднепротерозойского Тиманского, а затем – позднепалеозойского Уральского орогенов. Принимая во внимание недавнюю реконструкцию Д.В. Метелкина [Metelkin et al., 2015], возможно, что Ишеримский блок является частью выделяемой этим автором плиты Свальбард (в состав которой входит также Шпицберген), соприкасавшейся в структуре Родинии с «гренландской» окраиной Лаврентии недалеко от «скандинавской» окраины Балтики.

Согласно другой точке зрения, мезопротерозойские цирконы могут быть связаны с местным источником сноса, подобным Тараташскому метаморфическому блоку, в котором обнаружены полихронные рифейские диафторические процессы [Краснобаев и др., 2019].

## 4. Реконструкция миграции Ишеримского блока в докембрии

Для иллюстрации траекторий движения Ишеримского блока в докембрийское время привлекаются данные о положении соседних структур – Кваркушко-Каменногорского антиклинория (пассивная окраина палеоконтинента Балтика) и докембрийских блоков фундамента палеозойской Тагильской островной дуги [Петров, 2017].

На западном склоне центральной части Урала наиболее ранние геологические события зафиксированы в стратиграфической последовательности Ишеримской структуры. Терригенные и карбонатные породы среднего рифея (расьинская, мойвинская, муравьинская и ишеримская свиты), по всей видимости, формировались в пределах эпиконтинентальных бассейнов в достаточно спокойной тектонической обстановке. Лишь в конце среднего рифея ( $1079 \pm 41$  млн лет) произошло внедрение даек и силлов долеритов ишеримского комплекса. Большое количество мезопротерозойских цирконов в песчаниках ишеримской свиты позволяет предположить, что в составе источников кластического материала присутствовали магматические и метаморфические породы Готской, Данополонской и Свеконорвежской орогений, проявленных на «скандинавской» окраине Балтики [Петров и др., 2015б]. Частью Ишеримской структуры является белокаменский метаморфический комплекс дистен-силлиманитового типа, возраст которого –  $973 \pm 41$  млн лет – не характерен для «уральской» окраины палеоконтинента, но достаточно точно соответствует одной из фаз Свеконорвежской орогении [Петров и др., 2015а]. По-видимому, в среднем рифее Ишеримский блок был частью «скандинавской» окраины Балтики (или Лаврентии?); позднее, во время распада Родинии, он был отколот от палеоконтинента и вновь аккрецирован при формировании Тиманского горного сооружения. На рис. 4.1 показана реконструкция географического положения Балтики и Лаврентии на 1267 млн лет. Возраст реконструкции соответствует

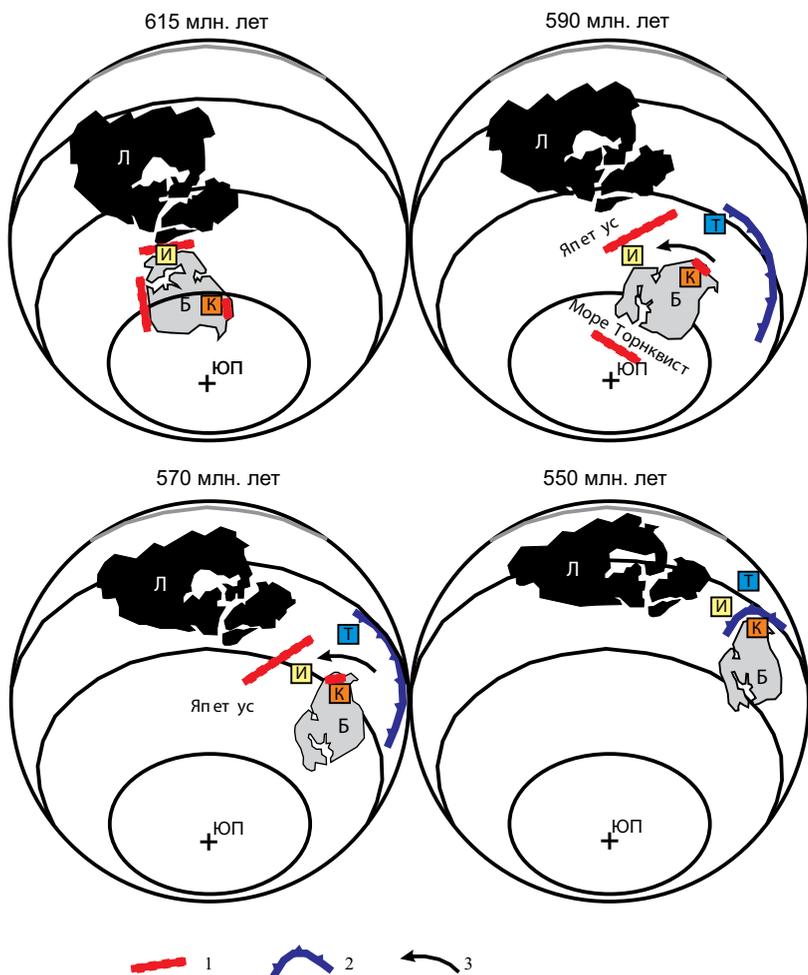


**Рисунок 4.1.** Реконструкция географического положения Балтики (Б) и Лаврентии (Л) на 1267 млн лет ([Buchan et al., 2000]), с добавлениями В.Н. Пучкова [2010]), а также предполагаемая область формирования среднерифейских толщ Ишеримской структуры (И). В квадратиках показано положение рифтогенных магматических комплексов с возрастом 1350–1380 млн лет: 1 – формация Зигзаг-Дал (Zig-Zag Dal), возраст  $1382 \pm 2$  млн лет [Upton et al., 2005]; 2 – диориты скв. Палью в фундаменте Ижемской впадины, возраст  $1370 \pm 20$  млн лет [Андреичев, Литвиненко, 2007]; 3 – машакская свита – 1385 млн лет [Пучков, 2010].

времени формирования синседиментационной (?) полиметаллической минерализации в доломитах мойвинской свиты (1260–1270 млн лет, [Клименко и др., 1998]). Интересно, что возраст галенита в карбонатных породах Ишеримской структуры близок к возрасту баритовой, свинцово-цинковой и флюоритовой минерализации в Башкирском антиклинории Южного Урала – 1200–1230 млн лет [Широбокова и др., 1986; Крупенин, 2004]. На совпадение возраста среднерифейского рифтогенного магматизма (1370–1385 млн лет) Башкирского антиклинория Южного Урала, северной Гренландии и фундамента Ижемской впадины обратил внимание В.Н. Пучков [2010]. Согласно палеомагнитным и палеогеографическим реконструкциям многих авторов [Torsvik et al., 2005; Li et al., 2008; Meert, 2014; Levashova et al., 2015; Lubnina et al., 2014], структурные связи Балтики и Лаврентии сохранялись по крайней мере до конца верхнего рифея.

Вероятно, в позднерифейское время произошло разделение Балтики и Лаврентии; по-видимому, в это же время был отделен Ишерим-

ский блок, возможно, в составе более крупного террейна (рис. 4.2). Позднерифейские комплексы Кваркушко-Каменногорской структуры формировались в окраинно-континентальных бассейнах,

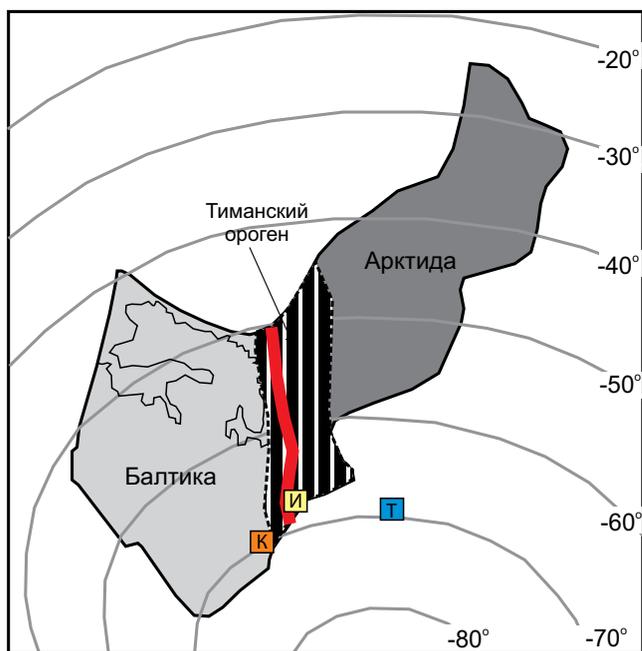


**Рисунок 4.2.** Положение Ишеримской (И), Кваркушко-Каменногорской (К) структур и блоков фундамента Тагильской островодужной системы (Т) на палеомагнитных реконструкциях [Lubnina et al., 2014, с добавлениями].

Палеоконтиненты: Л – Лаврентия, Б – Балтика, ЮП – южный полюс.

1 – рифтовые и спрединговые структуры, 2 – палеозоны субдукции, 3 – направление вращения Балтики по палеомагнитным данным.

где осадконакопление сопровождалось импульсами вулканизма; в это время уже отчетливо реконструируется вулканическая пассивная континентальная окраина. Ранневендские датировки характерны для вулканических и plutonic пород, входящих в состав фундамента палеозойской Тагильской островной дуги. Геохимические особенности этих образований свидетельствуют об их принадлежности к океаническим и примитивным островодужным структурам. По данным Н.В. Лубниной [Lubnina et al., 2014], в ранневендское время происходило вращение Балтики против часовой стрелки (приблизительно на 90° за 45 млн лет). Вероятно, процесс вращения сопровождался проскальзыванием блоков (в том числе Ишеримского) вдоль континентальной окраины, что объясняет миграцию последнего от «скандинавской» к «уральской» окраине палеоконтинента.



**Рисунок 4.3.** Положение Ишеримской (И), Кваркушско-Каменногорской (К) структур и блоков фундамента Тагильской островодужной системы (Т) на реконструкции положения Балтики и Арктиды в кембрийское время [Кузнецов, 2009].

По представлениям Н.Б. Кузнецова [Кузнецов, 2009; Кузнецов и др., 2005], аккреция Ишеримского блока (в составе композитного агломерата террейнов Арктиды?) к окраине Балтики произошла, по всей видимости, в раннем кембрии (рис. 4.3).

Согласно реконструкции Д.В. Метелкина [Metelkin et al., 2015], к «тиманской» окраине Балтики в позднем венде была аккретирована плита Свальбард, представляющая собой часть Арктиды-II, сформировавшейся в окончательном виде к концу пермского периода. Указанные авторы помещают плиту Свальбард на начало позднего рифея в структуру Родинии вблизи «гренландской» окраины Лаврентии; согласно их реконструкциям, Ишеримский блок может быть частью плиты Свальбард. Дальнейшая история Ишеримской и Кваркушко-Каменногорской структур связана с раннепалеозойской пассивной окраиной Балтики и, затем, Лавруссии (Аркт-Лавруссии, по Н.Б. Кузнецову [2009]). Допалеозойские островодужные и океанические образования, вошедшие в состав фундамента палеозойских островных дуг, были аккретированы совместно с последними к континентальной окраине в позднем девоне [Иванов, 1998; Петров и др., 2008; Пучков, 2010]. В позднем палеозое описываемые комплексы находились в составе Уральско-орогена, и их дальнейшая история связана с эволюцией Уральского подвижного пояса.



## 5. Металлогения Ишеримского антиклинория

В пределах Ишеримской структуры известны железорудные, медно-никелевые, золоторудные, вольфрамовые, полиметаллические, кварцевые, флюоритовые проявления, титан-циркониевые пункты минерализации, малое месторождение цитрина Ольховское, а также россыпи золота. Последние приурочены к неогеновым и четвертичным аллювиальным образованиям и в данной работе не рассматриваются.

**Железные руды** Ишеримского антиклинория относятся к ильменит-титаномагнетитовой рудной формации и приурочены к Юбрьшкинскому габбродолеритовому массиву ишеримского комплекса  $RF_2$ . По данным [Клименко и др., 1998], линзовидные рудные тела и амфиболиты Юбрьшкинского проявления приурочены к западному крылу ассиметричной синклинальной складки, в которую смято пластовое тело измененных габбродолеритов вместе с вмещающими сланцами муравьиной и расьинской свит среднего рифея. Складка меридионального простирания осложнена более мелкой складчатостью и крутыми разрывными нарушениями. Рудные тела залегают в подошве линзовидных тел амфиболитов и не выходят за их пределы. Амфиболиты, в свою очередь, залегают в центральных частях расслоенного силла измененных габбродолеритов. Всего выявлено три рудных тела линзовидной формы. Мощность самого крупного среднего тела составляет 20 м, длина – 1 км. Мощности двух остальных тел – по 5 м, длина – 0.35 и 1.20 км. В северо-восточной опущенной части Юбрьшкинского синклинального блока по простиранию на 1.3 км прослеживается только среднее рудное тело, мощность его здесь 5 м. Все названные рудные тела на глубине выполаживаются и имеют восточное погружение под углом  $45^\circ$ .

На южном центриклинальном замыкании синклинальной складки рудные линзы в погруженной части синклинали имеют тенденцию к выклиниванию на современном уровне эрозионного

среза. Наиболее богатое оруденение связано с бесполовошпатовыми амфиболитами. Макроскопически руды представлены темно-зелеными, почти черными породами, состоящими из зерен роговой обманки (0.5–1.0 мм) и крапленников титаномагнетита размером 0.5–1.0 мм [Государственная геологическая карта..., 2002]. Содержание титаномагнетита составляет от 10–25 до 40–50%. Средний удельный вес руд 3.50 г/см<sup>3</sup>. Средний химический состав руд, %: SiO<sub>2</sub> – 25.15; TiO<sub>2</sub> – 7.20; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7.69; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 21.76; FeO – 22.13; MnO – 0.33; MgO – 2.99; CaO – 4.81; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.89; S – 0.22; P – 0.003. В рудах, кроме ванадия, титана и железа, установлено присутствие золота (до 1.0 г/т), серебра (до 2.4 г/т), меди (0.06%), платины (0.17–0.18 г/т). По данным геолого-съёмочных работ [Государственная геологическая карта..., 2002] установлено, что на Юбрьшкинском проявлении рудные амфиболиты существенно отличаются от вмещающих габбродолеритов как по петрохимическому составу, так и по составу минералов. При переходе от габбродолеритов к рудным амфиболитам отмечается увеличение содержания FeO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O и значительное уменьшение – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O.

**Титан-циркониевые** палеороссыпи представляют собой кварцевые и полевошпат-кварцевые кварцитопесчаники с прослоями циркон-рутил-гематитового состава. Рудоносные песчаники спорадически встречаются в разрезе ишеримской свиты и зафиксированы на хр. Молебный Камень, Пут-Тумп и г. Ишерим. Мощность рудных прослоев колеблется от 0.5 мм до 15–20 см. Распределение руд в разрезе неравномерное. Наибольшим распространением пользуются тонкополосчатые разности руд, представляющие или одиночными прослойками среди кварцитопесчаников, или серией сближенных рудных слоев, образующих рудоносные пачки мощностью до 1–2 м. Толщина рудных слоев в таких разностях обычно составляет 1–2 мм. Руды представлены кварцем, серицитом, лейкоксенизированным ильменитом, гематитом, иногда магнетитом, рутилом, цирконом, апатитом, турмалином. По данным химического анализа состав титан-циркониевых руд следующий, %: FeO – 3.47–4.47, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 30.42–43.75, SiO<sub>2</sub> – 12.26–38.50, TiO<sub>2</sub> – 9.77–20.20, ZrO<sub>2</sub> – 0.38–1.06 [Государственная геологическая карта..., 1989]. Значительных концентраций титан-циркониевые руды не образуют и поэтому практического интереса не представляют. Исходными рудоносными породами титан-циркониевых палеороссыпей служили морские песчаные образования, возникшие в прибрежной мелководной зоне. В последующем породы

претерпели региональный метаморфизм, отвечающий фации зеленых сланцев.

**Медно-никелевое** оруденение связано с дайками и силлами метадолеритов и метагаббродолеритов чурольского комплекса. Минерализация представлена вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина, реже пентландита, составляющей 3–5% (до 20–25%). Максимальные установленные содержания меди – 1.78%, никеля – 1.1%. В результате поисковых работ С.Н. Плотникова (1952 г.) и В.Л. Леонова-Вендровского (1969 г.) установлено, что медно-никелевая минерализация связана исключительно с дайками долеритов, носит локальный характер, отличается малыми масштабами распространения (первые десятки метров по простиранию и первые метры по мощности), низкими содержаниями меди и никеля и практического интереса не представляет [Государственная геологическая карта..., 2016].

Наиболее изучено *Чурольское* проявление. Расположено на левом берегу р. Чурол, левого притока р. Вёлс, в 1.7 км ниже его устья. На площади проявления выявлено две дайки габбродолеритов. Дайки прорывают мусковит-кварцевые, углеродисто-хлорит-слюдисто-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые песчано-алевритовые, песчанистые сланцы муравьинской свиты среднего рифея. К восточной дайке приурочено медно-никелевое оруденение. Мощность дайки от 5 до 25 м (средняя 9.5 м), по простиранию прослежена на 1600 м. Западная дайка габбродолеритов безрудная. Азимут простирания даек 30–35°, падение юго-восточное под углом 50–60°. Оруденение в дайке распределено неравномерно. Основная масса дайки содержит редкую сульфидную вкрапленность и лишь непосредственно на проявлении отмечаются два участка площадью 200 и 320 м<sup>2</sup>, где содержание рудных минералов достигает 20–25%. Рудная минерализация в габбродолерите приурочена главным образом к зонам рассланцевания в краевых частях дайки и в меньшей степени содержится во всей породе. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном, незначительно развиты пентландит, малахит, ковеллин. По результатам химического анализа содержания полезных компонентов в рудах составляют, %: Cu – 0.10–1.78, Ni – 0.05–1.10, Co – 0.003. Пробирным анализом в карбонатизированных, хлоритизированных и окварцованных габбродолеритах было обнаружено серебро – до 9.6 г/т. Содержание золота по данным этих же анализов ниже порога чувствительности или на пределе – менее 0.2 г/т [Клименко и др., 1998]. Особенностью Чурольского медно-никелевого оруденения является наличие в рудах теллуридов Au,

Ag, Pb, Ni и Fe, впервые обнаруженных при изучении аншлифов руд в процессе ГДП-50 [Клименко и др., 1998]. Теллуриды (алтаит, мелонит, сиванит, петцит, фробергит) приурочены к наиболее рассланцованным, интенсивно окварцованным, хлоритизированным и карбонатизированным габбродолеритам и, по-видимому, генетически связаны с гидротермально-метасоматическими процессами в зонах рассланцевания и катаклаза в зоне Вёлсовского взброса. По данным минералогического анализа проб-протолок, отобранных из рудных габбродолеритов, содержание халькопирита достигает  $25.5 \text{ кг/м}^3$ . Кроме того, в них выявлены золото в единичных знаках, шеелит и барит, а во вмещающих кварц-серицитовых филлитах непосредственно на контакте с дайкой – флюорит. По данным Ю.А. Волченко с соавторами [2006], во вкрапленных медно-никелевых рудах Чурольского рудопроявления установлены следующие содержания благородных металлов, г/т: Pt – 0.05–0.43, Pd – 0.02–0.12, Au – 0.05–0.25; ряд убывания ЭПГ – Pt, Pd, Ru, Os, Rh, Ir.

Проявление *Ишеримское* расположено на юго-восточном склоне г. Ишерим, в верховьях правого притока р. Ольховка. Проявление связано с дайкой метагаббродолеритов и приурочено к ее лежащему боку. Видимая мощность дайки около 40 м, протяженность около 4.5 км. Оруденением охвачены породы, претерпевшие процессы рассланцевания и катаклаза. Оруденелая зона располагается субпараллельно контакту дайки и прослежена на расстоянии около 460 м. Мощность оруденелой зоны 1.5–2.0 м. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом и никелистым пирротинном. Руды вкрапленные, размер вкрапленников достигает 1–2 см. Наиболее богатое оруденение располагается ближе к контакту лежащего бока дайки, постепенно ослабевает к центру дайки и за ее пределами полностью исчезает. Содержание металлов в рудной зоне, по данным Б.Д. Аблизина (1969 г.), %: Ni – 0.07–0.17, среднее – 0.12, Cu – 0.40–0.79, среднее – 0.60.

Пункты минерализации *Тундрихинский* и *Среднеронихинский* также приурочены к дайкам габбродолеритов и представлены рассеянной вкрапленностью пирротина и халькопирита. Содержание меди в них не превышает 0.25%, никеля – 0.30% [Государственная геологическая карта..., 2016].

**Свинец, цинк.** Полиметаллическая минерализация относится к *свинцово-цинковой метатерригенной стратиформной* формации (Верхнемойвинское проявление) и *свинцово-цинковой карбонатной стратиформной* формации (группа пунктов минерализации «Кожевно» и др.).

Проявление *Верхнеймойвинское* выявлено при проведении ГДП-50 Тулымской площади в 1990 г. [Морозов, 2004]. Расположено в истоках р. Бол. Мойва, в 3 км к северо-востоку от г. Бол. Мойва и в 4.5 км к юго-востоку от устья руч. Лиственничный. Здесь среди крупноглыбовых развалов белых микрокварцитов встречена обильная вкрапленность галенита. На северном склоне г. Большая Мойва закартированы белые метасоматически измененные кварцитопесчаники муравьиной свиты, в которых отмечаются шлировидные обособления и желваки галенита размером до 3 × 4 см. При проведении поисковых маршрутов в 3 км к северу от г. Большая Мойва среди открытого курума на участке площадью 50 × 60 м встречено несколько коренных выходов и элювиальных глыб кварцитов с галенитом, аналогичные описанным. Размеры глыб с бедной вкрапленностью достигают 1.5 × 1.8 × 4.5 м, с богатыми рудами – до 0.9 × 1.2 × 1.8 м. Текстуры руд – вкрапленные, полосчатые, желвако- и шлировидные, шлиры имеют размеры до 5 × 10 × 10 см. Содержание свинца в штучных пробах достигает 55.8%.

Общая мощность рудного тела составляет ~3 м. Горными работами и маршрутами зона галенитовой минерализации прослежена на 3 км. Убогая вкрапленность галенита с размером зерен до 1 × 3 мм встречена в 50 и 150 м южнее рудопроявления в коричневато-серых кварцитопесчаниках. Содержание свинца – до 0.66%.

Группа пунктов минерализации «*Кожевно*» расположена в долине р. Вёлс и приустьевой части р. Посьмак. Пункты минерализации представлены вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита и примазками медной зелени в доломитах мойвинской свиты на контакте с углеродисто-хлорит-серицит-кварцевыми сланцами муравьиной свиты среднего рифея. Пункт минерализации *Северное Кожевно* приурочен к мелкозернистым доломитам с примесью углеродистого вещества и тонкими прослойками углеродистых алевритовых сланцев. Здесь наблюдается редкая мелкая вкрапленность пирита, халькопирита и галенита. Химический анализ минерализованных доломитов дает содержание следующих элементов, %: Cu – 0.01, Zn – 0.01, Pb – 0.03 [Государственная геологическая карта..., 2016]. Пункт минерализации *Среднее Кожевно* представлен бурными железняками, образованными по вкрапленным полиметаллическим рудам. Бурые железняки образуют прослой мощностью до 0.3 м, в зоне переслаивания углеродисто-серицит-карбонатных сланцев с доломитами. По результатам химического анализа бурых железняков получены следующие

содержания, %: Cu – 0.003, Zn – 0.15, Pb – 0.02. Пункт минерализации *Южное Кожевно* расположен на левобережье р. Вёлс, в 1.4 км ниже устья р. Посьмак. Здесь в коренном уступе встречена пачка окварцованных доломитов с прожилково-вкрапленным пиритом. В подошве пачки доломитов выявлена рудная зона мощностью 0.2 м с вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. По результатам химического анализа рудных доломитов получены следующие содержания рудных компонентов, %: Cu – 0.01, Pb – 0.04, Zn – 0.02 [Государственная геологическая карта..., 2016].

**Вольфрамовое** оруденение на площади листа представлено проявлениями вольфрам-серебро-золоторудной жильной формации (Вейнберг), вольфрам-молибденовой скарновой формации (Аблизинское) и несколькими пунктами минерализации.

Проявление *Вейнберг вольфрам-серебро-золоторудной жильной формации* открыто при проведении геолого-съёмочных работ в районе р. Ниолс [Алексеев, Попов, 1988]. Проявление расположено на водоразделе рек Средний Ниолс и Дунья среди серицит-хлорит-кварцевых и серицит-альбит-кварцевых сланцев мороинской свиты среднего рифея с прослоями и линзами кварцитопесчаников, кварцевых гравелитов и конгломератов. На плоской вершине водораздела шурфами вскрыта пачка грубозернистых кварцитопесчаников, гравелитов и конгломератов мощностью 10–15 м, в кровле которой выявлена согласно залегающая, будинированная, хрусталеносная кварцевая жила мощностью 0.02–0.30 м. Горными выработками жила прослежена на 40 м. Среди рудных минералов в кварцевой жиле в значимых количествах наблюдаются вкрапленность и гнезда вольфрамита, шеелита, желваковидные обособления блеклой руды и галенита, отмечается также присутствие халькопирита, халькозина, борнита, сфалерита, золота, серебра и молибденита. Пробирным анализом в штучных пробах определено содержание Au до 28.8 г/т, Ag до 3512 г/т, в борздовых пробах – Au до 5.9 г/т, Ag до 3383 г/т, WO<sub>3</sub> до 2.71%. При изучении полировок установлено, что золото в жиле связано главным образом с блеклыми рудами, точнее – с продуктами их замещения, которые образуют тонкие, точечные, комковатые, червеобразные вкрапления и нитевидные прожилки размером до 0.15 мм. Кроме того, золото идиоморфной, округлой или эллипсовидной формы наблюдалось в агрегатах пирита [Алексеев, Попов, 1988].

*Аблизинское проявление* обнаружено в 1991 г. при проведении ГДП-50 Тулымской площади по результатам заверки площадного механического ореола рассеяния шеелита на западном склоне

высоты 772, в 2.7 км к юго-востоку от устья р. Ольховка (правого притока р. Бол. Мойва) [Морозов, 2004]. Проявление связано со скарнами, образовавшимися на контакте доломитов и слюдисто-хлорит-карбонатно-кварцевых сланцев муравьиной свиты среднего рифея с южным телом Мойвинского гранитного массива. На проявлении установлены скарны с шеелитовой минерализацией, которой сопутствует молибденит. В пяти пробах на проявлении определено содержание  $WO_3$  от 0.23 до 2.71%. Г.Г. Морозовым выполнена оценка прогнозных ресурсов  $WO_3$  Аблизинского проявления по категории P2 в количестве 6.1 тыс. т.

Подобные вольфрамоносные пироксен-гранатовые скарны и скарноиды различного состава были обнаружены также в экзоконтакте Шудьинского гранитного массива [Клименко и др., 1998]. Скарны приурочены к контакту пород мойвинской и муравьиной свит. Минералогический состав скарнов: моноклинный пироксен, гранат, эпидот, альбит, микроклин, кварц, амфибол и др. Минералогическим анализом определены следующие рудные минералы: шеелит, молибденит, ортит, торит, барит, флюорит, минералы группы тантало- и титанониобатов, пирохлор, золото, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, малахит, кроме того, определен фенакит до 8%. По данным количественного спектрального анализа максимальные содержания W (более 0.1%) характерны для гранитов, скарнов и скарноидов. Граниты характеризуются повышенными содержаниями W – 0.06%, Mo – меньше 0.001, Bi – меньше 0.001, BeO – 0.0014, Sn – 0.00086%. В метасоматитах и тальк-магнетитовых рудах (участок «Шудьинский») выявлены фенакит, шеелит, молибденит, а также пирит, магнетит. На западном контакте гранитов Шудьинской интрузии (участок «Усть-Рассоха») химическим анализом установлены максимальные содержания следующих минералов, %: W – до 0.190, Be – до 0.207, Sn – до 0.025, Bi – до 0.068.

**Молибденовая** минерализация в пределах Ишеримского антиклинария представлена несколькими пунктами минерализации.

Минерализация *молибден-порфировой* рудной формации связана с гранитами Вёлсовской интрузии и отмечается в восточной ее части. Здесь в 3 км юго-восточнее г. Пропащая известен пункт минерализации *Пропащая гора*, где в гранитах по данным минералогического анализа содержание молибденита 1.4 г/т [Государственная геологическая карта..., 2016]. В западной части интрузии молибденит отмечается лишь в единичных знаках. В южном экзоконтакте Вёлсовской интрузии в пункте минерализации 4 км

юго-восточнее г. Пропащая молибденит встречен в слюдистых доломитах и слюдисто-кварцевых сланцах муравьиной свиты. Молибденовая минерализация связана и с дайками гранит-порфиров вёлсовского комплекса (пункт минерализации 5.3 км севернее г. Ойка-Чахл).

Минерализация молибдена *вольфрам-молибденовой* скарновой формации зафиксирована на хр. Муравьиный Камень (пункт минерализации *Хребет Муравьиный Камень*), где в делювиальных обломках шеелит-содержащих гранат-пироксен-эпидотовых скарнов отмечаются чешуйки молибденита.

**Флюорит.** Проявление флюорита *Посьмакское* находится в уступе правого коренного берега р. Посьмак в 2 км выше ее устья [Клименко и др., 1998]. В геологическом строении участка принимают участие серые и темно-серые углеродистые доломиты и известняки мойвинской свиты. Падение пород восточное и северо-восточное под углом 50–70°. Породы смяты в мелкие изоклиальные складки и разбиты мелкими крутопадающими (на восток под углом 55–70°) разрывными нарушениями северо-западного субмеридионального простирания. Флюоритовое проявление было выявлено в осветленных, окварцованных, мусковитизированных и пиритизированных доломитах светло-серого и белого цвета. Залегание минерализованной зоны: азимут падения 65–70°, угол 50–70°. В центральной части зоны метасоматически измененных доломитов канавами, шурфами и скважинами УКБ-12/25 вскрыта вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация флюорита. На отдельных участках вскрыты жилы и линзы флюорита длиной до 5–7 м и мощностью 10–25 см с максимумом в раздувах до 0.5 м, более чем на половину объема сложенные флюоритом. По данным минералогического анализа штучных проб содержание флюорита в них достигает 67%. Текстуры руд прожилково-вкрапленные, с содержанием флюорита до 10–15%. Рудные тела имеют в плане линзовидную форму, длиной от 10–15 до 30–40 м. Ширина их колеблется в пределах от 2 до 5 м. Истинная мощность их достигает 4.0–4.5 м. Горно-буровыми работами рудные флюорита прослежены по простиранию в северо-северо-западном направлении на расстояние 100 м. Флюорит от мелкокристаллического во вкрапленниках и гнездах размерами до 2–3 см в диаметре, до средне- и крупнокристаллического в послойных линзочках и жилах. Цвет флюорита от фиолетового до темно-сиреневого. Редко встречается бесцветный флюорит. В доломитах, с прожилково-вкрапленной флюоритовой минерали-

зацией, химическим анализом в бороздовых и штуфных пробах установлены содержания фтора до 11.15%. В единичных штуфных пробах содержание фтора из флюоритовых жил составляет 32.8%. В пересчете на минеральную форму это составляет соответственно 22.9 и 67.3% флюорита.

Б.В. Клименко [1998] выполнил прогнозную оценку флюорита на участке «Посьмакский» по категории  $P_1$  в количестве 28.5 тыс. т.

**Цитрин.** Месторождение *Ольховское (Хрустальное)* расположено на северном склоне хр. Ольховочный, на левобережье р. Ольховка, в 4.6 км выше ее устья. Открыто как месторождение горного хрусталя. В кварц-серицит-хлоритовых сланцах муравьиной свиты в меридиональной зоне расщепления подсечена кварцевая жила длиной 50 м, мощностью до 8 м. Падение жилы восточное, угол падения около  $30^\circ$ . В южной части жилы встречены кристаллы горного хрусталя размером до  $6 \times 10$  см, окрашенных в цвета от желтых до густо-дымчатых оттенков, отмечаются друзы и щетки цитрина. Кроме кварцевой жилы, в коренном залегании на месторождении встречаются делювиальные глыбы белого кварца с кристаллами горного хрусталя длиной до 70 мм. По данным экспертизы горный хрусталь не отвечает требованиям промышленности из-за трещиноватости кристаллов, двойников, блокования и присыпок [Буканов и др., 1972], однако он представляет интерес как коллекционный материал. Главное промышленное значение имеют кристаллы цитрина, используемого в качестве драгоценного камня. На месторождении были подсчитаны запасы по категории  $A + B + C_1$ . Месторождение частично отработано при разведке и частично разграблено «хитниками».

**Горный хрусталь.** В пределах Ишеримского блока известно значительное количество находок горного хрусталя. Содержится он в маломощных кварцевых жилах, небольших полостях в песчаниках и сланцах рифейского возраста, представлен мелкими трещиноватыми и свилеватыми, часто непрозрачными кристаллами с включениями хлорита. Кондиционных кристаллов горного хрусталя на исследуемой площади не встречено, но он может использоваться как коллекционный материал. Далее приведено описание наиболее интересных проявлений и пунктов минерализации [Государственная геологическая карта..., 2016].

Проявление *Нерпвинское* расположено на левобережье р. Нерпвин-Я, в 1 км южнее устья ее притока. Представлено развалом крупных глыб (до  $1.3 \times 3.0$  м) хрусталеносного кварца. По

развалам, имеющим меридиональное простирание, жилы прослежены на 180 м. Кристаллы горного хрусталя короткопризматические, прозрачные, полупрозрачные, длиной до 10 см и толщиной до 8–10 см, встречаются в друзах размером до 30 × 40 см.

Проявление *Пыпкинское* расположено на водоразделе рек Нерпвин-Я и Пыпкин-Нель-Я, в 700 м от слияния двух составляющих истоков р. Пыпкин-Нель-Я. В шурфе вскрыта кварцевая жила мощностью от 10–15 до 35 см. В раздуве одной из апофиз встречено гнездо, содержащее 120 кристаллов бесцветного и дымчатого горного хрусталя размером от 1 × 3 до 8 × 10 см. Кристаллы длинно- и короткопризматические. Дефекты кристаллов: сильная трещиноватость, значительная замутненность наиболее крупных кристаллов, наличие хлоритовой минерализации.

Проявление *Мартайское* расположено на западном склоне хр. Мартай, в истоках безымянного ручья, в 1.1 км юго-западнее абсолютной отметки 1046 м. В пределах проявления развиты кварцито-песчаники ишеримской свиты, которые секутся сетью кварцевых жил. В двух жилах мощностью 0.5 м имеются занорыши величиной около 15 × 30 см, в которых наблюдаются щетки горного хрусталя размером до 7 см по длинной оси и до 1 см в поперечнике. Отмечаются кристаллы как чистые, прозрачные, так и замутненные. Большинство из них в хлоритовой рубашке, трещиноваты и с дефектами.

Проявление *Ханхарское*. Среди элювиально-делювиальных крупноглыбовых развалов кварцито-песчаников ишеримской свиты встречены крупные обломки кварцевой жилы с занорышами, выполненными кристаллами горного хрусталя. Глыбы белого кварца достигают размера 0.7 × 1.0 × 2.2 м. Хрусталь преимущественно короткопризматический, высота кристаллов до 6.1 см, диаметр 5–6 см. Мелкие разности водяно-прозрачные, более крупные кристаллы молочно-белые, непрозрачные.

Пункт минерализации *Хрустальная горка 1*. Серия мелких кварцевых прожилков и линзовидная кварцевая жила длиной 1 м в коре выветривания. В линзе кварца кристаллы темно-серого, дымчатого горного хрусталя длиной до 3 см, диаметром 1.5 см. В делювии найдены кристаллы и сростки дымчатого горного хрусталя длиной до 10 см.

По заключению Центрально-Уральской ГРЭ объединения «Уралкварцсамоцветы» кварц описанных проявлений может быть использован как коллекционный материал (ОСТ 41-01-143-79).

По мнению автора, учитывая высокое качество геологосъемочных и поисковых работ, выполненных сотрудниками «Пермгеокарт» (Б.Д. Аблизиним, В.Я. Алексеевым, И.Б. Поповым, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко, Г.П. Снитко и многими другими) и других организаций, на исследуемой территории сложно ожидать открытия промышленных месторождений перечисленных полезных ископаемых, пожалуй, кроме вольфрама и флюорита. Наибольший интерес представляют рудопроявления *золота*, локализованные в том числе в средне- и позднерифейских углеродистых сланцах, и пространственно совмещенные с ними россыпные месторождения [Государственная геологическая карта..., 1989; Золоев и др., 2001; Тектоническое районирование..., 2006; Додин и др., 2007].

Наибольшим распространением и наилучшей изученностью характеризуются проявления и пункты минерализации *золото-сульфидной* формации [Государственная геологическая карта..., 2016] – проявления группы Поповская Сопка, Чарынтупские, Сурьинское и др.

Группа Поповская Сопка расположена на возвышенности Поповский Увал и представлена тремя проявлениями *Поповская Сопка (проявление 4)*, *Поповская Сопка (проявление 5)* и *Поповская Сопка (проявление 6)*, расположенными в поле распространения пород ишеримской свиты. По данным поисковых работ, в результате спектро-золото-метрического опробования выявлены два перспективных участка, аномальные содержания на которых зачислялись горными выработками [Государственная геологическая карта..., 1989]. В результате этих работ установлено, что потенциальные рудные зоны в плане имеют форму меридионально вытянутых полос при ширине до 300 м и длине до 2 км. Наиболее перспективной и изученной считается западная полоса, включающая три отмеченных проявления. Здесь развиты слюдястые рассланцованные кварцитопесчаники, вмещающие линзы серицит-хлорит-кварцевых сланцев. Строение участка осложнено тектоническими нарушениями сбросового характера субмеридионального простирания. По плоскостям нарушений наблюдается внедрение даек габбродолеритов, гранит-порфиров, развиты кварцевые жилы и тектонические брекчии. Породы часто метасоматически изменены, что выражается в их карбонатизации, приритизации, окварцевании и изменении до березитоподобных серицит-карбонат-кварцевых или листовитоподобных хлорит-карбонат-кварцевых сланцев. На участке развиты коры выветривания мощностью до

3 м. Золотоносными являются кварцевые жилы, продукты гидротермального заполнения тектонических трещин, различные вмещающие породы, измененные гидротермальными процессами. Кварцевые жилы встречаются как в виде одиночных согласных, мощностью до 0.5–1.0 м, при простираии до 20–30 м, так и в виде серий жил, отстающих друг от друга на 2–3 м. Рудный минерал в кварцевых жилах – пирит (редко с оторочкой халькопирита), в единичных случаях встречается самородное золото. Содержание золота по данным бороздowego опробования не превышало 2.1 г/т (серебро – до 9.3 г/т), по штупному опробованию содержание золота до 55 г/т [Государственная геологическая карта..., 2016]. Серицит-карбонат-кварцевые сланцы (березитоподобные) часто интенсивно пиритизированы, как правило, сопровождают зоны окварцевания и развития кварцевых жил, располагаются в виде неправильных тел мощностью до 20 м. По данным пробирного анализа содержание золота в таких породах составляет 0.20–0.35 г/т, серебра – до 5.7 г/т. Окварцованные и пиритизированные слюдястые кварциты, кварцитопесчаники, серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы включают до 1.3 г/т золота при содержании серебра до 9.3 г/т. Тектонические брекчии представляют собой обломки пород и жильного кварца, сцементированные в зоне окисления гидроокислами железа и превращенные в глиноподобные охристые породы. Содержание золота в тектонических брекчиях достигает 2.1 г/т при содержании серебра до 9.1 г/т. Описанные проявления не исследованы на глубину и недостаточно изучены с поверхности.

Проявление *Южночарынтупское* расположено на водоразделе левых притоков р. Широкая, на юго-западном пологом склоне высоты с абсолютной отметкой 738.2 м. Метасоматиты листвениит-березитовой формации вскрыты канавами на протяжении более 100 м и имеют разный состав: пирит-альбит-карбонат-кварцевый, пирит-карбонат-кварц-альбитовый, альбит-карбонат-кварцевый, карбонат-альбит-кварцевый, карбонат-хлорит-кварцевый с фукситом, фенгит-пирит-карбонат-кварцевый. Наиболее золотоносными являются пирит-альбит-карбонат-кварцевые и альбит-карбонат-кварцевые породы, насыщенные золотоносными кварцевыми жилами мощностью 5–10 см, с видимым золотом и сульфидами (пирит, галенит). Содержание золота в альбит-карбонат-кварцевых метасоматитах по пробирному анализу бороздowych проб на мощность 4 м составляет 3.7 г/т, в том числе по свободному золоту 0.4 г/т на ту же мощность (по результатам

промывки протолочек). В пирит-альбит-карбонат-кварцевых метасоматитах по бороздовым пробам содержание золота составило от 1.2 до 2.5 г/т. В остальных метасоматитах содержание золота не превысило 1.5 г/т. На проявлении встречаются субсогласные кварцевые прожилки мощностью 0.1–0.2 м, в которых содержание золота по пробирному анализу – от 0.4 до 15.2 г/т [Государственная геологическая карта..., 2016].

Проявление *Северочарынтупское* расположено на юго-восточном пологом отроге г. Уле-Чарын-Тумп. Здесь канавами вскрыты листовениты с обильной вкрапленностью сульфидов, аналогичные проявлениям Поповская Сопка и Южночарынтупское. В метровом интервале среди альбит-карбонат-мусковит-кварцевых метасоматитов пробирным анализом установлено содержание золота в количестве 4.3 г/т [Государственная геологическая карта..., 2016].

*Сурынское* проявление и схожие с ним *Северо-Сурынское*, *Канава 12*, отнесены к золотосульфидному типу минерализованных зон, локализованных среди углеродистых сланцев [Государственная геологическая карта..., 2006].

*Сурынское проявление* золотосульфидного типа представлено зоной прожилково-вкрапленной минерализации пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд и других сульфидов, сульфоарсенидов, теллуридов с содержаниями золота до 8.0 г/т и платины – до 3.7 г/т [Тектоническое районирование..., 2006]. В районе рудопроявления располагаются известные россыпные золоторудные месторождения – Вагранское и Сурья Казанская [Государственная геологическая карта..., 2006]. Встречаются единичные дайки метаморфизованных гранитоидов, более распространены тела метадолеритов. Под прогнозируемой рудной зоной, по геофизическим данным [Карта..., 1993], располагается крупный погребенный гранитоидный массив.

Золотое оруденение Сурынской зоны локализовано в углеродисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцах вёлсовской свиты. Эти породы в зонах тектонической переработки содержат значительное количество маломощных сульфидсодержащих карбонат-кварцевых прожилков (1–5 мм), как согласных со сланцеватостью, так и секущих ее. Сульфиды формируют гнездовую вкрапленность линзовидной формы в кварцевых жилах или в зонах окварцевания. Местами наблюдаются зоны сближенных прожилков, где жильный материал составляет до 40–60% массы породы. Содержание рудных минералов в прожилках может достигать

50%. Главный рудный минерал – пирит, его содержание варьирует от 1 до 50%. Второстепенные минералы, %: халькопирит – до 3.0, рутил – 1.0–2.0, герсдорфит – от единичных зерен до 1.0, галенит – от единичных зерен до 0.5, сфалерит – до 0.5, пирротин, кобальтин [Петров и др., 2015в]. Редкие минералы, образующие вкрапленность единичных и редких зерен, представлены блеклой рудой (теннантитом), пентландитом, макинавитом, самородным золотом, молибденитом, магнетитом. В процессе выветривания появляются гидроксиды железа, ковеллин, дигенит.

Изучение последовательности кристаллизации рудных минералов, выполненное В.В. Александровым [Петров и др., 2015в], позволило выделить три генерации сульфидов, с которыми ассоциируют сульфоарсениды, теллуриды, золото и металлы платиновой группы (?); при этом зафиксировано три типа выделений золота, вероятно представляющего собой разные генерации.

Золото I типа встречается в виде зерен в кварцевых прожилках, часто в сростании с кристаллами пирита первой генерации либо рядом с ним. Для зерен золота этого типа характерны размеры от 0.07 до 0.10 мм. Форма их изометричная, очертания в основном ксеноморфные, реже идиоморфные. Иногда они содержат микровключения мелких (~5 мкм) идиоморфных зерен минерала, предположительно, из группы теллуридов золота и серебра. Золото II типа более распространено, оно обычно образует в породе вкрапленность редких и единичных зерен. Золото этого типа присутствует в виде вкрапленности в гнездах и зонах развития кварца, карбоната, пирита второй генерации, халькопирита, герсдорфита и галенита. Размеры зерен 0.01–0.02 мм, реже до 0.04 мм, форма вытянутая или округлая, очертания ксеноморфные. Золото III типа не связано с кварцевыми прожилками и зонами сульфидизации и окварцевания. Оно образует вкрапленность в нерудных минералах, часто находится в сростании с углеродистым веществом или ассоциирует с пиритом третьей генерации. Форма выделений золота данного типа достаточно своеобразна – это тонкие (1–3 мкм), вытянутые и развивающиеся между зернами нерудных минералов зерна, длиной 0.01–0.02 мм. Реже отмечаются зерна почти изометричной формы диаметром до 0.035 мм. Цвет их насыщенный желтый, что характерно для высокопробного металла. В большинстве случаев золото III типа образует в породе единичные зерна, но иногда оно формирует небольшие вкрапленные гнезда, где количество мелких индивидов может достигать нескольких десятков.

Во всех изученных аншлифах из пород Сурьинской зоны отмечено углеродистое вещество, представленное равномерной вкрапленностью мелких (~1 мкм) округлых чешуек и чешуйчатых агрегатов. Содержание его обычно составляет от 3 до 5%. Реже встречаются чешуйки графита длиной 0.02–0.04 мм. При окварцевании и кристаллизации сульфидов углеродистое вещество исчезает.

По результатам проведенного В.В. Александровым минералогического исследования пород с рудной минерализацией, по их структурным и типоморфным особенностям выделены три ассоциации рудных минералов, вероятно отвечающих трем стадиям минералообразования в породах Сурьинской рудоносной зоны [Петров и др., 2015в]. На *первой стадии* образовались пирит, халькопирит, золото, минерал из группы теллуридов золота. Эта ассоциация сопровождается согласными с рассланцеванием кварцевыми прожилками, часто будинированными и катаклазированными. Гнездовая вкрапленность сульфидов может достигать 40%, но чаще она составляет 1–5%. На *второй стадии* образовались минералы второй генерации: пирит, халькопирит, герсдорфит, галенит, сфалерит, пирротин, кобальтин, блеклая руда, пентландит, макинавит, золото, минералы группы платины (?), магнетит и проблематичные редкие штюцит, паракостибит, купростибит, брейтгауптит, линнеит, умангит, риккардит, петцит. Минералы второй ассоциации наиболее часто развиваются в зонах тектонического дробления, смятия, рассланцевания, где как накладываются на кварцевые прожилки с пиритом первой генерации, так и развиваются в породе в виде линзовидных гнезд и рассеянной вкрапленности. Сульфиды второй стадии всегда сопровождаются кварцем и карбонатами. В *третьей стадии* образовывались пирит, золото и калаверит. Минералы третьей генерации обычно формируют вкрапленность в породах вне пределов сульфидно-кварцевых прожилков и зон окварцевания. Характерной особенностью выделения указанных минералов являются тонкие вытянутые ксеноморфные зерна, развивающиеся между зернами нерудных минералов. Часто наблюдаются и срастания их с углеродистым веществом.

Все три стадии минералообразования в породах Сурьинской рудоносной зоны являются продуктивными, несущими золотую минерализацию. Зерна золота первой генерации имеют наиболее крупные размеры (до 0.1 мм). Максимальные содержания в пределах Сурьинской зоны (8.22 и 9.30 г/т) обусловлены именно таким типом золота. Он же скорее всего является и источником россыпей. Золото второй генерации имеет размеры 5–40 мкм

и дает содержания от 0.04 г/т до 2.40 г/т. Золото третьей генерации образует в породах редкие мелкие (1–10 мкм) зерна. Вероятно, в большинстве случаев содержание его составляет порядка  $n \times 0.01$  г/т, но местами такое золото образует гнездовые участки с вкрапленностью многочисленных мелких (1–35 мкм) вытянутых индивидов, развивающихся между зернами других минералов. В таких случаях содержание металла значительно выше (до 0.77–5.45 г/т). Изучение генераций сульфидов показало, что на большей части рудной зоны они последовательно развиваются, накладываясь друг на друга; разные генерации Au также в той или иной степени присутствуют вместе (таким образом, содержания золота в пробах обычно обусловлены металлом всех трех генераций). Золото первой и третьей генераций чаще обуславливает локальные зоны с высокими содержаниями, а золото второй генерации содержится в значительных объемах пород с более низкими содержаниями. Зерна предполагаемых металлов платиновой группы, выявленные при изучении аншлифов, приурочены, как указано ранее, ко второй генерации рудных минералов. Аналитически зафиксированные (атомно-абсорбционный метод) содержания Pt и Pd в сумме достигают 3.71 г/т. В рудных минералах Сурьинской зоны – пирите, герсдорфите, кобальтине, сфалерите – почти повсеместно наблюдается примесь благородных металлов – Au, Ag, Pt, Pd (от 0.01 до 0.12%), что, как и наличие разнообразных интерметаллидов, характерно для крупных золоторудных месторождений, локализованных в черных сланцах [Лавёров и др., 2000].

Авторские прогнозные ресурсы золота прогнозируемого Сурьинского рудного поля по категории P<sub>2</sub> составляют 52 т [Государственная геологическая карта..., 2006].

Среди проявлений и пунктов минерализации *золото-сульфидно-кварцевой формации* следует отметить проявление *Золотая горка*. Оно расположено в 3.8 км северо-западнее г. Нятый Тумп. В углеродисто-кварцевых сланцах развита линейная кора выветривания с обломками жильного кварца. Ширина зоны до 200 м, длина 7.5 км. Пробирным анализом в жильном кварце по бороздовым пробам установлено содержание золота от 0.1 до 8.9 г/т.

Золотое оруденение *формации золотоносных кор* выветривания представлено одним проявлением и несколькими пунктами минерализации. Проявление *Надеждо-Еленинское* выявлено при проведении геолого-разведочных работ на россыпи золота в 1981–1986 гг. Оно расположено в зоне регионального рудоконтролирующего Поповского разлома. Золоторудная мине-

рализация выявлена в структурной коре выветривания по минерализованным известнякам, в аргиллизитах и метасоматически измененной дайке гранит-порфиров. Глинистые породы насыщены кристалликами хрусталевидного кварца и пирита. На поверхности рудоносная зона прослежена на расстояние 2 км, при ширине 100–300 м. В пределах рудоносной зоны выявлены два участка золотоносных химических кор выветривания, в северной и южной частях, протяженностью по 500 м каждый. Ширина выходов этих участков 40–100 м. Бурением установлено, что коры выветривания прослеживаются на глубину более 60 м. В верхних частях коры выветривания пробирным анализом определено содержание золота от 0.3 до 3.8 г/т. Надеждо-Еленинское проявление нуждается в дальнейшем изучении. В остальных пунктах минерализации золотоносных кор выветривания содержание золота на уровне 0.1–0.3 г/т.

Автором проведен анализ критериев рудоносности и поисковых признаков, что позволило выделить площади, перспективные для поисков золоторудных месторождений [Петров, Маслов, 2009, 2010; Петров, 2014, Петров и др., 2015в].

## **Поисковые критерии и признаки золотого оруденения в докембрийских черносланцевых толщах Ишеримского антиклинория**

О наличии благороднометалльного оруденения в углеродистых толщах Ишеримского антиклинория в настоящее время свидетельствует значительное число данных. Уже первые результаты несистематических, во многом рекогносцировочных работ по исследованию данной проблемы показали наличие в ряде районов рудных уровней концентраций благородных металлов, что позволяет наметить региональные критерии прогнозирования благороднометалльного оруденения – литологический, стратиграфический, тектонический, метаморфический и магматический.

*Литологический критерий.* По нашим данным и результатам работ других исследователей [Волченко и др., 2001; Золоев и др., 2001; Государственная геологическая карта..., 2003; Додин и др., 2007; Петров, Маслов, 2010], в углеродистых сланцах Ишеримского антиклинория обнаружены высокие содержания благородных металлов, в ряде случаев достигающих рудных концентраций (более 1 г/т). Таким образом, пространственную

ассоциацию благороднометалльного оруденения с тонкотерригенными углеродистыми толщами можно считать установленным фактом. Кроме седиментогенной обогащенности благородными металлами, важным фактором является присутствие пород, по минеральному составу и физическим свойствам наиболее благоприятных для локализации оруденения и легко подвергающихся метасоматическим процессам, в том числе золоторудным. Наиболее благоприятны для образования золотосульфидных руд углеродисто-хлорит-серицит-кварцевые и углеродисто-хлорит-серицит-кварцевые карбонатсодержащие сланцы. Это тонкопосчатые за счет метаморфической расслоенности породы с чередованием контрастных по физико-механическим свойствам существенно кварцевых и углеродисто-хлорит-серицитовых слоев мощностью от менее 1 мм до первых мм, часто сплюснутые, кливажированные с разбужинированными прослоями слоев серицит-кварцевого состава и кварцевых прожилков. Благоприятными для локализации руд являются также повсеместно распространенные кварцевые жилы и прожилки, разбужинированные при более поздних пластических деформациях рудовмещающих толщ. Горизонты песчаников, известняков, а также подошвы тектонических пластин могут служить барьерами для миграции гидротермальных растворов, под которыми происходит формирование гидротермально-метасоматических рудных залежей.

*Стратиграфический критерий.* Благороднометалльное оруденение приурочено к двум стратиграфическим уровням распространения тонкотерригенных углеродистых толщ: среднерифейскому (муравьинская свита) и позднерифейскому (вёлсовская свита).

*Тектонический критерий.* В региональном плане многие потенциальные рудные узлы и перспективные участки приурочены к шовным зонам, разделяющим структурно-тектонические подразделения первого и второго порядков: Ишеримский антиклинорий Центрально-Уральского поднятия (допалеозойская кора континентального типа) и Присалатимский аллохтон, в состав которого входят палеозойские батинальные комплексы палеоконтинентальной рифтогенной пассивной континентальной окраины [Петров, Пучков, 1994]. Главными разрывными нарушениями района являются субмеридиональные тектонические швы, входящие в систему Главного Уральского разлома, – Поповский, Тошемский и др. Сформировавшись в различное время и в различных геодинамических обстановках, структурно-вещественные ком-

плексы впоследствии, в результате коллизионных процессов претерпели ряд структурно-тектонических преобразований. Неоднократная переориентировка тектонических напряжений привела к наложению разновозрастных дислокаций. Современная структура представляет собой сложную складчато-надвиговую систему, где наблюдаются сближенные блоки земной коры различного типа и строения. Широкое развитие имеют системы разноамплитудных опрокинутых и изоклинальных складок с размахом крыльев от первых сантиметров до сотен метров с широким развитием плейчатости. Вдоль крупных тектонических нарушений субмеридионального заложения трассируются зоны милонитизации, будинажа и окварцевания, которые являются рудовмещающими, что отмечается на ряде проявлений (например, на Сурынском [Золоев и др., 2001]), где оруденение приурочено к приразломным зонам смятия и дробления. Золотоносные сульфидно-карбонат-кварцевые жилы и березитовые метасоматиты верховьев р. Вёл также приурочены к Поповскому разлому [Государственная геологическая карта..., 1989].

*Метаморфический критерий.* Все известные благороднометалльные проявления Ишеримского антиклинория расположены в области распространения пород зеленосланцевой фации метаморфизма. Черные сланцы муравьинской свиты расположены во внешней (зеленосланцевой) части ореола зонального сиалического плутонометаморфизма дистен-силлиманитового типа. На фоне регионального метаморфизма выделяются блоки пород, для которых характерны метасоматические преобразования различной интенсивности. Потенциально рудоносные зоны характеризуется широким развитием окварцевания и карбонатизации, наибольшее проявление которых отмечено в блоках с высокой степенью трещиноватости. Окварцевание, сопровождающееся сульфидной и благороднометалльной минерализацией, развито как по массе породы, так и в виде жил и прожилков. Прожилки обычно неровные, часто смятые и разбудинированные. Содержание сульфидной минерализации в прожилках на отдельных участках достигает 60–70%. В пределах Верхневагранской зоны и Вёлсовского потенциального рудного узла проявлены метаморфические изменения с развитием хлоритоида и анкерита. Содержание хлоритоида колеблется от 1 до 20%. На таких участках в составе сульфидной минерализации помимо обычного набора минералов (пирит, халькопирит) появляются герсдорфит, ульманнит и кобальтин [Тектоническое районирование..., 2006]. Локальность проявления

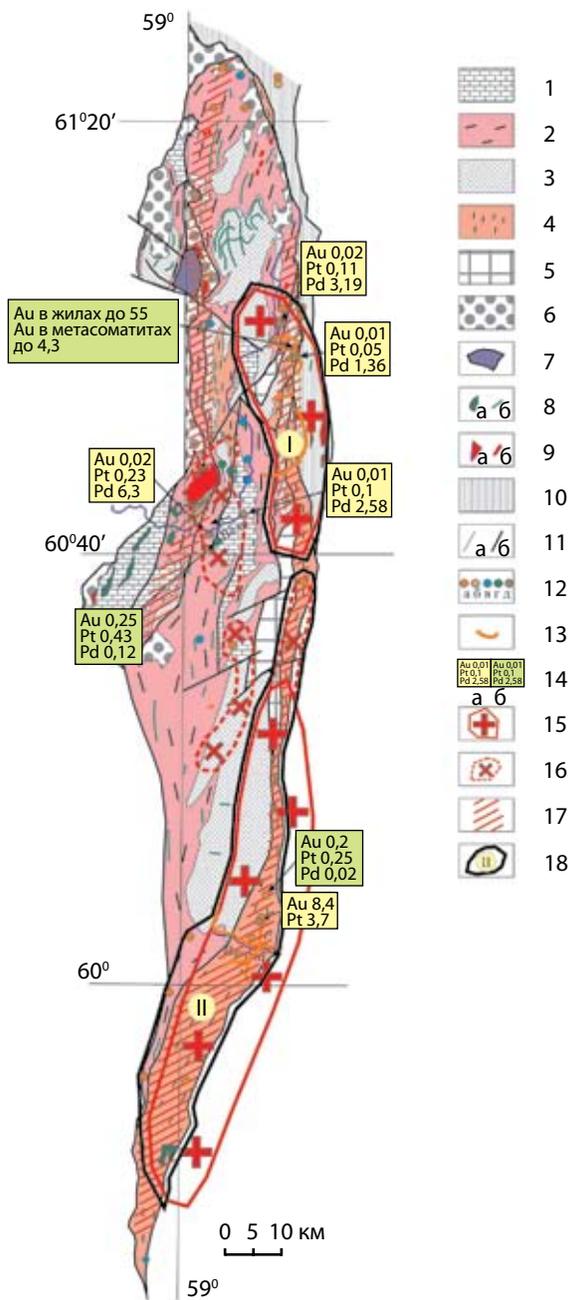
этого процесса может свидетельствовать о более интенсивном проявлении гидротермальной деятельности, которая может быть связана со скрытыми на глубине интрузиями кислого состава. Кроме того, отмечены березитизированные породы, связанные с дайками гранит-порфиров и золоторудными кварцевыми жилами [Государственная геологическая карта..., 1989].

*Магматический критерий.* Связь между магматическими образованиями и благороднометалльным оруденением в пределах выделенных перспективных зон просматривается далеко не всегда. Вместе с тем нужно отметить следующее. Единичные дайки гранитоидов вёлсовского комплекса сопровождают золотосульфидную минерализацию на Сурьинском рудопроявлении. Метасоматические изменения (развитие анкерита и хлоритоида) пород Сурьинского проявления и наличие в его пределах арсенидной и стибнитовой минерализации, гамма-спектрометрических аномалий характерны для околосредоточных частей гранитных массивов, что позволяет предположить наличие на глубине нескрытого эрозионными процессами массива гранитоидов (что подтверждается геофизическими данными). В пределах Вёлсовского потенциального рудного узла известны небольшие массивы гранитов и гранит-порфиров (Посьмакский и др.), а также дайки гранитового состава, ореолы березитизации и анкеритизации.

Интерпретация гравиметрового поля, выполненная Н.Г. Берлянд [Карта..., 1993], показала наличие под известными золоторудными и платинометалльными проявлениями и россыпными узлами (Верхневёлсовским и Вагранским) Ишеримского антиклинория крупных, не вскрытых эрозией гранитных массивов (рис. 5.1).

### **Рисунок 5.1.** Поисковые признаки благороднометалльного оруденения Ишеримского антиклинория [Петров, 2014].

1 – терригенные и карбонатные породы расьинской и мойвинской свит  $RF_2$ ; 2 – углеродистые сланцы муравьиной свиты  $RF_2$ ; 3 – кварцитопесчаники ишеримской свиты  $RF_3$ ; 4 – углеродистые, слюдяно-кварцевые сланцы вёлсовской свиты  $RF_3$ ; 5 – дистен-гранат-ставролит-слюдяные кристаллические сланцы  $RF_3$ ; 6 – терригенные отложения  $O_{1-3}$ ; 7 – перидотиты; 8 – габбро и долериты; 9 – гранитоиды; 10 – метабазалты; 11 – геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 12 – рудопроявления золота (а), вольфрама (б), свинца и цинка (в), меди и никеля (г), платиноидов (д); 13 – россыпи золота; 14 – результаты анализов на золото и МПГ из проб, отобранных в ходе работ с участием автора (а) и заимствованные из литературных источников (б); 15, 16 – контуры кровли погребенных гранитных массивов [Карта..., 1993]: массивы мощностью более 2 км (15) и менее 2 км (16); 17 – зоны интенсивных тектонических деформаций; 18 – прогнозируемые Вёлсовский золоторудный узел (I) и Верхневагранская золоторудная зона (II).



Анализируя перечисленные факторы, можно сделать вывод, что значительная часть проявлений благороднометалльного оруденения Ишеримского антиклинория по комплексу критериев прогнозирования соответствует прогнозно-поисковой модели месторождений золото-сульфидной формации сухоложского типа, рассмотренной в [Гурская, 2000; Лавёров и др., 2000; Золоев и др., 2001; Коробейников, 2004; Немеров и др., 2004; Митрофанов, 2006; Додин и др., 2007]. Обобщение авторских и литературных данных позволяет выделить перспективные площади в ранге потенциальных рудных узлов и дать приблизительную авторскую оценку прогнозных ресурсов золота в черносланцевых толщах Ишеримского антиклинория.

### **Прогнозная оценка золотого оруденения в докембрийских черносланцевых толщах Ишеримского антиклинория**

Поскольку в Уральском регионе отсутствуют промышленные месторождения золота, связанные с докембрийскими углеродистыми сланцами, в качестве объекта – эталона для прогнозирования выбран рудный узел, вмещающий типичное месторождение сухоложского типа.

*Золотое месторождение Сухой Лог* приурочено к углеродистым сланцам хомолхинской свиты  $RF_{2-3}$ , накопление которых происходило в перикратонном осадочном бассейне, связанном с формированием внутриконтинентальной рифтовой системы в южной части Восточно-Сибирской платформы [Гурская, 2000; Митрофанов, 2006] в пределах Маракано-Тунгусского рудного узла. Углеродистые песчано-алевролитовые сланцы, вмещающие оруденение, претерпели зеленосланцевый метаморфизм. В составе углеродистого вещества, содержание которого составляет 1–7%, выявлено наличие газовой составляющей ( $CH_4$ ,  $C_2H_6$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$ ), растворимого ОВ (предельных углеводородов, этиловых спиртов карбоновых кислот, амидов) и керогена. В нерастворимом углеродистом веществе обнаружены содержания МПГ до 10 г/т. Рудные зоны представлены вкрапленностью сульфидов железа, никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, молибдена, а также арсенидов и самородных металлов (75 различных рудных минералов).

Главный рудный компонент – самородное золото с размером частиц 10–20 мкм. Среднее содержание золота – 3 г/т [Гурская, 2000]. Присутствуют также самородная платина, твердые растворы

Pt-Fe-Cu, куперит PtS, сперрилит PtAs<sub>2</sub>, теллуровисмутиды палладия и серебра. Минералы МПГ образуют мельчайшие включения в пирите, никелевых сульфидах и арсенидах. Предполагается, что формирование месторождения происходило в три этапа.

На первом, седиментогенном, этапе имело место образование мелких кристаллов сульфидов (преимущественно фрамбоидального пирита и мышьяковистого пирита), содержащих тонкие включения золота, мышьяка и других элементов, в тонкотерригенной толще, содержащей большое количество органического вещества [Large et al., 2008]. Вероятно, органическое вещество содержало золото и, возможно, МПГ. Рудное вещество, вероятно, было привнесено в осадочный бассейн гидротермальными растворами, связанными с рифтовой системой [Додин и др., 2007; Large et al., 2008].

На втором, метаморфогенном, этапе, произошли перераспределение рудных элементов в обстановке зеленосланцевого метаморфизма (высвобождение части золота и МПГ из кристаллов сульфидов и углеродистого вещества, кристаллизация новых генераций сульфидов и самородных металлов), увеличение размеров и пробности кристаллов и агрегатов благородных металлов, формирование крупных объемов горных пород, обогащенных благородными металлами на лито-рудогенном и рудогенном уровнях, залежей бедных и убогих руд.

Третий этап – гидротермально-метасоматический. В надынтризивных областях гранитных тел произошли интенсивная гидротермально-метасоматическая переработка, перераспределение и привнос дополнительного рудного вещества с более глубоких уровней земной коры и из флюидно-магматической гранитоидной системы. Присутствие крупной гранитной интрузии под месторождением Сухой Лог было, в частности, установлено Н.П. Лавёровым с соавторами [2000]. На этом этапе наблюдалось образование штокверковых и жильных сульфидно-карбонат-кварцевых золоторудных тел, а также залежей руд, связанных с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в метасоматитах (березитах). Температуры формирования золоторудных тел оцениваются в диапазоне 310–280°C [Гурская, 2000]. По другим, более современным, данным [Large et al., 2008], большая часть рудных минералов образовалась при температурах 192–236°C, менее распространены минералы, формировавшиеся при температурах 250–286°C.

Месторождение Сухой Лог является уникальным, запасы золота на нем составляют не менее 3000 т [Мигачёв и др., 2008].

Шансы найти второе такое месторождение невелики – образование уникальных скоплений золота происходит при уникальном стечении обстоятельств и факторов. Между тем средние и крупные месторождения суходожского типа достаточно широко распространены в Ленской золоторудной провинции (Вернинское, Невское, Голец Высочайший, Чертово Корыто, Ожерелье), Саяно-Енисейской провинции (Олимпиадинское), Колымо-Чукотской провинции (Дегдекан), Приамурской провинции (Маломыр и др.) [Золоторудные месторождения..., 2010]. Для оценки прогнозных ресурсов предполагаемых золоторудных узлов, включающих месторождения суходожского типа на Урале, нами выбран в качестве эталона Маракано-Тунгусский рудный узел, включающий рудные поля месторождений Сухой Лог, Вернинское, Невское и др. [Золоторудные месторождения..., 2010] (суммарные запасы последних двух составляют 140 т). Площадь Маракано-Тунгусского рудного узла –  $75 \times 25$  км ( $1875$  км<sup>2</sup>). Согласно методическим рекомендациям ЦНИГРИ [Принципы..., 2010], при наличии уникального месторождения в составе эталонного таксона его масштаб принимается в размере, соответствующем рядовому месторождению. В связи с этим мы применяем к запасам месторождения Сухой Лог коэффициент 0.1; в таком случае суммарные запасы месторождений Маракано-Тунгусского узла составляют  $300 + 140 = 440$  т [Мигачёв и др., 2008; Золоторудные месторождения..., 2010]. Площадная продуктивность Маракано-Тунгусского рудного узла предположительно составит:  $440 : 1875 = 0.235$  т/км<sup>2</sup>.

Анализ геологических данных по Ишеримскому антиклинорию показал, что на их территории присутствуют все поисковые признаки благороднометалльных месторождений суходожского типа. Кратко перечислим их: 1) наличие установленных рудных уровней содержания (более 1 г/т) золота в углеродистых сланцах, а также минералов – носителей благородных металлов (самородного золота, МПГ, сульфоарсенидов); 2) стратиграфический уровень локализации рудоносных углеродистых сланцев Северного Урала (RF<sub>2-3</sub>) соответствует возрасту хомолхинской свиты, вмещающей золоторудные залежи месторождений Маракано-Тунгусского рудного узла. Как и на эталонном объекте, на Урале предполагается формирование средне- и позднерифейских углеродисто-терригенных формаций в условиях континентального рифтогенеза [Курбацкая, 1997; Пучков, 2010]; 3) наличие сопряженных на локальных участках рудопроявлений золото-сульфидно-кварцевого типа в углеродистых толщах, ореолов березитовых метасоматитов и зо-

лотоносных россыпных узлов (Вёлсовский и Вагранский участки). По геофизическим данным [Карта..., 1993], такие участки располагаются над погребенными гранитными массивами.

Для локализации перспективных площадей и оценки прогнозных ресурсов построены схемы поисковых признаков благороднометалльного оруденения Ишеримского антиклинория (см. рис. 5.1). В его пределах установлены два стратиграфических уровня распространения углеродистых сланцев – средне-рифейский (муравьинская свита) и поздне-рифейский (вёлсовская свита).

Средне- и поздне-рифейские сланцы претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм, средне-рифейские – на некоторых участках дополнительно еще и зональный сиалический плутонометаморфизм дистен-силлиманитового типа. Здесь известны рудопроявления золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типов, ореолы березитов, дайки и штоки гранитоидов, золотые россыпи, а также единичные пробы с высокими содержаниями МПГ (до 6 г/т Pd и до 3 г/т Pt). Наибольшая концентрация поисковых признаков благороднометалльного оруденения наблюдается на двух площадях, что позволило выделить потенциальные *Вёлсовский золоторудный узел* и *Верхневагранскую золоторудную зону*.

*Вёлсовский золоторудный узел прогнозируемый* (см. I на рис. 5.1) охватывает район верхнего течения р. Вёлс – левого притока Више-ры и его левых притоков – рек Широкая, Талая, Мартайка, Посьмак и др. Площадь потенциального рудного узла составляет 552 км<sup>2</sup> (приблизительно 46 × 12 км). На территории узла располагаются известные рудопроявления золото-сульфидно-кварцевой формации (Поповская сопка, Нятый Тумп, Северочарынтумпское, Южночарынтумпское). Группа проявлений Поповская Сопка залегает в слюдисто-карбонатно-кварцевых метасоматитах зоны Поповского разлома. В них присутствуют кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом, редко золотом [Государственная геологическая карта..., 1989]. Содержание золота в жилах – 1–55 г/т, по бороздovому опробованию – до 0.7–2.1 г/т, серебра – до 8.3 г/т. В сланцах содержания золота составляют 0.20–0.35 г/т, серебра – до 5.7 г/т. На Северочарынтумпском проявлении, расположенном на юго-восточном склоне г. Уле-Чарын-Тумп, в полосе лиственитоподобных метасоматитов шириной 90 м с обилием пирита, по данным пробирного анализа содержится до 4.3 г/т золота. На Южночарынтумпском проявлении, расположенном в 2 км северо-восточнее

г. Нятый Тумп, выделена золотоносная зона шириной 14 м с содержанием золота по пробирному анализу 0.1–3.7 г/т, по свободному золоту – 0.1–1.5 г/т. В черных сланцах вёлсовской свиты располагается проявление Золотая Горка, расположенное в 3.8 км северо-западнее г. Нятый Тумп, где вдоль Граничного разлома в углисто-слюдисто-кварцевых сланцах отмечается зона линейных кор выветривания сланцев с обломками кварца. Ширина зоны до 200 м, длина 7.5 км. Пробирным анализом в кварце определено золото 0.1–8.9 г/т.

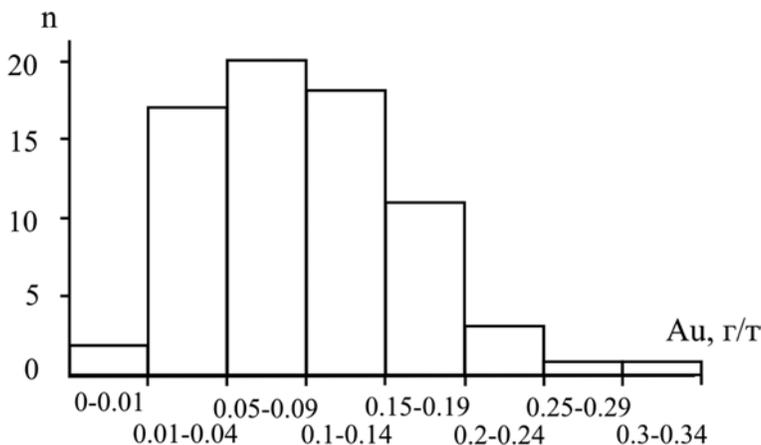
Проводимые ранее в данном районе поисковые работы были ориентированы преимущественно на россыпное золото, коренные породы опробовались при вскрытии их в плотике россыпей. Тем не менее при осуществлении геолого-разведочных работ на россыпи золота масштаба 1 : 10 000 в 1981–1986 гг. в пределах рудного узла в долине р. Посьмак выявлено новое рудопроявление Надежно-Еленинское (Западная рудоносная зона). Оно располагается в пределах золотоконтролирующего Поповского разлома. Рудная зона представляет собой тектонический шов шириной 100–300 м, слагаемый интенсивно измятыми и раздробленными углеродистыми сланцами вёлсовской свиты с дайками гранит-порфиоров и диорит-порфиоров. Золоторудная минерализация отмечается в зонах аргиллизитов, линейных корах выветривания и метасоматически измененных дайках гранит-порфиоров. На поверхности зона прослежена на расстояние около 2 км при мощности от 5 до 40–100 м. Бурением установлено, что золотосодержащие, существенно глинистые породы прослеживаются на глубины более 60 м. По имеющимся данным пробирного анализа установлены содержания золота до 3.8 г/т.

Территория прогнозируемого рудного узла включает Верхневёлсовский россыпной узел. Верхневёлсовское месторождение россыпного золота (Сибирёвский прииск) известно с 1859 г. и периодически отрабатывалось до 2008 г. По левым притокам р. Вёлс выявлены и более мелкие или недостаточно изученные золото-россыпные объекты. На балансе числятся Верхневёлсовская россыпь и Средневёлсовская группа россыпей: Федоровская Мартайка, Посьмакская, Средневёлсовская, Граничная. Наиболее крупная из них Верхневёлсовская россыпь в настоящее время в значительной мере отработана; она разрабатывалась (за исключением р. Талая) в 1861 и 1896–1941 гг. По разным источникам, добыто 803–1597 кг золота при содержании 1–78 г/м<sup>3</sup> (чаще 5–10 г/м<sup>3</sup>). Общая протяженность россыпи 13.4 км, ширина 184 м.

Среднее содержание 218 мг/м<sup>3</sup>. Подсчитаны запасы металла по категории С<sub>1</sub>. Высокой золотоносностью характеризуются и другие россыпи Верхневёлсовского узла [Государственная геологическая карта..., 1989].

Для определения содержаний благородных металлов в зонах окисленной сульфидной минерализации в углеродистых сланцах были отобраны пробы, в которых методом ICP-MS определены концентрации Pd – до 3.2 г/т, Pt – до 0.11 г/т [Петров, Маслов, 2010]. Содержания золота в 72 пробах углеродистых сланцев муравьиной и вёлсовской свит составляет в среднем 0.1 г/т, что свидетельствует о его высоких фоновых концентрациях (рис. 5.2).

На территории прогнозируемого рудного узла присутствуют дайки и штоки гранитоидов (в том числе Посьмакский гранитный массив), большое количество даек долеритов и габбродолеритов. В некоторых дайках долеритов присутствуют вкрапленные медно-никелевые руды; содержания Au в них достигают 0.25, Pt – 0.43, Pd – 0.12 г/т [Волченко и др., 2006]. По геофизическим данным [Карта..., 1993], под прогнозируемым Вёлсовским рудным узлом располагается крупный погребенный гранитный массив мощностью более 2 км. Через прогнозируемый Вёлсовский золоторудный узел проходит крупная зона тектонических деформаций (бластомилонитов, интенсивного рассланцевания), известная в северной части как Поповский разлом. Нами эта



**Рисунок 5.2.** Гистограмма содержаний золота в углеродистых сланцах муравьиной и вёлсовской свит по данным 72 анализов методом ICP-MS.

тектоническая зона протрассирована на юг, практически через всю территорию Ишеримского антиклинория (см. рис. 5.1). Поповский разлом контролирует почти все известные проявления золото кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типов в пределах Вёлсовского узла, а также дайки гранитоидов, ореолы березитового и аргиллизитового метаморфизма, зоны сульфидной вкрапленности, линейные коры выветривания. Таким образом, в пределах прогнозируемого Вёлсовского рудного узла присутствует наиболее полный набор поисковых признаков золото-платино-металльного оруденения, что позволяет выполнить оценку прогнозных ресурсов.

Оценка прогнозных ресурсов золота Вёлсовского потенциального рудного узла производится по следующей формуле [Принципы..., 2010]:

$$Q = S_o \times q_{\text{эрт}} \times K_1, \quad (1)$$

где  $Q$  – прогнозные ресурсы;  $S_o$  – площадь прогнозируемого рудного узла (552 км<sup>2</sup>),  $q_{\text{эрт}}$  – площадная удельная продуктивность эталонного объекта – Маракано-Тунгусского золоторудного узла (0.235 т/км<sup>2</sup>),  $K_1 = 0.5$  – коэффициент подобия, который отражает степень сходства эталонного и прогнозируемого объектов. Несмотря на соответствие стратиграфического уровня оруденения (средний и верхний рифей) литологии рудовмещающих толщ (углеродисто-терригенная формация), наличие прямых признаков золотого оруденения, Маракано-Тунгусский золоторудный узел находится на окраине Восточно-Сибирской платформы, а прогнозируемый Вёлсовский узел – в пределах допалеозойского блока в составе Уральского подвижного пояса. История и условия формирования этих структур различны, поэтому коэффициент подобия принимается равным 0.5. Таким образом, прогнозные ресурсы золота категории Р3 составят:  $Q = 552 \times 0.235 \times 0.5 = 64.86 \sim 65$  т при среднем содержании 2.7 г/т (по аналогии с Маракано-Тунгусским рудным узлом).

Выполненная в 1988 г. Е.В. Сибиряковым прогнозная оценка Мартайской площади, охватывающей северную часть выделяемого нами Вёлсовского потенциального золоторудного узла, составляет (до глубины 250 м при среднем содержании золота 3.5 г/т) по категории  $P_2$  – 20 т,  $P_3$  – 60 т, из которых 10 т располагается в линейной коре выветривания. Близость наших оценок прогнозных ресурсов с расчетами Е.В. Сибирякова, основанными на немногочисленных данных о рудных подсечениях, свидетельствует о достаточно высокой степени надеж-

ности выполненных нами расчетов. Учитывая отсутствие специализированных поисковых работ на рудное золото в данном районе, запасы золота здесь могут оказаться сопоставимыми с полученной нами цифрой количества прогнозных ресурсов или превышать ее. Приведенные данные, на наш взгляд, свидетельствуют о высокой перспективности Вёлсовского прогнозируемого рудного узла, рекомендована постановка поисковых работ на коренное золото.

Второй перспективный объект Ишеримского антиклинория – *Верхневагранская золоторудная зона прогнозируемая* (см. II на рис. 5.1), расположенная в юго-восточной части антиклинория; площадь его – 920 км<sup>2</sup> (приблизительно 115 × 8 км). В пределах Верхневагранской золоторудной зоны прогнозируемой распространены углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы позднерифейской вёлсовской свиты, вмещающие Сурьинское проявление золотосульфидного типа. Проявление представляет собой минерализованную зону прожилково-вкрапленной минерализации пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд и других сульфидов, сульфоарсенидов, теллуридов с содержаниями золота до 8 г/т и платины до 3.7 г/т (согласно отчету по поисковым работам А.И. Зубкова 2004 г.). В состав Верхневагранской зоны также включены углеродистые сланцы среднерифейской муравьинской свиты, вмещающие несколько золото-сульфидно-кварцевых рудопроявлений. В районе рудопроявления располагаются известные россыпные золоторудные месторождения – Вагранское и Сурья Казанская [Государственная геологическая карта..., 2006]. Встречаются единичные дайки метаморфизованных гранитоидов, более распространены тела метадолеритов. Под прогнозируемой рудной зоной, по геофизическим данным [Карта..., 1993], располагается крупный погребенный гранитоидный массив мощностью более 2 км.

Перечисленные поисковые признаки, как нам представляется, позволяют выполнить оценку прогнозных ресурсов, взяв за аналог Маракано-Тунгусский золоторудный узел (см. ранее). Оценка прогнозных ресурсов МПГ Верхневагранской потенциальной рудной зоны производится по формуле (1) [Принципы..., 2010].  $K_1 = 0.4$ , коэффициент подобия принимается в данном случае несколько ниже, чем для Вёлсовского узла, из-за больших размеров и слабой степени изученности Верхневагранской зоны. Таким образом, прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  составят:  $Q = 920 \times 0.235 \times 0.4 = 86.48 \sim 85$  т.

Суммарные прогнозные ресурсы  $P_3$  Ишеримского антиклиналя:  $65 + 85 = 150$  т золота. Автор считает, что если решить проблемы недостаточной надежности и воспроизводимости определений содержания золота в сульфидизированных черных сланцах и эффективной технологии извлечения, выделенные потенциальные рудные узлы являются первоочередными объектами для проведения поисковых работ.

## Заключение

Ишеримский (Вишерско-Кутимский) антиклинорий – одна из крупных докембрийских структур Центрально-Уральской мегазоны (или Центрально-Уральского поднятия). К особенностям Ишеримского антиклинория можно отнести широкое распространение среднерифейских (эктазийско-стенийских по международной шкале) стратонев и интрузивных комплексов, а также почти полную анагматичность стратифицируемых образований. Более 7 км среднерифейского разреза составляют метаморфизованные песчаники, доломиты, известняки и алевролиты; повсеместная тектоническая дислоцированность, недостаточные обнаженность и обоснованность возраста толщ не позволяют судить о наличии или отсутствии здесь стратиграфических перерывов. Скорее всего это фрагмент крупного внутриконтинентального бассейна или пассивной континентальной окраины; в конце среднего рифея формируются косослоистые, часто плохо сортированные песчаники ишеримской свиты с титан-циркониевыми палеороссыпями, возможно, представляющие собой дельтовые фации. Остается открытым вопрос о возрасте пород вёлсовской свиты.

Несмотря на усилия, предпринимаемые разными авторами [Чайковский, Андреичев, 2001; Петров и др., 2014, 2015б; и др.], возраст магматических образований Ишеримской структуры все еще является предметом дискуссий. До сих пор нет данных для надежного обоснования возраста метабазальтов хозатумпской (чувальской) свиты, ультрамафитов вишерского, пикритов антипинского, долеритов чурольского комплексов. В процессе геологического доизучения [Государственная геологическая карта..., 2016] удалось «поставить точку» в вопросах возраста и генезиса гранитоидов – они довольно уверенно разделяются на два комплекса – вендский мойвинский и раннекембрийский вёлсовский [Петров и др., 2018]. Первый имеет сходство с породами активных континентальных окраин и коллизионных орогенов, второй

близок к гранитам и лейкогранитам заключительных стадий развития орогенов (коллапса). Выделенные гранитоидные комплексы имеют и разную металлогеническую специализацию – молибден-вольфрам-золоторудную и редкометалльную соответственно.

Анализ металлогении Ишеримского антиклинория показал, что в данном районе наиболее перспективны поиски золота типа минерализованных зон, в том числе в углеродистых сланцах.

## Список литературы

*Алексеев В.Я., Морозов Г.Г.* Геолого-структурная позиция магматических комплексов Вишерского Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез. докл. VI Уральского петрограф. сов. Ч. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 133–135.

*Алексеев В.Я., Морозов Г.Г.* Стратиграфия рифея и нижнего палеозоя Северного Урала – основа металлогенических построений // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит: тез. докл. I Всерос. металлоген. сов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 110–112.

*Алексеев В.Я., Морозов Г.Г., Ваулина Т.Э.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Тулымской площади (листы Р-40-106-Б, Г; Р-40-107-А з. п., Р-40-107-В з. п.) с общими поисками в верховьях р. Вишера на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1990–1993 гг. (незавершенные работы). 1994.

*Алексеев В.Я., Попов И.Б.* Отчет о геологической съемке листов Р-40-95-А, Б (з. п.), геологическом доизучении (листы Р-40-96 В, Г (з. п.)) масштаба 1 : 50 000 Ниолсовской площади и общих поисках в верховьях рек Вишера, Ниолс, Унья на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской обл., Ивдельском районе Свердловской обл. и Троицко-Печорском районе Коми АССР, проведенных в 1982–1988 гг. 1988.

*Алексеев Н.Л.* Реакционные структуры интрузивных и метаморфических пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД, 1997. 26 с.

*Андреичев В.Л.* Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 47 с.

*Андреичев В.Л., Литвиненко А.Ф.* Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.

Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантауского антиклинория (Южный Урал). Уфа: Дизайн.Полиграф.Сервис, 2013. 216 с.

Буканов В.В., Страшненко Г.И., Аккерманцев С.М. Сравнительное изучение кристаллов цитрина Приполярного и Северного Урала // Ежегодник ИГ Коми филиала АН СССР. 1972. С. 138–144.

Вализер П.М., Дубинина Е.В. Белые диоктаэдрические слюды комплексов сверхвысоких – высоких давлений Урала // Изв. Челябинского научного центра. 2005. Т. 3 (29). С. 27–33.

Вернон Р.Х. Метаморфические процессы, реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980. 227 с.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золотов К.К., Неустроева И.И. Платиновые металлы и золото в углеродсодержащих черносланцевых толщах Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. науч.-практ. конф. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. С. 104–107.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И., Неустроева И.И. Новые платинопалладиевые проявления дайкового пояса на западном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 340–347.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Глебовицкий В.А. Сравнительный анализ эволюции Беломорско-Лапландского коллизионного и Свеккофеннского аккреционного орогена // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: мат-лы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информационной культуры, 2007. С. 83–85.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Пермская. Л. Р-40-XXIX. Объяснительная записка. Пермь: ПГГСП «Геокарта», 2002. 177 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Пермская. Л. О-40-V (Усть-Тылай). Объяснительная записка. Пермь: Пермьгеокарта, 2003. 181 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Л. Р-40-XXXVI (Североуральск). Объяснительная записка. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2006. 258 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. О-41 (Екатеринбург). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Среднеуральская. Л. Р-40-XXX (Тохта). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 371 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Среднеуральская. Л. Р-40-XXX. Объяснительная записка. Свердловск: УГСЭ, 1989. 195 с.

*Гурская Л.И.* Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

*Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М.* Углерод-содержащие формации – новый крупный источник платиновых металлов XXI в. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 130 с.

*Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.

*Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П.* Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Перм. госун-т, 2002. С. 124–146.

*Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.В., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрытов В.Н.* Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР по УрФО; ОАО УГСЭ; ИГГ УрО РАН, 2001. 199 с.

Золоторудные месторождения России / отв. ред.: М.М. Константинов. М.: Акварель, 2010. 377 с.

*Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестн. Перм. госун-та. Сер.: Геология. 2001. Т. 3. С. 13–44.

*Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

Интерпретация геохимических данных: учеб. пособ. / под ред. Е.В. Склярова. М.: ИнтерметИнжиниринг, 2001. 288 с.

Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1 : 1000 000. Объяснительная записка. СПб.: Роскомнедра; ВСЕГЕИ, 1993. 121 с.

*Клименко Б.В., Борисов Н.Е., Рыбальченко А.Я.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Шудьинской площади (л. Р-40-118-Г, Р-40-119-В, Г – зап. половина, Р-40-130-Б) с общими

поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. 1998.

*Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А.* Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения // Литосфера. 2013. Вып. 6. С. 65–72.

*Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.

*Коробейников А.Ф.* Платинометалльные месторождения мира. Т. III. Комплексные золотоплатиновые месторождения. М.: Научный мир, 2004. 236 с.

*Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 1. С. 15–25.

*Крупенин М.Т.* Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 4. С. 503–505.

*Кузнецов Н.Б.* Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: автореф. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2009. 49 с.

*Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейлли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В.* Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798–805.

*Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В., Голованова И.В., Данакалов К.Н., Меерт Дж.* Возраст детритных цирконов из Ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (Australia upside down conception) // Литосфера. 2012. Вып. 4. С. 59–77.

*Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В.* Дордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.

*Курбацкая Ф.А.* К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестн. Перм. госун-та. Сер.: Геология. 1997. Т. 4. С. 27–30.

*Лавёров Н.П., Лишневский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А.* Модель рудно-магматической системы золотоплатинового месторождения

Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 5. С. 652–656.

*Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. № 3. С. 385–416.

*Лукиянова Л.И.* Пикритовые комплексы западного склона Урала: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 27 с.

*Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.* Первые результаты датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 3. С. 359–364.

*Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л.* Систематика Sc, Cr, Co, Ni, Th и редкоземельных элементов в черных сланцах муравьинской и вёлсовской свит Ляпинско-Кутимского антиклинория (Северный Урал): к реконструкции пород-источников сноса // Литосфера. 2017. Вып. 4. С. 73–83.

*Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Иванов А.И.* Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза рудного поля // Отечественная геология. 2008. Вып. 2. С. 56–67.

*Митрофанов Г.Л.* Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. М.: ЦНИГРИ, 2006. 44 с.

*Морозов Г.Г.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Тульмской площади (л. Р-40-106-Б, Г, Р-40-107-А – з. п., Р-40-107-В – з. п.) с общими поисками в верховьях р. Вишера на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской области, проведенных в 1988–2002 гг. 2004.

*Немеров В.К., Митрофанов Г.Л., Семейкина Л.К.* Флюидодинамическая (рудно-углеводородная) модель формирования большеобъемных платинозолоторудных месторождений сухоложского типа // Платина России. 2004. Т. VI. С. 61–68.

*Петров Г.А.* Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2017. 330 с.

*Петров Г.А.* Прогнозирование благороднометалльного оруденения в допалеозойских черносланцевых толщах центральной части Уральского подвижного пояса // Литосфера. 2014. № 6. С. 88–101.

*Петров Г.А.* Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного ун-та, 2007. 181 с.

*Петров Г.А., Александров В.В., Зубков А.И., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.* К проблеме рудоносности черных сланцев Вишерско-Кутимского антиклинория (Северный Урал) // Вестн. Перм. ун-та. Сер.: Геология. 2015в. Т. 4, № 29. С. 32–43.

*Петров Г.А., Маслов А.В.* Новые данные о платиноносности верхнерифейско-вендских отложений Центрально-Уральской мегазоны (Средний и Северный Урал) // Изв. вузов. Сер.: Геология и разведка. 2010. Вып. 3. С. 25–33.

*Петров Г.А., Маслов А.В.* Новые данные по минерагении неопротерозойских углеродистых сланцев Центрально-Уральского поднятия на Среднем и Северном Урале // Минерагения докембрия: матлы всерос. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 198–201.

*Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.

*Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В.* Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал) // Докл. РАН. 2015б. Т. 464, № 5. С. 589–593.

*Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В.* Проявление гренвильской орогении в рифейских толщах Северного Урала: термодинамические параметры метаморфизма и Sr-Nd изотопные ограничения // Докл. РАН. 2015а. Т. 462, № 6. С. 686–691.

*Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 3. С. 365–370.

*Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Попов Н.В., Тристан Н.И., Козлов П.С.* Два этапа высокobarического метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 54–57.

*Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В.* Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале // Докл. РАН. 2014. Т. 459, № 6. С. 721–725.

*Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Козлов П.С.* Высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале: новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование: сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 461–469.

*Петров Г.А., Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л.* Новые данные о геохимических особенностях, флюидном режиме, возрасте и

потенциальной рудоносности гранитоидов Ишеримского антиклинория (Северный Урал) // Литосфера. 2018. Т. 18, № 3. С. 416–434.

Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых: рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / сост. Б.И. Беневольский и др.; под ред. А.И. Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2010. 95 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.М., Серегина Е.С. Первые результаты U/Pb La-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. РАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.

Смирнов Ю.Д. Докембрийские и палеозойские интрузии западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Вып. 67. С. 3–57.

Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 154 с.

Старков Н.П. К петрологии гранитоидов Центральной зоны Северного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: тр. II Урал. Петрограф. сов. Свердловск: МИН-ГЕО РСФСР; АН СССР, 1969. Т. IV. С. 318–326.

Старков Н.П. Рифейско-палеозойские магматические комплексы западного склона Среднего и Северного Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ, 1980. Т. 5. С. 31–61.

Султанов Д.М., Графчиков А.А. TPF-UPDATE for Windows. Version 2.0. Institute of Experimental Mineralogy, 1997.

Тектоническое районирование и минерагения Урала: аналитический обзор / под ред. К.К. Золоева. М.: Геокарт; ГЕОС, 2006. 180 с. Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 3.

Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. стратигр. комитет России, 1993. 151 схема.

Фации регионального метаморфизма высоких давлений / под науч. ред. акад. В.С. Соболева. М.: Недра, 1974. 328 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

*Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

*Холоднов В.В., Бушляков И.И.* Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 393 с.

*Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю.* Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. Вып. 2. С. 5–26.

*Чайковский И.И.* Гранитоидный магматизм и геодинамика Ляпинско-Кутимского мегантиклинория Северного Урала: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Перм. госун-т, 1995. 16 с.

*Чайковский И.И.* Петрохимические особенности ультрамафитов Мойвинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: мат-лы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 176–177.

*Чайковский И.И., Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала // Вестн. Перм. ун-та. Сер.: Геология. 2001. № 3. С. 129–137.

*Чайковский И.И., Чайковская Е.В., Попов И.Б.* Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория: уточнение легенды Пермской серии листов Госгеолкарты-200: отчет. Пермь: Росгеолфонд; Пермский ТГФ; ПГТСП «Геокарта»; ПГУ, 2002.

*Черепанова Д.В.* Шеелитоносные скарны Мойвинской интрузии Северного Урала // Геология и металлогения Приполярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1993. С. 54.

*Шардакова Г.Ю.* Геохимические особенности и изотопный состав гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. Вып. 7. С. 607–622.

*Шардакова Г.Ю.* Отражение гренвильских событий в разных изотопных системах гранитоидов и метаморфитах западного склона Урала // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН. 2018. Т. 165. С. 228–232.

*Шардакова Г.Ю., Холоднов В.В.* Доордовикский магматизм западного склона Урала: геохимические особенности, гетерогенность субстрата, геодинамические обстановки // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: ИГ БНЦ, 2018. С. 72–82.

*Широбокова Т.И., Ляхницкий Ю.С., Миркина С.Л., Неймарк Л.А.* Особенности формирования стратиформного сульфидно-

баритового оруденения в докембрийских толщах на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 5. С. 1194–1198.

*Шулятин О.Г., Беляцкий Б.В., Кременецкий А.А.* Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения // Региональная геология и металлогения. 2019. Т. 77. С. 11–19.

*Щипанский А.А.* Бониниты во времени и пространстве: петрогенезис и геодинамические обстановки образования // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 2. С. 143–172.

*Barberi F., Ferrara G., Santacroce R.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. V. 1. P. 65–78.

*Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites – application to some ophiolites // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16, no. 9. P. 1874–1882.

*Beckholmen M., Glodny J.* (2004) Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvar Kush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society London, Memoirs / ed. by D.G. Gee, V.L. Pease. V. 30. P. 125–134.

*Bingen B., Nordgulen O., Giulio V.* A four-phase model for the Sveonorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norwegian J. Geol., Trondheim. 2008. V. 88. P. 43–72.

*Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

*Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G.* Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key paleomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. No. 319. P. 167–198.

*Chappell B.W., White A.I.R.* Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. No. 8. P. 173–174.

*Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. L.: Unwin Human, 1989. P. 1–49.

*Evans D.A.D.* The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction // Geol. Soc., London. Spec. Publ. Ancient Orogens and Modern Analogues / ed. by J.B. Murphy, J.D. Keeple, A.J. Hynes. 2009. V. 327. P. 371–404.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. No. 42. P. 2033–2048.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj M., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology.* 2007. V. 35, no. 7. P. 643–646.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. No. 211. P. 47–69.

Large R.R., Maslennikov V.V., Danyushevsky L.R., Scott R.L., Francois R., Chang Z. Origin of pyrite in the Sukhoi Log gold deposit // Рудогенез: мат-лы междунар. конф. Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 169–171.

Le Bas M.J., Le Matrie R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27, no. 3. P. 745–750.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M. Paleomagnetism of Upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // *Gondwana Res.* 2015. V. 28, no. 1. P. 191–208.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Prec. Res.* 2008. No. 160. P. 179–210.

Liew T.C., McCulloch M.T. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crust evolution: Evidence from a Nd–Sr isotopic and U–Pb zircon study // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 587–600.

Lorenz H., Gee D.G., Larionov A.V. The Grenville-Sveconorwegian orogen in the high Arctic // *Geol. Mag.* 2012. V. 149. P. 875–891.

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D. New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: Implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // *Int. J. Earth Sci.* 2014. No. 1. P. 1317–1334.

Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2008. No. 4. 77 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discriminations of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. No. 101. P. 635–643.

*Meert J.G.* Ediacaran–Early Ordovician paleomagnetism of Baltica: A review // *Gondwana Res.* 2014. No. 25. P. 159–169.

*Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.* Arctida between Rodinia and Pangea // *Precambrian Res.* 2015. No. 259. P. 114–129.

*Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* / ed. by C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Cambridge, Mass.: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.

*Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. No. 25. P. 956–983.

*Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. No. 19. P. 290–300.

*Proenza J.A., González-Jiménez J.M., García-Casco A., Belousova E., Griffin W.L., Talavera C., Rojas-Agramonte Y., Aiglsperger T., Navarro-Ciurana D., Pujol-Solà N., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Jacob D.E.* Cold plumes trigger contamination of oceanic mantle wedges with continental crust-derived sediments: Evidence from chromitite zircon grains of eastern Cuban ophiolites // *Geoscience Frontiers.* 2018. V. 9. P. 1921–1936.

*Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.* Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44, no. 1. P. 113–140.

*Shervais J.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.

*Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26, no. 2. P. 207–221.

*Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins.* Geol. Soc. London. Spec. Publ. / ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry. 1989. P. 313–345.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge, Mass.: Blackwell, 1985. 312 p.

*Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* Norway in space and time: A Centennial cavalcade // *Norwegian J. Geol. Trondheim.* 2005. V. 85. P. 73–86.

*Upton B.G.J., Rämö O.T., Heaman L.M., Blichert-Tolff J., Kalsbeek F., Barry T.L., Jepsen H.F.* The Mesoproterozoic Zig-Zag Dal basalts and associated intrusions of eastern North Greenland: mantle plume – lithosphere interaction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. No. 149. P. 40–56.

*Weber B., Kohler H.* Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex // *Precambrian Res.* 1999. No. 96. P. 245–262.

*Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. V. 95, no. 4. P. 407–419.

## **Текстовые приложения**

**Таблица 1.1. Результаты U–Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов пробы 5081-1 (песчаник ишеримской свиты)**

N <sup>o</sup> п/п	grain	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> cps	U <sup>b</sup> ppm	Pb <sup>b</sup> ppm	Th <sup>b</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>c</sup> %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>d</sup> <sup>238</sup> U	$\pm 2\sigma$ %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>d</sup> <sup>235</sup> U	$\pm 2\sigma$ %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>d</sup> <sup>206</sup> Pb	$\pm 2\sigma$ %	rho <sup>e</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>e</sup> <sup>238</sup> U	$\pm 2\sigma$ Ma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>e</sup> <sup>235</sup> U	$\pm 2\sigma$ Ma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>e</sup> <sup>206</sup> Pb	$\pm 2\sigma$ Ma	$\pm 2\sigma$ Ma	conc %
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>21</b>	
1	A140	9552	261	48.1	0.55	0.7	0.1751	1.7	1.888	3.7	0.0782	3.3	0.45	1040	16	1077	25	1152	66	90	
2	A141	3564	49	15.7	1.20	1.4	0.2351	1.7	2.91	4.3	0.08978	3.9	0.39	1361	20	1385	33	1421	75	96	
3	A142	11730	99	37.6	0.68	0.1	0.3085	1.6	4.622	2.1	0.1086	1.3	0.78	1733	25	1753	18	1777	24	98	
4	A143	17551	167	59.8	0.36	1.0	0.3291	1.7	5.124	2.2	0.1129	1.4	0.77	1834	27	1840	19	1847	25	99	
5	A144	7255	77	24.6	0.39	0.0	0.2924	1.5	4.068	2.4	0.1009	1.8	0.64	1653	22	1648	20	1641	34	101	
6	A145	4412	93	17.6	0.39	0.0	0.1706	2.1	1.83	4.1	0.0778	3.6	0.51	1016	20	1056	28	1142	71	89	
7	A151	5992	33	10.5	0.69	0.6	0.265	1.7	3.474	2.4	0.09507	1.6	0.74	1516	24	1521	19	1529	30	99	
8	A152	3090	18	5.4	0.75	0.0	0.2371	1.6	3.085	2.6	0.09435	2.1	0.62	1372	20	1429	20	1515	39	91	
9	A153	2783	28	6.3	0.58	0.7	0.1884	1.9	2.374	3.3	0.09138	2.7	0.58	1113	20	1235	24	1455	52	76	
10	A154	14467	84	25.3	0.59	0.0	0.2597	1.5	3.392	1.8	0.09473	1.0	0.84	1488	21	1502	15	1523	19	98	
11	A155	11275	62	18.5	0.46	2.2	0.2676	1.7	3.682	3.0	0.09979	2.4	0.58	1528	23	1567	24	1620	45	94	
12	A156	12543	38	15.5	0.41	0.4	0.3668	1.8	6.25	2.2	0.1236	1.2	0.83	2014	31	2012	19	2009	22	100	
13	A157	9132	40	15.2	0.68	0.9	0.3197	1.6	4.778	2.2	0.1084	1.5	0.74	1788	25	1781	19	1772	27	101	
14	A158	14004	46	21.0	0.90	0.3	0.3601	1.8	6.145	2.4	0.1238	1.6	0.75	1983	30	1997	21	2011	28	99	
15	A159	9842	46	15.5	0.85	2.0	0.263	1.7	3.437	3.3	0.09477	2.9	0.50	1505	22	1513	26	1523	54	99	
16	A160	36365	238	102.4	2.97	0.0	0.2553	2.0	3.329	2.5	0.09458	1.5	0.81	1466	26	1488	20	1520	27	96	
17	A161	7184	40	12.1	0.27	0.2	0.2915	1.6	4.071	2.6	0.1013	2.1	0.60	1649	23	1649	22	1648	39	100	

Таблица 1.1, продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	16	17	18	19	20	21
18	A162	41908	321	69.9	0.55	1.0	0.1969	1.5	2.659	1.9	0.09796	1.0	0.83	1159	16	1317	14	1586	19	73
19	A163	38055	149	49.0	0.23	0.7	0.3141	1.5	4.896	1.8	0.1131	1.0	0.83	1761	24	1802	16	1849	19	95
20	A164	13694	58	21.4	0.63	0.0	0.314	1.7	4.839	2.1	0.1118	1.3	0.78	1760	26	1792	18	1828	24	96
21	A165	4071	33	7.0	0.56	0.9	0.1899	2.0	2.415	2.6	0.09224	1.7	0.75	1121	20	1247	19	1472	33	76
23	A167	9729	38	15.9	0.71	0.4	0.3569	2.0	6.071	3.1	0.1234	2.3	0.65	1968	34	1986	27	2005	41	98
24	A168	38899	51	31.8	0.38	0.0	0.54	1.5	14.82	1.8	0.199	0.9	0.86	2784	34	2804	17	2818	14	99
25	A169	51377	322	74.6	0.64	0.6	0.2275	1.5	3.108	1.9	0.1002	1.2	0.79	1308	18	1435	15	1628	22	80
26	A170	11333	57	17.1	0.42	0.0	0.2739	1.6	3.594	1.9	0.09517	1.2	0.80	1561	22	1548	16	1532	22	102
27	A171	4383	14	5.4	0.41	1.7	0.3521	1.9	5.992	2.9	0.1234	2.1	0.68	1945	33	1975	25	2006	37	97
28	A172	24584	111	33.3	0.60	0.0	0.25	1.7	3.635	2.2	0.1054	1.3	0.79	1439	22	1557	17	1722	24	84
29	A173	3516	26	6.1	0.32	0.9	0.2232	1.8	2.592	3.3	0.08424	2.7	0.55	1299	21	1298	24	1298	53	100
30	A174	2885	23	4.9	0.37	0.7	0.1975	1.6	2.345	3.2	0.08613	2.8	0.51	1162	18	1226	23	1341	54	87
31	A175	34476	120	45.5	0.71	0.0	0.3082	1.6	5.283	1.9	0.1243	0.9	0.87	1732	25	1866	16	2019	16	86
32	A176	12948	60	13.3	0.39	0.3	0.2064	1.6	2.297	2.0	0.08073	1.2	0.81	1210	18	1212	14	1215	23	100
33	A177	3582	7	2.5	0.74	0.8	0.2901	2.1	4.436	3.4	0.1109	2.7	0.62	1642	31	1719	29	1814	49	90
34	A178	8935	18	6.5	0.48	0.7	0.3183	1.7	4.83	2.3	0.11	1.6	0.73	1782	26	1790	20	1800	29	99
35	A179	2357	10	2.4	0.62	0.3	0.2141	1.8	2.423	3.7	0.08209	3.3	0.48	1251	20	1250	27	1248	65	100
36	A180	4619	14	3.8	0.39	1.5	0.2576	1.5	3.327	2.6	0.09367	2.2	0.57	1478	20	1487	21	1501	41	98
37	A181	11387	30	8.9	0.37	0.9	0.276	1.6	3.795	2.3	0.09972	1.7	0.67	1571	22	1592	19	1619	32	97

Таблица 1.1, продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	16	17	18	19	20	21
38	A182	12720	26	9.2	0.56	0.5	0.3067	1.6	4.723	2.2	0.1117	1.5	0.74	1724	25	1771	19	1827	27	94
39	A183	57673	217	46.2	0.08	1.4	0.2181	1.5	2.666	2.0	0.08867	1.2	0.78	1272	18	1319	15	1397	24	91
40	A184	8749	17	6.3	0.54	0.6	0.3292	1.7	5.164	2.6	0.1137	2.0	0.63	1835	27	1847	23	1860	37	99
41	A185	1949	6	2.1	1.50	2.3	0.263	2.9	3.542	4.5	0.09769	3.4	0.65	1505	39	1537	36	1580	64	95
42	A186	19494	17	7.7	0.54	1.70	0.263	4.4	3.551	6.4	0.09794	4.6	0.69	1505	60	1539	52	1585	86	95
44	A188	2306	7	2.0	0.59	0.0	0.2183	2.3	3.153	7.9	0.1047	7.5	0.29	1273	26	1446	62	1710	138	74
45	A189	8228	36	8.0	0.53	0.0	0.2005	1.6	2.251	2.1	0.0814	1.4	0.75	1178	17	1197	15	1231	28	96
46	A190	35654	53	22.5	0.41	0.5	0.3814	1.6	6.904	2.0	0.1313	1.2	0.79	2083	29	2099	18	2115	21	98
47	A191	8870	28	8.3	0.79	1.7	0.2458	1.6	3.157	2.4	0.09313	1.7	0.67	1417	20	1447	18	1491	33	95
48	A192	24183	45	14.9	1.22	0.8	0.2299	2.1	4.602	2.6	0.1451	1.4	0.83	1334	26	1750	22	2289	24	58
49	A193	41716	62	26.7	0.50	1.0	0.3845	1.6	6.79	1.9	0.1281	1.0	0.84	2097	29	2084	17	2072	18	101
50	A199	164377	643	259.0	1.02	0.2	0.2886	1.5	4.386	1.7	0.1102	0.9	0.85	1635	21	1710	15	1803	17	91
51	A200	13702	68	25.8	0.66	0.3	0.3118	2.8	4.614	4.3	0.1073	3.2	0.65	1749	42	1752	36	1755	59	100
52	A201	58969	415	93.0	0.21	0.0	0.2152	1.5	2.501	1.9	0.08427	1.2	0.77	1257	17	1272	14	1299	24	97
53	A202	50213	256	76.2	0.62	0.2	0.2452	1.4	3.199	1.8	0.09463	1.1	0.81	1414	18	1457	14	1521	20	93
54	A203	91211	579	146.5	1.27	0.0	0.2006	1.7	2.752	2.0	0.09953	1.1	0.85	1178	19	1343	15	1615	20	73
55	A204	167952	1239	298.0	0.57	1.0	0.2148	1.8	2.422	2.2	0.0818	1.3	0.80	1254	20	1249	16	1241	26	101
56	A205	82903	209	89.9	0.54	0.0	0.3607	1.4	6.103	1.7	0.1227	1.0	0.84	1986	25	1991	15	1996	17	99
57	A206	64045	243	79.5	0.35	0.6	0.2976	1.6	4.179	2.0	0.1019	1.2	0.79	1679	23	1670	16	1658	22	101

Таблица 1.1, продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	16	17	18	19	20	21
58	A207	83382	230	87.5	0.25	1.1	0.3551	1.5	6.009	1.9	0.1227	1.2	0.78	1959	25	1977	16	1996	21	98
59	A208	95412	381	115.7	0.38	0.0	0.2753	1.5	3.778	1.8	0.09952	1.1	0.81	1568	21	1588	15	1615	20	97
60	A209	14371	91	21.3	0.26	0.0	0.222	1.6	2.676	3.5	0.08742	3.1	0.45	1293	18	1322	26	1370	60	94
61	A210	40989	173	50.5	0.37	1.2	0.2632	1.5	3.594	2.7	0.09903	2.2	0.55	1506	20	1548	21	1606	41	94
62	A211	39084	273	61.5	0.34	2.3	0.2094	1.8	2.353	2.9	0.08151	2.3	0.62	1226	20	1229	21	1234	44	99
63	A212	42510	198	53.4	0.51	0.0	0.2506	1.5	3.321	1.8	0.09612	1.0	0.83	1442	19	1486	14	1550	19	93
64	A213	35515	225	51.3	0.27	0.8	0.2159	1.5	2.455	2.3	0.08247	1.7	0.67	1260	18	1259	17	1257	33	100
65	A214	46158	202	63.5	0.46	0.0	0.2749	1.4	3.806	1.9	0.1004	1.3	0.75	1565	20	1594	16	1632	24	96
66	A215	65974	306	96.9	0.60	0.0	0.2717	1.6	3.627	1.9	0.09682	1.0	0.83	1549	21	1555	15	1564	20	99
67	A216	58336	376	83.4	0.30	0.0	0.2062	1.6	2.31	1.9	0.08124	1.0	0.85	1209	17	1215	13	1227	19	98
68	A217	32672	162	47.0	0.49	0.1	0.2509	1.5	3.216	2.3	0.09295	1.7	0.65	1443	19	1461	18	1487	33	97
69	A218	82221	277	96.6	0.41	0.0	0.309	1.6	4.586	2.0	0.1077	1.2	0.80	1736	24	1747	17	1760	22	99
70	A219	20182	112	28.0	0.85	0.3	0.173	1.6	2.27	2.0	0.09517	1.2	0.80	1029	15	1203	14	1531	23	67
71	A220	58693	127	56.7	0.37	0.0	0.3912	1.5	7.132	1.9	0.1322	1.2	0.79	2128	28	2128	17	2128	20	100
72	A221	22591	103	35.8	1.04	0.0	0.2447	1.6	3.173	3.0	0.09403	2.5	0.54	1411	21	1451	23	1509	48	94
73	A222	33120	129	42.0	0.41	0.0	0.287	1.6	4.021	1.9	0.1016	1.1	0.82	1626	23	1638	16	1654	20	98
74	A223	102763	485	127.1	0.17	0.0	0.2577	1.5	3.323	1.8	0.09351	1.0	0.83	1478	20	1487	14	1498	19	99
75	A224	12590	93	20.1	0.81	3.8	0.1909	1.7	2.065	6.6	0.07846	6.4	0.26	1126	18	1137	46	1158	126	97
76	A225	24213	156	32.9	0.22	0.1	0.2044	1.5	2.328	2.0	0.08262	1.3	0.77	1199	17	1221	14	1260	25	95

Таблица 1.1, продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	16	17	18	19	20	21
77	A226	212760	516	179.8	0.33	0.2	0.3155	1.8	4.862	2.2	0.1118	1.3	0.80	1768	28	1796	19	1828	24	97
78	A227	51627	227	71.1	0.49	0.3	0.2713	1.5	3.606	1.8	0.09641	1.0	0.85	1547	21	1551	15	1556	18	99
79	A228	31870	139	46.5	0.73	0.0	0.2687	1.5	3.546	1.8	0.09571	1.0	0.83	1534	21	1538	15	1542	19	99
80	A229	177367	533	187.9	0.29	0.2	0.3271	1.6	5.075	1.9	0.1125	1.0	0.86	1874	26	1832	16	1840	17	99
81	A230	24028	85	27.0	0.41	1.1	0.2785	1.7	3.91	2.2	0.1018	1.4	0.78	1584	24	1616	18	1657	25	96
82	A231	90343	357	104.5	0.23	0.0	0.2799	1.5	3.88	1.8	0.1005	0.9	0.85	1591	21	1610	14	1634	17	97
83	A232	33813	242	52.9	0.32	0.3	0.2076	1.6	2.346	2.1	0.08196	1.3	0.78	1216	18	1226	15	1244	26	98
84	A233	26448	116	31.0	0.22	0.0	0.2561	1.5	3.34	1.7	0.09457	0.9	0.87	1470	20	1490	13	1519	16	97
85	A234	44431	161	51.9	0.51	0.8	0.2904	1.7	4.095	1.9	0.1023	0.9	0.88	1644	24	1653	15	1665	17	99
86	A235	27098	125	34.5	0.37	0.0	0.2504	1.5	3.21	1.7	0.09298	0.8	0.88	1441	19	1460	13	1487	15	97
87	A236	66285	242	78.0	0.36	0.7	0.293	1.5	4.119	1.8	0.102	1.0	0.84	1656	22	1658	15	1660	18	100
88	A237	15373	68	21.6	0.67	0.8	0.2608	2.0	3.347	2.4	0.09308	1.3	0.85	1494	27	1492	19	1490	24	100
89	A243	70432	206	77.3	0.54	2.0	0.3171	1.5	4.847	1.9	0.1109	1.2	0.78	1775	23	1793	16	1814	22	98
90	A244	84915	249	88.5	0.31	0.0	0.3263	1.5	5.079	1.7	0.1129	0.9	0.85	1820	23	1833	15	1847	16	99
91	A245	20085	82	24.4	0.28	0.2	0.274	2.5	3.668	2.6	0.09709	1.0	0.93	1561	34	1564	21	1569	18	99
92	A246	25139	155	35.2	0.42	0.4	0.2101	1.6	2.438	2.0	0.08415	1.1	0.82	1229	18	1254	14	1296	22	95
93	A247	85830	235	93.5	0.50	0.8	0.3319	1.6	5.295	1.8	0.1157	0.8	0.89	1848	26	1868	16	1891	15	98
94	A248	435265	187	159.0	0.49	0.0	0.6603	1.7	24.62	1.8	0.2704	0.5	0.96	3269	44	3293	18	3309	8	99
95	A249	39008	184	57.5	0.47	0.4	0.2764	1.7	3.681	2.0	0.0966	1.1	0.83	1573	23	1567	16	1559	21	101

Таблица 1.1, продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	16	17	18	19	20	21
96	A250	48865	257	65.6	0.30	0.1	0.2428	1.6	2.922	2.1	0.0873	1.4	0.76	1401	20	1388	16	1367	26	102
97	A251	110492	453	127.8	0.33	0.0	0.2581	1.5	3.45	1.8	0.09693	1.1	0.81	1480	20	1516	15	1566	20	95
98	A252	72388	297	105.7	1.07	0.0	0.2946	1.5	4.154	1.9	0.1023	1.3	0.76	1665	21	1665	16	1665	23	100
99	A253	30204	124	43.6	0.86	0.0	0.2677	1.6	3.524	2.4	0.09547	1.8	0.67	1529	22	1533	19	1537	33	99
100	A254	82770	364	98.0	0.20	0.0	0.2616	1.5	3.37	1.9	0.09341	1.1	0.81	1498	21	1497	15	1496	21	100
101	A255	138361	388	136.3	0.24	0.0	0.33	1.7	5.174	2.1	0.1137	1.2	0.82	1838	27	1848	18	1860	22	99
102	A256	73071	227	62.2	0.19	0.2	0.2593	7.6	3.979	7.7	0.1113	1.1	0.99	1486	101	1630	64	1820	20	82
103	A257	65689	68	44.8	0.59	0.5	0.5297	1.5	14.18	1.9	0.1941	1.2	0.77	2740	33	2762	18	2777	20	99
104	A258	8452	59	15.9	0.59	0.6	0.2028	1.6	2.251	2.4	0.0805	1.7	0.68	1190	18	1197	17	1209	34	98
105	A259	31943	291	54.6	0.32	0.1	0.165	1.5	1.862	1.9	0.08186	1.1	0.80	985	14	1068	12	1242	22	79
106	A260	32398	98	44.1	0.59	0.0	0.3307	1.5	5.58	2.1	0.1224	1.5	0.72	1842	24	1913	18	1991	26	92
107	A261	16802	70	29.2	1.35	2.6	0.2631	1.6	3.446	3.6	0.09498	3.2	0.45	1506	22	1515	29	1528	61	99
108	A262	57399	202	91.3	0.97	0.1	0.311	1.5	4.713	2.0	0.1099	1.3	0.76	1746	23	1770	17	1798	23	97
109	A263	10629	84	22.5	0.96	0.3	0.2208	2.0	2.592	2.4	0.08514	1.4	0.82	1286	23	1298	18	1319	27	98
110	A264	27202	116	42.0	0.47	0.6	0.289	1.5	4.016	2.4	0.1008	1.9	0.62	1636	21	1637	19	1639	35	100
111	A265	52564	197	77.2	0.52	0.8	0.3044	1.6	4.419	1.9	0.1053	1.1	0.83	1713	24	1716	16	1719	20	100
112	A266	251138	310	191.4	0.07	0.0	0.5307	1.6	13.99	1.8	0.1911	0.9	0.88	2745	36	2749	17	2752	14	100
113	A267	225240	1022	321.7	0.17	0.0	0.281	1.6	3.891	1.8	0.1004	0.9	0.88	1596	22	1612	14	1632	16	98
114	A268	140031	343	161.1	0.48	0.7	0.3664	1.5	6.235	1.8	0.1234	1.0	0.83	2012	26	2009	16	2006	17	100

Таблица 1.1, окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	16	17	18	19	20	21
115	A269	388470	475	360.5	0.83	0.8	0.5093	1.5	13.18	1.7	0.1877	0.9	0.87	2654	33	2693	17	2722	14	97
116	A270	210689	753	348.7	0.90	0.0	0.3281	1.5	4.994	1.8	0.1104	0.9	0.86	1829	24	1818	15	1806	17	101
117	A271	65379	303	100.3	0.37	0.5	0.2748	1.6	3.676	2.0	0.09701	1.2	0.81	1565	23	1566	16	1567	22	100
118	A272	51230	140	68.7	0.63	0.0	0.3645	1.6	6.159	2.2	0.1226	1.5	0.75	2003	28	1999	19	1994	26	100
119	A273	37875	158	55.6	0.40	0.0	0.2879	1.5	4.02	2.1	0.1013	1.5	0.72	1631	22	1638	17	1647	27	99
120	A274	128154	351	163.2	0.59	0.0	0.3479	1.5	5.844	1.8	0.1218	1.0	0.83	1925	25	1953	16	1983	18	97
121	A275	8560	60	14.9	0.41	0.0	0.1987	2.2	2.573	2.8	0.09393	1.7	0.78	1168	23	1293	21	1507	33	78
122	A276	120664	423	163.7	0.41	3.6	0.3136	1.7	4.655	2.4	0.1077	1.7	0.69	1758	26	1759	20	1760	32	100
123	A277	64192	162	77.2	0.53	0.8	0.3646	1.5	6.304	1.9	0.1254	1.1	0.79	2004	26	2019	17	2034	20	99
124	A278	88704	294	136.4	0.83	0.2	0.3279	1.4	5.038	1.8	0.1114	1.1	0.80	1828	23	1826	15	1823	20	100
125	A279	190620	215	158.1	0.57	0.2	0.5333	1.6	14.44	1.9	0.1964	0.9	0.87	2755	37	2779	18	2796	15	99
126	A280	43454	305	78.5	0.41	0.2	0.2121	1.6	2.403	2.2	0.08216	1.5	0.75	1240	19	1243	16	1249	29	99
127	A281	6301	29	10.7	0.94	1.2	0.2432	1.6	3.214	2.6	0.09586	2.0	0.61	1403	20	1461	20	1545	38	91
	BB-09 <sup>9</sup>	19577	704	63.5	0.11	0.51	0.09295	1.6	0.7574	1.9	0.05910	1.0	0.77	573	9	572	8	571	22	100
	Ples. <sup>9</sup>	11507	756	39	0.07	0.81	0.05422	2.0	0.3959	3.2	0.05295	1.7	0.70	340	7	339	9	327	38	105
	91500 <sup>9</sup>	24036	81	15	0.26	0.43	0.1786	1.0	1.8420	1.4	0.07481	1.3	0.64	1059	10	1061	9	1063	27	100

**Примечание.** Аналитик Ю.Л. Ронкин (ИГГ УрО РАН).

**Таблица 1.2.** Составы метавулканитов западной (чувальской) полосы хозатумпской свиты

№ пр.	5134	5135	5134-2	5134-4
№ п/п	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	48.39	47.50	46.95	46.03
TiO <sub>2</sub>	1.94	1.55	1.47	1.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.54	12.90	13.59	14.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.77	6.55	5.72	7.23
FeO	9.10	10.60	10.60	9.20
MnO	0.20	0.23	0.26	0.21
MgO	6.72	6.78	9.04	6.25
CaO	1.50	6.11	5.80	5.49
Na <sub>2</sub> O	1.71	3.42	2.50	2.00
K <sub>2</sub> O	1.19	0.53	0.71	0.79
P2O5	0.11	0.10	0.06	0.12
ппп	5.40	3.80	4.20	7.00
Сумма	100.58	100.09	100.92	100.70
Микроэлемент, г/т				
La	5.740	4.805	3.372	5.608
Ce	13.189	12.108	8.496	13.900
Pr	1.932	1.688	1.195	1.962
Nd	8.858	7.603	5.493	9.013
Sm	2.591	2.187	1.760	2.829
Eu	0.842	0.691	0.588	0.903
Gd	3.040	2.533	2.229	3.379
Tb	0.499	0.416	0.381	0.568
Dy	3.158	2.625	2.502	3.543
Ho	0.645	0.536	0.519	0.712
Er	1.845	1.512	1.495	2.069
Tm	0.245	0.209	0.201	0.279
Yb	1.418	1.255	1.187	1.712
Lu	0.177	0.165	0.145	0.213
V	339.519	308.946	474.534	434.535
Cr	53.432	89.967	199.902	68.025
Ni	49.749	73.039	114.419	66.531
Rb	48.953	19.787	22.170	35.905
Sr	15.222	65.464	90.099	46.215
Y	26.571	23.908	22.114	28.848

Таблица 1.2, окончание

№ п/п	1	2	3	4
Zr	18.039	17.424	12.521	21.791
Nb	7.739	7.125	6.002	8.682
Ba	206.462	62.798	139.157	160.525
Hf	0.297	0.359	0.242	0.364
Ta	0.436	0.287	0.391	0.445
Pb	1.170	0.972	1.571	1.400
Th	0.505	0.356	0.318	0.667
U	0.087	0.059	0.074	0.109

**Примечание.** Пробы № 1–4 – метабазальты, отобраны на вершине с отм. 781 м, в 2 км севернее г. Пропащая, л. Р-40-119.

Таблица 1.3. Составы метавулканитов восточной полосы хозатумпской свиты

№ пр.	5065	5102	2125-6	2125-7	5061-1	5103-1
№ п.п.	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46.91	50.45	49.90	48.66	49.71	43.10
TiO <sub>2</sub>	2.60	1.30	1.75	1.39	3.01	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.46	12.54	11.76	11.81	12.33	14.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.90	8.32	10.84	9.74	12.07	7.49
FeO	6.00	6.00	6.60	6.90	5.60	2.80
MnO	0.18	0.20	0.25	0.30	0.26	0.17
MgO	6.86	8.25	7.51	8.14	5.06	7.00
CaO	9.66	5.74	6.82	7.12	5.42	14.73
Na <sub>2</sub> O	0.07	3.41	0.76	1.32	1.40	2.78
K <sub>2</sub> O	0.06	0.02	0.05	0.01	1.36	0.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.24	0.21	0.14	1.08	0.23
ппп	4.30	4.10	4.20	5.30	3.30	6.40
Сумма	100.41	100.59	100.65	100.84	100.60	100.37
Микроэлемент, г/т						
La	16.316	18.639	9.147	7.369	26.462	29.574
Ce	38.135	36.423	22.741	17.119	62.609	62.333

Таблица 1.3, окончание

№ п.п.	1	2	3	4	5	6
Pr	4.852	4.147	3.118	2.262	8.358	6.422
Nd	20.876	15.107	13.515	9.926	36.039	23.246
Sm	5.337	3.186	3.881	2.773	9.462	4.772
Eu	1.456	0.903	1.294	0.914	2.691	1.436
Gd	5.656	3.142	4.111	3.344	9.894	4.350
Tb	0.867	0.517	0.642	0.561	1.482	0.645
Dy	5.181	3.286	4.049	3.590	8.833	3.933
Ho	1.066	0.687	0.791	0.768	1.746	0.784
Er	2.971	2.024	2.202	2.252	4.783	2.086
Tm	0.398	0.275	0.278	0.305	0.608	0.266
Yb	2.158	1.648	1.587	1.814	3.476	1.524
Lu	0.233	0.191	0.180	0.221	0.371	0.172
V	498.191	397.048	603.576	360.785	209.953	230.457
Cr	19.843	140.669	68.907	35.937	3.698	331.330
Ni	49.301	65.920	69.032	51.258	14.059	201.113
Rb	2.047	0.460	2.558	0.508	60.260	25.853
Sr	930.212	388.432	479.568	453.850	298.447	713.229
Y	46.265	30.759	37.408	30.628	73.760	36.384
Zr	29.625	28.004	22.656	7.882	40.083	23.153
Nb	17.179	14.469	13.522	6.510	26.105	13.784
Ba	13.755	10.087	78.372	86.825	576.046	166.130
Hf	0.489	0.344	0.356	0.197	0.619	0.363
Ta	0.757	0.838	0.637	0.220	0.992	0.611
Pb	11.398	5.443	6.167	10.925	3.952	6.170
Th	1.359	1.313	0.553	0.710	2.349	1.787
U	0.264	0.207	0.117	0.119	0.434	0.233

**Примечание.** Пробы № 1–6 – метабазалты; 5065 – верховья р. Медянка, восточный склон возв. Поповский увал, 600 м восточнее вершины с отм. 756 м, л. Р-40-119; 5102, 5103-1 – истоки р. Вижай, хр. Мансипальнелпаттуил, л. Р-40-107; 2125-6 и 2125-7 – верховья р. Посьмак, западный склон хр. Хожа-Тумп, л. Р-40-119; 5061-1 – верховья р. Медянка, восточный склон возв. Поповский увал, 2 км м восточнее вершины с отм. 756 м, л. Р-40-119.

**Таблица 1.4.** Результаты U–Pb (SHRIMP-II) датирования

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cordant	Total <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± %
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>
9.1	3.10	239	210	0.90	10.9	322.9 ± 5.4	987 ± 160	206	18.85	1.6
23.1	0.14	693	411	0.61	53.6	555.3 ± 8.3	543 ± 53	-2	11.1	1.6
21.1	0.21	1093	799	0.75	87.4	572.6 ± 8.3	599 ± 33	5	10.74	1.5
22.1	0.21	1631	1299	0.82	132	578.3 ± 8.5	543 ± 35	-6	10.63	1.5
6.1	0.67	328	130	0.41	44.4	938 ± 16	850 ± 110	-9	6.34	1.8
1.1	0.61	121	52	0.45	16.4	941 ± 15	862 ± 80	-8	6.32	1.7
4.2	1.03	349	39	0.12	47.6	941 ± 14	949 ± 90	1	6.289	1.5
17.1	0.12	238	64	0.28	33.9	991 ± 14	951 ± 34	-4	6.012	1.5
10.1	0.79	194	102	0.54	31.4	1103 ± 19	1109 ± 78	1	5.311	1.8
10.2	0.00	754	271	0.37	131	1184 ± 16	1170 ± 15	-1	4.958	1.5
13.1	0.25	117	93	0.82	20.6	1196 ± 17	1178 ± 41	-1	4.892	1.6
20.1	0.13	583	112	0.20	104	1214 ± 17	1202 ± 24	-1	4.819	1.5
14.2	0.40	1375	462	0.35	262	1284 ± 17	1320 ± 25	3	4.516	1.5
19.1	1.07	593	145	0.25	117	1319 ± 18	1314 ± 46	0	4.351	1.5
14.1	0.10	1263	542	0.44	247	1322 ± 17	1294 ± 11	-2	4.388	1.5
5.2	0.19	149	61	0.42	31.6	1420 ± 20	1423 ± 33	0	4.048	1.6
5.1	0.17	267	189	0.73	57.1	1431 ± 19	1443 ± 26	1	4.015	1.5
4.1	0.25	170	156	0.95	36.4	1434 ± 20	1563 ± 33	9	4.004	1.6
16.2	0.31	337	242	0.74	73.4	1453 ± 19	1738 ± 19	20	3.94	1.5
15.1	0.18	224	100	0.46	49.7	1478 ± 20	1486 ± 22	1	3.872	1.5
7.1	0.15	553	214	0.40	128	1533 ± 20	1539 ± 15	0	3.72	1.5
12.1	0.41	149	81	0.56	35.7	1579 ± 22	1565 ± 35	-1	3.585	1.6
3.1	0.16	150	103	0.71	36.1	1592 ± 23	1559 ± 28	-2	3.562	1.6
16.1	0.17	371	403	1.12	92.6	1641 ± 21	1829 ± 15	11	3.443	1.5
2.1	0.34	197	86	0.45	52	1719 ± 23	1694 ± 25	-1	3.259	1.5
8.2	0.14	314	203	0.67	85.2	1768 ± 23	1809 ± 16	2	3.163	1.5
8.1	0.19	179	206	1.19	50	1814 ± 25	1783 ± 24	-2	3.07	1.6
18.2	0.20	323	123	0.39	91	1822 ± 23	1912 ± 19	5	3.055	1.5
18.1	0.19	314	205	0.67	94.6	1935 ± 24	1951 ± 13	1	2.85	1.5
11.1	0.27	102	81	0.82	32.9	2052 ± 28	2050 ± 24	0	2.658	1.6

**Примечание.** Аналитик П.А. Львов (ЦИИ ВСЕГЕИ).

цирконов пробы 5102 (метабазальт хозатумпской свиты)

Total $^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	± %	(1) $^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	± %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}$	± %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/$ $^{235}\text{U}$	± %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/$ $^{238}\text{U}$	± %	err corr
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0.0964	3.4	19.45	1.7	0.072	7.7	0.51	7.9	0.05137	1.7	.218
0.0595	2.1	11.12	1.6	0.0583	2.4	0.724	2.9	0.09	1.6	.538
0.06158	1.2	10.77	1.5	0.05986	1.5	0.767	2.1	0.0929	1.5	.710
0.06009	1.1	10.65	1.5	0.05834	1.6	0.755	2.2	0.0939	1.5	.691
0.07301	1.3	6.38	1.8	0.0674	5.5	1.456	5.8	0.1567	1.8	.315
0.0728	2.1	6.36	1.7	0.0678	3.8	1.469	4.2	0.1572	1.7	.400
0.0793	1.3	6.355	1.6	0.0707	4.4	1.533	4.7	0.1572	1.6	.336
0.07181	1.4	6.019	1.6	0.0708	1.6	1.621	2.3	0.1661	1.6	.686
0.0832	1.4	5.354	1.9	0.0765	3.9	1.969	4.3	0.1866	1.9	.433
0.07893	0.78	4.958	1.5	0.07893	0.78	2.195	1.7	0.2017	1.5	.886
0.0813	1.6	4.904	1.6	0.0792	2.1	2.227	2.6	0.2038	1.6	.606
0.08132	0.99	4.825	1.5	0.08019	1.2	2.291	2	0.2072	1.5	.780
0.08859	0.64	4.534	1.5	0.0852	1.3	2.59	1.9	0.2204	1.5	.757
0.09401	0.94	4.398	1.5	0.0849	2.4	2.658	2.8	0.227	1.5	.548
0.08497	0.51	4.392	1.5	0.08407	0.57	2.639	1.6	0.2276	1.5	.931
0.0915	1.4	4.056	1.6	0.0899	1.7	3.056	2.3	0.2465	1.6	.682
0.09227	1	4.022	1.5	0.0908	1.4	3.112	2	0.2486	1.5	.744
0.0989	1.3	4.014	1.6	0.0968	1.8	3.323	2.4	0.2491	1.6	.668
0.10895	0.81	3.952	1.5	0.1063	1	3.708	1.8	0.2529	1.5	.820
0.09444	0.99	3.879	1.5	0.0929	1.2	3.301	1.9	0.2577	1.5	.792
0.09683	0.67	3.725	1.5	0.09557	0.77	3.536	1.7	0.2684	1.5	.887
0.1004	1.3	3.6	1.6	0.0969	1.8	3.709	2.4	0.2776	1.6	.649
0.098	1.3	3.568	1.6	0.0966	1.5	3.731	2.2	0.2802	1.6	.742
0.11323	0.71	3.449	1.5	0.1118	0.84	4.468	1.7	0.2899	1.5	.870
0.1068	1	3.27	1.5	0.1039	1.3	4.377	2	0.3056	1.5	.754
0.11178	0.8	3.167	1.5	0.11057	0.9	4.812	1.7	0.3156	1.5	.857
0.1107	0.99	3.076	1.6	0.109	1.3	4.88	2.1	0.3249	1.6	.777
0.11878	0.67	3.061	1.5	0.1171	1.1	5.272	1.8	0.3266	1.5	.812
0.12136	0.64	2.855	1.5	0.11965	0.75	5.775	1.6	0.3501	1.5	.891
0.1289	1.1	2.666	1.6	0.1265	1.4	6.54	2.1	0.3749	1.6	.762

**Таблица 2.1.** Составы пород ишеримского комплекса

Порода	Габбро-долерит	Габбро-амфиболит	Габбро-долерит	Габбро-долерит	Метагаббро-долерит	Метагаббро-долерит
№ пр.	2111	5138	7118	7120	2158-4	5075-1
SiO <sub>2</sub>	49.24	50.72	50.36	47.34	48.11	48.44
TiO <sub>2</sub>	1.85	1.69	1.11	1.35	1.14	1.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.04	12.36	13.29	13.17	14.93	12.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.91	6.57	5.36	7.78	7.14	6.95
FeO	7.70	8.80	7.80	9.80	5.60	7.10
MnO	0.23	0.23	0.21	0.26	0.16	0.20
MgO	6.50	6.46	6.74	5.98	6.71	7.41
CaO	8.68	8.45	9.29	9.79	10.21	10.59
Na <sub>2</sub> O	3.18	3.30	2.93	2.72	2.79	2.36
K <sub>2</sub> O	0.85	0.32	1.13	0.44	1.28	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.15	0.10	0.13	0.12	0.14
ппп	2.20	1.70	2.40	2.10	2.30	2.60
Сумма	100.58	100.77	100.73	100.90	100.50	100.53
Микроэлемент, г/т						
La	5.499	5.183	5.056	5.336	5.215	5.187
Ce	14.819	13.126	11.658	13.416	12.590	12.814
Pr	2.121	1.813	1.522	1.912	1.800	1.829
Nd	9.889	8.238	6.555	8.941	8.250	8.335
Sm	3.031	2.381	1.908	2.881	2.436	2.530
Eu	0.968	0.808	0.691	1.114	0.908	0.867
Gd	3.676	2.616	2.220	3.751	2.876	2.800
Tb	0.593	0.407	0.365	0.622	0.456	0.445
Dy	3.730	2.542	2.336	4.032	2.860	2.664
Ho	0.784	0.498	0.483	0.865	0.607	0.528
Er	2.274	1.397	1.412	2.573	1.723	1.496
Tm	0.309	0.184	0.195	0.361	0.226	0.199
Yb	1.946	1.058	1.197	2.364	1.472	1.211

Таблица 2.1, окончание

Lu	0.254	0.128	0.159	0.322	0.188	0.154
V	514.093	334.488	379.196	261.544	293.148	352.309
Cr	193.663	193.558	181.789	369.559	126.828	188.710
Ni	89.775	97.371	85.457	42.712	77.380	115.351
Rb	42.626	11.526	44.291	8.203	53.845	22.094
Sr	215.074	300.209	206.124	130.183	210.598	164.800
Y	35.965	25.166	25.255	31.458	23.088	22.115
Zr	15.431	19.990	50.206	62.624	33.955	62.489
Nb	8.475	7.987	7.471	8.573	7.092	6.521
Ba	133.459	26.273	162.385	69.610	85.959	95.471
Hf	0.344	0.305	0.636	1.173	0.601	0.859
Ta	0.621	0.318	0.320	2.878	0.249	0.456
Pb	0.781	2.686	0.651	1.116	0.918	1.677
Th	0.260	0.356	0.411	0.694	0.337	0.583
U	0.065	0.070	0.098	0.206	0.084	0.127

Таблица 2.2. Sm-Nd данные для габбродолерита 7122

№	Образец	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
1	7122 пла- гиоклаз	1.7	6.37	0.1609	0.0008	0.512721	0.000005
2	7122 вал	2.56	8.08	0.1917	0.0010	0.512935	0.000003
3	7122 амфибол	1.95	5.42	0.2171	0.0011	0.513125	0.000015

**Примечание.** Аналитик Ю.Л. Ронкин (ИГГ УрО РАН).

**Таблица 2.3.** Составы пород вишерского комплекса

Порода	Дунит	Верлит	Верлит	Клинопироксенит оливиновый	Клинопироксенит оливиновый
№ пр.	41	41-2	2112	2113	2112-1
SiO <sub>2</sub>	40.09	47.13	35.05	43.01	46.15
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.15	0.09	0.04	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	2.17	1.74	0.98	1.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.32	8.09	5.51	7.65	2.50
FeO	0.48	1.31	3.90	1.10	2.80
MnO	0.11	0.17	0.15	0.16	0.12
MgO	35.00	27.41	35.02	35.45	29.26
CaO	0.70	11.20	4.51	0.56	12.25
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.09	0.00	0.00	0.09
K <sub>2</sub> O	0.07	0.04	0.01	0.01	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08	0.01	0.01	0.03
ппп	14.53	4.30	8.70	11.00	5.30
Сумма	100.02	100.05	100.29	100.09	100.30
Микроэлемент, г/т					
La	0.138		0.292	0.084	0.067
Ce	0.254		0.538	0.217	0.186
Pr	0.030		0.084	0.031	0.022
Nd	0.116		0.342	0.130	0.109
Sm	0.029		0.112	0.041	0.047
Eu	0.010		0.038	0.013	0.021
Gd	0.032		0.142	0.057	0.091
Tb	0.006		0.025	0.010	0.016
Dy	0.037		0.163	0.066	0.114
Ho	0.008		0.033	0.015	0.025
Er	0.023		0.099	0.038	0.071
Tm	0.004		0.012	0.006	0.010
Yb	0.025		0.070	0.046	0.062
Lu	0.004		0.010	0.007	0.009

Таблица 2.3, окончание

V	25.585		129.914	40.322	103.537
Cr	2455.400		3127.252	989.400	2062.995
Ni	3331.200		984.637	930.194	609.374
Rb	0.052		0.590	0.247	0.541
Sr	2.095		3.881	4.271	4.760
Y	0.255		1.352	0.551	0.836
Zr	3.991		0.681	1.162	0.595
Nb	0.115		0.844	0.000	2.862
Ba	1.745		19.262	2.258	2.630
Hf	0.071		0.020	0.021	0.012
Ta	0.012		0.457	0.000	2.515
Pb	0.089		0.144	0.121	0.464
Th	0.026		0.044	0.028	0.034
U	0.026		0.006	0.000	0.009

**Таблица 2.4.** Составы пород антипинского комплекса

Порода	Пикрит	Пикрит	Пикрит	Метабонит	Метабонит
№ пр.	2252-2	2252-7	5078	2135	5064
SiO <sub>2</sub>	42.42	40.87	39.66	53.26	55.28
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.27	0.69	0.19	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.01	2.84	5.60	2.95	2.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.88	6.92	7.16	6.93	6.55
FeO	3.20	2.10	7.40	3.50	2.10
MnO	0.15	0.15	0.25	0.19	0.18
MgO	26.75	34.76	25.92	15.38	18.00
CaO	4.48	0.39	3.03	14.93	11.88
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.26	0.35	0.33	0.08
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.06	0.02	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
ппп	7.96	10.90	9.23	3.10	3.10
Сумма	100.18	100.05	100.44	100.29	100.02
Микроэлемент, г/т					
La	1.415	0.980	6.972	0.504	0.180
Ce	3.615	2.230	13.278	0.728	0.454
Pr	0.541	0.337	1.756	0.115	0.058
Nd	2.438	1.473	7.650	0.548	0.287
Sm	0.678	0.431	1.672	0.170	0.095
Eu	0.229	0.103	0.550	0.054	0.035
Gd	0.759	0.523	1.714	0.214	0.120
Tb	0.120	0.090	0.254	0.035	0.019
Dy	0.771	0.570	1.523	0.234	0.138
Ho	0.163	0.123	0.319	0.048	0.030
Er	0.468	0.352	0.858	0.142	0.095
Tm	0.061	0.049	0.115	0.020	0.013
Yb	0.380	0.278	0.756	0.123	0.090
Lu	0.054	0.039	0.106	0.019	0.013

*Таблица 2.4, окончание*

V	89.783	92.826	135.707	266.949	195.208
Cr	3729.204	3166.036	647.070	1472.756	1518.019
Ni	998.619	1449.195	752.942	231.081	299.839
Rb	1.176	2.868	4.379	0.392	0.172
Sr	9.771	7.273	16.784	161.365	11.463
Y	4.840	3.747	7.999	2.142	1.189
Zr	9.708	8.020	21.396	0.875	1.715
Nb	0.695	6.533	8.984	1.204	1.006
Ba	12.336	7.758	12.212	4.356	1.444
Hf	0.239	0.185	0.533	0.020	0.032
Ta	0.042	4.182	0.602	0.613	0.503
Pb	0.698	1.091	0.643	2.440	0.280
Th	0.127	0.093	0.566	0.010	0.033
U	H. o.	H. o.	0.146	0.017	0.010

**Таблица 2.5.** Результаты U–Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cordant	Total <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± %
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>
16.1	0.46	223	159	0.73	9.59	313.6 ± 5.1	343 ± 140	9	19.97	1.7
22.1	0.58	651	1121	1.78	49.3	541.5 ± 7.9	483 ± 65	-11	11.34	1.5
13.1	1.09	235	128	0.56	31.9	933 ± 14	955 ± 69	2	6.35	1.6
2.1	0.40	305	115	0.39	41.8	951 ± 14	923 ± 43	-3	6.265	1.6
10.1	0.36	279	89	0.33	38.3	954 ± 14	919 ± 45	-4	6.245	1.5
4.1	0.70	346	131	0.39	47.9	957 ± 14	918 ± 61	-4	6.202	1.5
1.1	0.41	462	95	0.21	64.3	965 ± 13	975 ± 29	1	6.168	1.5
17.1	0.00	322	101	0.32	45.2	977 ± 14	959 ± 25	-2	6.114	1.5
25.1	0.59	245	105	0.44	34.9	982 ± 15	971 ± 66	-1	6.04	1.7
5.1	0.45	300	133	0.46	44.4	1019 ± 14	997 ± 43	-2	5.813	1.5
19.1	0.04	342	76	0.23	51.9	1047 ± 15	1005 ± 27	-4	5.671	1.5
13.2	0.25	479	244	0.53	75.7	1085 ± 15	1070 ± 32	-1	5.442	1.5
18.1	0.52	382	83	0.23	63.4	1132 ± 15	1151 ± 32	2	5.181	1.5
24.1	0.15	713	257	0.37	121	1157 ± 16	1129 ± 24	-2	5.079	1.5
20.1	0.13	272	135	0.51	50.4	1257 ± 17	1247 ± 38	-1	4.639	1.5
8.1	0.41	370	170	0.47	71.3	1299 ± 17	1306 ± 25	1	4.46	1.5
21.1	1.05	43	67	1.62	8.58	1345 ± 24	1403 ± 110	4	4.26	1.9
21.2	0.09	588	386	0.68	118	1348 ± 18	1362 ± 16	1	4.296	1.5
14.1	0.26	92	85	0.95	18.8	1365 ± 20	1388 ± 41	2	4.228	1.7
15.1	0.34	194	76	0.40	39.8	1377 ± 20	1384 ± 30	1	4.183	1.6
9.1	0.30	200	129	0.66	42.2	1407 ± 20	1395 ± 31	-1	4.085	1.6
6.1	0.75	108	47	0.45	23.4	1436 ± 22	1484 ± 54	3	3.973	1.7
12.1	0.12	903	339	0.39	211	1551 ± 20	1566 ± 11	1	3.671	1.5
26.1	1.12	113	64	0.58	27.9	1610 ± 26	1621 ± 67	1	3.478	1.8
23.1	0.01	2137	1645	0.80	527	1627 ± 21	1602.5 ± 8	-2	3.483	1.5
11.1	0.07	582	199	0.35	150	1687 ± 22	1733 ± 13	3	3.341	1.5
3.2	0.23	255	55	0.22	67.3	1720 ± 23	1720 ± 19	0	3.262	1.5
3.1	0.14	477	148	0.32	130	1772 ± 23	1734 ± 14	-2	3.155	1.5
27.1	1.30	747	269	0.37	209	1791 ± 24	1841 ± 49	3	3.075	1.5
7.1	0.27	302	113	0.39	103	2152 ± 28	2229 ± 13	4	2.515	1.5

**Примечание.** Аналитик П.А. Львов, ЦИИ ВСЕГЕИ.

из метабонинита антипинского комплекса (обр. 5064)

Total <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± %	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	± %	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb	± %	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	± %	(1) <sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	± %	err corr
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0.0571	4.7	20.06	1.7	0.0533	6.2	0.367	6.4	0.04985	1.7	.261
0.0615	1.7	11.41	1.5	0.0568	2.9	0.686	3.3	0.0876	1.5	.461
0.0799	1.6	6.42	1.6	0.0709	3.4	1.522	3.8	0.1557	1.6	.427
0.07317	1.3	6.29	1.6	0.0698	2.1	1.53	2.6	0.1589	1.6	.597
0.0727	1.4	6.267	1.5	0.0697	2.2	1.532	2.7	0.1595	1.5	.576
0.0755	1.8	6.245	1.5	0.0696	3	1.536	3.3	0.16	1.5	.461
0.07505	0.97	6.194	1.5	0.0716	1.4	1.594	2.1	0.1614	1.5	.716
0.07104	1.2	6.114	1.5	0.07104	1.2	1.602	2	0.1636	1.5	.771
0.0764	1.8	6.08	1.7	0.0715	3.2	1.621	3.6	0.1645	1.7	.462
0.0762	1.4	5.839	1.5	0.0724	2.1	1.709	2.6	0.1712	1.5	.583
0.07303	1.3	5.673	1.5	0.07269	1.3	1.767	2	0.1763	1.5	.751
0.07717	0.97	5.456	1.5	0.0751	1.6	1.897	2.2	0.1832	1.5	.690
0.08256	1	5.209	1.5	0.0782	1.6	2.068	2.2	0.1919	1.5	.683
0.07855	0.92	5.087	1.5	0.07729	1.2	2.095	1.9	0.1966	1.5	.788
0.0832	1.8	4.645	1.5	0.0821	1.9	2.436	2.5	0.2153	1.5	.612
0.08808	0.89	4.478	1.5	0.0846	1.3	2.603	2	0.2232	1.5	.758
0.0979	3.1	4.305	2	0.0889	5.7	2.84	6.1	0.2319	2	.331
0.08778	0.72	4.3	1.5	0.08705	0.82	2.791	1.7	0.2325	1.5	.873
0.0905	1.6	4.24	1.7	0.0882	2.1	2.869	2.7	0.2358	1.7	.618
0.091	1.1	4.197	1.6	0.0881	1.6	2.893	2.2	0.2381	1.6	.711
0.0911	1.2	4.097	1.6	0.0886	1.6	2.979	2.3	0.244	1.6	.709
0.0992	1.6	4.003	1.7	0.0928	2.9	3.19	3.4	0.2495	1.7	.518
0.09798	0.53	3.675	1.5	0.09694	0.6	3.636	1.6	0.272	1.5	.927
0.1095	1.7	3.518	1.9	0.0998	3.6	3.91	4.1	0.2837	1.9	.456
0.09889	0.43	3.483	1.5	0.09885	0.43	3.913	1.5	0.2871	1.5	.959
0.10663	0.7	3.343	1.5	0.10605	0.72	4.374	1.6	0.2991	1.5	.899
0.10733	0.87	3.269	1.5	0.1053	1.1	4.441	1.8	0.3058	1.5	.818
0.10736	0.63	3.159	1.5	0.10616	0.78	4.632	1.7	0.3164	1.5	.884
0.1238	2.1	3.115	1.5	0.1125	2.7	4.97	3.1	0.3202	1.5	.489
0.14252	0.64	2.522	1.5	0.1402	0.75	7.66	1.7	0.3962	1.5	.898

**Таблица 2.6.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т)

<b>Элемент</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>
SiO <sub>2</sub>	62.7	61.9	68.2	69.47	69.26	69.54
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.74	0.57	0.29	0.22	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	15.1	14.7	14.56	15.43	15.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.36	2.75	1.62	2.9	2.3	2.21
FeO	3.64	3.43	2.40	0.50	0.50	0.90
MnO	0.09	0.09	0.05	0.03	0.08	0.06
MgO	3.3	3.42	1.77	0.84	0.96	0.89
CaO	3.95	4.53	2.75	2.08	2.14	2.08
Na <sub>2</sub> O	1.96	1.73	1.55	3.01	3.61	3.59
K <sub>2</sub> O	3.88	3.80	3.98	4.98	4.14	4.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.13	0.11	0.14	0.12	0.12
Сумма	99.90	100.00	99.90	100.12	100.06	100.05
Li	21.3	22.9	21.8	15.8	23.1	22.9
Rb	91.8	91.7	86	102	76	183.5
Cz	0.82	0.75	0.77	0.97	1.34	1.5
Sr	287	374	222	347	341	484
Ba	993	925	1090	953	912	850
Sc	17.4	18.3	10.8	2.51	3	3.64
V	151	149	76.9	20.8	21.2	25.4
Cr	75.5	70	32.7	6.23	20.4	8.01
Co	18	17.5	8.16	2.96	4.28	4.38
Ni	21.3	24.8	7.87	3.09	7.03	4.2
Cu	14.1	19.1	14.9	3.74	6.61	7.26
Zn	35.6	41.9	21.5	25.0	50.7	35.1
Ga	15.9	14.7	14.3	14.1	16.4	16.1
Y	18.9	19	9.68	12.6	16.1	18.9
Nb	13.9	13.2	9.78	36.1	45.6	41.2
Ta	0.87	0.83	0.51	2.93	4.57	1.83
Zr	122	122	144	144	172	74.8
Hf	2.88	3.59	3.82	2.56	3.42	1.3

элементов в гранитоидах Ишеримской структуры [Петров и др., 2018]

<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>
76.77	75.52	73.31	77.64	75.55	75.89	76.70
0.13	0.19	0.46	0.11	0.17	0.14	0.13
12.19	12.63	11.6	12.15	13.06	12.75	12.38
1.08	1.42	1.68	0.00	0.66	0.58	0.10
0.70	0.50	1.40	0.40	0.50	0.50	0.90
0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01
0.28	0.47	0.97	0.15	0.33	0.43	0.35
0.25	0.43	1.96	0.15	0.51	0.37	0.30
5.21	5.22	7.07	2.01	3.60	3.69	3.42
3.19	3.34	0.10	7.15	5.33	5.35	5.49
0.01	0.01	0.08	0.01	0.03	0.02	0.01
100.23	100.25	100.40	100.19	100.36	100.33	100.38
7.44	3.24	11.5	1.75	17.6	13.6	14.7
45.0	47.2	2.07	310	216	265	293
0.17	0.32	0.13	1.37	1.37	2.49	1.88
13.5	25.1	54.5	4.61	36.0	19.6	15.4
617	522	19.8	111	94.7	76.0	54.5
2.91	3.17	11.1	1.35	3.77	3.52	3.62
2.19	9.58	38.5	3.68	7.27	6.84	5.49
7.09	5.35	49.1	81.4	5.51	6.64	6.66
0.93	1.64	3.7	0.56	1.19	1.21	1.34
2.38	1.94	7.73	3.04	2.02	1.75	2.79
8.32	7.04	9.45	7.20	3.23	4.26	14.1
35.8	26.1	34.6	9.14	8.41	6.38	5.80
20.5	16.6	10.2	13.0	17.5	16.2	16.1
17.4	23.6	23.7	8.17	6.78	9.72	7.81
14.5	16.7	2.93	50.5	50.8	40.4	50.7
0.71	0.61	0.11	4.83	1.65	1.73	2.11
200	146	54.8	91.3	87.8	73.0	98.0
3.51	3.27	0.94	2.24	1.33	1.69	2.47

<b>Элемент</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>
Mo	0.3	0.3	0.3	0.13	0.67	0.32
Be	2.16	1.84	2.57	2.35	3.83	3.61
Pb	3.61	4.44	2.14	5.57	13.8	7.04
U	1.76	2.15	1.49	2.12	2.93	1.88
Th	13.2	11.4	8.46	7.8	8.91	8.55
La	18.4	19.2	15.7	8.21	11.8	9.8
Ce	78.7	46.1	50.6	24.1	35.3	26.8
Pr	5.33	5.84	3.85	2.23	2.89	2.47
Nd	23.8	24.6	16.2	8.46	10.1	9.7
Sm	5.66	4.65	2.8	2.16	2.18	2.64
Eu	1.12	1.13	0.76	0.7	0.71	0.81
Gd	4.88	4.37	3.04	1.9	1.93	2.53
Tb	0.74	0.68	0.41	0.3	0.3	0.39
Dy	3.38	3.51	2.07	1.8	1.88	2.29
Ho	0.71	0.79	0.43	0.34	0.39	0.45
Er	1.83	1.97	1.06	0.99	1.25	1.29
Tm	0.3	0.33	0.13	0.14	0.2	0.19
Yb	2.3	2.41	1.29	0.95	1.54	1.2
Lu	0.28	0.3	0.21	0.13	0.23	0.16

Таблица 2.6, окончание

7	8	9	10	11	12	13
3.59	1.16	0.14	0.35	0.22	0.46	0.17
4.74	1.76	0.32	1.60	7.53	5.20	3.57
1.82	2.01	2.85	3.13	2.32	3.35	10.21
1.03	0.9	0.24	1.08	1.70	2.16	1.67
3.36	8.07	1.56	8.24	7.98	24.7	29.1
18.5	26.9	6.43	18.5	10.9	28.3	20.5
34.5	61.9	15.5	24.5	21.0	43.6	37.2
4.34	6.92	2.05	2.51	1.86	3.83	2.50
14.7	24.6	8.71	6.93	4.98	9.80	5.97
2.49	4.8	2.24	0.97	0.83	1.43	0.83
0.18	0.53	0.47	0.19	0.11	0.17	0.18
1.87	3.69	2.42	0.77	0.52	1.00	0.66
0.32	0.55	0.4	0.14	0.10	0.16	0.12
2.01	3.5	2.61	0.90	0.65	1.05	0.81
0.4	0.69	0.58	0.21	0.14	0.23	0.18
1.22	2.14	1.82	0.69	0.50	0.82	0.61
0.18	0.33	0.27	0.12	0.09	0.15	0.12
1.16	2.27	1.73	0.85	0.73	1.21	1.02
0.16	0.33	0.25	0.14	0.12	0.20	0.18

**Примечание.** 1–3 – породы северного тела Мойвинского массива: 1, 2 – амфиболовые кварцевые диориты (обр. 5503, 5503-1), 3 – гранодиорит (5503-2); 4–6 – порфиroidные граниты южного тела Мойвинского массива (2110-2, 2111-1, 2111-2); 7–9 – разннейсованные порфиroidные граниты Посьмакского массива (2145, 2126-2, 2129-3); 10–13 – породы Вёлсовского массива: 10–12 – порфиroidные граниты первой фазы (2172, 5140, 2172-5), 13 – гранит-аплит второй фазы (2172-3).

**Таблица 2.7.** U-Pb LA ICP-MS данные для циркона из гранитов Посьямского, Вёлсовского и Мойвинского массивов (образцы 2126-2, 2172-5, 2110-2 соответственно) [Петров и др., 2018]

Кратер	$^{207}\text{Pb}^a$	$\text{U}^b$	$\text{Pb}^b$	$\frac{\text{Th}^b}{\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^c$	$\frac{^{207}\text{Pb}^d}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}^d}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	$\text{Rho}^e$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	D
	(cps)	(ppm)	(ppm)	(%)	(%)	(%)	(%)	(млн лет)	(%)	(%)	(млн лет)	(%)	(%)
Гранит (2126-2) Посьямского массива, координаты отбора: x 0632127, y 6751886													
A301	145343	2303	223.9	0.85	7.0	0.4864	4.2	0.06246	1.5	0.37	391	6	17
A314	134594	2061	246.7	1.34	5.8	0.5135	4.2	0.06581	1.9	0.44	411	7	14
A326	32530	749	72.4	0.78	1.1	0.5583	3.7	0.07040	1.5	0.41	439	6	14
A336	23081	322	33.3	1.06	2.3	0.5789	5.6	0.07350	2.2	0.40	457	10	7.8
A294	29336	606	62.7	0.88	2.7	0.6111	2.6	0.07644	1.5	0.58	475	7	10
A325	42546	866	92.4	0.69	0.9	0.6270	3.8	0.07801	1.6	0.43	484	8	10
A300	17154	342	35.4	0.58	2.4	0.6587	2.9	0.08161	1.6	0.57	506	8	8.0
A310	23069	486	56.1	0.75	0.1	0.6751	2.7	0.08273	1.6	0.58	512	8	11
A316	13471	281	31.7	0.65	0.7	0.6827	2.6	0.08494	1.6	0.61	526	8	2.8
A298	64513	790	111.8	1.05	5.9	0.6831	3.3	0.08464	1.5	0.45	524	8	4.7
A296	19879	441	48.7	0.56	0.1	0.6886	2.1	0.08666	1.5	0.72	536	8	-3.9
A290	14198	237	25.0	0.62	1.1	0.7050	2.5	0.08822	1.6	0.65	545	9	-3.2
A333	16580	303	31.0	0.59	0.3	0.7069	3.4	0.08684	1.4	0.43	537	7	5.6
A320	19912	422	49.1	0.64	0.6	0.7077	2.1	0.08897	1.6	0.76	549	8	-6.0
A321	23768	373	45.8	0.83	1.1	0.7145	2.4	0.08776	1.6	0.65	542	8	4.7

Таблица 2.7, продолжение

A307	13567	273	31.1	0.55	1.2	0.7164	2.4	0.09000	1.5	0.65	556	8	-7.0
A309	14154	248	30.0	0.62	4.7	0.7170	4.3	0.09046	1.6	0.37	558	9	-9.4
A322	10487	203	22.4	0.48	0.9	0.7181	2.2	0.08816	1.6	0.70	545	8	4.4
A319	14774	286	33.8	0.66	0.9	0.7200	2.6	0.08813	1.5	0.58	544	8	5.5
A293	13674	257	27.0	0.59	0.2	0.7222	2.3	0.08949	1.6	0.67	553	8	-0.5
A295	13124	281	32.8	0.65	0.3	0.7225	2.2	0.08915	1.5	0.70	551	8	1.5
A292	19112	338	36.6	0.65	0.2	0.7270	2.2	0.08976	1.6	0.70	554	8	0.6
A334	20046	367	39.1	0.66	0.0	0.7284	3.2	0.08921	1.6	0.50	551	8	4.2
A323	64832	1041	139.5	1.00	1.9	0.7297	3.7	0.09037	1.5	0.41	558	8	-1.3
A315	14267	305	35.4	0.58	0.0	0.7299	2.3	0.09043	1.5	0.66	558	8	-1.5
A335	8824	156	16.1	0.50	0.2	0.7310	3.2	0.09086	1.6	0.52	561	9	-3.3
A317	25976	541	60.6	0.49	0.4	0.7329	2.8	0.09034	1.6	0.59	558	9	0.6
A318	14394	289	35.6	0.70	0.3	0.7337	2.7	0.09090	1.5	0.55	561	8	-2.0
A288	12357	233	23.6	0.46	0.0	0.7340	2.1	0.09015	1.5	0.72	556	8	2.2
A324	37666	744	100.6	0.98	0.9	0.7357	3.5	0.09044	1.7	0.47	558	9	1.6
A311	23766	400	46.8	0.60	1.5	0.7359	2.9	0.09047	2.0	0.69	558	11	1.5
A306	13777	291	33.5	0.57	0.7	0.7378	3.1	0.09150	1.8	0.58	564	10	-3.1
A289	23611	214	22.8	0.49	4.4	0.7381	3.3	0.09265	1.8	0.54	571	10	-9.6
A304	11203	241	27.1	0.50	0.1	0.7389	2.4	0.09053	1.6	0.69	559	9	2.8
A291	12684	233	27.2	0.86	2.2	0.7393	2.9	0.09229	1.6	0.56	569	9	-6.7

Таблица 2.7, продолжение

A313	50844	1046	129.1	0.76	0.3	0.7402	2.1	0.09050	1.6	0.77	558	9	3.5
A308	13553	285	32.5	0.52	0.5	0.7414	2.3	0.09105	1.6	0.70	562	9	1.3
A299	16149	324	37.8	0.55	0.1	0.7431	2.1	0.09109	1.6	0.74	562	9	1.9
A282	41124	789	117.5	1.29	1.9	0.7456	3.1	0.09186	2.0	0.63	567	11	-0.8
A327	21177	418	49.7	0.59	0.7	0.7471	3.9	0.09110	1.9	0.49	562	10	3.9
A303	16011	260	35.6	1.08	2.5	0.7483	5.0	0.09189	1.7	0.33	567	9	0.4
A305	32167	670	78.1	0.54	0.2	0.7536	2.3	0.09223	1.6	0.70	569	9	1.4
A297	18806	326	40.9	0.65	1.7	0.7588	3.1	0.09225	1.4	0.46	569	8	3.8
Гранит 2172-5 Вёлсовского массива, координаты отбора: х 0614119, у 6743826													
A438	179873	5526	248.9	0.20	0.8	0.3205	1.7	0.04486	1.5	0.85	283	4	-1.9
A402	228226	8286	477.8	1.58	1.4	0.3269	2.5	0.04551	2.0	0.82	287	6	1.0
A437	169172	3490	271.3	0.99	1.7	0.3917	2.3	0.05346	1.6	0.70	336	5	-0.2
A436	12641	304	20.1	1.38	2.7	0.3955	3.2	0.05366	1.6	0.50	337	5	3.2
A435	20993	512	37.0	1.69	0.5	0.4118	4.4	0.05502	1.6	0.37	345	5	9.9
A418	48116	1091	68.7	0.39	0.4	0.4205	4.0	0.05568	3.7	0.92	349	13	13
A425	127667	2543	182.3	1.23	3.3	0.4291	3.1	0.05706	1.5	0.50	358	5	9.0
A380	115462	2042	153.7	0.95	1.7	0.4311	2.6	0.05675	1.8	0.70	356	6	14
A405	60841	930	79.9	1.41	6.4	0.4890	6.0	0.06234	2.7	0.45	390	10	20
A394	103759	2380	196.3	0.96	0.0	0.5005	2.0	0.06498	1.8	0.91	406	7	9.1
A392	13910	250	20.7	1.05	0.7	0.5161	4.4	0.06627	1.8	0.40	414	7	12

Таблица 2.7, продолжение

A420	38747	701	58.4	0.73	1.8	0.5228	2.7	0.06727	1.5	0.55	420	6	10
A408	38520	599	52.5	0.82	4.5	0.5381	5.1	0.06916	1.7	0.32	431	7	8.1
A411	116057	2328	198.4	0.72	0.0	0.5477	1.8	0.07026	1.5	0.87	438	7	7.6
A395	23471	426	36.3	0.57	0.1	0.5656	2.2	0.07095	1.5	0.68	442	7	15
A410	35962	618	53.7	0.69	0.3	0.5708	3.2	0.07273	1.5	0.47	453	7	7.4
A393	42957	791	71.3	0.85	0.0	0.5786	2.1	0.07379	1.5	0.73	459	7	5.7
A431	26910	556	48.5	3.45	0.9	0.5814	3.4	0.07375	2.0	0.59	459	9	8.0
A445	21589	309	28.8	1.02	0.0	0.5815	2.7	0.07347	1.9	0.68	457	8	9.9
A376	19358	373	32.3	0.91	3.5	0.5828	4.8	0.07477	2.2	0.47	465	10	1.8
A381	23911	544	48.1	1.29	0.0	0.5877	3.2	0.07453	1.9	0.59	463	8	7.1
A409	52423	998	80.9	0.31	0.0	0.5922	2.3	0.07555	1.8	0.81	470	8	3.4
A377	9870	187	18.1	1.00	0.8	0.5990	2.2	0.07557	1.8	0.79	470	8	8.0
A401	32858	630	59.0	1.57	0.0	0.5999	2.2	0.07519	1.7	0.76	467	8	11
A427	35869	658	57.2	1.03	0.0	0.6034	2.3	0.07597	1.5	0.64	472	7	8.3
A419	17314	266	27.8	1.15	1.5	0.6075	4.6	0.07608	1.5	0.33	473	7	10
A390	81867	1437	134.2	1.32	1.3	0.6087	2.5	0.07717	1.5	0.58	479	7	4.0
A434	145715	2596	230.3	0.79	1.7	0.6102	2.2	0.07754	1.5	0.68	481	7	2.6
A423	121153	495	73.1	14.97	0.5	0.6133	3.3	0.07723	3.1	0.95	480	14	6.8
A388	20929	373	32.7	1.17	0.5	0.6175	2.9	0.07682	1.8	0.64	477	8	12
A433	155181	3054	254.7	0.40	2.6	0.6189	2.8	0.07882	1.7	0.62	489	8	0.1

Таблица 2.7, продолжение

A406	37925	700	679	0.91	1.0	0.6302	2.3	0.07908	1.5	0.66	491	7	6.0
A391	71538	1395	194.3	2.08	0.0	0.6393	1.8	0.08018	1.5	0.83	497	7	4.9
A379	12357	219	20.1	0.81	0.3	0.6394	2.8	0.08028	1.5	0.56	498	7	4.4
A389	27125	504	50.0	0.98	0.7	0.6407	2.6	0.07956	1.5	0.60	494	7	9.4
A421	61089	1029	93.8	1.01	2.2	0.6417	2.6	0.08099	1.5	0.57	502	7	1.4
A416	18195	317	30.9	0.68	0.7	0.6431	2.9	0.08084	1.5	0.53	501	7	3.3
A378	25017	472	44.9	0.65	0.4	0.6435	2.3	0.08084	1.6	0.70	501	8	3.5
A382	6386	79	8.0	0.99	0.0	0.6477	2.6	0.08047	2.0	0.78	499	10	8.3
A407	19695	366	48.8	2.03	0.2	0.6519	5.7	0.08190	4.4	0.76	507	21	2.3
A403	41442	758	74.0	0.77	0.0	0.6554	2.6	0.08204	1.6	0.62	508	8	3.7
A426	103794	1778	172.7	0.66	0.4	0.6562	1.9	0.08232	1.7	0.90	510	8	2.4
A430	23048	425	39.8	0.73	0.0	0.6600	3.1	0.08220	1.6	0.53	509	8	5.4
A399	22068	414	40.6	0.98	0.6	0.6659	2.8	0.08289	1.5	0.54	513	7	4.9
A397	14187	262	27.4	1.05	2.5	0.6703	2.9	0.08400	1.6	0.55	520	8	0.9
A413	80928	1505	156.2	0.83	0.4	0.6733	2.0	0.08485	1.7	0.86	525	9	-2.4
A447	25838	348	40.8	1.95	2.5	0.6754	3.5	0.08511	1.7	0.49	527	9	-2.6
A412	72842	1206	116.8	0.57	1.0	0.6762	2.2	0.08500	1.7	0.79	526	9	-1.4
A404	64925	1318	124.5	1.36	0.0	0.6773	2.1	0.08479	1.7	0.80	525	9	0.5
A396	4832	85	9.4	2.00	1.7	0.6797	2.4	0.08457	1.6	0.66	523	8	3.2
A398	82217	1589	157.8	0.72	3.2	0.6813	3.0	0.08641	1.5	0.48	534	7	-7.1

Таблица 2.7, продолжение

A449	60472	1034	108.4	0.89	1.3	0.6833	2.2	0.08555	1.5	0.69	529	8	-0.4
A415	12424	219	26.1	1.21	0.7	0.6861	3.4	0.08564	1.7	0.48	530	8	0.7
A400	36630	637	66.7	0.66	0.0	0.6864	2.4	0.08643	1.6	0.67	534	8	-3.8
A444	23832	390	38.8	0.72	0.4	0.6877	2.5	0.08536	2.1	0.86	528	11	3.3
A417	47117	843	85.8	0.71	0.0	0.6915	1.9	0.08646	1.5	0.80	535	8	-0.8
A422	13849	235	22.8	1.14	1.3	0.6931	2.5	0.08664	1.5	0.61	536	8	-1.0
A446	24342	338	35.4	1.91	3.2	0.6932	3.2	0.08651	1.5	0.47	535	8	-0.2
A424	29778	450	47.5	0.64	1.4	0.6981	2.4	0.08722	1.6	0.68	539	8	-1.4
A429	94765	1645	175.1	0.78	3.5	0.7071	3.6	0.08847	2.0	0.56	546	11	-3.4
Гранит (2110-2) Мойвинского массива, координаты отбора: х 0611492, у 6775444													
A477	39843	616	50.8	0.31	0.7	0.5994	2.3	0.07572	1.6	0.70	471	7	7.3
A500	99655	1492	123.9	0.27	1.5	0.6379	2.1	0.07954	1.5	0.72	493	7	8.0
A460	81903	1291	118.1	0.65	2.3	0.6385	2.8	0.07993	1.6	0.57	496	8	6.0
A480	57935	925	78.3	0.25	1.2	0.6682	2.2	0.08289	1.5	0.69	513	8	6.2
A488	76967	1056	109.0	0.66	0.7	0.6810	1.9	0.08453	1.5	0.78	523	7	4.2
A478	84101	1206	103.1	0.19	0.0	0.6944	1.7	0.08485	1.5	0.88	525	8	9.5
A455	94583	1530	135.1	0.25	0.0	0.7093	1.7	0.08661	1.4	0.85	535	7	7.9
A458	118246	1848	172.2	0.36	0.3	0.7093	1.7	0.08774	1.5	0.89	542	8	2.1
A453	88863	1378	119.9	0.16	0.0	0.7170	1.8	0.08893	1.6	0.89	549	8	-0.3
A468	104569	1669	148.0	0.28	0.4	0.7186	1.7	0.08864	1.4	0.86	548	8	2.2

Таблица 2.7, продолжение

A464	85477	1281	112.8	0.13	0.0	0.7285	1.9	0.09035	1.7	0.89	558	9	-1.8
A487	111742	1647	149.5	0.21	0.8	0.7307	1.7	0.09031	1.5	0.84	557	8	-0.3
A492	93875	1438	131.8	0.37	0.0	0.7325	1.9	0.09110	1.6	0.85	562	8	-3.8
A471	87741	1324	123.5	0.24	0.1	0.7362	1.7	0.09155	1.5	0.89	565	8	-4.2
A485	33008	417	37.3	0.18	2.6	0.7385	3.1	0.09030	1.5	0.49	557	8	3.7
A476	87542	1292	117.4	0.18	0.5	0.7414	1.7	0.09094	1.5	0.87	561	8	1.9
A452	60910	908	83.6	0.19	0.0	0.7430	2.2	0.09171	1.6	0.76	566	9	-1.3
A481	47369	564	66.6	0.83	1.7	0.7432	3.3	0.09219	1.7	0.52	568	9	-3.9
A472	94187	1402	125.9	0.14	0.0	0.7445	1.8	0.09172	1.6	0.89	566	8	-0.6
A474	63814	1050	99.1	0.29	1.0	0.7459	3.2	0.09190	2.6	0.81	567	14	-0.9
A482	53424	755	73.9	0.44	0.1	0.7481	2.1	0.09118	1.7	0.80	562	9	3.9
A489	74858	1075	98.3	0.18	1.1	0.7484	2.1	0.09209	1.5	0.74	568	8	-0.5
A454	41318	579	81.0	1.32	0.1	0.7494	2.5	0.09216	1.7	0.69	568	9	-0.4
A499	29367	314	31.6	0.32	2.1	0.7502	4.1	0.09223	1.7	0.41	569	9	-0.3
A467	68110	1032	94.6	0.20	0.0	0.7505	1.8	0.09137	1.4	0.80	564	8	4.2
A483	51295	783	88.5	0.79	0.0	0.7510	2.0	0.09218	1.5	0.74	568	8	0.3
A451	94056	1515	181.4	0.93	0.2	0.7513	1.9	0.09201	1.7	0.89	567	9	1.3
A461	95229	1495	138.9	0.22	0.1	0.7553	1.7	0.09278	1.5	0.87	572	8	-0.6
A479	18353	278	28.5	0.45	5.1	0.7556	4.8	0.09326	2.1	0.44	575	11	-3.0
A491	56216	818	85.5	0.46	0.8	0.7563	2.1	0.09294	1.7	0.80	573	9	-0.9

Таблица 2.7, окончание

A450	50960	776	72.2	0.20	0.4	0.7578	2.1	0.09287	1.8	0.85	572	10	0.2
A469	89721	1198	111.0	0.16	0.1	0.7654	1.9	0.09370	1.7	0.90	577	10	-0.2
A456	63844	926	84.3	0.12	0.0	0.7678	1.9	0.09372	1.8	0.92	577	10	0.9
Стандарты													
BB-09 <sup>9</sup>	19577	704	63.5	0.11	0.51	0.7574	1.9	0.09295	1.6	0.77	573	9	-0.4
Ples. <sup>9</sup>	11507	756	39	0.07	0.81	0.3959	3.2	0.05422	2.0	0.70	340	7	-4.2
91500 <sup>9</sup>	24036	81	15	0.26	0.43	1.8420	1.4	0.17859	1.0	0.64	1059	10	0.4

**Примечание.** Размер кратера до 33 мкм при глубине ~15 мкм. Концентрации U, Pb и отношение Th/U рассчитаны относительно стандарта циркона GJ-1 [Jackson et al., 2004].  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  отношения скорректированы на бланк, фракционирование и общий свинец – по [Stacey, Kraters, 1975]. Rho коэффициент корреляции отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . D – степень дисконкордантности. BB-09, Plesovice, 91500 стандартные образцы (статистика n = 14 для каждого стандарта соответственно).

Аналитик Ю.Л. Ронкин, ИГГ УрО РАН.

**Таблица 2.8.** U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из кварцевого диорита Мойвинского массива (образец 5503) [Петров и др., 2018]

Номера точек измерений	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %	Содержания, ppm		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ , %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ , %	Rho	D, %	Возраст, млн лет		СКВО	
		U	Th								$^{207}\text{U}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
1.1	0.00	178	109	22.1	0.36	0.727	2.5	0.0904	0.87	0.348	-3.1	557.9	9.2	0.107
4.1	0.00	315	229	20.4	0.52	0.748	2.5	0.0909	0.92	0.368	5.5	560.9	9.8	0.41
5.1	0.16	498	488	35.9	0.85	0.745	1.9	0.0912	0.77	0.405	2.5	562.6	8.2	0.15
6.1	0.58	511	619	26.2	0.33	0.767	2.5	0.0925	0.99	0.396	6.4	571.0	10.8	0.60
7.1	0.50	339	296	31.4	0.53	0.744	3.0	0.0929	0.82	0.273	-7.4	572.4	9.0	0.40
8.1	0.19	233	179	16.4	0.26	0.743	2.5	0.0915	0.91	0.364	-0.2	564.3	9.8	0.00035
7.2	1.68	255	189	13.7	0.62	0.723	5.5	0.0921	1.00	0.182	-16	568.0	10.8	0.45
9.1	0.18	506	590	21.6	0.43	0.744	2.4	0.0907	0.81	0.338	4.5	559.8	8.6	0.28
9.2	0.19	224	172	29.8	0.26	0.745	2.0	0.0925	0.74	0.370	-4.7	570.1	8.0	0.40
10.1	0.00	373	343	26.8	0.42	0.758	2.1	0.0925	0.76	0.362	2.0	570.6	8.2	0.076
11.1	1.04	209	171	16.7	0.52	0.776	2.4	0.0919	0.89	0.371	13	567.3	9.6	2.7
12.1	0.78	160	102	40.0	0.43	0.747	1.8	0.0921	0.68	0.378	-1.0	567.6	7.4	0.026

(1) – Здесь и в табл. 2.9 скорректировано по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .

Примечание. Здесь и в табл. 2.9 погрешности приведены для интервала  $\pm 1\sigma$ . Pbс и Pb\* – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешности калибровки стандарта TEMORA составили 0.6%. Rho – коэффициент корреляции отношения  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . D – степень дискордантности. Расчет соответствующих параметров U-Pb-данных проводился с использованием программы ISOPLOT/Ex version 3.66 [Ludwig, 2008].  
Аналитик П.А. Львов, ЦИИ ВСЕГЕИ.

**Таблица 2.9. U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из лейкогранита Вёлсовского массива (образец 2172-3)**

Но- мера точек изме- рений	$^{206}\text{Pb}_e$ %	Содержания, ppm		$^{232}\text{Th}$ $^{238}\text{U}$	(1) $^{207}\text{Pb}$ $^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ , %	(1) $^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ , %	D %	Возраст, млн лет			
		U	Th							(1) $^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$\pm$		
Координаты места отбора: х 0614306, у 6743837													
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>
1.1	0.33	578	529	41.5	0.94	0.652	2.4	0.0832	1.4	0.583	-6.2	515.2	7.2
2.1	0.04	924	859	66.1	0.96	0.668	1.8	0.0832	1.4	0.778	4.3	515.2	7.2
3.1	0.30	96	186	700	2.00	0.667	5.8	0.0842	1.9	0.328	-2.4	521.1	9.9
4.1	0.25	336	242	23.9	0.74	0.662	2.9	0.0828	1.6	0.552	3.1	512.8	8.2
5.1	4.43	1081	910	81.4	0.87	0.639	14	0.0836	1.7	0.121	-20	517.6	8.8
6.1	0.63	372	297	26.3	0.82	0.619	5.2	0.0818	1.5	0.288	-24	506.9	7.6
7.1	0.04	744	557	53.7	0.77	0.675	2.0	0.0840	1.5	0.750	3.8	520.0	7.8
8.1	1.45	278	332	19.8	1.23	0.678	5.0	0.0815	1.6	0.320	18	505.1	8.1
9.1	0.35	231	143	15.9	0.64	0.628	4.3	0.0801	1.6	0.372	-2.2	496.7	7.9
10.1	0.71	488	638	35.5	1.35	0.653	3.2	0.0839	1.5	0.469	-10	519.4	7.8
12.1	1.11	2210	2670	161	1.25	0.655	2.5	0.0839	1.4	0.560	-8.9	519.4	7.3
13.1	0.48	363	248	26.1	0.71	0.657	3.3	0.0833	1.5	0.455	-3.3	515.8	7.7
15.1	0.39	284	229	20.1	0.83	0.630	3.3	0.0820	1.6	0.485	-15	508.0	8.1

Таблица 2.9, окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
16.1	0.37	371	164	27.1	0.46	0.671	3.0	0.0848	1.5	0.500	-4.0	524.7	7.9
17.1	0.06	360	267	25.7	0.77	0.662	2.3	0.0829	1.5	0.652	2.5	513.4	7.7
19.1	1.35	477	613	34.7	1.33	0.691	3.6	0.0835	1.5	0.417	14	517.0	7.8
20.1	1.11	82	61	5.80	0.76	0.640	7.5	0.0812	1.9	0.253	-1.1	503.3	9.6
22.1	2.48	264	170	18.2	0.67	0.587	6.9	0.0780	1.6	0.232	-23	484.2	7.7
23.1	0.55	300	218	21.3	0.75	0.645	3.4	0.0820	1.6	0.471	-3.0	508.0	8.1
24.1	0.34	312	273	21.7	0.90	0.626	3.3	0.0806	1.5	0.455	-7.4	499.7	7.5

**Примечание.** Аналитик П.А. Львов, ЦИИ ВСЕГЕИ.

**Таблица 3.1.** Составы дистенов, хлоритовидов, ставролитов и гранатов из пород Белокаменского комплекса

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	37.50	37.57	23.59	27.77	27.89	37.47	36.52	37.10	36.70	37.23
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.60	0.58	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.10	62.94	39.49	53.68	54.00	20.70	20.47	20.38	20.27	20.55
FeO	0.19	0.22	25.46	10.85	10.89	33.90	33.68	34.49	34.89	34.13
MnO	0.00	0.00	0.40	0.17	0.15	2.16	5.14	2.45	2.45	2.30
MgO	0.02	0.03	1.32	0.89	0.9	3.06	0.71	2.53	2.08	3.07
CaO	0.06	0.04	0.05	0.03	0.03	2.83	2.56	2.64	2.55	2.39
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.08	0.09	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.09	0.04	0.04	0.03
Σ	100.92	100.86	90.35	94.09	94.56	100.18	99.21	99.68	99.00	99.74

**Примечание.** 1, 2 – дистены, обр. 6889-б; 3 – хлоритовид, обр. 6889-б; 4, 5 – ставролиты, обр. 2333-2; 6–10 – гранаты, обр. 2333-3; 6, 7 – центр зерен, 8, 9 – промежуточные зоны, 10 – край зерна.

**Таблица 3.2.** Составы мусковитов, фенгитов и парагонитов из пород Белокаменского комплекса

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	47.46	47.48	45.82	47.74	47.27	46.49	46.95	46.51	47.21	50.15
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.52	0.00	0.11	0.11	0.20	0.12	0.13	0.48	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.28	36.90	39.38	34.39	33.36	36.79	39.73	39.59	37.27	28.19
FeO	1.43	0.94	0.47	3.19	2.90	1.13	1.05	0.53	0.96	4.73
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.98	0.67	0.16	1.13	1.43	0.54	0.09	0.12	0.70	2.64
CaO	0.03	0.03	0.48	0.05	0.03	0.10	0.33	0.30	0.03	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.62	1.04	1.86	0.42	0.63	2.65	4.70	6.45	1.30	0.10
K <sub>2</sub> O	8.52	8.67	7.43	7.73	8.83	6.35	3.10	1.54	7.74	8.24
Σ	94.72	96.25	95.61	94.77	94.58	94.25	96.05	95.19	95.69	94.16

**Примечание.** 1-3 – обр. 6889-б; 1, 2 – мусковиты из основной массы, 3 – мусковит по дистену; 4-8 – обр. 2333-3; 4, 5 – фенгиты, 6-8 – фенгит-парагониты; 9 – мусковит, обр. 2333-2; 10 – фенгит, обр. 2634-3.

**Таблица 3.3.** Составы биотитов, хлоритов и альбитов из пород Белокаменского комплекса

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	25.12	27.68	23.53	69.26	24.29	24.20	24.39	33.98	34.35	35.28
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	1.50	1.51	1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.41	16.08	21.58	19.34	19.37	19.69	18.52	14.96	14.92	15.30
FeO	28.66	27.32	28.38	0.03	29.40	29.43	30.39	25.75	26.09	25.31
MnO	0.12	0.06	0.07	0.00	0.06	0.06	0.07	0.02	0.05	0.04
MgO	9.91	7.09	12.43	0.00	11.12	11.14	11.05	6.54	6.72	6.45
CaO	0.11	0.19	0.02	0.42	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.04	0.02	11.48	0.04	0.02	0.02	0.06	0.05	0.05
K <sub>2</sub> O	0.34	0.77	0.03	0.08	0.06	0.03	0.06	8.02	8.00	8.05
Σ	81.71	79.25	86.09	100.61	84.37	84.65	84.54	90.91	91.72	92.00

**Примечание.** 1, 2 – хлориты, обр. 6889-б; 3 – хлорит, обр. 2333-3; 4–10 – обр. 2634-3; 4 – альбит, 5–7 – хлориты, 8–10 – биотиты.

**Таблица 3.4.** Оценка P-T параметров метаморфизма кристаллических сланцев района р. Граничная (с использованием программы TPF [Султанов, Графчиков, 1997])

Геотермометры и геобарометры	T, °C	P, кбар
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>
<b>5123-2-1:</b> фенгит, биотит, гранат (к); Гранат-биотит		
Среднее	596	
<b>5123-2-2:</b> ильменит, биотит, гранат(к); Гранат-биотит		
Среднее	581	
<b>5123-2-3:</b> биотит; гранат (ц). Гранат-биотит		
Среднее	534	
<b>5123-3-1:</b> фенгит; биотит; гранат (к). Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит		
Среднее	593	
<b>5123-3-2:</b> биотит; гранат (к). Гранат-биотит		
Среднее	578	
<b>5123-3-3:</b> биотит; гранат (ц). Гранат-биотит		
Среднее	534	
<b>5123-4-1-1:</b> биотит; гранат (к). Гранат-биотит		
Среднее	582	
<b>5123-4-1-2:</b> биотит; гранат (ц). Гранат-биотит		
Среднее	560	
<b>5123-4-1-3:</b> фенгит; биотит; гранат (к). Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит		
Среднее	596	
<b>5123-4-254:</b> фенгит; биотит; гранат (к); кианит, плагиоклаз. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-мусковит-плагиоклаз-биотит P (при 600°C)		
Среднее	635	9.9
<b>5123-4-45:</b> фенгит; биотит; гранат (к); кианит, плагиоклаз. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-мусковит-плагиоклаз-биотит P (при 600°C)		
Среднее	598	7.6

Таблица 3.4, продолжение

1	2	3
<b>5122-5-1:</b> фенгит; биотит; гранат (к), кианит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит		
Среднее	546	
<b>5122-5-2:</b> фенгит; биотит; гранат (ц), кианит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит		
Среднее	536	
<b>5122-5-3:</b> фенгит; биотит; гранат (к). Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит		
Среднее	549	
<b>5122-1-1:</b> ставролит; биотит; гранат (к), кианит. Гранат-биотит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	544	
<b>5122-1-2:</b> биотит; гранат (к). Гранат-биотит		
Среднее	537	
<b>5122-1-3:</b> биотит; гранат (ц) Гранат-биотит		
Среднее	545	
<b>5122-1-4:</b> фенгит; биотит; гранат (к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	537	
<b>5122-1-5:</b> фенгит; биотит; гранат (к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	551	
<b>5122-1-6:</b> фенгит; биотит; гранат (ц). Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит		
Среднее	542	
<b>5120-5-1:</b> фенгит; биотит; гранат (к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	559	
<b>5120-5-2:</b> фенгит; биотит; гранат (ц). Гранат-биотит; Гранат-мусковит		
Среднее	389	
<b>5120-5-3:</b> биотит; гранат (к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	571	

Таблица 3.4, окончание

1	2	3
<b>5120-5-4:</b> биотит; гранат (ц); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	406	
<b>5122-111:</b> фенгит; биотит; гранат (к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	548	
<b>5122-112:</b> фенгит; биотит; гранат (ц); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	551	
<b>5122-113:</b> фенгит; биотит; гранат (к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	561	
<b>5120-2-1:</b> фенгит; биотит; гранат(к); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	636	
<b>5120-2-2:</b> фенгит; биотит; гранат (ц); ставролит. Гранат-биотит; Гранат-мусковит; Биотит-мусковит; Гранат-ставролит-биотит		
Среднее	465	
<b>5120-1-1:</b> фенгит; гранат (к); ставролит. Гранат-мусковит; Гранат-ставролит		
Среднее	496	

**Таблица 3.5.** Sm-Nd данные для минералов и кристаллического сланца Белокаменского комплекса (обр. 5120) [Петров и др., 2015a]

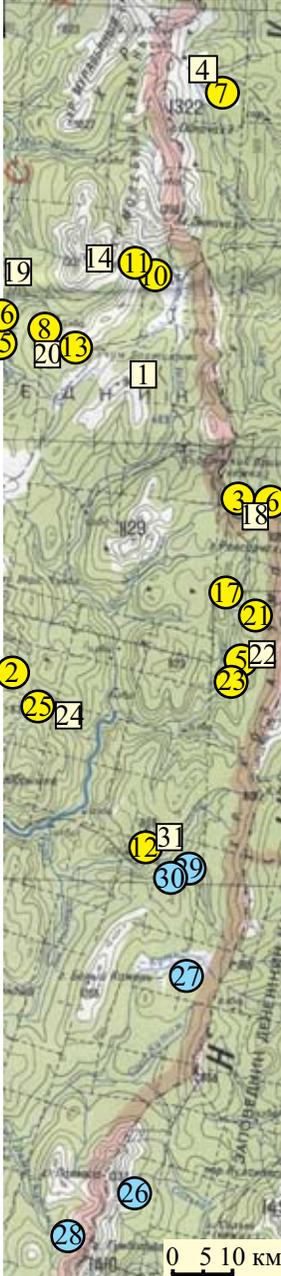
Компонент	Sm [г/г]	Nd [г/г]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
Bt	1.12	5.8	0.1167	0.0006	0.511592	0.000012
Wr	6.03	31.2	0.1168	0.0006	0.511598	0.000012
Mu + Q	0.395	2.02	0.1182	0.0006	0.511601	0.000013
St	2.11	10.7	0.1189	0.0006	0.511628	0.000016
Grt	2.83	9.69	0.1763	0.0009	0.511977	0.000017

**Примечание.** Bt – биотит, Wr – порода в целом, Mu – мусковит, Q – кварц, St – ставролит, Grt – гранат. Концентрации и изотопный состав Sm-Nd определены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS). Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(973) = -10.3$ , TCHUR = 1974 млн лет, TDM = 2167 млн лет вычислены, исходя из параметров модельных резервуаров CHUR и DM:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.225$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513142$  соответственно [Liew et al., 1985].

**Таблица 3.6.** Rb-Sr данные для кристаллического сланца белокаменского комплекса (обр. 5120)

Компонент	Rb [г/г]	Sm [г/г]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Sr}}(973)$
Wr	124	104	3.477	0.017	0.769715	0.000016	619

**Примечание.** Wr – порода в целом. Концентрации и изотопный состав Rb-Sr определены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS). Величина  $\epsilon_{\text{Sr}}(973)$  вычислена, исходя из  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$  для модельного резервуара UR.



- 1** 1 **Схема опробования**
- 6** 2 Точки отбора проб: 1 – для изотопно-геохронологических исследований; 2 – на силикатный химический анализ (или РФА) и ICPMS; 3 – для определения состава метаморфических минералов. Номера соответствуют порядковым номерам в Каталоге проб.
- 12** 3

## Каталог проб из таблиц текстовых приложений

Порядковые номера соответствуют номерам на схеме опробования.

1. № 5081-1 – песчаник ишеримской свиты (табл. 1.1, U-Pb анализы детритовых цирконов). Северо-восточный склон хр. Пут-Тумп, 1,5 км по аз. 60 от вершины с отм. 945 м; 1,8 км по аз. 100 от истоков р. Большая Мойва, л. P-40-XXX.

2. № 5134, 5134-2, 5134-4, 5135 – метабазалты хозатумпской свиты (табл. 1.2, ICP-MS и силикатные анализы). 0,45 км по аз. 270 от истоков руч. Рониha; 1,85 км по аз. 15 от вершины г. Пропащая (отм. 839 м), л. P-40-XXX.

3. № 5065 – метабазалт хозатумпской свиты (табл. 1.3, ICP-MS и силикатный ан-зы). Грунтовая дорога г. Ивдель – пос. Сибиревский прииск. Водораздел рек Медянка и Большой Ивдель, 1 км по аз. 40 от истоков р. Большая Мартайка; 7 км по аз. 65 от вершины г. Мартай (отм. 1129 м), л. P-40-XXX.

4. № 5102 – метабазалт хозатумпской свиты (табл. 1.3, 1.4, ICP-MS и силикатный анализы). Хр. Мансипальнелпаттуил, водораздел рек Вижай и Большая Тошемка, 3,6 км по аз. 30 от вершины г. Ойка-Чахль (1322 м), л. P-40-XXX.

5. № 2125-7 – метабазалт хозатумпской свиты (табл. 1.3, ICP-MS и силикатный анализы). Левый приток р. Посьмак, 850 м от устья; 3,8 км по аз. 75 от вершины г. Посьмак (823 м); 3,6 км по аз. 305 от вершины р. Хозатумп (1007 м), л. P-40-XXX.

6. № 5061-1 – метабазалт хозатумпской свиты (табл. 1.3, ICP-MS и силикатный анализы). Грунтовая дорога г. Ивдель – пос. Сибиревский прииск. 300 м на запад от моста через р. Медянка; 600 м по аз. 230 от устья р. Медянка, л. P-40-XXX.

7. № 5103-1 – метабазалт хозатумпской свиты (табл. 1.3, ICP-MS и силикатный анализы). Хр. Мансипальнелпаттуил, водораздел рек Вижай и Большая Тошемка, 500 м на север от вершины с отм. 904 м; 3,2 км по аз. 40 от вершины г. Ойка-Чахль (1322 м), л. P-40-XXX.

8. № 2111 – габбродолерит ишеримского комплекса (табл. 2.1, ICP-MS и силикатный анализы). Водораздел рек Большая Мойва и Ольховка, 300 м на север от вершины с отм. 772 м; 2,8 км по аз. 140 от устья р. Ольховка; 5,6 км по аз. 215 от вершины г. Ишерим (отм. 1331 м), л. P-40-XXX.

9. № 5138 – габброамфиболит ишеримского комплекса (табл. 2.1, ICP-MS и силикатный анализы). Вершина г. Пропащая (отм. 839 м), л. P-40-XXX.

10. № 7118 – габбродолерит ишеримского комплекса (табл. 2.1, ICP-MS и силикатный анализы). Восточный отрог г. Ишерим, 800 м по аз. 120 от вершины с отм. 1104 м, л. Р-40-XXX.

11. № 7120 – габбродолерит ишеримского комплекса (табл. 2.1, ICP-MS и силикатный анализы). Восточный отрог г. Ишерим, вершина с отм. 1104 м, л. Р-40-XXX.

12. № 2158-4 – метагаббродолерит ишеримского комплекса (табл. 2.1, ICP-MS и силикатный анализы). Р. Правая Рассоха, 900 м ниже по течению от устья р. Граничная, л. Р-40-XXX.

13. № 5075-1 – метагаббродолерит ишеримского комплекса (табл. 2.1, ICP-MS и силикатный анализы). Южная часть хр. Ольховочный, 700 м по аз. 230 от вершины с отм. 987 м; 5.6 км по аз. 185 от вершины г. Ишерим (1331 м), л. Р-40-XXX.

14. № 7122 – габбродолерит ишеримского комплекса (табл. 2.2, Sm-Nd изохронное определение). Г. Ишерим, 850 м по аз. 80 от вершины с отм. 1331 м, л. Р-40-XXX.

15. № 41, 41-2 – дунит и верлит вишерского комплекса (табл. 2.3, ICP-MS и силикатный анализы). Р. Большая Мойва, 3.6 км выше по течению устья р. Ольховка, л. Р-40-XXX.

16. № 2112, 2112-1, 2113 – верлит (2112) и оливиновый клинопироксениты вишерского комплекса (табл. 2.3, ICP-MS и силикатный анализы). Р. Большая Мойва, 3.1 км выше по течению устья р. Ольховка, л. Р-40-XXX.

17. № 2135 – метабонинит антипинского (?) комплекса (табл. 2.4, ICP-MS и силикатный анализы). Правый приток р. Посьмак, 5.5 км по аз. 80 от г. Караульная сопка (отм. 793 м); 3.2 км по аз. 275 от вершины г. Туйтпальюльне-Чахл (отм. 922 м).

18. № 5064 – метабонинит антипинского (?) комплекса (табл. 2.4, 2.5, ICP-MS и силикатный анализы, U-Pb анализы цирконов). Грунтовая дорога г. Ивдель – пос. Сибиревский прииск. Водораздел рек Медянка и Большой Ивдель, 1.4 км по аз. 255 от устья р. Медянка, л. Р-40-XXX.

19. № 5503, 5503-1, 5503-2 – кварцевые диориты и гранодиорит (5503-2) северного тела Мойвинского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, 2.8, ICP-MS и силикатный анализы, U-Pb анализы цирконов). Р. Большая Мойва, 2 км севернее (ниже по течению) устья р. Ольховка, л. Р-40-XXX.

20. № 2110-2, 2111-1, 2111-2 – порфириовидные граниты южного тела Мойвинского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, 2.7, ICP-MS и силикатный анализы, U-Pb анализы цирконов). Водораздел рек Большая Мойва и Ольховка, 300 м на север от вершины

с отм. 772 м; 2.8 км по аз. 140 от устья р. Ольховка; 5.6 км по аз. 215 от вершины г. Ишерим (отм. 1331 м), л. Р-40-XXX.

21. № 2145 – разгнейсованный порфировидный гранит Посьмакского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, ICP-MS и силикатный анализы). 5.6 км по аз. 60 от вершины г. Посьмак (отм. 823 м); 2.25 км по аз. 225 от вершины г. Туйтпальюльене-Чахл (отм. 922 м).

22. № 2126-2 – разгнейсованный порфировидный гранит Посьмакского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, 2.7, ICP-MS и силикатный анализы, U-Pb анализы цирконов). Левый приток р. Посьмак, 1700 м от устья; 3 км по аз. 315 от вершины хр. Хозатумп (1007 м), л. Р-40-XXX.

23. № 2129-3 – разгнейсованный порфировидный гранит Посьмакского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, ICP-MS и силикатный анализы). Р. Посьмак, 3.3 км по аз. 90 от вершины г. Посьмак (823 м); 3.7 км по аз. 295 от вершины хр. Хозатумп (1007 м), л. Р-40-XXX.

24. № 2172, 2172-3, 2172-5 – порфировидные граниты и гранит-аплит (2172-3) Вёлсовского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, 2.7, 2.9, ICP-MS и силикатный анализы, U-Pb анализы цирконов). Ручей, правый приток р. Вёлс, 2.4 км по аз. 105 от вершины г. Пропащая (отм. 839 м); 5 км по аз. 260 от устья р. Посьмак, л. Р-40-XXX.

25. № 5140 – порфировидный гранит Вёлсовского массива вёлсовского комплекса (табл. 2.6, ICP-MS и силикатный анализы). 1.85 км по аз. 80 от вершины г. Пропащая (отм. 839 м); 4.8 км по аз. 273 от устья р. Посьмак, л. Р-40-XXX.

26. № 6889-6 – кристаллический сланец белокаменского комплекса (табл. 3.1, 3.2, 3.3, микронзондовые анализы минералов). Юго-восточный отрог г. Палласа (отм. 1337 м), 3.9 км по аз. 135 от ее вершины; 14.5 км по аз. 270 от вершины г. Денежкин Камень (отм. 1492 м), л. Р-40-XXXVI.

27. № 2333-2, 2333-3 – кристаллические сланцы белокаменского комплекса (табл. 3.1, 3.2, 3.3, микронзондовые анализы минералов). Верховья р. Кутим, 8.4 км по аз. 17 от вершины г. Белый Камень (отм. 1082 м); 1.1 км на север от вершины г. Караульная (отм. 727.2 м), л. Р-40-XXXVI.

28. № 2634-4 – кристаллический сланец белокаменского комплекса (табл. 3.1, 3.2, 3.3, микронзондовые анализы минералов). Верховья р. Лямпа Кутимская, 9.5 км выше по течению от ее устья; 3.2 км по аз. 335 от вершины г. Гумбольдта (отм. 1410 м), л. Р-40-XXXVI.

29. № 5123-2, 5123-3, 5123-4 – кристаллические сланцы белокаменского комплекса (табл. 3.4, P-T параметры метаморфизма). Р. Граничная, 1.4 км вверх по течению от ее устья, л. P-40-XXX.

30. № 5122-1, 5122-5 – кристаллические сланцы белокаменского комплекса (табл. 3.4, P-T параметры метаморфизма). Р. Граничная, 1.2 км вверх по течению от ее устья, л. P-40-XXX.

31. № 5120, 5120-1, 5120-2, 5120-5 – кристаллические сланцы белокаменского комплекса (табл. 3.4, 3.5, 3.6, P-T параметры метаморфизма, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для минералов и кристаллического сланца). Р. Правая Рассоха, 300 м вниз по течению от устья р. Граничная, л. P-40-XXX.

**Petrov G.A.**

**Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium  
(North Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism,  
metallogeny.**

Yekaterinburg: Uralian branch of Russian Academy of Science,  
2020. 176 p.

The book is devoted to the characteristics of Precambrian complexes of the Isherim (Vishera-Kutim) anticlinorium, located in the axial part of the Northern Urals. New data on stratigraphy, magmatism, metamorphism and metallogeny including those obtained with the use of new geochemical, isotope-geochronological methods and predictive mineralogical studies are presented. The author substantiates mainly the middle Riphean (Ectasian-Stenian) age of the geological complexes and the prospects of the Isherim structure for gold mineralization. The book will be interesting for specialists in regional geology, stratigraphy, petrology of magmatic and metamorphic complexes, metallogeny, as well as students of geological specialties.

Executive editor  
corresponding member of RAS V.N. Puchkov

*Научное издание*

Петров Георг Аскольдович

**Докембрийские комплексы Ишеримского  
антиклинория (Северный Урал):  
стратиграфия, магматизм,  
метаморфизм, металлогения**

Рекомендовано к изданию решением  
Объединенного ученого совета УрО РАН  
по наукам о Земле  
и Уральским отделением РАН

Компьютерная верстка А.Э. Якубовский

Подписано в печать 27.03.2020. Формат 60x90/16  
Бумага ВХИ. Гарнитура PT Serif. Уч-изд. л. 10,8. Усл. печ. л. 11,0  
Тираж 300. Заказ 124

ISBN 978-5-7691-2534-8



Типография «Альфа Принт». г. Екатеринбург, переулок Автоматики, дом №2Ж  
Электронная почта: [mail@alfaprint24.ru](mailto:mail@alfaprint24.ru)