

ПЫСТИНА Юлия Ивановна

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
ЭВОЛЮЦИИ ГНЕЙСО-МИГМАТИТОВЫХ
КОМПЛЕКСОВ УРАЛА**

25.00.05 – минералогия, кристаллография

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Томск
2002

Работа выполнена в Институте геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

Научный консультант: доктор геолого-минералогических наук,
профессор, академик РАН Юшкин Н.П.

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук,
профессор, академик РАН Митрофанов В.П.

доктор геолого-минералогических наук,
профессор Чернышев А.И.

доктор геолого-минералогических наук,
профессор Лепезин Г.Г.

Ведущая организация: Московская государственная
геологоразведочная академия

Защита состоится 3 декабря 2002 года в 15 часов на заседании диссертационного совета Д 212.269.03 при Томском политехническом университете по адресу: 634034, Томск, пр. Ленина, 30, 1 корп. ауд 210. факс:(3822) 415 668

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Томского политехнического университета

Автореферат разослан 20 октября 2002г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
доктор геолого-минералогических наук

Сальников В.Н.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследований. На Урале, как и во многих других складчатых областях, среди относительно слабо измененных отложений позднего докембрия и фанерозоя, встречаются комплексы сложнодислоцированных и глубокометаморфизованных пород. Вопрос об их тектонической природе и возрасте является предметом острых дискуссий. Установлено, что, по крайней мере, часть из этих образований имеет дорифейский возраст. В то же время приводятся данные, на основании которых некоторые высокометаморфизованные толщи относятся к позднему докембрию и даже к палеозою. Таким образом, проблема тектонической природы и возраста высокотемпературных метаморфитов является одной из наиболее актуальных для уральской геологии. Для решения этой проблемы большое значение имеет изучение акцессорных минералов (циркона, апатита, рутила, турмалина и др.), которые могут использоваться при стратиграфическом расчленении и корреляции метаморфических толщ.

Среди различных по составу, структуре и особенностям метаморфизма породных ассоциаций особую роль играют гнейсо-мigmatитовые комплексы. На Урале это наиболее представительная группа метаморфических комплексов; они обладают всеми признаками (геолого-историческими, петрологическими, структурными и др.) характерными для дорифейских образований и именно по ним получен основной объем радиогеохронологических данных. Несмотря на относительно хорошую изученность рассматриваемых объектов, история их развития и оценка роли в формировании фанерозойской складчатой области разными исследователями трактуются по-разному. Изучение акцессорных минералов, и особенно циркона, дает принципиально новый материал для реконструкции длительной и сложной эволюции становления гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала.

Исследования проводились в соответствии с научно-исследовательскими темами Института геологии Коми НЦ УрО РАН «Минералогия Урала и Тимана» и «Глубинное строение и докембрийская история Тимано-Североуральского региона». Ряд проблем разрабатывался в рамках международной программы EUROPROBE: Project TIMPEBAR.

Цель работы состояла в установлении основных этапов эволюции гнейсо-мigmatитовых комплексов на основе изучения морфологических, оптических и других свойств акцессорных минералов с привлечением геологических, петрологических и радиогеохронологических данных. В соответствии с поставленной целью в процессе работы решались **следующие задачи:** 1) разработка и совершенствование минералогических критериев для расчленения и корреляции стратифицированных метаморфических образований; 2) исследование видового состава и морфологических особенностей акцессорных минералов метаморфических пород; 3) изучение общих закономерностей в распределении акцессорных минералов в метаморфических образованиях; 4) изучение изотопного возраста акцессорных минералов (цирконов) и выявление основных черт истории формирования гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала.

Научная новизна. Впервые на Урале выполнено сравнительное

исследование акцессорных минералов из различных гнейсо-мигматитовых комплексов. В гнейсо-мигматитовых комплексах выявлено несколько морфологических типов цирконов и показана их фациальная принадлежность. Установлена полихронность в проявлении метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Получены новые датировки цирконов. По некоторым морфологическим типам они сделаны впервые. На основе минералогических и радиогеохронологических данных с привлечением других геологических материалов разработана новая модель формирования гнейсо-мигматитовых комплексов Урала.

Практическое значение работы. Новые данные по возрасту пород гнейсо-мигматитовых комплексов Урала являются основанием для корректировки существующих стратиграфических схем уральского докембрия. Разработанные автором минералогические критерии расчленения и корреляции стратифицированных метаморфических образований внедрены в практику геолого-съемочных работ. Результаты исследований используются при чтении лекций по проблемам геологии метаморфических комплексов студентам геологических специальностей.

Фактический материал. В основу работы положены исследования по геологии, петрографии и минералогии метаморфических комплексов Урала, систематически проводившихся автором, начиная с 1979 г. Автор принимала участие в геологической съемке масштаба 1:50000 разных районов Приполярного и Полярного Урала и проводила тематические исследования на Полярном, Приполярном, Среднем и Южном Урале. Автором лично собрано и изучено около 1000 протолочных проб. Во всех пробах отделены и исследованы монофракции цирконов, а также некоторых других акцессорных минералов (апатита, сфена, турмалина, рутила и др.). Проведено более 3000 морфометрических измерений цирконов, а для 700 зерен этого минерала выполнен генерационный анализ. В работе кроме традиционных исследований на поляризационном микроскопе (описание шлифов, изучение минералов в иммерсии) использованы также результаты электронной микроскопии сканирующего типа (150 снимков поверхности минералов), рентгенолюминесценции (42 анализа), цветной катодолюминесценции (200 снимков), химических микрозондовых анализов (170 анализов). Для основных морфологических типов цирконов получены изотопные Pb—Pb возрастные датировки с использованием термоионной эмиссии (11 определений), а также U—Pb определения в единичных зернах (14 определений).

Аналитические работы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (изотопный возраст цирконов, электронная микроскопия сканирующего типа, микрозондовый анализ), Институте геологии и геохимии УрО РАН (рентгенолюминесценция). МГУ (цветная катодолюминесценция). Геологическом институте Кольского НЦ УрО РАН, в университете штата Северная Каролина (изотопный возраст цирконов). Стокгольмском музее естественной истории (изотопный возраст по единичным зернам циркона).

Апробация работы и публикации. Основные положения работы представлялись и докладывались на XVII и XVIII Съездах Международной минералогической ассоциации (Пиза, 1994; Торонто, 1998), XXX и XXXI Международных геологических конгрессах (Пекин, 1996; Рио-де-Жанейро, 2000), IX и X Международных конференциях Европейского союза геонаук

(Страсбург, 1997, 1999, 2001), X Международном конгрессе по прикладной минералогии (Варшава, 1996), VII Европейском кристаллографическом конгрессе (Лиссабон, 1997), Международных совещаниях «Спектроскопические методы исследований» (Киев, 1996), Международном совещании «Ранний докембрий: генезис и эволюция континентальной коры» (Москва, 1999), Международных совещаниях по программе EUROPROBE. проекту TIMPEBAK (Целле, 1998; Сыктывкар, 1999, Анкара, 2001), Международных минералогических семинарах (Сыктывкар, 1997, 1999, 2002), I и II Всероссийских петрографических совещаниях (Уфа, 1995; Сыктывкар, 2000), III Всероссийском совещании «Общие вопросы расчленения докембрия» (Апатиты, 2000), XI и XII Геологических конференциях и XIII Геологическом Съезде Республики Коми (Сыктывкар, 1988, 1994, 1999), II и III региональных совещаниях «Минералогия Урала» (Свердловск, 1990; Миасс, 1998), II Уральском кристаллографическом совещании (Сыктывкар, 1998), VI Уральском петрографическом совещании (Екатеринбург, 1997), региональных совещаниях в Сыктывкаре (1987, 1993, 1997, 1999, 2002), Уфе (1999), Перми (2002).

По теме диссертации опубликовано 65 печатных работ. Результаты исследований изложены в 4-х отчетах по геологической съемке и опытно-методическим работам.

Основные защищаемые положения.

1. Видовой состав, количество, типоморфные ассоциации и морфологические особенности акцессорных минералов являются важнейшим критерием для расчленения и корреляции стратифицированных метаморфических образований Урала, включая гнейсо-мigmatитовые комплексы.

2. Акцессорные минералы, устойчивые в условиях полиметаморфизма, могут выступать как индикаторы этого процесса. Наличие в породах гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала нескольких морфологических типов аутигенного циркона свидетельствует о полиметаморфической природе образований. Метаморфическим породам гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала, сформировавшимся в различных термодинамических условиях, соответствуют различные морфотипы циркона.

3. Установленная на основе радиогеохронологических данных возрастная последовательность кристаллизации в породах цирконов в интервале 2.3—1.7 млрд. лет назад отражает главнейшие этапы в геологической истории формирования гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала, как составных частей нижнедокембрийского структурного яруса континентальной коры.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения изложенных на 291 страницах, включает 56 рисунков и 32 таблиц. Список литературы содержит 336 наименований.

Работа выполнена в отделе минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН. В процессе исследований автор неоднократно пользовался помощью и поддержкой своих коллег: В. Л. Андреичева, А. М. Асхабова, Ю. В. Глухова, С. К. Кузнецова, В. П. Лютоева, Л. В. Махлаева, Б. А. Осташенко, А. М. Пыстина, В. И. Ракина, М. В. Фишмана, которым выражает свою искреннюю признательность.

Подготовке работы способствовали советы и консультации А. А. Краснобаева, С. Л. Вотякова (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.

Екатеринбург). А. П. Казака и Ю. Р. Беккера (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), А. И. Бахтина (Казанский государственный университет). В. А. Душина (Уральская горно-геологическая академия, г. Екатеринбург), Л. Т. Беляковой (ТП НИЦ, г. Ухта), В. И. Попова (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс), В. И. Козлова и Н. Д. Сергеевой (Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа), Т. Б. Баяновой (Институт геологии Кольского НЦ РАН, г. Апатиты). А. Г. Мочалова (ИГЕМ, г. Москва), Ю. В. Миронова (Геологический музей им. В. И. Вернадского, г. Москва). М. А. Горновой (Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск).

Весьма полезными были научные контакты с зарубежными исследователями: М. Л. Гафтом (Израиль). Д. Джи и В. Пиис (Упсальский университет, Швеция). Р. Д. Фуллогаром (университет штата Сев. Каролина, США).

Искреннюю благодарность автор выражает научному консультанту — директору Института геологии Коми НЦ УрО РАН академику Н. П. Юшкину за всестороннюю поддержку проводимых исследований и создания условий для подготовки работы.

Автор признателен также за большую помощь в проведении анализов, обработке материалов и оформлении работы А. И. Бушеневу, М. В. Гаврилюк, В. П. Давыдову, Ю. В. Денисовой, О. А. Кононовой, С. Л. Ничипор, И. Л. Потапову, М. Ф. Самотолковой, В. Н. Филлипову, Н. В. Шушковой.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава I. Гнейсо-мигматитовые комплексы как составная часть нижнедокембринекого структурного яруса Уральской складчатой области

Под гнейсо-мигматитовыми комплексами мы вслед за Г. А. Кейльманом (Кейльман, 1974) понимаем значительные по объему (не менее нескольких сотен квадратных километров в горизонтальном сечении) части геологического пространства, представленные совокупностью пород, претерпевших высокотемпературный метаморфизм и содержащих новообразованный гранитный материал. Г. А. Кейльман и многие другие исследователи отмечают выдержанность уровня метаморфизма пород, слагающих гнейсо-мигматитовые комплексы; принадлежность их преимущественно к высоким ступеням амфиболитовой фации.

Важно подчеркнуть, что Г. А. Кейльман противопоставлял гнейсо-мигматитовые комплексы стабильным срединным массивам или глыбам, характерным примером которых на Урале является Тараташский массив. По его мнению, гнейсо-мигматитовые комплексы в отличие от срединных массивов (глыб) участвовали в процессах формирования палеозойской складчатой области, хотя слагающие их породы изначально были древнее вмещающих толщ.

Большинство исследователей считают, что гнейсо-мигматитовые комплексы Урала относятся к докембрийским образованиям, подчеркивая, что в докембрийском разрезе они занимают наиболее низкое положение, т. е., скорее всего, имеют раннепротерозойский или даже архейский возраст. Тем не менее проблема возраста этих пород остается предметом острых дискуссий.

1.1. Уральский докембрий и критерии выделения нижнедокембрийских

структурно-вещественных комплексов

В докембрийском разрезе Уральской складчатой области установлены нижне- и верхнедокембрийские образования. Наиболее обосновано стратиграфическое положение вендских и верхней части рифейских толщ, в составе которых встречаются органические остатки. Определенная проблема возникает выделением нижнего рифея из-за недостаточной биостратиграфической базы. Прежде всего это относится к Приосевой зоне и восточным областям Урала. Использование биостратиграфических данных для обоснования стратиграфического положения дорифейских комплексов крайне ограничено. Поэтому здесь необходимы поиски других критериев, которые позволили бы надежно распознать нижнедокембрийские комплексы пород среди более молодых образований верхнего протерозоя и палеозоя и установить их истинную позицию в стратиграфической колонке.

Для определения возраста метаморфических толщ большое значение имеют результаты радиогеохронологических исследований. Однако надежные датировки имеются пока для небольшого количества метаморфических комплексов, а накопление геохронологических данных — длительный и довольно дорогостоящий процесс.

Иногда удается диагностировать дорифейские образования на основе прямых геологических данных. Так, на Урале известно несколько пунктов, где рифейские отложения залегают с перерывом на заведомо дорифейских толщах и содержат продукты их размыва. Например, в пределах Уфимского поднятия установлено налегание на гранулитах тараташского комплекса с перерывом и угловым несогласием грубообломочных отложений нижнего рифея. Подобные соотношения между рифейскими и предположительно дорифейскими толщами описаны также на Приполярном и Полярном Урале. Существенное значение для выделения дорифейских комплексов имеют структурные особенности толщ. Дорифейские толщи, в отличие от рифейских, имеют на Урале либо субширотное простираие, либо характеризуются куполовидным структурным планом.

Отмечается также последовательная смена в дорифейском разрезе определенных структурно-вещественных образований (Беккер, 1982). Общая закономерность заключается в смене вверх по разрезу биотитовых гнейсов амфиболовыми гнейсами и амфиболитами и далее высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами.

Нельзя исключать из перечня критериев возраста пород и степень их метаморфизма. При этом следует иметь ввиду, что степень метаморфизма сама по себе не может быть критерием возраста: не только докембрийские, но и палеозойские, и мезозойские толщи могут быть глубоко метаморфизованы и гранитизированы. В то же время в конкретных районах эмпирически связь степени метаморфизма с возрастом пород выявляется достаточно отчетливо.

Информация о возрасте пород, условиях их образования и последующего изменения содержится в акцессорных минералах и особенно в цирконе. Этот минерал широко распространен во многих метаморфических толщах и, что особенно важно, является очень устойчивым к меняющимся термодинамическим условиям изменения пород. Изучение циркона и других акцессориев позволяет достаточно надежно отличать первично-осадочные и первично-магматические породы (по на-

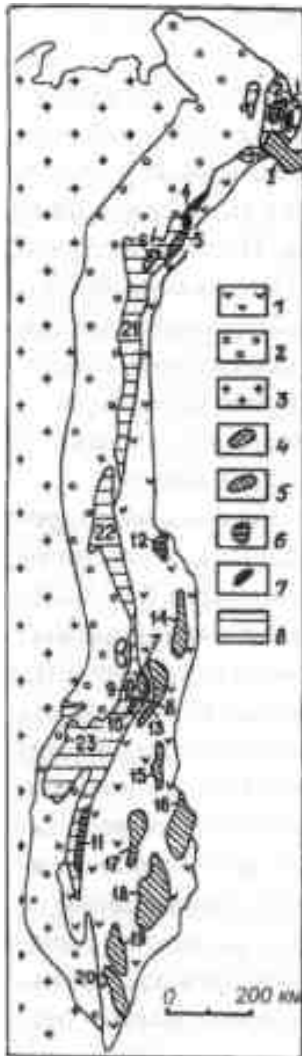


Рис. 1. Схема расположения метаморфических комплексов Урала (по А. М. Пыстину, 1994).

1-2 — палеозойские формации (1 — палеоокеанические, 2 — палеоконтинентальные); 3 — осадочный чехол Европейской платформы; 4—7 — метаморфические комплексы (4 — гнейсо-гранулитовые, 5 — гнейсо-мigmatитовые, 6 — эклогит-амфиболит-гнейсовые и эклогит-сланцевые, 7 — гранулит-метабазитовые); 8 — верхнепротерозойские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. Метаморфические комплексы (цифры на схеме): 1 — малыкский, 2 — марункеуский, 3 — харбейский, 4 — хордьюский, 5 — неркаюский, 6 — няртинский, 7 — уфалейский, 8 — восточноуфалейский, 9 — тараташский, 10 — александровский, 11 — максютовский, 12 — салдинский, 13 — сысертско — ияьменогорский, 14 — мурзинско — адуйский, 15 — кочкарский, 16 — мариинский, 17 — адамовский, 18 — текельдытауский, 19 — кайрактинский, 20 — талдыкский. Основные области развития докембрия: 21 — Центрально-Уральская зона, 22 — Кваркушское поднятие, 23 — Башкирское поднятие

линию или отсутствию обломочных акцессорных минералов), породы, испытавшие несколько этапов метаморфизма (по наличию нескольких генераций новообразованных акцессориев), и монометаморфические образования.

Каждый из перечисленных признаков является существенным и в том или ином случае может иметь решающее значение для отделения ниже- и верхнедокембрийских комплексов, их более детального стратиграфического расчленения и корреляции. Однако наиболее надежные результаты можно получить только при комплексном подходе к решению этого вопроса.

1.2. Нижний докембрий уральской складчатой области и гнейсо-мigmatитовые комплексы

В схеме IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания к раннедокембрийским образованиям на Урале отнесено более 20 стратиграфических подразделений, выделяемых в ранге метаморфических комплексов, серий, свит и толщ.

Раннедокембрийские образования различаются по предполагаемому возрасту субстрата, по литологическому набору пород, структурам и особенностям метаморфизма. Среди раннедокембрийских полиметаморфических комплексов преобладают гнейсо-мigmatитовые. Но наряду с ними в нижнедокембрийском разрезе Урала выделяются комплексы, имеющие другие по сравнению с гнейсо-мigmatитовыми комплексами характеристики: гнейсо-гранулитовые, гранулит-метабазитовые, эклогит-амфиболит-гнейсовые и эклогит-сланцевые.

Все, относящиеся к раннедокембрийским образованиям комплексы выступают на дневной поверхности в виде относительно небольших тектонических блоков и приурочены, с одной стороны, к общеуральским антиклинорным зонам: Башкирскому, Центрально-Уральскому, Восточно-

Уральскому и Зауральскому поднятиям, а, с другой, — явно тяготеют к главным общеуральским поперечным поднятиям: Собскому, Кожимскому и Уфимскому. Последнее особенно это характерно для северной части Урала (рис. 1).

Степень обоснованности раннедокембрийского возраста пород различных полиметаморфических комплексов Урала неодинакова. Более всего имеется оснований относить к раннедокембрийскому уровню тараташский гнейсо-гранулитовый комплекс Среднего Урала, приуроченный к Уфимскому поперечному поднятию. История развития тараташского комплекса прослеживается с 3.2—2.8 млрд. лет назад (Краснобаев, 1986). Это нижний возрастной предел известного разреза уральского докембрия. Комплекс интерпретируется как фрагмент архейской гранит-зеленокаменной области с преобладанием первично вулканических пород, превращенных в двупироксеновые кристаллосланцы с подчиненным значением гнейсов и кварцитов. Возраст раннего этапа метаморфизма, проявившегося в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, определяется цифрой 2.6 ± 0.1 млрд. лет (Краснобаев, 1986).

Степень сохранности ранних складчатых форм, ранних минеральных парагенезисе, древних радиогеохронологических меток и других признаков которые позволяют диагностировать эти комплексы, как раннедокембрийские образования, в значительной степени зависят от их положения в структуре Уральского орогена. В западной тектонической зоне (или западном склоне) Урала, включающей Башкирское и Центрально-Уральское поднятия, раннедокембрийские комплексы относительно слабо изменены тектоно-метаморфическими преобразованиями варисийского этапа развития подвижного пояса, и для них по геофизическим данным намечаются структурные связи с кристаллическим основанием фундамента Европейской платформы (Ананьева и др., 1978, Автонеев и др., 1988, Запорожцева, Пыстин, 1994). В принятой Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1991г. схеме стратиграфии архея и нижнего протерозоя Урала с Тараташским комплексом сопоставляется высокобарическая гранулит-метабазитовая пряничниковская серия салдинского комплекса, расположенного к востоку от Главного Уральского глубинного разлома. Серия сложена двупироксеновыми и клинопироксен-гранатовыми (эклогитоподобными) сланцами, пироксен-амфиболитовыми и скаполит-пироксен-амфиболитовыми плагиогнейсами, гранат-пироксеновыми амфиболитами. Максимальные U—Pb датировки возраста пород пряничниковой серии достигают 2.23

В западной тектонической зоне Урала комплексы, сопоставимые по вещественному составу и характеру метаморфизма с пряничниковой серией, известны в полярноуральской части. Это хордьюский комплекс, сложенный клинопироксеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и эклогито-подобными породами, и малыкский комплекс, в разрезе которого преобладают высокобарические гранатоподобные амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы. Названные комплексы пока не имеют четкой геохронологической характеристики. Имеющиеся K—Ar датировки пород малыкского комплекса не превышают 1.35 млрд. лет. Их принадлежность к нижнедокембрийскому разрезу обосновывается структурными исследованиями и анализом минеральных ассоциаций (Пыстин, 1994).

Проблематичным остается вопрос о возрасте и возможности сопоставления с докембрием древних платформ эклогитсодержащих толщ западного склона Урала, слагающих марункеуский, неркаюский и максютовский комплексы.

Среди образований, относимых к раннему докембрию наиболее широким распространением пользуются гнейсо-мigmatитовые комплексы. Все они близки по набору пород и отличаются лишь их соотношением в разрезе. Гнейсо-мigmatитовые комплексы представлены гнейсами, амфиболитами и продуктами их гранитизации. В некоторых из них установлены парагенезисы гранулитов (селянkinская свита ильменогорского комплекса), в других явных признаков столь высокотемпературного метаморфизма нет (александровский, уфалейский, харбейский, няртинский и другие комплексы). Однако наличие в породах реликтов роговой обманки и биотита с высоким содержанием титана, а также граната с повышенным количеством пиропового минала свидетельствует о том, что парагенетические ассоциации амфиболитовой фации в этих образованиях, скорее всего, являются наложенными на более высокотемпературные (гранулитовые?)

В Западной тектонической зоне Урала, наиболее представительный геолого-петрологический материал имеется по уфалейскому комплексу (Кейльман, 1974), однако его положение в дорифейской части стратиграфической шкалы обосновывается лишь на основании геологических предпосылок. Максимальные датировки пород комплекса, полученные различными методами, не превышают 1.2 млрд. лет.

Раннедокембрийский возраст других гнейсо-мigmatитовых комплексов подтверждается радиологическими данными. Ранние проявления метаморфизма пород в харбейском комплексе имеют возраст не менее 2.22 млрд. лет (Удовкина, 1985), в няртинском комплексе — 2.12 млрд. лет (Пыстина, 1990) в александровском комплексе — 2.3 млрд. лет (Краснобаев, 1986).

Среди гнейсо-мigmatитовых комплексов восточного склона Урала наиболее типичным и хорошо изученным является ильменогорский комплекс, в основании которого выделяется селянkinская свита с реликтами гранулитовой фации метаморфизма. Возраст раннего этапа метаморфизма, полученный на основании термоизохронного датирования цирконов, не менее 2.32 млрд. лет (Краснобаев, 1986).

Таким образом, из приведенных выше материалов видно, что структурно-вещественные комплексы, включаемые в нижнедокембрийский структурный ярус Уральской складчатой области, представлены различными по составу глубокометаморфизованными образованиями. При этом доминирующую роль в разрезе метаморфических толщ, относимых к раннему докембрию играют гнейсо-мigmatитовые комплексы. Их принадлежность к раннедокембрийским образованиям является наиболее обоснованной. Эти комплексы обладают всеми признаками, характерными для дорифейских толщ (стратиграфическими, структурными, метаморфическими и др.) и, что особенно важно, именно по ним получен основной объем радиогеохронологических данных.

Учитывая вышесказанное, а также принимая во внимание задачи наших исследований, мы ограничимся рассмотрением только одной группы раннедокембрийских комплексов Урала — гнейсо-мigmatитовых. Однако при разработке общей модели формирования этих сложнейших геологических

образований мы вынуждены будем привлечь материалы и по другим раннедокембрийским комплексам Урала, учитывая при этом, что степень обоснования их стратиграфического положения в разрезе уральского докембрия пока не является строго доказанной.

Глава 2. Основные черты геологического строения гнейсо-мigmatитовых комплексов

В пределах Западной тектонической зоны Урала известно четыре гнейсо-мigmatитовых комплекса: харбейский на Полярном Урале, няртинский на Приполярном Урале, уфалейский на Среднем Урале и александровский на Южном Урале (рис. 1). Они в отличие от гнейсо-мigmatитовых комплексов восточных районов Урала в меньшей степени изменены тектонико-метаморфическими преобразованиями варисцийского этапа развития уральского подвижного пояса.

В работе рассмотрено три из перечисленных выше комплексов: харбейский, няртинский и александровский. Именно эти комплексы по многим признакам, включая радио геохронологические данные, могут быть надежно отнесены к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса.

Среди многочисленных гнейсо-мigmatитовых комплексов Восточно-Уральского поднятия, входящего в систему Восточной тектонической зоны мы остановили свой выбор на селянkinской свите ильменогорского комплекса Южного Урала. Взаимоотношения отдельных стратиграфических подразделений, составляющих ильменогорский комплекс, неясны. В последнее время высказывается представление о том что, комплекс объединяет разновозрастные структурно-вещные образования, как ранне-, так и позднедокембрийские. Однако дорифейский возраст пород, выделяемых в селянkinскую свиту, представляется достаточно обоснованным (Краснобаев, 1986).

Няртинский гнейсо-мigmatитовый комплекс составляет ядро хобеинской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория. Он сложен гранатсодержащими биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами переслаивающимися с амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами, включающими редкие прослои кварцитов и мраморов. Комплекс подразделяется на две толщи (Пыстин, 1994): нижнюю — амфиболитово-гнейсовую (мощность более 500 м) и верхнюю — плагиогнейсово-сланцевую (мощность более 700 м). Первично-интрузивные породы в пределах няртинского гнейсо-мigmatитового комплекса представлены небольшими массивами гнейсовидных гранитов, объединяемых в николайшорский комплекс и дайкообразными телами амфиболитов.

В современном структурном плане няртинский комплекс имеет вид вытянутой и утолщенной в северо-восточной части линзы длиной 65 км и шириной от 15 до 35 км. В центральной части комплекса, наименее измененной поздними процессами, отчетливо устанавливается изоклиальная складчатость. Осевые поверхности изоклиальных складок залегают субгоризонтально. Простираение шарниров изоклиальных складок северо-западное и юго-восточное.

Взаимоотношения няртинского комплекса с обрамляющими его рифейскими отложениями, по нашему мнению (Пыстин, 1994; Пыстина и др.,

1986; Пыстина 1997) тектонические, хотя, как мы сказали выше, многие из предшествующих исследователей считали, что рифейские отложения залегают на породах няртинского комплекса (свиты) с размывом (Белякова, 1972; Фишманидр., 1963).

Доордовикские толщи, обрамляющие няртинский комплекс, подразделяются на следующие свиты (снизу вверх): маньхобеинскую, щокурьинскую, пуйвинскую, хобеинскую, мороинскую, саблегорскую и лаптопайскую.

Маньхобеинская свита нижнего рифея сложена двуслюдяными и мусковитовыми кристаллическими сланцами, переслаивающимися с хлорит-амфиболовыми сланцами и слюдистыми полевошпатовыми кварцитами. В основании свиты фрагментарно выделяется пачка метаморфизованных грубообломочных пород: метаконгломератов, метатравелитов и метапсаммитов. Наиболее полные разрезы таких образований описаны по рекам Хобею, Мань-Хобею и Няртаю.

Однако следует отметить, что терригенная природа «базальных» отложений маньхобеинской свиты не является строго доказанной. По крайней мере часть из них представлена бластокатаклазитами по породам няртинского комплекса.

Мощность разреза пород, выделяемых как маньхобеинская свита, оценивается в 800—900 м.

Щокурьинская свита. В составе свиты преобладают карбонатсодержащие породы: слюдяные мраморы и известковые слюдяные кристаллические сланцы. Подчиненное значение имеют обычные для нижележащих толщ слюдистые и амфиболовые кристаллосланцы и полевошпатовые кварциты. По сборам В. С. Шальных в породах щокурьинской свиты были установлены остатки трубчатых водорослей *Nelcanella sp* и новый вид *Murandavia Magna Vol.* сходных по внешнему виду и строению с водорослями мурандавской свиты Мал. Хингана и гонамской свиты Саяно-Муйского района Сибири. На основании этих находок А. Г. Вологдин датировал отложения щокурьинской свиты нижним протерозоем или низами верхнего протерозоя. На современных стратиграфических схемах щокурьинская свита относится к нижнему рифею, однако принадлежность ее к более древним дорифейским образованиям вполне вероятна.

Мощность щокурьинской свиты 600—700 м.

Пуйвинская свита залегает с размывом на отложениях щокурьинской свиты и няртинского комплекса. Свита сложена серыми и зеленовато-серыми слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболовых и известковистых сланцев и кварцитов. В подчиненном количестве встречаются риолитовые и дацитовые метапорфиры и их туфы.

Основанием для возрастной датировки свиты служат находки строматолитов из доломитов в районе горы Сураиз, отнесенных М. Е. Разбей к роду *Tungussia*, известному в средне-верхнерифейском разрезе Сибири.

Хобеинская свита залегает с размывом на сланцах пуйвинской свиты. Свита представлена светлыми зеленовато-серыми тонкополосчатыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами («полосатиками»), белыми и светло-серыми кварцитами и известковистыми кварцитопесчаниками. В подчиненном количестве встречаются темно-серые

филлитовидные сланцы.

Верхнерифейский возраст свиты устанавливается по ее залеганию под охарактеризованными органическими остатками отложениями мороинской свиты.

Суммарная мощность хобеинской свиты 700—1000 м.

Мороинская свита залегает согласно на отложениях хобеинской свиты и характеризуется резкой изменчивостью литологического состава: различным соотношением в различных разрезах свиты терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Свита сложена темно-серыми и серыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, известковистыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мраморизованных доломитов, зелеными ортосланцами, кварцитами.

Возраст мороинской свиты установлен на основании находок микрофитолитов и строматолитов (Белякова, 1972). Мощность отложений мороинской свиты в различных разрезах Приполярного Урала варьирует в интервале 600—1400 м.

Саблегорская свита сложена преимущественно метаэффузивами основного состава. Отмечаются также вулканогенные образования среднего и кислого ряда и терригенные отложения: парасланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава, мета-аллевропесчаники, метापесчаники и метаконгломераты (туфоконгломераты).

Вендский возраст свиты определяется по ее залеганию на доломитах мороинской свиты, содержащих верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты, относящиеся к пограничным слоям венда.

Мощность свиты колеблется в широких пределах от 700 до 2000 м.

Лаптопанская свита имеет ограниченное распространение. В северном обрамлении няртинского комплекса она, по-видимому, отсутствует. В процессе проведения здесь геологической съемки масштаба 1 : 50000 в 1983—1990 гг. с участием соискателя вулканогенные образования, относимые ранее к лаптопанскому уровню (Белякова, 1972), были включены в состав саблегорской свиты, а существенно терригенные разрезы на основании их согласного залегания под кварцито-песчаниками обеизской свиты нижнего ордовика и другим признакам были выделены в качестве базальной алькесвожской толщи, знаменующей начало палеозойского этапа осадконакопления на рассматриваемой территории.

Мощность свиты 600—1000 м.

Харбейский гнейсо-мigmatитовый комплекс Приполярного Урала составляет ядерную часть одноименного антиклинория. Геологическое строение комплекса и возраст слагающих его пород трактуются различными исследователями по-разному, но большинство геологов относят рассматриваемые метаморфические толщи к наиболее древним на Полярном Урале. В основании комплекса залегают породы ханмейхойской свиты (амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы, кварцитовидные слюдистые гнейсы), образующие складчатую структуру северо-западного простирания с фрагментами куполов — Лаптаюганского и Евюганского. В синклинальной зоне, разделяющей купола, залегают глиноземистые плагиогнейсы и кристаллические сланцы парик-васьшорской свиты. К центральным частям куполов приурочены небольшие тела гранитогнейсов, сопровождающиеся ореолами мигматитов. Возраст пород, на

основании датировок цирконов определяется как раннепротерозойский.

В плане харбейский комплекс имеет форму неправильного четырехугольника, площадью около 1500 км².

Взаимоотношения харбейского комплекса с окружающими отложениями тектонические.

Общая мощность разреза превышает 3700 м.

Распространенные к западу от харбейского комплекса верхнедокембрийские образования объединены в няровейскую серию.

В разрезе няровейской серии выделяются (снизу вверх) верхнехарбейская, ми-нисейшорская и лаптаяхинская свиты.

Верхнехарбейская свита сложена метаморфизованными полимиктовыми конгломератами, аркозовыми песчаниками, гравелитами, кварцитопесчаниками с прослоями хлорит-серицит-кварц-полевошпат-карбонатных сланцев и мраморов. Мощность свиты не менее 500 м.

Минисеншорская свита, залегающая согласно на отложениях верхнехарбейской свиты, представлена метабазами, метадиабазами и их туфами, зелеными аповул-каногенными сланцами, переслаивающимися с хлорит-серицит-кварц-альбитовыми сланцами, иногда углеродсодержащими. Мощность свиты до 1200 м.

Лаптаяхинская свита состоит из углеродисто-кварцевых сланцев, кварцитов и хлорит-серицит-кварц-альбитовых сланцев с прослоями песчаников, алевролитов, мета-базитов и мраморизованных известняков. Взаимоотношения лаптаяхинской свиты с нижележащими отложениями согласные. Мощность свиты до 1500 м.

Общая мощность няровейской серии достигает 3000 м. Возраст пород определяется залеганием их под фаунистически охарактеризованными верхнерифейскими толщами и условно датируется средним рифеем.

Выше няровейской серии с перерывом (?) залегает лонготюганская серия верхнего рифея, включающая (снизу вверх) три свиты: кузьшорскую, немурюганскую и нюдапаатарскую.

Кузьшорская свита имеет существенно вулканогенный состав. В подчиненном количестве присутствуют известняки, кварциты хлорит-серицитовые и углеродисто-кварцевые сланцы. Мощность свиты 1200-1500 м.

Немурюганская свита сложена доломитизированными известняками и полосчатыми кварцитами. Мощность свиты около 1000 м.

Разрез лонготюганской серии завершает согласно залегающая на нижележащих толщах **нюдапаатарская свита**. В разрезе свиты преобладают хлорит-серицит-кварц-альбитовые сланцы, среди которых отмечаются прослои и линзы песчаников, алевролитов, доломитизированных известняков и кварцитов.

Общая мощность лонготюганской серии превышает 3000 м. Верхнерифейский возраст пород обосновывается находками в верхней части разреза серии известняков с *Poludia russa* Raab., *Paniscollenia* sp., *Osagia nitnia* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vermiculites concretus* Z. Zhur.

Верхнедокембрийский разрез Полярного Урала венчает галечно-алевритопесчаная **войваяхинская свита** вендского возраста. Она залегает с перерывом и угловым несогласием на различных горизонтах рифейских толщ. Свита сложена тиллитами и тиллитовидными конгломератами, туфоконгломератами,

туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфосланцами, аркозовыми гравелитами и песчаниками, кварцитопесчаниками и алевролитами, филлитовидными и углеродисто-кварцевыми сланцами. Встречаются редкие прослои известняков, а также диабазов и риолитов. Мощность свиты 600—800 м.

Докембрийские образования с размывом и структурным несогласием перекрываются нижнепалеозойскими отложениями.

Александровский гнейсо-мigmatитовый комплекс расположен в восточной части Уфимского поперечного выступа на границе Среднего и Южного Урала. Он обнажается в виде узкого тектонического клина длиной 25 км и шириной до 2,5 км вдоль меридионального вытянутого регионального Зюраткульского разлома. Комплекс обрамляется терригенно-карбонатными отложениями нижнего рифея. Дорифейский возраст пород обосновывается многочисленными радио геохронологическим и данными, полученными разными методами. Общая мощность разреза превышает 4 км. В нижней части комплекса преобладают гранат-слюдяные плагиогнейсы и кристаллические сланцы с переменным содержанием ставролита, кианита и силлиманита. Они сменяются гранат-амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с редкими прослоями гранат-слюдяных кристаллических сланцев. Верхняя видимая часть комплекса сложена гранито- гнейсам и амфиболитами, причем роль амфиболитов возрастает вверх по разрезу.

Интрузивные породы представлены амфиболизированными перидотитами (израндитами), габбро и диабазами, а также многочисленными и разнообразными по облику жильными породами гранитного и плагиогранитного составов.

Александровский комплекс с запада и востока контактирует с карбонатными отложениями саткинской свитой нижнего рифея. На западе саткинская свита подстилается терригенной айской свитой, залегающей в основании рифейского разреза рассматриваемого района.

Айская свита представлена в основном аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов и углисто-глинистых сланцев. В средней части разреза свиты присутствуют прослои доломитов и известняков. В целом отмечается уменьшение зернистости терригенных образований снизу вверх. Мощность свиты 1700—2500 м.

Саткинская свита в ее стратипическом разрезе имеет пятичленное деление и довольно пестрый состав. В разрезе преобладают доломиты, которые перемежаются с известняками, мергелями, алевролитами, глинисто-карбонатными, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами. В обрамлении александровского комплекса свита исключительно выдержана по составу и представлена доломитами и доломитовыми мраморами. Метаморфизм карбонатных пород выше к востоку от александровского комплекса. Мощность свиты более 2000 м.

Ильменогорский гнейсо-мigmatитовый комплекс расположен в пределах Восточно-Уральского поднятия и занимает южную часть Сысертско-Ильменогорского антиклинория. В основании стратиграфического разреза залегает существенно гнейсово-сланцевая толща с подчиненным количеством амфиболитов и мраморов мощностью около 1500 м. В Ильменских горах она выделяется под названием селянкинской свиты. В схеме IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания названная свита условно

отнесена к верхнему архею. По-видимому, для этого имеются основания, так как термоизохронные датировки метаморфогенных цирконов из гнейсов достигают значения 2.32 млрд. лет. В целом геохронологическая изученность пород селянчинской свиты значительно выше по сравнению с другими гнейсо-мigmatитовыми образованиями Урала, что позволяет рассматривать это стратиграфическое подразделение в качестве одного из геохронологических реперов при корреляционных построениях

Выше с несогласием (?) залегает существенно амфиболитовая ильменогорская свита мощностью около 900 м. Некоторые исследователи выделяют также промежуточную амфиболито-гнейсовую фирсовскую свиту, связанную постепенными переходами с ильменогорской свитой. Возрастным аналогом фирсовской свиты является вишневогорская толща, выделяемая в северной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория. Иногда в литературе фирсовская свита и вишневогорская толща отождествляются (Левин, 1974). Именно эта точка зрения нашла отражение в схеме IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания, где ильменогорская свита подстилается вишневогорской толщей мощностью 800 м.

Кроме перечисленных стратиграфических подразделений в разрезе раннего докембрия ильменогорского района выделяются также (снизу вверх) еланчиковская и кыштымская толщи. Еланчиковская толща представлена гнейсами биотитового, амфибол-биотитового и гранат-амфибол-биотитового состава с переменным содержанием силлиманита. Среди гнейсов отмечаются горизонты амфиболитов и графитсодержащих кварцитов. Мощность толщи 1300 м.

В составе кыштымской толщи преобладают амфиболиты в переслаивании с био-титовыми, гранат-биотитовыми и гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами. В подчиненном количестве присутствуют графитсодержащие кварциты. Мощность толщи 900 м.

Взаимоотношения ильменогорского комплекса с окружающими толщами тектонические.

Метаморфические образования ильменогорского комплекса обрамляются породами сайтовской серии среднего рифея, в составе которой выделяются четыре свиты (снизу вверх): аракульская, нижнесайтовская, верхнесайтовская и игишская.

В составе **аракульской свиты** преобладают различные по химическому и минералогическому составу плагиогнейсы. В подчиненном количестве присутствуют графитовые кварциты. Мощность свиты 250—680 м.

Нижнесайтовская свита сложена преимущественно амфиболовыми плагиогнейсами, среди которых отмечаются прослои биотитовых плагиогнейсов и кварцитов. Мощность свиты 660—760 м.

Верхнесайтовская существенно плагиосланцевая свита отличается наличием карбонатсодержащих сланцев и мраморов. Мощность свиты 160—580 м.

Венчает разрез сайтовской серии **игишская свита**, в разрезе которой доминируют графитовые кварциты. Мощность свиты 300—500 м. Возраст сайтовской серии обосновывается находками микрофоссилий (Раевский и др., 1988).

Обобщая краткую геологическую характеристику гнейсо-мigmatитовых

комплексов и вмещающих их толщ, еще раз обратимся к проблеме выделения в докембрийском разрезе Урала раннедокембрийских образований.

Все гнейсо-мigmatитовые комплексы имеют тектонические взаимоотношения с вмещающими отложениями. Но судя по тому, что гнейсы и ассоциирующие с ними породы занимают ядерные части положительных геологических структур, дискордантны по отношению к вмещающим отложениям и значительно сильнее их метаморфизованы, они являются относительно древними образованиями.

Александровский комплекс обрамляется нижнерифейской саткинской свитой, которая в свою очередь подстилается базальной айской свитой, открывающей позднедокембрийский разрез Башкирского мегантиклинория. Таким образом, дорифейский возраст пород александровского комплекса вполне однозначно устанавливается на основании геологических данных. Результаты радиогеохронологических исследований могут помочь в определении нижней возрастной границы отложений.

В обрамлениях няртинского, харбейского и ильменогорского комплексов надежную фаунистическую привязку имеют только верхнерифейские толщи. Нижележащие образования могут быть отнесены к среднему (на Южном и Полярном Урале) или к среднему и нижнему (на Приполярном Урале) рифею с определенной долей условности. Поэтому возраст перечисленных гнейсо-мigmatитовых комплексов на основе геологических данных может быть определен как доверхнерифейский. И только данные абсолютного возраста позволяют надежно отнести эти комплексы к раннему докембрию.

Обращает на себя внимание, что на севере Урала возраст базальных отложений рифея в обрамлении няртинского и харбейского комплексов различен. В обрамлении первого из них выделяются маньхобеинская и щокурьинская свиты раннего рифея. Толщи подобного возраста отсутствуют в других разрезах северной части уральского региона. Причины этому могут быть разные, но по нашему мнению наиболее вероятно, что ранний рифей здесь выделен ошибочно. По-видимому маньхобеинская и щокурьинская свиты относятся к метаморфическим образованиям няртинского комплекса, а верхнедокембрийский разрез начинается, как это считали ранее М. В. Фишман и Б. А. Голдин (Фишман и др., 1963), с ошизской толщи (свиты), относящейся к среднему рифею.

Глава 3. Минералогические критерии расчленения и корреляции ниже- и верхнедокембрийских стратиграфических образований

В системе критериев расчленения ниже- и верхнедокембрийских комплексов важное значение имеют минералогические критерии. Среди минералов, которые могут быть использованы для целей расчленения (и корреляции) метаморфических толщ особое значение имеют акцессорные минералы.

На основании результатов исследований акцессорных минералов удастся не только отделить раннедокембрийские образования от позднедокембрийских, но и получить «минералогические портреты» отдельных стратиграфических подразделений.

В качестве опорного района для подобного рода исследований нами был выбран Приполярный Урал, где на компактной территории обнажается

достаточно полный разрез докембрийских образований, низы которого несомненно принадлежат раннему докембрию, а верхние части относятся к венду (возможно с выходом в нижний кембрий). На основе проведенных работ выделены минералогические критерии для расчленения и корреляции стратифицированных образований. Это видовой состав, весовые содержания и типоморфные ассоциации акцессорных минералов, морфологические и другие свойства отдельных наиболее информативных акцессориев.

Следует отметить, что названные минералогические критерии могут использоваться при изучении любых стратифицированных толщ, но они оказываются особенно полезными при стратиграфическом расчленении метаморфизованных отложений, когда использование традиционных методов (литологических, палеонтологических и др.) часто оказывается малоэффективным.

3.1. Видовой состав и весовые содержания акцессорных минералов

В изученных нами осадочных и метаосадочных образованиях района установлено 27 акцессорных минералов. Большинство из них являются общими для всего рассматриваемого разреза. В то же время некоторые акцессории имеют четкий стратиграфический контроль. Так скатанные зерна шпинели встречены только в кварцито-песчаниках обеизской свиты, шеелит обнаружен в гнейсах няртинского комплекса и кристаллических сланцах щокурьинской свиты, муассанит — в кварцитах хобеинской и мороинской свит. Таким образом, по наличию в пробах аллотигенной шпинели можно достаточно уверенно диагностировать нижнепалеозойские образования, а присутствие шеелита может указывать на принадлежность содержащих его пород к досреднерифейским отложениям. Весовые содержания постоянно встречающихся акцессорных минералов часто являются типоморфными для конкретного стратиграфического подразделения. Вверх по разрезу в породах увеличивается содержание циркона (с 65 до 203 г/т) и турмалина (с единичных знаков до 5 г/т) и уменьшается количество апатита (с 1720 до 24 г/т) и рутила (с 23 до 2 г/т), а в целом, по весовому содержанию минералов выделяются три стратиграфических уровня: досреднерифейский (няртинский комплекс и щокурьинская свита), по повышенной концентрации апатита — до 2400—2550 г/т.

3.2. Типоморфные ассоциации акцессорных минералов

Проведенные исследования в отложениях различных стратиграфических уровней позволили выявить наиболее часто встречающиеся ассоциации акцессорных минералов, причем некоторые из них отмечаются постоянно. Анализ полученных данных показал, что каждому стратиграфическому подразделению района присуща своя постоянно встречающаяся ассоциация, в которую входят, среди прочих, минералы характерные именно для этого подразделения, то есть, в каждом стратиграфическом подразделении можно выделить типоморфную ассоциацию акцессорных минералов. Следует отметить, что показателем типоморфности данной ассоциации могут быть как весовые содержания минералов, так и характерные признаки отдельных минералов (морфология кристаллов, внутреннее строение, окраска и др.) Например в гнейсах няртинского комплекса и в породах щокурьинской свиты в качестве типоморфной выделена циркон-рутил-сфен-апатитовая ассоциация, где весовые содержания апатита резко отличаются от содержаний этого минерала в

вышележащих стратиграфических горизонтах и вполне могут выступать показателем типоморфности для названных подразделений. Однако весовые содержания других аксессуаров, входящих в выделенную типоморфную ассоциацию, не имеют таких явных различий от содержаний аналогичных минералов в вышележащих образованиях, но они имеют свои характерные признаки, отличающие их от аналогичных минералов других стратиграфических подразделений. В слюдяно-альбит-кварцевых сланцах пуйвинской свиты типоморфной является рутил-циркон-апатит-сфеновая ассоциация, где только сфен имеет четко выраженное различие весовых содержаний от весовых содержаний сфена из других стратиграфических подразделений. Типоморфная ассоциация кварцитов хобеинской свиты апатит-сфен-цирконовая, также как и типоморфная ассоциация кварцитов мороинской свиты — ильменит-циркон-апатитовая выделены в основном по характерным именно для этих свит особенностям минералов. Для кварцевых песчаников и кварцитопесчаников обеизской свиты характерно постоянное присутствие хорошо окатанных зерен эпидота и турмалина, что и определило выделение эпидот-турмалин-цирконовой ассоциации, как типоморфной в этих образованиях.

3.3. Спектроскопические свойства акцессорных минералов.

Нами, совместно с сотрудниками Института геологии и геохимии УрО РАН С. Л. Вотяковым и В. Я. Крохалевым, изучены люминесцентные и ЭПР характеристики четырех наиболее распространенных минералов — циркона, апатита, сфена и турмалина и сделана попытка выявления новых критериев для расчленения и корреляции стратифицированных отложений.

Результаты исследований спектроскопических свойств акцессорных минералов из стратифицированных отложений Приполярного Урала показывают, что рентгенолюминесцентные и ЭПР характеристики могут выступать как типоморфные признаки и, следовательно, могут использоваться при тех или иных стратиграфических построениях. Существенным ограничением использования спектроскопических свойств, к сожалению, является достаточно большое количество вещества необходимого для проведения анализа. При изучении акцессорных минералов из метаморфических образований, таких как гнейсы или амфиболиты, очень сложно выполнить это условие. И тем не менее, для наиболее изученных минералов, циркона и апатита, установлено следующее:

1. Темно-розовые хорошо окатанные цирконы из разных стратиграфических подразделений (хобеинской и обеизской свит) имеют близкие интегральные яркости свечения РЛ и ЭПР характеристики. Это может указывать на единый генезис этих цирконов или на один и тот же источник сноса терригенного материала. Не исключается также вариант размыва отложений хобеинской свиты в раннепалеозойское время.

2. Темно-розовые хорошо окатанные цирконы отличаются от светло-окрашенных (как обломочных, так и аутигенных) относительно высокой интенсивностью ПЦ SiO_4^{5+} и более низкой интегральной яркостью РЛ. Промежуточные по цветовой окраске цирконы имеют и промежуточные значения спектроскопических характеристик.

3. Апатиты из различных стратиграфических подразделений по своим спектроскопическим свойствам близки акцессорным апатитам гипабиссальных гранитоидов, что может служить признаком относительно высокотемпературных

условий кристаллизации минерала. Такие условия могли реализоваться на раннем этапе метаморфизма пород няртинского комплекса, а также при формировании малоглубинных гранитных массивов рифейско-вендского возраста.

4. Апатиты из пород няртинского комплекса и хобеинской свиты близки по значениям яркости свечения ЦЛ- и ЭПР-спектрам. Это может указывать на то, что при формировании хобеинской свиты в размыв попадали породы няртинского комплекса или их аналоги.

3.4. Морфологические свойства циркона.

Исследование морфологических особенностей отдельных акцессориев показало, что наиболее информативен циркон, физико-химическая устойчивость которого позволяет ему сохраняться до самых высоких ступеней метаморфизма. При этом фиксируются процессы, происходящие в окружающей среде, что в свою очередь определяет довольно широкое использование циркона при решении различных геологических задач. Исходя из этого, при изучении акцессорных минералов мы уделили особое внимание циркону, стараясь по мере возможности детально описать его облик, характер поверхности, внутреннее строение.

Облик. В изученных нами отложениях установлено четыре морфологических типа цирконов. Наибольшим разнообразием характеризуются цирконы из глубокометаморфизованных пород няртинского комплекса и щокурьинской свиты, где встречаются как цирконы исходных осадочных пород (обломочные цирконы), так и новообразованные цирконы, сформировавшиеся в разные этапы длительной истории метаморфизма пород. Среди новообразованных (аутигенных) цирконов в метаморфических породах Приполярного Урала выделяются: а) темно-розовые разновидности, представленные кристаллами дипирамидально-призматического габитуса или изометричными («шаровидными») кристаллами; б) бесцветные и бледно-окрашенные разновидности, характеризующиеся удлиненной формой зерен и многозональным внутренним строением и в) непрозрачные и полупрозрачные разновидности со сложным внутренним строением кристаллов и наличием характерных микроструктур на поверхностях граней. Присутствие всех морфологических типов цирконов в породах няртинского комплекса и щокурьинской свиты и их одинаковый облик вероятно свидетельствуют об идентичности истории метаморфизма рассматриваемых образований и, возможно, о принадлежности их к одному структурному этажу (дорифейскому).

В сланцах пуйвинской свиты, метаморфизованных до уровня эпидот-амфиболитовой фации, отмечаются идиоморфные длинно-призматические и более крупные короткопризматические кристаллы, а также округлые зерна циркона. Учитывая, что обломочные цирконы явно преобладают, можно достаточно уверенно говорить о параприроде сланцев пуйвинской свиты.

В породах хобеинской, мороинской и обеизской свит, испытавших зеленосланцевый метаморфизм, отмечаются обломочные цирконы, облик которых определяется первоначальным габитусом кристаллов и степенью окатанности. В хобеинской и мороинской свитах они представлены хорошо окатанными округлыми зернами, причем в хобеинской свите это практически идеальные шаровидные образования, названные нами цирконами «хобеинского типа». Эти цирконы имеют темно-розовую окраску, такую же как и у округлых

гранулитовых цирконов из пород няртинского комплекса, что наводит на мысль: не являются ли они переотложенными цирконами гранулитового типа. Отметим также, что разное изменение облика цирконов при переходе от пуйвинской свиты к хобеинской (появление цирконов «хобеинского типа») означает новый цикл осадконакопления, что подтверждается, структурным и метаморфическим несогласиями.

В кварцито-песчаниках обеизской свиты облик обломочных цирконов отличается удлинённой формой, при этом отдельные зерна сохраняют первоначальный призматический габитус, хотя грани и вершины у них практически всегда сглажены. В единичных знаках присутствуют хорошо скатанные темно-розовые округлые цирконы «хобеинского типа».

Таким образом, облик цирконов, как и любых других минералов, зависит от условий образования и в глубокометаморфизованных породах находится в прямой зависимости от термодинамических параметров фаций метаморфизма. Это показано А. А. Краснобаевым с соавторами (Краснобаев и др., 1993) при изучении цирконов Тараташского комплекса и И. А. Юдиной (Юдина, 1989), которая установила связь облика циркона с фациями метаморфизма при описании разрезов архея Карело-Кольского региона.

Окраска. Из приведенной выше характеристики циркона видно, что как обломочные зерна, так и новообразованные кристаллы этого минерала различаются по цвету и по интенсивности окраски. Обломочные цирконы по цвету можно разделить на две группы: светлоокрашенные, представленные светло-желтыми, светло-розовыми и бесцветными разновидностями и темноокрашенные, включающие в себя темно-розовые, коричневато-розовые, кремевые и дымчатые разновидности. Темноокрашенные аллотигенные цирконы характерны для средней части разреза (пуйвинская, хобеинская и мороинская свиты), светлоокрашенные встречаются как в нижележащих (няртинский комплекс и щокурьинская свита), так и в вышележащих (обеизская свита) отложениях. При этом темноокрашенные обломочные цирконы независимо от их стратиграфической принадлежности характеризуются, как правило, более древними датировками абсолютного возраста по сравнению со светлоокрашенными.

Новообразованные (аутигенные) цирконы, как уже было сказано выше, также отличаются по цвету. Среди них выделяются темно-розовые, бледно-розовые, бесцветные, коричневато-бурые и коричневато-желтые разновидности.

Важно отметить, что не только по облику аутигенных цирконов, но и по их цветовой окраске породы няртинского комплекса и щокурьинской свиты близки между собой и в то же время резко отличаются от вышележащих отложений.

Зональность и включения. Зональность в той или иной степени характерна для большинства изученных нами проб цирконов. В то же время в разных морфологических типах цирконов она проявилась по-разному. В аллотигенных цирконах, независимо от стратиграфического положения вмещающих их пород, она проявлена слабо. Исключительно редко зональность встречается в цирконах, имеющих вид шаровидных многогранников. Напротив, для аутигенных цирконов призматического габитуса зональность является чрезвычайно характерным признаком.

Наши наблюдения показывают, что зональные цирконы приурочены к

мигматизированным, а также метасоматически измененным породам. Поэтому наиболее вероятно, что зональность в цирконах, также как и зональность во многих порообразующих минералах (Бакиров, 1978; Добрецов и др., 1972 и др.) обусловлена многостадийностью процессов метаморфизма, гранитизации и метасоматоза.

Интересны случаи, когда по зональности можно проследить эволюцию формы кристалла. Подобные примеры были описаны ранее Н. П. Юшкиным (Юшкин и др., 1966) в цирконах из гранитоидных массивов Урала и Тимана и А. А. Краснобаевым (Краснобаев, 1986) в цирконах из гранитоидов. У метасоматических цирконов часть зон, как правило, затемнена (метамиктна).

Среди включений в изученных цирконах отмечаются твердые, газожидкие и полости, выходящие на поверхность. Форма включений довольно разнообразна: это неправильные, причудливые и четкие геометрические фигуры, тонкие канальчики и игловидные образования.

Микрорельеф.

Поверхность аутигенных цирконов, как и других минералов, зависит от скорости кристаллизации кристаллов (Biao et al., 1996; Passarelli et al., 2000; Смирнова и др., 1973; Соболев, 1969): у медленно растущих кристаллов грани гладкие и блестящие, при быстрой кристаллизации появляется микрорельеф роста.

Мы исследовали поверхность цирконов под растровым электронным микроскопом. Поверхность цирконов, принимаемых нами за обломочные, характеризуется мелкочапчатым микрорельефом, наличием сколов, трещинок и царапин, подтверждающих механическую природу ок-

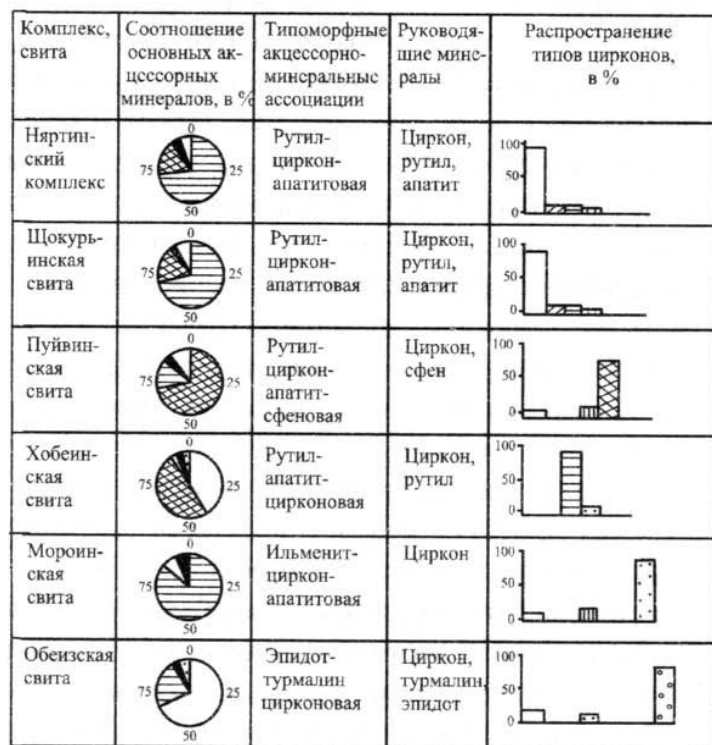


Рис. 2. Акцессорно-минеральные ассоциации и типы циркона в породах Приполярного Урала

руглости. Непрозрачные коричневато-желтые короткопризматические цирконы отличаются поверхностью с ассиметрично-выступчатым микрорельефом. Развиты миандры-выступы, сглаженные ребра, отмечается слоистое строение микроскульптур, наросты.

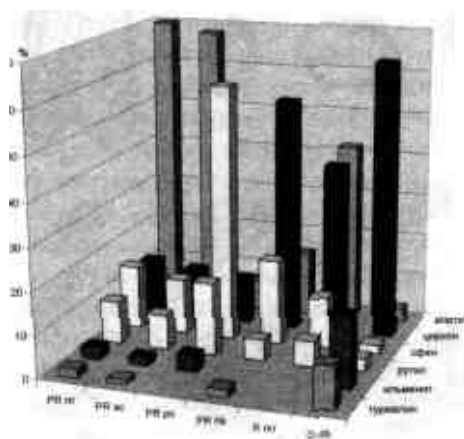
Бледноокрашенные цирконы длиннопризматического габитуса характеризуются гладкой блестящей поверхностью, на которой иногда встречаются изометрические углубления, бороздки и выступы. Округлые темно-розовые цирконы имеют поверхность с многочисленными мельчайшими гранями. На отдельных кристаллах видны бугорки-гранулы, наросты неправильной формы. Очевидно, что округлость этих цирконов не связана с механическим истиранием, а обусловлена грануломорфным ростом минерала.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить следующее:

1. Видовой состав и ассоциации акцессорных минералов стратифицированных образований Приполярного Урала. Выделить минералы-корреляторы, обладающие типоморфными признаками в зависимости от принадлежности к тому или иному стратиграфическому подразделению в разрезе докембрия и нижнего палеозоя (рис. 2).

Отложения ранне-протерозойского и раннерифейского возраста, представленные соответственно няртинским комплексом и щокурьинской свитой, характеризуются рутил-циркон-апатитовой ассоциацией акцессорных минералов и повышенным содержанием апатита. Руководящими акцессорными минералами или минералами-корреляторами здесь являются циркон, апатит, рутил. Среднерифейские образования пуйвинской свиты характеризуются рутил-циркон-сфеновой ассоциацией и повышенным содержанием сфена. Минералами-корреляторами выступают циркон и сфен.

Верхнерифейские образования, представленные хобеинской и мороинской свитами, заметно отличаются между собой: первые имеют апатит-рутил-циркон-овую типоморфную ассоциацию акцессорных минералов, вторые - ильменит-циркон-апатитовую. В породах хобеинской свиты установлен один минерал-коррелятор - циркон, в отложениях мороинской свиты выделено два минерала-коррелятора - циркон и апатит. Нижнепалеозойские образования, представленные обеизской свитой,



2. Снизу вверх по разрезу изменяются видовой состав и содержания акцессорных минералов (рис.3.).

В породах няртинского комплекса и щокурьинской свиты ведущее место занимает апатит, содержание которого

Рис. 3. Распределение основных акцессорных минералов по разрезу

заметно убывает вверх по разрезу. Обратная картина выявлена для турмалина: в верхней части разреза, представленной отложениями обеизской свиты, турмалин является одним из руководящих минералов, к низам разреза его значение падает. Концентрация сфена и других титаносодержащих минералов, начиная с низов разреза, постепенно повышается и в породах пуйвинской свиты достигает максимума, резко снижаясь далее вверх по разрезу.

3. Наиболее информативным акцессорным минералом для целей расчленения и корреляции метаморфизированных отложений является циркон. В каждом стратиграфическом подразделении выделяется несколько морфологических разновидностей этого минерала, одна из которых является руководящей для данной конкретной свиты (толщи, комплекса).

Для досреднерифейских толщ типоморфным является бледноокрашенный или бесцветный циркон, составляющий 85—90 % от цирконового концентрата в породе. В средне- и верхнерифейских отложениях типоморфным является циркон розовых оттенков, составляющий 70—90 % от общего количества

Нижнепалеозойские отложения характеризуются типоморфным цирконом бледных желтовато-розовых оттенков с высоким коэффициентом удлинения. Такой циркон составляет 15—70 % от общего количества минерала в породе.

4. Данные о внутреннем строении цирконов, которые показали, что минерал обладает не только внешними типоморфными признаками, но и внутренними.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что акцессорные минералы являются чуткими индикаторами геологи-

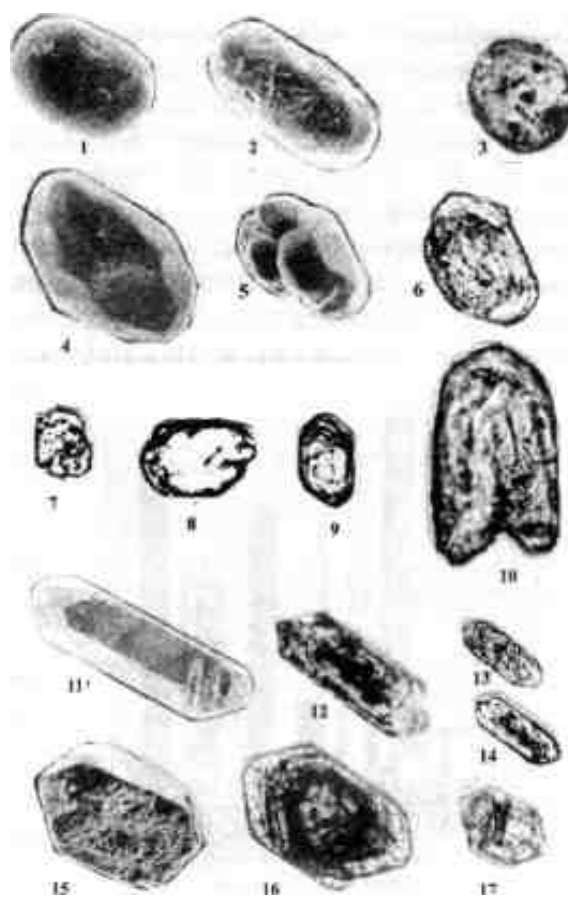


Рис. 4. Морфологические типы цирконов полиметаморфических комплексов Урала:

1—3 — первый тип, 4—6 — второй тип, 7—10 — третий тип, 11—14 — четвертый тип, 15—17 — пятый тип

ческих процессов и несут важную информацию об условиях формирования и последующего изменения пород.

Глава 4. Цирконы в метаморфических породах гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала

Изучение цирконов метаморфических комплексов Урала, относящихся к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса (александровский и ильменогорский на Южном Урале, няртинский на Приполярном Урале и харбейский на Полярном Урале), позволило выделить пять морфологических типов этого минерала (рис. 4). Первый морфологический тип — аллотигенные цирконы различной окраски от бесцветных до темно розовых, второй морфологический тип — в основном округлые цирконы с четко выраженной кристаллографической формой, темно-розовой либо светло-желтой окраски, третий морфологический тип — цирконы неправильной формы, образованные как бы сростками двух кристаллов, произвольно проросшими друг в друга, светлоокрашенные или бесцветные, четвертый морфологический тип — цирконы призматического габитуса, прозрачные, светло окрашенные и, наконец, пятый морфологический тип — цирконы призматического габитуса, непрозрачные или полупрозрачные, желтой или коричневато-бурой окраски.

4.1. Цирконы няртинского гнейсо-мigmatитового комплекса. В няртинском гнейсо-мigmatитовом комплексе пробы для изучения акцессорных минералов были отобраны из гранат-слюдяных гнейсов, являющихся наиболее распространенными здесь метаморфическими образованиями. Гнейсы представляют собой полосчатые мелкозернистые породы зеленовато-серого или серого цвета. Содержание биотита составляет 10—25 %, граната — 5—20 %, мусковита — 10—30 %. Плаггиоклаз в количественном отношении преобладает над кварцем и представлен альбитом или олигоклазом. В небольшом количестве встречаются решетчатый микроклин (до 10 %), эпидот и роговая обманка (первые проценты). Вторичные минералы представлены хлоритом и кальцитом. Общий видовой состав акцессорных минералов включает: апатит, ильменит, пирит, рутил, циркон, сфен, брукит, анатаз, галенит, турмалин, кианит, ортит, шеелит, монацит, молибденит, флюорит. Во всех изученных пробах встречены: циркон.апатит, рутил.

Цирконы характеризуются большим разнообразием и отличаются по облику кристаллов, окраске, внутреннему строению и степени окатанности. По этим признакам они относятся к четырем, описанным выше морфологическим типам: первому, второму, четвертому и пятому.

Первый морфологический тип представляют цирконы светло-розовой и светло-желтой окраски. Форма зерен округлая, размер 0.5—0.3 мм, коэффициент удлинения 1.0—2.1. Поверхность равномерно шероховатая, ребра полностью или частично сглажены, что свидетельствует об обломочной природе минерала. При увеличении в 200—400 раз видны сколы, вскрытые пустоты, на некоторых зернах корочки и наросты, образованные, по-видимому, в процессе метаморфизма, которому подверглись вмещающие породы. Внутреннее строение обломочных цирконов обычно однородное, в редких кристаллах наблюдается зональность, хорошо видимая в лучах катодолюминесценции, чаще отмечаются включения изометричной или вытянутой формы, расположенные

хаотично.

Второй морфологический тип цирконов в породах няртинского комплекса представлен темно-розовыми субидiomорфными кристаллами дипирамидально-призматического габитуса, обусловленного развитием граней (100), (110) и дитетрагональной дипирамидой (311) или дипирамидой (331), а также округлыми (шаровидными) кристаллами. Размер 0.07—0.25 мм. Коэффициент удлинения дипирамидально-призматических кристаллов 1.3—2.1. Поверхность граней гладкая, блестящая. Зональность отмечается редко. Цирконы изометричной (шаровидной) формы имеют многочисленные мелкие грани, хорошо видимые при увеличении в 200—300 раз, в отдельных случаях они заметны и под биноклем. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение этих цирконов сравнительно однородное, но встречаются кристаллы с ядрами более древнего циркона и, как правило, ядра имеют округлую форму. Циркон — «носитель» ядра — не может быть отнесен к окатанному: природа его округлости вовсе не следствие механического истирания, а определяется ростом «...в жестких Р—Т условиях гранулитовой фации метаморфизма, когда полигональная форма зерен любых минералов, в том числе и цирконов, выступающих в роли затравок неустойчива, так как испытывает неравновесные механические и температурные напряжения. Как вновь возникшие, так и реликтовые, цирконы обязаны расти таким образом, чтобы свести к минимуму протяженность границ и приобрести равновесную изометричную форму.» (Краснобаев, 1986, стр. 49—50).

Присутствие в гнейсах няртинского комплекса округлых (шаровидных) цирконов, поверхность которых покрыта многочисленными мелкими гранями, является, таким образом, следствием высокотемпературного метаморфизма пород, вплоть до уровня гранулитовой фации. Наличие в этих цирконах ядер округлой формы с признаками, указывающими на механическую природу округлости (наличие «присыпок», фрагменты зональности, автономная трещиноватость и др.), позволяет предполагать, что субстратом для изученных нами метаморфитов явились первично-ноосадочные породы.

Четвертый морфологический тип цирконов пользуется наибольшим распространением, особенно в верхней гнейсово-сланцевой толще комплекса. Он представлен бесцветными и бледноокрашенными кристаллами. Облик кристаллов идиоморфный или субидiomорфный. Развита грань (100), (110), (112), (113). Присутствуют (331) или другая острая дипирамида. Комбинация небольшой по площади острой дипирамиды и хорошо выраженной тупой обуславливает округлый облик головки кристалла. Размер цирконов 0.01—0.25 мм, коэффициент удлинения 1.0—4.8. Под биноклем видна гладкая, блестящая поверхность, однако при увеличении в 200—600 раз на гранях обнаруживаются углубления изометричной формы, бороздки, выступы. Внутреннее строение зерен отличается многозональностью, хорошо видимой в катодолюминесцентном свечении минерала. Расположение зон относительно друг друга может быть симметричным и несимметричным. Зоны центральной части кристалла часто затемнены и имеют вид «псевдоядер». Отмечаются и настоящие ядра, образованные более древними цирконами. Обычно они имеют округлую форму, что может указывать на принадлежность вмещающих их гнейсов к парапородам. Среди включений распространены твердые и газожидкие; многие кристаллы содержат полости, выходящие на поверхность.

Форма включений различна: это игловидные и изометричные образования, тонкие трубочки, канальчики. Расположение их хаотично. В отдельных кристаллах наблюдается приуроченность включений к границам зон, мелким трещинкам.

Пятый морфологический тип цирконов включает в себя непрозрачные и полупрозрачные кристаллы, окрашенные в коричневато-бурые тона. Облик кристаллов обусловлен развитием призмы (110) и дипирамиды (111); размер 0.13—0.25 мм, коэффициент удлинения 1.5—3.0. Поверхность граней гладкая, блестящая; при увеличении в 100—400 раз обнаруживается микрорельеф, характерный для метасоматического роста (Фекличев, 1966): развиты меандры-выступы, сглаженные ребра, слоистое строение микроскульптур, наросты. Внутреннее строение неоднородное отмечается зональность причем отдельные зоны затемнены, развиты трещины. В лучах катодolumинесценции зональность также хорошо обнаруживается. Среди включений распространены твердые и газовой-жидкие в виде тонких трубочек, а также игловидные и изометричные.

Из приведенного выше описания видно, что в гнейсах няртинского комплекса присутствуют как обломочные (аллотигенные), так и новообразованные (аутигенные) цирконы. Последние характеризуются большим разнообразием. Причиной тому, на наш взгляд, является полиметаморфизм. Именно неоднократно повторяющимися процессами метаморфизма можно объяснить одновременное присутствие цирконов типичных для гранулитов — темно-розовые, округлые (2-й тип), для пород амфиболитовой фации — светло-окрашенные, длиннопризматические (4-й тип) и метасоматитов — непрозрачные и полупрозрачные, призматические (5-й тип). Наличие реликтовых обломочных цирконов (1-й тип) свидетельствует о том, что исходные породы, по которым образовались гнейсы няртинского комплекса, были представлены преимущественно осадочными отложениями.

4.2. Цирконы харбейского гнейсо-мигматитового комплекса. В харбейском гнейсо-мигматитовом комплексе пробы для изучения цирконов отбирались из двуслюдяных плагиогнейсов. Плагиогнейсы имеют вид мелко- и среднезернистых пород полосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением железомagneзиальных силикатов, с одной стороны, и кварц-полевошпатового материала, с другой. Иногда к кварц-полевошпатовым полоскам приурочены порфировидные выделения граната с «изъеденными» границами зерен. В этом случае породы приобретают пятнистый облик. Среднее содержание в плагиогнейсах граната 5—10%, биотита 15—20%, мусковита 10—35%. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Встречается также эпидот, хлорит и роговая обманка. Первые два минерала являются вторичными и развиваются за счет биотита и плагиоклаза.

Общий видовой состав аксессуарных минералов включает: апатит, рутил, сфен, брукит, анатаз, ильменит, пирит, циркон, монацит, шпинель, турмалин, гематит, золото, молибденит, галенит, эпидот, кианит, ставролит. Во всех изученных пробах отмечается циркон, рутил, апатит, часто турмалин.

Цирконы представлены вторым, третьим, четвертым и пятым морфологическими типами.

Второй морфологический тип составляют прозрачные бледно-окрашенные или бесцветные округлые цирконы с четко выраженной кристаллографической формой, обусловленной развитием граней (100), (110) и

дитетрагональной дипирамидой (311) или дипирамидой (331). Многочисленные мелкие грани, хорошо видимые при увеличении в 200—300 раз, указывают на немеханическую природу округлости. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение этих цирконов обычно однородное, но встречаются кристаллы с ядрами более древнего циркона. Состав ядра и оболочки различается содержанием Hf и U, обусловленным противофазным распределением с явным уменьшением U в краевых частях кристалла и увеличением Hf. Из этого следует, что ядро не претерпело гомогенизации. В катодо-люминесцентном свечении наблюдаются кристаллы как с однородным внутренним строением, так и с ядрами.

Третий морфологический тип наиболее распространен в плагиогнейсах харбейского комплекса и представлен бесцветными или бледноокрашенными цирконами неправильной формы. При увеличении видно, что кристаллы представляют собой как бы сросток двух индивидов. Размер зерен 0.10—0.25 мм. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение кристаллов характеризуется наличием ядер, образованных более древними цирконами. Отмечаются твердые и газовой-жидкие включения, расположенные хаотично. Оптическая гетерогенность цирконов подтверждается микрозондовыми исследованиями. В лучах катодолюминесценции также обнаруживается однородное внутреннее строение.

Четвертый морфологический тип представлен прозрачными или бледно-окрашенными цирконами призматического габитуса. Размер кристаллов 0.10 — 0.30 мм. коэффициент удлинения 1.5—3.5. Облик кристаллов обусловлен развитием граней (100), (111), (113), (331), идиоморфный или субидиоморфный. Поверхность граней гладкая, блестящая, при увеличении в 200—400 раз на гранях обнаруживается неравномерный рельеф. Внутреннее строение кристаллов часто многозональное. Расположение зон относительно друг друга может быть симметричным и несимметричным. Среди включений распространены твердые и газовой-жидкие изометричной и вытянутой формы. Расположены включения хаотично.

Пятый морфологический тип циркона представлен непрозрачными и полупрозрачными кристаллами окрашенными в желтовато-коричневые тона. Облик кристаллов обусловлен развитием призмы (110). реже (100) и дипирамиды (111). размер 0.10—0.25 мм, коэффициент удлинения 1.5—2.5 (рис. 28:14—17) Поверхность граней гладкая, блестящая; при увеличении в 100—400 раз обнаруживается микрорельеф, характерный для метасоматического роста: соистое строение микроскульптур, наросты, развиты меандры-выступы, сглаженные ребра. Внутреннее строение кристаллов неоднородное, отмечается зональность, отдельные зоны затемнены (рис. 28: 17). В катодолюминесцентном свечении также наблюдается зональное строение кристаллов (рис. 29:4,6). Среди включений распространены твердые и газовой-жидкие игловидной и изометричной формы.

Приведенная выше характеристика цирконов из пород харбейского гнейсо-мигматитового комплекса показывает, что, как и в случае с няртинским комплексом, мы имеем дело с полиметаморфическими образованиями, ранние этапы изменения которых, по-видимому, достигали условий гранулитовой фации (второй морфологический тип циркона). В отличие от няртинского комплекса здесь отсутствуют обломочные цирконы (1-й морфологический тип) и

появляются цирконы неправильной формы (3-й морфологический тип). Таким образом, на основе результатов изучения акцессорных минералов мы не можем сделать однозначный вывод о генезисе рассматриваемых пород (так как ни обломочные, ни заведомо магматические цирконы в плагиогнейсах не встречены), но можем сделать предположение, что породы харбейского комплекса имеют более сложную историю их метаморфического преобразования.

4.3. Цирконы анекサンドровского-гнейсомигматитового комплекса. В анекサンドровском гнейсо-мигматитовом комплексе пробы для изучения акцессорных минералов были отобраны из гранат-ставролит-кианит-биотитовых плагиогнейсов. Плагиогнейсы характеризуются переменным содержанием железо-магнезиальных силикатов и имеют постепенные переходы с биотитовыми, гранат-биотитовыми и гранат-силлиманит-биотитовыми разновидностями. В небольших количествах в породах могут встречаться графит, мусковит, хлорит, эпидот. Состав плагиоклаза варьируется от альбита до андезина. В северной части комплекса плагиогнейсы мигматизированы. Здесь плагиоклаз представлен альбитом.

Общий видовой состав акцессорных минералов включает: апатит, ильменит, турмалин, пирит, рутил, сфен, брукит, анатаз, ортит, шеелит, циркон, монацит, молибденит. Во всех изученных пробах отмечается циркон, рутил, апатит, часто турмалин.

Цирконы, как и в породах няртинского и харбейского комплексов, представлены несколькими морфологическими типами.

Первый морфологический тип — цирконы светло-розовой, реже светло-желтой окраски. Форма зерен округлая, размер 0.2—0.3 мм, коэффициент удлинения 1.0—1.8. Поверхность равномерно шероховатая, ребра полностью или частично сглажены. Это признаки обломочной природы цирконов. При увеличении в 200—300 раз видны сколы, вскрытые пустоты, на некоторых зернах царапины. Внутреннее строение обломочных цирконов обычно однородное, в редких кристаллах наблюдается зональность, хорошо видимая в катодолюминесцентном свечении. Часто отмечаются включения вытянутой или изометричной формы, расположенные хаотично.

Второй морфологический тип наиболее распространен в гнейсах анекサンドровского комплекса и представлен темно-розовыми округлыми (шаровидными) цирконами, а также субидiomорфными кристаллами дипирамидально-призматического габитуса, обусловленного развитием граней (100), (110) и дитетрагональной дипирамиды (311) или дипирамиды (331). Размер зерен 0.09—0.25 мм. Коэффициент удлинения дипирамидально-призматических кристаллов 1.1—2.3. Поверхность граней гладкая, блестящая. Зональность отмечается редко. Отдельные кристаллы содержат «ядра» более древнего циркона, имеющие обычно округлую форму. Новообразованная оболочка вокруг них как правило не содержит включений. Мощность ее может быть довольно значительной, особенно вблизи вершин кристаллов.

Цирконы изометричной (шаровидной) формы имеют многочисленные мелкие грани, хорошо видимые при увеличении в 200—300 раз. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение этих цирконов обычно однородное, но встречаются кристаллы с ядрами более древнего циркона. Различия в составе ядра и оболочки заметны в распределении Fe, U и Hf. Ядро

относительно оболочки обогащено Fe и обеднено Hf и U. Оптически однородные кристаллы характеризуются равномерным распределением Hf, U, Fe, Th и Pb. В катодолюминесцентном свечении они также не обнаруживают зонального строения.

Четвертый морфологический тип цирконов в породах александровского комплекса представлен бледноокрашенными, почти бесцветными цирконами призматического габитуса. Размер цирконов 0.10—0.25 мм, коэффициент удлинения 1.0—3.5. Облик кристаллов идиоморфный или субидиоморфный, обусловлен развитием граней (100), (110), (112), (113). Присутствуют (311) или другая острая дипирамида. Под биноклем видна гладкая, блестящая поверхность, при увеличении в 200—400 раз на гранях обнаруживаются углубления, выступы. Внутреннее строение отличается многозональностью, хорошо видимой в катодолюминесцентном свечении. Расположение зон относительно друг друга может быть симметричным и несимметричным. Отмечаются ядра, образованные более древними цирконами. Среди включений распространены твердые и газовой-жидкие; отдельные кристаллы содержат полости, выходящие на поверхность. Форма включений различна. Это изометричные образования, тонкие трубочки, канальчики.

Пятый морфологический тип циркона представлен непрозрачными и полупрозрачными кристаллами, окрашенными в желтовато- или коричневатобурые тона. Облик кристаллов обусловлен развитием призмы (100), (110) и дипирамиды (111); размер 0.15—0.35 мм, коэффициент удлинения 1.5—2.5. Поверхность граней гладкая, блестящая; при увеличении в 100—400 раз обнаруживается микрорельеф, характерный для метасоматического роста, развиты меандры-выступы, сглаженные ребра, наросты. Внутреннее строение неоднородное, отмечается зональность, отдельные зоны затемнены развиты трещины. В катодолюминесцентном свечении зональность просматривается особенно отчетливо. Среди включений распространены твердые и газовой-жидкие. Обычно это тонкие трубочки, а также игловидные и изометричные образования.

4.4. Цирконы ильменогорского гнейсо-мigmatитового комплекса. В ильменогорском гнейсо-мigmatитовом комплексе нами, как уже отмечалось в предыдущих главах, изучена часть разреза, выделенная как селянкинская свита. Пробы отбирались из гранат-биотитовых плагиогнейсов. Плагиогнейсы представлены мелко- и среднезернистыми порфировластовыми полосчатыми породами. Они имеют постепенные переходы с биотитовыми кристаллосланцами, а также мigmatитами по плагиогнейсам и сланцам. В наименее измененных процессах гранитизации плагиогнейсах содержание граната достигает 10—15 %, биотита до 15 %. Плагиоклаз имеет состав основного олигоклаза (№ 28—30). В породах также встречаются кианит, силлиманит, мусковит, калиевый полевой шпат, графит. Общий видовой состав аксессуарных минералов включает: апатит, турмалин, ильменит, рутил, сфен, брукит, анатаз, пирит, ортит, шеелит, циркон, монацит, шпинель, лейкоксен, золото, молибденит, галенит, эпидот. Во всех изученных пробах отмечается циркон, рутил, апатит, турмалин, часто шпинель.

Цирконы, как и в трех ранее описанных комплексах, представлены несколькими морфологическими типами.

Первый морфологический тип образуют обломочные цирконы светло-

желтой окраски. Форма зерен округлая, размер 0.15—0.20 мм, коэффициент удлинения 1.0—1.5. Поверхность равномерно шероховатая, ребра полностью или частично сглажены. При увеличении в 200—300 раз видны сколы, царапины. Внутреннее строение обломочных цирконов однородное, лишь изредка наблюдается зональность. Однако кристаллы, исследованные в катодолюминесцентном свечении, как раз отличаются зональностью. Включения отмечаются в незначительных количествах. Они имеют вытянутую или изометричную форму, расположены хаотично.

Второй морфологический тип представлен прозрачными, почти бесцветными цирконами, округлой формы реже субидиоморфными кристаллами дипирамидально-призматического габитуса, обусловленного развитием граней (100). (110) и дитетрагональной дипирамидой (311) или дипирамидой (331). Размер зерен 0.10—0.20 мм. Цирконы изометричной (шаровидной) формы имеют многочисленные мелкие грани, хорошо видимые при увеличении в 200—300 раз. Поверхность граней гладкая, блестящая. Кристаллы, исследованные в катодолюминесцентном свечении, характеризуются однородным внутренним строением. Коэффициент удлинения дипирамидально-призматических кристаллов 1.0—2.5. Зональность отмечается редко. Иногда можно наблюдать ядра более древнего циркона, часто они имеют округлую форму, но встречаются также в виде призматических кристаллов.

Третий морфологический тип в плагиогнейсах селянkinской свиты составляют бледно окрашенные цирконы, представляющие как-бы сростки кристаллов или, вернее, кристалл, проросший в кристалл. Подобный циркон нами уже описан в породах харбейского комплекса. Размеры таких кристаллов 0.1—0.25 мм. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение характеризуется наличием ядер, образованных более древними цирконами. Ядра очень хорошо видны в катодолюминесцентном свечении. Отмечаются твердые и газовой-жидкие включения, расположенные хаотично.

Четвертый морфологический тип представлен почти бесцветными цирконами призматического габитуса. Размеры цирконов 0.15—0.25 мм, коэффициент удлинения 1.5—4.0. Облик кристаллов, обусловленный развитием граней (111). (100). (113), (112), (331), идиоморфный или субидиоморфный. Поверхность граней гладкая, блестящая, при увеличении в 200—400 раз на гранях обнаруживаются выступы, бороздки. Внутреннее строение, как правило, многозональное, что хорошо видно в катодолюминесцентном свечении, минерала. Расположение зон относительно друг друга обычно симметричное. Иногда отмечаются ядра, образованные более древними цирконами. Среди включений распространены твердые и газовой-жидкие. Форма включений различна: они представлены как изометричными, так и вытянутыми образованиями, расположенными обычно хаотично. В отдельных кристаллах наблюдается приуроченность включений к длинной оси кристалла.

Таким образом, в гнейсо-мигматитовых комплексах Урала, описанных в настоящей главе, встречаются по крайней мере пять морфологических типов цирконов (рис. 4). К цирконам, которые характеризуют дометаморфическую историю формирования гнейсо-мигматитовых комплексов, относятся обломочные (1-й морфологический тип). Среди новообразованных (аутогенных) цирконов выделяются четыре морфологических типа. Как будет показано далее, они отличаются своими геохронологическими характеристиками. Это

определенно свидетельствует, что рассматриваемые гнейсо-мigmatитовые комплексы сложены полиметаморфическими образованиями.

Глава 5. Общие закономерности распространения цирконов и акцессорных минералов в гнейсо-мigmatитовых комплексах Урала

Исследования акцессорного циркона в метаморфических породах гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала позволили установить ряд общих закономерностей, касающихся морфологии минерала, его внутреннего строения, состава и характера распределения в цирконе таких элементов, как Hf, U, Th, Pb, Fe. Кроме того, намечается корреляция метаморфических толщ изученных комплексов по весовым соотношениям наиболее часто встречающихся, так называемых «сквозных», акцессорных минералов и по типоморфным ассоциациям акцессориев.

5.1. Типоморфные ассоциации акцессорных минералов. Во всех изученных гнейсо-мigmatитовых комплексах установлены типовые ассоциации акцессорных минералов. В гнейсах няртинского комплекса это рутил-циркон-апатитовая, сфен-рутил-циркон-апатитовая, турмалин-ильменит-циркон-рутил-апатитовая. Постоянно встречается из них — рутил-циркон-апатитовая. Для плагиогнейсов харбейского комплекса характерны ильменит-рутил-циркон-апатитовая, рутил-циркон-пирит-апатитовая и постоянно встречающаяся — рутил-циркон-сфен-апатитовая. В плагиогнейсах александровского комплекса наиболее часто отмечаются ильменит-турмалин-рутил-циркон-апатитовая, турмалин-рутил-циркон-сфен-апатитовая, рутил-циркон-сфен-апатитовая. Последняя является для плагиогнейсов александровского комплекса типоморфной. В плагиогнейсах селянкинской свиты ильменогорского комплекса часто встречаются турмалин-рутил-циркон-сфен-апатитовая, эпидот-рутил-циркон-сфен-апатитовая и постоянно рутил-циркон-сфен-апатитовая. Таким образом, для всех исследованных гнейсо-мigmatитовых комплексов типоморфной является либо рутил-циркон-сфен-апатитовая, либо рутил-циркон-апатитовая ассоциации. Причем, ранее установленная закономерность для гнейсов няртинского комплекса, заключающаяся в повышенном содержании апатита, сфена, рутила и циркона, характерна и для плагиогнейсов харбейского, александровского комплексов и селянкинской свиты ильменогорского комплекса. Состав акцессорных минералов и их весовые соотношения в породах таких сложных метаморфических образований, как гнейсо-мigmatитовые комплексы, определяются не только условиями формирования и составом исходных пород, но и условиями их последующего изменения (метаморфизмом, гранитизацией, метасоматозом). Поэтому на основании приведенных выше данных нельзя сделать однозначный вывод о стратиграфической (возрастной) корреляции рассматриваемых комплексов, хотя они такому выводу и не противоречат. Более корректно говорить о близких условиях формирования гнейсо-мigmatитовых комплексов, имея ввиду длительную и сложную историю метаморфизма пород.

5.2. Типоморфизм цирконов гнейсо-мigmatитовых комплексов

Облик. Изучение цирконов метаморфических комплексов Урала, позволило выделить пять морфологических типов этого минерала (рис. 4). Первый морфологический тип — аллотигенные цирконы различной окраски от бесцветных до темно розовых. Второй морфологический тип — в основном округлые цирконы с четко выраженной кристаллографической формой,

обусловленной развитием граней (311), (111), (ПО), (100), темно-розовой либо светло-желтой окраски. Третий морфологический тип — цирконы неправильной формы, образованные как бы сростками двух кристаллов, произвольно проросшими друг в друга, светлоокрашенные или бесцветные. Четвертый морфологический тип — цирконы призматического габитуса, главные формы: (100), (110), (113), (112), присутствуют (311), прозрачные, светлоокрашенные. И, наконец, пятый морфологический тип — цирконы призматического габитуса, обусловленного развитием граней (100) и (111), непрозрачные или полупрозрачные, желтой или коричневато-бурой окраски.

Наличие нескольких морфологических типов цирконов, образование каждого из которых связывается с метаморфическим событием, указывает на полиметаморфическую природу гнейсо-мигматитовых комплексов.

Учитывая, что цирконы второго морфологического типа наиболее характерны для пород, претерпевших гранулитовую фацию метаморфизма, что установлено на Урале работами А. А. Краснобаева (Краснобаев, 1986) можно сделать вывод о проявлении гранулитового метаморфизма во всех описываемых гнейсо-мигматитовых комплексах.

Присутствие в породах цирконов неправильной формы (3-й тип) отличает харбейского и ильменогорский комплексы от няртинского и александровского комплексов. Однозначно увязать образование этого морфологического типа циркона с каким-то отдельным этапом метаморфизма пока не удалось, однако, учитывая его близкие возрастные датировки с цирконами «гранулитового» и «амфиболитового» типов, можно сделать предположение о высокотемпературной природе минерала.

Длиннопризматические цирконы (4-й тип) развиты в породах, претерпевших амфиболитовую фацию метаморфизма и мигматизации (Краснобаев, 1986) и могут указывать на проявление амфиболитовой фации метаморфизма пород всех изученных гнейсо-мигматитовых комплексов.

Короткопризматические непрозрачные или полупрозрачные цирконы (5-й тип), установленные в породах няртинского, харбейского и александровского комплексов, мы связываем с процессами средне- низкотемпературного диафтореза пород.

В трех комплексах (няртинском, александровском и ильменогорском) обнаружены аллотигенные цирконы (1-й тип). Принимая во внимание этот факт, а также то, что в отдельных зернах цирконов «гранулитового» типа содержатся ядра более древнего циркона, имеющие округлую форму, можно утверждать, что субстратом исследованных нами пород няртинского, александровского и ильменогорского комплексов являлись преимущественно первичноосадочные образования.

Состав цирконов (на основе микронзондовых исследований). Во всех исследованных комплексах выделенные морфологические типы цирконов анализировались на предмет выявления их микрогеохимического состава и распределения элементов в кристаллах.

Аллотигенные цирконы (1-й тип) характеризуются, как правило, равномерным распределением названных элементов в зернах. Иногда краевые части незначительно обогащены Hf, в то время как центральные части зерен несколько обогащены U. Такое распределение элементов отмечено в аллотигенных цирконах всех исследованных комплексов и связывается нами с

гомогенизацией минерала в процессе гранулитового метаморфизма. Этим же объясняется и близкий возраст аллотигенных цирконов и цирконов «гранулитового» типа.

Аутигенные округлые цирконы (2-й тип) в породах няртинского, харбейского, александровского и ильменогорского комплексов, обнаруживают два вида распределения U, Hf, Th, Pb, Fe. Первый— равномерное распределение, характерное для оптически однородных кристаллов. Второй вид установлен в кристаллах с ядрами более древнего циркона. В таких кристаллах отмечается противофазное распределение Hf относительно U, причем ядерная часть зерна обогащена U, а краевая — Hf. Вероятно, цирконы с равномерным распределением элементов состоят только из собственно гранулитовой разновидности, т.е. представлены одной генерацией, в то время как цирконы со вторым видом распределения представлены двумя генерациями минерала в одном кристалле — новообразованным в оболочке (собственно гранулитовым) и реликтовым в ядре. Подобные цирконы описаны в гранулитах Урала и Лапландии (Краснобаев, 1986; Kaulina, 2000) и в метаморфических породах Северного и Южного Китая (Biao, 1996; Xuezhao et al., 1996). Установленная гетерогенность в составе ядра и оболочки указывает на то, что ядро не претерпело полной гомогенизации в процессе гранулитового метаморфизма и сохранило «память» о предшествующих событиях.

Цирконы неправильной формы (3-й тип), содержащиеся в плагиогнейсах харбейского и ильменогорского комплексов, по распределению U, Hf, Th, Pb, Fe довольно близки. В цирконах обоих комплексов отмечается противофазное распределение U относительно Hf, причем, как и в вышеописанных случаях, центральные зоны кристаллов несколько обогащены U, а краевые — Hf.

Длиннопризматические цирконы (4-й тип) по распределению U, Hf, Th, Pb, Fe разделились на две группы. Первую представляют цирконы из пород няртинского и александровского комплексов. Они характеризуются противофазным распределением U относительно Hf. Последним обогащены краевые зоны кристаллов, в то время как центральные содержат больше U. Вторую группу составляют цирконы харбейского и ильменогорского комплексов, в которых содержание Hf заметно ниже, чем в цирконах первой группы. Кроме того, центральные части зерен второй группы относительно обогащены Hf, а в плагиогнейсах селянkinской свиты ильменогорского комплекса также U.

Коротко призматические непрозрачные цирконы (5-й тип) в породах няртинского, харбейского и александровского комплексов отличаются равномерным распределением U, Hf, Th, Pb, Fe с небольшим обогащением названными элементами краевых зон кристаллов. Ряд исследователей подчеркивают важное значение ZrO_2/HfO_2 отношений для выявления характера эволюции P-T условий кристаллизации циркона [8,335]. Уменьшение ZrO_2/HfO_2 в цирконах от центра к периферии кристалла указывает на кристаллизацию минерала в условиях падения температуры и давления. Это в общем случае характерно при кристаллизации магматических пород. При метаморфизме картина может быть двоякая, т.к. кристаллизация цирконов может происходить как на прогрессивной стадии (увеличение температуры и давления), так и на регрессивной стадии (уменьшение P-T параметров, как и в случае кристаллизации магматических пород). Анализ полученных нами результатов

(табл.1) свидетельствует, что на фоне довольно пестрой картины в распределении ZrO_2/HfO_2 отношения в цирконах, все же преобладает регрессивная компонента, отвечающая уменьшению температуры и давления в процессе кристаллизации минерала, что соответствует общему изменению термодинамических параметров метаморфизма в процессе эволюции гнейсо-мигматитовых комплексов.

Таким образом, изучение микрогеохимического состава цирконов показало, что: 1) отдельные морфологические типы цирконов в разных гнейсо-мигматитовых комплексах сопоставимы между собой по распределению U, Hf, Th, Pb, Fe; 2) в аутигенных цирконах распределение U и Hf, как правило, гетерогенно, что свидетельствует о изменении физико-химических параметров при кристаллизации минералов; различия в содержании U и Hf в ядерной и краевой частях кристаллов циркона «гранулитового» типа (2-й тип) свидетельствует, что даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма ядра не претерпевают полной гомогенизации; 3) аллотигенные цирконы (1-й тип) отличаются равномерным распределением U, Hf, Th, Pb, Fe; это можно объяснить тем, что аллотигенные цирконы, не захваченные в качестве «затравки» при кристаллизации цирконов «гранулитового» типа гомогенизировались, о чем косвенно указывает и близость изотопных возрастов цирконов 1-го и 2-го типов; 4) характер распределения отношения ZrO_2/HfO_2 в цирконах указывает на возможность кристаллизации минерала как в прогрессивную так и в регрессивную стадии метаморфизма.

Катодолюминесценция. Спектры катодолюминесценции цирконов изучены слабо. В основном этот метод применяют при изучении внутренних ростовых морфологии кристаллов. Наши данные так же указывают, что габитус кристаллов меняется в зависимости от фациальных условий метаморфизма. На катодолюминесцентных изображениях исследуемых кристаллов циркона из пород гнейсо-мигматитовых комплексов видно, что в одних случаях призматический габитус постепенно меняется на короткопризматический до изометричного. По-видимому, это связано с повышением фации метаморфизма. В других случаях — короткопризматические и изометричные кристаллы в процессе роста приобретают призматический габитус. Очевидно это свидетельствует о регрессивном характере процесса кристаллизации. В отдельных случаях наблюдается образование цирконов с неправильной кристаллографической формой, когда один или несколько изометричных кристаллов обрастают оболочкой, что также скорее всего связано со снижением степени метаморфизма.

Исследования катодолюминесценции цирконов из метапелитов и метаграувакков метаморфических террейнов (Италия, зона Иври) показало, что кристаллы росли во время прогрессивного метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой фации с изменением кристаллического габитуса от призматического до изометричного (Vavra, 1999).

Таблица 1

Средние содержания ZrO_2 и HfO_2 и их отношение в цирконах из гнейсов и плагиогнейсов метаморфических комплексов Урала

Ком- плекс, порода	Морфологические типы цирконов														
	1-й тип		2-й тип		3-й тип		4-й тип		5-й тип						
	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂			
Няртин- ский, гнейсы а в	69.01	0.05	1380.2	68.46	0.25	273.84				68.91	0.23	299.61			
	68.55	0.84	81.61	76.80	0.44	174.5				68.69	0.61	112.61		69.09	0.39
Харбей- ский, плаг- гнейсы а в														68.70	0.91
														68.70	0.91
Алексан- дровский, плаг- гнейсы а в				68.18	0.18	84.17	68.34	0.99	69.01	68.91	0.72	95.71		68.67	0.34
				68.32	0.60	113.87	68.32	0.99	69.01	68.54	0.54	126.92		68.38	0.52
Ильмно- горский, плаг- гнейсы а в	67.51	1.77	38.14	68.76	0.39	176.30				68.21	0.64	106.58		68.92	0.19
	68.29	1.22	55.97	68.47	0.64	106.98				76.98	0.92	83.67		67.26	1.02
Ильмно- горский, плаг- гнейсы а в	68.48	0.60	114.13	69.23	0.05	1384.6	69.27	0.05	1385.4	68.64	0.61	112.52			
	68.70	0.33	208.18	69.25	0.1	692.5	68.84	0.22	312.91	68.58	0.39	175.85			

Примечание. а — центральные части кристаллов, в — краевые части кристаллов.

Возраст. Для оценки возраста выделенных морфологических типов цирконов мы использовали выполненные по нашим материалам датировки U—Pb методом по единичным зернам (табл. 2), а также методом термоионной эмиссии свинца по мелким навескам этого минерала. Учитывались также ранее опубликованные данные (рис. 5).

Рассмотрение возраста отдельных морфотипов цирконов мы начнем с гранулитовых разновидностей (тип. 2), так как именно по ним получены максимальные датировки: 2.32—2.30 млрд. лет. Они установлены для цирконов из гнейсов александровского и ильменогорского (селянkinская свита) комплексов. Сопоставимый с ними возраст (2.28 млрд. лет) имеют цирконы из пегматитов, залегающих среди гнейсов селянkinской свиты и из амфиболовых гнейсов харбейского комплекса: 2.22 млрд. лет. По мнению А. А. Краснобаева (1986), цирконы с таким возрастом определяют минимально возможный временной рубеж проявления гранулитового метаморфизма, реально имевший место, вероятно, около 2.60 млрд. лет назад, как это установлено для тараташского комплекса.

Возрастные определения аллотигенных (терригенных) цирконов (тип 1) из пород гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала в опубликованных источниках не приводятся. Нам удалось получить одну датировку такого циркона (2.21 млрд. лет) из гнейсов няртинского комплекса. Она, как и следовало ожидать, оказалась выше возрастного значения, установленного для гранулитового циркона (тип 2) из этих же пород — 2.125 млрд. лет.

Цирконы третьего морфотипа при характеристике метаморфических комплексов ранее не описывались, поэтому их фациальная принадлежность остается не вполне ясной, однако некоторые предположения могут быть сделаны уже на имеющемся у нас материале. В харбейском комплексе такие цирконы установлены в плагиогнейсах париквасьшорской свиты.

Отсутствие в породах этой свиты цирконов «гранулитового» типа, состав железомagneзиальных минералов (Бутин, 1973) и расчетные температуры [(400–650 °C, по И.И. Голубевой (1991)] свидетельствуют, что условия метаморфизма отложений названной свиты не достигали уровня гранулитовой фации. Возможно третий морфотип циркона, так же как и четвертый, образуется при метаморфизме амфиболитовой фации. Нами датированы цирконы третьего морфотипа из пород париквасьшорской и селянkinской свит (табл. 2). Как видно из таблицы, циркон из пород париквасьшорской свиты имеет один и тот же возраст (1,896 млрд. лет) по трем изотопным отношениям. Для циркона из пород селянkinской свиты изотопные возраста различаются. Учитывая возможное увеличение содержания урана в цирконах при гранитизации (Краснобаев, 1986), наиболее близкими к реальным являются датировки 1,827; 1,818 млрд. лет, полученные по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению.

Значительный разброс возрастных определений (1.95—0.236 млрд. лет) устанавливается для цирконов «амфиболитового» типа (тип 4), связанных с породами амфиболитовой фации и особенно с migmatизированными разновидностями метаморфитов. Максимальные цифры: 1.95; 1.82 и 1.765 млрд. лет получены нами для няртинского и харбейского комплексов. Они хорошо согласуются с датировками цирконов третьего морфологического типа и определяют время проявления метаморфизма амфиболитовой фации и сопутствующих ему палингенно-метасоматических процессов. Ранее

Таблица 2

Результаты датирования цирконов из пород гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала U—Pb методом

№№ пп	Номер пробы	Морфологический тип циркона	Центр, край кристалла	Изотопные отношения			Возраст, млн. лет		
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
Харбейский комплекс (париквасышорская свита)									
1	41-3-01	5	край	0.05961	0.08985	0.7386	590	555	562
2	41-3-02	4	край	0.06747	0.15888	1.4781	852	951	921
3	41-3-03	3	край	0.11602	0.34202	5.4723	1896	1896	1896
Александровский комплекс									
4	A-8a-01	2	центр	0.12785	0.37705	6.6464	2069	2062	2066
5	A-8a-02	2	центр	0.12868	0.37498	6.6531	2080	2053	2066
6	A-8a-02	2	край	0.12486	0.36314	6.2517	2027	1997	2012
7	A-8a-03	2	центр	0.12737	0.37613	6.6055	2062	2058	2060
8	A-8a-03	2	край	0.12562	0.36778	6.3703	2038	2019	2028
Ильменогорский комплекс (селянкинская свита)									
9	И-8-01	3	центр	0.11169	0.24843	3.8259	1827	1430	1598
10	И-8-01	3	край	0.11115	0.23456	3.8946	1818	1358	1548
11	И-8-02	2	центр	0.11910	0.21333	3.5034	1943	1247	1528
12	И-8-02	2	край	0.11506	0.33679	3.3432	1881	1871	1876
13	И-8-03	4	центр	0.05089	0.04390	0.3080	236	277	273
14	И-8-03	4	край	0.05111	0.04308	0.3036	246	272	269

Примечание. Возрастные определения выполнены в Шведском музее естественной истории (Стокгольм). Аналитик В. Л. Пийс (V. L. Peas). Места отбора проб и названия пород: 1—3 — юго-восточный берег оз. Возей-Ты, биотит-мусковитовые плагиогнейсы с гранатом и ставролитом; 4—8 — правобережье р. Кусы, в 500 м к западу от дер. Юрма, гранат-биотитовые плагиогнейсы с силлиманитом и ставролитом; 9—14 — Ильменские горы, Дурнев перевал, гранат-биотитовые плагиогнейсы, мигматизированные.

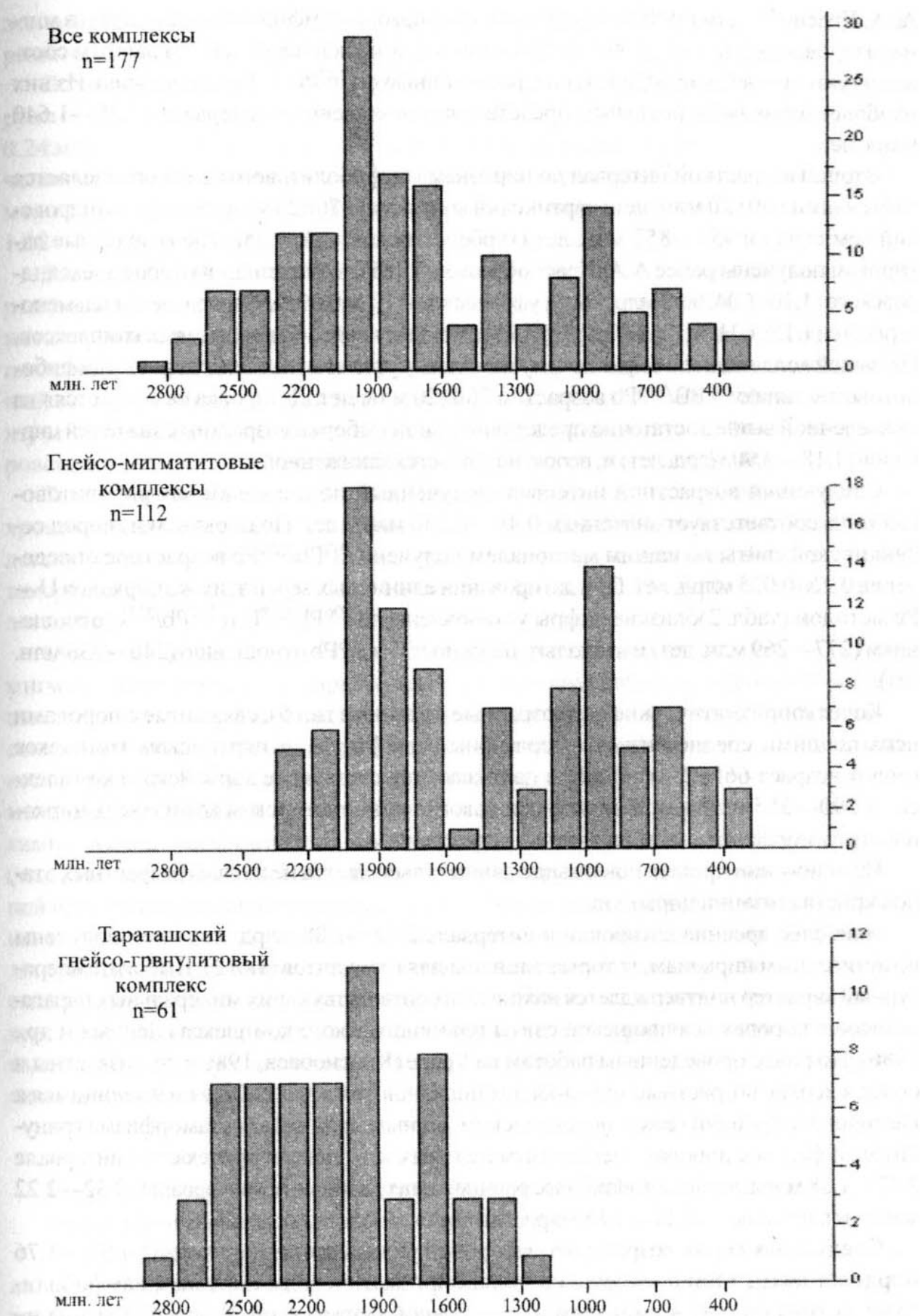


Рис. 5. Гистограммы распределения изотопного возраста цирконов из пород гнейсовых комплексов Урала

А. А. Краснобаевым (1986) были датированы цирконы «амфиболитового» типа из мигматизированных пород селянкинской и вишневогорской свит. Нашим данным соответствуют возрастные определения, рассчитанные по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению. Из них наиболее близкими к реальным представляются значения в интервале 1.735—1.640 млрд. лет.

Второй возрастной интервал по цирконам «амфиболитового» типа определяется значениями 960 ± 20 млн. лет (няртинский комплекс) 970 ± 25 млн. лет (александровский комплекс) и 951—852 млн. лет (харбейский комплекс). Близкие возрастные датировки получены ранее А.А. Краснобаевым (1986) по цирконам из пород александровского (1.10; 1.04; 0.92 млрд. лет), уфалейского (1.18; 0.99; 0.99 млрд. лет) и ильмено-горского (1.15; 1.11; 1.10; 0.97; 0.92; 0.90 млрд. лет) гнейсо-мигматитовых комплексов. Из нашей коллекции по няртинскому комплексу установлен также циркон «амфиболитового» типа с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 700 ± 20 млн. лет. Датировка «выбивается» из приведенной выше достаточно представительной выборки возрастных значений цирконов (1.18—0.90 млрд. лет) и, вероятно, является заниженной.

Следующий возрастной интервал, полученный по цирконам «амфиболитового» типа, соответствует значениям 0.49—0.236 млрд. лет. По цирконам из пород селянкинской свиты по нашим материалам получено $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастное определение $0,26 \pm 0,025$ млрд. лет. При датировании единичных зерен этих же цирконов U—Pb методом (табл. 2) близкие цифры установлены по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ отношениям (277—269 млн. лет) и несколько ниже по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению (246—236 млн. лет).

Короткопризматические непрозрачные цирконы (тип 5), связанные с породами испытывшими средне-низкотемпературный диафорез, в няртинском комплексе имеют возраст 665 ± 25 млн. лет, в париквасьшорской свите харбейского комплекса — 590—555 млн. лет. В александровском и ильменогорском комплексах цирконы этого морфологического типа не установлены.

На основании приведенных выше данных, выявляется несколько возрастных этапов кристаллизации цирконов.

Наиболее древние датировки в интервале 2.12—1.88 млрд. лет нами получены по аутигенным цирконам, которые типичны для гранулитов (тип 2). Высокотемпературный характер подтверждается находками соответствующих минеральных парагенезисов в породах селянкинской свиты ильменогорского комплекса (Ленных и др., 1986). По ранее проведенным работам на Урале (Краснобаев, 1986 и др.) известны и более высокие возрастные значения для цирконов этого типа. Судя по имеющимся к настоящему времени геохронологическим данным, процессы метаморфизма гранулитовой фации в породах гнейсо-мигматитовых комплексов протекали в интервале 2.32—1.88 млрд. лет назад. Наиболее ранние из них датируются интервалом 2.32—2.22 млрд. лет, поздние — 2.12—1.88 млрд. лет.

Следующая серия возрастных датировок укладывается в интервал 1.95—1.76 млрд. лет назад. Они получены по длиннопризматическим цирконам «амфиболитового» типа (тип 4) и цирконам неправильной формы (тип 3) неясной фациальной принадлежности. С учетом всех известных материалов по цирконовой хронометрии пород гнейсо-мигматических комплексов Урала

возрастной интервал этого этапа метаморфизма, достигавшего уровня амфиболитовой фации, можно принять равным 1.96—1.64 млрд. лет назад.

По результатам датирования длиннопризматических цирконов (тип 4) фиксируются еще два этапа высокотемпературного метаморфизма (0.97—0.95 и 0.28—0.24 млрд. лет), ранее хорошо обоснованных геохронологическими данными, полученными разными методами. С привлечением опубликованных материалов временные рамки этих метаморфических событий можно ограничить интервалами 1.18—0.90, 0.49—0.34 и 0.28—0.24 млрд. лет назад.

Датировки в интервале 0.67—0.55 млрд. лет, полученные по непрозрачным короткопризматическим цирконам (5-й тип), характеризуют проявление зонального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой—зеленосланцевой фации. Важно отметить, что этот этап метаморфизма, сформировавший в основном современный облик метаморфических толщ севера Урала, не выявляется в породах, хорошо изученных в геохронологическом плане, комплексов южной части Урала: александровском комплексе и селянкинской свите Ильменогорского комплекса.

Таким образом, на основании приведенных выше данных по цирконовой геохронологии в «послетараташской» истории развития гнейсо-мигматитовых комплексов Урала можно выделить ряд возрастных этапов эндогенной активности метаморфизма: 2.32—2.22; 2.12—1.88, 1.18—0.90; 0.67—0.55; 0.49—0.24 и 0.28—0.24 млрд. лет назад.

Суммируя данные, можно отметить, что все рассматриваемые в работе гнейсо-мигматитовые комплексы характеризуются близким набором, весовыми соотношениями и типоморфными ассоциациями акцессорных минералов. Во всех гнейсо-мигматитовых комплексах выделяются несколько морфологических типов цирконов. Аллотигенные (терригенные) цирконы (тип 1) являются наиболее древними в соответствующих гнейсо-мигматитовых комплексах (изотопными датировками этот факт установлен для няртинского комплекса). Цирконы «гранулитового» (тип 2) и «амфиболитового» (тип 4) типов фиксируют несколько возрастных уровней проявления высокотемпературных преобразований пород. Однотипные цирконы из различных гнейсо-мигматитовых комплексов сопоставимы по возрастным датировкам. Гнейсо-мигматитовые комплексы севера Урала (харбейский и няртинский) отличаются от комплексов южной части Урала (александровского и Ильменогорского) широким проявлением в них среднетемпературного диафтореза в интервале 0.67—0.55 млрд. лет назад, зафиксированного в непрозрачных короткопризматических цирконах (тип 5).

Глава 6. История формирования гнейсо-мигматитовых комплексов (на основе минералого-геохронологических данных)

История метаморфизма пород, слагающих гнейсо-мигматитовые комплексы Урала, по имеющим радиогеохронологическим данным, определяется возрастным интервалом 2.32—0.24 млрд. лет. Как видно из приведенного выше описания, наиболее ранние метаморфические события (в раннем докембрии) проявились более или менее однотипно во всех изученных нами комплексах и повсеместно носили высоко-температурный характер. Позднее (в позднем докембрии) метаморфизм осуществлялся в условиях умеренных и высоких температур. При этом процессы преобразования пород

проявлялись дифференцировано в разных комплексах. Наиболее поздние (в палеозое и раннем мезозое) изменения метаморфических толщ протекали преимущественно в низкотемпературных условиях и были локализованы в пределах комплексов в отдельных зонах. Исключение составляют гнейсо-мигматитовые комплексы Восточной тектонической зоны (восточного склона) Урала, где зафиксирован высокотемпературный метаморфизм пород по датировкам циркона «амфиболитового» типа (тип 4) в интервале 0.277—0.260 млрд. лет назад.

С учетом всех имеющихся геохронологических данных полученных различными методами, включая приведенные выше датировки по цирконам, могут быть выделены основные геохронологические рубежи, соответствующие определенным этапам метаморфического изменения пород, слагающих гнейсо-мигматитовые комплексы Урала:

2.3 млрд. лет назад — нижний возрастной предел раннего этапа метаморфизма гранулитовой фации;

2.1—1.9 млрд. лет назад — метаморфизм гранулитовой фации;

1.9—1.7 млрд. лет назад — метаморфизм амфиболитовой фации;

около 1.4 млрд. лет назад — средне- или высокотемпературный метаморфизм; установлен только в породах гнейсо-мигматитовых комплексов южной части Урала;

1.2—0.9 млрд. лет назад — метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций;

0.67—0.55 млрд. лет назад — зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; установлен только в породах гнейсо-мигматитовых комплексов северной части Урала;

0.49—0.34 млрд. лет назад — метаморфизм фации зеленых сланцев;

0.28—0.24 млрд. лет назад — криптометаморфизм в породах гнейсо-мигматитовых комплексов западного склона Урала и метаморфизм, достигающий условий амфиболитовой фации в породах гнейсо-мигматитовых комплексов восточного склона Урала.

Модель формирования гнейсо-мигматитовых комплексов

Приведенные в работе материалы, включая новые минералогические данные, позволяют, во-первых, реконструировать раннюю историю развития гнейсо-мигматитовых комплексов Урала, во-вторых, определить верхний возрастной предел завершения процессов становления этих сложных геологических образований и, в-третьих, выявить различия в условиях их структурно-метаморфического изменения в период формирования позднедокембрийских и фанерозойских складчатых систем.

На основе изучения акцессорных минералов, и прежде всего циркона, с учетом опубликованных петрологических и других данных, а также известных ранее геохронологических материалов история формирования гнейсо-мигматитовых комплексов Урала может быть представлен в виде следующей поэтапной последовательности.

I этап — около 2.3 млрд. лет назад. Начало раннепротерозойской истории рассматриваемых образований устанавливается по реликтовым датировкам цирконов «гранулитового» типа (2-й тип). Скорее всего, это нижняя возрастная граница проявления раннего этапа метаморфизма гранулитовой

фации, истинный возраст которого может быть более древним. Как известно, близкими значениями возраста (2.5— 2.4 млрд. лет) фиксируется глобально проявленный платформенный рифтогенез в пределах Северо-Атлантического региона (Минц и др., 1996). Вероятно, и в пределах Уральского сегмента земной коры в это время имели место процессы рифтогенеза. Возможно, в этот же период произошло внедрение даек основного состава, метаморфические аналоги которых широко распространены во всех гнейсо-мigmatитовых комплексах Урала.

II этап — 2.1 —1.9 млрд. лет назад. Второй этап развития гнейсо-мigmatитовых комплексов отчетливо выделяется по датировкам цирконов «гранулитового» типа (2-й тип). Циркон, образовавшийся в этот период, отличается от более ранних только уран-свинцовыми изотопными соотношениями. Возможно, в будущем удастся найти и другие критерии их различия. Можно предположить, что второй этап начался с перехода рифтогенеза в спрединг, формирования ограниченного океанического пространства (микроокеана) и накопления терригенно-осадочных толщ на окраинах микроконтинентов. Основанием для предположения о существовании здесь раннепротерозойского микроокеана является присутствие в нижнедокембрийском разрезе Уральского сегмента земной коры метаморфических комплексов с формационными признаками протоокеанических образований, таких как марункеуский и неркаюский комплексы Полярного Урала (Пыстин, 1994; Сычева и др., 1982).

Субдукция, сменившая спрединг, привела к гранулитовому метаморфизму пород нижних — средних сечений коры, развитию процессов плаггиомigmatизации и плаггиогранитного магматизма.

III этап — 1.9—1.7 млрд. лет назад. Третий этап, возможно, не разорван во времени от второго и является его логическим продолжением. Он датируется цирконами «амфиболитового» типа (4-й тип). В геодинамическом отношении это эндогенное событие, вероятно, связано с переходом субдукции в коллизию. В результате интенсивного сжатия произошло скучивание земной коры. Этот процесс сопровождался высокотемпературным метаморфизмом, достигавшим уровня амфиболитовой фации, кали-натровой гранитизацией, мigmatизацией и становлением автохтонных гранитов. С завершающими проявлениями скучивания континентальной коры связаны ремобилизация вещества и всплывание мigmatито-гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов.

Более поздние процессы преобразования пород гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала проявились не повсеместно и в различных фациальных условиях.

Установленная на основе радиогеохронологических данных возрастная последовательность кристаллизации в породах цирконов в интервале 2.3—1.7 млрд. лет назад отражает главные этапы в геологической истории формирования гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала, как составных частей нижнедокембрийского структурного яруса континентальной коры.

Таким образом, на рубеже около 1.7 млрд. лет назад завершилось становление гнейсо-мigmatитовых комплексов Урала, как составной части нижнедокембрийского структурного яруса Уральского сегмента земной коры, представлявшего собой единое целое с нижнедокембрийским основанием континентальной области. То есть, история развития рассматриваемых

комплексов, во всяком случае комплексов, расположенных в Западной тектонической зоне (на западном склоне) Урала, — это фрагмент истории развития нижнедокембрийского фундамента Европейской платформы.

В дальнейшем, в результате платформенного рифтогенеза и формирования позднедокембрийских и палеозойских складчатых систем гнейсо-мигматитовые комплексы в разной степени испытали структурно-метаморфические преобразования. При этом наиболее существенные различия в проявлении метаморфизма характерны для венда и позднего палеозоя. В вендское время (0.67—0.55 млрд. лет назад) породы гнейсо-мигматитовых комплексов севера Урала (няртинского и харбейского) испытали диафторез эпидот-амфиболитовой фации. В метаморфических комплексах южной части Урала (александровском и ильменогорском) этот этап метаморфизма не проявился. В позднем палеозое (0.28—0.24 млрд. лет назад) на фоне, в целом, очень слабого развития метаморфических преобразований в гнейсо-мигматитовых комплексах западного склона, резко выделяется ильменогорский комплекс (селянкинская свита), где по циркону «амфиболитового» типа диагностируется метаморфизм амфиболитовой фации.

Описанная модель формирования гнейсо-мигматитовых комплексов Урала отличается от предложенных ранее и хорошо согласуется с моделями раннепротерозойской тектонической эволюции континентальной коры платформенных областей: северо-востока Балтийского щита (Минц и др., 1996), Алдано-Саянского щита Сибирской платформы (Грачев и др., 1971), Воронежского кристаллического массива (Чернышев и др., 1990).

Заключение

Изложенный в работе фактический материал, особенно минералогические данные, подтверждают представление о том, что гнейсо-мигматитовые комплексы Урала относятся к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса. Они отчетливо отделяются от более молодых верхнедокембрийских и палеозойских толщ по видовому составу акцессорных минералов, типоморфным минеральным ассоциациям и морфологическим особенностям отдельных акцессориев, особенно циркона. Раннедокембрийский возраст пород подтверждается также новыми Pb—Pb датировками цирконов методом термоионной эмиссии и U—Pb определениями по малым навескам и отдельным зернам этого минерала.

Впервые на Урале выполнено сравнительное изучение акцессорных минералов из различных гнейсо-мигматитовых комплексов и на примере циркона показано, что изменение термодинамических условий кристаллизации отражается в морфологических особенностях, внутреннем строении и химическом составе минералов. В гнейсо-мигматитовых комплексах установлено пять морфологических типов цирконов, один из которых определяет принадлежность метаморфитов к тем или иным исходным образованиям (тип 1), остальные отражают различные условия метаморфизма пород (типы 2—5). По всем морфотипам цирконов получены Pb—Pb и U—Pb датировки, в том числе по трем из них (типы 1, 3, 5) они выполнены впервые.

Проведенные минералогические и радиогеохронологические исследования с привлечением геологических и петрологических данных легли в основу предложенной в работе новой модели формирования гнейсо-

мигматитовых комплексов Урала. В соответствии с этой моделью, гнейсо-мигматитовые комплексы Урала сформировались в результате последовательно проявившихся процессов гранулитового метаморфизма в обстановке континентального рифтогенеза (около 2.3 млрд. лет назад), затем вторично, предположительно в обстановке активных континентальных окраин (2.1—1.9 млрд. лет назад), и наконец, последовавшего позднее (1.9—1.7 млрд. лет назад) метаморфизма амфиболитовой фации в условиях коллизии. Метаморфизм амфиболитовой фации сопровождался явлениями магматизма и гранитообразования, ремобилизации вещества, его частичного всплывания с образованием мигматито-гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов. Рубежом в 1.7 млрд. лет назад определяется время становления гнейсо-мигматитовых комплексов Урала, как составных частей нижнедокембрийского структурного яруса континентальной коры

Более поздние процессы преобразования пород гнейсо-мигматитовых комплексов, связанные с развитием платформенного рифтогенеза и формированием позднедокембрийских и фанерозойских складчатых систем, проявились не повсеместно и неравномерно. Гнейсо-мигматитовые комплексы в это время выступали как «пассивные» образования.

В заключение следует отметить, что на Урале разрез нижнего докембрия имеет гетерогенное строение и далеко не ограничивается гнейсо-мигматитовыми комплексами. Поэтому в дальнейших исследованиях необходимо сконцентрировать внимание на крайне слабо изученных с минералогической и радио геохронологической, позиций метаморфических комплексах, в составе которых преобладают или играют существенную роль породы основного состава (эклогит-амфиболит-гнейсовые, эклогит-сланцевые, гранулит-метабазитовые комплексы). Выделение в составе этих комплексов заведомо раннедокембрийских образований позволит в будущем получить более полную картину становления кристаллического основания уральского сегмента литосферы.

Основные опубликованные работы по теме диссертации:

1. Пыстина Ю.И., Пыстин А. М. Опыт расчленения и корреляции метаморфических образований Приполярного Урала по акцессорным минералам // Корреляция и картирование магматических и метаморфических комплексов Урала. — Свердловск, 1986. — С. 68—69.
2. Пыстина Ю. И. Использование морфологических особенностей акцессорного циркона при расчленении и корреляции метаморфизованных отложений Верхнекожимского и Вангырского районов (Приполярный Урал) // Эндогенные комплексы европейского Северо-Востока СССР. — Сыктывкар. 1988. — С.59—73.
3. Пыстина Ю. И. Акцессорный циркон из гнейсов няртинского полиметаморфического комплекса. Региональная минералогия Урала. — Свердловск. 1990. — Т. 1. — С. 107—108.
4. Пыстина Ю. И. Акцессорные минералы няртинского гнейсо-мигматитового комплекса Приполярного Урала // Минералы и минеральные месторождения Северо-Востока России. — Сыктывкар, 1994. — С. 40—53.
5. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала / Ю. И. Пыстина. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. — 124 с.

6. Пыстина Ю. И. Акцессорные минералы при решении вопросов стратиграфии докембрия. //Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда Восточно-Европейской платформы. — Уфа, 1998. — С. 37—38.
7. Пыстина Ю. И. Условия формирования полиметаморфических комплексов Урала. // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. Международная конференция. — С-Петербург, 1998. — С. 47—48.
8. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись полиметаморфических пород Уральского сегмента литосферы. Минералогический сборник. — Сыктывкар, 1999. — С. 10—19.
9. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Геохронологическая модель формирования гнейсо-мигматитовых комплексов Урала //III Всероссийское совещание «Общие вопросы расчленения докембрия». — Апатиты, 2000.- С. 13.
10. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Раннедокембрийская геодинамика и перспективы коренной алмазности Тимано-Уральского сегмента литосферы //Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещ. —Сыктывкар: Геопринт. 2001. — С. 7—12.
11. Пыстина Ю. И. Микрохимическая гетерогенность цирконов гнейсо-мигматитовых комплексов Урала. //Геология и полезные ископаемые Западного Урала. — Пермь. 2001. — С. 41 —42.
12. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Раннедокембрийская история формирования Уральского сегмента литосферы (2.6—1.7 млрд. лет назад) //Геология и полезные ископаемые Западного Урала. — Пермь, 2001. — С. 18—19.
13. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Льюрова Т. А. Плейттектоническая модель формирования земной коры северо-восточной окраины Европейской платформы в раннем протерозое // Полярные области Земли: геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда: Рабочие материалы Междун. конф. — С.-Петербург, 2001. — С. 14—16.
14. Пыстин А. М., Пыстина Ю.И. Раннедокембрийская предистория Урала //Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 1. — Сыктывкар: Геопринт, 2001. — С. 5—7.
15. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Модель формирования Уральского сегмента земной коры в раннем протерозое. — Сыктывкар, 2001.—30 с.
16. Пыстина Ю. И. Цирконы в метаморфических породах гнейсо-мигматитовых комплексов Урала. Минералогический сборник. — Сыктывкар, 2001. — С. 25—37.
17. Проблемы геологии континентов и океанов / В. И. Гончаров, Ю. В. Миронов... Ю. И. Пыстина и др. Магадан: Кодрис. 2001. 352 с.
18. Цирконовая летопись уральского докембрия / Ю. И. Пыстина., А. М. Пыстин. — Екатеринбург, 2002. 187 с.
19. Pystina Yu. I., Pystin A. M. Mineralogical Stratigraphy of metamorphic complexes in the Urals. — Syktyvkar, 1994. —21 p.
20. Pystina Yu.I. The Structure and Morphology of Zircon as Indicators of Geological Processes // European crystallographic meeting. — Lisboa, Portugal, 1997. — P. 32.
21. Pystina Yu. I., Pystin A. M., Pease V. L. Geochronology of early Precambrian metamorphism in the Urals //Ранний докембрий: генезис и эволюция

континентальной коры. — Москва, 1999. — С. 68.

22. Pystin A. M., Pystina Yu. I., Pease V. L. Early Precambrian metamorphism in the Urals // Association of European Geological Societies. — Alicante, Spain, 1999. — P. 47.

23. Pystina Yu. I. Singl Zircon Pb/Pb Dating of the Polymetamorphic Complexes of the Urals. // Abstracts 31 -th MGC. — Rio de Janeiro-Brazil, 2000.

24. Pystina Yu. I. Zircon as an Indicator of Polymetamorphic Processes // EMPG 8. — Italy, 2000. — P. 85.

25. Pystina Yu. I. Zircon collection: use for stratigraphic attribution of barrwn sequences // 4 th ICM & M. — Melbourne, Australia, 2000. — P. 97.

26. Pystina Yu. I. Three Main Stages in Precambrian Metamorphic Evolution in the Uralian Segment of the Lithosphere // Europrobe meeting: Orogeny and Cratonic Response on the Margins of Baltica. — Turkey, 2001. — P. 62.

27. Pystin A. M., Pystina J. I. Geological-Geochronological Model of the Lower Precambrian Structural Stage Formation in the Urals // Journal of Conference Abstracts. Strasbourg. France. 2001. P. 49.

28. Pystina Yu. I. Geochemical Heterogeneity of Zircons as a Criterion of Conditions of Metamorphic Rock Formation (on Example of the Urals) // Journal of Conference Abstracts. Strasbourg. France. 2001. P. 104.