

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах рукописи*



**Соболев Иван Дмитриевич**

**Основные временные рубежи и эволюция магматизма  
Полярноуральской островодужной системы**

25.00.01 – Общая и региональная геология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,

старший научный сотрудник

Александр Вениаминович Тевелев

Москва – 2019

## Оглавление

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	5
<b>ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК</b> .....	15
<b>ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	26
<b>ГЛАВА 3. МАГМАТИЗМ РАННЕЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СТАДИИ</b> .....	30
<b>3.1. Щучьинская зона</b> .....	30
<b>3.1.1. Плутонические образования</b> .....	30
Геологическая позиция гранитоидов и их петрографические особенности.....	32
Геохимическая характеристика.....	41
Результаты U-Pb датирования цирконов.....	48
<b>3.1.2. Вулканические образования</b> .....	52
Геологическая позиция .....	54
Петрографическая характеристика .....	56
Геохимическая характеристика.....	65
Результаты U-Pb датирования цирконов.....	72
<b>Выводы</b> .....	73
<b>3.2. Вулканические образования Войкарской зоны</b> .....	75
Геологическая позиция .....	76
Петрографическая характеристика .....	80
Геохимическая характеристика.....	85
<b>Выводы</b> .....	90
<b>ГЛАВА 4. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗРЕЛОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СТАДИИ (ВОЙКАРСКАЯ ЗОНА)</b> .....	91
Геологическая позиция девонских островодужных комплексов в структуре Полярного Урала.....	92
Строение конгорского и собского комплексов.....	95
Петрографическая характеристика .....	98
Состав породообразующих минералов .....	100
P-T условия кристаллизации.....	102
Геохимическая характеристика.....	103
Результаты исследований цирконов .....	108
Обсуждение результатов.....	122
<b>Выводы</b> .....	130
<b>ГЛАВА 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД</b> .....	131

<b>5.1. Войкарская зона</b> .....	131
Устьконгорская свита.....	131
Малоуральская свита.....	134
Проблема установления седиментационного возраста устьконгорской свиты на основе результатов датирования детритовых цирконов .....	137
Седиментационный возраст малоуральской свиты .....	139
Возможные источники древних цирконов в обломочных породах устьконгорской и малоуральской свит .....	139
<b>5.2. Щучьинская зона</b> .....	144
Ензорская толща .....	144
Седиментационный возраст ензорской толщи .....	147
Возможные источники древних цирконов в песчаниках ензорской толщи .....	147
<b>ГЛАВА 6. ОРДОВИКСКО-ДЕВОНСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА</b> .....	149
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	156
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ СОКРАЩЕНИЙ</b> .....	158
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	160
Опубликованная .....	160
Фондовая .....	178
<b>Приложение 1. Химический состав гранитоидов Щучьинской зоны</b> .....	181
<b>Приложение 2. Микроэлементный состав гранитоидов Щучьинской зоны</b> .....	182
<b>Приложение 3. Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из гранитоидов палеовулканов Речной (обр. S221/14), Яляпэ (обр. 3010) и массива Нганотский-1 (обр. 1072)</b> .....	183
<b>Приложение 4. Химический состав вулканических пород Щучьинской зоны</b> .....	184
<b>Приложение 5. Микроэлементный состав вулканических пород Щучьинской зоны</b> .....	185
<b>Приложение 6. Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из плагиориодацитов палеовулканов Речной (обр. S160/14)</b> .....	186
<b>Приложение 7. Химический состав пород устьконгорской свиты Войкарской зоны</b> .....	187
<b>Приложение 8. Микроэлементный состав пород устьконгорской свиты Войкарской зоны</b> .....	188
<b>Приложение 9. Представительные составы первичных магматических минералов в породах конгорского комплекса</b> .....	189

<b>Приложение 10.</b> Представительные составы первичных магматических минералов в породах конгорского и собского комплексов .....	190
<b>Приложение 11.</b> Химический состав пород конгорского и собского комплексов	191
<b>Приложение 12.</b> Микроэлементный состав пород конгорского комплекса .....	193
<b>Приложение 13.</b> Микроэлементный состав пород собского комплекса .....	194
<b>Приложение 14.</b> Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из монцодиорит-порфиров конгорского комплекса (обр. S11/9-1, Конгорский массив, р. Макарууз) .....	195
<b>Приложение 15.</b> Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из диоритов конгорского комплекса (обр. U60-14, Диоритовый массив, г. Северная Манюкую) .....	196
<b>Приложение 16.</b> Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из дайки плагиогранитов собского комплекса (обр. S69-15, месторождение Петропавловское) .....	197
<b>Приложение 17.</b> Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из габбродиоритов ранней фазы конгорского комплекса (образец S11/27-1, руч. Элькошор) .....	198
<b>Приложение 18.</b> Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из габбродиоритов главной фазы конгорского комплекса (образец S11/5-1, р. Макарууз) .....	200
<b>Приложение 19.</b> Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из габбродиоритов главной фазы собского комплекса (образец S15-1/11, р. Макарууз) .....	202
<b>Приложение 20.</b> Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из диоритов главной фазы собского комплекса (образец S84-15, месторождение Петропавловское) .....	204
<b>Приложение 21.</b> Результаты U-Pb изотопного анализа зерен детритового циркона из туффитов устьконгорской свиты (обр. K11-1/11, р. Хараматолоу).....	206
<b>Приложение 22.</b> Результаты U-Pb изотопного анализа зерен детритового циркона из песчаников малоуральской свиты (обр. U22-12, руч. Погрымшор).....	209
<b>Приложение 23.</b> Результаты микрозондового анализа зерен детритовых цирконов из туффитов устьконгорской свиты (обр. K11-1/11, р. Хараматолоу).....	211
<b>Приложение 24.</b> Результаты KS-теста для возрастов детритовых цирконов ( $\geq 1$ млрд лет) .....	211

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность исследований.** Происхождение и состав континентальной земной коры – одна из главных фундаментальных проблем геологии. Считается, что зарождение континентальной коры, или континентализация, происходит на конвергентных границах литосферных плит – в пределах островных дуг и активных континентальных окраин. Молодые и современные активные окраины достаточно хорошо изучены, известно их внутреннее строение, последовательность и зональность магматизма. Палеонадсубдукционные сооружения удается реконструировать только по обрывочным выходам и наблюдениям, обычно их реликты находятся уже в составе сложно построенных складчато-надвиговых поясов. Изучение сохранившихся фрагментов древних островных дуг и активных континентальных окраин дает важную информацию о составе и эволюции плутонических членов магматических надсубдукционных ассоциаций.

Урал является одним из наиболее представительных примеров фанерозойских внутриконтинентальных складчато-надвиговых поясов, прошедших полный цикл Уилсона. В его составе присутствуют реликты всех стадий развития орогенных поясов – от заложения глубоководного желоба до син- и посторогенного коллапса. На сегодняшний день, остается достаточно много не решенных вопросов, касающихся палеозойской истории развития Урала, особенно его полярной части. Некоторые участки Полярноуральской палеоостроводужной системы изучены очень слабо, без применения современных аналитических методов. Время формирования некоторых вулканических и плутонических комплексов установлено на основании только геологических взаимоотношений и K-Ar изотопных датировок и требует уточнения и подтверждения современными методами изотопного датирования. Возраст стратифицированных образований не всегда достаточно надежно обоснован палеонтологическим методом. Нуждаются в детализации некоторые этапы эволюции палеозойского надсубдукционного магматизма. В частности, в Войкарской зоне Полярного Урала предметом дискуссий

являются возраст и тектонические условия формирования монцонитоидов конгорского комплекса, находящихся в тесной ассоциации с породами собского (лагортинско-кокпельского) плутонического комплекса, слагающими основной объем островодужных интрузивов. Вопрос о целесообразности выделения конгорского комплекса в самостоятельный плутонический комплекс остается открытым. Это связано со значительным минералогическим и геохимическим сходством пород конгорского и собского комплексов, а также их тесной пространственной ассоциацией. Недостаточная изученность монцонитоидов конгорского комплекса является одной из главных причин существования противоречивых мнений геологов по этому вопросу. Детальное исследование минерального и химического составов этих пород, уточнение их возраста и тектонических условий формирования позволят лучше понять геологическую историю уралид на поздне-субдукционном этапе развития.

Палеогеографические реконструкции являются важной составляющей геодинамических построений. В последнее время в мире широкое развитие получило терригенно-минералогическое направление палеогеографии, в рамках которого, в частности, предполагается использование свойств акцессорных минералов (например, морфологии, состава и возраста цирконов) для установления источников обломочного материала в терригенных толщах. Эта информация может помочь в реконструкции относительного расположения континентальных блоков и океанических бассейнов в прошлом.

На Полярном Урале до работ диссертанта не проводилось изучение и датирование детритовых цирконов из палеозойских обломочных островодужных образований. Информация, которую дают такие исследования, уникальна, она позволяет строить гипотезы о возрасте и составе фундамента островной дуги и уточнять существующие геотектонические реконструкции для этого региона в палеозойское время.

Всестороннее изучение островодужных комплексов имеет важное значение для металлогенических реконструкций и прогнозирования новых

месторождений полезных ископаемых в Полярноуральском регионе. Особенности металлогении островных дуг зависят от мощности, состава и тектонического строения земной коры в их основании, от состава литосферной мантии в области мантийного клина, от глубины образования расплава, степени частичного плавления и состава источника магм, а также от флюидного режима в области магмогенерации. Продуктивность рудообразования в островных дугах становится максимальной только при достижении определенной мощности островодужной коры и/или при наличии крупных сиалических блоков (древнего докембрийского фундамента) в основании дуги (Серавкин и др., 2017). В примитивных (энсиматических) островных дугах в подводных условиях формируются преимущественно толеитовые и бонинитовые магмы, которые быстро проникают на поверхность, без значительного фракционирования в промежуточных камерах и контаминации коровым веществом. Рудный потенциал бонинитовых и толеитовых островодужных серий, как правило, невелик и ограничивается медноколчеданной рудной минерализацией (Косарев и др., 2005, 2014; Серавкин и др., 2017). С бонинитами иногда бывают связаны дунит-клинопироксенит-габбровые стратиформные интрузивы с хромитовой и попутной платиновой минерализацией (Высоцкий, 1996). Для развитых и зрелых островных дуг с мощной корой разнообразие и продуктивность рудообразования существенно увеличивается. Для них характерна отчетливая зональность магматизма и металлогении (Зоненшайн и др., 1976; Митчелл, Гарсон, 1984). Во фронтальной части дуги (глубоководный желоб и аккреционная призма) формируются толеитовые базальтоиды, с которыми связана медноколчеданная рудная минерализация. Для главной вулканической дуги характерны извержения вулканитов непрерывно-дифференцированной известково-щелочной серии и формирование габбро-диорит-плагиогранитовых ассоциаций. Здесь, с магматическими породами среднего и кислого состава связано большое количество медноколчеданных, медно- и золото-меднопорфировых месторождений. В тыловой части вулканических

дуг в области локального растяжения формируются субщелочные шошониты и латиты, а также ассоциирующие с ними монцонитоидные интрузивы, с которыми связаны золото-меднопорфировые и эпитегрмальные золоторудные и золото-полиметаллические месторождения (Зоненшайн и др., 1976).

Таким образом, уточнение геодинамической обстановки и времени формирования магматических образований Полярного Урала, а также определение состава, степени зрелости и возраста фундамента островодужной системы, позволит детализировать не только схему магматизма и дополнить палеотектонические построения, но и будет иметь большое значение для металлогенических реконструкций данного региона для ранне-среднепалеозойского времени.

### **Степень разработанности темы**

Палеозойские островодужные вулканические и плутонические образования, широко представленные в восточной части Полярного Урала, активно изучались при проведении геологосъемочных и поисковых работ с середины 20-го века (Беляков, Бушканец, 1954ф; Прохорова и др., 1959ф; Литовченко, Романенко, 1964ф; Костюк, Неведов, 1964ф; Воронов и др., 1976ф; Кучерина и др., 1991ф; Прямоносков и др., 1994ф; Кузнецов и др., 2000ф; Шишкин, 2009ф; Агафонов и др., 2015ф; Государственная..., 2001, 2007а, б, 2010, 2014а-г, 2015 и др.). Большой вклад в исследования надсубдукционных образований был сделан советскими, российскими и зарубежными учеными (Дедеев, 1959; Сирин, 1962; Лупанова, Маркин, 1964; Соболев, 1965; Молдаванцев, 1972; Перевозчиков, 1974; Бевз, 1976; Добрецов и др., 1977; Буякайте и др., 1983; Язева, Бочкарев, 1984; Бочкарев, Язева, 2000; Старков, 1985; Охотников, 1985; Савельева, 1987; Ремизов, 1998, 2004; Диденко и др., 2001; Андреев, 2004; Удоратина, Кузнецов, 2007; Основные черты..., 2010; Estrada et al, 2012; Шмелев, Мон, 2013; Кузнецов, Романюк, 2014 и др.). В работе диссертанта обобщены и учтены данные полученные предшественниками, а также представлен новый фактический материал (данные петрографических, минералогических, геохимических и U-Pb



изотопно-геохронологических исследований).

### **Цели и задачи исследований**

Главная цель исследований – уточнение характера эволюции магматизма, обновление и обоснование моделей палеогеографических и геотектонических реконструкций для палеозойской островодужной системы Полярного Урала на базе новых изотопно-геохронологических, минералогических и геохимических данных. Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

1) Получить новые данные о возрасте и вещественном составе наиболее ранних вулканитов и ассоциирующих с ними гранитоидов Щучьинской и Войкарской зон Полярного Урала.

2) Уточнить возраст и условия формирования пород конгорского плутонического комплекса.

3) Провести сопоставление возрастов и вещественных характеристик пород собского и конгорского плутонических комплексов.

4) Установить преобладающие возрасты питающих провинций для палеозойских островодужных терригенно-вулканогенных пород Полярного Урала с помощью U-Pb датирования детритовых цирконов.

5) Уточнить существующие палеотектонические реконструкции для Полярного Урала на основе нового фактического материала, анализа и систематизации литературных данных.

**Объект исследования** – палеозойские островодужные магматические и вулканогенно-осадочные образования Полярного Урала.

### **Фактический материал и методы исследования.**

В основу работы положен фактический материал, собранный за шесть полевых сезонов, проходивших в период с 2007 по 2018 гг. в Войкарской и Щучьинской зонах Полярного Урала. Автор участвовал в трех экспедициях по геолого-минералогическому картированию масштаба 1:200 000 площадей листов Q-41-XVI, Q-41-XXII и Q-42-III. Часть результатов этих работ вошла в производственные отчеты (Государственная..., 2014в, 2015; Агафонов и др.,

2015ф). Часть образцов была отобрана в 2011 году в Войкарской зоне (по рекам Макарузь, Хараматолоу, Танью) в ходе полевых работ совместно с сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН. В 2015 и 2018 году автором совместно с сотрудниками ИГЕМ РАН проводились научно-исследовательские работы на месторождениях Новогоднее-Монто и Петропавловское (Войкарская зона).

При изучении минералов и пород использовались методы оптической и электронной микроскопии. Содержания петрогенных элементов в горных породах определялись методом рентгено-флуоресцентного спектрального анализа и классическим химическим методом. Элементы-примеси в породах анализировались на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Датирование пород выполнялось U-Pb методом по цирконам. Применялись методы масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) и лазерной абляции в сочетании с ICP-MS (LA-ICP-MS). Морфология зерен циркона изучалась методами оптической микроскопии, их внутреннее строение – по катодолюминесцентным изображениям, а состав – с применением методов рентгеновского микроанализа, LA-ICP-MS и SIMS.

**Достоверность полученных результатов** достигается представительностью каменного материала, комплексным подходом к изучению и опробованию геологических объектов, использованием современных методик пробоподготовки и интерпретации аналитических данных, применением высокоточного аналитического оборудования.

#### **Личный вклад автора**

Автор участвовал в полевых работах, проводил изучение и опробование plutonic и stratified образований Полярного Урала. Им выполнено описание петрографических шлифов, произведена основная часть пробоподготовки для минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований, даны петрографическая и геохимическая характеристики пород, проведена интерпретация геохимических, минералогических и изотопно-геохронологических данных, а также сделан

анализ литературных данных по геологии палеозойских островодужных комплексов Полярного Урала. Диссертантом обоснован средне-позднеордовикский возраст раннеостроводужных образований и детализирован ранне-среднедевонский этап развития островодужной системы Полярного Урала, впервые для этого региона произведено датирование детритовых цирконов из островодужных обломочных пород, позволившее предположить докембрийский возраст фундамента Полярноуральской островодужной системы.

### **Научная новизна**

Уточнена схема магматизма Полярного Урала, новые полученные данные представлены в публикациях (Соболев, 2013; Соболев и др., 2012, 2015б, 2016, 2017а-е, 2018а-в; Шадрин, Соболев, 2017).

Впервые на Полярном Урале проведено U-Pb датирование детритовых цирконов из палеозойских вулканогенно-осадочных пород (Соболев и др., 2015а, 2017г, 2018в), что позволило предположить существование докембрийского фундамента в основании палеозойской островодужной системы. Для Щучьинской зоны впервые доказан средне-позднеордовикский возраст и надсубдукционная природа гранитоидов хоймпэйского плутонического комплекса и вероятно родственных им вулканитов сядайской свиты (Соболев и др., 2016, 2017е; Шадрин, Соболев, 2017). В результате U-Pb датирования цирконов установлено, что часть гранитоидов относимых ранее к раннедевонскому юньягинскому плутоническому комплексу, в настоящее время следует относить к средне-позднеордовикскому хоймпэйскому плутоническому комплексу, а часть вулканитов, считавшихся венлокско-лудловскими (силурийскими) образованиями янганапэйской толщи, соответствует средне-позднеордовикским образованиям сядайской свиты. Для Войкарской зоны Полярного Урала существенно уточнен временной диапазон формирования габбро-монцодиоритового конгорского плутонического комплекса. В результате U-Pb (SIMS, LA-ICP-MS) датирования и локальных геохимических исследований кристаллов циркона (Соболев и др., 2017б, в, д, 2018б) из габброидов, диоритоидов и монцодиоритов конгорского комплекса диссертантом обоснован эмско-

раннеэйфельский (ранне-среднедевонский) возраст этого комплекса, время формирования которого до недавнего времени считалось либо средне-позднедевонским, либо позднедевонско-раннекаменноугольным.

### **Теоретическая и практическая значимость**

Теоретическая значимость работы связана с полученными новыми знаниями о глубинном строении палеозойской островодужной системы и этапах становления ее плутонических комплексов. Эта информация важна для моделирования глубинного строения современных островных дуг, еще не вскрытых эрозией. Данные о возрасте детритовых цирконов могут быть использованы для глобальных палеогеографических и тектонических реконструкций.

Новые данные, представленные диссертантом, важны для проводимых и планируемых в будущем геолого-съемочных работ. Результаты исследования гранитоидов и вулканитов Щучьинской зоны использованы при составлении Государственной геологической карты нового поколения, масштаба 1:200000 (лист Q42-III), вошли в состав отчета по геолого-минералогическому картированию масштаба 1:200 000, листа Q42-III (Сибилейская площадь) за 2013–2015 гг. (Агафонов и др., 2015ф) и в серийную легенду Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200.

Полученные новые высокоточные U-Pb датировки цирконов и систематическое рассмотрение геохимических данных для плутонических и вулканических пород существенно меняют сложившиеся представления о палеозойской геодинамике восточного склона Полярного Урала. Как известно, магматические образования различного состава и различных геодинамических обстановок имеют разную металлогеническую специфику. Отнесение части плутонических и вулканических пород Полярного Урала к средне-позднеордовикскому этапу расширяет перспективы обнаружения рудопроявлений и месторождений колчеданного типа. Уточнение возраста магматических пород девонского этапа, с которыми связаны известные месторождения (Петропавловское золотопорфировое, Новогоднее-Монто золото-железо-скарновое и Юньягинское железоскарновое), позволяет более

определенно судить о времени формирования этих месторождений.

### **Основные защищаемые положения:**

1. В Щучьинской зоне Полярного Урала к средне-позднеордовикскому этапу относятся островодужные вулканиты сядайского комплекса, часть которых ранее относилась к силурийскому янганапэйскому комплексу, а также комагматичные им плагиогранитоиды хоймпэйского комплекса, которые ранее считались силурийскими.

2. В Войкарском сегменте Полярноуральской островодужной системы основной объем плутонических пород был сформирован в лоховско-раннеэйфельское время (418–393 млн лет). В ходе эволюции островной дуги на фоне завершения формирования известково-щелочной серии в позднеэмско-раннеэйфельское время (399–393 млн лет) происходило образование пород высококаалиевой известково-щелочной и шошонит-латитовой серий.

3. Полярноуральская островодужная система заложилась на докембрийском фундаменте, о чем свидетельствует преобладание детритовых цирконов с возрастными от 1 до 2 млрд лет в ордовикско-девонских вулканогенно-терригенных породах Войкарской и Щучьинской зон.

### **Публикации и апробация работы**

По теме диссертации опубликовано 17 работ: 6 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI, в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ, в изданиях, рекомендованных ВАК при Минобрнауки России по специальности 25.00.01 – «Общая и региональная геология»; 1 статья – в журнале «Горные ведомости»; а также 10 материалов совещаний и тезисов докладов.

Основные результаты работы представлены на научных конференциях и совещаниях: «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента» (г. Сыктывкар, 2012, 2015, 2017 гг.); «От минералогии до геохимии» (Крым, с. Береговое, 2013 г.); «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование» (г. Новосибирск, 2014

г.); «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (г. Владивосток, 2016 г.); «Металлогения древних и современных океанов–2017» (г. Миасс, 2017 г.); «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород» (г. Москва, 2018 г.); «Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России» (г. Сыктывкар, 2019 г.).

**Структура и объем работы.** Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения, списка использованных сокращений, списка цитируемой литературы из 165 наименований, среди которого 43 работы на иностранных языках. Работа содержит 56 рисунков и 24 приложения с таблицами анализов. Общий объемом работы составляет 211 страниц, без приложений – 180 страниц.

**Благодарности.** Диссертационная работа выполнена на кафедре региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ. Автор искренне признателен Ал.В. Тевелеву, под чьим руководством выполнена данная работа. Отдельную благодарность автор выражает А.А. Соболевой и И.В. Викентьеву за научные консультации, ценные советы, совместные полевые работы и поддержку.

Автор выражает искреннюю благодарность П.Л. Тихомирову, Н.Б. Кузнецову, С.Д. Соколову, М.В. Лучицкой, Г.В. Ледневой, А.В. Моисееву, А.В. Ганелину, М.А. Шишкину, А.М. Никишину, Д.И. Панову, А.В. Латышеву, Арк.В. Тевелеву, И.В. Панченко за ценные советы, консультации и разностороннюю помощь.

Автор признателен О.В. Удоратиной, К.В. Куликовой, Д.Н. Ремизову, Т.А. Каневой, А.Н. Шадрину, В.А. Расторгуеву, А.Г. Агафонову, Ю.А. Корчагину, И.З. Галиулину, В.С. Азарову, с которыми ему посчастливилось работать на Полярном Урале.

Отдельная благодарность выражается С.Г. Рвачеву и М.С. Пушкиной, за предоставленную возможность работать на месторождениях Новогоднее-Монто и Петропавловское.

Автор благодарит Д.А. Варламова, С.Е. Борисовского, В.О. Япаскурта за проведение микрозондовых исследований в образцах пород и минералов; С.Т. Неверова, А.М. Ходакову, А.И. Якушева за силикатный анализ пород; А.Ю. Бычкова, Я.В. Бычкову, С.А. Ермакову за помощь в освоении методик разложения силикатных пород и за анализ элементов-примесей в породах методом ICP-MS; Т.И. Голованову за проведение катодолюминесцентных исследований в зернах циркона; В.Б. Хубанова, М.Д. Буянтуева, М.А. Кобла, Дж. Хоуригана, П.А. Львову, Е.Н. Лепехину за U-Pb датирование цирконов; Е.А. Минервину – за анализ элементов примесей в цирконах.

Неоценимую помощь в работе оказали сотрудники лаборатории минералогического и трекового анализа Геологического института РАН: А.В. Соловьев, А.И. Хисамутдинова, И.С. Ипатьева, Т.Б. Афолина, А.Е. Голдырев, Т.С. Милюкова, Н.А. Пелих, Н.Я. Щербачева, под чьим руководством автор освоил методики разделения минералов на фракции и выделения монофракций циркона.

Автор благодарит своих родных и близких за поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 16-35-00552, 18-05-70041); грантов РНФ (№ 16-17-10251); Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57; Программы Президиума РАН №55 («Арктика»); грантов молодых ученых ГИН РАН (2012–2013 и 2013–2014 гг.).

## **ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК**

Традиционно на Урале выделяют Западно-Уральскую и Восточно-Уральскую мегазоны (рис. 1.1), разделенные Главным Уральским разломом (Пейве, 1945 и др.). В настоящее время большинство геологов пришло к консенсусу о том, что Главный Уральский разлом является надвигом (Главный Уральский надвиг – ГУН), представляющим собой важнейшую уральскую сутуру (Пучков, 2010 и ссылки в этой работе). Полярноуральский сегмент Восточно-Уральской мегазоны часто называют Войкарско-Щучьинским и

разделяют на Щучинскую зону, расположенную к северу от р. Лонготъеган и Собского докембрийского поперечного поднятия и к югу от р. Байдарата (Государственная..., 2014а), а также Войкарскую зону, включающую южную и среднюю части Полярного Урала и расположенную к югу от р. Харбей и Собского поднятия и к северу от р. Хулга (Государственная..., 2007а) (рис. 1.1). В строении Щучинской и Войкарской зон участвуют дислоцированные и в различной степени метаморфизованные породы офиолитовой ассоциации, слагающие горные массивы в осевой части Уральского хребта (рис. 1.2, 1.3). Гипербазиты и габброиды офиолитовой ассоциации Полярного Урала описаны в ряде работ (Перевозчиков, 1974; Савельев, 1974; Дергунов и др., 1975; Савельев, Савельева, 1977; Добрецов и др., 1977; Путеводитель..., 1978; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1987; Ремизов, 2004 и др.). К востоку от них расположены (рис. 1.2, 1.3) палеозойские надсубдукционные вулканические и вулканогенно-осадочные образования и генетически связанные с ними гранитоиды, габброиды и монцонитоиды (Дедеев, 1959; Сирин, 1962; Соболев, 1965; Язева, Бочкарев, 1984; Охотников, 1985; Старков, 1985; Ремизов, 1998, 2004; Бочкарев, Язева, 2000; Кучерина и др., 1991ф; Прямоносков и др., 1994ф; Удоратина, Кузнецов, 2007 и др.), которые и являются объектами исследования в данной работе.

Щучинская зона относится к самой северной части палеозойской островодужной системы Урала и представляет собой изометричную в плане структуру (рис. 1.2). В строении Щучинской зоны принимают участие средне-позднеордовикские (?) породы офиолитовой ассоциации (гипербазитовые массивы Харчерузь, Сыумкеу, Пусьерка и Няропэ), слагающие краевую западную часть зоны. Периферийная часть Щучинской структуры сложена среднепалеозойскими надсубдукционными габброидами и гранитоидами, а также вулканитами. В ее центральной части преобладают силурийско-каменноугольные осадочные, вулканические и вулканогенно-осадочные образования (рис. 1.2). Стратифицированные островодужные образования представлены позднеордовикско-раннесилурийскими



вулканитами сядайской свиты, силурийско-раннедевонскими вулканитами янганапэйской толщи, а также средне-позднедевонскими терригенными, терригенно-вулканогенными и вулканогенными образованиями ензорской и тальбейской толщ. Родственные им плутониты представлены раннесилурийскими габброноритами и габбродиоритами харампэйско-масловского, позднесилурийскими габброидами и гранитоидами хоймпэйского, ранне-среднедевонскими габброидами, диоритоидами и гранитоидами юньягинского, средне-позднедевонскими габброидами, диоритоидами, монцонитоидами и гранитоидами юрменекского комплексов (Государственная..., 2007б).

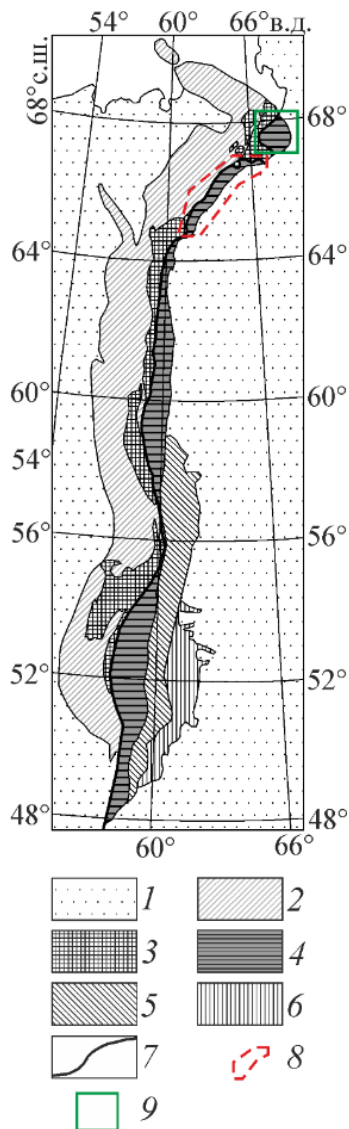


Рис. 1.1. Тектоническая схема Уральского складчатого пояса, составлена на основе геологической карты (Геологическая карта..., 1983).

1 – Mz-Kz комплексы чехла Русской и Западно-Сибирской плит; 2–3 – палеозойские и докембрийские комплексы Западного Урала: 2 – преимущественно осадочные комплексы палеозойского возраста; 3 – осадочные, вулканогенные и плутонические комплексы преимущественно позднедокембрийского возраста; 4–5 – палеозойские и докембрийские комплексы Восточного Урала: 4 – ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования; 5 – докембрийские и палеозойские осадочные, вулканогенно-осадочные, базит-гипербазитовые и гранитоидные образования; 6 – палеозойские и докембрийские комплексы Зауралья; 7 – Главный Уральский надвиг; 8–9 – положение Войкарской и Щучьинской зон Полярноуральского сегмента

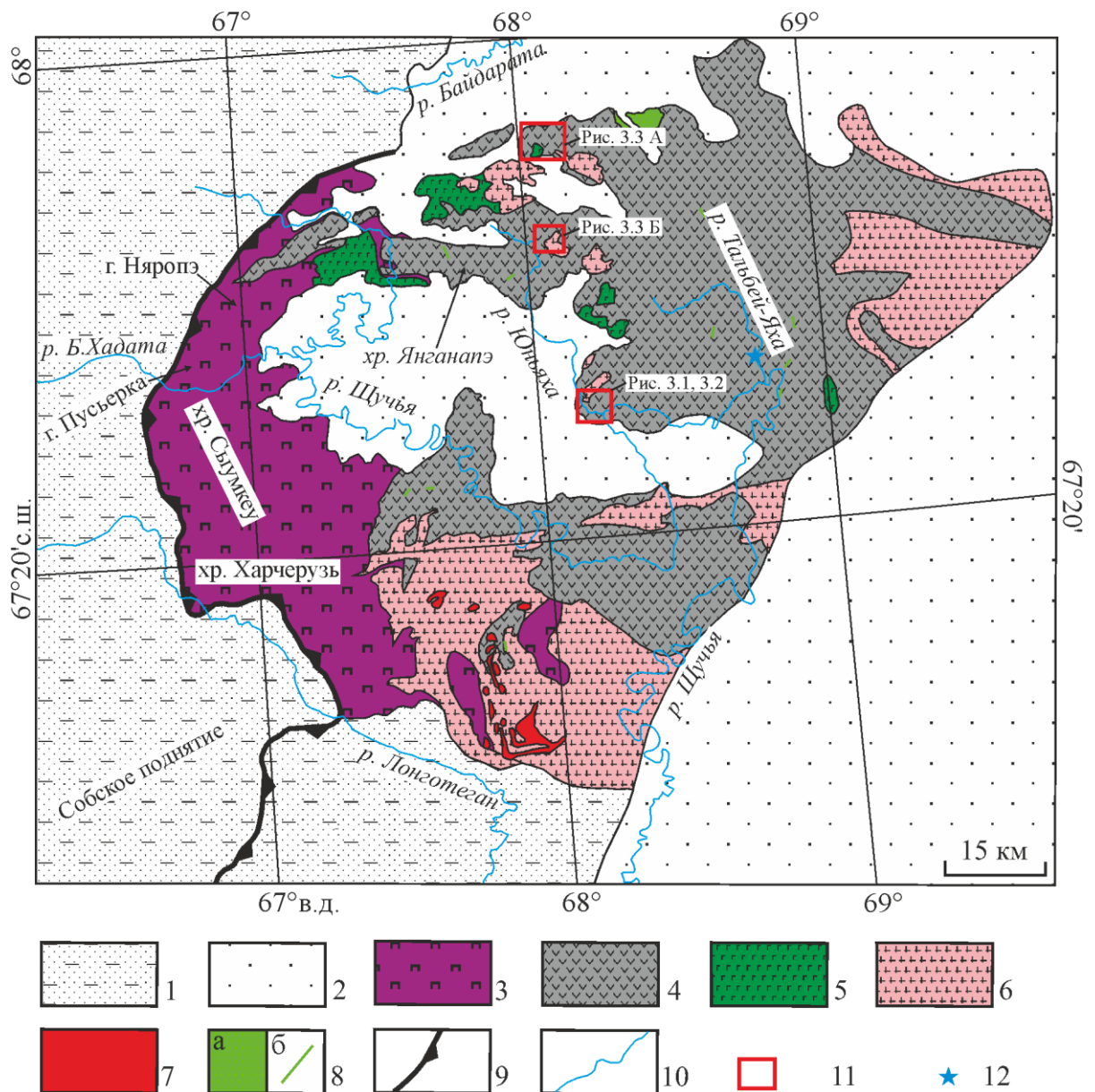


Рис. 1.2. Тектоническая схема Щучьинской зоны Полярного Урала (составлена по данным (Государственная..., 2014а)): 1 – позднедокембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–8 – позднедокембрийско-палеозойские образования Щучьинской зоны (3 – позднедокембрийско-раннепалеозойские гипербазиты Хадатинского массива, 4 – палеозойские осадочно-вулканогенные образования, 5 – раннепалеозойские габброиды и плагиогранитоиды хоймпэйского plutонического комплекса, 6 – ранне-среднедевонские габброиды и плагиогранитоиды юньягинского plutонического комплекса, 7 – девонско-раннекаменноугольные гранитоиды юрмэнэксского plutонического комплекса, 8 – позднепалеозойские габбродолериты наунпэйского гипабиссального комплекса (а – штоки, б – дайки)); 9 – Главный Уральский надвиг; 10 – реки; 11 – районы исследований; 12 – место отбора пробы для датирования детритовых цирконов из песчаников энзорской свиты (обр. S103A-14)

Войкарская зона, как и большинство уральских структур, имеет субмеридиональное север-северо-восточное простираие (рис. 1.3) и

представляет собой ряд аллохтонов, полого погружающихся в восток-юго-восточном направлении. Аллохтоны сложены преимущественно палеозойскими породами океанического и надсубдукционного происхождения. В каменноугольно-пермское время эти образования были тектонически совмещены и надвинуты на уральский край Восточно-Европейского палеоконтинента. Подошва аллохтонов (в западной части Войкарской зоны) ограничена Главным Уральским надвигом. К востоку от него расположены ранне-среднепалеозойские и позднедокембрийские блоки в различной степени метаморфизованных ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации (Райизско-Войкарская и Дзеляюско-Хордьюсская подзоны). Эти блоки слагают горные массивы Рай-Из и Войкаро-Сыннинский в осевой части Уральского хребта. Восточнее, в пределах межгорной Лагортинской депрессии и Малоуральского мелкосопочника, расположена почти непрерывная полоса шириной 5–15 км ордовикско-девонских надсубдукционных плутонических комплексов и ассоциирующих с ними вулканических и вулканогенно-осадочных образований Малоуральской подзоны (рис. 1.3).

Стратифицированные образования Малоуральской подзоны по условиям обнаженности и особенностям строения разрезов принято разделять на три района (с севера на юг): Ханмейшорский, Устьконгорский, Таныюско-Тыкотловский (рис. 1.3, 1.4). В каждом из районов картируются свои свиты и толщи (Шишкин и др., 2009ф; Государственная..., 2001, 2010, 2014б, 2014в, г, 2015) (рис. 1.4). В Ханмейшорском районе выделены: средне-позднеордовикские базальтоиды соколинской, позднеордовикско-раннесилурийские терригенные породы ханмейшорской, поздневенлокско-лудловские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы тоупугольской, а также ранне-среднедевонские терригенные породы тоупугольегартской толщ. В Устьконгорском районе картируются: средне-позднеордовикские базальтоиды устьконгорской свиты и поздневенлокско-лудловские вулканиты тоупугольской толщи. В Таныюско-Тыкотловском районе выделены:

позднеордовикско-раннесилурийские вулканиты войкарской свиты, силурийско-среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы малоуральской свиты, средне-позднедевонские терригенные и вулканогенно-терригенные породы дзеля-варчатинской свиты. Формирование среднеордовикско-нижнесилурийских образований происходило в обстановке срединно-океанического хребта (Государственная..., 2007б; Прямоносов и др., 2010) либо в островодужной обстановке (Государственная..., 2014в, г, 2015; Соболев и др., 2017г), тогда как вулканиты силурийско-девонского этапа однозначно интерпретируются, как надсубдукционные (Язева, Бочкарев, 1984; Ремизов, 2004; Государственная..., 2007а, 2014а; Соболев и др., 2018б и др.) Плутонические надсубдукционные образования Малоуральской подзоны представлены девонскими габброидами, диоритоидами, гранитоидами и монцонитоидами собского, янаслорского и конгорского комплексов, которые слагают Собский (Лагортинско-Кокпельский, по (Язева, Бочкарев, 1984; Ремизов, 2004)) полихронный батолит. Силурийско-девонские вулканические и вулканогенно-осадочные образования и девонские плутониты образуют Малоуральский вулканоплутонический пояс (Язева, Бочкарев, 1984; Ремизов, 2004; Государственная..., 2007а).

На геотектоническую позицию и происхождение океанических и надсубдукционных комплексов Войкарско-Щучьинского сегмента существует несколько точек зрения.

Согласно одной из них (Язева, Бочкарев, 1984), начиная с ордовикско-силурийского времени формировалась энсиалическая островная дуга, которая в раннем девоне причленилась к Сибирскому палеоконтиненту с образованием окраинно-континентального вулканоплутонического пояса кордильерского (невадийского) типа.

Согласно другой точке зрения, развиваемой в работе (Ремизов, 2004), предполагается, что в середине кембрия в уже существовавшем океане (вдоль восточной и северо-восточной (в современных координатах)) окраины Балтии

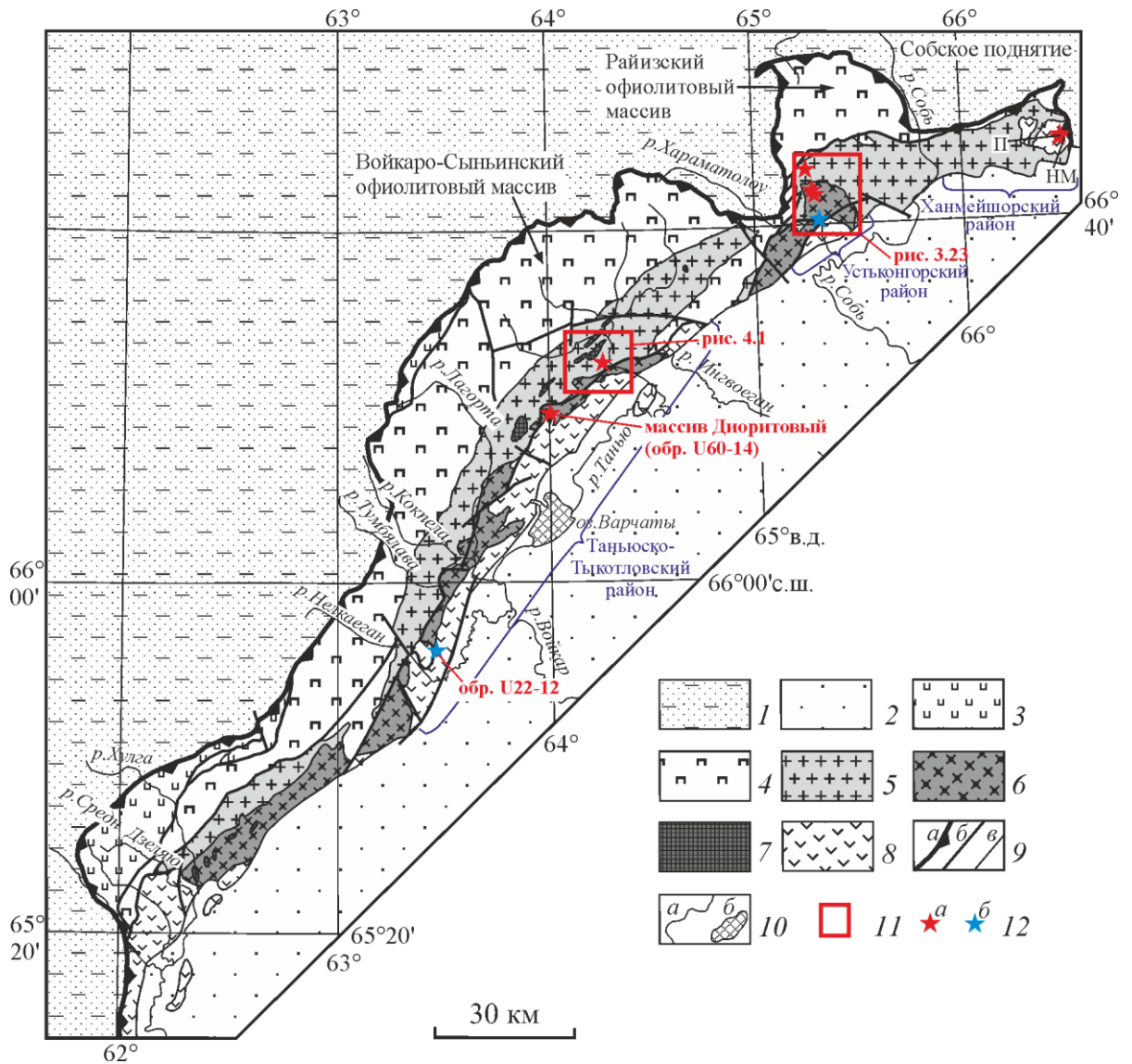


Рис. 1.3. Тектоническая карта средней и южной частей Полярного Урала (по данным (Государственная..., 2007а, 2014а), с изменениями и дополнениями).

1 – позднедокембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–8 – ранне-среднепалеозойские образования Войкарско-Щучьинского сегмента (Войкарской зоны) Восточно-Уральской мегазоны: 3 – метаморфизованные базиты и гипербазиты Дзеляюско-Хордьюской подзоны; 4 – метаморфизованные гипербазиты и габброиды Райизско-Войкарской подзоны (массивы Рай-Из и Войкаро-Сыньинский); 5–8 – образования Малоуральской подзоны: 5 – ранне-среднедевонские плагиогранитоиды собского комплекса, 6 – предположительно среднедевонско-раннекаменноугольные габброиды, диориты и монцонитоиды конгорского комплекса, 7 – средне-позднедевонские гранитоиды янаслорского комплекса, 8 – позднеордовикско-среднедевонские вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования; 9 – границы: а – Главный Уральский надвиг, б – разрывные нарушения, в – геологические границы; 10 – водоемы: а – реки, б – озера; 11 – районы исследований; 12 – места отбора проб для датирования: а – цирконов из plutonic пород собского и конгорского комплексов, б – детритовых цирконов из устьконгорской свиты – на севере, из малоуральской свиты – на юге Войкарской зоны.

П – золотопорфировое Петропавловское месторождение, НМ – золото-железо-скарновое месторождение Новогднее-Монто

заложилась юная (энсиматическая) островная дуга с зоной субдукции, погружающейся на запад (в современных координатах). На рубеже ордовика и силура произошло расщепление этой дуги и начал раскрываться междуговой бассейн. В позднем силуре имела место коллизия активной части островной дуги с восточным (Хантымансийским?) микроконтинентом, что привело к перестройке зоны субдукции, которая с этого времени стала падать на восток (в современных координатах), и к возникновению второй зоны субдукции, погружавшейся также на восток под отмершую часть ранней дуги. В эйфельское и постэйфельское время (вплоть до пермской коллизии с Восточно-Европейским континентом) надсубдукционная система Полярного Урала эволюционировала, скорее, как зрелая островная дуга, нежели как окраина андийского типа, о чем свидетельствует отсутствие на востоке в это время каких-либо крупных блоков континентальной литосферы.

С.Г. Самыгиным и В.С. Буртманом (Самыгин, Буртман, 2009) разработана геодинамическая модель развития Урала и Тянь-Шаня, в которой рассматривается и геологическая история развития Полярного Урала. Согласно их представлениям, Полярноуральский (Войкарско-Щучьинский) сегмент в позднекембрийско-палеозойское время развивался по следующему сценарию. В неопротерозое уже существовал Уральский океанический бассейн, разделявший Восточно-Европейский палеоконтинент (Балтику) и Казахстан-Киргизский палеоконтинент. В конце криогения – начале кембрия в результате субдуцирования океанической литосферы под Балтику произошла коллизия ее активной окраины с океанической островной дугой и Полярноуральским микроконтинентом, сопровождавшаяся внедрением синколлизийных гранитоидов. При этом субдукция под Балтику прекратилась и образовалась новая граница континент–океан. На рубеже кембрия и ордовика на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента начался континентальный рифтогенез, в результате которого возник Лемвинский краевой бассейн с утоненной позднекембрийской корой. Этот бассейн отделялся от палеоокеана краевым поднятием, под

которое на протяжении почти всего ордовика продолжалась субдукция. В позднем ордовике или несколько ранее от Уральской окраины Балтики был отчленен блок субконтинентальной литосферы, образовавшейся в позднем докембрии на активной окраине Балтики. В результате раскрылся Салатимский бассейн с корой океанического типа. Под этот отторгнутый блок в позднем ордовике со стороны палеоокеана началась субдукция (продолжавшаяся до раннего девона) и заложилась Тагильская островная дуга. Почти одновременно с этим субдукция под краевое поднятие Уральской окраины Балтики прекратилась. Предположительно в позднем силуре, к востоку (в современных координатах) от Тагильской дуги начала развиваться Войкарская энсиматическая дуга, с зоной субдукции, направленной в противоположенную сторону от Балтики. В раннем девоне Тагильская дуга была вовлечена в девонскую зону субдукции и затянута в основание Войкарской дуги, что привело к выплавлению большого объема расплавов среднего-кислого состава, давших островодужные вулканиты и комагматичные им диориты и плагиогранитоиды Собского (Лагортинско-Кокпельского) батолита. На рубеже среднего и позднего девона кора Салатимского бассейна почти полностью субдуцировала под Войкарскую дугу, в результате началась коллизия дуги с Восточно-Европейским палеоконтинентом. В северном направлении (в Щучьинской зоне) Войкарская дуга характеризовалась меньшей активностью магматизма и была совмещена с Тагильской дугой. Во франско-турнейское время процессы тектонического сжатия на территории Полярного Урала были прерваны раскрытием Урало-Арктического бассейна, отделившего от Балтики обдуцированные фрагменты островных дуг, офиолитов и позднедокембрийской (протоуральской) коры. Заключительный этап сжатия и тектонического сжатия островных дуг и офиолитов начался в визейское время и завершился среднекаменноугольно-позднепермской коллизией Балтийского и Казахстан-Киргизского палеоконтинентов.

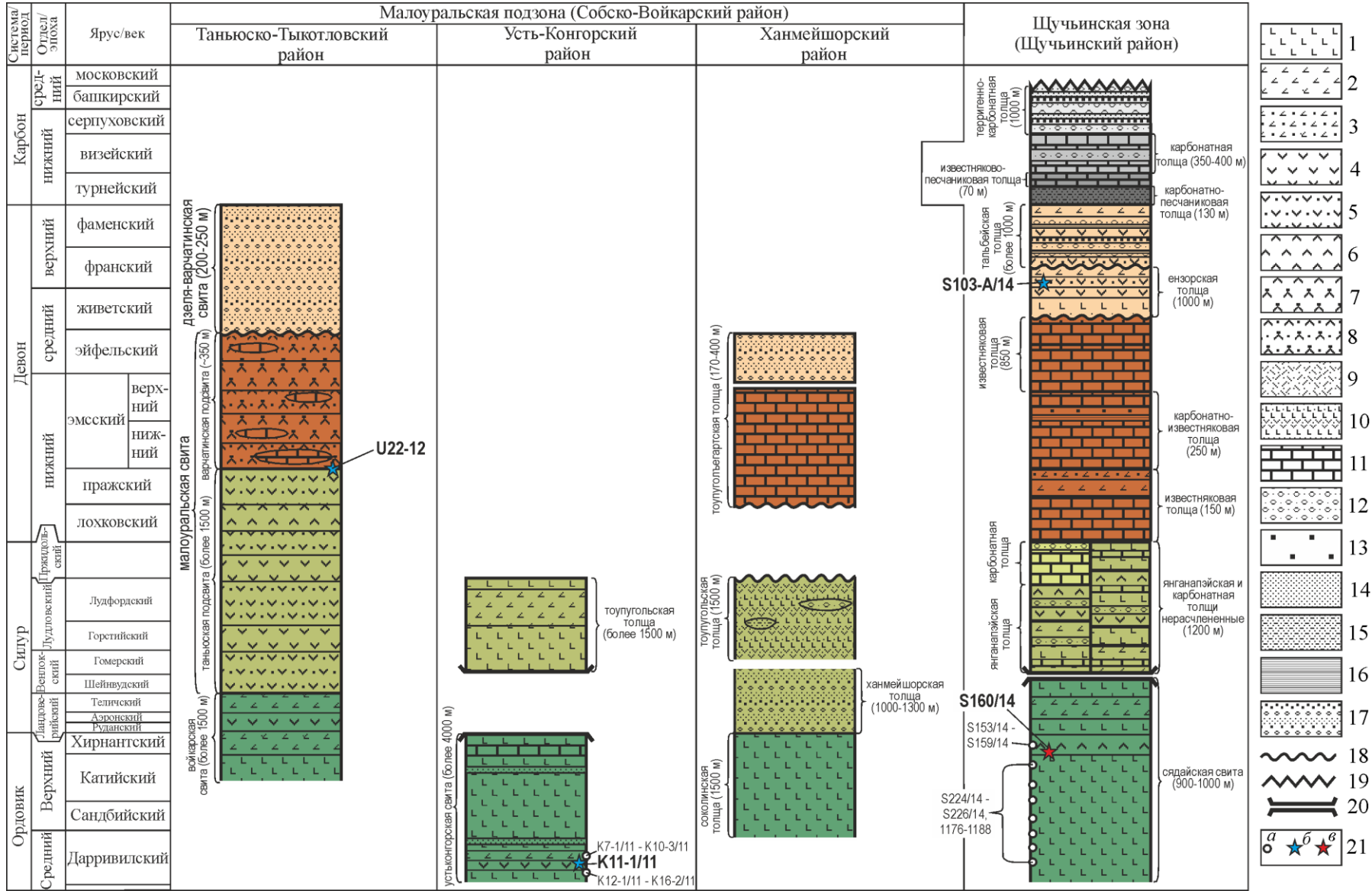




Рис. 1.4. Сводные стратиграфические колонки для Войкарской и Щучьинской зон Полярного Урала по данным (Государственная..., 2001, 2007а, б, 2010, 2014а, б, в, г, 2015) с дополнениями и изменениями.

1 – базальты; 2 – андезибазальты; 3 – туфы андезибазальтов; 4 – андезиты; 5 – туфы среднего состава нормальной щелочности; 6 – дациты; 7 – трахидациты; 8 – туфы трахидацитов; 9 – туфы кислого состава; 10 – переслаивание базальтов, андезибазальтов, андезитов и их туфов; 11 – известняки; 12 – конгломераты; 13 – гравелиты; 14 – песчаники и алевропесчаники; 15 – переслаивание песчаников и алевролитов; 16 – аргиллиты; 17 – переслаивание конгломератов, гравелитов и песчаников; 18 – перерыв в осадконакоплении, угловое несогласие; 19 – резкое угловое несогласие; 20 – тектонические границы; 21 – опробованные участки разрезов (а – для которых дана петрографическая и геохимическая характеристика, б–в – для которых проведены изотопно-геохронологические исследования детритовых цирконов из обломочных пород (б) и акцессорных цирконов из магматических пород (в)). Цветами закрашены коррелируемые участки сводных разрезов для каждого из районов. Заливка крапа соответствуют преобладающим возрастам в соответствии с международно-геохронологической шкалой

Существует и иная концепция развития островодужной системы Полярного Урала, предложенная Н.Б. Кузнецовым с соавторами (Кузнецов и др., 2000) и существенно дополненная позднее (Кузнецов, Романюк, 2014). В рамках этой модели с позднего кембрия на Уральской окраине Аркт-Европы происходил континентальный рифтинг, в раннем ордовике сменившийся спредингом. На начальном этапе спрединга от уральской окраины Аркт-Европы был отторгнут крупный блок континентальной коры, который отделил Войкарский бассейн с корой океанического типа от палеоокеана. Спрединг в Войкарском бассейне длился не менее 65 млн лет, от начала ордовика до середины силура, а возможно, и до раннего девона. Не позднее чем в середине силура под отделившийся континентальный блок началась субдукция литосферы палеоокеана, которая продолжалась вплоть до раннего карбона. В это время формировался Собско-Малоуральский надсубдукционный вулканоплутонический пояс, а Войкарский спрединговый бассейн продолжал оставаться задуговым. Основным аргументом в пользу такого направления субдукции (со стороны палеоокеана под островную дугу в сторону уральской окраины Аркт-Лавруссии) является среднепалеозойское омоложение изотопных возрастов рифейско-среднекембрийских магматических пород Западного Урала, синхронное формированию Собско-Малоуральского

вулкано-плутонического пояса.

С лудлова до середины девона формировались известково-щелочные лавы и комагматичные интрузивы, а также вулканогенно-осадочные образования. В позднем девоне интенсивность надсубдукционного вулканизма снизилась, а в раннем карбоне произошел кратковременный всплеск шошонитового магматизма, который, вероятно, был связан с деляминацией литосферы. В раннем – позднем карбоне закрылся Войкарский задуговой бассейн и имела место коллизия Полярноуральской островной дуги с уральской окраиной палеоконтинента Аркт-Лавруссия, сформировался Раннеуральский ороген. В позднем карбоне – ранней перми наступила главная стадия уральской коллизии, когда Аркт-Лавруссия своим уральским краем столкнулась с Сибирско-Казахстанско-Киргизским континентом.

## **ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

### **Оптическая и электронная микроскопия**

Минеральный состав пород определялся диссертантом в прозрачных шлифах (всего изучено более 400 шлифов) методами оптической микроскопии в ИГЕМ РАН, ГИН РАН (г. Москва) и ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) и уточнялся в прозрачно-полированных шлифах (263 аналитических точки) на электронном сканирующем микроскопе Tescan VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и спектрометром с волновой дисперсией Oxford INCA Wave 700, а также CamScan MV 2300 (VEGA TS 5130MM) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 в ИЭМ РАН (Московская обл., г. Черноголовка), аналитик Д.А. Варламов. Детальные минералогические исследования выполнены при непосредственном участии диссертанта.

### **Анализ петрогенных и примесных элементов в горных породах**

*Силикатный анализ пород* производился для 297 образцов пород в лаборатории химии минерального сырья ИГ Коми НЦ УрО РАН на рентгенофлуоресцентном волнодисперсионном спектрометре Shimadzu XRF-

1800 (аналитик С.Т. Неверов) и методом классического химического анализа (аналитик А.М. Ходакова), а также в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны, модель PW 2400 (Philips Analytical 1997 г.), аналитик А.И. Якушев. Пробоподготовка для силикатного анализа пород выполнена диссертантом.

*Содержания в породах элементов-примесей* определены для 153 образцов пород методом ICP-MS в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитики Я.В. Бычкова, С.А. Ермакова, Д.Б. Петренко) и на кафедре геохимии Московского Государственного Университета (аналитик А.Ю. Бычков). Разложение большей части валовых проб для анализа ICP-MS производилось диссертантом.

#### **Методы исследования и датирования цирконов из горных пород**

*Выделение монофракций циркона* производилось лично диссертантом в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН, под руководством сотрудников лаборатории (А.В. Соловьева, А.И. Хисамутдиновой, И.С. Ипатьевой, Т.Б. Афониной, Т.С. Милюковой, Н.А. Пелих, Н.Я. Щербачевой, А.Е. Голдырева). Из проб весом от 2 до 5 кг были выделены цирконы по методике, включающей дробление в механической щековой дробилке, получение тяжелой фракции на концентрационном столе, отделение немагнитной фракции методами магнитной и электромагнитной сепарации, с последующим разделением в бромформе и ручной отбор всех без исключения цирконов.

*Морфология* выделенных кристаллов циркона исследована диссертантом с использованием поляризационного бинокюляра (МБС-9) в ГИН РАН. После оптических исследований цирконы были интегрированы в эпоксидные шашки, которые были сошлифованы примерно до середины толщины зерен циркона и отполированы на алмазных пастах. Изучение и получение изображений цирконов в проходящем и отраженном свете производилось на поляризационном микроскопе (Nikon Eclipse 50i POL) в

ИГЕМ РАН, оснащенном камерой Nikon DS-Fi1 и программой NIS-Elements F 2.30.

Исследования *цветной катодолюминесценции* кристаллов циркона выполнены в образцах S11/27-1, S84-15 (исследовано около 300 зерен циркона) и проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик Т.И. Голованова, г. Москва) на базе электронно-зондового микроанализатора фирмы Camasa «MS-46» с использованием цифровой камеры высокого разрешения Videoscan 285, предназначенной для высококачественной регистрации и ввода изображений в ПК, ПО Viewer. Данная программа позволяет управлять основными параметрами ввода изображения: усилением сигнала перед оцифровкой (0–100), экспозицией (7–240 сек), выбором режима синхронизации и выбором режима работы цветных камер. Катодолюминесцентные изображения получены при токе зонда от 3 до 20 нА, ускоряющем напряжении 20 кВ, размер раstra (300x300) мкм. Более подробная информация о методике катодолюминесцентных исследований приведена в работах (Ageeva et al, 2016, Конилов и др., 2016). В образцах S11/5-1, S15-1/11 для 323 зерен циркона катодолюминесцентные исследования выполнены в Stanford University – U.S. Geological Survey Micro Analysis Center на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM 5600, оснащенном катодолюминесцентным детектором.

*Анализ элементов-примесей* в цирконе выполнен для образцов S11/5-1, S15-1/11, S11/27-1 (81 анализ) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, аналитик Е.А. Минервина. Измерения проводились на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II в сочетании с системой лазерного пробоотбора NWR-213. Для расчета концентраций элементов использовались стандартные образцы силикатных стекол NIST SRM 610, 612.

Состав зерен циркона из образцов магматических пород S11/5-1, S15-1/11, S11/27-1 (62 анализа) был определен на кафедре петрологии МГУ (г. Москва) на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с энерго-

дисперсионным Oxford X-MaxN и кристалл-дифракционным INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) спектрометрами и камерой дифракции обратно рассеянных электронов Oxford Nordlys Max2 (аналитик В.О. Япаскурт). Состав детритовых цирконов (обр. K11-1/11) определялся в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на рентгеновском микроанализаторе Jeol JXA-8200, оборудованным четырьмя кристалл-дифракционными спектрометрами со сменными кристаллами-анализаторами и энергодисперсионным спектрометром фирмы Jeol (аналитик С.Е. Борисовский).

*U-Pb (LA-ICP-MS) изотопное датирование* выполнялось в двух лабораториях: цирконы из обр. U22-12, S11/5-1, S15-1/11 анализировались в Marine Analytical Laboratory Университета Калифорнии (Санта-Круз, США); а цирконы из обр. K11-1/11, S11/27-1, S84-15, S103A-14 – в Центре коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, Россия). Измерения в обоих случаях проводились на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения Thermo Scientific Element XR. В Marine Analytical Laboratory использовалась установка лазерной абляции Photon Machines Analyte.N с эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и камерой Helex-2, измерения проводились по методике, изложенной в (Соловьев и др., 2015; Sharman et al, 2013); В ГИН СО РАН для лазерной абляции применялась установка UP-213 (New Wave Research), измерения проводились по методике (Хубанов и др., 2016). Обработка данных анализа проводилась в Marine Analytical Laboratory в приложении Iolite для Igor Pro (Paton et al., 2010), а в ГИН СО РАН – с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008; Van Achterbergh et al., 2001). Для статистического анализа и построения U-Pb диаграмм использовалось приложение Isoplot 3 (Ludwig, 2012) для программы Microsoft Excel.

Для датировок менее 1 млрд лет для расчета дискордантности применялась формула  $D = 100 \times (\text{Возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}) / \text{Возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) - 1)$ ,

а для возрастов более 1 млрд лет – формула  $D = 100 \times (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$ . Главным критерием отбора качественных анализов послужил диапазон дискордантности (D) от -10 до +10. Более подробная методика LA-ICP-MS датирования цирконов изложена в работе (Соболев и др., 2017г).

*U-Pb (SIMS) датирование и анализ элементов-примесей* в индивидуальных кристаллах циркона (обр. S11/9-1, U60/14, S69-15) проводились на ионном микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому университету и Геологической службе США, согласно методике, описанной в статье (Barth et al, 2017). Для определения изотопного состава U и Pb проводилась калибровка по цирконовому стандарту Temora-2 (416,8 млн лет) (Black et al., 2004). Ошибка в калибровке стандарта для обоих образцов составляет 0,50%. Концентрации элементов-примесей (Ti, Fe, Y, редкоземельные (РЗЭ) элементы, Hf, U, Th) были рассчитаны относительно состава гомогенного циркона Мадагаскар Грин (MAD) (Barth, Wooden, 2010). Для интерпретации использовались изотопные отношения и возрасты скорректированные по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Для расчета дискордантности применялась формула:

$$D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1].$$

Часть цирконов из магматических пород (образцы S160/14, S221/14, 1072, 3010) были датированы на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ согласно методике (Ireland, 1995; Larionov et al, 2004).

## ГЛАВА 3. МАГМАТИЗМ РАННЕЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СТАДИИ

### 3.1. Щучьинская зона

#### 3.1.1. Плутонические образования<sup>1</sup>

Плутонические образования Щучьинской зоны представлены

---

<sup>1</sup> Подраздел написан преимущественно по материалам статьи (Соболев и др., 2017г)

преимущественно габброидами, гранитоиды имеют значительно меньшее распространение и локализованы в виде небольших штокообразных массивов площадью до 10–16 км<sup>2</sup>. Габброиды и гранитоиды Щучьинской зоны относили к разным комплексам (Сирин и др., 1962; Бевз, 1976; Старков, 1985; Охотников, 1985; Ремизов, 1998). В настоящее время, согласно легенде Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (Шишкин и др., 2009ф), эти образования относятся к габброноритовому хоймпэйско-масловскому, габбро-плагиогранитовому хоймпэйскому, габбро-диорит-тоналитовому юньягинскому и гранодиоритовому юрмэнэкскому плутоническим комплексам. Диссертантом изучались интрузивные тела, которые относились к хоймпэйскому и юньягинскому комплексам.

Хоймпэйский комплекс впервые выделен В.Н. Вороновым в 1976 г. при геологической съемке масштаба 1:50 000 (ГС-50) (Воронов и др., 1976ф). Образования этого комплекса наиболее широко распространены на хребтах Хойм-Пэ и Харам-Пэ, а также по рекам Ябтояха и Сядэйяха и представлены двумя фазами. На долю первой фазы комплекса, сложенной габброидами, приходится 98,5%, а на плагиогранитоиды второй фазы – лишь 1,5%. Интрузивы хоймпэйского комплекса прорывают вулканы верхнеордовикско-нижнесилурийской сядайской свиты, венлокско-лудловской янганапэйской толщи и предположительно раннесилурийские габброиды харампэйско-масловского комплекса. Они, в свою очередь, прорываются предположительно ранне-среднедевонскими интрузивами габбро-диорит-тоналитового юньягинского комплекса (Государственная..., 2007б, 2014а). На основании геологических взаимоотношений возраст габброидов и гранитоидов хоймпэйского комплекса можно считать силурийско-раннедевонским. В результате К-Аг датирования пород хоймпэйского комплекса (Государственная..., 2007б) получены возрасты от кембрия до среднего девона (526–386 млн лет), с преобладанием силурийских датировок.

Юньягинский комплекс впервые выделен В.Н. Вороновым в процессе

геологической съемки (1969–1976 гг.) (Воронов и др., 1976ф). Согласно легенде Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (Шишкин и др., 2009ф), юньягинский комплекс имеет трехфазное строение. Породы первой фазы представлены габбро и габбродиоритами, второй фазы – диоритами, плагиогранитами и гранитами, третьей фазы – гранитами. Юньягинский комплекс прорывает венлокско-лудловские (Государственная..., 2007б) вулканы янганапэйской толщи и сам прорывается раннекаменноугольными дайками долеритов наунпэйского комплекса. До недавнего времени имелись лишь немногочисленные K-Ar датировки гранитоидов юньягинского комплекса, представленные в работах (Старков, 1985; Андреичев, 2004; Государственная..., 2007б). Возрастной диапазон составляет 419–291 млн лет. Позднее получены Rb-Sr и U-Pb датировки (Андреичев, 2004; Андреичев и др., 2017), согласно которым Rb-Sr возраст гранитоидов Янганапэйского и Сибилейского массивов определен как раннедевонский –  $398 \pm 18$  и  $401 \pm 9$  млн лет соответственно, а U-Pb возраст цирконов из гранитоидов Янганапэйского массива получился венлокско-раннелудловским –  $429 \pm 4$  млн лет. Таким образом, массивы, которые принято было относить к ранне-среднедевонскому юньягинскому комплексу (Государственная..., 2007б; Шишкин и др., 2009ф; Агафонов и др., 2015ф), на сегодняшний день имеют только три надежные U-Pb и Rb-Sr датировки (Андреичев, 2004; Андреичев и др., 2017), согласно которым уточненный возраст юньягинского комплекса можно считать венлокско-эмским.

### **Геологическая позиция гранитоидов и их петрографические особенности**

В центре и на севере Щучьинской зоны (рис. 1.2) диссертантом изучены (Соболев и др., 2016, 2017е; Шадрин, Соболев, 2017) три штокообразных тела плагиогранитоидов, слагающих эродированные фрагменты палеовулканических кольцевых структур – Речной (рис. 3.1, 3.2) и Яляпэ (рис. 3.3 А), и два интрузива кварцевых диоритов и плагиогранитов (массивы Нганотский-1 и Нганотский-2) (рис. 3.3 Б), отнесенные В.Н. Вороновым при ГС-50 (Воронов и др., 1976ф) к позднесилурийско-раннедевонскому



хоймпэйскому и средне-позднедевонскому юньягинскому комплексам соответственно. Д.Н. Ремизов (Ремизов, 2004) включает оба массива в состав раннедевонской янганапэйской вулканоплутонической андезитовидной ассоциации.

*Гранитоидный массив палеовулкана Речной* расположен в центральной части Щучьинской структуры, в нижнем течении р. Юньяха (рис. 1.2, 3.2). Он составляет плутоническую часть палеовулканической кольцевой структуры, прорывая островодужные вулканиты, которые отнесены В.Н. Вороновым при ГС-50 (Воронов и др., 1976ф) к венлокско-лудловской янганапэйской толще. Массив размером 1×0,5 км, имеющий неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму, сложен лейкоплагиогранитами и плагиогранитами, между которыми отмечаются постепенные переходы (рис. 3.4). Для пород характерна массивная текстура, средне-мелкозернистая микрографическая структура (рис. 3.5 Б–Д), иногда встречаются катаклазированные разности (рис. 3.5 Е). Породы состоят из плагиоклаза (55 об.%), кварца (40 об.%), калиевого полевого шпата (5 об.%) и хлоритизированного темноцветного минерала (до 1 об.%). В лейкоплагиогранитах встречаются небольшие (до 15×25 см) пегматоидные участки розовых средне-крупнозернистых лейкоплагиогранитов (обр. S221/14) (рис. 3.4 В). Краевые закалочные фации интрузивного тела сложены порфировидными плагиоклазитами с тонкозернистой аплитовой кварц-плагиоклазовой основной массой (рис. 3.5 А). Около южного контакта гранитоидного массива в неравномерно эпидотизированных вулканитах отмечается обильная прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита – медноколчеданное рудопроявление Речное (Соболев и др., 2017е).

*Гранитоидные массивы палеовулкана Яляпэ* расположены в северной части Щучьинской зоны на сопке Яляпэ (рис. 1.2, 3.3 А). Они слабо вытянуты в субширотном направлении и имеют размеры в плане 0,7×1 и 0,5×1 км. По данным ГС-50 (1976) более северный массив прорывает вулканиты сядайской

свиты, а расположенный южнее – сечет габброиды первой фазы хоймпэйского

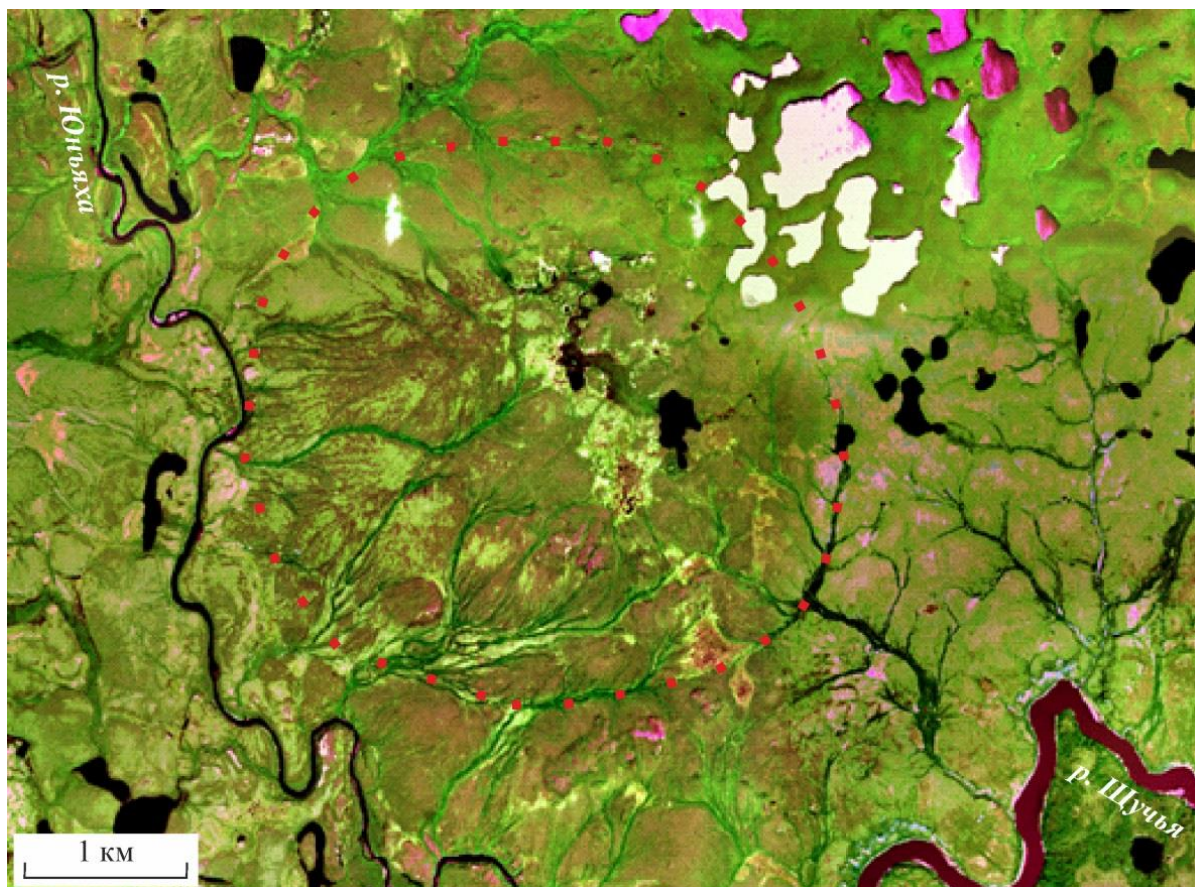


Рис. 3.1. Космоснимок палеовулкана Речной в нижнем течении р. Юньяха. Красными точками отдешифрирована кольцевая структура

комплекса, вулканиты сядайской свиты и янганапэйской толщи. Вулканиты сядайской свиты на востоке от палеовулкана Яляпэ (по руч. Сядэйябтояха) на основании находок фауны ругоз, табулят и криноидей имеют позднеордовикско-раннесилурийский возраст (Государственная..., 2014а). В северо-западной части Щучьинской зоны К-Аг методом установлен венлокский возраст субвулканической фации сядайского вулканического комплекса (Государственная..., 2007б). Возраст вулканитов янганапэйской толщи, выходящих на поверхность в 8 км к юго-востоку от палеовулкана Яляпэ, фаунистически обоснован Е.Г. Катасоновым, Ю.Н. Шестаковым и С.М. Андроновым (Андронов, 1969ф) как венлокско-лудловский.

Более северный массив плагиогранитов (обр. 3014) в краевых частях имеет порфиоровидную структуру с тонкозернистой основной массой (рис. 3.6

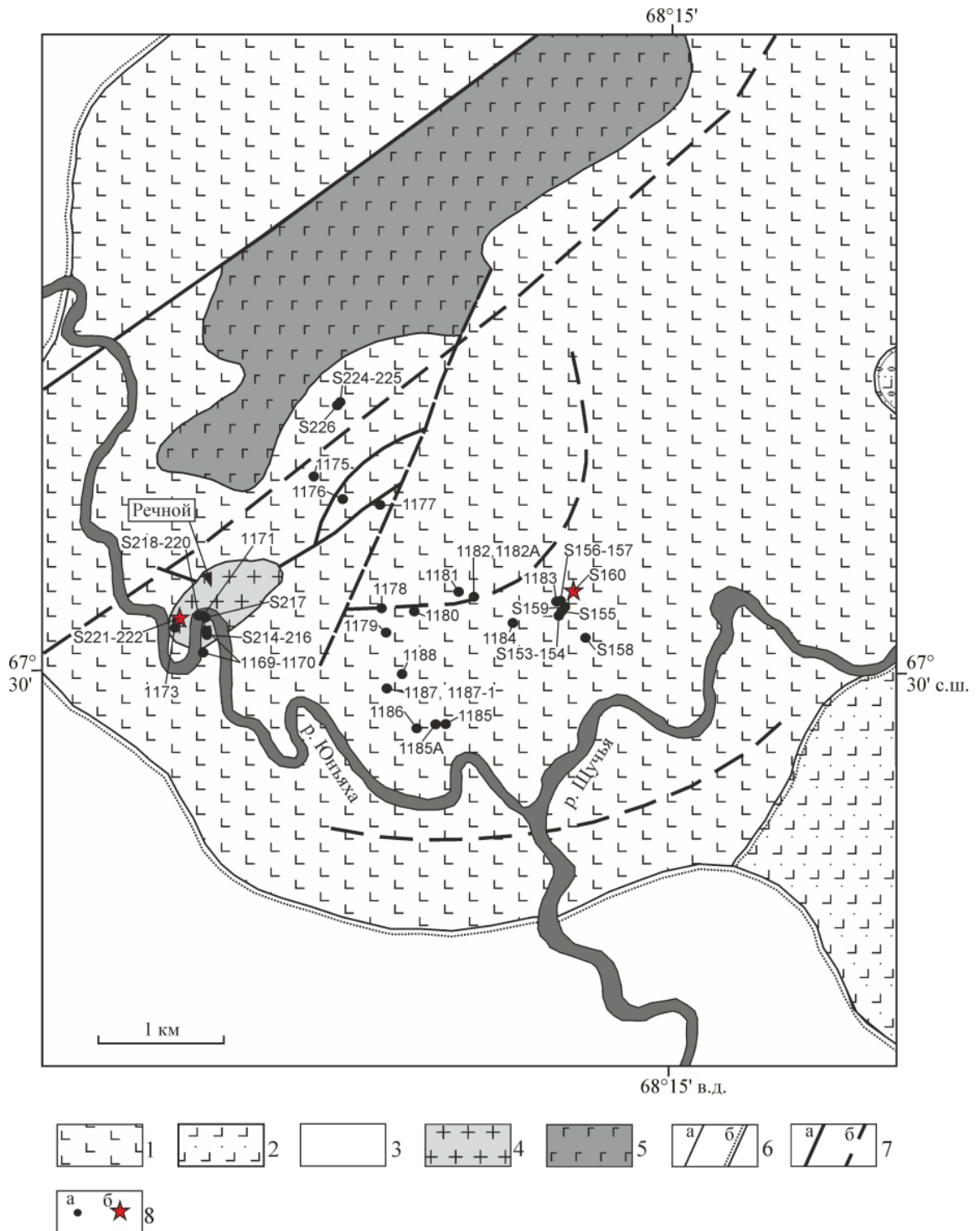


Рис. 3.2. Геологическая схема палеовулкана Речной по данным ГС-50 (1976), с авторскими изменениями.

1 – верхнеордовикско-нижнесилурийские вулканиты сядайской свиты, 2 – среднедевонские осадочно-вулканогенные образования ензорской толщи, 3 – верхнетриасовые терригенные отложения, 4 – гранитоиды хоймпэйского плутонического комплекса, 5 – габброиды юньягинского комплекса; 6 – геологические границы (а – интрузивные, б – стратиграфические несогласные); 7 – разломы (а – достоверные, б – скрытые под вышележащими образованиями); 8 – точки опробования (а – точки отбора образцов, для которых выполнены петрографические и/или геохимические исследования, б – точки отбора образцов, из которых датированы цирконы)

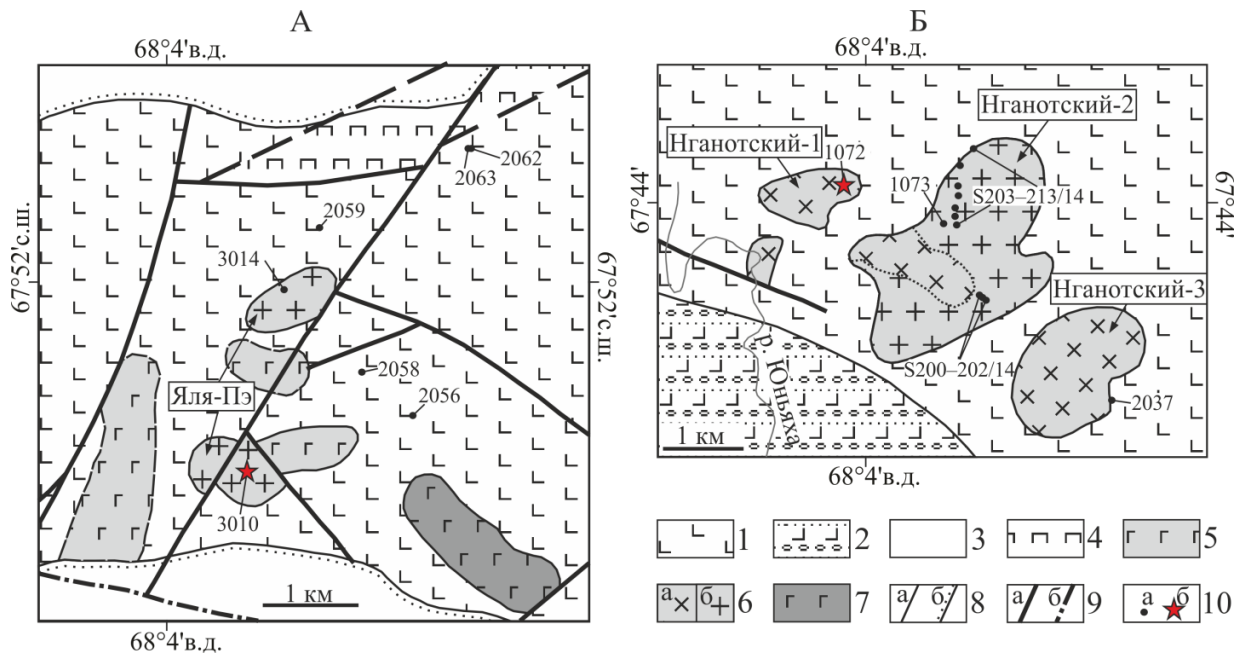


Рис. 3.3. Геологические схемы участков изучения вулканитов и гранитоидов Щучинской зоны:

А – палеовулкан Яляпэ; Б – гранитоидные массивы Нганотский-1, Нганотский-2 и Нганотский-3, расположенные в верхнем течении рр. Юнъяха и Нганотаяха.

1 – верхнеордовикско-нижнесилурийские вулканиты сядайской свиты и венлокско-лудловские вулканиты янганапэйской толщи нерасчлененные; 2 – верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования тальбейской толщи; 3 – верхнетриасовые терригенные отложения; 4 – ранне-среднеордовикские гипербазиты райизско-войкарского комплекса; 5–6 – хоймпэйский плутонический комплекс (5 – габброиды; 6а – диориты и кварцевые диориты; 6б – плагиограниты); 7 – габброиды юнъягинского комплекса; 8 – геологические границы (а – интрузивные, б – стратиграфические несогласные); 9 – разломы (а – достоверные, б – скрытые под вышележащими образованиями); 10 – точки опробования (а – точки отбора образцов, для которых выполнены петрографические и/или геохимические исследования, б – точки отбора образцов, из которых датированы цирконы)

А, Б). Микровкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем размером 1,5–2,5 мм. По мере удаления от контакта зернистость основной массы постепенно увеличивается, ее структура становится мелко-среднезернистой. В центральной части массивов плагиограниты имеют массивную текстуру, порфиоровидную мелко-среднезернистую диоритовую структуру. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (35 об.%), кварцем (30 об.%), роговой обманкой (30 об.%) и биотитом (5 об.%) (Соболев и др., 2017е).

Породы второго (южного) массива (обр. 3010) имеют гранобластовую структуру, сланцеватую текстуру (рис. 3.6 В, Г). Порода состоит из равного

количества кварца и сосюритизированного плагиоклаза. В результате процессов катаклаза зерна кварца и плагиоклаза раздробились, частично раскрошились, приобрели волнистое погасание. В породе отмечается интенсивная трещиноватость с субпараллельной ориентировкой трещин. Первичная порода могла быть представлена лейкократовыми габбро или плагиогранитоидами, которые подверглись дроблению с последующей цементацией кварцем. После этого было повторное дробление со смещением, которое определило формирование сланцеватой текстуры породы (Соболев и др., 2017е).

*Массивы Нганотский-1 и Нганотский-2* расположены в северной части Щучьинской зоны в верховьях р. Юньяха (рис. 1.2, 3.3 Б). Интрузивы в плане имеют субизометричную неправильную форму и размеры  $1,3 \times 0,8$  и  $2,5 \times 3,3$  км соответственно. Массив Нганотский-1 характеризуется зональным строением. В центральной части он сложен габбро и габбродиоритами, а в краевых частях – диоритами и кварцевыми диоритами. В составе массива Нганотский-2 выделяются диориты, тоналиты и плагиограниты, с преобладанием плагиогранитов (Соболев и др., 2017е). Вмещающие вулканиты янганапэйской толщи в районе г. Сибилепэ и по р. Ензорьяха и Нганотаяха имеют лудловско-пржидольский возраст, установленный по многочисленным находкам фауны, собранной В.Н. Вороновым (Воронов и др., 1976ф).

Кварцевые диориты в краевой части массива Нганотский-1 имеют порфировидную структуру с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой основной массой (рис. 3.7 А, Б). Они сложены (об.%): плагиоклазом (40), кварцем (40), роговой обманкой (20), биотитом ( $< 1$ ). Порфировидные выделения представлены плагиоклазом и роговой обманкой размером 1–3 мм. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза, роговой обманки, кварца и листочков биотита размером 0,3–0,8 мм. Плагиоклаз сильно сосюритизирован и эпидотизирован. Роговая обманка эпидотизирована и слабо хлоритизирована. Биотит встречается редко, обычно в сростании с амфиболом, он часто замещен хлоритом или агрегатом хлорита и лейкоксена

(Соболев и др., 2017е).

Плагиограниты массива Нганотский-2 характеризуются преимущественно порфировидной гипидиоморфнозернистой гранитовой в сочетании с гранофировой структурой и массивной текстурой (рис. 3.7 В–Д). Породообразующие минералы представлены (об. %): плагиоклазом (40–50), кварцем (30–40), калиевым полевым шпатом (5–15) и роговой обманкой (5–7). Среди порфировидных выделений (8–20 об. %), преобладают таблички серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза размером 2–6 мм, значительно реже встречаются призматические зерна роговой обманки размером 2–3 мм, часто замещенной хлоритом и эпидотом (Соболев и др., 2017е). Основная масса мелко-среднезернистая (размер зерен 0,5–2 мм),

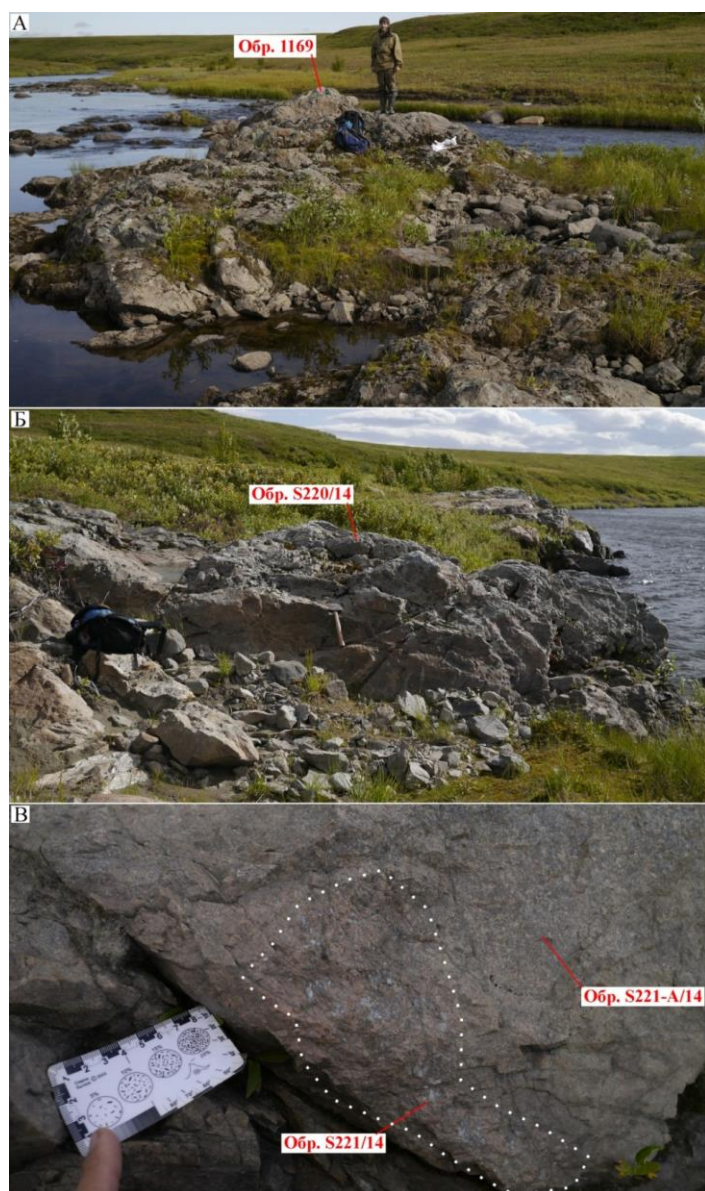


Рис. 3.4. Массив гранитоидов, палеовулкан Речной.

А – эндоконтактная часть массива, выходы в русле р. Юнъяха (обр. 1169);

Б – центральная часть массива, левый борт р. Юнъяха (обр. S220/14);  
 В – в поле среднезернистых лейкоплагиогранитов (обр. S221-А/14) присутствует область крупнозернистых пегматоидных лейкогранитов (обр. S221/14), юго-западная часть массива, левый борт р. Юнъяха

сложена субидиоморфными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза, а также ксеноморфными выделениями кварца и калиевого полевого шпата.

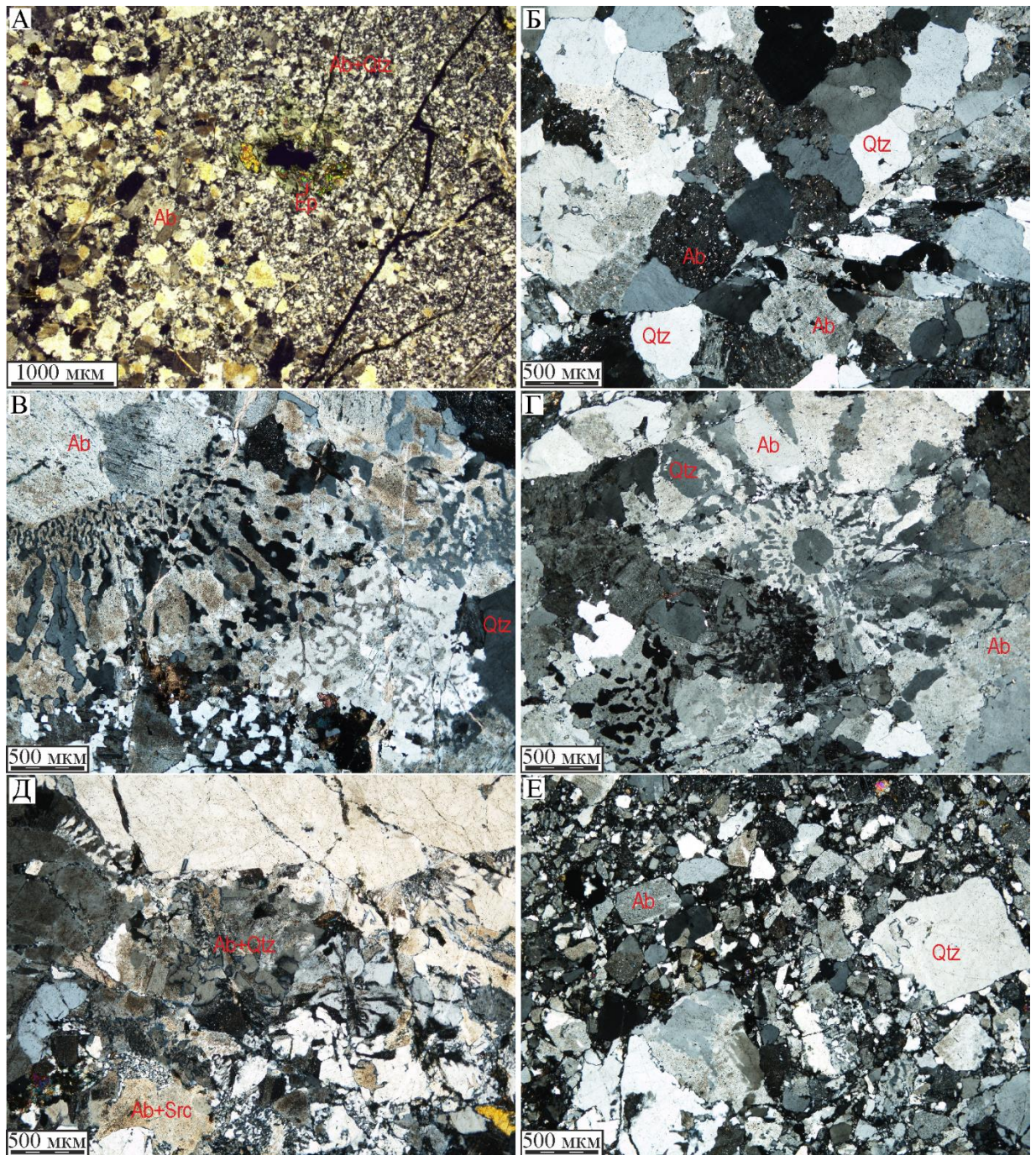


Рис. 3.5. Микрофотографии плагиогранитоидов палеовулкана «Речной» (нижнее течение р. Юньяха) при включенном анализаторе.

А – кварцевый диорит-порфирит (обр. 1169) из апофизы, в приконтактной части массива;

Б – плагиогранит-порфир из эндоконтактной части массива (обр. S217/14);

В – Д – гранофиновые лейкоплагиограниты (обр. S220/14, 1171, S222/14, центральная часть массива);

Е – катаклазированные гранофиновые лейкоплагиограниты (обр. S219/14, центральная часть массива)

Взаимоотношение зерен полевых шпатов реакционное, с образованием мirmekитов (рис. 3.7 Д). К зернам роговой обманки тяготеют кристаллы акцессорного магнетита размером 0,1–0,7 мм. В северной (краевой) части массива породы приобретают ярко выраженный порфировидный облик (плагиигранит-порфиры), размер зерен полевых шпатов и кварца в основной массе уменьшается до 0,01–0,50 мм (рис. 3.7 Е) (Соболев и др., 2017е).

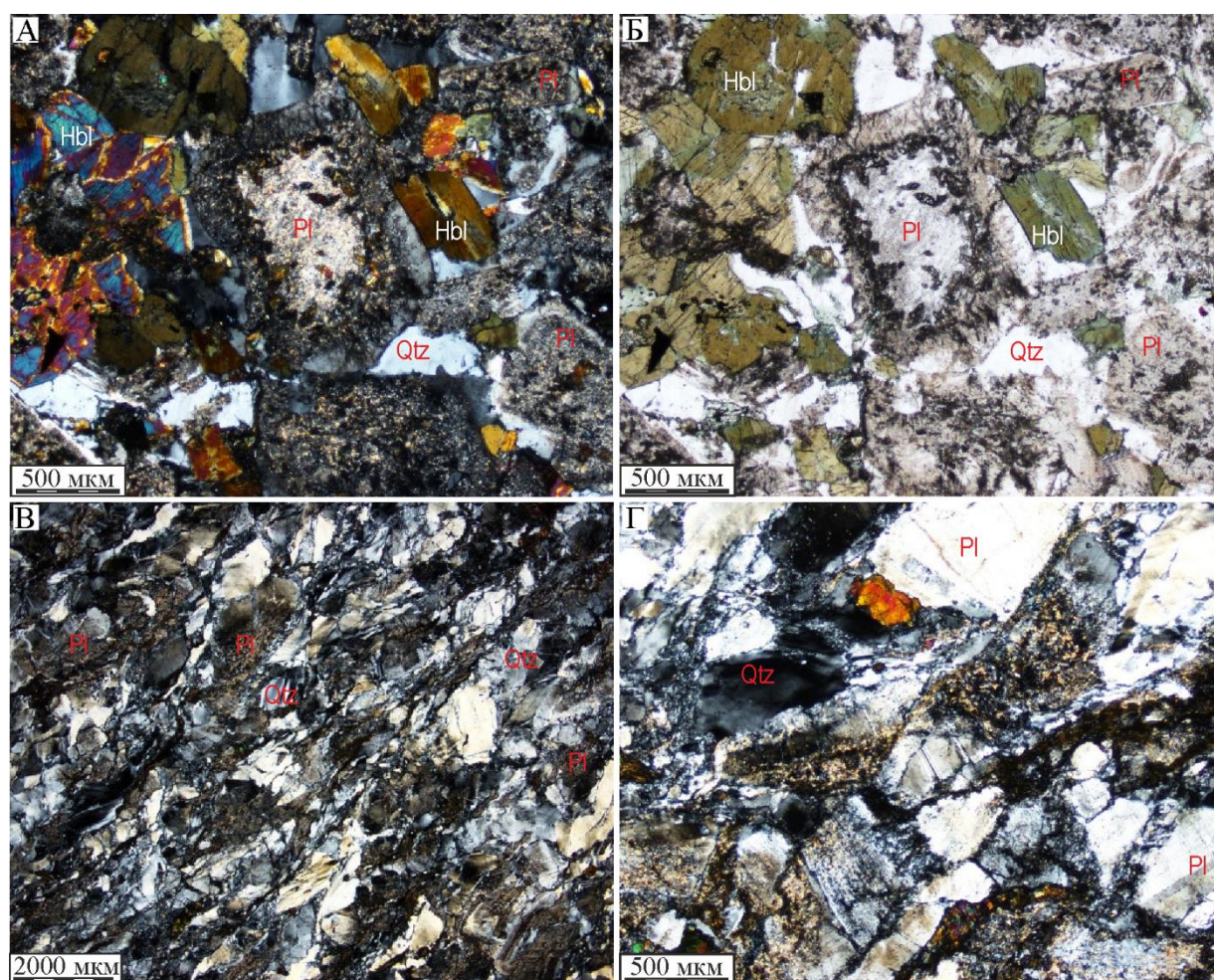


Рис. 3.6. Микрофотографии плагиигранитоидов палеовулкана Яляпэ.

А, Б – Плагиигранит (обр. 3014), при включенном и выключенном анализаторе соответственно. Первичное зональное строение порфировидного выделения плагиоклаза подчеркивается проявлением вторичных изменений (соссуритизация и эпидотизация);

В, Г – катаклазированные плагииграниты (обр. 3010), при включенном анализаторе. По основному плагиоклазу развит соссуритовый агрегат и мелкие зерна эпидота



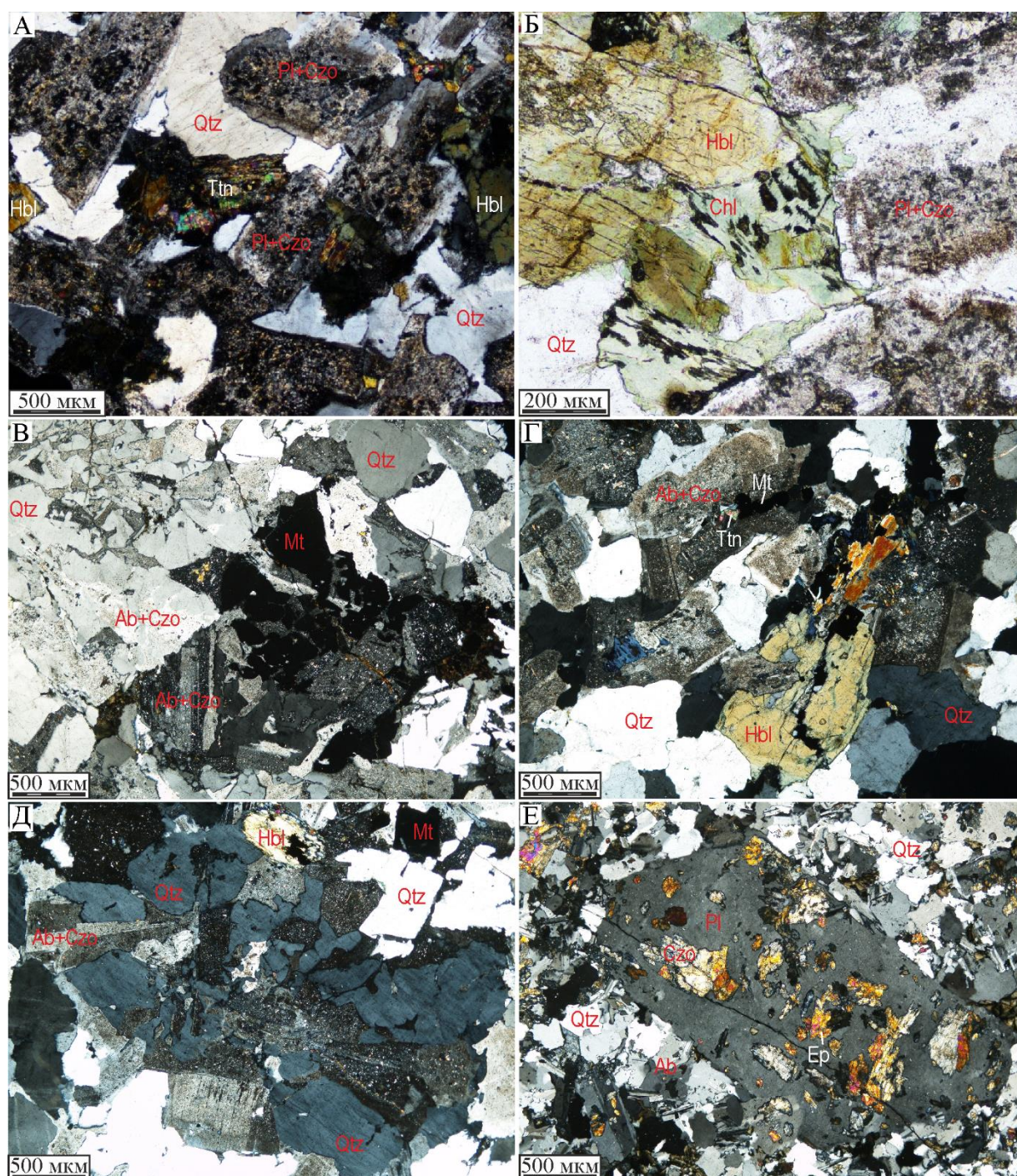


Рис. 3.7. Микрофотографии плагиогранитоидов массивов Нганотский-1 и Нганотский-2.

А, Б – кварцевые диориты массива Нганотский-1 (обр. 1072), с анализатором и без анализатора соответственно; В–Д – плагиограниты гипидиоморфнозернистые и гранофировые из центральной части массива Нганотский-2 (обр. S202/14, S204/14, S205/14), с анализатором; Е – плагиогранит-порфиры из эндоконтактовой части массива Нганотский-2 (обр. S213/14), с анализатором

### Геохимическая характеристика

Плутонические породы палеовулкана Речной в центральной и периферийных частях массива представлены натриевыми низко-калиевыми

лейкоплагиогранитами нормальной, иногда пониженной щелочности (Петрографический..., 2008) (рис. 3.8). При увеличении в лейкоплагиогранитах содержания  $\text{SiO}_2$  от 73,3 до 79,1 мас. % для них характерны следующие вариации состава (мас. %):  $\text{TiO}_2$  (0,5→0,2),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11,6–12,9),  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (5,5→0,9),  $\text{MgO}$  (3,6→0,2),  $\text{CaO}$  (2,1→1,0),  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,5→6,5),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,2–1,0),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0–0,1) (рис. 3.9, приложение 1). В пегматоидных участках умеренно-калиевых лейкоплагиогранитов (обр. S221/14) содержание  $\text{K}_2\text{O}$  увеличивается до 3,6%. Эндоконтактовая часть массива Речной сложена кварцевыми диоритами нормальной и повышенной щелочности натриевого типа (обр. 1169, 1170) (приложение 1) (Соболев и др., 2017е).

Плутонические породы палеовулкана Яляпэ представлены натриевыми низко- и умеренно-калиевыми плагиогранитами и лейкоплагиогранитами пониженной щелочности (рис. 3.8). При увеличении содержания  $\text{SiO}_2$  от 71,8 до 73,9 мас. % происходит изменение содержания петрогенных оксидов (мас. %):  $\text{TiO}_2$  (0,3→0,4),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13,8→13,6),  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (3,0),  $\text{MgO}$  (0,5→0,9),  $\text{CaO}$  (4,6→1,9),  $\text{Na}_2\text{O}$  (4,5→5,8),  $\text{K}_2\text{O}$  (1,3→0,1),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,2→0,3) (рис. 3.9, приложение 1) (Соболев и др., 2017е).

Массивы Нганотский-1 и Нганотский-2 сложены натриевыми низко-калиевыми кварцевыми диоритами, плагиогранитами и лейкоплагиогранитами пониженной щелочности (рис. 3.8). При увеличении содержания  $\text{SiO}_2$  от 62,1 до 74,1 мас. % в этом ряду пород отмечаются следующие вариации содержания петрогенных оксидов (мас. %):  $\text{TiO}_2$  (0,7→0,3),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,8→12,3),  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (8,8→3,0),  $\text{MgO}$  (3,0→1,0),  $\text{CaO}$  (6,8→1,8),  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,0→5,3),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,3–0,6),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,1–0,3) (рис. 3.9, приложение 1) (Соболев и др., 2017е).

Содержание элементов-примесей было определено в гранитоидах палеовулкана Речной и массива Нганотский-2.

Для лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной типично низкое суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) – от 54 до 98 г/т (приложение 2). Рассматриваемые породы можно разделить на две группы. К

первой группе относятся наименее кислые разновидности лейкоплагиогранитов (обр. S218/14, S220/14) с содержанием  $\text{SiO}_2$  – 75,4–76,6 мас. %.

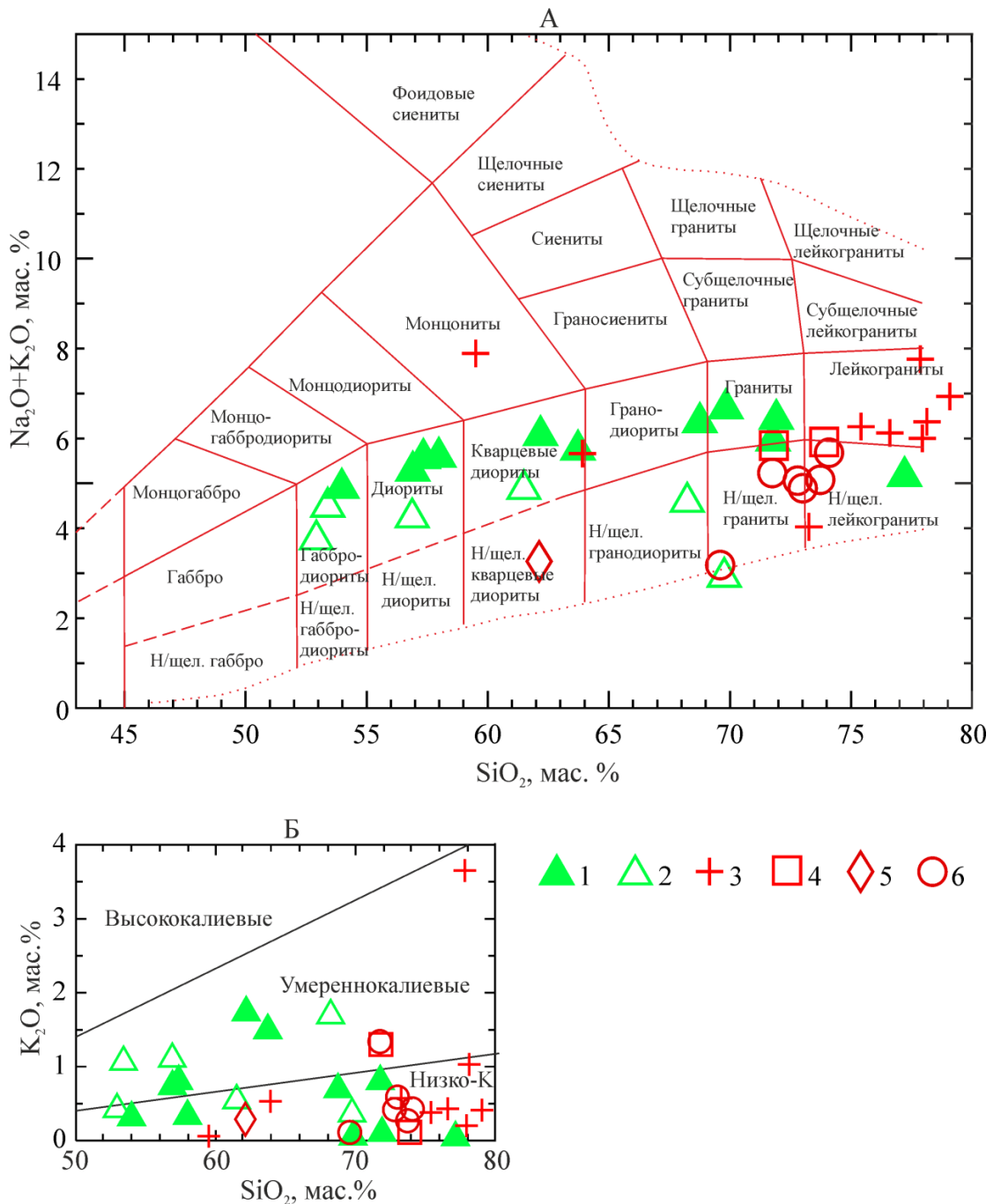


Рис. 3.8. Классификационные диаграммы для гранитоидов Щучинской зоны Полярного Урала:

А – Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ , поля составов плутонических пород нанесены по (Шарпенко и др., 2013). Б – Диаграмма  $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$  (Петрографический..., 2008).

1 – вулканы палеовулкана Речной, 2 – вулканы палеовулкана Яляпэ, 3 – плагиогранитоиды палеовулкана Речной, 4 – плагиогранитоиды палеовулкана Яляпэ, 5 – плагиогранитоиды массива Нганотский-1, 6 – плагиогранитоиды массива Нганотский-2

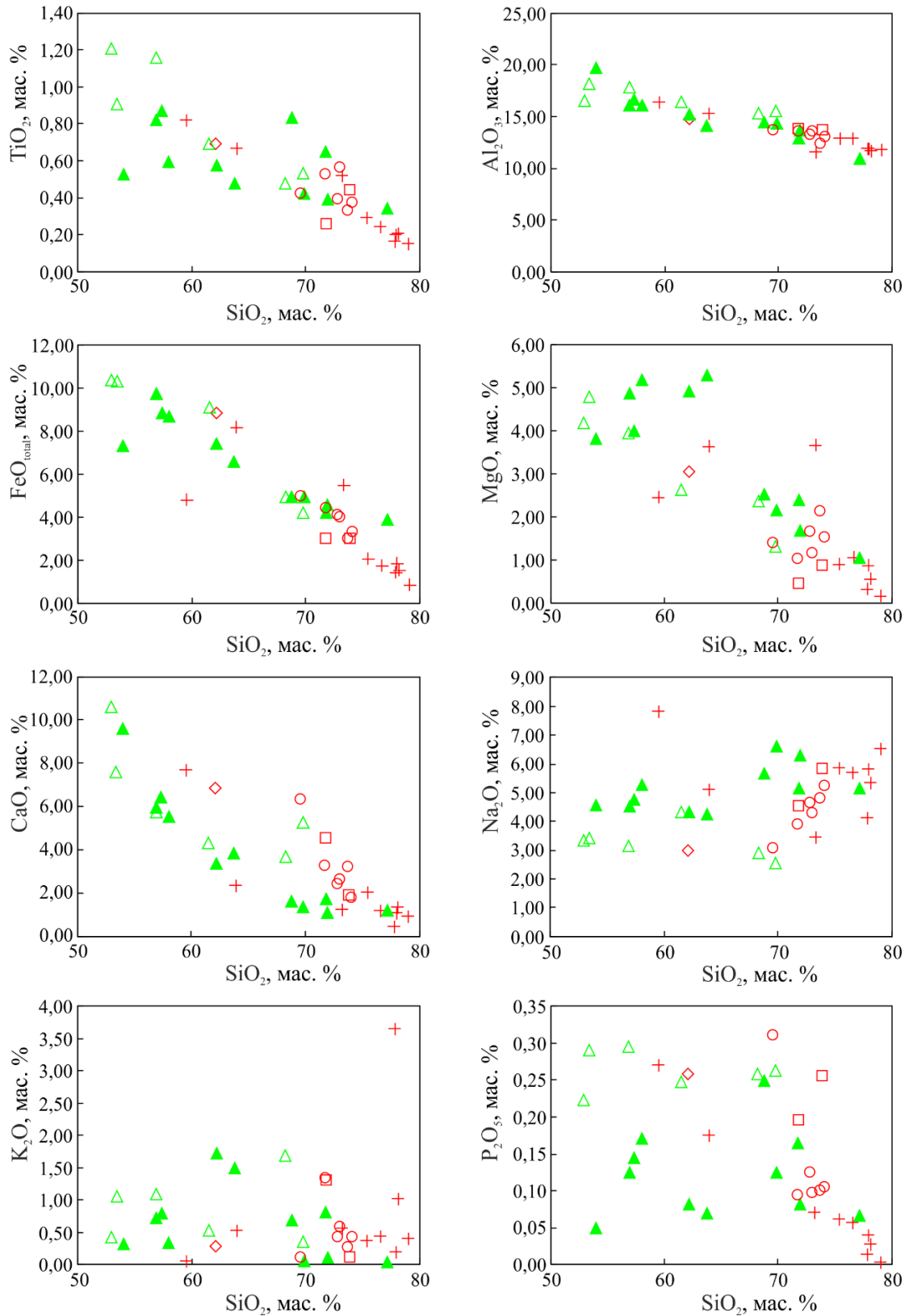


Рис. 3.9. Диаграммы Дж. Харкера, иллюстрирующие вариации содержаний петрогенных оксидов от SiO<sub>2</sub> в магматических породах Щучьинской зоны.

Фигуративные точки составов пород соответствуют рис. 3.8

Для них хондрит-нормированное распределение РЗЭ демонстрирует очень слабое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La_N/Yb_N = 1,25-1,37$ )

и дефицит европия ( $Eu^* - 0,56-0,61$ ) (рис. 3.10 А). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.10 Б) лейкоплагиограниты первой группы характеризуются слабым обогащением Th, U и Pb относительно высокозарядных элементов, отчетливо проявлены отдельные минимумы по Ta, Nb, Sr, Zr, Hf и максимумы по Th, U и Pb (Соболев и др., 2017е).

Ко второй группе относятся наиболее кислые разности лейкоплагиогранитов (обр. 1171) и пегматоидных лейкогранитов (обр. S221/14) с содержанием  $SiO_2 - 77,9-78,2$  мас. %. Они характеризуются несколько большими значениями  $La_N/Yb_N - 1,44$  и  $1,67$  и большим дефицитом европия ( $Eu^* - 0,15-0,42$ ) (рис. 3.10 А). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.10 Б) породы этой группы демонстрируют обогащение Th и U, а в одном из двух образцов – Cs и Rb относительно высокозарядных элементов. Для образца пегматоидных лейкогранитов свойственна отрицательная аномалия по Pb и менее выраженные, чем для пород первой группы, отрицательные Ta-Nb аномалии и положительные – по Zr и Hf (Соболев и др., 2017е).

Плагиограниты массива Нганотский-2 по характеру распределения элементов-примесей похожи на лейкоплагиограниты палеовулкана Речной, относящихся к первой группе (приложение 2). Плагиогранитоиды массива Нганотский-2 характеризуются низкой концентрацией РЗЭ (от 52 до 86 г/т), слабым обогащением легкими РЗЭ ( $La_N/Yb_N - 1,12-2,09$ ) и выраженным дефицитом европия ( $Eu^* - 0,62-0,86$ ) (рис. 3.10 А). В отличие от лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной, в плагиогранитах массива Нганотский-2 заметно сильнее проявлена отрицательная Ta-Nb аномалия и слабее – положительная аномалия по U (рис. 3.10 Б).

По генетической классификации (Chappell, White, 1974; Loiselle, Wones, 1979; Collins et al., 1982; Pitcher, 1983) все рассматриваемые гранитоиды можно отнести к гранитам М-типа, в меньшей степени – к лейкократовому подтипу гранитов I-типа.

Таким образом, особенности минерального и химического составов, рассматриваемых гранитоидов свидетельствуют о том, что они относятся к

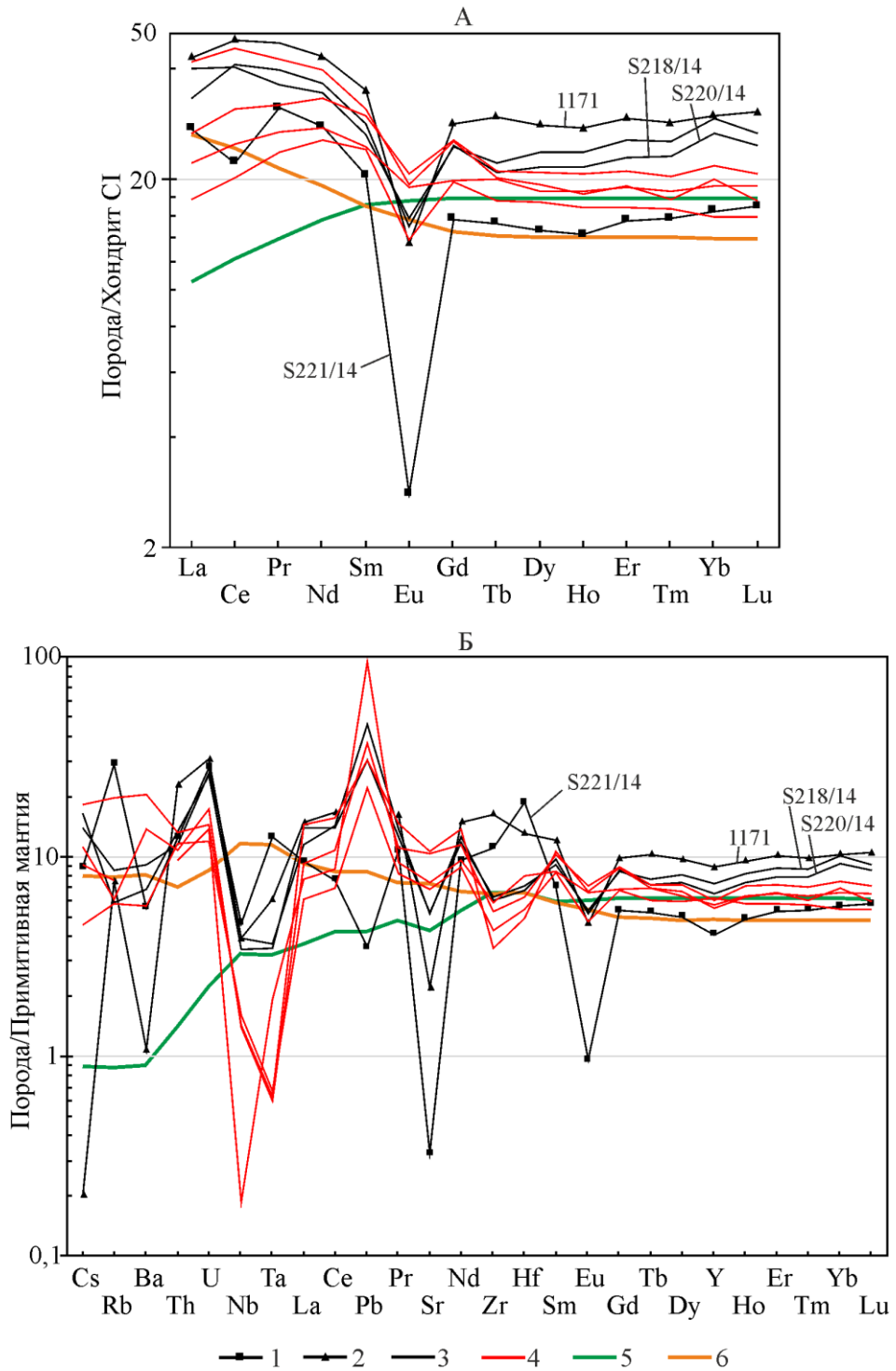


Рис. 3.10. Диаграммы распределения элементов-примесей для гранитоидов палеовулкана Речной:

А – Распределение РЗЭ в породах (нормировано к хондриту CI (по Sun, McDonough, 1989)).

Б – Мультиэлементная диаграмма (нормировано к примитивной мантии (по Sun, McDonough, 1989)).

1–3 – гранитоиды палеовулкана Речной: 1 – пегматоидные лейкограниты (обр. S221/14) и 2 – лейкоплагиограниты (обр. 1171) первой группы, 3 – лейкоплагиограниты второй группы (обр. S218/14, S220/14). 4 – плагиограниты и лейкоплагиограниты массива Нганотский-2: (обр. S200/14, S201/14, S204/14, S210/14); 5–6 – базальты типа N-MORB и E-MORB, соответственно, (по Sun, McDonough, 1989)

достаточно «примитивным» плагиогранитоидам, которые могли образоваться в геодинамической обстановке океанического хребта или юной островной дуги. Поэтому для уточнения происхождения рассматриваемых плагиогранитоидов проведено сравнение их микроэлементного состава с расчетным составом плагиогранитов срединно-океанических хребтов (СОХ); с составами плагиогранитоидов из океанических хребтов, не связанных с процессами субдукции, – из «нормальных» офиолитов Тосканы и «аномальных» Срединно-Атлантического хребта (45° N); с составами плагиогранитов из океанических хребтов, образование которых вызвано субдукцией, – из офиолитов блока Смартвилль, образовавшихся в задуговой обстановке, и надсубдукционных офиолитов Троодоса, сформированных в преддуговой обстановке; с островодужными плагиогранитами Омана (Pearce et al., 1984). Плагиогранитоиды Щучьинской зоны отличаются от большинства офиолитовых плагиогранитоидов обогащением крупноионными литофильными элементами (К, Rb, Th) и обеднением высокозарядными

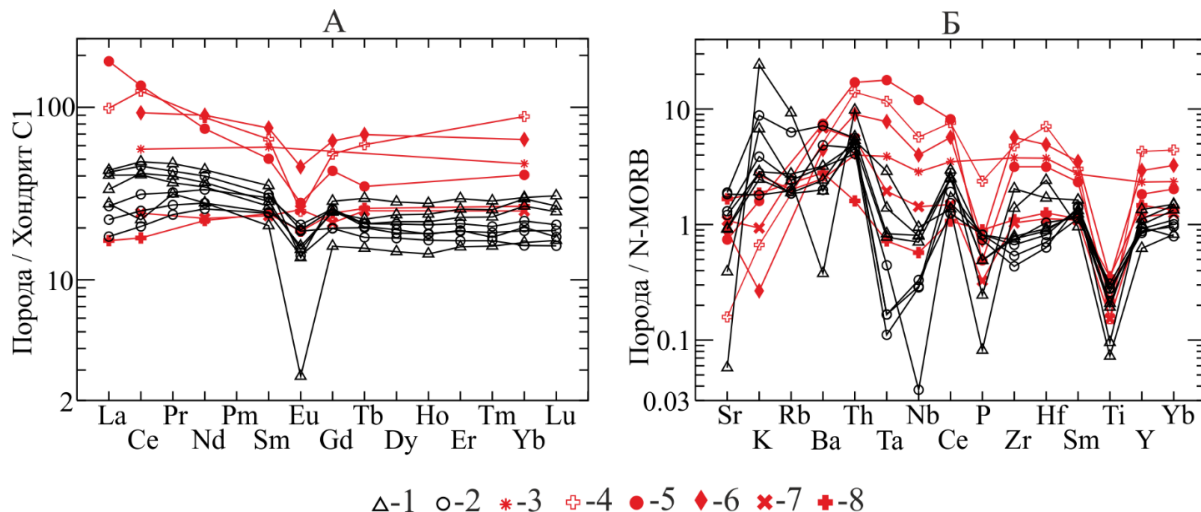


Рис. 3.11. Диаграммы распределения элементов-примесей для гранитоидов Щучьинской зоны Полярного Урала и эталонных океанических и надсубдукционных гранитоидов:

А – Распределение РЗЭ в породах. Содержания РЗЭ в образцах нормированы к хондриту CI, (по Sun, McDonough, 1989); Б – Мультиэлементная диаграмма. Составы гранитоидов нормированы на N-MORB (Pearce, 1983).

1–2 – фигуративные точки составов гранитоидов Щучьинской зоны: 1 – палеовулкана Речной, 2 – массива Нганотский-2. Для сравнения нанесены точки составов: 3 – модельных плагиогранитов СОХ, 4 – офиолитовых плагиогранитов Тосканы, 5 – плагиогранитов Срединно-Атлантического хребта, 6 – гранитоидов блока Смартвилль, 7 – гранитоидов Троодоса, 8 – гранитоидов островной дуги Омана, по (Pearce et al., 1984)

элементами (РЗЭ, Та, Nb, Zr, Hf, Y) (рис. 3.11). Они наиболее близки к трондьемитам из раннеостроводужных комплексов Омана и из надсубдукционных офиолитов Троодоса, образовавшихся в преддуговой обстановке (рис. 3.11). На диаграммах Дж.А. Пирса (Pearce et al., 1984) (рис. 3.12) фигуративные точки составов, изученных плагиогранитоидов находятся в поле гранитоидов вулканических дуг (Соболев и др., 2017е).

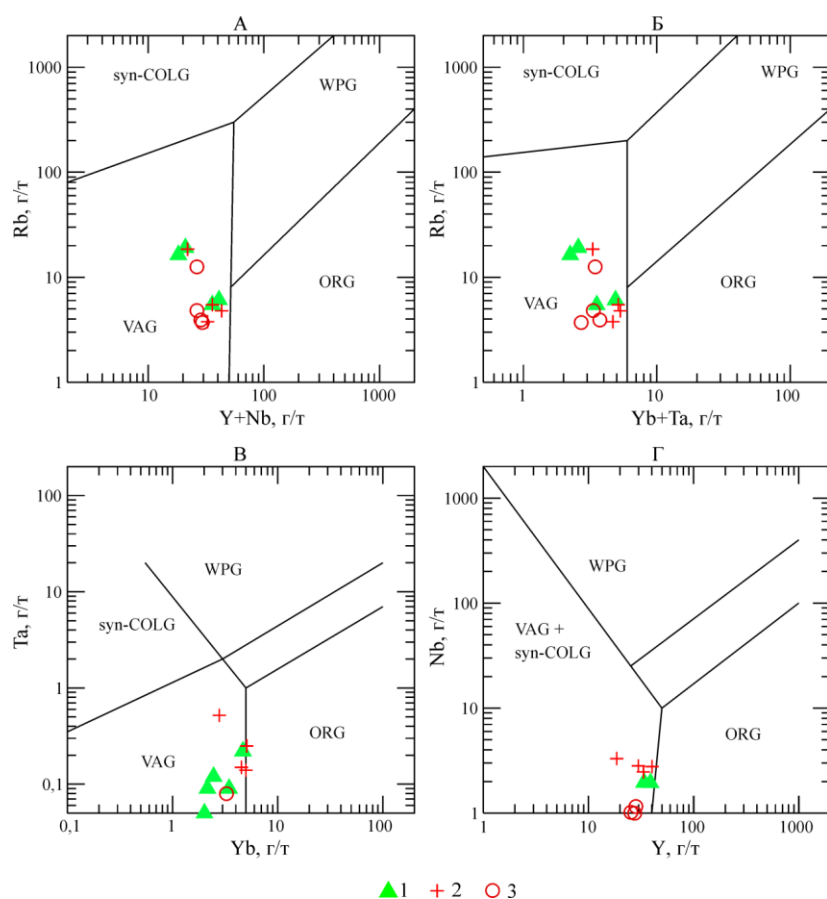


Рис. 3.12. Диаграммы Дж.А. Пирса (Pearce et al, 1984) для гранитоидов и вулканитов Щучинской зоны Полярного Урала: А – (Y+Nb)–Rb; Б – (Yb+Ta)–Rb; В – Y–Ta; Г – Y–Nb. 1 – андезиты, плагиориодациты и плагиориолиты палеовулкана Речной; 2 – плагиогранитоиды палеовулкана Речной; 3 – плагиогранитоиды интрузива Нганотский-2

### Результаты U-Pb датирования цирконов

Выполнено U-Pb (SIMS) датирование цирконов из пегматоидных лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной (обр. S221/14) и плагиогранитов палеовулкана Яляпэ (обр. 3010), относящихся ко второй фазе хоймпэйского комплекса. Кроме того, датированы цирконы из кварцевых диоритов массива Нганотский-1 (обр. 1072) первой фазы юнъягинского комплекса (Соболев и др., 2016, 2017е; Шадрин, Соболев, 2017).

Среди цирконов из пегматоидных лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной (обр. S221/14) выделяются два морфологических типа. Первый тип



представлен идиоморфными прозрачными светло-желтыми субизометричными или слабо удлинёнными ( $K_{удл} = 1-2,5$ ) бипирамидальными кристаллами размером 70–120 мкм, которые в катодных лучах имеют яркое свечение и осцилляционную зональность (рис. 3.13 А). Внутри некоторых зерен встречаются овальные ядра со слабым свечением. Цирконы второго типа резко преобладают, они представлены субидиоморфными, иногда ксеноморфными зернами, часто с неровными краями, а также идиоморфными бипирамидально-призматическими кристаллами, изометричными и слабо удлинёнными ( $K_{удл} = 1-2,5$ ), полупрозрачными, светло-коричневыми, размером 40–200 мкм. На катодлюминесцентных изображениях (рис. 3.13 А) цирконы второго типа характеризуются очень слабым однородным свечением, в них содержится большое количество черных включений. В некоторых зернах видна лоскутная, с элементами мозаичной, зональность, а в отдельных цирконах – осцилляционная (Соболев и др., 2017е; Шадрин, Соболев, 2017).

Для десяти зерен циркона из обр. S221/14 получен широкий диапазон  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста от 985 до 438 млн лет (приложение 3). Для 9 зерен (рис. 3.13 Б) с возрастом от 478 до 438 млн лет рассчитан конкордантный возраст  $456 \pm 6$  млн лет ( $2\sigma$ , среднеквадратичное отклонение (СКВО) = 0,33), отвечающий концу дарривилского века среднего ордовика – катийскому веку позднего ордовика. В этой группе зерен присутствуют цирконы обоих вышеописанных типов. Зерно № 3.1 с возрастом  $985 \pm 17$  млн лет ( $1\sigma$ ) в катодных лучах отличается, оно имеет умеренно яркое свечение и размытую осцилляционную зональность (рис. 3.13 А) (Соболев и др., 2017е; Шадрин, Соболев, 2017).

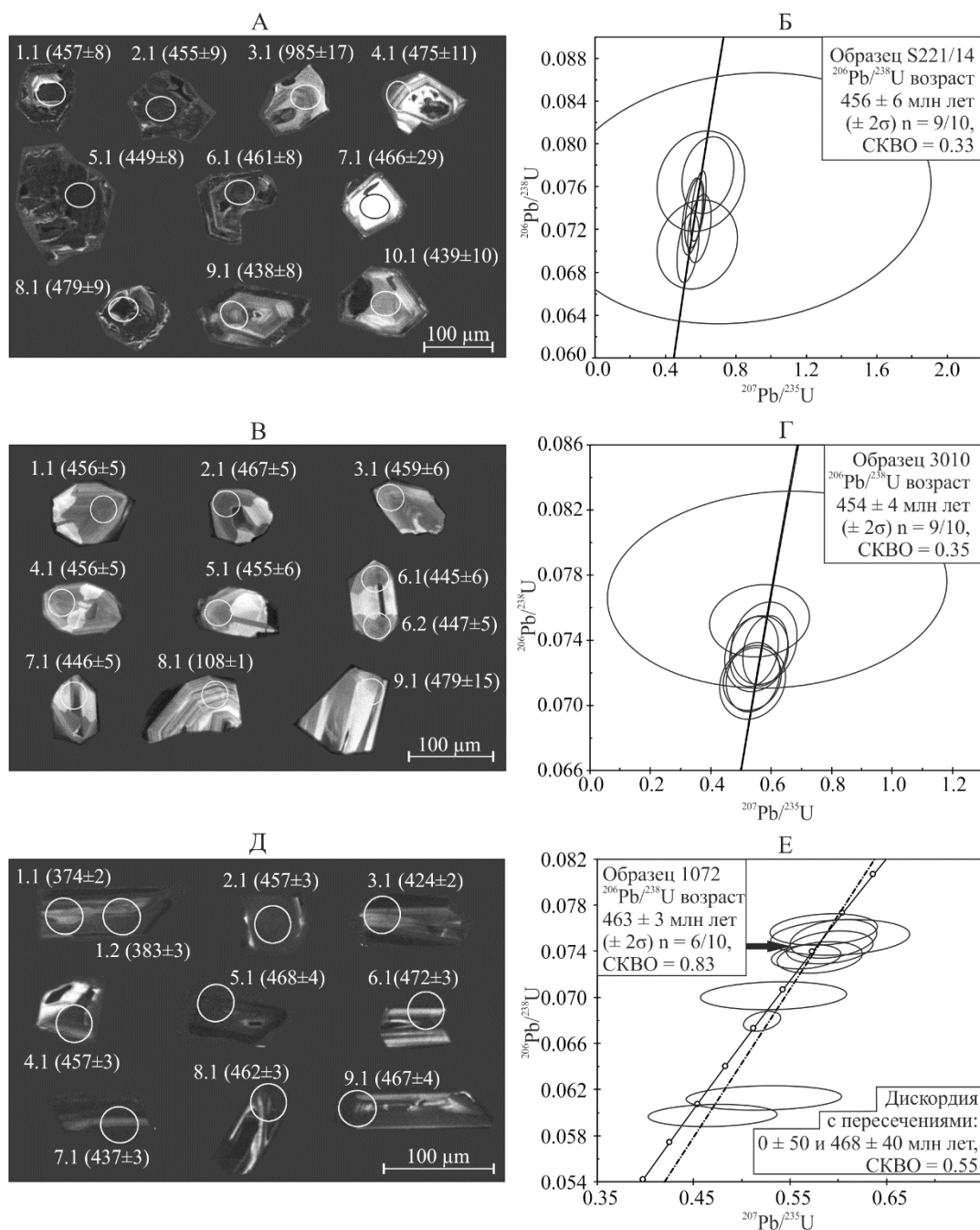


Рис. 3.13. Катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен и их возрастом (в млн лет), и диаграммы с конкордией для возраста цирконов из гранитоидов палеовулканов Речной (А, Б), Яляпэ (В, Г) и массива Нганотский-1 (Д, Е) соответственно.

Эллипсы погрешностей приведены на уровне  $2\sigma$

Цирконы из плаггиогранитов массива Яляпэ (обр. 3010) представлены идиоморфными прозрачными светло-желтыми короткими ( $K_{\text{удл}} = 2-2,5$ ) бипирамидально-призматическими кристаллами размером 60–125 мкм. Катодолуминесцентные изображения цирконов демонстрируют (рис. 3.13 В) контрастную секториальную зональность в сочетании с осцилляционной, для

зерна № 8.1 характерна только осцилляционная зональность. U-Pb датирование 10 зерен циркона из обр. 3010 дало разброс возрастов от 479 до 108 млн лет (приложение 3). Для 9 зерен циркона (рис. 3.13 Г),  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст которых варьирует от 479 до 445 млн лет, средний конкордантный возраст составляет  $454 \pm 4$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0,35), что соответствует границе сандбийского и катийского веков позднего ордовика. Эта группа цирконов характеризуется секториальной и секториально-осцилляционной зональностью на катодолюминесцентных изображениях (рис. 3.13 В). Зерно № 8.1, имеющее тонкую осцилляционную зональность, дает возраст  $108 \pm 1$  млн лет ( $1\sigma$ ) (рис. 3.13 В). Таким образом, можно считать, что кристаллизация гранитоидов палеовулкана Яляпэ происходила  $454 \pm 4$  млн лет назад, на рубеже сандбийского и катийского веков позднего ордовика. Молодое зерно альбского возраста либо образовалось в результате наложенных динамотермальных метаморфических процессов, интенсивно проявленных в гранитоидах массива Яляпэ, либо попало в пробу вследствие механического засорения при пробоподготовке (Соболев и др., 2017е; Шадрин, Соболев, 2017).

Цирконы из кварцевых диоритов массива Нганотский-1 (обр. 1072) имеют прозрачные светло-желтые, хорошо ограненные бипирамидально-призматические удлиненные ( $K_{\text{удл}} = 2-4$ ) кристаллы размером 50–130 мкм, с небольшими черными включениями рудного минерала. В катодных лучах (рис. 3.13 Д) цирконы имеют слабое однородное свечение в темно-серых тонах, реже отмечаются зерна с более интенсивным свечением. В цирконах слабо проявлена осцилляционная зональность, местами затушеванная лоскутной зональностью. U-Pb датирование 10 зерен циркона из обр. 1072 дало широкий разброс значений: от 472 до 374 млн лет (приложение 3). По всем 10 точкам построена дискордия (рис. 3.13 Е) с нижним пересечением  $0 \pm 50$  млн лет и верхним пересечением  $468 \pm 40$  млн лет (СКВО = 0,55). Для наиболее дискордантных молодых цирконов с возрастом  $374 \pm 2$  и  $383 \pm 3$  млн лет характерна видимая на катодолюминесцентных изображениях (рис. 3.13

Д) лоскутная зональность или же они незональны. В остальных цирконах (с дискордантностью от  $-5$  до  $14$ ) осцилляционная зональность плохо проявлена, иногда присутствуют элементы лоскутной зональности (Соболев и др., 2017е; Шадрин, Соболев, 2017).

В области верхнего пересечения дискордии с конкордией 6 из 10 аналитических точек образуют группу с датировками, варьирующими от 472 до 457 млн лет (рис. 3.13 Е). Для этой группы точек рассчитан средний конкордантный возраст, который составил  $463 \pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0,83). Согласованность конкордантного возраста с возрастом верхнего пересечения дискордии с конкордией позволяет сделать вывод о том, что возраст  $463 \pm 3$  млн лет с большой долей вероятности отвечает времени кристаллизации расплава – рубежу дарривилского и сандбийского веков среднего ордовика (Соболев и др., 2017е; Шадрин, Соболев, 2017).

Очень похожие изотопные датировки получены (Андреичев и др., 2012) для цирконов из роговообманковых гнейсовидных плагиогранитов, распространенных в поле офиолитовых метагабброидов малькского комплекса, развитых на западе Щучьинской структуры. U-Pb (SIMS) датирование позволило В.Л. Андреичеву с соавторами рассчитать конкордантный возраст по 5 индивидуальным зернам циркона, который составил  $451 \pm 14$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0,21).

### 3.1.2. Вулканические образования

Вулканогенные образования верхнего ордовика – нижнего силура представлены породами сядайской свиты (Государственная..., 2007б), которая первоначально была выделена Г.Д. Беляковым и Ю.С. Бушканцом (1954ф) и закартирована в северной, северо-западной и южной периферийных частях Щучьинской зоны (Воронов и др., 1976ф; Государственная..., 2007б, 2014б). В северной части сядайская свита с несогласием перекрыта верхнетриасовыми осадочными отложениями. На северо-западе тектонический блок, в пределах которого закартирована сядайская свита, надвинут на гипербазиты сымкеуского комплекса, в результате чего в вулканитах свиты проявлен

метаморфизм высоких давлений и низких температур с образованием глаукофановых сланцев. На юге Щучьинской зоны сядайская свита слагает небольшие останцы среди габброидов и диоритоидов юньягинского и габброидов харапэйско-масловского комплексов.

Стратотипический разрез сядайской свиты описан по руч. Яляпэяха в районе хр. Яляпэ (Q-42-III) (Государственная..., 2014а). Свита представлена в различной степени дислоцированными эффузивами основного состава, реже встречаются андезибазальты, дациты, лавы и кластолавы риодацитов с прослоями туфов, туфопесчаников, конгломератов, углистых, кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, пластов и линз мраморизованных известняков. Вулканические породы составляют примерно 70–80% объема свиты. С запада на восток в разрезах сядайской свиты увеличивается содержание осадочных пород.

Нижняя и верхняя границы свиты тектонические. Верхняя граница с янганапэйской толщей, относящейся к венлокскому отделу силура, проводится условно, по появлению в разрезе мощных покровов базальтоидов.

Возраст сядайской свиты на основании находок фауны ругоз, табулят и криноидей (по руч. Сядэйябтояха) определен как позднеордовикско-раннесилурийский (Государственная..., 2014а). В северо-западной части Щучьинской зоны для дайки метадолеритов секущих базальтоиды сядайского вулканического комплекса К-Аг методом получена изотопная датировка ( $430 \pm 27$  млн. лет), соответствующая венлокскому веку (Государственная..., 2007б).

Геодинамическая обстановка формирования вулканитов сядайской свиты на сегодняшний день недостаточно ясна. В рамках работ по геологическому картированию (Государственная..., 2007, 2014а) высказано осторожное предположение, что натриевые базальты, андезибазальты, дациты и риолиты сформировались в областях растяжения земной коры (без уточнения).

По результатам проведенных исследований получены новые

геологические, петрографические, геохимические и изотопно-геохронологические данные, позволяющие установить геодинамическую обстановку формирования, уточнить ареалы распространения и возраст вулканитов сядайской свиты.

### **Геологическая позиция**

Вулканогенные образования изучались диссертантом в районе Речной палеовулканической кольцевой структуры, выделенной В.Н. Вороновым (Воронов и др., 1976ф) на левом берегу р. Юньяха вблизи ее устья (рис. 1.2, 3.1, 3.2). По результатам геологического картирования эти вулканиты принято относить к венлокско-лудловской янганапэйской толще (Воронов и др., 1976ф; Государственная..., 2007б, 2014а; Агафонов и др., 2015ф). Вулканогенные образования, относимые к верхнеордовикско-нижнесилурийской сядайской свите и верхнесилурийской янганапэйской толще, изучались диссертантом также в северной части Щучьинской зоны, в районе палеовулкана Яляпэ (рис. 3.3 А) и интрузивного массива Нганотский-3 (рис. 3.3 Б).

Речная палеовулканическая кольцевая структура (рис. 3.1) достаточно хорошо дешифрируется на космоснимках и топографических картах и выражена в современной гидросети. Обнаженность территории плохая, редкие выходы пород протяженностью от 1 до 10 м, в отдельных случаях до 40 метров, встречаются на вершинах холмов и по берегам р. Юньяха.

Центральная часть палеовулкана (рис. 3.2) сложена псаммитовыми и мелколапиллиевыми кристалло-литокластическими туфами плагиодацитов, плагиориодацитов (рис. 3.14), плагиориолитов и андезибазальтов, а также субвулканическими телами сильно эпидотизированных долеритов. В южной части палеовулкана преобладают пироксен-плагиофировые андезибазальты, в меньшем количестве присутствуют пироксен-плагиофировые базальты, плагиофировые андезиты и плагиодациты. Юго-восточная часть палеовулканической структуры сложена туфами плагиодацитов и андезитов, а также порфиоровыми (плагиофировыми, реже роговообманковыми) плагиодацитами и андезитами.

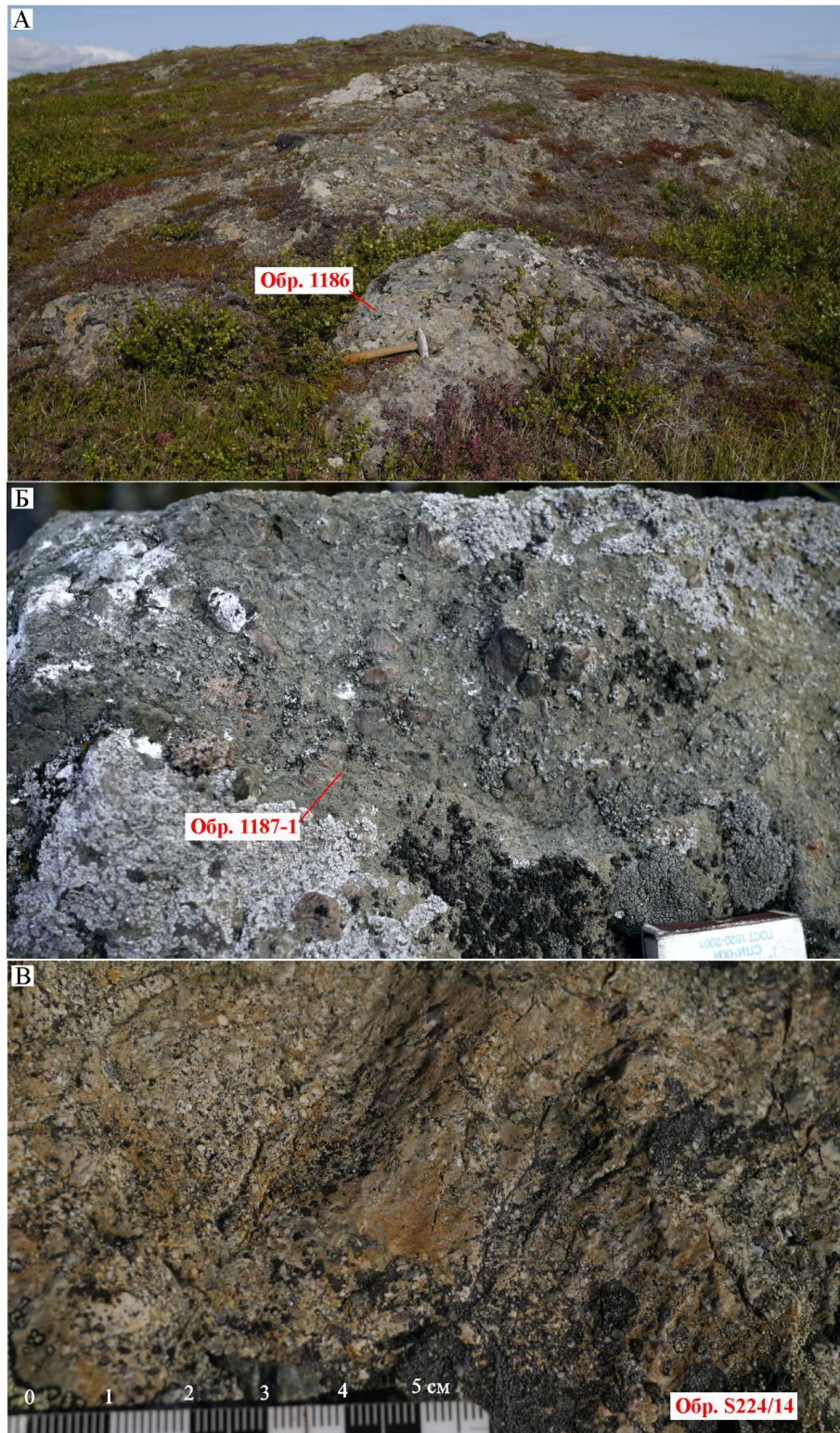


Рис. 3.14. Выходы вулканических пород палеовулкана Речной.

А – андезибазальты порфировые массивные (обр. 1186); Б – кластолавы базальтов (обломки представлены базальтами, андезибазальтами и андезитами, цементирующая масса – базальты стекловатые миндалекаменные) (обр. 1187-1); В – туфы плагиодацитов кристаллолитокластические мелколапиллиевые (обр. S224/14)

## Петрографическая характеристика

### Вулканиды палеовулкана Речной

*Кластолавы базальтов (обр. 1187, 1187-1)* сложены угловатыми и округлыми красновато-бурыми и серыми обломками (10–50 об. %) и зеленовато-серой цементирующей массой (50–90 об. %) (рис. 3.15 А).

Обломки размером 2–20 мм представлены базальтами, андезибазальтами и андезитами. Обломки базальтов и андезибазальтов имеют афировую структуру и миндалекаменную текстуру. Миндалины в количестве 25–30 об. %, преимущественно округлой, реже овальной формы размером 0,05–0,9 мм заполнены хлоритом и кварцем. Основная масса стекловатой, реже гиалопилитовой структуры сложена вытянутыми (длиной до 0,1 мм) микролитами и лейстами (0,3–0,6 мм) плагиоклаза, тонкими вытянутыми зернами рудного минерала и хлоритизированным вулканическим стеклом.

Единичные обломки андезитов характеризуются афировой пилотакситовой структурой, массивной текстурой. Породы сложены ориентированными микролитами и лейстами альбитизированного плагиоклаза, погруженными в хлоритизированное вулканическое стекло.

Цементирующая масса кластолав сложена базальтами с афировой стекловатой структурой и миндалекаменной текстурой. Миндалины в количестве 30 об. %, имеющие овальную форму и длину 0,05–0,5 мм, заполнены хлоритом и радиально-лучистым халцедоном. Основная масса (70 об. %) сложена вытянутыми микролитами (0,05–0,3 мм) и лейстами (0,4–0,8 мм) плагиоклаза, зернами рудного минерала (0,01–0,05 мм), окаймляющими миндалины, и хлоритизированным вулканическим стеклом.

Кластолавы рассечены многочисленными ветвящимися апофизами лейкоплагиогранитов мощностью 0,2–1 мм (обр. 1187-1). Форма апофизов извилистая, контакты с вмещающими базальтами резкие, без видимых зон закалки. Лейкоплагиограниты – мелкозернистые (0,05–0,7 мм) аплитовые, массивные, сложены плагиоклазом (40 об. %), кварцем (40 об. %), калиевым полевым шпатом (до 20 об. %), хлоритизированным темноцветным минералом



– до 1 об. %.

*Андезибазальты* (обр. 1180, 1185, 1185А, 1186) – породы порфировой структуры, массивной текстуры, иногда встречаются катаклазированные разности (обр. 1185А) с угловатыми обломками (0,1–4,5 мм) андезибазальтов, заключенных в тонкоперетертый матрикс (рис. 3.15 Б). Вкрапленники в количестве 15–30 об. % представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Таблитчатые субидиоморфные зерна плагиоклаза размером 0,5–3 мм умеренно сосюритизированы и эпидотизированы, внутри них встречаются включения хлоритизированного вулканического стекла. Клинопироксен представлен удлиненными (0,5–1,2 мм;  $K_{удл} = 6$ ) в различной степени хлоритизированными призматическими кристаллами. Основная масса (70–85 об. %), имеющая интерсертальную структуру, сложена микролитами и лейстами в различной степени сосюритизированного плагиоклаза ( $An_{35-41}$ ), ксеноморфными, часто хлоритизированными, зернами клинопироксена, зернами магнетита, а также хлоритизированным вулканическим стеклом, которое выполняет интерстиции между минералами основной массы.

*Андезибазальты окварцованные* (обр. 1178) характеризуются порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Вкрапленники, составляющие около 5 об. %, представлены умеренно сосюритизированным и эпидотизированным плагиоклазом размером 0,7–2,5 мм. Миндалины размером 0,05–2 мм, составляющие около 10 об. %, имеют сечение круглой и неправильной формы. Они выполнены кварцем и хлоритом. Основная масса, имеющая гиалопилитовую структуру, сложена микролитами плагиоклаза (0,05–0,2 мм), зернами титаномагнетита (0,01–0,2 мм) со структурами распада на ильменит и магнетит, а также хлоритизированным вулканическим стеклом. Включения хлоритизированного стекла присутствуют во вкрапленниках плагиоклаза. Андезибазальты рассечены прямыми прожилками (мощностью 0,05–0,1 мм) мелкокристаллического кварца.

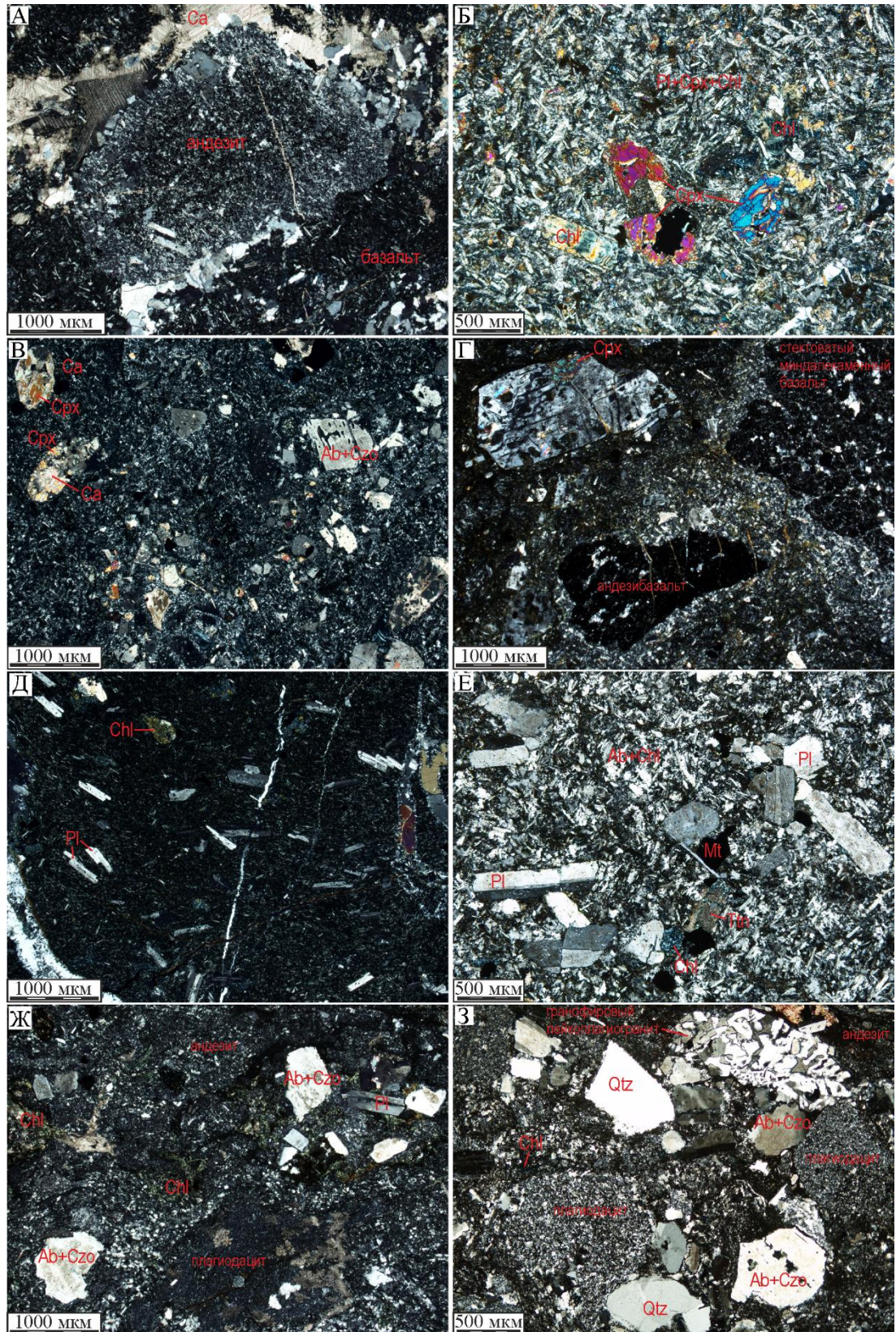


Рис. 3.15. Микрофотографии вулканических пород палеовулкана Речной с включенным анализатором.

А – кластолавы базальтов (крупный обломок андезита в базальтовом матриксе) (обр. 1187-1);  
 Б – порфировая структура в пироксеновых андезибазальтах (обр. 1185А); В – базальты пироксен-плагиофировые, пронизаны многочисленными ветвящимися прожилками плагиодацитов (обр. 1182);  
 Г – кристаллолитокластические мелколапиллиевые туфы андезибазальтов (обр. S155/14); Д –

андезиты пироксен-плагиофировые с пилотакситовой структурой основной массы и массивной текстурой (обр. 1181); Е – плагиориодациты порфиоровые (обр. S160/14); Ж – туфы плагиориодацитов кристаллолитокластические мелколапиллиевые игнимбритовидные (обр. S157/14); З – туфы плагиодацитов кристаллолитокластические мелколапиллиевые (обр. S224/14), в верхней правой части фото присутствует обломок лейкоплагиогранита

*Андезибазальты, пронизанные многочисленными ветвящимися прожилками плагиодацитов (обр. 1182, 1182А)* (рис. 3.15 В). Андезибазальты характеризуются порфировой структурой, массивной, с элементами брекчиевой текстурой. Вкрапленники в андезибазальтах в количестве 35 об. % представлены лейстами умеренно сосюритизированного плагиоклаза размером 0,5–1,5 мм и зернами сильно хлоритизированного и карбонатизированного клинопироксена размером 0,5–1 мм. Основная гиалопилитовая масса сложена микролитами и редкими лейстами альбитизированного плагиоклаза, мелкокрапленным магнетитом и хлоритизированным вулканическим стеклом. Прожилки мощностью 0,01–1 мм сложены плагиодацитами с плагиофировой структурой и массивной текстурой. Основная фельзитово-микролитовая масса сложена квадратными табличками плагиоклаза, кварца и небольшим количеством вулканического стекла.

*Туфы андезибазальтов (обр. S154/14, S155/14, S158/14)* – кристаллолитокластические псаммитовые и мелколапиллиевые (рис. 3.15 Г). Обломки угловатой формы размером 0,3–15 мм (преобладающий размер 0,5–3 мм) представлены: литокластами афировых и мелкопорфировых миндалекаменных андезибазальтов со стекловатой и гиалопилитовой основной массой (90–95 об. %), кристаллокластами плагиоклаза (5–10 об. %) и единичными литокластами афировых андезитов, плагиодацитов и аплитовых гранитов.

*Туфы андезибазальтов (обр. 1176)* – кристаллолитокластические псаммитовые. Обломки неправильной формы размером 0,1–2 мм представлены литокластами порфировых миндалекаменных базальтов со

стекловатой структурой основной массы (40 об. %), андезибазальтов плагиофировых с интерсертальной структурой основной массы (около 60 об. %), а также единичными обломками плагиофировых андезитов и плагиодацитов с интерсертальной структурой основной массы.

*Андезиты (обр. 1179, 1181)* характеризуются порфировой структурой, массивной текстурой (рис. 3.15 Д). Вкрапленники, составляющие 10–15 об. %, представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Зерна плагиоклаза размером от 0,8 до 3,5 мм в различной степени сосюритизированы, содержат большое количество включений хлоритизированного вулканического стекла. Клинопироксен образует призматические удлиненные ( $K_{удл} - 3-3,5$ ) идиоморфные кристаллы размером 0,5–1 мм, интенсивно трещиноватые и в разной степени карбонатизированные и хлоритизированные. Основная масса имеет пилотакситовую, реже гиалопилитовую структуру, содержит микролиты и лейсты плагиоклаза, ксеноморфные зерна темноцветного минерала, кварц-полевошпатовые радиально-лучистые агрегаты и мелкокрапленный рудный минерал. Встречаются брекчированные андезиты, которые рассечены прожилками кислых вулканитов мощностью 1–2 мм.

*Плагиориодациты (обр. S160/14)* характеризуются порфировой структурой и массивной текстурой (рис. 3.15 Е). Вкрапленники в количестве 3–4% представлены табличками плагиоклаза длиной 1–5 мм. Основная масса имеет интерсертальную структуру, она сложена микролитами и лейстами плагиоклаза, а также небольшим количеством хлоритизированного вулканического стекла.

*Туфы плагиодацитов и плагиориодацитов (обр. S153/14, S156/14, S157/14, 1183, 1183-1, 1184)* характеризуются витрокристаллолитокластической псаммитовой и мелколапиллиевой игнимбритовидной структурами (рис. 3.15 Ж). Обломки неправильной угловатой формы размером 0,2–10 мм (преобладающий размер 1–3 мм), представлены: литокластами кислых и средних вулканитов (80–84 об. %) с плагиофировой или афировой структурой, массивной или флюидальной

текстурой; литокластами миндалекаменных базальтов и андезибазальтов (0–5 %) с афировой стекловатой структурой; обломками кислого вулканического стекла (5 об. %); кристаллокластами плагиоклаза (0–5 об. %) и кварца (1–5 об. %).

*Туфы плагиориодацитов и плагиориолитов (обр. S224/14, S225/14, S226/14)* имеют кристаллолитокластическую псаммитовую или мелколапиллиевую структуру (рис. 3.15 З). Обломки неправильной угловатой формы размером 0,2–2 мм сложены: вулканитами кислого и среднего состава (84–92 об. %) с плагиофировой структурой и фельзитовой, микролитовой или микросферолитовой структурой основной массы, массивной и флюидальной текстурой; плагиоклазом (5–10 об. %); кварцем (2–5 об. %); калиевым полевым шпатом (около 1 об. %); гранитоидами с гранофировой структурой (единичные зерна).

#### Вулканыты палеовулкана Яляпэ

*Базальты брекчированные (обр. 2063)* с порфировой вариолитовой структурой (рис. 3.16 А, Б), брекчиевой миндалекаменной текстурой. Вкрапленники размером 0,25–1 мм представлены моноклинным пироксеном (5 об. %) свежего облика, без вторичных изменений. Миндалины с изометричными сечениями величиной от 0,5 до 3 мм выполнены цеолитом, нарастающим на стенки и хлоритом в центральной части. Основная масса породы имеет вариолитовую структуру и сложена микролитами плагиоклаза и вытянутыми зернами клинопироксена, образующими радиально-лучистые агрегаты. По плагиоклазу развивается микрозернистый цоизит. В породе встречаются изометричные зерна пирита и халькопирита размером 0,01–0,12 мм.

*Базальты (обр. 2058)* имеют мелкопорфировую структуру, массивную текстуру (рис. 3.16 В, Г). Вкрапленники в количестве 3 об. % представлены клинопироксеном (до 0,5 мм), плагиоклазом (0,5–1,5 мм) и рудным минералом (титаномагнетитом?) (0,3–0,5 мм), образующими гломеропорфировые сростки размером 0,5–1,5 мм (рис. 3.16 Г). Основная масса имеет гиалопилитовую и

пилотакситовую структуру, сложена слабо сосюритизированными микролитами и лейстами плагиоклаза лабродор-андезинового состава ( $An_{45-51}$ ), клинопироксеном и рудным минералом, которые в сумме слагают около 65–70 об. % основной массы, а также девитрифицированным вулканическим стеклом. Порода разбита сетью прямых прожилков мощностью 0,1–0,7 мм, сложенных гидроксидами железа и стильпномеланом.

*Катаклазированные рассланцованные андезибазальты (обр. 2056)* характеризуются сланцеватой лепидогранобластовой катакластической структурой. Первичная порода была представлена миндалекаменным порфировым андезибазальтом. В порфировых выделениях был плагиоклаз, который в настоящее время полностью замещен гидрослюдистым агрегатом. Порода неоднократно испытывала тектонические воздействия – отмечается несколько разновременных систем трещин. При последнем, наиболее мощном, порода была катаклазирована и рассланцована. Фенокристаллы плагиоклаза сохранили свои очертания, как более прочные, но частично растрескались. Основная масса практически полностью была перетерта, при ее перекристаллизации образовались минералы группы эпидота, хлорит, гидроксидами железа. Единичные сохранившиеся участки основной массы имеют реликтовую миндалекаменную текстуру (рис. 3.16 Д). Миндалины линзовидной формы (результат сплющивания) длиной 0,1–0,15 мм выполнены хлоритом. Рудные минералы представлены зернами предположительно первичного титаномагнетита размером 0,13–0,2 мм, замещенного лейкоксеном и гидроксидами железа, а также – более мелкими (0,03–0,05 мм) черными зернами, в тонких краях, просвечивающих красным цветом (гематит?).

*Туфы андезибазальтов (обр. 2062)* – псаммитово-мелколапиллиевые кристаллолитокластические, массивные (рис. 3.16 Е). Угловатые обломки размером 0,5–7 мм (преобладающий размер 1–3 мм) представлены литокластами плагиофировых андезибазальтов (90 об. %), афировых

фельзитовых плагиодацитов (3 об. %), кристаллокластами плагиоклаза олигоклаз-андезинового состава ( $An_{28-33}$ ) (7 об.%).

*Метавулканиды кислого состава (обр. 2059)* – характеризуются брекчиевой, в сочетании со сланцеватой текстурой и реликтовой порфириковой структурой (рис. 3.16 Ж). Породы испытали два этапа динамометаморфизма. Первичные породы, вероятно, были эффузивами или кристаллокластическими туфами кислого состава с вкрапленниками (кристаллокластами) плагиоклаза. В условиях сильного стресса по ним образовались катаклазиты. При этом основная (цементирующая) масса была интенсивно раздроблена с образованием матрикса, вкрапленники (кристаллокласты) плагиоклаза были изогнуты и надломлены. В последующем произошла перекристаллизация матрикса с участием гидротермальных растворов с высоким содержанием кремния в условиях действия напряжения, приведшего к формированию сланцеватой текстуры существенно кварцевого состава с реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза. Сформированные породы испытали повторное тектоническое воздействие – образовалась брекчия. Трещины шириной 0,2–1,5 мм выполнены матриксом из обломочков зерен плагиоклаза, кварцевой сланцеватой массы, зерен эпидота, микрозернистого цоизита, гидроксидов железа, смешаннослойных минералов и скаполита. Скаполит развивается по зернам плагиоклаза и образует призматические кристаллики длиной 0,05–0,15 мм.

#### Вулканиды, вмещающие массив Нганотский-1

*В метаморфизованных лавобрекчиях андезитов (обр. 2037)* участками прослеживаются реликтовые порфириковая и гиалопилитовая структуры, брекчиевая и миндалекаменная текстуры. Большой объем пород имеет вторичную метаморфическую гранонематобластовую структуру. (рис. 3.16 З). Обломки плагиофировых андезитов цементируются такими же по составу андезитами. Вкрапленники в количестве 30 об. % представлены табличками и гломеропорфириковыми сростками плагиоклаза размером 0,5–4 мм, в различной степени замещенного альбитом и минералами эпидот-клиноцоизитового ряда.

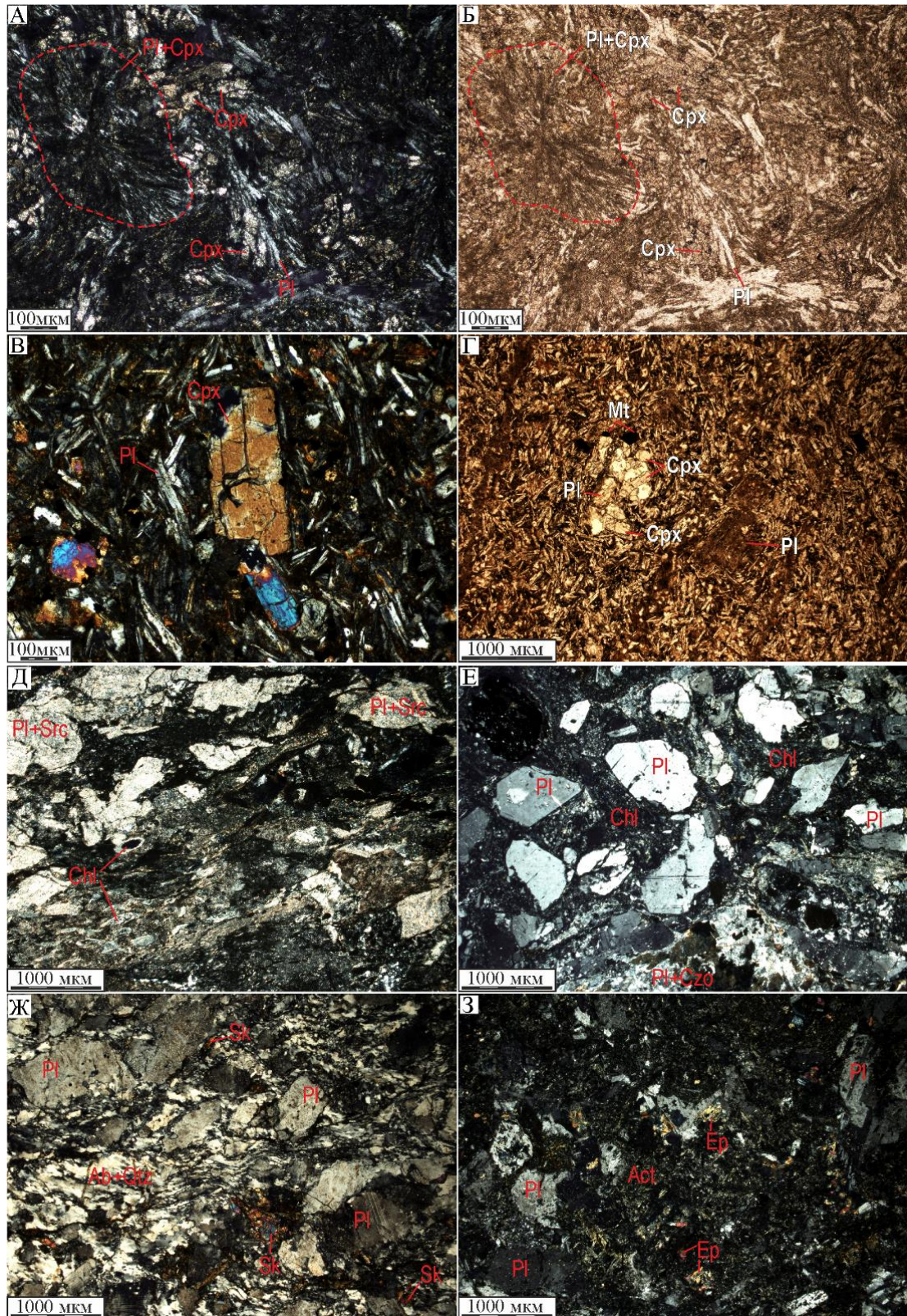


Рис. 3.16. Микрофотографии вулканитов Щучьинской зоны.

А–Ж – вулканиты палеовулкана Яляпэ: А, Б – вариолитовая структура в базальтах (обр. 2063); В – клинопироксеновые базальты с порфировой пилотакситовой структурой (обр. 2058); Г – гломеропорфировый сросток зерен клинопироксена, плагиоклаза и титаномagnetита (обр. 2058); Д – катаклазированные рассланцованные андезитобазальты (обр. 2056) с реликтовой миндалекаменной текстурой; Е – туфы андезитобазальтов (обр. 2062); Ж – реликтовые вкрапленники плагиоклаза в брекчированных сланцеватых метавулканитах кислого состава (обр. 2059); З – реликтовые порфирировые выделения плагиоклаза в метаморфизованных лавабрекчиях



андезитов (обр. 2037, около диоритового массива Нганотский-1). А, В, Д-3 – с анализатором, Б и Г – без анализатора.

Обозначены: клинопироксен – Срх, плагиоклаз – Pl, кварц – Qtz, актинолит – Act, хлорит – Chl, альбит – Ab, эпидот – Ep, клиноцоизит – Czo, скаполит – Sk, серицит – Src

Миндалины размером 0,2–0,5 мм, слагающие 3–5 об. % имеют округлое сечение, заполнены минералами эпидот-клиноцоизитового ряда и мелкокристаллическим альбитом. По основной массе развит радиально-лучистый агрегат актинолита и игольчатый рудный минерал, иногда встречаются реликты микролитов плагиоклаза.

### Геохимическая характеристика

Вулканиды палеовулканов Речной и Яляпэ представлены натриевыми, реже калиево-натриевыми низко- и умерено-калиевыми андезибазальтами, андезитами, плагиодацитами, плагиориодацитами и плагиориолитами нормальной и пониженной щелочности (Петрографический..., 2008) (рис. 3.17, приложение 4). На диаграммах AFM (рис. 3.18) (Irvine, Baragar, 1971) и  $FeO_{total}/MgO - TiO_2, SiO_2 - FeO_{total}/MgO$  (рис. 3.19) (Miyashiro, 1974) фигуративные точки составов вулканидов палеовулкана Речной образуют тренды, характерные для известково-щелочной серии, в меньшей степени – для толеитовой. Фигуративные точки составов андезибазальтов и андезитов палеовулкана Яляпэ попадают в поле толеитовой вулканической серии, а точки составов туфов низкощелочных дацитов (обр. 2062) и риодацитов (обр. 2059) – в поле известково-щелочной серии. В вулканидах с увеличением содержания  $SiO_2$  (52,9→77,2 мас. %) изменяется и содержание других петрогенных оксидов (мас. %):  $TiO_2$  (1,21→0,34),  $Al_2O_3$  (19,71→10,96),  $FeO_{total}$  (10,38→3,93),  $MgO$  (5,28→1,05),  $CaO$  (10,63→1,15),  $K_2O$  (0,04–1,73),  $Na_2O$  (2,55–6,61) (рис. 3.9, приложение 4). Для вулканидов палеовулкана Речной характерны более высокие содержания  $Na_2O$  (4,25–6,61) и более низкие содержания  $P_2O_5$  (0,05–0,25) по сравнению с содержаниями  $Na_2O$  (2,55–4,32) и  $P_2O_5$  (0,22–0,30) в вулканидах палеовулкана Яляпэ.

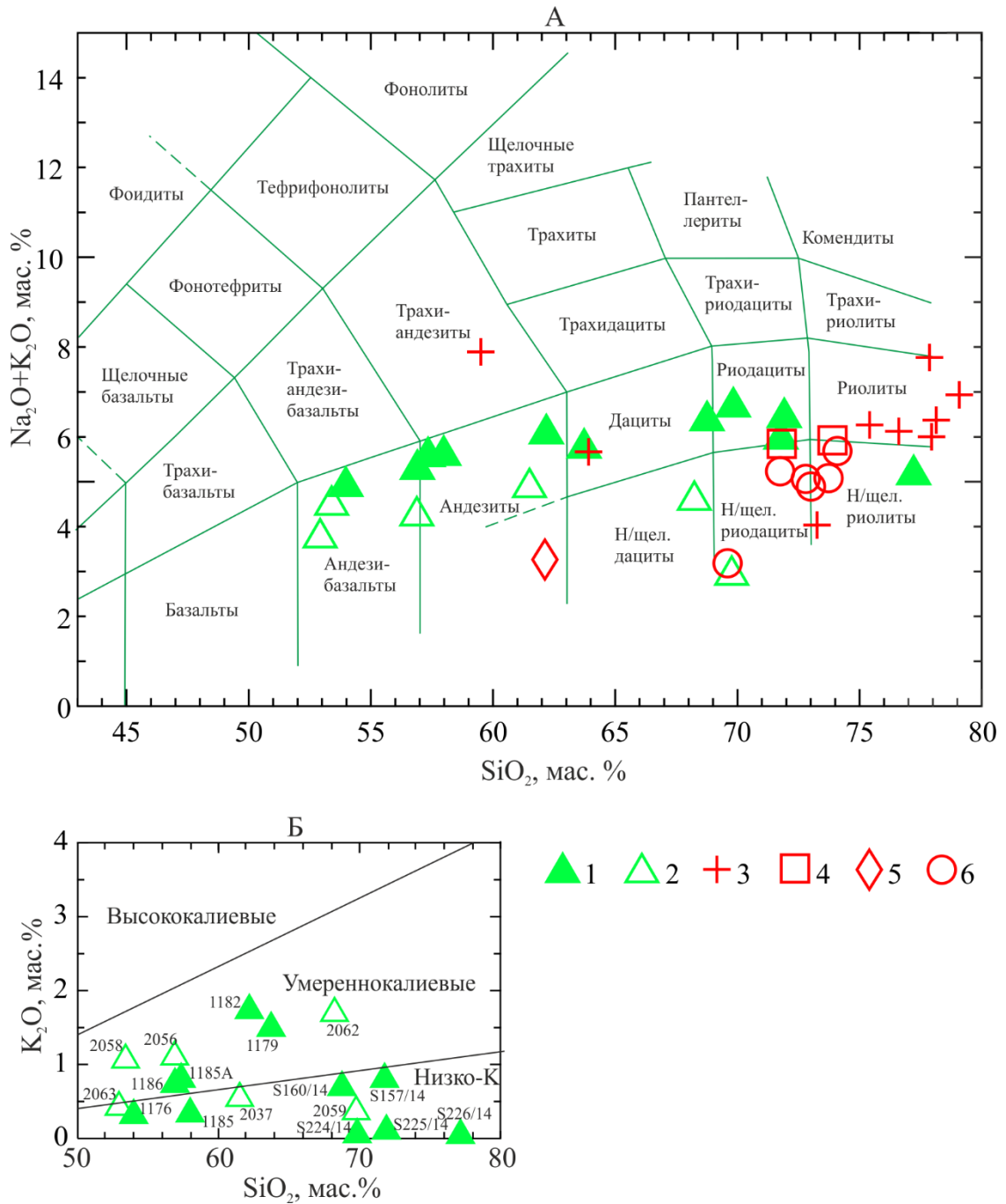


Рис. 3.17. Классификационные диаграммы для раннеостроводужных вулканических пород Щучьинской зоны Полярного Урала:

А – Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ , поля составов вулканических пород нанесены по (Шарпенюк и др., 2013). Б – Диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (Петрографический..., 2008)

1 – вулканиды палеовулкана Речной, 2 – вулканиды палеовулкана Яляпэ, 3 – плагиогранитоиды палеовулкана Речной, 4 – плагиогранитоиды палеовулкана Яляпэ, 5 – плагиогранитоиды массива Нганотский-1, 6 – плагиогранитоиды массива Нганотский-2

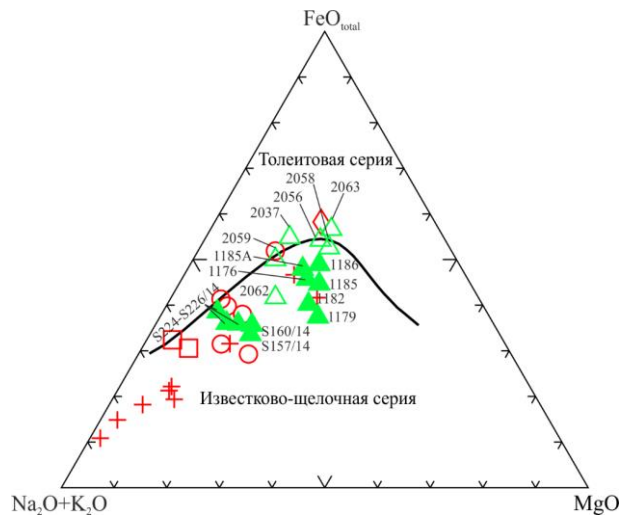


Рис. 3.18. AFM-диаграмма ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}_{\text{total}}-\text{MgO}$ ) (Irvine, Baragar, 1971) для раннеостроводужных вулканических и plutонических пород Щучьинской зоны Полярного Урала. Фигуративные точки составов соответствуют рис. 3.17

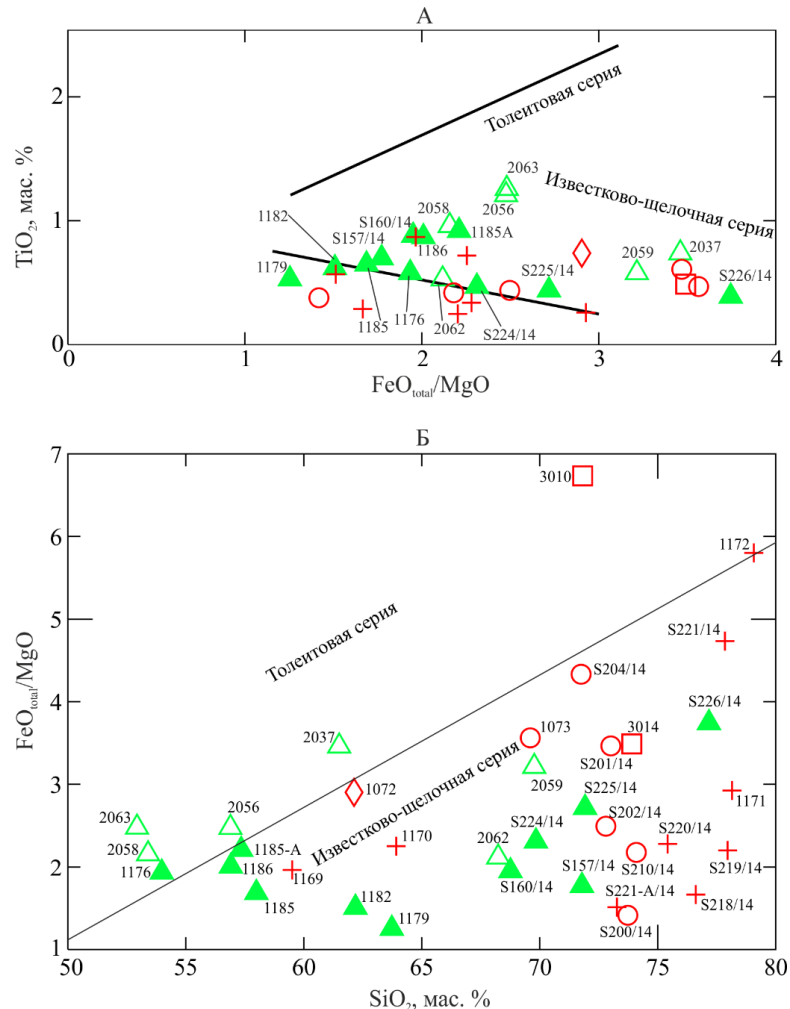


Рис. 3.19. Классификационные диаграммы для раннеостроводужных вулканических и plutонических пород Щучьинской зоны Полярного Урала (по Miyashiro, 1974):  
 А –  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ , Б –  $\text{SiO}_2-\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$ .

Фигуративные точки составов соответствуют рис. 3.17

*Андезибазальты и туфы андезибазальтов* палеовулкана Речной характеризуются низкими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ). При этом в туфах андезибазальтов (обр. 1176) их концентрации ниже – 28,4 г/т, а в андезибазальтах (обр. 1185, 1185А) – относительно повышены: 48,0–53,6 г/т (приложение 5). В обоих случаях хондрит-нормированное распределение РЗЭ характеризуется слабым обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) относительно тяжелых (ТРЗЭ) –  $La_N/Yb_N = 1,3–1,7$  (рис. 3.20 А). РЗЭ-спектр туфов андезибазальтов характеризуется положительной Eu-аномалией ( $Eu_N/Eu_N^* = 1,21$ ), тогда как на спектрах андезибазальтов Eu-аномалия почти не проявлена ( $Eu/Eu^* = 0,91–1,00$ ). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.20 Б), демонстрирующей распределение в породах элементов-примесей относительно состава примитивной мантии, видно, что для андезибазальтов и их туфов характерны отрицательные аномалии Ta и Nb (более слабо выраженные в андезибазальтах) и положительные – Pb и Sr. В андезибазальтах также отмечаются небольшие отрицательные аномалии Zr и Hf. Спектр распределения микроэлементов для туфов характеризуется почти полным отсутствием обогащения крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr) и U, относительно высокозарядных элементов. По сравнению с туфами, для андезибазальтов характерно слабое обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Pb, Sr) и U относительно высокозарядных элементов.

*Андезиты* палеовулкана Речной характеризуются близкими невысокими суммами РЗЭ – 42,5–47,3 г/т (приложение 5). Нормированные к хондриту и к примитивной мантии распределения элементов-примесей в андезитах весьма схожи с распределениями микроэлементов в андезибазальтах, отличаясь от них немного меньшим обогащением ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ –  $La_N/Yb_N = 1,3$ , более выраженным дефицитом европия ( $Eu_N/Eu_N^* = 0,76–0,77$ ) (рис. 3.20 А), большей обогащенностью крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, большей по величине

положительной Pb-аномалии, наличием слабо проявленной отрицательной аномалией Sr и положительной – Zr и Hf.

*Умеренно-кислые и кислые вулканиты* палеовулкана Речной по содержанию и распределению элементов-примесей образуют две группы. К первой группе относятся риодациты (обр. S160/14) и туфы дацитов (обр. S157/14) из юго-восточной части палеовулкана. Для них характерны высокие суммарные концентрации РЗЭ – 64,7–99,4 г/т (приложение 5). Хондрит-нормированные спектры распределения РЗЭ демонстрируют слабое обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La_N/Yb_N - 1,4-1,6$ ) и небольшую отрицательную Eu-аномалию ( $Eu_N/Eu_N^* - 0,83-0,88$ ) (рис. 3.20 А). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.20 Б) спектры распределения микроэлементов в породах первой группы характеризуются очень слабым обогащением Ba, Pb, U и Th относительно высокозарядных элементов. Отмечаются хорошо проявленные минимумы Ta, Nb, Sr и максимум Pb.

Ко второй группе относятся кристаллолитокластические туфы плагиориодацитов (обр. S224/14) и низкощелочных плагиориолитов (обр. S226/14) из центральной части палеовулкана Речной. Они характеризуются очень низкими для кислых пород суммарными концентрациями РЗЭ – 24,9–25,5 г/т (приложение 5). Хондрит-нормированные спектры распределения, в отличие от всех изученных вулканитов палеовулкана Речной, иллюстрируют обеднение пород ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La_N/Yb_N - 0,4-0,6$ ) (рис. 3.20 А). В породах второй группы также слабо проявлена отрицательная Eu-аномалия ( $Eu_N/Eu_N^* - 0,78-0,87$ ). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.20 Б) видно, что туфы кислого состава обеднены большинством крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Ba, Sr) относительно высокозарядных элементов, проявлены лишь отдельные максимумы (U и Pb). В породах отмечается Ta-Nb минимум, и для одного из спектров характерен минимум Sr.

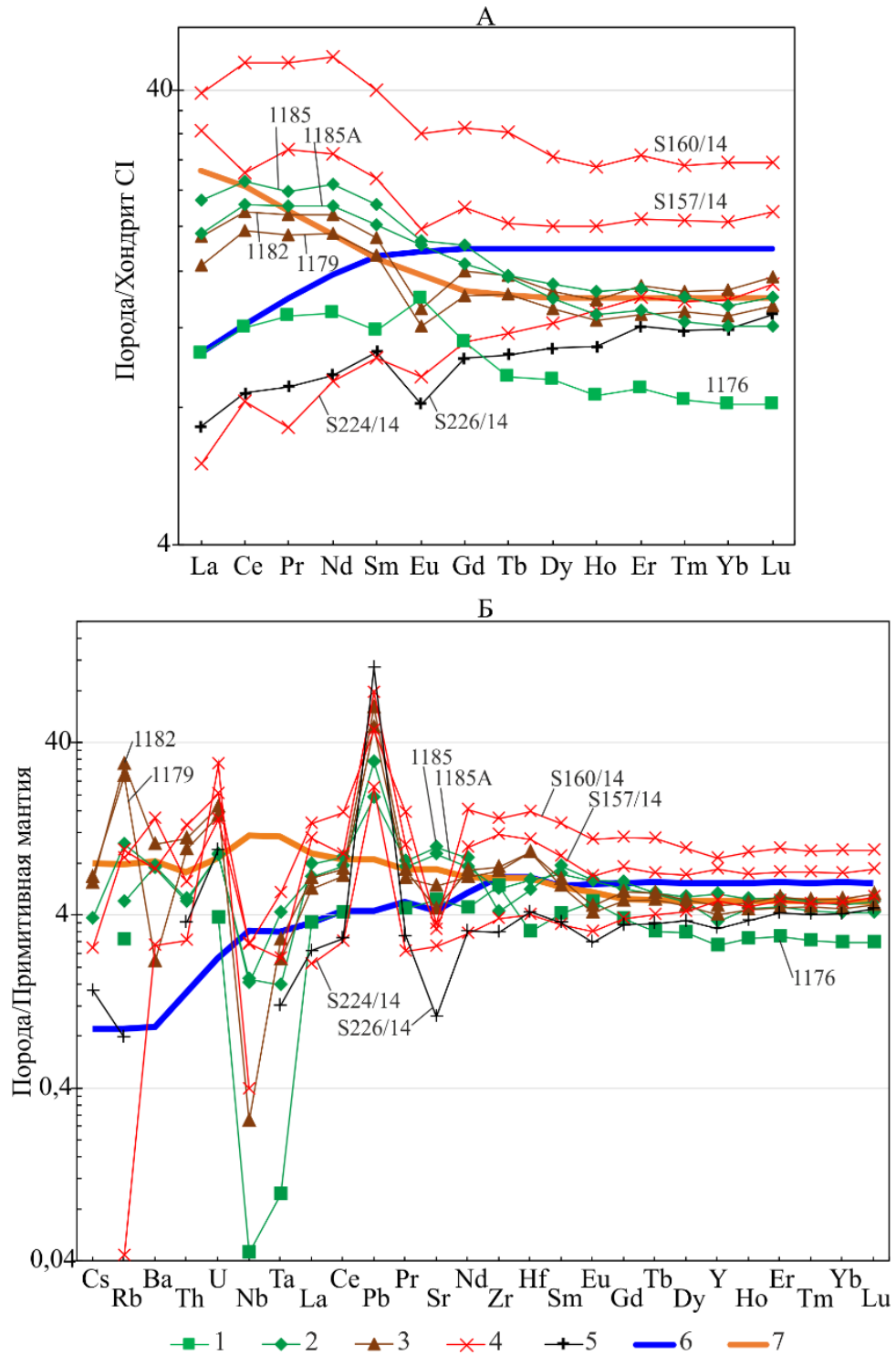


Рис. 3.20. Диаграммы распределения элементов-примесей для вулканических пород палеовулкана Речной

А – распределение РЗЭ в породах. Содержания РЗЭ в образцах нормированы к хондриту CI, по (Sun, McDonough, 1989); Б – мультиэлементная диаграмма, концентрации элементов-примесей нормированы к их содержаниям в примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989).

1 – туфы андезибазальтов (обр. 1176); 2 – андезибазальты (обр. 1185, 1185А); 3 – андезиты (обр. 1179, 1182); 4 – плагиориодациты (обр. S160/14) и туфы плагиориодацитов (обр. S157/14, S224/14); 5 – туфы плагиориолитов (обр. S226/14); 6, 7 – базальты типа N-MORB и E-MORB, соответственно, по (Sun, McDonough, 1989)

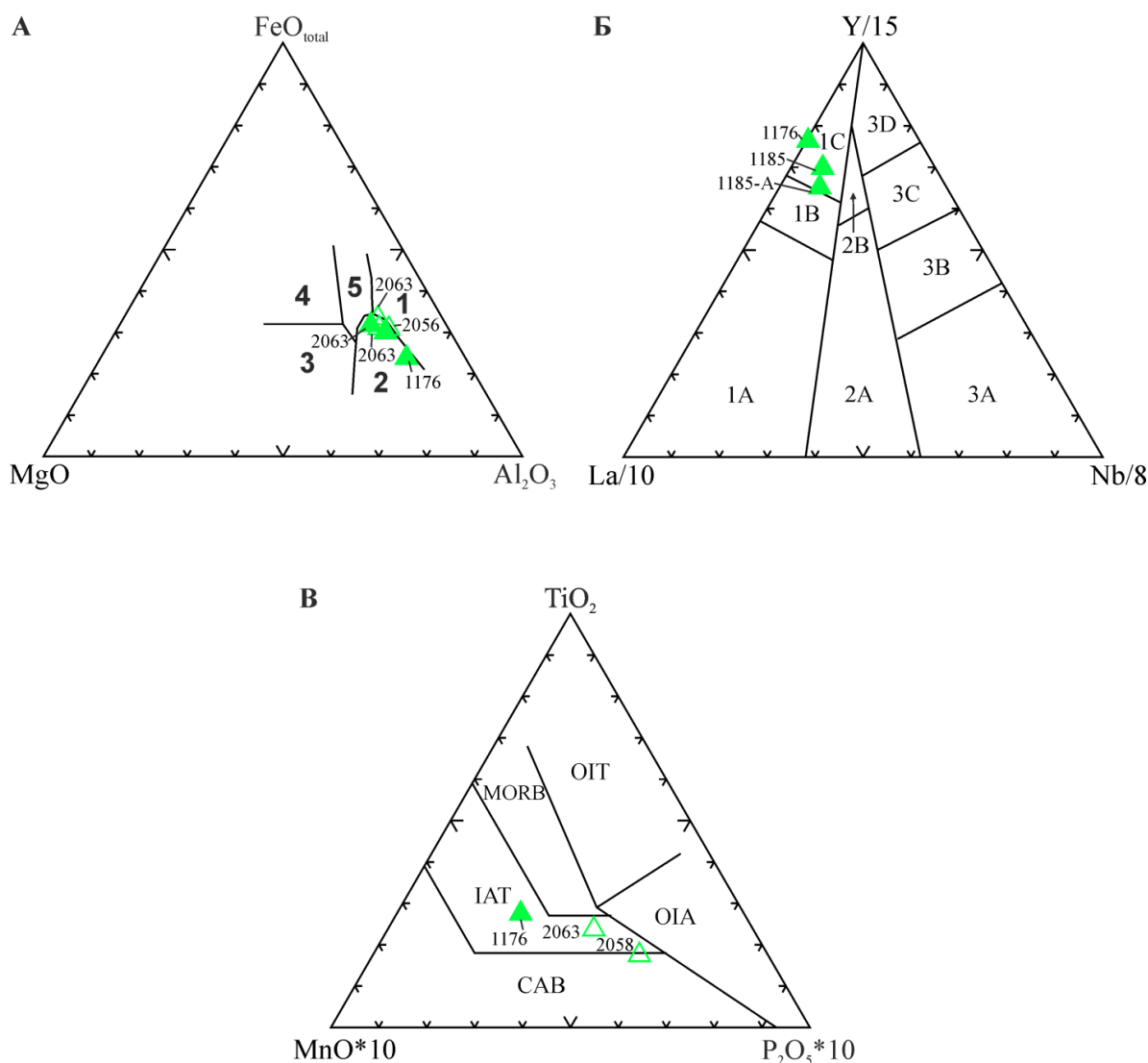


Рис. 3.21. Составы андезибазальтов палеовулканов Речной и Яляпэ Щучинской зоны Полярного Урала на диаграммах, использующихся для определения геодинамической обстановки формирования базальтоидов:

А – MgO–FeO<sub>total</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Pearce, Gale, 1977);

Поля на диаграмме: 1 – базальты надспрединговых островов; 2 – базальты вулканических дуг и активных континентальных окраин; 3 – базальты срединно-океанических хребтов; 4 – базальты океанических островов; 5 – континентальные базальты.

Б – (La/10)–(Y/15)–(Nb/8) (Cabanis, Lecomte, 1989);

Поля на диаграмме: 1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты, 1С – островодужные толеиты, 1В – известково-щелочные и толеитовые островодужные базальты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты, 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В, 3С – базальты типа E-MORB; 3D – базальты типа N-MORB).

В – (MnO\*10)–TiO<sub>2</sub>–(P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10) (Mullen, 1983);

Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные островодужные базальты; IAT – островодужные толеиты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIT – толеиты океанических островов; OIA – андезиты океанических островов;

Фигуративные точки составов пород соответствуют рис. 3.17

На диаграммах Дж. А. Пирса (рис. 3.12) (Pearce et al, 1984) фигуративные точки составов андезитов, плагиодацитов, плагиориодацитов, плагиориолитов и туфов кислого состава находятся в поле гранитов вулканических дуг, но при этом близки к границе с полем гранитов СОХ.

На диаграммах, применяемых для определения геодинамических обстановок формирования основных пород, в координатах  $MgO-FeO_{total}-Al_2O_3$  (Pearce, Gale, 1977),  $La-Y-Nb$  (Cabanis, Lecolle, 1989),  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  (Mullen, 1983) нанесены составы андезибазальтов палеовулканов Речной и Яляпэ (рис. 3.21), удовлетворяющие критериям применимости для данных графиков. Фигуративные точки составов андезибазальтов на диаграмме Дж.А. Пирса попадают в область базальтоидов вулканических дуг и активных континентальных окраин, а на диаграммах Б. Кабаниса – М. Ликолла и Е. Мулена – в поле толеитов островных дуг.

### Результаты U-Pb датирования цирконов

В юго-восточной части палеовулкана Речной (рис. 3.2) из коренных пород, представленных умереннокислыми кристаллолитокластическими туфами и лавами, была отобрана проба плагиориодацитов (обр. S160/14;  $67^{\circ}30'22,1''N$ ;  $68^{\circ}13'49,2''E$ ) весом около 5 кг для U-Pb датирования цирконов. Цирконы из плагиориодацитов представлены прозрачными светло-желтыми идиоморфными удлинёнными ( $K_{удл} - 2,5-4$ ) бипирамидально-призматическими кристаллами размером 100–120 мкм, с мелкими прозрачными газовой-жидкими включениями. В катодных лучах (рис. 3.22 А) цирконы имеют слабое свечение и осцилляционную зональность (Шадрин, Соболев, 2017).

Было датировано 5 индивидуальных кристаллов циркона (выполнено 6 анализов, одно из зерен проанализировано в центральной и краевой частях) (рис. 3.22) и получен широкий разброс возрастов от 961 до 256 млн лет (приложение 6, рис. 3.22 Б, В). Для трех зерен (рис. 3.22 В) с возрастными 450–442 млн лет рассчитан конкордантный  $^{206}Pb/^{238}U$  возраст –  $446 \pm 9$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0,20), отвечающий границе катийского и хирнантского века позднего



ордовика. Другие два циркона имеют пермотриасовый ( $256 \pm 5$  млн лет) и раннепротерозойский ( $961 \pm 16$  млн лет) возрасты (Шадрин, Соболев, 2017).

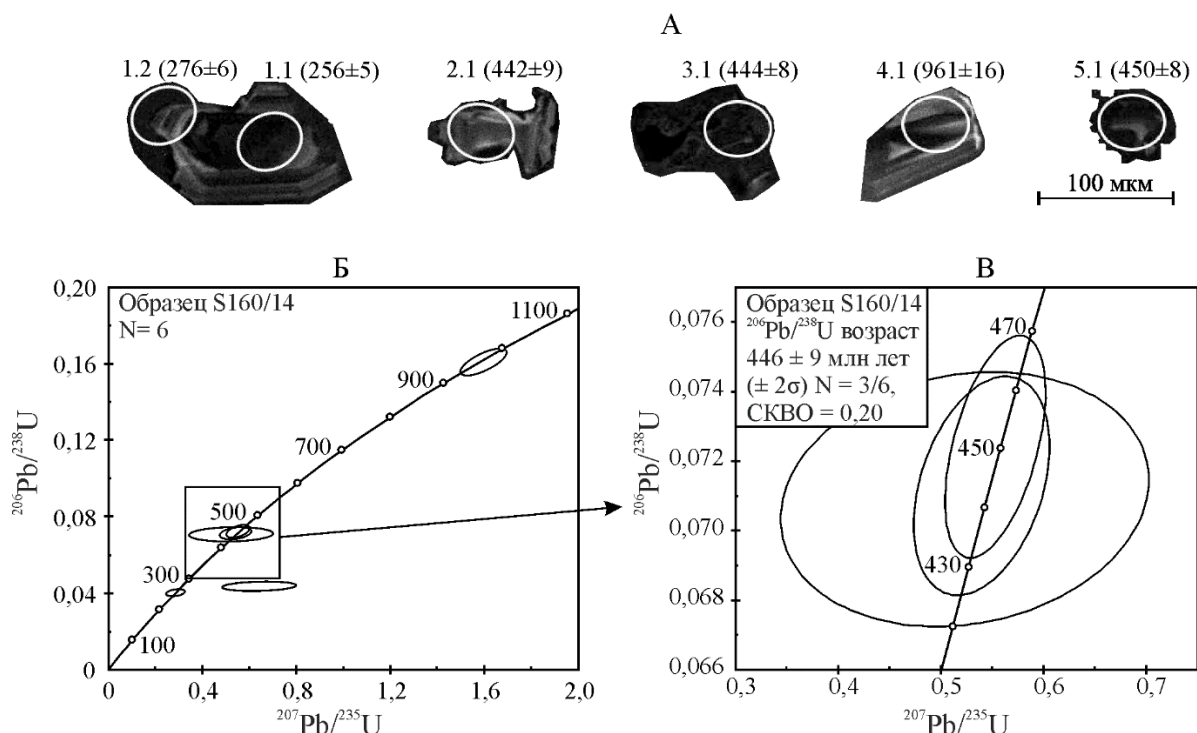


Рис. 3.22. Катодолуминесцентные изображения и результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов из плагиориодацитов палеовулкана Речной.

А – катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами анализов; Б – диаграмма с конкордией для возраста цирконов; В – детализированная диаграмма с конкордией для когерентной группы цирконов.

Эллипсы погрешностей приведены на уровне  $2\sigma$

Позднеордовикский конкордантный возраст по 3 анализам ( $446 \pm 9$  млн лет) можно интерпретировать как время формирования вулканитов палеовулкана Речной. Это заключение подтверждается результатами U-Pb датирования цирконов из лейкоплагиогранитов хоймпэйского комплекса ( $456 \pm 6$  млн лет, обр. S221/14), прорывающих эти породы палеовулкана Речной. Пермь-триасовые датировки не согласуются с геологическими данными и, вероятно, отражают более позднее омоложение.

## Выводы

1. Закономерные вариации состава петрогенных оксидов, невысокие содержания  $\text{TiO}_2$  (0,8–0,2),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0–0,3 мас. %), обогащенность крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Th, U, Pb) относительно высокозарядных элементов, наличие Ta-Nb минимума и Pb максимума в

гранитоидах палеовулканов Речной и Яляпэ, массивов Нганотский-1 и Нганотский-2 Щучьинской зоны свидетельствуют о их надсубдукционном происхождении.

2. Геохимические особенности изученных гранитоидов (низкие содержания  $K_2O$ , натриевый тип щелочности, принадлежность к гранитам М-типа, в меньшей степени к лейкократовому подтипу I-гранитов), а также медноколчеданный состав руд палеовулкана Речной, свидетельствуют о формировании этих гранитоидных интрузивов в обстановке незрелой островной дуги (Соболев и др., 2017e).

3. Значительная доля пирокластических пород (туфов) характеризует эффузивно-эксплозивный характер извержений, а наличие исключительно порфировых разностей эффузивов, свидетельствует о кристаллизации расплава в промежуточных очагах.

4. Широкие вариации состава пород (от андезибазальтов до низкощелочных плагиориолитов), их принадлежность к толеитовой и известково-щелочной петрохимическим сериям, особенности микроэлементного состава вулканитов (обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, отчетливо проявленный минимум по Ta-Nb, максимумы по Pb, U-Th) свидетельствуют о их надсубдукционном происхождении.

5. Изученные гранитоиды и вулканиты Щучьинской зоны сформировались на рубеже среднего и позднего ордовика (446–463 млн лет), а не в позднем силуре и раннем–среднем девоне, как считалось раньше. В связи с этим целесообразно отнести все исследованные тела гранитоидов к хоймпейскому комплексу, уточненный возраст которого отвечает среднему–позднему ордовику, а все вулканиты, вмещающие эти массивы, – к сядайской свите, уточненный верхний стратиграфический предел формирования которой, также соответствует среднему–верхнему ордовику (Соболев и др., 2017e; Шадрин, Соболев, 2017).

6. Эволюция вулканизма от толеитовой к известково-щелочной

серии в пределах палеовулкана Речной свидетельствует о том, что в позднеордовикское время островная дуга была еще не зрелой, но уже активно развивающейся.

### **3.2. Вулканические образования Войкарской зоны**

В Войкарской зоне Полярного Урала развиты средне-верхнеордовикские и нижнесилурийские вулканиты соколинской толщи, войкарской и устьконгорской свит. Комагматичные им плутонические породы в Войкарской зоне не установлены.

Соколинская толща выделена при ГДП-50 (Прямоносов и др., 1994ф) на самом севере Войкарской зоны (Ханмейшорский район), в среднем течении руч. Соколиный, она представлена преимущественно пиллоу-лавами афировых амфибол-пироксеновых высокотитанистых ( $\text{TiO}_2$  1,8–2,1 мас. %) базальтов (Государственная..., 2014а). Нижняя стратиграфическая граница толщи неизвестна, а верхняя проводится по субсогласному перекрытию терригенными отложениями ханмейшорской толщи с фауной позднего ордовика – раннего силура (Прямоносов и др., 1994ф). В.А. Душин с соавторами (Государственная..., 2014б) по имеющимся единичным геохимическим анализам предполагают, что базальты соколинской толщи могли сформироваться в океанической обстановке, близкой к СОХ.

Устьконгорская свита впервые выделена и описана в работе Н.П. Лупановой и В.В. Маркина (Лупанова, Маркин, 1964), как хараматолоуская. Впоследствии переименована П.М. Кучериной в устьконгорскую свиту. Свита представлена в разной степени метаморфизованными вулканогенными, осадочно-вулканогенными и осадочными породами. Возраст устьконгорской свиты считается средне-позднеордовикским на основании немногочисленных определений фаунистических остатков конодонтов, кораллов и криноидей (Прямоносов и др., 2010). Согласно представлениям А.П. Прямоносова с соавторами (Прямоносов, Бороздина, 2006; Прямоносов и др., 2010; Государственная...,

2010), вулканиты устьконгорской свиты по геохимическим характеристикам сопоставимы с образованиями океанических рифтов.

Войкарская свита выделена В.В. Маркиным в 1954 г. (Волков, 1960) в центральной и южной частях Войкарской зоны, в пределах Таныусско-Тыкотловского района. Свита представлена преимущественно пиллоу-лавами низкотитанистых ( $\text{TiO}_2 < 1\%$ ) базальтов, андезибазальтов и андезитов с гиалокластитами. По геохимическим характеристикам вулканиты войкарской свиты соответствуют обстановкам задугового спрединга или раннеостроводужного магматизма (Государственная..., 2014в).

Поскольку диссертантом изучались только породы устьконгорской свиты, далее будет дано более подробное описание изученного фрагмента стратотипического разреза свиты, приведены петрографические и геохимические характеристики вулканитов, а также их геодинамическая интерпретация.

### **Геологическая позиция**

Вулканиты устьконгорской свиты картируются на небольшом участке, от устья р. Макаруз до нижнего течения р. Хараматолоу, а также к западу и востоку от реки, по сопкам Малого Урала (Прямоносков и др., 2010). Изученный стратотипический разрез устьконгорской свиты сложен преимущественно мощными покровами афировых, массивных и миндалекаменных базальтов с редкими прослоями осадочных пород мощностью от первых метров до первых десятков метров. В нижней и средней частях разреза свиты породы подверглись региональному динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой фации и представлены преимущественно сланцами хлорит-эпидотового и хлорит-альбит-актинолитового состава. Залегание сланцеватости пород варьирует в юго-восточных и северо-западных румбах с углами падения от 40 до 90°. Выше по разрезу (вниз по р. Хараматолоу) степень метаморфизма постепенно возрастает до амфиболитовой фации. Породы здесь представлены аподиабазовыми амфиболитами. Сланцеватость в них имеет хаотичные ориентировки и углы

падения. Среди зеленых сланцев и амфиболитов в разрезе устьконгорской свиты залегают сланцы углеродисто-кварцитового, кварц-альбитового, актинолит-альбит-кварцевого, кварц-биотит-альбитового, цоизит-кварц-альбитового, эпидот-альбит-кварцевого составов (метапороды алевропсаммитового ряда), а также мраморы с телами сланцев (мраморизованные известняки с глинистыми прослоями) (Соболев и др., 2017г).

Средне-позднеордовикский возраст устьконгорской свиты определен на основании находок конодонтов и кораллов. В углеродисто-кварцевых метаалевропесчаниках обнаружены конодонты сандбийского века и конодонты катийского и хирнантского веков позднего ордовика (Прямоносов, Бороздина, 2006; Прямоносов и др., 2010). На правом берегу р. Хараматолоу в слоистых глинистых известняках обнаружены конодонты катийского века позднего ордовика. Ранее (Лупанова, Маркин, 1964) в этих известняках был найден коралл среднего – позднего ордовика.

Устьконгорская свита изучена диссертантом по левому борту р. Хараматолоу и по холмам Малого Урала, ниже устья р. Макарууз, где представлена нижняя часть ее разреза (рис. 3.23).

Нижняя часть изученного фрагмента стратотипического разреза свиты имеет тектонический контакт с монцонитоидами конгорского комплекса (рис. 3.24 А), здесь устьконгорская свита представлена зеленовато-серыми и темно-зелеными апобазальтовыми милонитами, апобазальтовыми хлорит-альбит-тремолитовыми, цоизит-альбитовыми и альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами (К16-1/11, К16-2/11, К15-1/11, К15-3/11, К7-1/11, К7-2/11, К7-3/11, К7-4/11, К7-5/11) (рис. 3.24 А–Г), с маломощными зонами черных углеродисто-кварцитовых кристаллосланцев (обр. К15-4/11, К15-2/11). Выше по разрезу следует переслаивание в разной степени измененных светло-серовато-желтых туфов, туффитов (обр. К14-1/11, К11-2/11, К11-1А/11, К11-1/11) и темно-зеленых лав (К13-1/11, К13-1А/11, К11-3/11, К9-1/11, К12-1/11) андезитов (мощностью около 70 м) (рис. 3.24 Д). Выше залегают милонитизированные разности андезибазальтов и апоандезибазальтовые

эпидот-альбит-хлоритовые и эпидот-альбит-актинолитовые сланцы (К10-3/11, К10-2/11, К10-1/11, К8-1/11) (Соболев и др., 2017г).

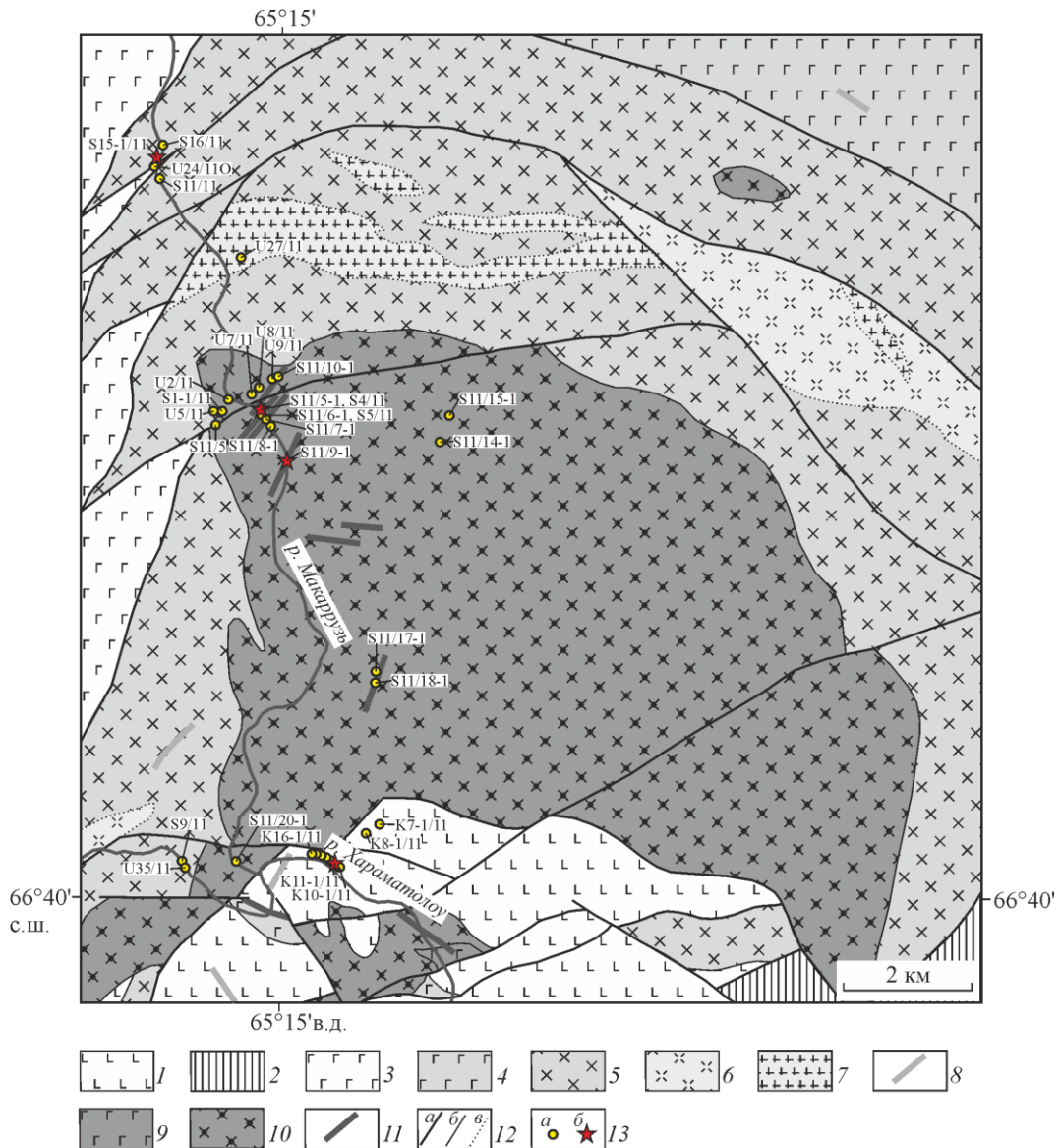


Рис. 3.23. Геологическая схема долины рр. Макарузья и Хараматолоу (с использованием данных (Государственная..., 2001), с изменениями и дополнениями). 1–2 – стратифицированные образования: 1 – средне-верхнеордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования устьконгорской свиты, 2 – юрско-меловые осадочные отложения Западно-Сибирской плиты; 3–11 – plutонические образования: 3 – средне-позднеордовикские метабазиты кэршорского комплекса, 4–8 – ранне-среднедевонские образования собского комплекса (4 – габбро ранней интрузивной фазы, 5 – габброиды и диориты, 6 – тоналиты, 7 – трондьемиты главной интрузивной фазы, 8 – дайки плагиогранитоидов поздней фазы), 9–11 – предположительно среднедевонско-раннекаменноугольные образования конгорского комплекса (9 – габброиды ранней интрузивной фазы, 10 – габброиды, диориты и монцонитоиды главной фазы, 11 – дайки монцонитоидов поздней фазы); 12 – границы: а – тектонические, б – геологические, в – фациальные; 13 – точки наблюдения с номерами образцов пород: а – образцы, для которых определен химический состав, б – образцы, из которых датированы цирконы



Рис. 3.24. Выходы вулканидов устьконгорской свиты, по левому борту р. Хараматолоу. А – тектонический контакт вулканидов устьконгорской свиты с монцитонитойдами конгорского комплекса, Б – полосчатая текстура в апобазальтовых сланцах, В, Г – характерные обнажения апобазальтовых сланцев, Д – выходы порфировых андезитов

### Петрографическая характеристика

*Анобазальтовые альбит-эпидот-актинолитовые (обр. К7-2/11, К7-3/11, К7-4/11, К7-5/11) и апоандезибазальтовые эпидот-актинолит-альбитовые (обр. К7-1/11) сланцы* – породы с бластопорфировой (рис. 3.25 А, Б), иногда в сочетании с порфиробластовой (рис. 3.25 В) милонитовой структурой, полосчатой (сланцеватой) текстурой (рис. 3.25 А-В). Реликтовые вкрапленники представлены частично или полностью уралитизированным столбчатым пироксеном и таблитчатым плагиоклазом, которые ориентированы согласно сланцеватости. В некоторых разностях (обр. К7-2/11) встречаются новообразованные порфиробласты эпидота (рис. 3.25 В). Основная мелкозернистая гранонематобластовая масса сложена эпидотом, актинолитом, альбитом и рудным минералом.

*Анобазальтовые сланцы (К16-1/11, К16-2/11)* – имеют бластопорфировую милонитовую структуру, линзовидно-полосчатую текстуру (рис. 3.25 Г). На фоне тонко-мелкозернистой гранобластовой преимущественно альбитовой основной массы сохранились крупные вытянутые вкрапленники роговой обманки (длиной 1–2,5 мм), которые образуют отдельные линзовидные прослойки мощностью 0,5–2 мм.

*Цоизит-альбитовые сланцы (обр. К15-1/11)* – тонкозернистые, линзовидно-слоистые. Структура бластопорфировая, текстура линзовидно-полосчатая. Реликтовые вкрапленники плагиоклаза в количестве 5% полностью замещены альбитом. Основная масса представлена тонко-мелкозернистым гранобластовым агрегатом альбита, цоизита, кварца и рудного минерала. Скопления цоизита и пылевидного рудного минерала вытянуты в невыдержанные волнистые слои мощностью 0,1–0,5 мм.

*Анобазальтовые хлорит-альбит-тремолитовые сланцы (обр. К15-3/11)* – порфиробластовой милонитовой структуры, сланцеватой плейчатой текстуры (рис. 3.25 Д). Вкрапленники альбита в количестве 2–3 % имеют субизометричное сечение (0,5–0,8 мм), с большим количеством включений игольчатого тремолита. Основная гранонематобластовая мелкозернистая



масса сложена игольчатым амфиболом (тремолитом?) и альбитом. Весь игольчатый амфибол основной массы имеет волнистую ориентировку, которая придает породе сланцеватый плейчатый облик.

*Андезибазальты милонитизированные (обр. К10-2/11, К10-3/11)* – имеют бластопорфировую милонитовую лепидо-гранобластовую структуру, полосчатую, линзовидно-полосчатую и плейчатую текстуру. Полосчатость обусловлена чередованием меланократовых (актинолит-хлорит-эпидотовых) и лейкократовых (альбитовых) прослоев в породе. Реликтовые вкрапленники размером 0,5–3 мм в количестве 1–7 об. % представлены табличками и гломеропорфировыми сростками плагиоклаза (рис. 3.25 Е), а также столбчатыми зернами сильно уралитизированного клинопироксена. Основная тонко-мелкозернистая масса имеет нематолепидогранобластовую структуру и сложена альбитом, эпидотом, хлоритом и актинолитом.

*Апоандезибазальтовые эпидот-альбит-актинолитовые (обр. К8-1/11) сланцы* – характеризуются мелкозернистой гетеробластовой гранонематобластовой милонитовой с участками катакластической структурой, сланцеватой текстурой. Среди тонко-мелкозернистого новообразованного агрегата, сложенного альбитом, эпидотом и актинолитом присутствуют реликтовые удлиненные обломки табличек плагиоклаза и призматических зерен роговой обманкой (длиной 0,2–0,6 мм). Реликтовые зерна ориентированы согласно сланцеватости породы.

*Апоандезибазальтовые эпидот-альбит-хлоритовые (обр. К10-1/11) сланцы* – характеризуются гомеобластовой гранолепидобластовой милонитовой тонко-мелкозернистой структурой, линзовидно-полосчатой текстурой. Линзовидная полосчатость (сланцеватость) породы обусловлена чередованием лейкократовых (преимущественно альбитовых) и меланократовых (преимущественно эпидот-хлоритовых) линзовидных прослоев.

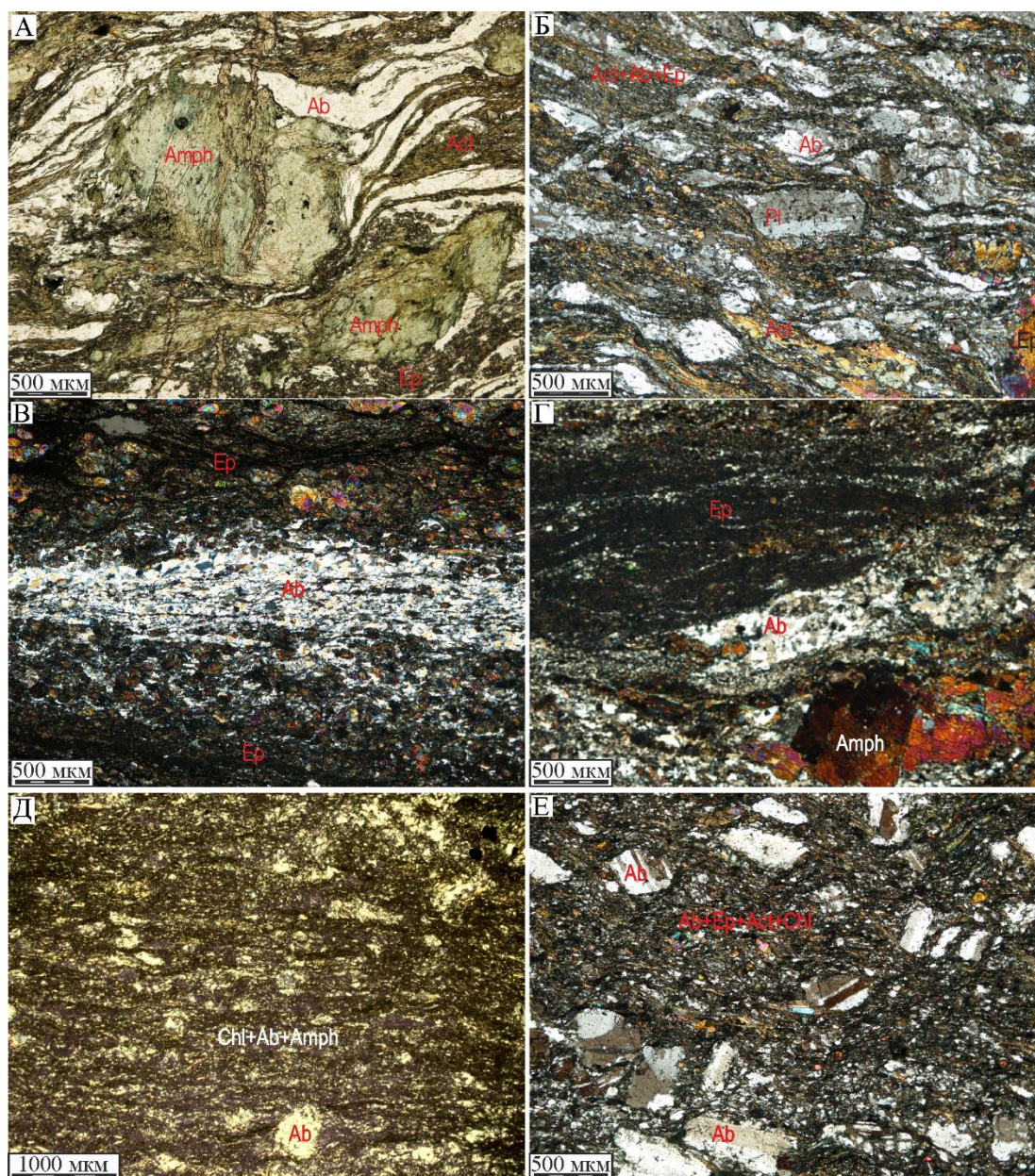


Рис. 3.25. Микрофотографии метавулканитов устьконгорской свиты.

А, Б – бластопорфировая (реликтовая) милонитовая структура, полосчатая текстура в апоандезибазальтовых сланцах (обр. К7-1/11); В – порфиробластовая милонитовая структура, полосчатая текстура в апобазальтовых сланцах (обр. К7-2/11); Г – бластопорфировая милонитовая структура, линзовидно-полосчатая текстура в апобазальтовых сланцах (обр. К16-1/11); Д – порфиробластовая милонитовая структура, плейчатая текстура в апобазальтовых сланцах (обр. К15-3/11); Е – бластопорфировая милонитовая структура, плейчатая и линзовидно-полосчатая текстура в апоандезибазальтовых сланцах (обр. К10-2/11). Все фотографии, кроме «А» сделаны с анализатором

*Туфы андезитов (обр. К14-1/11)* кристаллолитокластические мелколапиллиевые, массивные (рис. 3.26 А). Порода состоит из обломков (размером 2–6 мм): роговообмаковых плагиофировых андезитов, кристаллокластов плагиоклаза, амфибола и кварца.

*Туфы андезитов (K11-1A/11, K11-2/11)* – кристаллокластические псаммитовые, массивные. Порода состоит из обломков плагиоклаза (60%), кварца (10%) и расплющенного хлоритизированного темноцветного минерала (30%), который играет роль цемента. Кристаллокласты сильно сосюритизированного и карбонатизированного плагиоклаз представлены хаотично ориентированными табличками и их обломками, длиной 0,2–1 мм. Кристаллокласты кварца угловатой неправильной формы, размером до 0,3–0,5 мм.

*Туффиты андезитового состава (обр. K11-1/11)* имеют кристаллокластическую псаммитовую структуру и массивную текстуру (рис. 3.26 Б). Обломки размером 0,2–1 мм, не сортированные, угловатой формы, сложены табличками и осколками зерен сильно сосюритизированного и карбонатизированного плагиоклаза (60 об. %) и ксеноморфными субизометричными зернами кварца (10 об. %). Цемент, слагающий около 30% объема породы, перекристаллизован в условиях зеленосланцевой фации и сложен хлоритом, кальцитом, иголочками актинолита и эпидотом.

*Андезиты (обр. K13-1/11, K13-1A/11)* – характеризуются порфировой микролитовой структурой, массивной текстурой (рис. 3.26 В). Вкрапленники в количестве 45–50 об. % представлены интенсивно серицитизированным и сосюритизированным плагиоклазом и амфиболом. Основная масса имеет микролитовую тонко-мелкозернистую структуру, сложена микролитами и лейстами плагиоклаза, минералом эпидот-клиноцоизитового ряда и рудным минералом.

*Метаандезиты (обр. K11-3/11) и апоандезитовые эпидот-актинолит-альбитовые сланцы (обр. K9-1/11, K12-1/11)* имеют бластопорфировую нематогранобластовую, участками реликтовую микролитовую структуры, такситовую текстуру, обусловленную ориентировкой реликтовых вкрапленников (рис. 3.26 Г). Вкрапленники в количестве 20–30 об. % представлены в различной степени эпидотизированными и альбитизированными табличками плагиоклаза длиной от 1 до 3,5 мм (от слабо

измененного –  $An_{33}$ , до псевдоморфоз эпидота и альбита по первичному плагиоклазу). Основная масса по большей части перекристаллизована и представлена агрегатами мелкозернистого альбита, минералов эпидот-клиноцоизитового ряда, игольчатого актинолита и кварца. В некоторых местах встречаются участки первичной микролитовой структуры, сложенные лейстами и микролитами плагиоклаза.

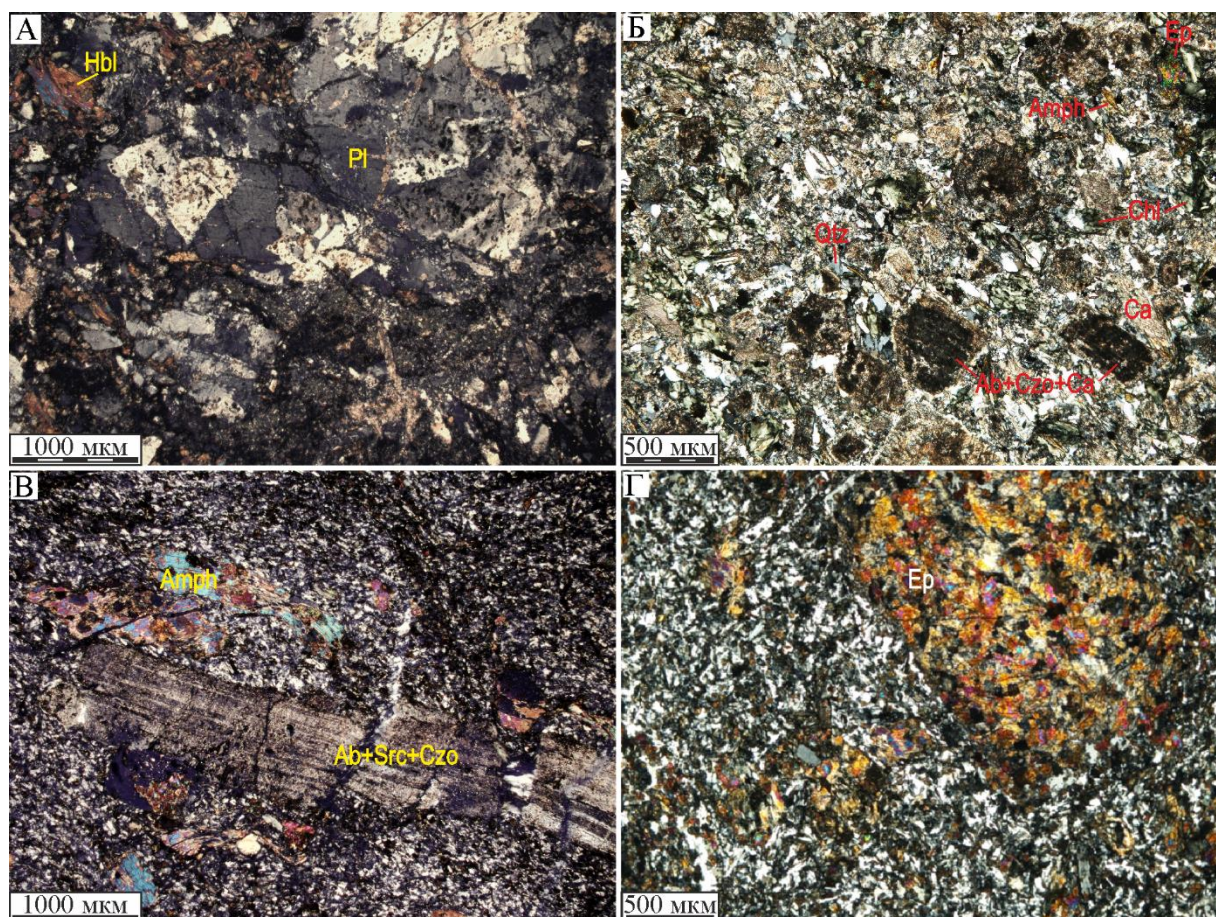


Рис. 3.26. Микрофотографии метавулканитов устьконгорской свиты с включенным анализатором.

А – мелколапиллиевая кристаллолитокластическая структура в туфах андезитов (обр. K14-1/11); Б – кристаллокластические туффиты андезитового состава (обр. K11-1/11); В – амфибол-плагиофировые такситовые андезиты; Г – бластопорфировая (реликтовая) структура в метаандезитах (обр. K11-3/11), вкрапленник плагиоклаза почти полностью замещен мелкокристаллическим эпидотом и альбитом

*Углеродистые кварцито-сланцы* (обр. K15-2/11, K15-4/11) имеют лепидогранобластовую мелкозернистую структуру, тонкополосчатую сланцеватую текстуру. Порода состоит из зерен кварца (65–75%), магнетита (20%), серицита и эпидота (5–15%). Кварц образует ксеноморфные, мозаичные

зерна до 0,1 мм. Серицит присутствует в виде удлиненно-оваловидных сгустков, длиной до 1 мм. Углеродистое вещество распределено в породе неравномерно, образуя слойки и линзовидные прожилки мощностью 0,1–4 мм. Внутри слойков часто присутствуют зерна пирита размером 0,01–0,5 мм.

### Геохимическая характеристика

Были использованы данные о химическом составе пород из геологосъемочных отчетов (Государственная..., 2001, 2010; Прямоносов и др., 2010), дополненные своими анализами (приложение 7). Результаты совместного рассмотрения этих петро- и геохимических данных показывают (Соболев и др., 2017г), что вулканиты устьконгорской свиты в подавляющем большинстве относятся к нормально щелочным натриевым базальтам, андезибазальтам и андезитами (рис. 3.27). Для пород устьконгорской свиты с увеличением  $\text{SiO}_2$  характерны (рис. 3.28) низкие и умеренные уменьшающиеся содержания  $\text{TiO}_2$  (1,5→0,5 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (18,2→11,1 мас. %), умеренно высокие уменьшающиеся содержания  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (14,9→5,4 мас. %) и  $\text{CaO}$  (11,4→5,0 мас. %). Вариации  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  в породах устьконгорской свиты значительны, но хаотичны (4,1–11,3; 0,3–6,0; 0,1–1,2 и 0,1–0,4 мас. % соответственно). Суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах устьконгорской свиты составляют 17–57 г/т (приложение 8). Базальты и андезибазальты по характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) могут быть разделены на две группы (рис. 3.29 А). Первая группа представлена базальтами (обр. 4501, 1537), для которых характерно слабое обогащение тяжелыми РЗЭ (Er, Tm, Yb, Lu) относительно легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd) ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n - 0,76-0,97$ ), а также слабое обогащение средними РЗЭ (Sm, Gd, Tb, Dy, Ho) относительно легких ( $\text{La}_n/\text{Sm}_n - 0,53-0,80$ ). Вторая группа пород представлена андезибазальтами (обр. К10-2/11, К10-3/11, 1Р-1083) и базальтами (обр. 1Р-1092) близкими по составу к андезибазальтам. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ для второй группы характеризуется обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n - 1,59-3,06$ ) (рис. 3.29 А). Туффиты андезитового состава (обр. К11-1/11) характеризуются

наибольшей величиной  $La_n/Yb_n = 7,86$ .

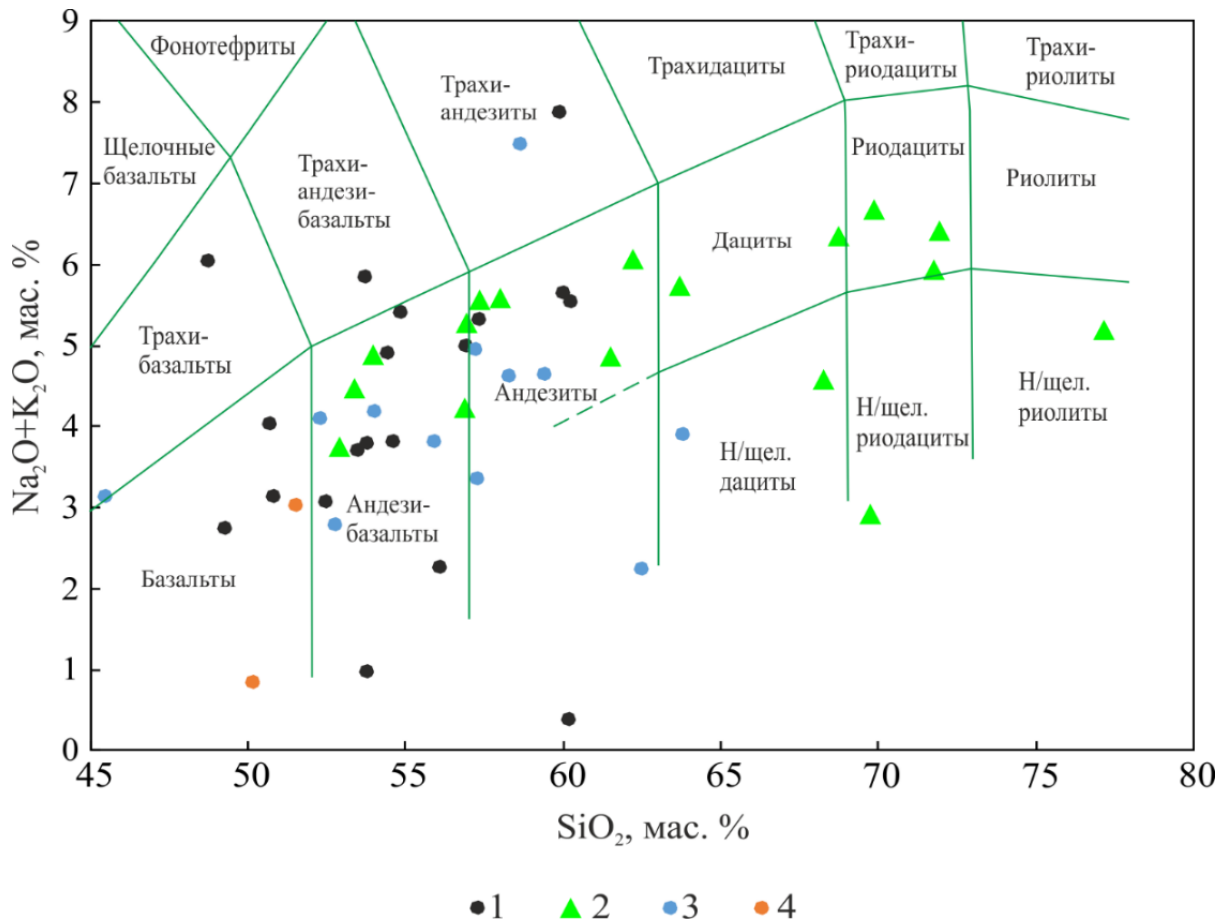


Рис. 3.27. Классификационная ТАС-диаграмма  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  для средне-позднеордовикских вулканических пород Полярного Урала.

Фигуративные точки составов вулканических пород: 1 – устьконгорской свиты, по данным диссертанта, часть анализов взята из (Государственная..., 2001, 2010, Прямоносков и др., 2010); 2 – сядайской свиты, по данным диссертанта; 3 – войкарской свиты, по данным (Государственная..., 2015); 4 – соколиной толщи, по данным (Государственная..., 2014б). Поля составов вулканических пород нанесены по (Шарпенков и др., 2013)

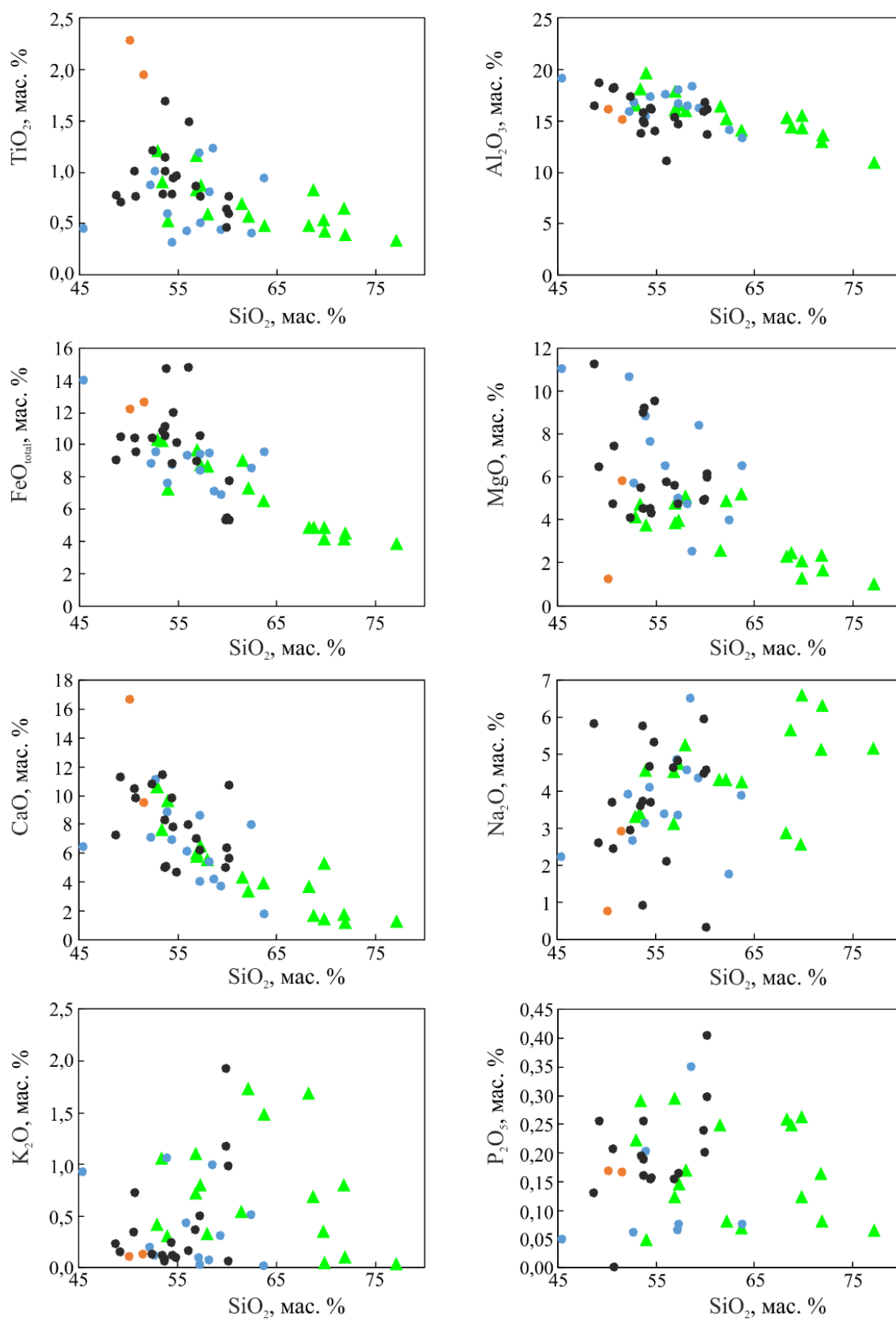


Рис. 3.28. Вариации петрогенных оксидов от SiO<sub>2</sub> в вулканических породах Полярного Урала.

Условные обозначения приведены на рис. 3.27

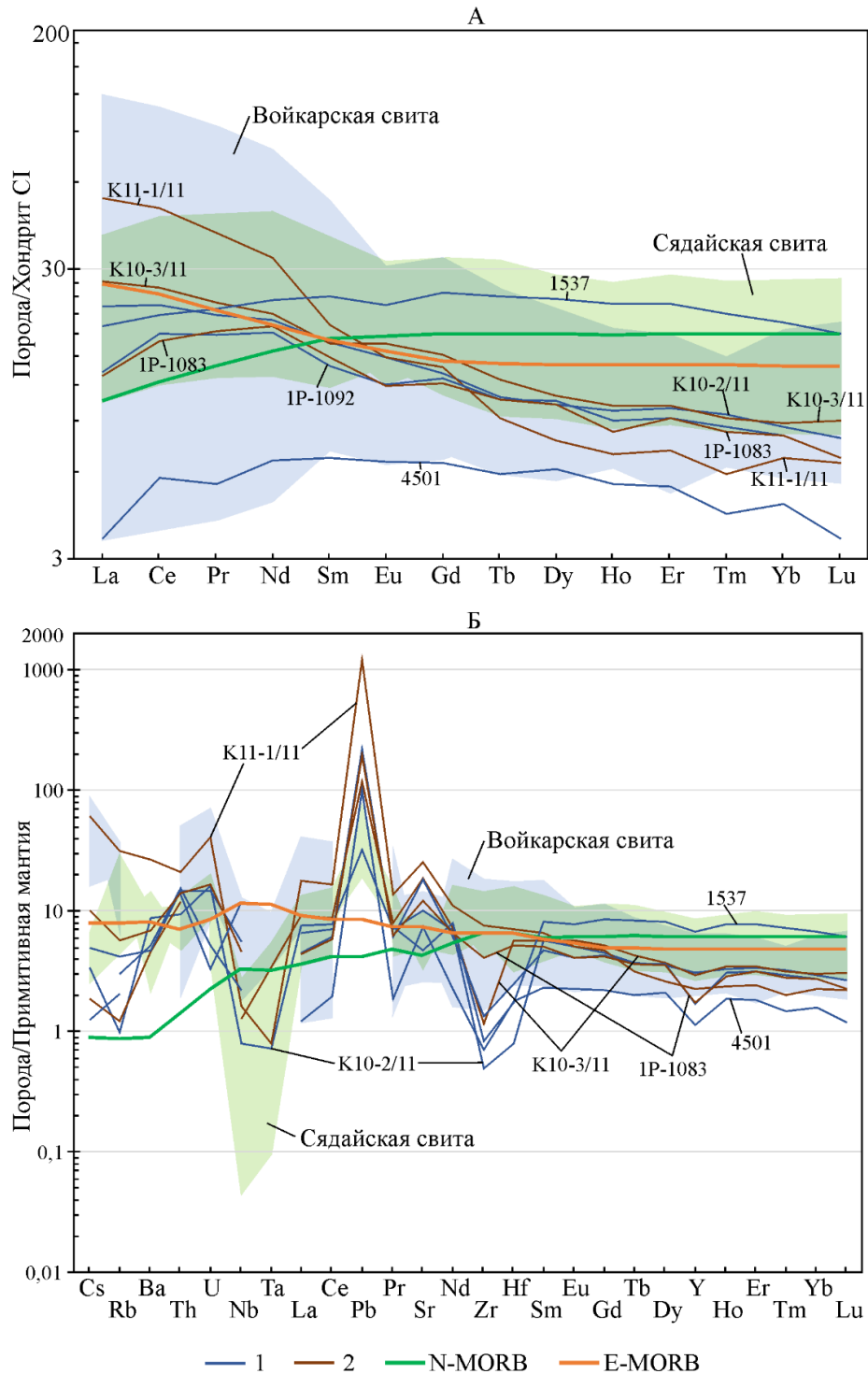


Рис. 3.29. Диаграммы распределения элементов-примесей для вулканических и осадочно-вулканогенных пород устьконгорской свиты:

А – распределение РЗЭ в породах. Содержания РЗЭ в образцах нормированы к хондриту CI, по (Sun, McDonough, 1989); Б – мультиэлементная диаграмма, концентрации элементов-примесей нормированы к их содержаниям в примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989).

1 – базальты (обр. 4501, 1537, 1P-1092); 2 – андезибазальты (обр. K10-2/11, K10-3/11, 1P-1083) и туффициты андезитового состава (обр. K11-1/11); N-MORB – средний состав базальтов типа N-MORB по (Sun, McDonough, 1989); E-MORB – средний состав базальтов типа E-MORB, по (Sun, McDonough, 1989). Зеленым и голубым закрашенными полями показаны составы вулканитов сядайской и войкарской свит соответственно



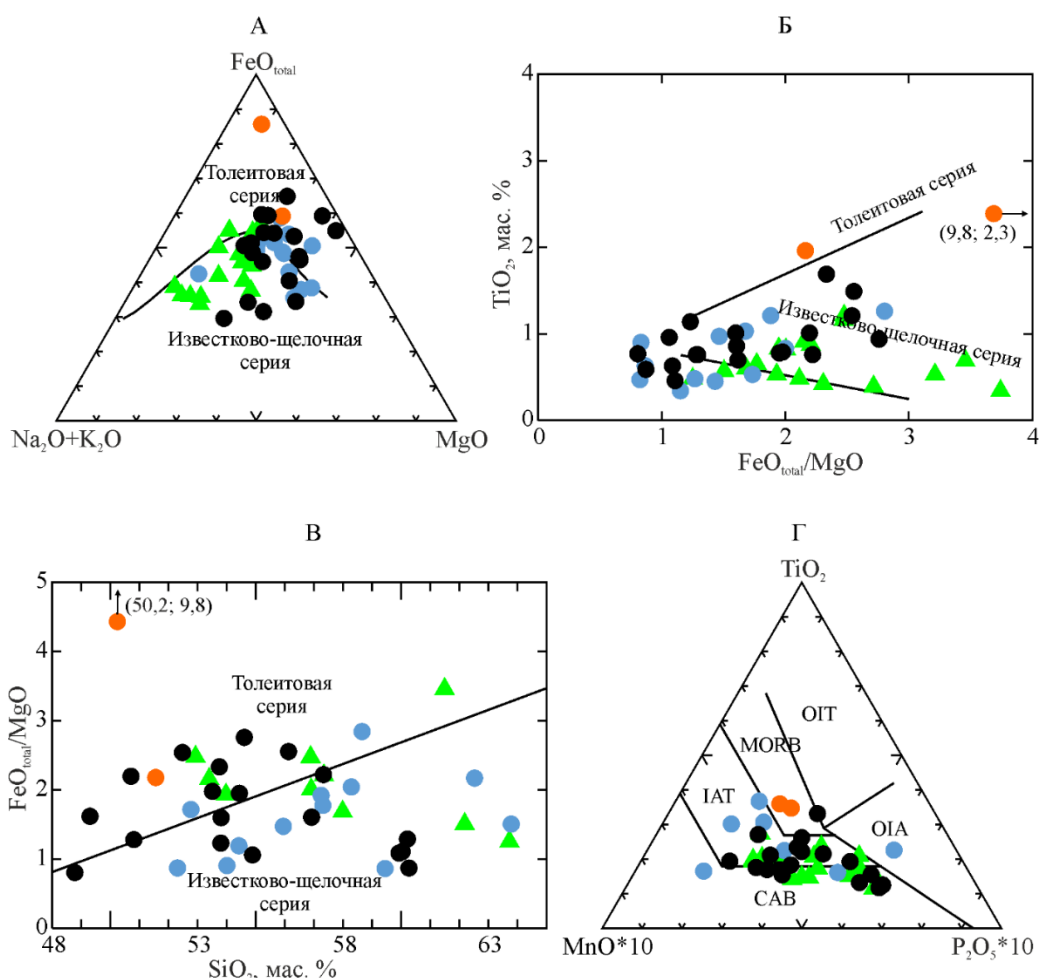


Рис. 3.30. Классификационные диаграммы для вулканических пород Полярного Урала: А – AFM-диаграмма ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}_{\text{total}}-\text{MgO}$ ) (Irvine, Baragar, 1971); Б –  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}-\text{TiO}_2$  (Miyashiro, 1974); В –  $\text{SiO}_2-\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974); Г –  $(\text{MnO} \cdot 10)-\text{TiO}_2-(\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10)$  (Mullen, 1983);

Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные островодужные базальты; IAT – островодужные толеиты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIT – толеиты океанических островов; OIA – андезиты океанических островов;

Фигуративные точки составов пород соответствуют рис. 3.27

Для всех РЗЭ-спектров пород устьконгорской свиты характерно почти полное отсутствие Eu-аномалии ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* - 0,88 - 1,04$ ) (рис. 3.29 А). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.29 Б) спектры распределения микроэлементов в породах устьконгорской свиты характеризуются относительным обогащением некоторыми крупноионными литофильными (Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr) элементами относительно высокозарядных (Ta, Nb, Zr, Hf, Y, ТРЗЭ) элементов. Особенно отчетливо проявлены отрицательные – Ta-Nb, Zr-Hf и положительные – Pb, Sr, U-Th аномалии. Концентрации некоторых крупноионных литофильных элементов (Ba, Th, U, Sr), легких РЗЭ,

Th и U повышены, а средних и тяжелых РЗЭ и Y понижены относительно среднего состава NMORB и близки к составу EMORB (рис. 3.29 Б) (Соболев и др., 2017г).

На классификационных диаграммах  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}_{\text{total}}-\text{MgO}$  (Irvine, Baragar, 1971);  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}-\text{TiO}_2$  (Miyashiro, 1974);  $\text{SiO}_2-\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974);  $\text{MnO}^*10-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5^*10$  (Mullen, 1983) (рис. 3.30) фигуративные точки составов вулканитов устьконгорской свиты попадают в области, соответствующие островодужным базальтоидам толеитовой и известково-щелочной серий.

### Выводы

1. Туфы и туффиты андезитового состава в разрезе устьконгорской свиты, свидетельствуют о том, что при извержениях большую роль играли эксплозивные процессы.

2. Порфиновые структуры вулканитов и закономерные вариации содержаний  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$ , и CaO можно рассматривать как свидетельство наличия промежуточных магматических камер и ведущей роли процесса кристаллизационного фракционирования при формировании вулканических пород устьконгорской свиты. Отсутствие закономерных вариаций по MgO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  вероятно связано с зеленосланцевым метаморфизмом пород.

3. Низкие и умеренные содержания  $\text{TiO}_2$ , умеренно высокие –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 3.29 А) и некоторыми крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr) относительно высокозарядных элементов (Ta, Nb, Zr, Hf, Y, ТРЗЭ), отчетливо проявленные минимумы по Nb-Ta, Zr-Hf и максимумы по Pb, Sr и U-Th (рис. 3.29 Б) свидетельствуют о надсубдукционной природе вулканитов устьконгорской свиты.

4. Учитывая фаунистически обоснованный возраст устьконгорской свиты, можно заключить, что в средне-позднеордовикское время Войкарская часть Полярноуральской островодужной системы уже существовала.

#### **ГЛАВА 4. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗРЕЛОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СТАДИИ (ВОЙКАРСКАЯ ЗОНА)<sup>2</sup>**

Плутонические надсубдукционные образования Собского батолита распространены в восточной части Войкарской зоны (Малоуральская подзона) и представлены ранне-среднедевонскими габброидами, диоритоидами и плагиогранитоидами собского (лагортинско-кокпельского, по (Язева, Бочкарев, 1984)) комплекса, средне-позднедевонскими гранитоидами янаслорского комплекса, а также габброидами, диоритоидами и монцонитоидами конгорского комплекса. Возраст конгорского комплекса разными исследователями в разное время считался либо средне-позднедевонским (Старков, 1985; Андреичев, 2004; Государственная..., 2007а, 2014а, б), либо позднедевонско-раннекаменноугольным (Язева, Бочкарев, 1984; Ремизов, 2004; Государственная..., 2001; Удоратина, Кузнецов, 2007; Кузнецов, Романюк, 2014). Д.Н. Ремизов с соавторами (Ремизов и др., 2009, 2010б; Государственная..., 2014в, г, 2015) не выделяют конгорский комплекс, включая все плутониты основного – среднего состава в состав собского комплекса.

Возраст собского и янаслорского комплексов надежно установлен на основании геологических взаимоотношений и изотопно-геохронологических – Rb–Sr и U–Pb определений (Андреичев, 1996, 2004, Буякайте и др., 1983; Молдаванцев, 1972; Ремизов, 2004; Ремизов и др., 2009, 2010б; Сирин, 1962; Старков, 1985; Удоратина, Кузнецов, 2007; Удоратина и др., 2008; Государственная..., 2001, 2007а, 2014в, г, 2015; Язева, Бочкарев, 1984; Andreichev, 2000; Estrada et al, 2012), тогда как время кристаллизации, обстановка формирования и принципы выделения конгорского комплекса имеют дискуссионный характер (Государственная..., 2001, 2007а, 2014а, б; Кузнецов, Романюк, 2014; Ремизов, 2004; Ремизов и др., 2010б; Старков, 1985; Удоратина, Кузнецов, 2007; Язева, Бочкарев, 1984; Soloviev et al, 2013).

---

<sup>2</sup> Глава написана преимущественно по материалам статей (Соболев и др., 2017б, 2018б)

## **Геологическая позиция девонских островодужных комплексов в структуре Полярного Урала**

Собский батолит субмеридионально простирается вдоль восточного склона Урала на 240 км при ширине выходов от 5 до 15 км (рис. 1.3). Большая часть массива сложена ранне-среднедевонскими диоритоидами и плагиогранитоидами собского комплекса, в меньшем количестве присутствуют габброиды, монцонитоиды, сиениты и граносиениты конгорского комплекса и гранитоиды янаслорского комплекса. Эти плутонические комплексы впервые были выделены Ю.Е. Молдаванцевым (Молдаванцев, 1972) в середине 1960-х гг. при проведении геолого-съёмочных работ в бассейнах рек Собь и Ханмей и подробно охарактеризованы в многочисленных работах В.Ф. Морковкиной, С.Ф. Соболева, Н.А. Сирина, Р.Г. Язевой, В.В. Бочкарева, В.Д. Старкова, Д.Н. Ремизова, В.Л. Андреичева, Н.Б. Кузнецова и многих других исследователей (Андреичев, 1996, 2004; Буюкайте и др., 1983; Молдаванцев, 1972, Ремизов, 2004; Ремизов и др., 2009, 2010б; Государственная..., 2014в, г, 2015; Сирин, 1962; Старков, 1985; Удоратина, Кузнецов, 2007; Язева, Бочкарев, 1984; Andreichev, 2000; Estrada, 2012). К собскому комплексу относят ряд крупных интрузивных массивов шириной 5–15 км, вытянутых в северо-восточном направлении на 20–140 км при вертикальной мощности тел 2–6 км. Собский комплекс имеет трехфазное строение (Государственная..., 2001, 2014в, г, 2015). Породы ранней интрузивной фазы представлены роговообманковыми габбро и габбродиоритами. По данным геологического картирования (Государственная..., 2001) между породами ранней и главной фаз наблюдается постепенный переход. Главная фаза сложена роговообманковыми и биотит-роговообманковыми диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами. В породах главной фазы повсеместно встречаются меланократовые включения габброидного состава. Поздняя фаза представлена дайками и жилами кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитоов,

аплитовых лейкоплагиогранитов и пегматитов мощностью от первых миллиметров до 10–15 м.

Породы, выделяемые в составе конгорского комплекса, имеют тесную пространственную ассоциацию с породами собского комплекса. В конгорский комплекс Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев (Язева, Бочкарев, 1984) объединяют около 20 крупных штоков и линейно вытянутых тел площадью 6–75 км<sup>2</sup> и множество мелких даек, силлов и некков, расположенных в восточной части Собского батолита (рис. 1.3). Общий объем пород, включаемых в конгорский комплекс, составляет примерно 1/20 часть от объема пород собского комплекса (Язева, Бочкарев, 1984).

Конгорский комплекс, так же как собский, имеет трехфазное строение (Государственная..., 2001). Ранняя интрузивная фаза представлена габброноритами, габбродиоритами и монцогаббро, которые слагают небольшие субизометричные и удлиненные в плане тела. Главная фаза представлена диоритами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами и кварцевыми монцонитами. Поздняя фаза представлена дайками монцонитоидов и сиенитов, секущими породы главной фазы. Установлено секущее положение тел конгорского комплекса по отношению к ранне-среднедевонским породам собского комплекса (Государственная..., 2001; Старков, 1985; Язева, Бочкарев, 1984).

Породы собского и конгорского комплексов имеют интрузивные контакты с вулканогенными, терригенно-вулканогенными и осадочными средне-позднеордовикскими и силурийско-среднедевонскими породами устьконгорской, тоупугольской и малоуральской свит (Государственная..., 2001; Старков, 1985; Язева, Бочкарев, 1984). Девонские вулканические и plutонические породы генетически связаны, plutониты представляют собой глубинные части девонской Малоуральской островной дуги (Язева, Бочкарев, 1984).

Гранитоиды янаслорского комплекса диссертантом не изучались, поэтому ниже дана их краткая характеристика. Янаслорский plutонический

комплекс представлен дайками и штоками гранитоидов, слагающих позднюю генерацию Собского батолита (Язева, Бочкарев, 1984; Андреичев, 1996, 2004; Ремизов, 2004; Удоратина и др., 2005; Ремизов и др., 2009, 2010б). Эти гранитоиды распространены от рр. Хараматолоу и Макарузь – на севере и до р. Хулга – на юге Малоуральской подзоны (рис. 1.3). Янаслорский комплекс имеет трехфазное строение (Удоратина и др., 2005): 1-я фаза – биотитовые граниты и гранодиориты; 2-я фаза – лейкограниты; 3-я фаза – аплитовые и пегматоидные граниты.

По химическому составу породы янаслорского комплекса относятся к нормальнощелочным и субщелочным K-Na и K гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам известково-щелочной серии, которые сформировались в надсубдукционной обстановке (Удоратина и др., 2005; Государственная..., 2014в).

Возраст янаслорского комплекса достаточно надежно установлен на основании геологических взаимоотношений и изотопно-геохронологических определений. В работе О.В. Удоратиной с соавторами (Удоратина и др., 2005) описан интрузивный контакт Янаслорского петротипического массива (нижнее теч. р. Большая Лагорта) (рис. 1.3) с ранне-среднедевонскими породами собского комплекса. Разными исследователями в разное время предпринимались попытки датировать гранитоиды янаслорского комплекса различными изотопными методами. На сегодняшний день существует большое количество K-Ar датировок пород и минералов, варьирующих в широком диапазоне – 438–348 млн лет (Старков, 1985; Кучерина и др., 1991ф). Более современные Rb-Sr датировки гранитоидов получены В.Л. Андреичевым – 383 млн лет (Андреичев, 1996),  $385 \pm 4$  млн лет (Андреичев, 2004). Результаты U-Pb (SIMS) датирования кристаллов циркона сопоставимы (в пределах погрешности методов) с Rb-Sr датировками:  $383 \pm 8$  млн лет (Удоратина и др., 2005) и  $387 \pm 6$  млн лет (Ремизов и др., 2009; Государственная..., 2014в).

### Строение конгорского и собского комплексов

Породы собского и конгорского комплексов были диссертантом исследованы главным образом на двух участках – в долинах рек Макарууз и Хараматолоу к югу от гипербазитового массива Рай-Из (рис. 1.3, 3.23) и южнее, в бассейне руч. Элькошор и в верхнем течении р. Танью (рис. 1.3, 4.1). Для уточнения возраста пород собского и конгорского комплексов, были также датированы цирконы из диоритов и плагиогранитов собского комплекса в районе месторождения Петропавловское (рис. 1.3) и цирконы из диоритов конгорского комплекса (массив Диоритовый) в районе горы Северная Манюкую (рис. 1.3). Результаты этих исследований опубликованы в работах (Соболев и др., 2017а-в, д, 2018а, б).

В долинах рек Макарууз и Хараматолоу породы конгорского комплекса слагают Конгорский массив (рис. 3.23). Он имеет субизометричную (штокообразную) форму и размеры в плане  $7,5 \times 10$  км при вертикальной мощности более 3 км. На севере, западе и востоке породы массива тектонически контактируют с раннедевонскими диоритами и габброидами собского комплекса. На юге породы Конгорского массива прорывают метаморфизованные и интенсивно дислоцированные средне-позднеордовикские (Государственная..., 2001, Соболев и др., 2017г) осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования устьконгорской свиты.

Конгорский массив сложен преимущественно порфировидными средне- и крупнозернистыми диоритами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами главной интрузивной фазы внедрения (Государственная..., 2001), которые без резких переходов замещают друг друга. Породы главной фазы лучше всего обнажены вдоль северо-западного и юго-западного контактов массива по бортам реки Макарууз в среднем и нижнем течении, а также в долинах ее притоков и по вершинам сопок. В эндоконтактовых и периферийных частях Конгорского массива развиты более мелкозернистые порфировидные, иногда такситовые разновидности диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов (Соболев и др., 2018б).

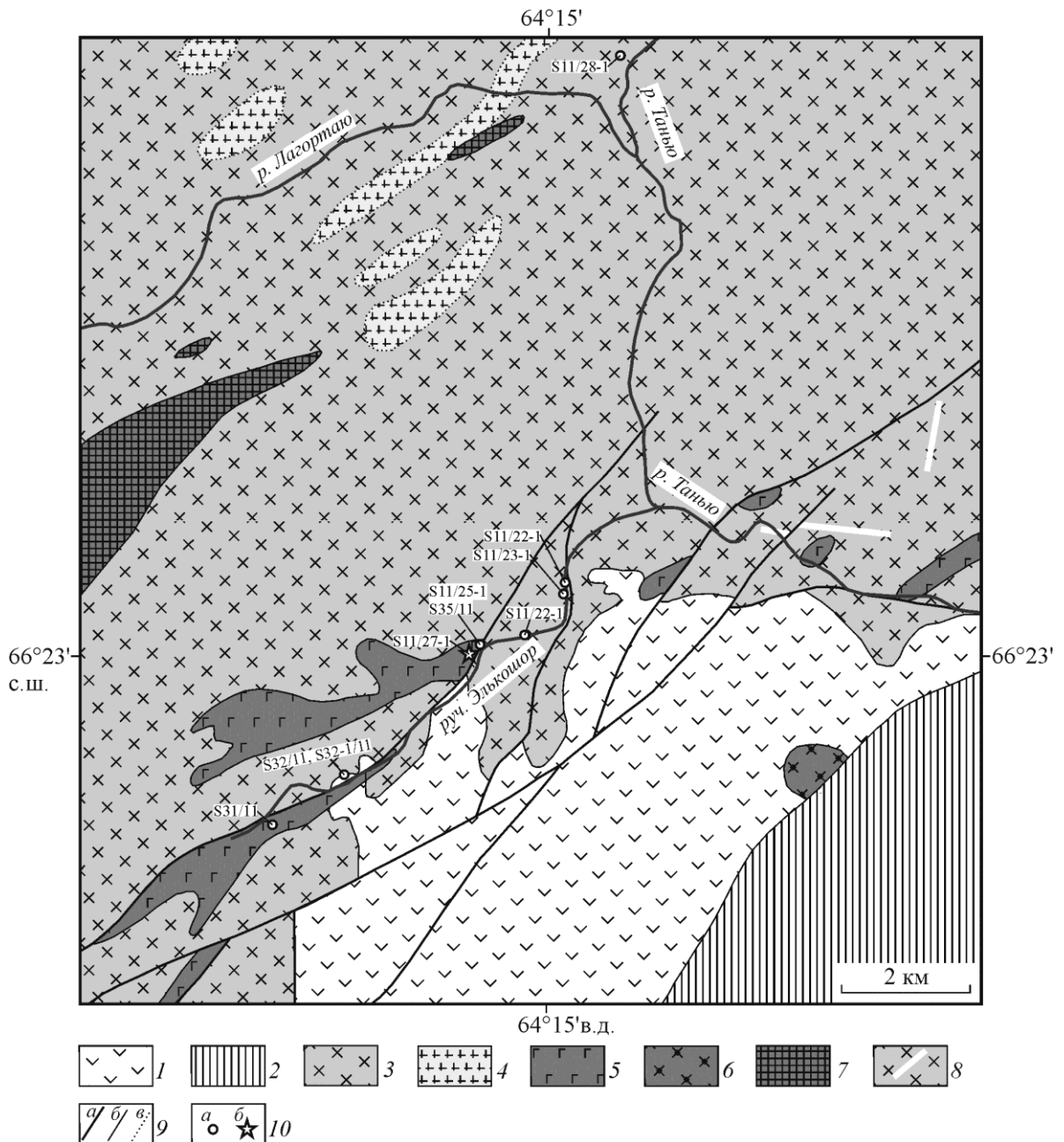


Рис. 4.1. Геологическая карта бассейна р. Таныо и руч. Элькошор (с использованием данных (Государственная..., 2014в), с изменениями и дополнениями).

1–2 – стратифицированные образования: 1 – верхнесилурийско-среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования малоуральской свиты, 2 – юрско-меловые осадочные отложения Западно-Сибирской плиты; 3–8 – plutonic formations: 3–4 – ранне-среднедевонские образования собского комплекса: 3 – диориты и кварцевые диориты главной интрузивной фазы, 4 – плагиограниты главной фазы, 5–6 – предположительно среднедевонско-раннекаменноугольные образования конгорского комплекса: 5 – габбронориты и габбродиориты ранней интрузивной фазы, 6 – монцитонитоиды главной фазы, 7–8 – средне-позднедевонские гранитоиды янаслорского комплекса: 7 – тела, изображенные в масштабе карты, 8 – внемасштабные дайки и жилы; 9 – границы: а – тектонические, б – геологические, в – фациальные; 10 – точки наблюдения с номерами образцов пород: а – для которых определен химический состав, б – из которых датированы цирконы



Породы главной фазы Конгорского массива рассечены дайками монцогаббродиорит-порфиров, монцодиорит-порфиров и кварцевых монцодиорит-порфиров (рис. 3.23). Мощность даек от 1 до 20 метров, для них характерно северо-западное, запад-северо-западное и западное падение с различными углами наклона (от 40 до 90°). Контакты с вмещающими диоритами и монцодиоритами главной фазы – резкие, секущие, с выраженными зонами закалки. Приконтактовые участки даек часто катаклазированы (Соболев и др., 2018б).

Конгорский массив с севера, запада и востока окружен средне-крупнозернистыми габброидами, диоритами, и плагиогранитоидами главной интрузивной фазы собского комплекса, которые были диссертантом исследованы в береговых обнажениях среднего и верхнего течения р. Макарууз и в нижнем течении р. Большая Хараматолоу (рис. 3.23). На западе и северо-западе породы собского комплекса тектонически совмещены со средне-позднеордовикскими (Ремизов и др., 2010а; Estrada et al, 2012) амфиболизированными габброидами кэршорского комплекса. По мере приближения к этому контакту породы собского комплекса приобретают гнейсовидный облик (гнейсовидность вдоль простирания западного контакта, в северо-восточных румбах), степень метаморфизма при этом увеличивается вплоть до появления плагиомигматитов (Государственная..., 2014г; Язева, Бочкарев, 1984), образованных по диоритам и габбро-амфиболитам собского и кэршорского комплексов. На юго-востоке интрузивные образования собского и конгорского комплексов, а также вулканиты устьконгорской свиты, имеют тектонические контакты с нижнеюрскими терригенными отложениями Западно-Сибирской плиты (Соболев и др., 2018б).

В долине руч. Элькошор – правого притока р. Танью в ее верхнем течении (рис. 4.1) – габбронориты и габбродиориты ранней фазы конгорского комплекса образуют линейно-вытянутое в северо-восточном направлении тело размером 1×5 км, выходы которого картируются в поле кварцевых диоритов главной фазы собского комплекса, вблизи их восточного контакта с

вулканитами малоуральской свиты в долине этого ручья. Непосредственные взаимоотношения между габброидами конгорского комплекса и кварцевыми диоритами собского комплекса не наблюдаются. Габброиды хорошо обнажены в скалистых бортах долины руч. Элькошор, образуя коренные выходы высотой 3–15 м и протяженностью десятки метров (Соболев и др., 2018б).

### **Петрографическая характеристика**

**Конгорский комплекс.** Габбронориты и двупироксеновые габбродиориты, относимые к ранней интрузивной фазе конгорского комплекса и развитые в бассейне руч. Элькошор (рис. 4.1), характеризуются порфирированной гипидиоморфнозернистой мелко-среднезернистой, иногда с элементами пойкилитовой, структурой и массивной текстурой (рис. 4.2 А). Породы сложены зернами плагиоклаза (0,1–5 мм, 30–60 об. %), клино- и ортопироксена (0,1–2,5 мм, 35–60 об. %), замещенных по краям роговой обманкой. В наиболее лейкократовых разностях встречаются листочки биотита (0,2–0,7 мм, 0–3 об. %) и ксеноморфные зерна кварца (0,01–0,1 мм, 0–2 об. %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом и апатитом (Соболев и др., 2018б).

В пределах главной интрузивной фазы конгорского комплекса, широко представленной в Конгорском массиве (рис. 3.23), наиболее распространены габбродиориты, диориты и кварцевые диориты гипидиоморфнозернистой структуры, иногда порфирированные. Текстура пород массивная (рис. 35 Б), реже такситовая. Диориты сложены (об. %): плагиоклазом (50–60), роговой обманкой (17–40), ромбическим и моноклинным пироксенами (0–18), биотитом (0–5), кварцем (3–5), калиевым полевым шпатом (0–5). Порфирированные выделения размером 2,0–4,5 мм представлены плагиоклазом, роговой обманкой с реликтами моноклинного и ромбического пироксенов в центральных частях зерен (рис. 4.2 Б), а также чешуями биотита. Основная мелкозернистая (0,01–1 мм) масса сложена плагиоклазом, кварцем, калиевым

полевым шпатом, роговой обманкой и биотитом. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, апатит и циркон (Соболев и др., 2018б).

В монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах главной фазы увеличиваются содержания калиевого полевого шпата (до 10–20 об. %), биотита (до 5–7 об. %) и уменьшается количество пироксена (2–5 об. %) и плагиоклаза (45–50 об. %) (Соболев и др., 2018б).

Среди пород третьей (дайкивой) фазы конгорского комплекса в Конгорском массиве преобладают монцодиорит-порфиры. В центральных частях даек они имеют резко порфировидную структуру (рис. 4.2 В) и такситовую текстуру. Порфировидные выделения (15–40 об. %) образованы крупными (7–20 мм) ориентированными табличками плагиоклаза и гломеропорфировыми сростками почти полностью амфиболизированного клинопироксена (рис. 4.2 В), которые заключены в основную мелко-тонкозернистую биотит-кварц-плагиоклаз-калишпатовую массу. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом и титаномagnetитом (Соболев и др., 2018б).

**Собский комплекс.** Породы собского комплекса в среднем течении р. Макарузъ (к северу от Конгорского массива) (рис. 3.23) представлены преимущественно роговообманковыми габбро, габбродиоритами и диоритами с порфировидной гипидиоморфнозернистой крупно-среднезернистой структурой (рис. 4.2 Г), такситовой либо массивной текстурой. Они сложены (об. %): плагиоклазом (50–70), роговой обманкой (25–40), биотитом (2–3), кварцем (0–5), калиевым полевым шпатом (2–3). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сростками магнетита с ильменитом и титанитом (Соболев и др., 2018б).

В долине руч. Элькошор кварцевые диориты собского комплекса имеют ярко выраженную порфировидную структуру и такситовую текстуру, которая обусловлена линейно-вытянутой ориентировкой кристаллов роговой обманки и плагиоклаза.

В верхнем течении р. Танью, в 1,5 км выше устья р. Лагортаю, кварцевые диориты характеризуются гипидиоморфнозернистой средне-крупнозернистой структурой и массивной текстурой (Соболев и др., 2018б).

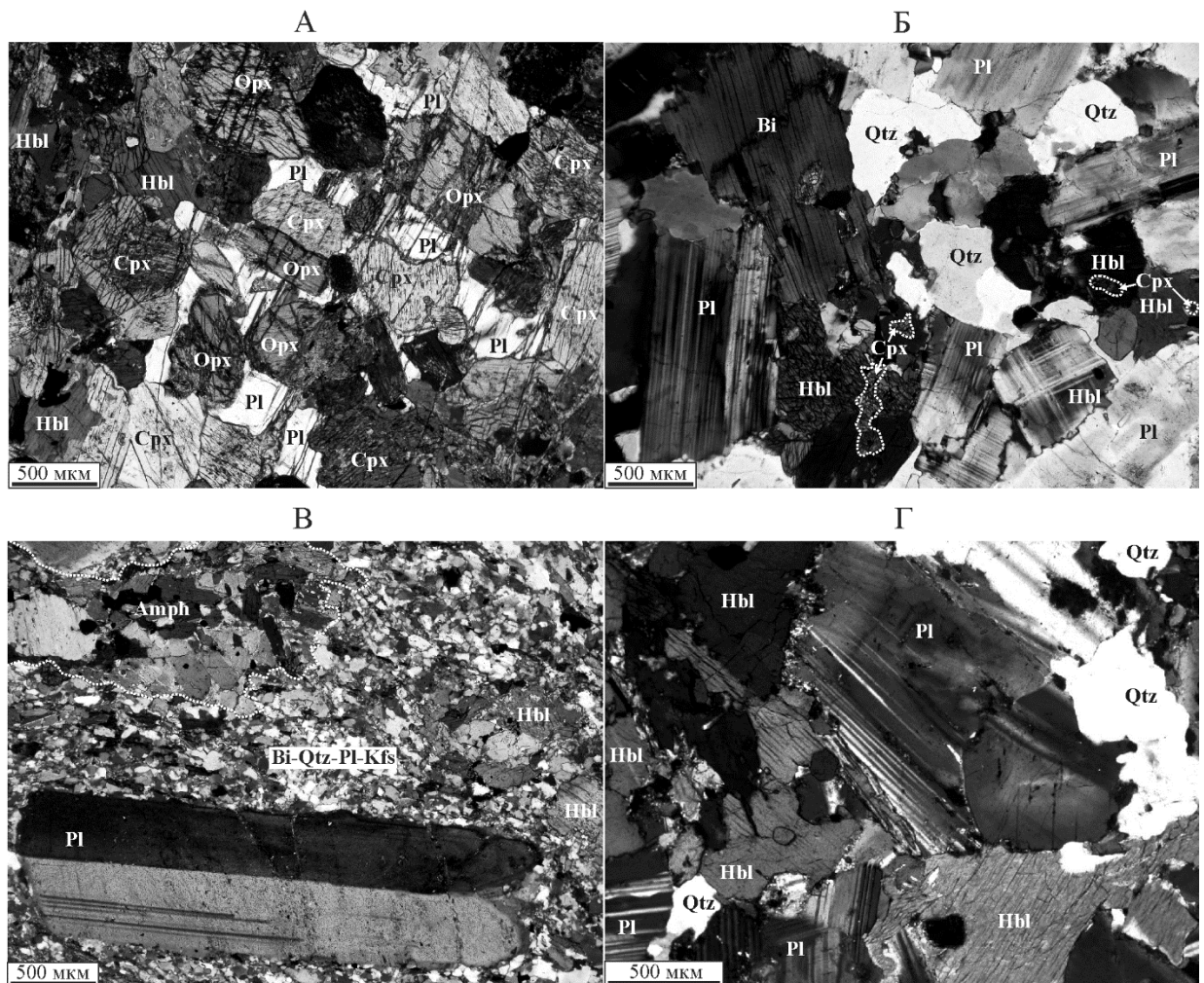


Рис. 4.2. Оптические микрофотографии пород собского и конгорского комплексов с анализатором.

А – порфировидные двупироксеновые габбродиориты ранней фазы конгорского комплекса долины руч. Элькошор (обр. S11/27-1);

Б – порфировидные двупироксеновые габбродиориты главной интрузивной фазы конгорского комплекса (обр. S11/5-1);

В – монцодиорит-порфиры поздней фазы конгорского комплекса (обр. S11/7-1);

Г – порфировидные роговообманковые габбродиориты главной фазы собского комплекса (обр. S15-1/11).

Обозначены: ортопироксен – Орх, клинопироксен – Срх, амфибол – Amph, роговая обманка – Hbl, плагиоклаз – Pl, биотит – Bi, кварц – Qtz, калиевый полевой шпат – Kfs

### Состав породобразующих минералов

**Конгорский комплекс.** В габбродиоритах ранней интрузивной фазы конгорского комплекса клинопироксены относятся к диопсид-авгитовому

ряду ( $Mg\#$  67,9–74,9,  $TiO_2$  0–0,4 мас. %,  $Al_2O_3$  1,1–2,3 мас. %,  $Na_2O$  0,2–0,5 мас. %). Они зональны по составу – наблюдается понижение магнезиальности (74,9→67,9),  $Na_2O$  (0,5→0,3 мас. %) и увеличение  $FeO$  (8,4→10,8 мас. %) к краям зерен. Ортопироксен представлен гиперстеном ( $Mg\#$  57,0–58,4,  $TiO_2$  0,2–0,3 мас. %,  $Na_2O$  0,1 мас. %). Первичный амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой, состав которой неоднороден. В неизмененных зернах от центра к краям отмечается постепенное уменьшение магнезиальности (61,5→57,7),  $TiO_2$  (2,1→1,1 мас. %),  $Al_2O_3$  (7,7→6,1 мас. %),  $K_2O$  (0,8→0,5 мас. %). В некоторых участках зерен к краям увеличивается магнезиальность и проявляется более интенсивное обеднение титаном, алюминием и калием, это связано с постепенной актинолитизацией роговой обманки. Усредненные составы первичных магматических минералов приведены в таблице (приложение 9). Плагиоклаз имеет нормальную зональность и варьирует по составу от лабрадора до андезина –  $An_{61-40}$  (Соболев и др., 2018б).

Пироксены из габбродиоритов главной фазы Конгорского массива (р. Макарузъ) характеризуются близкими, но чуть более магнезиальными составами по сравнению с пироксенами из габбродиоритов ранней фазы. Магнезиальность клинопироксенов диопсид-авгитового ряда варьирует в пределах 69,0–75,8, уменьшаясь к краю зерен. Содержание (мас. %)  $TiO_2$  составляет 0–0,3,  $Al_2O_3$  0,8–1,8,  $Na_2O$  0,2–0,6. Вариации состава гиперстена:  $Mg\#$  58,2–64,0,  $TiO_2$  0,1–0,3,  $Na_2O$  0–0,2. Усредненные составы магматических минералов приведены в таблице (приложение 9). Первичные амфиболы, замещающие зерна клино- и ортопироксена по краям, представлены магнезиальной роговой обманкой и эденитом. В отличие от роговых обманок из габбродиоритов ранней фазы, для рассматриваемых амфиболов свойственны большие предельные вариации магнезиальности, а также более высокие содержания (мас. %)  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  ( $Mg\#$  55,8–63,9,  $TiO_2$  0,7–2,1,  $Al_2O_3$  7,4–9,2,  $K_2O$  0,8–1) (приложение 9). Плагиоклаз имеет нормальную

зональность, но менее кальциевый состав ( $An_{51-34}$ ), по сравнению с плагиоклазом из габбродиоритов ранней фазы (Соболев и др., 2018б).

Клинопироксен в монцодиоритах поздней фазы Конгорского массива представлен диопсидом и отличается от клинопироксенов из габбродиоритов ранней и главной фаз более высокими значениями магнезиальности и содержаниями натрия ( $Mg\# 72,4-77,8$ ,  $Na_2O 0,4-0,9$  мас. %), более низкими концентрациями алюминия ( $Al_2O_3 0,7-1,4$ ) при близких содержаниях титана ( $TiO_2 0-0,4$  мас. %). Клинопироксен в виде реликтов встречается только в центральных частях наиболее крупных зерен магнезиальной роговой обманки, состав которой близок к составу роговых обманок из габбродиоритов предшествующих фаз ( $Mg\# 59,0$ ,  $TiO_2 1,1$ ,  $Al_2O_3 7,4$ ,  $K_2O 0,8$ ) (приложение 10). Плагиоклаз во вкрапленниках представлен преимущественно андезином и лабрадором  $An_{48-52}$  (приложение 10) с олигоклазовыми каймами состава  $An_{27-17}$ . В основной массе породы плагиоклаз имеет состав  $An_{22-3}$  (Соболев и др., 2018б).

**Собский комплекс.** Габбродиориты главной фазы собского комплекса (в среднем теч. р. Макарузь) отличаются от габбродиоритов главной фазы Конгорского массива отсутствием в их составе пироксенов, а магнезиальная роговая обманка при близких содержаниях  $TiO_2$  (0,9–1,6 мас. %) имеет существенно меньшую магнезиальность ( $Mg\# 53,4-56,2$ ), более низкие содержания  $K_2O$  (0,4–0,6 мас. %) и более высокие –  $Al_2O_3$  (8,9–10,1 мас. %) (приложение 10) Зерна роговой обманки имеют зональное строение. От центра к краям уменьшаются магнезиальность, содержания  $TiO_2$  и увеличивается –  $Al_2O_3$ . Плагиоклаз существенно более основной, представлен лабрадором ( $An_{63-51}$ ) (Соболев и др., 2018б).

### **Р–Т условия кристаллизации**

Соотношения первичных магматических минералов позволяют восстановить последовательность их кристаллизации. Сначала кристаллизовались клино- и ортопироксены, затем происходила одновременная кристаллизация роговых обманок и плагиоклаза. С учетом

этого были рассчитаны P-T условия формирования пород. Давление, температура кристаллизации и содержание воды в расплаве рассчитаны по алюминию в роговой обманке (Johnson, Rutherford, 1989; Ridolfi et al, 2010) и составляют: 1,0–2,2 кбар,  $783\pm 22^\circ\text{C}$ , 5,5 мас. % – для габбродиоритов ранней фазы конгорского комплекса, 2,0–3,4 кбар,  $860\pm 22^\circ\text{C}$ , 6,1 мас. % – для габбродиоритов главной фазы конгорского комплекса, 1,3–2,1 кбар,  $829\pm 22^\circ\text{C}$ , 5,0 мас. % – для монцодиоритов поздней фазы конгорского комплекса, 2,3–3,8 кбар,  $859\pm 22^\circ\text{C}$ , 8,0 мас. % – для габбродиоритов главной фазы собского комплекса (Соболев и др., 2018б).

### Геохимическая характеристика

**Конгорский комплекс.** Габбронориты и двупироксеновые габбродиориты ранней фазы конгорского комплекса в долине руч. Элькошор представлены натриевыми и калий-натриевыми известково-щелочными породами нормальной щелочности (по классификации (Петрографический..., 2008)) (рис. 4.3 А, Б, приложение 11). При незначительных изменениях  $\text{SiO}_2$  для них свойственны невысокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (0,3–0,5 мас. %) и значительные вариации  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (приложение 11) (Соболев и др., 2018б).

Габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты главной фазы Конгорского массива – калий-натриевые и натриевые породы нормальной и повышенной щелочности. (рис. 4.3 А, приложение 11). На классификационных диаграммах (рис. 4.3 А, Б) составы пород образуют две группы фигуративных точек. Первую группу (рис. 4.3 Б) образуют точки составов габбродиоритов, диоритов и кварцевых диоритов с содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (0,8–1,4 мас. %) и относящихся к умереннокалиевой известково-щелочной серии (приложение 11). Во вторую группу попадают точки составов монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов с существенно более высокими, по сравнению с породами первой группы, содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (2,76–2,82 мас. %), попадающие в области составов высококалиевой известково-щелочной серии. Для этих пород также

характерны повышенные содержания  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  при более низких  $FeO_{общ.}$  и  $MgO$  (приложение 11) по сравнению с породами первой группы (Соболев и др., 2018б).

Монцогаббродиориты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты поздней (дайковой) интрузивной фазы Конгорского массива – калий-натриевые и калиевые породы повышенной щелочности (рис. 4.3 А, приложение 11). Составы пород попадают (рис. 4.3 Б) в поля шошонит-латитовой и высококалиевой известково-щелочной серий. По содержанию породообразующих оксидов породы дайковой фазы сопоставимы с субщелочными разностями главной фазы. Содержания  $K_2O$  в монцонитоидах поздней фазы достигают максимальных значений – 2,8–3,6 мас. % (Соболев и др., 2018б).

Для габброноритов и габбродиоритов ранней фазы характерно умеренное суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) – от 44,3 до 62,9 г/т (приложение 12). Хондрит-нормированное распределение РЗЭ характеризуется слабым обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) относительно тяжелых (ТРЗЭ) –  $La_N/Yb_N$  – 1,8–3,1 и выраженным дефицитом  $Eu$  (рис. 4.4 А). На мультиэлементной диаграмме, демонстрирующей распределение в породах элементов-примесей относительно состава примитивной мантии, видно, что в габброноритах и габбродиоритах практически отсутствует обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных. Породы примерно в одинаковой степени слабо обогащены  $Cs$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Th$ ,  $U$ , ЛРЗЭ при относительно пониженных содержаниях  $Zr$ ,  $Hf$  и ТРЗЭ. При этом отмечаются хорошо выраженная положительная аномалия по  $Pb$  и отрицательная – по  $Nb$  (рис. 4.4 Б) (Соболев и др., 2018б).

Для пород Конгорского массива, относящихся к главной и поздней интрузивным фазам конгорского комплекса, характерен несколько иной характер распределения элементов-примесей (приложение 12). Отмечается обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La_N/Yb_N$  2,7–8,9) (рис. 4.4 В), и



крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Sr, Pb), а также Th и U, относительно высокозарядных элементов (рис. 4.4 Г), с хорошо проявленными положительными аномалиями по Pb, Sr, U и отрицательными – по Nb и Ta. Хотя в целом характер распределения элементов-примесей в породах массива близок, две группы составов, выделенные по петрогенным элементам, можно различить и по концентрациям микроэлементов. Породы первой группы – габбродиориты, диориты и кварцевые диориты главной фазы Конгорского массива, относящиеся к известково-щелочной серии, характеризуются низкими суммарными содержаниями РЗЭ (43,7–48,8 г/т) и незначительными их вариациями. Для хондрит-нормированного распределения РЗЭ типично слабое и умеренное обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La_N/Yb_N - 2,7-4,2$ ) (рис. 4.4 В). Породы второй группы – монцонитоиды главной и дайковой фаз, относящиеся к высококалийевой известково-щелочной и шошонит-латитовой сериям, – имеют более высокие суммарные концентрации РЗЭ (66,8–108,8 г/т) при большем обогащении ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La_N/Yb_N - 5,7-8,9$ ) (рис. 4.4 В) и более значительными концентрациями некоторых крупноионных литофильных (Cs, Rb, Sr) и некоторых высокозарядных (Th, U, Zr, Hf, Ta, Nb) элементов (рис. 4.4 Г) (Соболев и др., 2018б).

**Собский комплекс.** Породы главной интрузивной фазы собского комплекса в среднем течении р. Макарузь и в долине руч. Элькошор характеризуются нормальной и пониженной щелочностью калий-натриевого и натриевого типов и образуют непрерывно-дифференцированную известково-щелочную серию габбро, габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов (рис. 4.3 А, Б, приложение 11), в которой отмечается увеличение суммарной щелочности ( $Na_2O+K_2O$ ) от габбро к диоритам и ее уменьшение от диоритов к тоналитам. В непрерывной серии составы пород варьируют в широких пределах (приложение 11). В некоторых эндоконтактных разностях кварцевых диоритов и диоритов в долине руч. Элькошор (обр. S32-1/11, S11/22-1, S32/11, S11/24-1) отмечаются повышенные

содержания  $K_2O$  (1,4–2,2), не типичные для пород собского комплекса (Соболев и др., 2018б).

Для всех пород собского комплекса характерны умеренные и низкие суммарные содержания РЗЭ (35,4–67,3 г/т) (приложение 13), при этом отмечается четкая тенденция к увеличению суммы РЗЭ в ряду от габбро к диоритам (46,7→67,3 г/т) и к ее уменьшению от диоритов к тоналитам (67,3→35,4 г/т). Все породы собского комплекса слабо и умеренно обогащены ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La_N/Yb_N = 1,7–5,9$ ) (рис. 4.4 А, В), а также крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) и Th, U относительно высокозарядных элементов (рис. 4.4 Б, Г), с отчетливо проявленными положительными аномалиями по Pb и Sr и отрицательными – по Nb и Ta (Соболев и др., 2018б).

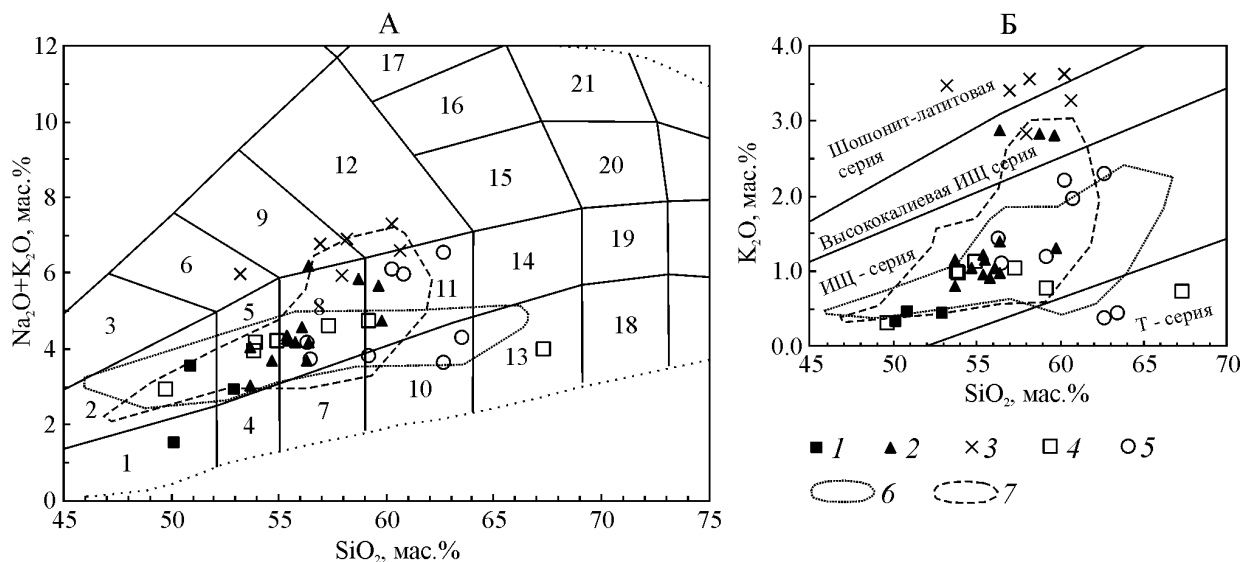


Рис. 4.3. Классификационные диаграммы для интрузивных пород собского и конгорского комплексов: А –  $(Na_2O+K_2O)$ – $SiO_2$ , по (Шарпенюк и др., 2013); Б –  $K_2O$ – $SiO_2$ , по (Le Maitre et al, 1989).

На диаграмме  $K_2O$ – $SiO_2$  обозначены серии пород: толеитовая – Т, известково-щелочная – ИЩ.

Поля на диаграмме  $(Na_2O+K_2O)$ – $SiO_2$ : 1 – габбро низкощелочные (н/щел.), 2 – габбро, 3 – монцогаббро, 4 – н/щел. габбродиориты, 5 – габбродиориты, 6 – монцогаббродиориты, 7 – н/щел. диориты, 8 – диориты, 9 – монцодиориты, 10 – н/щел. кварцевые диориты, 11 – кварцевые диориты, 12 – монцониты и кварцевые монцодиориты, 13 – н/щел. гранодиориты, 14 – гранодиориты, 15 – граносиениты, 16 – сиениты, 17 – щелочные сиениты; 18 – н/щел. граниты, 19 – граниты, 20 – умеренно щелочные граниты 21 – щелочные граниты.

Фигуративные точки составов: 1–3 – конгорский комплекс: 1 – габбронориты и габбродиориты ранней интрузивной фазы (руч. Элькошор), 2 – габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты главной фазы (р. Макарузь, Конгорский массив), 3 – монцогаббродиориты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты поздней фазы (р.

Макаррузь, Конгорский массив); 4–5 – собский коплекс, главная интрузивная фаза: 4 – габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты (среднее теч. р. Макаррузь), 5 – диориты и кварцевые диориты (руч. Элькошор); 6–7 – поля составов для собского и конгорского комплексов соответственно, по (Старков, 1985)

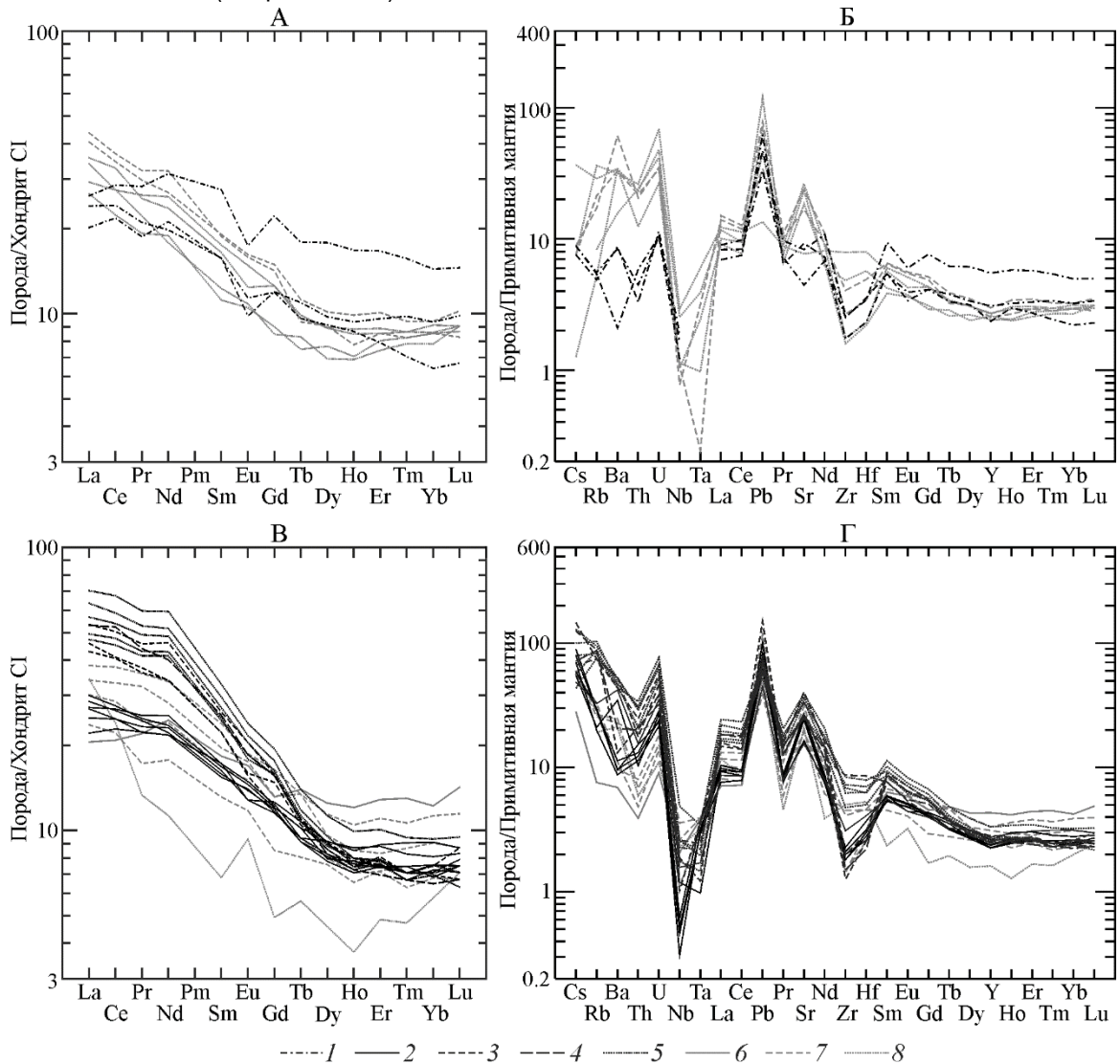


Рис. 4.4. Графики распределения элементов-примесей.

А – распределение РЗЭ; Б – мультиэлементная диаграмма для пород конгорского и собского комплексов (руч. Элькошор, р. Танью); В – распределение РЗЭ; Г – мультиэлементная диаграмма для пород конгорского и собского комплексов (р. Макаррузь, р. Хараматолоу).

Для графиков: А, В – содержания РЗЭ нормированы к хондриту CI; Б, Г – концентрации элементов-примесей нормированы к их содержаниям в примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989).

1–5 – конгорский комплекс: 1– габбронориты и габбродиориты ранней интрузивной фазы; 2–3 – главная интрузивная фаза (2 – габбродиориты и диориты, и кварцевые диориты, 3 – монцодиориты и кварцевые монцодиориты); 4–5 – поздняя фаза (4 – монцогаббродиориты, 5 – монцодиориты и кварцевые монцодиориты). 6–8 – собский коплекс, главная интрузивная фаза: 6 – габбро; 7 – габбродиориты и диориты; 8 – кварцевые диориты

### Результаты исследований цирконов

Для уточнения времени начала формирования серий пород конгорского и собского комплексов диссертантом проведены комплексные исследования кристаллов циркона (Соболев и др., 2012, 2015б, 2017а-в, д, 2018а, б). Были исследованы морфологические особенности в проходящем и отраженном свете, катодолюминесцентные свойства и геохимические особенности зерен циркона. Методом SIMS (SHRIMP-RG) были проанализированы цирконы из: дайки монцодиорит-порфиров поздней фазы Конгорского массива (обр. S11/9-1, левый борт среднего течения р. Макарузъ, N 66°43'42", E 65°15'6") (рис. 4.5, приложение 14); диоритов конгорского комплекса массива Диоритовый (обр. U60/14, привершинная часть г. Северная Манюкую, N 66°18,4239', E 63°59,7464') (рис. 4.6, приложение 15); дайки порфировидных плагиогранитов поздней фазы собского комплекса (обр. S69-15, расчистка 309, месторождение Петропавловское, N 66°48'44.9", E 66°27'37.0") (рис. 4.7, приложение 16). Методом LA-ICP-MS были исследованы цирконы из: двупироксеновых габбродиоритов ранней интрузивной фазы (обр. № S11/27-1, руч. Элькошор, N 66°23'3", E 64°13'26") и двупироксеновых габбродиоритов главной фазы (обр. № S11/5-1, среднее теч. р. Макарузъ, N 66°44'7", E 65°14'32") конгорского комплекса (рис. 3.23, 4.1, рис. 4.8, 4.10, приложение 17, 18). Кроме этого, были исследованы цирконы из роговообманковых габбродиоритов (обр. № S15-1/11, среднее теч. р. Макарузъ, N 66°46'15", E 65°12'16") (рис. 3.23, рис. 4.9, 4.10, приложение 19) и карбонатизированных диоритов (обр. S84-15; месторождение Петропавловское, N 66°48'35", E 66°27'31") (рис. 4.11, приложение 20) главной фазы собского комплекса. Для большей части датированных зерен были определены содержания РЗЭ (рис. 4.5 Б, 4.6 В, 4.7 Б, 4.10).

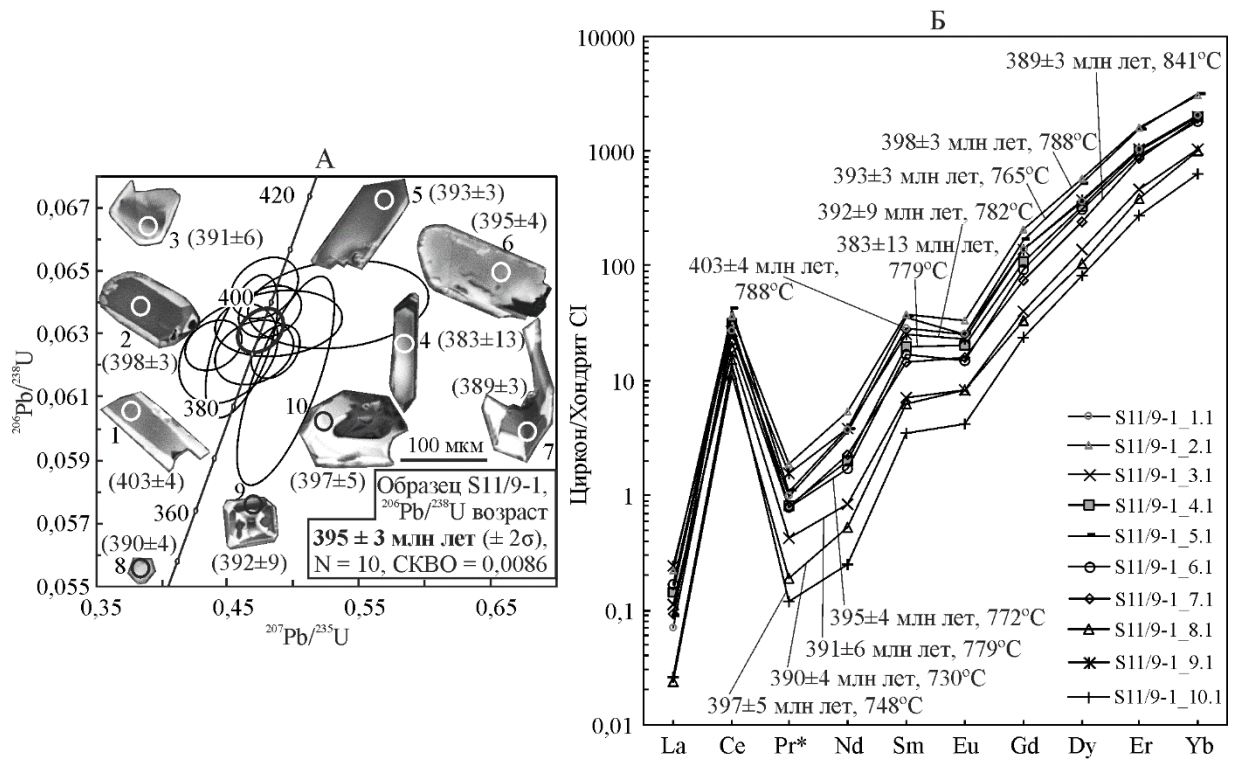


Рис. 4.5. Результаты катодолуминесцентных, геохимических и U-Pb SIMS исследований кристаллов циркона из дайки монцодиорит-порфиров поздней фазы конгорского комплекса (обр. S11/9-1, Конгорский массив, среднее теч. р. Макарузье).

А – катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами и возрастом датированных зерен и диаграмма с конкордией для возраста цирконов. Эллипсы погрешностей на уровне  $2\sigma$ .

Б – графики распределения РЗЭ для цирконов из дайки монцодиоритов поздней фазы конгорского комплекса. Нормировано к хондриту CI (Sun, McDonough, 1989)

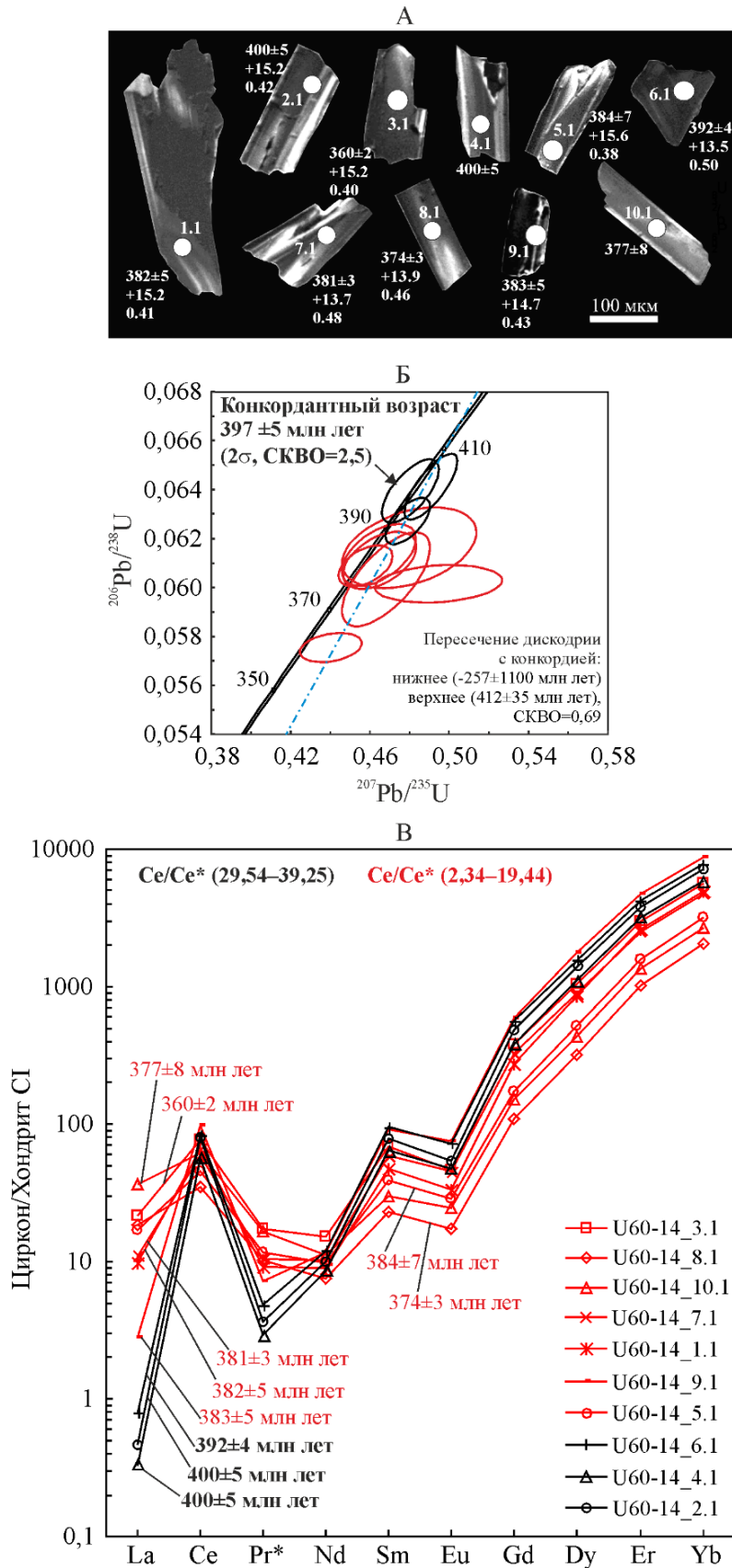


Рис. 4.6. Результаты катодолуминесцентных, геохимических, изотопно-геохимических (Lu-Hf) и U-Pb SIMS исследований кристаллов циркона из диоритов главной фазы конгорского комплекса (обр U60/14, Диоритовый массив, г. Северная Манюкую).

А – катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами, возрастом и данными по изотопному составу гафния εHf(t) и значениями T<sub>DM(2)</sub> млрд лет.

Б – диаграмма с конкордией для возраста цирконов. Эллипсы погрешностей на уровне 2σ.

В – графики распределения РЗЭ для цирконов. Нормировано к хондриту CI по (Sun, McDonough, 1989)

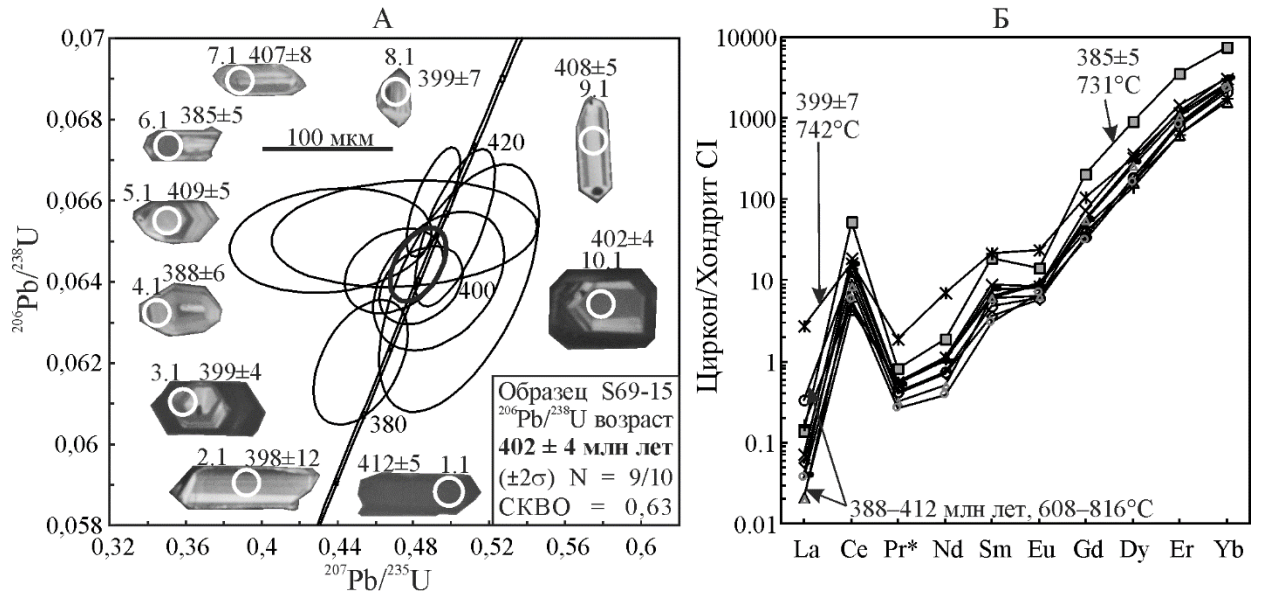


Рис. 4.7. Результаты катодолуминесцентных, геохимических и U-Pb SIMS исследований кристаллов циркона из дайки плагиигранитов поздней фазы собского комплекса (обр S69-15, расчистка 309, месторождение Петропавловское).

А – катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами и возрастом датированных зерен и диаграмма с конкордией для возраста цирконов. Эллипсы погрешностей на уровне  $2\sigma$ .

Б – графики распределения РЗЭ для цирконов. Нормировано к хондриту CI (Sun, McDonough, 1989)

**Геохимия цирконов конгорского комплекса.** Цирконы из габбродиоритов ранней фазы конгорского комплекса (обр. S11/27-1, 8 анализов) (Соболев и др., 2018б) характеризуются умеренными хорошо выдержанными концентрациями U и Th – 101–282 и 45–114 г/т, соответственно, при величине U/Th – 1,46–3,98. Суммарные содержания РЗЭ в них варьируют от 511 до 1214 г/т, а величина  $\text{Yb}_N/\text{La}_N$  составляет примерно – 2210 (рис. 4.10).

Цирконы из габбродиоритов главной фазы конгорского комплекса (обр. S11/5-1, 44 анализа) (Соболев и др., 2018б) характеризуются достаточно сильно варьирующими концентрациями U и Th – 55–766 и 23–294 г/т, соответственно, при величине U/Th – 1,84–3,71. По характеру распределения и суммарным концентрациям РЗЭ они похожи на цирконы из пород ранней фазы, но вариации суммарных концентраций РЗЭ (204–1335 г/т) и значений  $\text{Yb}_N/\text{La}_N$  (445–6309 г/т) в них более широкие. Отдельные спектры

характеризуются существенно меньшими значениями  $Yb_N/La_N$  – 26–76 (рис. 4.10).

Цирконы из диоритов главной фазы конгорского комплекса (обр. U60/14, массива Диоритовый) (Соболев и др., 2017д), характеризуются довольно высокими концентрациями U и Th – 192–629 и 103–598 г/т соответственно, при достаточно выдержанных U/Th отношениях – 1,04–2,20. Для них свойственны значительные вариации суммарных концентраций РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb) от 660 до 2928 г/т. По величине  $Yb_N/La_N$  цирконы делятся на две группы (рис. 4.6 В): Первая группа характеризуется сильным обогащением тяжелыми лантаноидами относительно легких лантаноидов ( $Yb_N/La_N$  – 9795–17829) и значительной положительной Ce-аномалией ( $Ce/Ce^*$  – 29,54–39,25), вторая группа существенно в меньшей степени обогащена тяжелыми РЗЭ относительно легких РЗЭ ( $Yb_N/La_N$  – 73–3135), при меньших значениях  $Ce/Ce^*$  – 2,41–19,44. Для обеих групп характерна слабая отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  – 0,19–0,27). По содержанию Ti в цирконе (Watson et al, 2006) рассчитана модельная температура кристаллизации: 874–762°C (при  $a_{SiO_2}=1$  и  $a_{TiO_2}=0,7$ ).

Для цирконов из монцодиоритов поздней фазы Конгорского массива (обр. S11/9-1, 10 анализов) (Соболев и др., 2017б, в) характерны низкие концентрации U и Th – 52–193 и 16–109 г/т соответственно при выдержанных значениях U/Th – 1,69–3,23. При значительных вариациях суммарных концентраций РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb) от 190 до 998 г/т характер их распределения весьма похож. Для РЗЭ в цирконах характерна четко выраженная дифференциация с сильным обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких ( $Yb_N/La_N$  – 8208–42361) (рис. 4.5 Б), значительная по величине положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^*$  – 30–107) и небольшая отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  – 0,25–0,42) (рис. 4.5 Б). По содержанию Ti в цирконе (Watson et al, 2006) оценена модельная температура кристаллизации, она варьирует в интервале 841–730°C (при  $a_{SiO_2}=1$  и  $a_{TiO_2}=0,7$ ).



**Геохимия цирконов собского комплекса.** Для цирконов из габбродиоритов собского комплекса (обр. S15-1/11, 15 анализов) по сравнению с цирконами из пород конгорского комплекса свойственны несколько меньшие концентрации U и Th – 47–254 и 15–62 г/т, соответственно, при больших значениях U/Th – 2,24–4,10, а также меньшие суммарные концентрации РЗЭ (193–596 г/т) (Соболев и др., 2018б) (рис. 4.10).

Цирконы из плагиогранитов поздней дайковой фазы собского комплекса (обр. S69-15, месторождение Петропавловское) (Соболев и др., 2018а). По сравнению с диоритами главной фазы собского комплекса, цирконы из плагиогранитов характеризуются как правило более высокими концентрациями U и Th – 82–729 и 25–216 г/т, соответственно, при схожих значениях U/Th – 2,63–4. Суммарные концентрации РЗЭ в этих цирконах в целом близки – 423–882 г/т, а для хондрит-нормированных спектров (рис. 4.7 Б) характерна хорошо выраженная дифференциация с сильным обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких ( $Yb_N/La_N$  – 6270–125473). Отмечается значительная по величине положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^*$  – 15–90) и небольшая отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  – 0,21–0,39). По содержанию Ti в цирконе (Watson et al, 2006) оценена модельная температура кристаллизации, которая варьирует от 608 до 816°C (при  $a_{SiO_2}=1$  и  $a_{TiO_2}=0,7$ ). Два циркона (6.1 и 8.1) имеют существенные отличия по сравнению с остальными изученными зернами. Для зерна 6.1 характерны существенно большая суммарная концентрация РЗЭ (2135 г/т), более сильно проявленная цериевая аномалия ( $Ce/Ce^*$  – 113) и меньший дефицит европия ( $Eu/Eu^*$  – 0,13) (рис. 4.7 Б). Основными отличиями зерна 8.1 являются более высокие значения  $^{232}Th/^{238}U$  – 0,77, существенно меньшие –  $Yb_N/La_N$  – 961 (рис. 4.7 Б) и  $Ce/Ce^*$  – 4. Только в этом зерне отмечается высокое содержание Fe – 102 г/т. Эти два зерна принципиально не отличаются по морфологии и катодолюминесцентным свойствам от других цирконов из данного образца, но, учитывая существенные отличия их состава, можно предположить, что в

цирконах 6.1 и 8.1 U–Pb изотопная система могла быть нарушена в результате метамиктизации и/или более поздних термальных событий.

Для цирконов из всех изученных образцов (Соболев и др., 2018б) типично четко выраженное обогащение ТРЗЭ по сравнению с ЛРЗЭ и значительная по величине положительная Се-аномалия (рис. 4.5 Б, 4.6 В, 4.7 Б, 4.10). Сходство состава и характер распределения РЗЭ в большинстве цирконов, свидетельствуют о том, что они имеют близкое происхождение, соответствуют типичным цирконам магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003).

***Морфология, катодолюминесцентные свойства и результаты датирования цирконов***

Образец S11/27-1. Цирконы из габбродиоритов ранней фазы конгорского комплекса (Соболев и др., 2018б) представлены двумя типами. Первый тип – это хорошо ограненные идиоморфные призматическо-бипирамидальные короткие ( $K_{удл} - 1,5-2,5$ ) кристаллы, реже бипирамидально-призматические в большей степени удлиненные ( $K_{удл} - 3-5$ ) зерна размером 100–150 мкм, прозрачные, светло-желтые, с алмазным блеском. Внутри зерен встречается большое количество включений более мелких кристаллов циркона. Цирконов второго типа всего два (зерна № 9 и 30). Это полуокатанные полупрозрачные розоватые изометричные обломки зерен размером от 75 до 100 мкм.

На катодолюминесцентных изображениях (рис. 4.8 А) цирконы первого типа характеризуются умеренным свечением в желтовато-серых, реже в голубовато-серых тонах, с хорошо выраженной умеренно-контрастной осцилляционной или секториальной зональностью либо их сочетанием. В некоторых зернах хорошо диагностируются ядра, которые, по-видимому, послужили затравкой при росте кристаллов (зерна № 12, 17, 19, 32, 35, 39-40, 47, 49, 50). Для цирконов второго типа свойственно слабое свечение в голубовато-серых тонах, с размытой осцилляционной зональностью.

Из габбродиоритов было проанализировано 47 индивидуальных кристаллов циркона (50 локальных анализов) (приложение 17). Результаты для 1 анализа были исключены из рассмотрения по причине высокой дискордантности. Для оставшихся 49 анализов (рис. 4.8 Б) получен широкий диапазон возрастов – от 306 до 1421 млн лет, среди которых выделяется когерентная группа из 45 анализов цирконов первого типа с относительно небольшим диапазоном  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов – 387–403 млн лет и рассчитанным средним значением конкордантного возраста  $396 \pm 1$  млн лет (95%, СКВО=1,06). Скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$  средневзвешенный возраст для этих же анализов составил  $396 \pm 1$  млн лет (95%, СКВО=1,3), соответствующий концу эмского века раннего девона (Соболев и др., 2018б).

Для одного из этих зерен были сделаны определения возраста в ядерной части (анализ № 39) и в зоне роста (анализ № 40) (приложение 17, рис. 4.8 А), ядерная часть получилась немного древнее –  $401 \pm 8$  млн лет ( $2\sigma$ ), а кайма моложе –  $394 \pm 8$  млн лет ( $2\sigma$ ), но из-за высокой погрешности метода оба анализа можно считать одновозрастными. Два циркона первого типа (анализы № 28, 49) (приложение 17, рис. 4.8 А), исключенные при расчете среднего конкордантного и средневзвешенного возрастов, характеризуются самыми молодыми  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастaми – позднедевонским ( $367 \pm 10$  млн лет) и позднекаменноугольным ( $306 \pm 7$  млн лет). Два циркона второго типа (анализы № 9 и 30) (приложение 17, рис. 4.8 А) имеют мезопротерозойские  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрасты –  $1204 \pm 65$ ,  $1421 \pm 54$  млн лет ( $2\sigma$ ) (Соболев и др., 2018б).

Образец S11/5-1. Цирконы из габбродиоритов главной фазы конгорского комплекса (Соболев и др., 2018б) представлены однотипными идиоморфными зернами размером 100–350 мкм, прозрачными, светло-желтыми, с алмазным блеском, в различной степени удлинёнными ( $K_{\text{удл}} - 3-3,5$ ). В катодных лучах (рис. 4.8 В) цирконы имеют свечение умеренной интенсивности. Преобладают зерна с умеренно- и слабо контрастной осцилляционной (часто плохо проявленной и грубой) зональностью, в меньшем количестве встречаются зерна с секториальной зональностью и без заметной зональности.

Всего было проанализировано 50 индивидуальных зерен циркона (50 анализов) (приложение 18). Результаты по 3 анализам были исключены из рассмотрения, по причине высокой дискордантности. Для оставшихся 47 анализов (рис. 4.8 Г) получен диапазон  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов – от 379 до 415 млн лет, с рассчитанным значением среднего конкордантного возраста  $393 \pm 2$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=3,4). Скорректированный на  $^{207}\text{Pb}$ , средневзвешенный возраст для этих же 47 анализов составил  $392 \pm 2$  млн лет (95%, СКВО=1.5), отвечающий временному рубежу раннего и среднего девона (эмсского и эйфельского веков) (Соболев и др., 2018б).

Образец U60/14. Цирконы представлены бипиромидально-призматическими прозрачными с желтоватым оттенком зернами, длиной 150-350 мкм. В катодных лучах цирконы имеют слабое не контрастное свечение, со слабо проявленной лоскутной, реже осцилляционной зональностью (Соболев и др., 2015б, 2017д).

Для 10 датированных зерен циркона (10 анализов), получен диапазон возрастов от 360 до 400 млн лет (рис. 4.6 Б). При более детальном рассмотрении полученных U-Pb датировок (рис. 4.6 Б, приложение 15) и РЗЭ-спектров (рис. 4.6 В) можно выделить две группы цирконов. Первая группа характеризуется более древними возрастaми ( $400 \pm 5$ ,  $400 \pm 6$ ,  $392 \pm 4$  млн лет, со средним конкордантным возрастом  $397 \pm 5$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=2,5)), большими значениями  $\text{Yb}_\text{N}/\text{La}_\text{N}$  – 9795–17829 и  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  – 29,54–39,25, вторая группа – более молодыми возрастaми ( $384 \pm 7$ ,  $383 \pm 5$ ,  $382 \pm 5$ ,  $381 \pm 3$ ,  $377 \pm 8$ ,  $374 \pm 3$ ,  $360 \pm 2$  млн лет), меньшими значениями  $\text{Yb}_\text{N}/\text{La}_\text{N}$  – 73–3135 и  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  – 2,41–19,44 (Соболев и др., 2015б, 2017д, 2018б).

Образец S11/9-1. Цирконы представлены идиоморфными бипирамидально-призматическими зернами размером 30–160 мкм, иногда имеющими слегка скругленные вершины. Кристаллы прозрачные, светло-желтые, в различной степени удлиненные ( $K_{\text{удл}}$  – 2,5–6). В катодных лучах (рис. 4.5 А) цирконы имеют яркое и умеренно-яркое свечение. Преобладают зерна с контрастной секториальной (зерна № 1, 2, 7, 9, 10) и слабоконтрастной

(часто размытой) осцилляционной (зерна № 3, 4, 5) зональностью. В двух зернах зональность почти отсутствует (№ 6, 8) (Соболев и др., 2017б, в).

По 10 анализам получен диапазон  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов 383–403 млн лет. Рассчитанный средний конкордантный возраст (рис. 4.5 А) –  $395\pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=0,0086) (Соболев и др., 2017б, в, 2018б).

Образец S15-1/11. Цирконы из габбродиоритов главной фазы собского комплекса представлены хорошо ограненными идиоморфными бипирамидально-призматическими удлиненными ( $K_{\text{удл}} - 2,5-3,7$ ) и призматическо-бипирамидальными слабо удлиненными ( $K_{\text{удл}} - 2-2,5$ ) кристаллами размером 100–550 мкм, прозрачными, светло-желтыми, с алмазным блеском. В катодных лучах (рис. 4.9 А) цирконы имеют свечение слабой и умеренной интенсивности. Преобладают зерна с хорошо проявленной тонкой и грубой осцилляционной зональностью, часто в сочетании с секториальным и лоскутным строением (Соболев и др., 2018б).

Всего было проанализировано 50 индивидуальных кристаллов циркона (50 анализов) (приложение 19). Результаты по 2 анализам были исключены из рассмотрения по причине высокой дискордантности. Для оставшихся 48 анализов (рис. 4.9 Б) получен диапазон  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов от 390 до 429 млн лет с рассчитанным значением среднего конкордантного возраста  $406\pm 2$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=0,43). Скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$ , средневзвешенный возраст для этих же анализов составил  $407\pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=0,62), отвечающий временному рубежу пражского и эмского веков раннего девона (Соболев и др., 2018б).

Образец S69/15. Цирконы представлены идиоморфными бипирамидально-призматическими ( $K_{\text{удл}} - 2,5-8$ ) прозрачными бесцветными, реже светло-желтыми зернами размером 40–110 мкм. Внутри зерен встречаются небольшие черные включения, а также более мелкие (до 20 мкм) идиоморфные кристаллики циркона. На катодоллюминесцентных изображениях (рис. 4.7 А) цирконы характеризуются умеренным, реже слабым свечением, преимущественно со слабо- и умеренно-контрастной

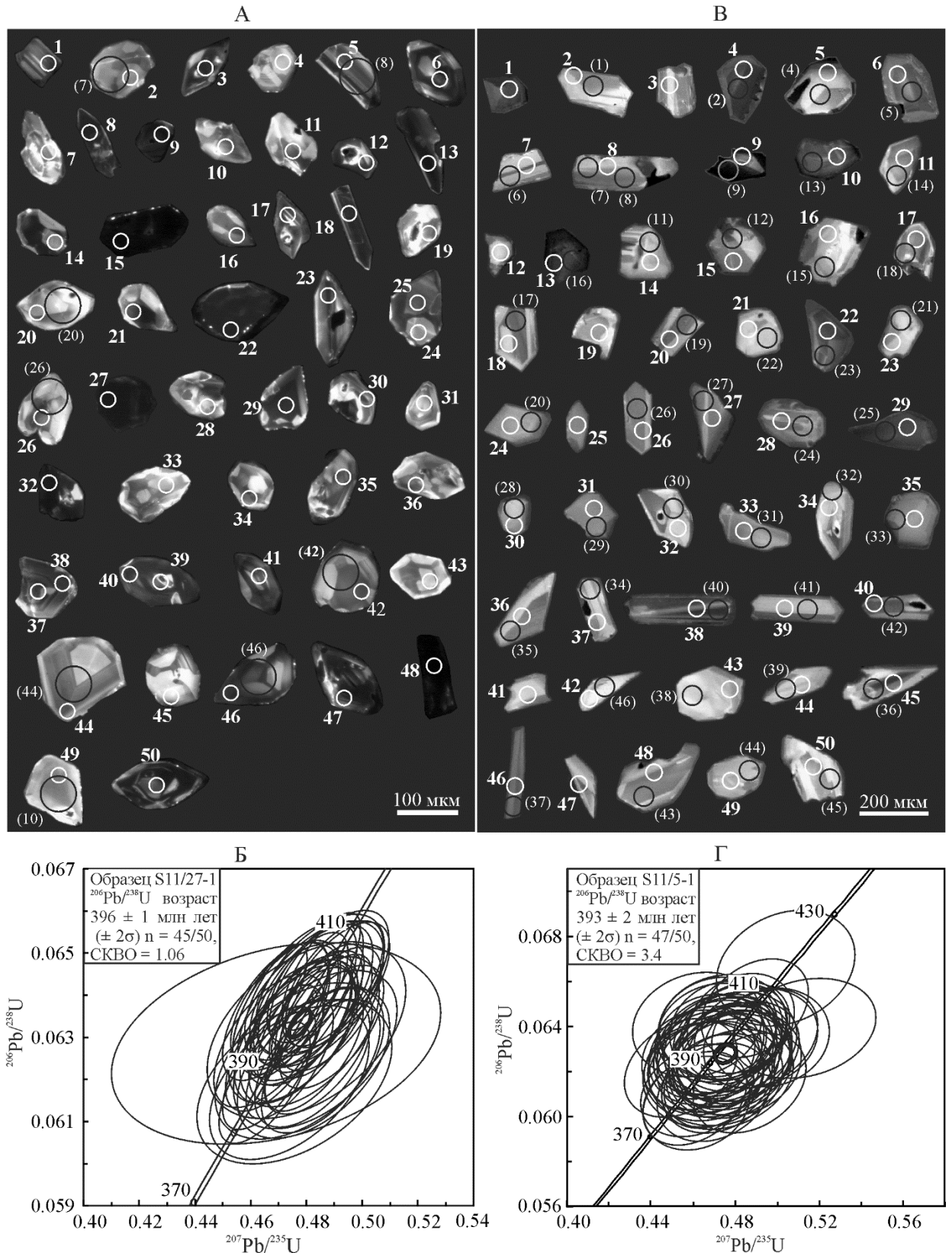


Рис. 4.8. Катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами анализов и диаграммы с конкордией для возраста цирконов.

Цирконы из габбродиоритов ранней (А, Б) и габбродиоритов главной (В, Г) интрузивных фаз конгорского комплекса.

Даны номера анализов: U–Pb изотопных систем (без скобок), РЗЭ (в скобках).

Эллипсы погрешностей на уровне  $2\sigma$

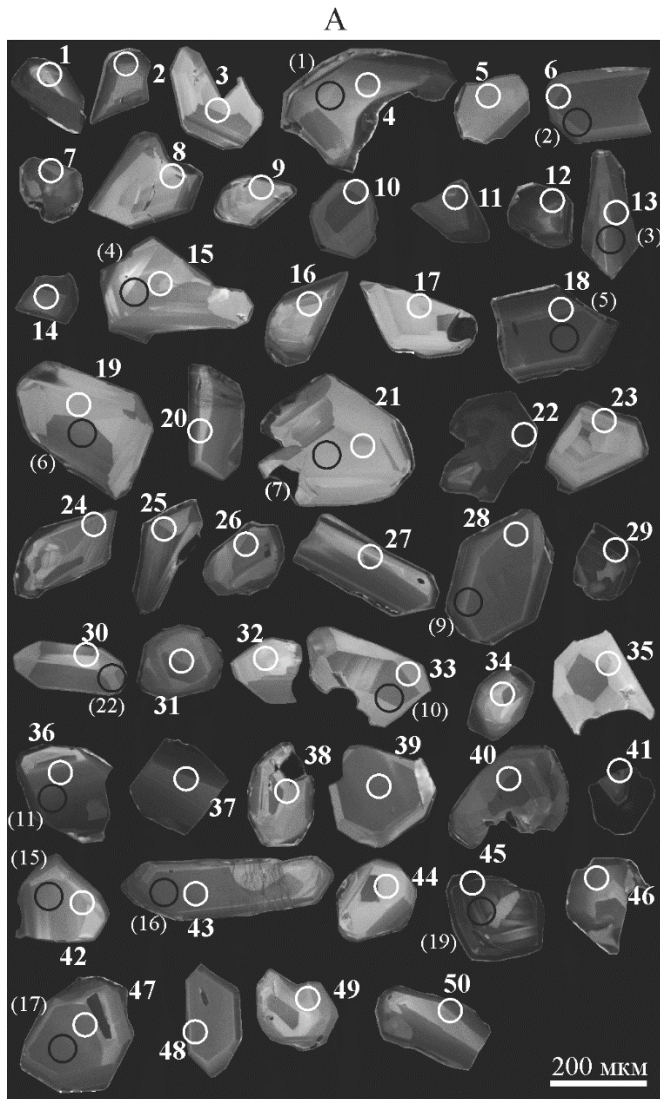
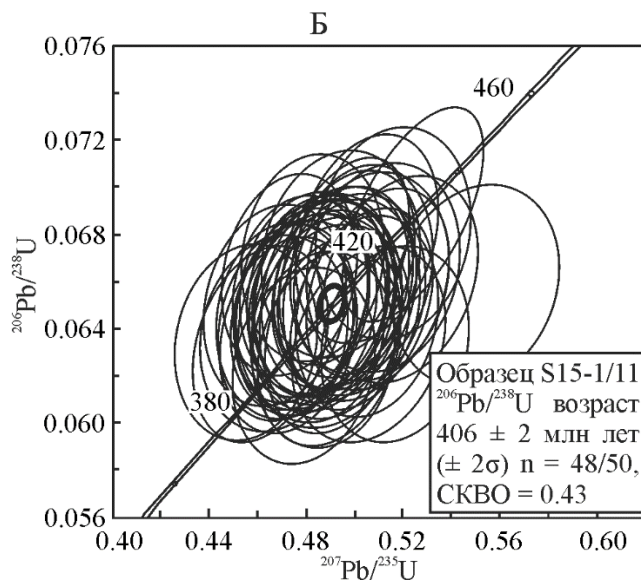


Рис. 4.9. Катодоллюминесцентные изображения цирконов с номерами анализов (А) и диаграмма с конкордией для возраста цирконов (Б) из габбродиоритов главной фазы собского комплекса.

Даны номера анализов: U–Pb изотопных систем (без скобок), РЗЭ (в скобках).

Эллипсы погрешностей на уровне  $2\sigma$



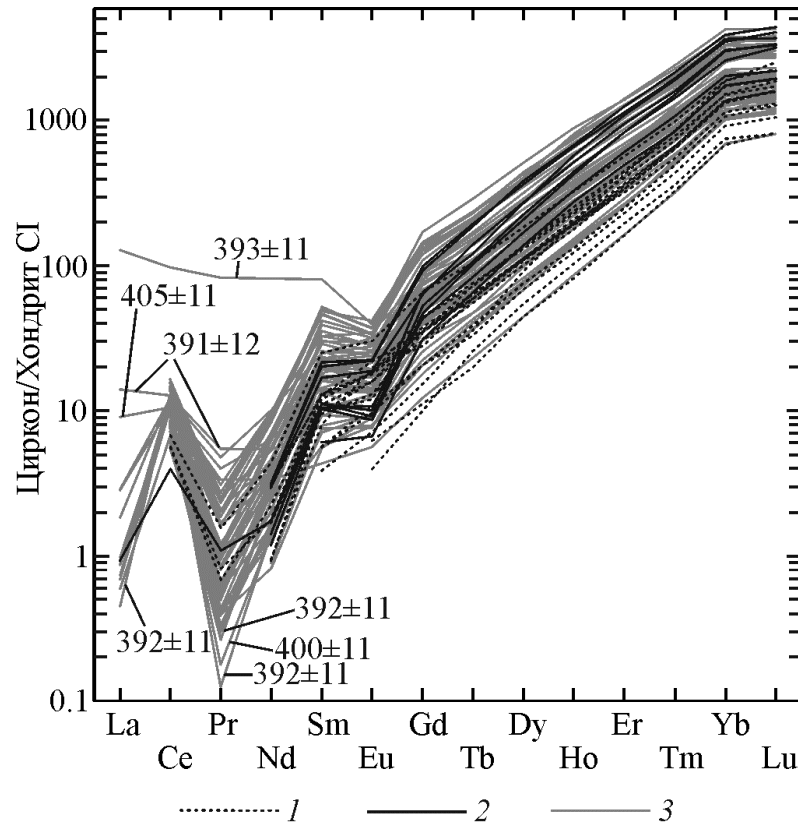


Рис. 4.10. Графики распределения РЗЭ для цирконов из интрузивных пород собского и конгорского комплексов Малоуральской островной дуги.

Нормировано к хондриту CI, по (Sun, McDonough, 1989).

1 – цирконы из габбродиоритов главной интрузивной фазы собского комплекса (обр. S15-1/11); 2 – цирконы из габбродиоритов ранней фазы конгорского комплекса (обр. S11/27-1); 3 – цирконы из габбродиоритов главной фазы конгорского комплекса (обр. S11/5-1)

осцилляционной (часто размытой) зональностью, которая в некоторых зернах сочетается с секториальной зональностью. В единичных слабо светящихся зернах зональность почти не видна (Соболев и др., 2018а).

Для 10 зерен циркона получен диапазон  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов – 385–412 млн лет (рис. 4.7 А, приложение 16). Наиболее молодой циркон (зерно 6.1) имеет возраст  $385\pm 5$  млн лет, для оставшихся 9 зерен, включая зерно 8.1, получен возрастной интервал – 388–412 млн лет со средневзвешенным значением –  $403\pm 4$  млн лет (95%, СКВО=1,55), которое можно интерпретировать как время формирования поздней (дайковой) фазы собского комплекса (Соболев и др., 2018а).

Образец S84/15. Цирконы из диоритов главной фазы собского комплекса представлены идиоморфными бипиромидально-призматическими ( $K_{\text{удл}} - 2,5-$



б) прозрачными бесцветными, реже светло-желтыми зернами размером 50–150 мкм. Внутри зерен иногда встречаются небольшие черные включения. Единичные зерна имеют округлые края. В катодных лучах (рис. 4.11) цирконы характеризуются слабым свечением, со слабо- и умеренно-контрастной осцилляционной (часто размытой) зональностью, которая в некоторых зернах сочетается с секториальной зональностью. В единичных слабо светящихся зернах зональность почти не видна (Соболев и др., 2017а).

Всего было проанализировано 44 индивидуальных кристалла циркона (50 анализов) (рис. 4.11 А), 10 анализов были исключены из рассмотрения по причине их высокой дискордантности. Для 35 цирконов (40 анализов) получен широкий диапазон возрастов от 385 до 2860 млн лет (приложение 20). Результаты 30 анализов (рис. 4.11 Б) образуют кластер с конкордантным возрастом  $410 \pm 2$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 3,4), который вероятно соответствует времени формирования диоритов. Цирконы с более древними возрастaми, вероятно, захвачены из вмещающих пород. Среди них пять цирконов лудловско-лохковского возраста –  $418 \pm 5$ ,  $420 \pm 5$ ,  $422 \pm 5$ ,  $425 \pm 5$ ,  $426 \pm 6$  млн лет (1б), а также единичные цирконы позднеордовикского –  $450 \pm 6$  млн лет (1б), позднекембрийского –  $494 \pm 5$  млн лет (1б), неопротерозойского –  $617 \pm 6$  млн лет (1б) и мезоархейского –  $2860 \pm 24$  млн лет (1б) возраста (Соболев и др., 2017а, 2018б). Такое разнообразие возрастов может свидетельствовать о том, что основание Малоуральской островной дуги в раннедевонское время имело гетерогенное строение и включало в себя породы, содержащие силурийские, кембрийские, неопротерозойские и мезоархейские цирконы. Одно, самое молодое зерно циркона имеет эйфельско-живетский возраст –  $388 \pm 5$  млн лет (1б), его присутствие в породах собского комплекса можно объяснить термальным воздействием более поздних интрузивов конгорского или янаслорского комплексов (Соболев и др., 2017а).

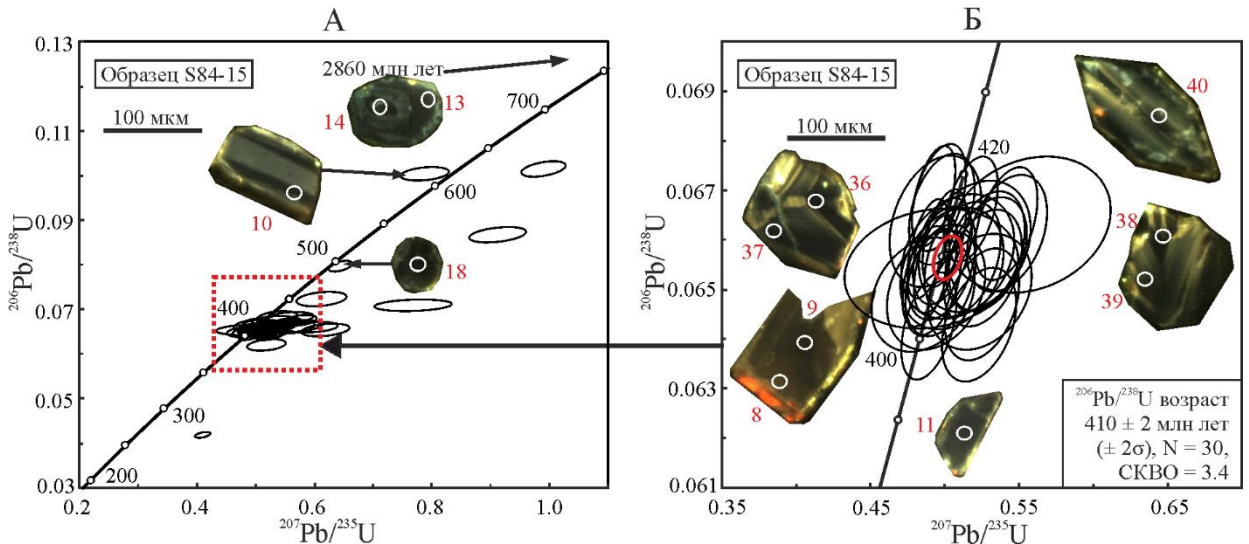


Рис. 4.11. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов.

А – диаграмма с конкордией для возрастов цирконов из диоритов главной фазы собского комплекса (обр. S84-15, месторождение Петропавловское).

Б – детализированная диаграмма с конкордией, для конкордантного кластера возрастов цирконов. Эллипсы погрешностей на уровне  $2\sigma$

### Обсуждение результатов

**Эволюция минерального состава и оценка  $P$ - $T$  условий кристаллизации островодужных плутонических пород.** Петрографические и микрозондовые исследования пород собского и конгорского комплексов показали заметные различия их минерального состава. Собский комплекс сложен биотит-роговообманковыми породами (рис. 4.2 Г), в них практически нет пироксенов, очень характерных для всех пород конгорского комплекса. В ранней и главной фазах конгорского комплекса, наряду с амфиболами и биотитом, обычно присутствует ромбический и моноклинный пироксен, в поздней фазе ромбический пироксен исчезает, но реликты моноклинного все же постоянно присутствуют. Составы клино- и ортопироксенов от ранней к поздней фазе конгорского комплекса становятся все более магнизиальными ( $67,9\text{--}74,9 \rightarrow 72,4\text{--}77,8$  и  $57,0\text{--}58,4 \rightarrow 58,2\text{--}64,0$ ) и в них слегка увеличивается содержание натрия ( $\text{Na}_2\text{O}$   $0,2\text{--}0,5 \rightarrow 0,4\text{--}0,9$  мас. %). По сравнению с породами собского комплекса, в породах конгорского комплекса заметно выше содержание калиевого полевого шпата, плагиоклаз имеет менее кальциевый

состав, а роговая обманка – более магнезиальная, калиевая и менее глиноземистая (приложение 9, 10) (Соболев и др., 2018б).

Порфиридная структура пород конгорского и собского комплексов свидетельствует об относительно небольшой глубине застывания расплава, а наличие в их составе роговой обманки и биотита – о вероятной высокой флюидонасыщенности магмы. Оценка P-T условий и содержания воды при кристаллизации роговой обманки подтверждает это. Рассчитанная по геотермобарометрам (Johnson, Rutherford, 1989; Ridolfi et al, 2010) глубина и температура формирования пород конгорского и собского комплексов составляет 3,6–12,7 км, 783–860°C и 8,6–14,4 км, 859±22°C соответственно. Содержания воды в расплаве, равновесном с кристаллизующейся роговой обманкой, оценивается в 5–8 мас. %, что характерно для расплавов, выплавляющихся над зоной субдукции. При этом оно уменьшается от пород ранней фазы собского комплекса к поздней фазе конгорского комплекса, это может быть связано с постепенным затуханием субдукционного процесса.

Приведенные диссертантом оценки P-T условий заметно отличаются от данных Д.Н. Ремизова (Ремизов, 2004), согласно которым кристаллизация габброноритов конгорского комплекса происходила при давлении от 15 до 7 кбар, а магматического амфибола из тоналитов собского комплекса – при давлении 5,6 кбар и температуре 880°C (Соболев и др., 2018б).

***Геохимические различия собского и конгорского комплексов.*** Породы собского комплекса образуют непрерывную известково-щелочную габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовую серию, в которой преобладают кварцевые диориты и тоналиты (рис. 4.3 А). Для конгорского комплекса характерен переход от пород нормальной щелочности с умеренным содержанием калия к субщелочным высококалиевым составам. Для них можно выделить две серии – породы ранней и частично главной фазы образуют известково-щелочную габбронорит-габбродиорит-диорит-кварцеводиоритовую серию, а оставшуюся часть пород главной фазы и породы поздней дайковой фазы можно объединить в высококалиевую, переходящую в шошонит-латитовую

непрерывную монцогаббродиорит-монцодиорит-кварцевомонцодиорит-сиенитовую серию (Соболев и др., 2018б) (рис. 4.3 Б).

Микроэлементный состав пород собского комплекса и низкощелочных пород конгорского комплекса, относящихся к известково-щелочным сериям, очень похож. Спектры распределения элементов-примесей в породах собского и конгорского комплексов характерны для пород, сформировавшихся в надсубдукционной обстановке (рис. 4.4) – в них проявлено обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ( $La/Yb = 1,7-5,9$  и  $1,4-4,2$ ) и крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Sr) относительно высокозарядных (Zr, Hf, Y и РЗЭ), с хорошо выраженными максимумами по Pb, Sr, U и минимумами по Nb и Ta. С нарастанием содержаний  $K_2O$  в породах конгорского комплекса и переходом составов в высококалийевую известково-щелочную и шошонит-латитовую серии эта относительная обогащенность ЛРЗЭ и крупноионными литофильными элементами усиливается, что можно объяснить постепенным затуханием девонского надсубдукционного магматизма и уменьшением степени частичного плавления в очаге магмогенерации или же появлением второго магматического источника. Оба эти предположения нуждаются в дополнительной проверке (Соболев и др., 2018б).

**Возраст пород.** По геологическим данным (Государственная..., 2007а; Язева, Бочкарев, 1984) возраст плагиогранитоидов собского комплекса ранне-среднедевонский. Нижний временной рубеж формирования пород собского комплекса определяется по их интрузивным контактам с вулканитами юртым-соимского и тэрэнского комплексов (Язева, Бочкарев, 1984), соответствующих в современной схеме корреляции (Государственная..., 2015) позднесилурийско-раннедевонской малоуральской свите. Верхнее возрастное ограничение проводится по предполагаемому времени накопления (средний-поздний девон) конгломератов дзеля-варчатинской (Государственная..., 2007а) свиты. В работе (Язева, Бочкарев, 1984) эти конгломераты отнесены к манюку-мусюрскому горизонту в основании варчаты-мусюрского флишоидно-вулканогенно-

моласового комплекса. В составе конгломератов встречаются окатанные обломки плагиогранитоидов собского комплекса (Язева, Бочкарев, 1984). Однако, средне-позднедевонский возраст дзеля-варчатинской свиты установлен весьма условно и основывается на единичной находке живетской брахиоподы в районе хребта Янас-Тэре (Лупанова, Маркин, 1964), а также на основе сопоставлений с тальбейской толщей Щучьинской зоны, нахорской и арбыньинской толщами Тагильской зоны (Государственная..., 2007а). В работе (Удоратина, Кузнецов, 2007) эти конгломераты отнесены к варчатинской свите, возраст которой на основании многочисленных находок фауны пражского, эмского и эмско-эйфельского возраста считается ранне-среднедевонским.

Геологический возраст собского комплекса хорошо согласуется с многочисленными изотопными датировками (рис. 4.12 А) (Соболев и др., 2018б). К–Ar методом по монофракциям амфибола и калиевого полевого шпата из кварцевых диоритов, тоналитов и гранит-порфиров собского комплекса получены возрасты от 398 до 409 млн лет (Андреичев, 2004; Старков, 1985). Rb–Sr методом получены датировки:  $400 \pm 10$  млн лет (Буякайте и др., 1983),  $404 \pm 5$  млн лет (Andreichev, 2000),  $404 \pm 8$  млн лет (Андреичев, Удоратина, 2000),  $399 \pm 24$  млн лет (Андреичев, 2004). Ar–Ar методом по монофракциям амфибола и биотита из плагиогранитоидов определены возрасты:  $393 \pm 11$ ,  $400 \pm 10$ ,  $398 \pm 9$  млн лет (Estrada et al, 2012), а по монофракции плагиоклаза из диоритов главной фазы собского комплекса в пределах месторождения Петропавловское (Соболев и др., 2018а) получен возраст  $414 \pm 30$  млн лет. U–Pb ID TIMS методом по цирконам из диоритов и плагиогранитов получены близкие возрасты:  $393 \pm 0,1$ ,  $396 \pm 0,4$ ,  $399 \pm 3$  млн лет (Estrada et al, 2012). Применение U–Pb SIMS и LA-ICP-MS методов для индивидуальных зерен циркона из габброидов, диоритов и плагиогранитоидов дало диапазон возрастов: 412–392 млн лет (Ремизов и др., 2009) и датировки  $418 \pm 2$  млн лет (Шмелев, Мон, 2013),  $395 \pm 5$  млн лет (Удоратина и др., 2008).

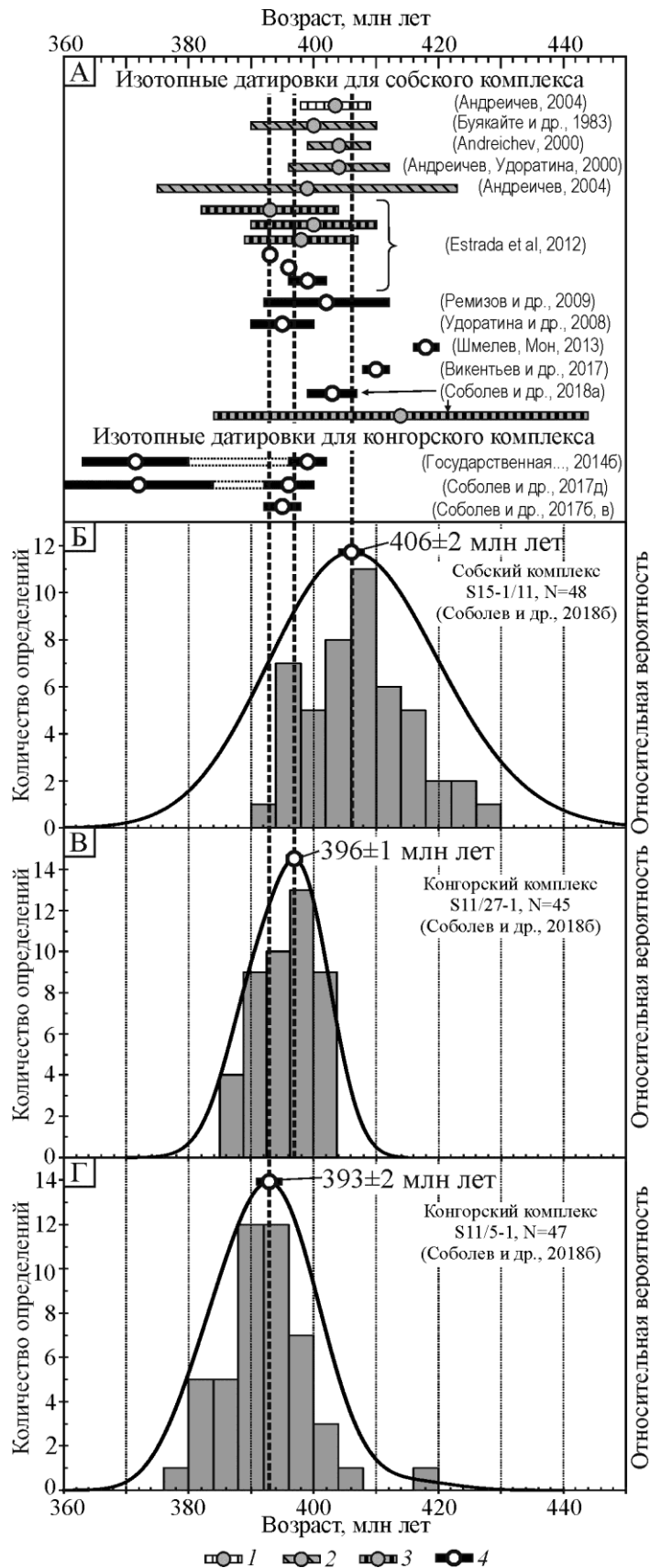


Рис. 4.12. Данные изотопно-геохронологических исследований пород собского и конгорского комплексов Полярного Урала.

А – диаграмма с изотопными датировками;

Б–Г – гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов магматических цирконов из пород двух плутонических комплексов по (Соболев и др., 2018б): Б – габбродиоритов главной фазы собского (среднее течение р. Макарууз), В – габбродиоритов ранней фазы конгорского (руч. Элькошор), Г – габбродиоритов главной фазы конгорского (среднее течение р. Макарууз).

Методы изотопного датирования: 1 – К–Аг; 2 – Rb–Sr; 3 – Ar–Ar; 4 – U–Pb

Приведенные диссертантом новые определения U–Pb возраста цирконов из габбродиоритов, диоритов главной и плагиогранитов поздней интрузивных фаз собского комплекса –  $406 \pm 2$  (рис. 4.9 Б) (Соболев и др., 2018б),  $410 \pm 2$  млн

лет (рис. 4.11 Б) (Викентьев и др., 2017; Соболев и др., 2017а) и  $402 \pm 4$  млн лет (рис. 4.7 А) (Соболев и др., 2018а) хорошо согласуются с опубликованными ранее Rb–Sr (Андреичев, 1996, 2004; Андреичев, Удоратина, 2000; Буякайте и др., 1983; Andreichev, 2000) и U–Pb (SIMS) (Ремизов и др., 2009, 2010б; Удоратина и др., 2008; Estrada et al, 2012; Шмелев, Мон, 2013) датировками (рис. 4.12 А).

Таким образом, совокупность геологических и изотопно-геохронологических данных позволяет утверждать, что габброиды, диоритоиды и плагиогранитоиды собского комплекса образовались в лохковско-раннеэйфельское время раннего и среднего девона (418–393 млн лет).

По геологическим данным породы конгорского комплекса прорывают средне-позднеордовикские и силурийско-раннедевонские вулканогенные образования устьконгорской и малоуральской свит (Старков, 1985; Государственная..., 2007а; Язева, Бочкарев, 1984), терригенные породы ранне-среднедевонской варчатинской свиты (Кузнецов и др., 2000ф; Удоратина, Кузнецов, 2007) либо средне-позднедевонской дзеля-варчатинской свиты (Государственная..., 2007а), а также, ранне-среднедевонские плагиогранитоиды главной интрузивной фазы собского комплекса (Государственная..., 2007а; Язева, Бочкарев, 1984). На основании этих данных породы конгорского комплекса могли формироваться в течение почти всего девона или даже позже (Соболев и др., 2018б).

Изотопное датирование пород конгорского комплекса, выполненное различными методами, не противоречит геологическим данным, но, в то же время, не дает уточнения возраста (рис. 4.12 А). K–Ar методом по монофракциям минералов и валовым пробам пород конгорского комплекса получен значительный диапазон возрастов от 248 до 380 млн лет (Андреичев, 2004; Государственная..., 2001б; Старков, 1985). Температура закрытия K–Ar изотопной системы биотита и амфибола – около 350 и 550°C в соответствии с (Harrison, 1981; Harrison et al, 1985; Hodges, 2004), а в случае вторичных изменений и деформаций пород эти пороговые значения могут быть еще ниже.

Можно предполагать, что К–Аг изотопная система в минералах из пород конгорского комплекса могла быть нарушена в ходе термальных событий, сопровождавших формирование в конце палеозоя аккреционно-коллизийного Уральского орогена. В этом случае молодые К–Аг датировки отражают не время образования пород, а время их последующего преобразования (Соболев и др., 2018б).

U–Pb SIMS методом по индивидуальным кристаллам циркона из монцодиоритов, отобранных А.П. Прямоносовым (Государственная..., 2014б) в юго-западной части Конгорского массива (левый берег р. Хараматолоу, ниже устья р. Макаруз), было получено две группы возрастов: 396–402 млн лет и 363–380 млн лет. Первая группа интерпретируется как возраст цирконов, захваченных из вмещающих диоритов собского комплекса (Государственная..., 2014а, б), а вторая соответствует времени кристаллизации цирконов Конгорского массива.

Весь массив геологических и изотопно-геохронологических данных свидетельствует о том, что породы конгорского комплекса могли формироваться, начиная с раннедевонского и по среднекаменноугольное время. Исключение из рассмотрения К–Аг датировок сужает возможный временной диапазон до ранне-позднедевонского времени (Соболев и др., 2018б).

В данной диссертации представлены результаты U–Pb SIMS датирования цирконов из диоритов конгорского комплекса (г. Северная Манюкую, массив Диоритовый) (Соболев и др., 2017д), согласно которым выделяются две возрастные группы цирконов (392–400 и 360–384 млн лет) (рис. 4.6, 4.12 А), аналогичные датировкам А.П. Прямоносова (Государственная..., 2014а, б). Цирконы первой группы по сравнению с цирконами второй группы характеризуются большим обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких (рис. 4.6 В). Известно, что в структуре магматического циркона концентрация La весьма незначительна, и именно он является наименее стабильным из всех РЗЭ (Балашов, Скублов, 2011).



Поэтому более высокое содержание La и меньшие значения  $Yb_N/La_N$  в цирконах второй группы можно интерпретировать как результат нарушения U–Pb изотопной системы, что подтверждается устойчивым омоложением U–Pb возрастов этих зерен (360–384 млн лет), а диапазон возрастов цирконов первой группы (392–400 млн лет), можно принять как время формирования диоритов конгорского комплекса. Этот вывод подтверждается результатами, выполненного тем же методом, датирования 10 зерен циркона (Соболев и др., 2017б, в) (рис. 4.5, 4.12 А) из монцодиорит-порфиров дайковой фазы Конгорского массива. Рассчитанный средний конкордантный возраст  $395 \pm 3$  млн лет соответствует раннему-среднему девону (поздний эмс – ранний эйфель) и хорошо согласуется с обсуждаемыми выше более древними датировками цирконов из диоритов (392–400 млн лет) (Соболев и др., 2017д) и монцодиоритов (396–402 млн лет) (Государственная..., 2014а, б).

U–Pb LA-ICP-MS методом диссертантом получены новые позднеэмско-раннеэйфельские датировки цирконов для габбродиоритов ранней и главной интрузивных фаз конгорского комплекса ( $396 \pm 1$  и  $393 \pm 2$  млн лет, соответственно) (рис. 4.8, 4.12 В, Г) (Соболев и др., 2018б). Эти датировки хорошо согласуются с результатами U–Pb SIMS датирования цирконов из диоритов главной и монцодиоритов поздней фаз конгорского комплекса (Соболев и др., 2017б, в, д) (рис. 4.12 А, В, Г).

Таким образом, формирование собского и конгорского комплексов было сближено во времени (рис. 4.12). Собский комплекс сформировался в лохковско-раннеэйфельское время (418–393 млн лет), а конгорский – в позднеэмско-раннеэйфельское время (399–393 млн лет). То есть не было разрыва во времени между формированием известково-щелочных серий (к которым относятся породы собского комплекса и породы ранней и частично главной фаз конгорского комплекса) и высококалийевой известково-щелочной серии, переходящей в шошонит-латитовую серию (объединяющим породы оставшейся части главной фазы и позднюю фазу конгорского комплекса) (Соболев и др., 2018б).

## Выводы

1. Наличие интрузивных контактов между породами Конгорского массива и средне-позднеордовикскими вулканитами устьконгорской свиты свидетельствует о том, что зрелая девонская островная дуга, к плутоническим и гипабиссальным фациям которой относятся породы собского и конгорского комплексов, развивалась на ранней (ордовикской) островной дуге (Соболев и др., 2018б).

2. Порфиroidный облик пород конгорского и собского комплексов, наличие в их составе роговой обманки, биотита, а также рассчитанные P–T условия и содержания воды при кристаллизации роговой обманки свидетельствуют о формировании пород конгорского и собского комплексов в относительно малоглубинных условиях (3,6–12,7 и 8,6–14,4 км соответственно) и водонасыщенном флюидном режиме (5–8 мас. % воды в расплаве, равновесном с кристаллизующейся роговой обманкой), что характерно для расплавов, выплавляющихся над зоной субдукции. Уменьшение содержания воды со временем (от эмского к эйфельскому векам) в островодужных магмах Малоуральской дуги, вероятно, связано с постепенным затуханием субдукционного процесса (Соболев и др., 2018б).

3. Формирование плутонических пород известково-щелочных серий и высококалиевой известково-щелочной серии, переходящей в шошонит-латитовую серию, происходило субсинхронно. Наибольшие объемы интрузивных островодужных пород, относящихся к известково-щелочной серии (собский комплекс), формировались в лохковско-раннеэйфельское время (418–393 млн лет). Во второй половине этого временного интервала в позднеэмско-раннеэйфельское время (399–393 млн лет) происходило образование значительно меньших по объему тел, сложенных породами конгорского комплекса, относящихся к известково-щелочной серии и высококалиевой известково-щелочной серии, постепенно переходящей в шошонит-латитовую. Образование высококалиевых пород шло на фоне завершения известково-щелочного магматизма и могло быть связано с

увеличением мощности островодужной коры и постепенным затуханием девонского надсубдукционного магматизма, вследствие чего уменьшилась степень частичного плавления в очаге магмогенерации, либо был вовлечен второй более глубокий магматический источник (Соболев и др., 2018б).

## **ГЛАВА 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД**

### **5.1. Войкарская зона<sup>3</sup>**

Для того, чтобы выяснить на чем формировалась палеозойская островодужная система Полярного Урала, диссертантом изучены и датированы детритовые цирконы из осадочно-вулканогенных и терригенных пород Войкарской и Щучьинской зон – туффитов средне-верхнеордовикской устьконгорской свиты (Соболев и др., 2017г), песчаников верхнесилурийско-среднедевонской малоуральской свиты (Соболев и др., 2017г) и песчаников средне-позднедевонской ензорской толщи (Соболев и др., 2018в).

#### **Устьконгорская свита**

Для выделения цирконов была отобрана проба туффитов из нижней части стратотипического разреза устьконгорской свиты, из коренного обнажения в левом борту долины р. Хараматолоу приблизительно в одном километре вниз по течению от устья р. Макарузь (обр. К11-1/11, 66°40,257' с.ш., 65°15,938' в.д.) (рис. 1.3, 3.23). Туффиты зеленовато-бурого цвета образуют слой мощностью около 3,5 м в толще серовато-зеленых эффузивов основного состава. Для туффитов характерна градационная слоистость, от подошвы к кровле слоя прослеживается постепенный переход от мелкозернистых к грубозернистым разностям. Породы имеют кристаллокластическую псаммитовую структуру и массивную текстуру (рис. 3.26 Б). Обломки размером 0,2–1 мм угловатые, плохо сортированные, сложены табличками и осколками зерен сильно сосюритизированного и

---

<sup>3</sup> Раздел написан преимущественно по материалам статьи (Соболев и др., 2017г)

карбонатизированного плагиоклаза (40 об. %) и ксеноморфными субизометричными зернами кварца (20 об. %). Цемент, слагающий около 40% объема породы, перекристаллизован в условиях зеленосланцевой фации и сложен хлоритом, кальцитом и мелкими иголочками актинолита (Соболев и др., 2017г).

Из пробы туффитов весом около 5 кг были выделены цирконы (85 зерен). Они представлены полуокатанными, реже хорошо ограненными идиоморфными зернами размером 50–400 мкм, прозрачными и полупрозрачными, светло-желтыми и светло-розовыми, в различной степени удлинёнными ( $K_{удл} - 1,5-5$ ). В небольшом количестве встречаются слабоудлинённые светло- и темно-розовые хорошо окатанные зерна. В катодных лучах цирконы имеют свечение в голубых и желтых тонах различной интенсивности. Преобладают зерна с осцилляционной, секториальной и сложной зональностью, иногда – с размытой осцилляционной и лоскутной зональностью, в некоторых случаях зональность отсутствует (Соболев и др., 2017г).

Проанализировано 82 зерна (90 аналитических точек). Из них выбрано 72 анализа, в которых величина дискордантности (D) находится в пределах –  $10\% \leq D \leq 10\%$  (Соболев и др., 2017г).

U-Pb датирование показало, что цирконы в туффитах устьконгорской свиты имеют возраст от 331 до 3055 млн лет (рис. 5.1 А, приложение 21). Возраст одного наиболее молодого зерна отвечает визейско-серпуховскому интервалу каменноугольного периода –  $331 \pm 7$  млн лет. Среди проанализированных зерен также присутствуют четыре зерна девонского возраста –  $381 \pm 9$ ,  $383 \pm 12$ ,  $396 \pm 10$  и  $405 \pm 9$  млн лет, с максимумом плотности вероятности (МПВ) 382 млн лет, один циркон раннесилурийского возраста –  $433 \pm 10$  млн лет и одно зерно позднеордовикского возраста –  $452 \pm 14$  млн лет. Кластер более древних зерен с возрастaми 1017–2126 млн лет составляет 83%. Максимальная частота встречаемости зерен отмечается в интервалах 1152–1394 млн лет, с МПВ 1227 млн лет (средний – поздний мезопротерозой), 1461–

1685 млн лет, с МПВ 1544 млн лет (конец палеопротерозоя – начало мезопротерозоя), 1750–1783 млн лет, с МПВ 1766 млн лет (конец палеопротерозоя), 1906–2009 млн лет, с МПВ 1971 млн лет (средний палеопротерозой). Возраст пяти наиболее древних зерен – неоархейский (2650–2703 млн лет, с МПВ 2675 млн лет) и мезоархейский (3055±59 млн лет) (Соболев и др., 2015а, 2017г).

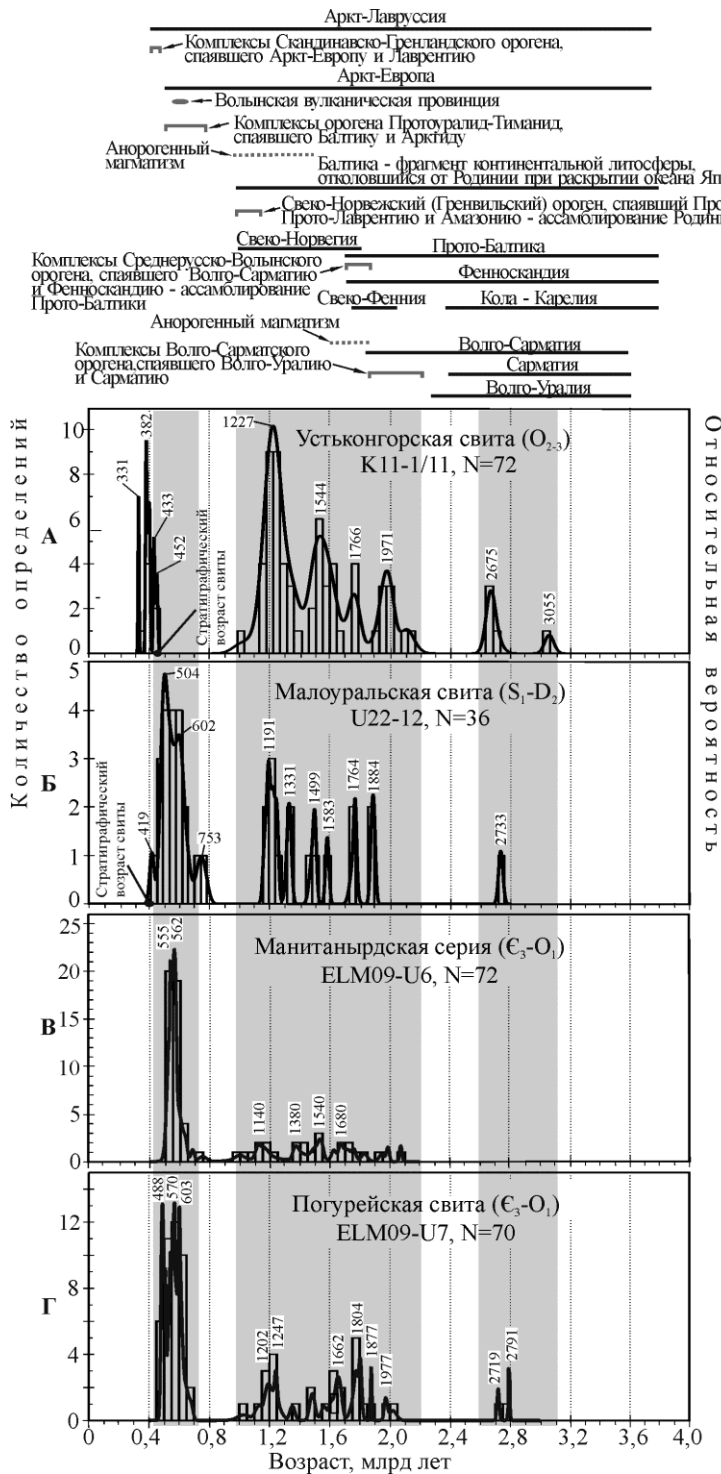


Рис. 5.1. Гистограммы и кривые плотности вероятности возрастов детритовых цирконов из вулканогенно-терригенных пород устьконгорской (А) и малоуральской (Б) свит Войкарской зоны Восточно-Уральской мегазоны, а также песчаников манитаньрдской серии (В) Бельско-Елецкой зоны Западно-Уральской мегазоны и погурейской свиты (Г) Лемвинской зоны Западно-Уральской мегазоны (Соболева и др., 2012б). Над графиками отрезками отмечены временные диапазоны основных фаз тектогенеза и проявления магматической активности в пределах Восточно-Европейского кратона, использована схема из работы (Кузнецов и др., 2014). Серым цветом показаны сходные возрастные интервалы для большинства гистограмм

### Малоуральская свита

Для изучения и датирования детритовых цирконов из обломочных пород малоуральской свиты нами была отобрана проба из коренного выхода вулканомиктовых песчаников этой свиты в верховьях руч. Погрымшор, вблизи высоты с абсолютной отметкой 318,3 м (обр. U22-12, 65°52,608' с.ш., 63°28,022' в.д.) (рис. 1.3). Серые тонкозернистые песчаники образуют здесь прослой мощностью 15–20 см, чередуясь с бордовыми вулканомиктовыми алевролитами и аргиллитами (Соболев и др., 2015а, 2017г) (рис. 5.2).



Рис. 5.2. Выходы пачки переслаивания вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, верховье руч. Погрымшор. Фото О.В. Удоратиной

Песчаники вулканомиктовые на микроуровне имеют тонкослоистую текстуру (мощность слоев в среднем 2–3 мм) и алевро-псаммитовую структуру (рис. 5.3 А). Более лейкократовые слои сложены несортированными угловатыми обломками размером 0,05–0,30 мм, преобладающий размер обломков – 0,1–0,2 мм, наиболее крупные достигают величины 0,4–1,3 мм.

Обломки представлены кристаллокластами плагиоклаза состава  $An_{37-40}$  (60 об.%), титаномагнетита и гематита (10 об.%), клинопироксена (1 об.%), а также литокластами вулканитов основного (20 об.%), среднего и кислого состава (7 об.%) (рис. 5.3 Б), гранитов с микрографической структурой (1 об.%), долеритов (1 об.%). Между этими обломками расположены обломки хлоритизированных вулканитов основного состава, часто зажатые и расплющенные между более твердыми зернами. В обломочной части более меланократовых прослоев повышено содержание вулканитов основного состава (Соболев и др., 2015а, 2017г).

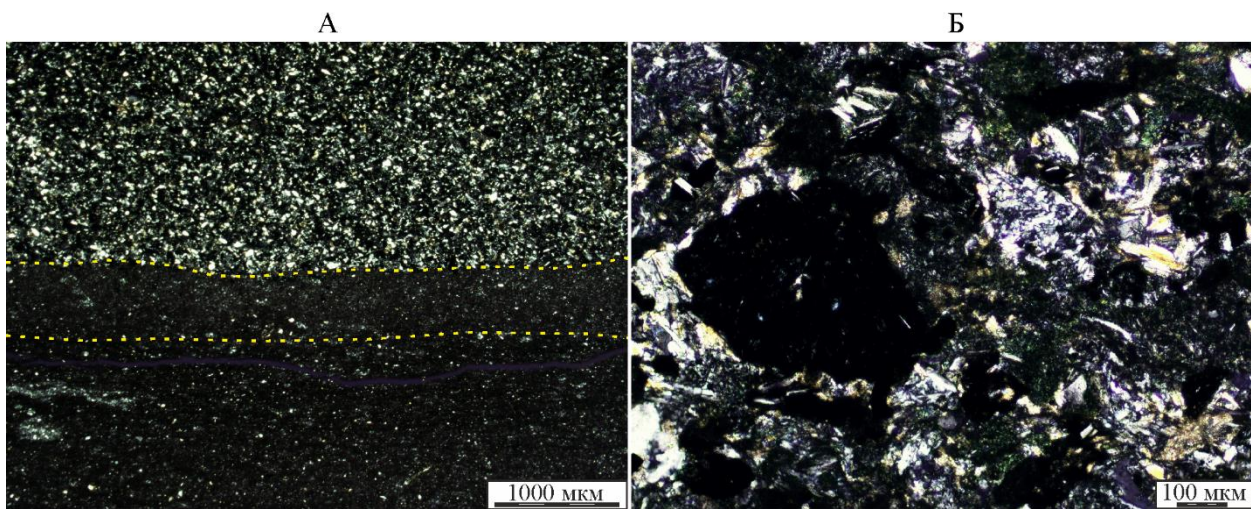


Рис. 5.3. Микрофотографии вулканомиктовых терригенных пород малоуральской свиты с включенным анализатором, образец U22-12, верховье руч. Погрымшор.

А – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Желтым пунктиром выделены границы слоев.

Б – крупным планом показаны литокласты базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов

Из пробы было выделено и исследовано в Marine Analytical Laboratory 49 зерен циркона (54 анализа) размером 100–200 мкм (рис. 5.4). Результаты по 18 анализам, в которых величина дискордантности не удовлетворяла условию  $-10 \leq D \leq 10$ , были отброшены. Среди оставшихся 33 зерен циркона (36 анализов) преобладают светло-желтые и светло-розовые, удлиненные бипирамидально-призматические, хорошо ограненные, неокатанные или частично окатанные прозрачные зерна. Остальные цирконы (около 7%) – это розовые эллипсоидные хорошо окатанные зерна. В катодных лучах цирконы

имеют различное по интенсивности свечение (рис. 5.4). Приблизительно половина изученных зерен циркона имеет умеренное свечение и хорошо проявленную осцилляционную зональность, иногда в сочетании с секториальной зональностью. Другая половина цирконов в катодных лучах имеет слабое свечение с однородным внутренним строением. В отдельных зернах встречается лоскутная зональность (Соболев и др., 2015а, 2017г).

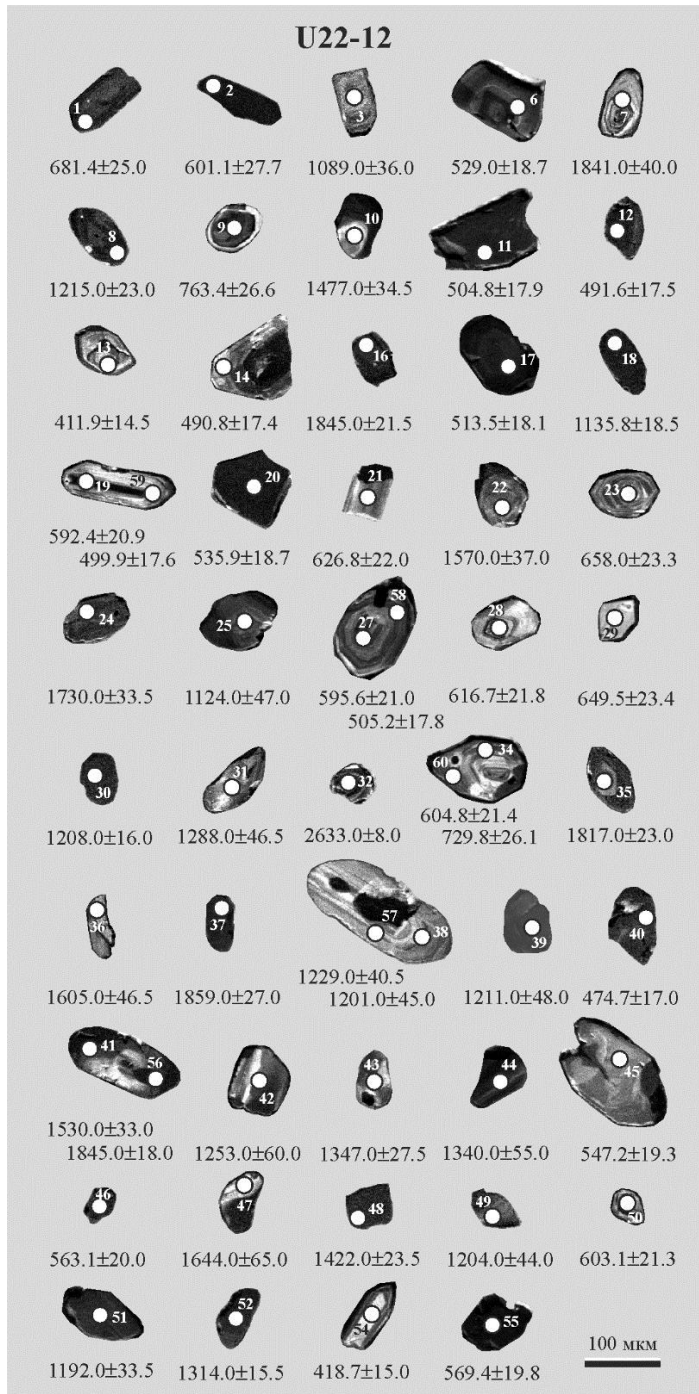


Рис. 5.4. Катодолуминесцентные изображения детритовых цирконов из песчаников малоуральской свиты (обр. U22-12) с номерами и возрастом датированных зерен. Ошибка определения возраста приведена на уровне  $1\sigma$

В выборке присутствуют зерна различного возраста – от 419 до 2733 млн лет (рис. 5.1 Б, приложение 22). Возраст наиболее молодого зерна  $419\pm30$  млн



лет (силурийско-девонский). Наибольшее (50%) количество датировок попадает в интервал 475–658 млн лет с двумя МПВ – около 504 млн лет (средний–поздний кембрий) и 602 млн лет (эдиакарий). Возрасты двух зерен –  $730 \pm 52$  и  $763 \pm 53$  млн лет – соответствуют криогению. Цирконы с более древними мезо-палеопротерозойскими возрастaми (1167–1893 млн лет) составляют около 42%. Максимальная частота встречаемости датировок отмечается в интервалах 1167–1332 млн лет (средний – поздний мезопротерозой), 1480–1767 млн лет (начало мезопротерозоя). На эти интервалы приходится несколько МПВ – 1191, 1331, 1499, 1583, 1764, 1884 млн лет. Возраст одного наиболее древнего зерна –  $2733 \pm 29$  млн лет (неоархей) (Соболев и др., 2015а, 2017г).

#### **Проблема установления седиментационного возраста устьконгорской свиты на основе результатов датирования детритовых цирконов**

Присутствие в породах устьконгорской свиты (рис. 5.1 А, приложение 21) цирконов с более молодыми возрастaми, чем предполагаемое время формирования самих пород, установленное по палеонтологическим находкам, можно было бы объяснить механическим загрязнением при пробоподготовке. Однако это, на наш взгляд, маловероятно, так как при дроблении и дальнейшей обработке проб были соблюдены все правила, следование которым необходимо для того, чтобы избежать контаминации проб посторонним веществом. По-видимому, в единичных зернах циркона произошло нарушение U-Pb изотопной системы в результате процесса метамиктизации или под воздействием локально проявленных гидротермальных преобразований при более поздних процессах тектоно-магматической активизации (Соболев и др., 2015а, 2017г).

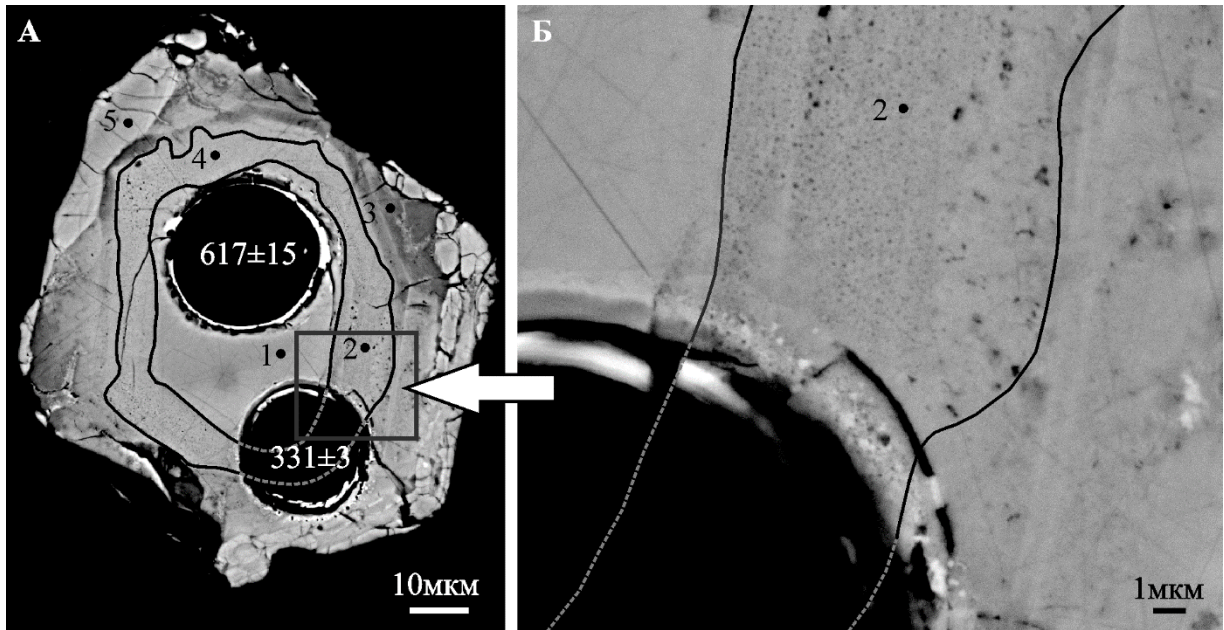


Рис. 5.5. Фотографии зерна циркона в обратно-рассеянных электронах (BSE) из образца K11-1/11.

А – общий вид зерна циркона, где выделяются 3 зоны: центральная – ненарушенная, периферийная – пористая и краевая – метамиктная.

Б – детальная фотография зоны пористого строения, в нижнем левом углу анализируемый кратер с омоложенным возрастом 331 млн лет

Самое молодое зерно циркона из туффитов устьконгорской свиты имеет визейско-серпуховский возраст ( $331 \pm 7$  млн лет), который коррелируется с началом коллизионных процессов на Полярном Урале (Кузнецов, Романюк, 2014; Пучков, 2000, 2010). О нарушениях U-Pb изотопной системы в этом цирконе можно судить по метамиктному участку циркона (рис. 5.5, приложение 23), в котором сумма анализа существенно меньше 100%. Ранне-позднедевонские ( $381 \pm 9$ ,  $383 \pm 12$ ,  $396 \pm 10$ ,  $405 \pm 9$  млн лет) датировки цирконов коррелируются с островодужным магматизмом, в результате которого были сформированы гранитоиды гигантского Собского батолита (собский, конгорский и янослорский плутонические комплексы) (Лупанова, Маркин, 1964; Буякайте и др., 1983; Язева, Бочкарев, 1984; Старков, 1985; Андреичев, 1996, 2004; Диденко и др., 2001; Ремизов, 2004; Удоратина, Кузнецов, 2007; Ремизов и др., 2009, 2010б; Estrada et al, 2012; Соболев и др., 2018б). Одна лландоверийско-венлокская датировка ( $433 \pm 10$  млн лет) совпадает со временем формирования более древних островодужных вулканитов

малоуральской свиты и тупоугольской толщи (Прохорова и др., 1959ф; Прямоносов, Бороздина, 2006), а также магматических образований задугового Войкарского бассейна (Григорьев, Ремизов и др, 2010; Queiroga et al., 2016), распространенных на Полярном Урале. Если предположить, что устьконгорская свита имеет силурийский или девонский возраст, то трудно объяснить, почему только породы устьконгорской свиты смяты в складки и сильнее метаморфизованы, тогда как силурийские вулканиты тупоугольской толщи, находящиеся в непосредственной близости, не имеют признаков существенного динамо-термального метаморфизма (Государственная..., 2010). Исходя из этого можно предположить, что породы устьконгорской свиты образовались раньше, чем силурийские породы тупоугольской толщи. Всего одно зерно циркона из семи с палеозойскими возрастами имеет позднеордовикскую датировку ( $452 \pm 14$  млн лет), соответствующую фаунистически обоснованному возрасту устьконгорской свиты, который, вероятно, наиболее близок к времени формирования пород этой свиты (Соболев и др., 2015а, 2017г).

### **Седиментационный возраст малоуральской свиты**

В песчаниках малоуральской свиты, островодужная природа которой не вызывает сомнений (Ремизов и др., 2010б), присутствует один молодой циркон с силурийско-девонским возрастом ( $419 \pm 30$  млн лет) (рис. 5.1 Б, приложение 22). Эта датировка, вероятно, отвечает нижнему стратиграфическому пределу формирования изученных песчаников малоуральской свиты и хорошо согласуется с имеющимися палеонтологическими (Лупанова, Маркин, 1964; Прохорова и др., 1959ф; Прямоносов, Бороздина, 2006; Ремизова, Ремизов, 2009) и изотопными (Ремизов и др., 2010б) определениями возраста свиты.

### **Возможные источники древних цирконов в обломочных породах устьконгорской и малоуральской свит**

Среди исследованных детритовых цирконов из пород устьконгорской и малоуральской свит содержится значительное количество зерен с возрастными 1,0–3,1 млрд лет (устьконгорская свита – 90%, малоуральская свита – 39%).

Сравнение распределений этих древних датировок цирконов из обеих свит с применением теста Колмогорова-Смирнова (K-S теста) (приложение 24, рис. 5.6) показало идентичность этих распределений ( $P(KS) = 0,998$ ). Это сходство свидетельствует о том, что детритовые цирконы с возрастaми 1,0–3,1 млрд лет, вероятнее всего, поступали в осадочные бассейны, в которых накапливались обломочные породы устьконгорской и малоуральской свит, из близких по составу (или одних и тех же) питающих провинций (Соболев и др., 2015а, 2017г).

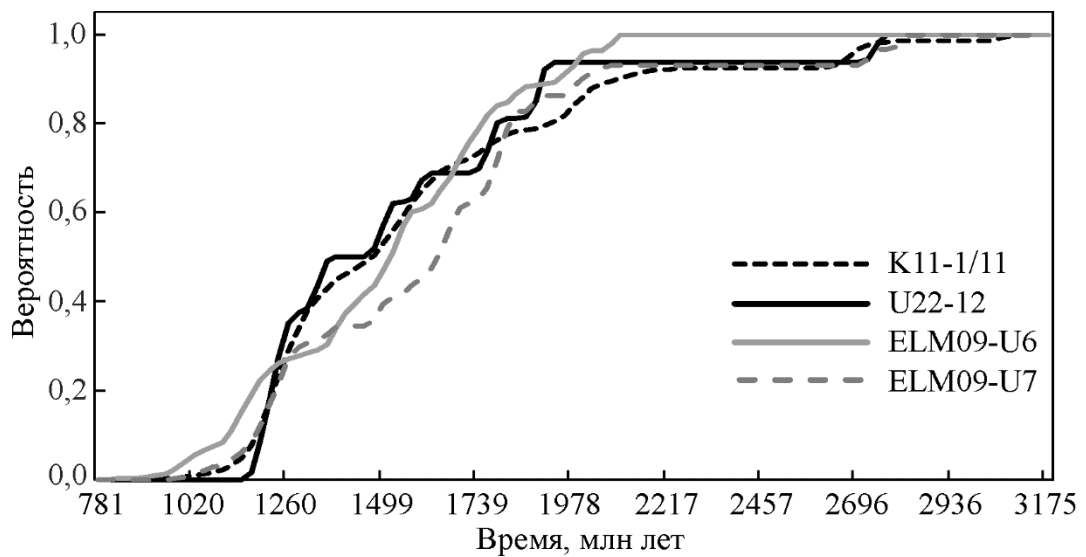


Рис. 5.6. Кумулятивные кривые изотопных возрастов детритовых цирконов из туффитов устьконгорской свиты (обр. K11-1/11) и песчаников малоуральской свиты (обр. U22-12) данные из (Соболев и др., 2017г), погурейской свиты (обр. ELM09-U6) и манитанырдской серии (обр. ELM09-U7), данные из (Соболева и др., 2012б)

Цирконы с возрастaми 1,0–3,1 млрд лет (за исключением интервала 2,2–2,4 млрд лет) типичны для кристаллических комплексов палеоконтинента Балтика – древнего остова Восточно-Европейской платформы (Соболев и др., 2015а, 2017г). Единичные нео- и мезоархейские цирконы с возрастaми 2,7–3,1 млрд лет соответствуют времени формирования магматических и метаморфических комплексов блока Кола-Карелия, позже вошедшего в состав Фенноскандии, и сопоставимы по возрастaм с кристаллическими комплексами Волго-Уралии и Сарматии (Бибикова и др., 2009; Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2008 и др.).

Преобладающую часть докембрийских цирконов устьконгорской и малоуральской свит составляют зерна с возрастaми 1,0–2,0 млрд лет. В работах (Романюк и др., 2013, 2014; Kuznetsov et al., 2014) описана последовательность событий, зафиксированных на Балтике в комплексах и структурах этого временного интервала. В частности, здесь произошло формирование Волго-Сарматского орогена, соединившего Волго-Уралию и Сарматии, проявление анорогенного магматизма в пределах Сарматии, становление кристаллических комплексов Свеко-Фении и образование Фенноскандии, формирование Среднерусско-Волынского орогена, спаявшего Волго-Сарматии и Фенноскандию (ассамблирование Протобалтики), образование кристаллических комплексов Свеко-Норвегии, внедрение анорогенных гранитоидов в пределах Фенноскандии, формирование Свеко-Норвежского (Гренвильского) орогена и продолжающееся становление Родинии. Результаты конкретных исследований, на основе которых восстановлена эта последовательность событий, изложены в работах (Баянова и др., 2002; Бибикина и др., 1995; Богданова и др., 2006; Пушкарев и др., 1978; Терехов, Балуев, 2011; Bogdanova et al., 2008; Claesson et al., 2001; Gorbachev, Bogdanova, 1993 и др.).

Цирконы с возрастaми 475–763 млн лет обнаружены в песчаниках малоуральской свиты. Цирконы с поздненеопротерозойско-эдиакарскими возрастaми соответствуют времени формирования вулканогенных и плутонических образований Большеземельской активной окраины Арктиды (Khain et al., 2005; Государственная..., 2007a; Моргунова, Соболева, 2007; Основные..., 2010; Соболева и др., 2012a), а с позднеэдиакарско-раннекембрийскими возрастaми – коллизионных комплексов протоуралид-тиманид (Кузнецов, 2009; Кузнецов и др., 2005, 2006, 2007; Kuznetsov et al., 2014). Цирконы с позднекембрийско-раннеордовикскими возрастaми могли поступать из магматических пород, связанных с континентальным рифтингом, проявлявшимся на рубеже кембрия и ордовика на уральской окраине Аркт-

Европы (Соболева и др., 2012б; Soboleva, Udoratina, 2010 и ссылки в этих работах).

Распределения возрастов детритовых цирконов из исследованных образцов палеозойских островодужных вулканогенно-терригенных пород Малоуральской подзоны Полярного Урала (рис. 5.1 А, Б) близки к распределениям, установленным ранее для цирконов из верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников манитанырдской серии (рис. 5.1 В) и погурейской свиты (рис. 5.1 Г) Полярноуральского сегмента Западно-Уральской мегазоны (Соболева и др., 2012б). Максимальное сходство наблюдается для мезопротерозойско-архейских возрастов. Применение K-S теста (приложение 24, рис. 5.6) для части возрастных наборов, включающих лишь датировки цирконов древнее 1 млрд лет, показало, что  $P(KS)$  составляет 0,730 для устьконгорской и погурейской свит, 0,342 для устьконгорской свиты и манитанырдской серии, 0,978 для малоуральской и погурейской свит, 0,697 для малоуральской свиты и манитанырдской серии. Это свидетельствует о преобладании близких по составу питающих провинций, поставлявших обломочный материал как на уральскую континентальную окраину Аркт-Европы (начиная со среднего силура – Аркт-Лавруссии), так и в ордовикско-девонские вулканогенные породы островодужной системы Полярного Урала. Такая ситуация представляется возможной, если взять за основу геодинамическую модель (Кузнецов, Романюк, 2014), согласно которой в процессе позднекембрийско-раннеордовикского рифтинга от уральского края Аркт-Европы откололся микроконтинент, отделенный от нее Войкарским спрединговым бассейном. Не позднее среднего – позднего ордовика (Соболев и др., 2016, 2017г, е; Шадрин, Соболев, 2017) началось формирование островной дуги на этом микроконтиненте, и зона субдукции стала погружаться под микроконтинент со стороны палеоокеана (рис. 5.7 А), а Войкарский бассейн с новообразованной корой океанического типа трансформировался в задуговой бассейн (Соболев и др., 2017г).

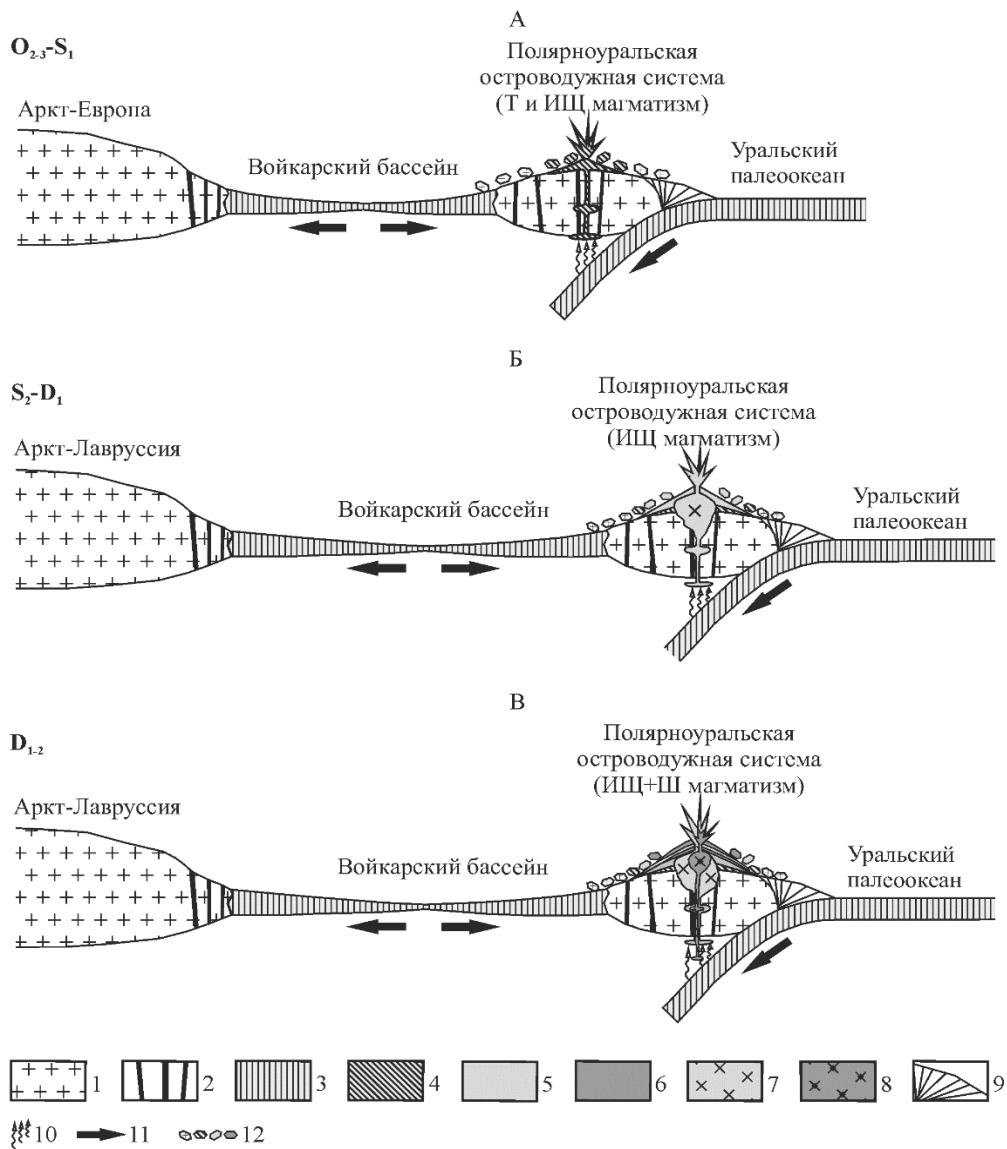


Рис. 5.7. Палеотектонические реконструкции Полярноуральской островодужной системы (Малоуральской островной дуги) (по данным (Кузнецов, Романюк, 2014), с изменениями и дополнениями).

Палеопроекции вкост Полярноуральского сегмента Уральского орогена: А – средне-позднеордовикско-раннесилурийский, Б – позднесилурийско-раннеэмский; В – позднеэмский и раннеэйфельский (рубеж раннего и среднего девона).

Магматические серии пород: Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная, Ш – шошонит-латитовая.

1 – преимущественно докембрийская кора; 2 – позднекембрийско-раннеордовикские рифтогенные магматические образования; 3 – океаническая кора; 4 – средне-верхнеордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования устьконгорской свиты; 5 – силурийско-среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования малоуральской свиты; 6 – ниже-среднедевонские рифовые известняки, а также шошониты, латиты и известково-щелочные вулканогенные образования верхней части малоуральской свиты; 7 – ранне-среднедевонские габброиды и плагиогранитоиды собского комплекса; 8 – ранне-среднедевонские габброиды, диориты и монцонитоиды конгорского комплекса; 9 – образования аккреционной призм; 10 – дегидратация слэба; 11 – направления относительного движения плит; 12 – обломочные породы отлагающиеся на склонах островной дуги за счет эрозии вулканических построек и торчащих фрагментов ее докембрийского фундамента

Наличие в изученных силурийско-девонских песчаниках цирконов с неопротерозойско-раннеордовикскими возрастными свидетельствами о том, что в строении микроконтинента, на котором в середине ордовика заложилась Полярноуральская островная дуга, участвовали магматические комплексы активной окраины Арктиды, коллизионные комплексы протоуралид-тиманид и рифтогенные комплексы раннего этапа эволюции уралид (рис. 5.7 А, Б). Детритовые цирконы с более древними возрастными могли поступать как из блоков кристаллического фундамента Аркт-Европы, участвовавших в строении этого микроконтинента, слагающего докембрийское структурное основание (фундамент) островной дуги, так и из неопротерозойско-нижнепалеозойских осадочных пород, содержащих древний рециклированный обломочный материал и также входивших в состав этого микроконтинента (Соболев и др., 2017г).

Существование докембрийского фундамента в основании силурийско-девонской вулканической островной дуги Войкарской зоны Полярного Урала дополнительно подтверждается присутствием единичных ксеногенных цирконов ( $617\pm 6$ ,  $2860\pm 24$  млн лет) в раннедевонских диоритах собского комплекса (рис. 4.11 А) из района Петропавловского месторождения (Соболев и др., 2017а), а также наличием ксеногенных докембрийских цирконов в островодужных вулканитах войкарской свиты (Ремизов и др., 2010б).

## 5.2. Щучьинская зона<sup>4</sup>

### Ензорская толща

Для датирования детритовых цирконов была отобрана проба вулканомиктовых песчаников из верхней части разреза ензорской толщи, из коренного обнажения в левом борту нижнего течения р. Тальбей-Яха (обр. S103-A-14,  $67^{\circ}33'12.8''$ с.ш.,  $68^{\circ}45'31.8''$ в.д.) (рис. 1.2, 5.8).

---

<sup>4</sup> Раздел написан преимущественно по материалам (Соболев и др., 2018в)



Песчаники сложены мелкозернистыми угловатыми литокластами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и кристаллокластами плагиоклаза. Цемент карбонатный (Соболев и др., 2018в) (рис. 5.9).

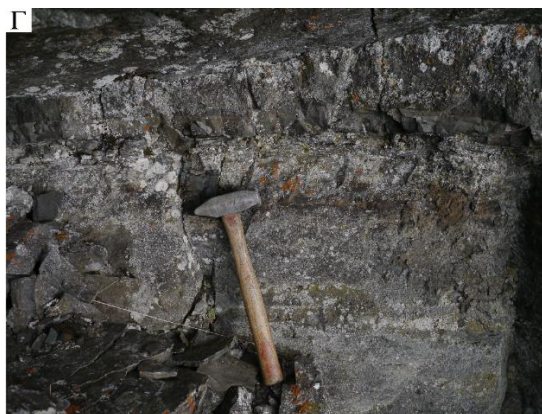


Рис. 5.8. Обножения туфотурбидитов и андезибазальтов энзорской свиты.

А, Б – контакт между туфотурбидитами и пиллоу-лавами андезибазальтов; В – пиллоу-лавы миндалекаменных плагиофировых андезибазальтов; Г – пачка переслаивания вулканомиктовых гравелитов, песчаников и алевролитов

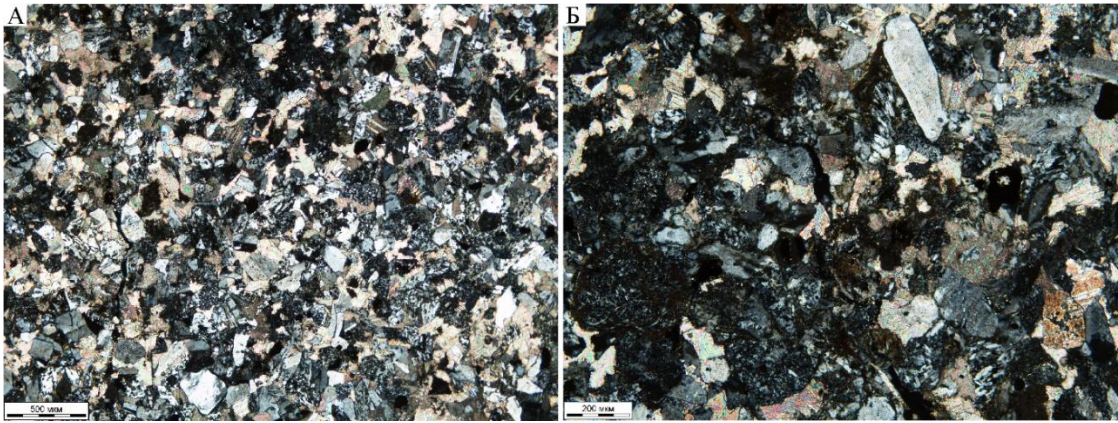


Рис. 5.9. Микрофотографии вулканомиктовых песчаников энзорской толщи с включенным анализатором, образец S103A-14, нижнее течение р. Тальбей-Яха.

А – обломочная структура в песчаниках. Угловатые обломки вулканитов и кристаллов плагиоклаза сцементированы карбонатным цементом.

Б – крупным планом показаны литокласты базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов, а также кристаллокласты в различной степени сосюритизированного плагиоклаза

По содержанию петрогенных элементов песчаники сопоставимы с граувакками островных дуг. Концентрации элементов-примесей и нормированные к составу примитивной мантии спектры их распределения также типичны для надсубдукционных образований. Отмечается обогащение песчаников некоторыми крупноионными литофильными элементами, а также Th и U относительно высокозарядных. Песчаники обогащены Ba, Th и U относительно REE, Zr и Hf, иногда Rb, Sr и Cs. Отчетливо проявлены максимум по Pb и минимумы по Ta и Nb (Соболев и др., 2018в).

Цирконы из этих песчаников представлены полуокатанными и хорошо окатанными розоватыми и сиреневыми зёрнами с большим количеством черных включений (Соболев и др., 2018в).

Всего было датировано 103 зерна детритовых цирконов (110 анализов). Результаты для 15 анализов были исключены из рассмотрения по причине высокой дискордантности. Для оставшихся 95 анализов получен широкий диапазон возрастов от 721 до 2703 млн лет (рис. 5.10 А). Цирконы с наиболее молодыми датировками, составляющие 5% (5 анализов) имеют неопротерозойские возрасты – 721–998 млн лет. Среди цирконов с возрастом от 1 до 2 млрд лет, на долю которых приходится 92% (87 анализов)

преобладают зерна (72 анализа) с мезопротерозойскими возрастами – 1030–1294 и 1333–1508 млн лет с максимумами плотности вероятности (МПВ) – 1127 и 1442 млн лет, соответственно. В существенно меньшем количестве (15 анализов) представлены цирконы с мезопротерозойско-палеопротерозойскими возрастами – 1547–1890 млн лет с двумя МПВ 1735 и 1861 млн лет. Наиболее древние зерна – 3% (3 анализа), соответствуют по возрасту началу палеопротерозоя и неоархею – 2418, 2619, 2703 млн лет (Соболев и др., 2018в).

### **Седиментационный возраст энзорской толщи**

Самые молодые зерна циркона, изученные в песчаниках энзорской толщи, имеют возрасты, соответствующие первой половине неопротерозоя (778±12, 878±14, 995±17 млн лет). Эти цирконы существенно древнее оценок возраста по геологическим данным и фаунистическим датировкам.

По геологическим данным возраст энзорской свиты можно оценить, как эйфельско-раннефаменский (Государственная..., 2014а).

В нижней части разреза энзорской толщи В.Н. Вороновым (1976ф) в линзах известняков найдена разнообразная фауна живетского яруса (*Amphipora regularis* Less., *Crassialveolites* (?) cf. *crassus* Lec., *Trupetostroma* ex gr. *crussiforma* Воqоуавl., *Dendrostella* cf. *triguetme* Quenst), а в верхней части разреза – живетского и нижней части франского яруса (*Hypothiridina procuboides* Kays., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Gryphoshaera* cf. *elegans* Pojrk., *Grypophyllum isactis* Frech). Таким образом, возраст энзорской толщи можно считать живетско-раннефранским.

### **Возможные источники древних цирконов в песчаниках энзорской толщи**

Распределения возрастов детритовых цирконов из средне-верхнедевонских песчаников энзорской свиты Щучьинской зоны Полярного Урала близки к распределениям, установленным для цирконов из средне-верхнеордовикских туффитов устьконгорской свиты (рис. 5.10 Б) и верхнесилурийско-среднедевонских вулканомиктовых песчаников малоуральской свиты (рис. 5.10 В) Войкарской зоны (Соболев и др., 2017г).

Применение К-S теста (приложение 24) для возрастных наборов, включающих датировки древнее 1 млрд лет, показало, что  $P(KS)$  составляет 0,088 для устьконгорской и ензоровской свит и 0,251 для малоуральской и ензоровской свит (Соболев и др., 2018в). Это свидетельствует о близких по составу питающих провинциях, поставлявших обломочный материал с возрастом древнее 1 млрд лет. Таким образом можно предположить, что островодужные породы Щучьинской зоны так же, как и более южные островодужные образования Войкарской зоны (Соболев и др., 2017г), формировалась на преимущественно докембрийской литосфере, отчлененной от уральской окраины раннепалеозойского палеоконтинента Аркт-Европа.

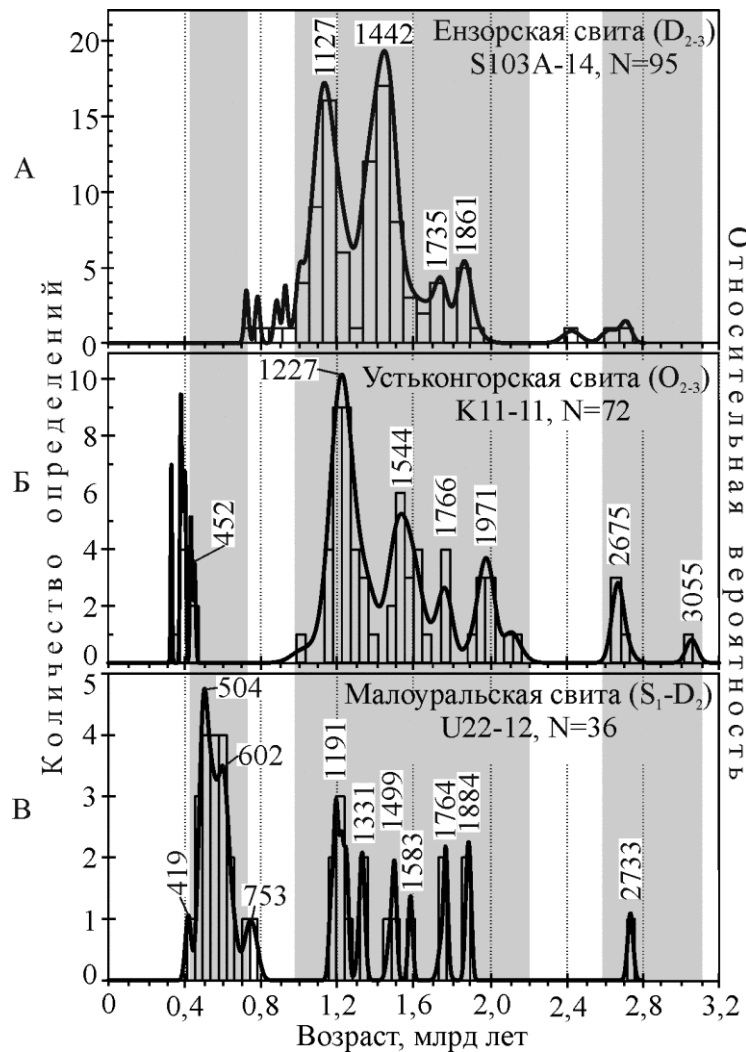


Рис. 5.10. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов из обломочных палеозойских пород Полярного Урала.

А – из вулканомиктовых песчаников ензоровской толщи;

Б – из туффитов устьконгорской свиты;

В – из вулканомиктовых песчаников малоуральской свиты.

Серым цветом показаны сходные возрастные интервалы для большинства гистограмм

Докембрийские детритовые цирконы могли поступать как из блоков кристаллического фундамента Аркт-Европы, участвовавших в строении этого микроконтинента, слагающего докембрийское структурное основание

(фундамент) Полярноуральской дуги, так и из неопротерозойско-нижнепалеозойских осадочных пород, содержащих древний рециклированный обломочный материал и также входивших в состав этого микроконтинента (Соболев и др., 2017г).

## **ГЛАВА 6. ОРДОВИКСКО-ДЕВОНСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

В последние годы появились новые данные, позволяющие дополнить и уточнить существующие палеотектонические реконструкции. Обоснован средне-позднеордовикский возраст и надсубдукционное происхождение гранитоидов Щучьинской зоны (массивы Речной, Яляпэ, Нганотский-1), относимых ранее к силурийскому хоймпэйскому и ранне-среднедевонскому юньягинскому комплексам (Соболев и др., 2016, 2017e; Шадрин, Соболев, 2017), а также уточнен верхний стратиграфический уровень вмещающих вулканитов сядайской свиты, как средне-верхнеордовикский (Соболев и др., 2016, 2017e; Шадрин, Соболев, 2017). Эти данные свидетельствуют о наличии ордовикской островной дуги в Щучьинской зоне. В Войкарской зоне Полярного Урала диссертантом также была установлена надсубдукционная природа средне-верхнеордовикских вулканитов устьконгорской свиты (Соболев и др., 2017г).

В пределах Войкарской зоны диссертантом надежно обоснованы лохковско-раннеэйфельский и позднеэмско-раннеэйфельский возрасты собского и конгорского комплексов соответственно. Установлено, что породы этих комплексов сформировались при схожих P-T условиях и водонасыщенном флюидном режиме, что характерно для надсубдукционных обстановок (Соболев и др., 2017б, в, д, 2018б).

Интрузивы собского и конгорского комплексов в среднем течении р. Хараматолоу секут средне-позднеордовикские раннеостроводужные вулканиты устьконгорской свиты. Такая ситуация возможна при коллизии в

раннедевонское (допражское) время двух островных дуг – Тагильской ( $O_3?$ – $D_1$ ) и Малоуральской ( $S_2$ – $D_2$ ), как это предполагает С.Г. Самыгин (Самыгин, Буртман, 2009). Другой возможный вариант основан на концепции Н.Б. Кузнецова (Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, Романюк, 2014), которая была позднее дополнена диссертантом (Соболев и др., 2017г, 2018в) (рис. 5.7). Согласно этой обновленной концепции, предполагается, что островодужная система Полярного Урала формировалась со среднего ордовика и до среднего девона на докембрийском микроконтиненте, который был отторгнут от палеоконтинента Аркт-Европа и отделялся от него Войкарским задуговым бассейном. Зона субдукции при этом располагалась со стороны палеоокеана (рис. 5.7). О наличии древнего фундамента в основании позднеордовикских и силурийско-девонских островодужных образований свидетельствуют многочисленные докембрийские U–Pb датировки детритовых цирконов из обломочных позднеордовикских и позднесилурийско-девонских островодужных пород (Соболев и др., 2017г, 2018в). Единичные мезоархейские, неопротерозойские и позднекембрийские датировки цирконов зафиксированы для диоритов собского комплекса (Викентьев и др., 2017; Соболев и др., 2017а). В изученных диссертантом габбродиоритах конгорского комплекса (Соболев и др., 2018б) также присутствуют единичные полуокатанные розоватые цирконы с мезопротерозойскими возрастами –  $1204 \pm 65$ ,  $1421 \pm 54$  млн лет. Более того, Д.Н. Ремизовым с соавторами (Ремизов и др., 2010б) для позднеордовикских пиллоу-лав войкарской свиты получены преимущественно докембрийские датировки цирконов. Все это дополнительно свидетельствует о докембрийском возрасте основания островодужной системы Полярного Урала (Соболев и др., 2018б).

Подобные древние цирконы с возрастом 990–1660 млн лет зафиксированы в силурийских андезитах Тагильской дуги Среднего Урала (Пучков и др., 2006). В.Н. Пучков с соавторами (Пучков и др., 2006) считают, что они могли быть захвачены из базитового вещества верхней мантии в результате субдукции древней океанической коры. Эта гипотеза,

представляется маловероятной, так как в водонасыщенных островодужных магмах Малоуральской дуги (5–8 мас. % воды) (Соболев и др., 2018б) температура, при которой нарушается U–Pb изотопная система в цирконах, захваченных из верхней мантии или нижней базитовой коры может понижаться до 450°C (Петрографический..., 2008). Более простой и реалистичной моделью является наличие докембрийского микроконтинента в основании дуги. Присутствие в островодужных водонасыщенных породах конгорского и собского комплексов единичных докембрийских кристаллов циркона, можно объяснить захватом ксенолитов докембрийских кристаллических пород в приповерхностных магматических очагах, где U–Pb система в захваченных цирконах не всегда успевала перезапуститься. Эти же докембрийские комплексы и являлись поставщиком древних детритовых цирконов для островодужных обломочных пород (Соболев и др., 2018б).

Опубликованные изотопно-геохимические характеристики пород собского комплекса свидетельствуют о явном преобладании источника магм с мантийными характеристиками ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>t</sub> и ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>t</sub>. Для пород собского комплекса характерны следующие значения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>395–400</sub>: 0,70358–0,70411 (Андреичев, 2004; Буюкайте и др., 21983; Удоратина, Кузнецов, 2007; Estrada et al, 2012). Изотопный состав неодима ( $\epsilon\text{Nd}$ )<sub>395</sub> варьирует от +5,3 до +6,3 (Estrada et al, 2012), а модельный Sm–Nd возраст протолита  $T_{\text{DM}(2)}$  оценивается как неопротерозойско-раннекембрийский (0,52–0,95 млрд лет) (Estrada et al, 2012). Исследования Lu–Hf изотопной системы в зернах циркона из диоритов конгорского комплекса (массив Диоритовый, г. Северная Манюкую) (Соболев и др., 2015б, 2017д), также свидетельствуют о мантийном (изотопно-незрелом) составе протолита ранне-среднепалеозойского возраста ( $\epsilon\text{Hf}(t)$  от +13,5 до +15,2;  $T_{\text{DM}(2)}$  – 0,38–0,50 млрд лет). Для пород юньягинского и юрменекского плутонических комплексов Щучьинской зоны, также свойственны мантийные и корово-мантийные значения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>401–429</sub> – 0,70435–0,70478 и ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>350–381</sub> – 0,70433–0,70492 (Андреичев, 2004; Андреичев и др., 2017). Преимущественно мантийные изотопные характеристики для силурийско-

девонских и раннекаменноугольных гранитоидов и диоритоидов Полярного Урала свидетельствуют о незначительной степени контаминации коровым веществом фундамента или о преобладании базит-гипербазитовых пород в составе фундамента островной дуги (Соболев и др., 2018б). По этой причине под фразой «докембрийский микроконтинент» диссертант подразумевает фрагмент литосферы преимущественно докембрийского возраста, который был отторгнут в раннем ордовике от Уральской окраины палеоконтинента Аркт-Европа.

С учетом вышеприведенных данных палеозойская история надсубдукционного магматизма Полярного Урала может быть представлена следующим образом.

***Поздний кембрий – ранний ордовик.*** В это время происходил эпиконтинентальный рифтинг на уральской окраине Аркт-Европы (Арктида+Балтика). Длительность рифтинга оценивается в 492–475 млн лет (Soboleva, Udoratina, 2010).

***Ранний-средний ордовик*** ознаменовался сменой эпиконтинентального рифтинга на океанический спрединг. На начальном этапе спрединга от Уральской окраины Аркт-Европы был отторгнут крупный блок континентальной коры, который отделил Войкарский бассейн с корой океанического типа от палеоокеана. (Кузнецов, Романюк, 2014 и ссылки в этой работе). Спрединг в Войкарском бассейне длился не менее 65 млн лет, от начала ордовика до середины силура, а возможно, и до раннего девона (Кузнецов, Романюк, 2014 и ссылки в этой работе).

***Средний – поздний ордовик.*** Не позднее среднего – позднего ордовика в Войкарской и Щучьинской зонах Полярного Урала под отделившийся континентальный блок началась субдукция литосферы палеоокеана (рис. 5.7), которая продолжалась вплоть до среднего – позднего девона.

Наиболее ранние проявления островодужного магматизма в Войкарской зоне зафиксированы в среднем – позднем ордовике (рис. 5.7 А). В это время происходило формирование толеитовых и известково-щелочных



базальтоидов и андезитоидов устьконгорской (Прямоносов и др., 2010; Соболев и др., 2017г) и войкарской свит (Ремизов и др., 2009). В Щучьинской зоне извергались толеитовые и известково-щелочные базальты, андезибазальты, андезиты и плагиодациты сядайской свиты, также произошло становление комагматичных им средне-позднеордовикских габбро-диорит-плагиогранитных интрузивов хоймпэйского комплекса (Соболев и др., 2016, 2017е, Шадрин, Соболев, 2017). С учетом представленных диссертантом новых данных о возрасте магматических пород, масштабы ордовикского магматизма в Щучьинской зоне существенно большие, чем это предполагалось ранее (Государственная..., 2014а).

***В силурийско-среднедевонское время***, в Войкарской зоне происходили извержения известково-щелочных, в меньшей степени шошонит-латитовых вулканитов тоупугольской, малоуральской и варчатинской свит. В конце силура активность вулканизма заметно уменьшилась, что способствовало сохранению рифовых построек на склонах дуги (Бунин, Прохорова, 1952ф; Риндзюнская, 2004ф) и преобладанию в разрезах малоуральской свиты несортированной вулканомиктовой кластики. Рифовые известняки сохранились, начиная с пржидольского века, вплоть до эйфельского века среднего девона. Наиболее масштабное проявление палеозойского островодужного интрузивного магматизма в Войкарской зоне происходило в лохковско-раннеэйфельское время. В результате произошло становление габброидов, диоритоидов и плагиогранитоидов собского комплекса, слагающих большую часть Собского (Лагортинско-Кокпельского) батолита (рис. 5.7 Б) (Удоратина, Кузнецов, 2007; Ремизов и др., 2009; Estrada et al, 2012; Шмелев, Мон, 2013; Викентьев и др., 2017; Соболев и др., 2017а, 2018а, б и др.). Во второй половине этого времени, в самом конце эмского – начале эйфельского веков (рис. 5.7 В), уже на этапе постепенного затухания девонского островодужного магматизма произошло становление относительно небольших габброидных, диоритовых и монцонитоидных массивов конгорского комплекса (Соболев и др., 2017б, в, д, 2018б).

Заключительные проявления гранитоидного магматизма Войкарской зоны связаны с внедрением небольших массивов средне-позднедевонских гранитов янаслорского комплекса (Андреичев, 1996, 2004; Ремизов и др., 2009, 2010б; Государственная..., 2014в; Удоратина и др., 2005; Удоратина, Кузнецов, 2007).

В Щучьинской зоне силурийский (венлокско-лудловский) этап характеризуется максимальным объемом известково-щелочных вулканитов янганапэйской толщи. Также, как и в Войкарской зоне, в конце силура (позднелудловское время) вулканическая активность резко уменьшилась и на склонах островной дуги в мелководно-морских условиях выросли рифовые постройки, которые в относительно спокойной обстановке существовали вплоть до раннего живета. В этот же силурийско-девонский этап (429–401 млн лет) сформировались комагматичные вулканитам дифференцированные многофазные габбро-диорит-плагиогранитовые интрузивы юньягинского комплекса (Андреичев, 2004; Андреичев и др., 2017; Шадрин, Соболев, 2017).

***Живетско-позднекаменноугольный этап.*** К концу среднего девона (предположительно в живетское время) субдукция под островную дугу прекратилась, что привело в живетско-московское время к закрытию Войкарского бассейна и формированию Раннеуральского орогена. Сначала островодужные комплексы были тектонически совмещены с Войкарскими офиолитами задугового бассейна, причем офиолиты оказались в подошве надвига, а затем, все вместе были обдуцированы на край Аркт-Лавруссии («континентальный» борт Войкарского бассейна) (Кузнецов, Романюк, 2014). Этот сценарий подтверждается отложениями грубообломочной вулканомиктовой молассы в базальных горизонтах дзеля-варчатинской свиты средне-позднедевонского возраста (Государственная..., 2014в). Отложения этой свиты представлены преимущественно террингенными породами, которые с размывом перекрывают вулканиты малоуральской свиты (Язева, Бочкарев, 1984). В базальных конгломератах дзеля-варчатинской свиты встречаются не только обломки подстилающих вулканитов и известняков, а

также обломки кварцевых диоритов и сиенитов Собского батолита (собский и конгорский комплексы), амфиболитов и пироксенитов (Язева, Бочкарев, 1984; Старков, 1985; Государственная..., 2014в). В терригенных породах Западно-Уральской мегазоны, начиная только с визейско-верхнекаменноугольных отложений яйюской свиты, возрасты детритовых цирконов (312–414 млн лет – «Уральский провенанс сигнал») свидетельствуют о поступлении обломочного материала из воздымающегося Раннеуральского орогена (Кузнецов и др., 2013).

В Щучьинской зоне история развития в этот период времени была примерно такой же. Возможно, что субдукция здесь продолжалась несколько дольше, чем в Войкарской зоне, о чем свидетельствуют надсубдукционные черты средне-позднедевонского магматизма. Здесь формировались аналогичные дзеля-варчатинской свите вулканогенно-терригенные породы ензорской и тальбейской толщ. Вулканомиктовые терригенные породы чередуются с лавами, туфами и туффитами базальтового, андезибазальтового, андезитового, дацитового, риолитового состава и их трахитоидными разновидностями, которые по геохимии имеют надсубдукционные характеристики (Агафонов и др., 2015ф). Всреднедевонско-раннекаменноугольное время, почти одновременно с гранитоидами янаслорского комплекса Войкарской зоны, формируются небольшие тела гранитоидов и габброидов юрмэнэкского комплекса в Щучьинской зоне (Андреичев, 2004; Андреичев и др., 2017; Государственная..., 2014б), формирование которых связывается с коллизионной обстановкой (Государственная..., 2014б), которая могла возникнуть при закрытии задугового бассейна и аккреции островной дуги к уральскому краю Аркт-Лаврусии.

***В конце карбона – начале перми*** произошла главная стадия уральской коллизии, в результате, Аркт-Лаврусия столкнулась с Сибирско-Казахско-Киргизским континентом. Сформировала дивергентный ороген, который в позднепермское время был интродуцирован большим количеством коллизионных гранитоидов (главная гранитная ось Урала). Эти гранитоиды с

возрастом 270–250 млн лет выходят на поверхность в осевой части Уральского орогена и в настоящее время обнажены на Южном, Среднем и Северном Урале (Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Ферштатер, 2013; Ферштатер и др., 2007; Шатагин и др., 2000; Vea et al., 2002; Пучков, 2000, 2010), в то время как на Приполярном и Полярном Урале главная гранитная ось Урала перекрыта осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты (Иванов и др., 2012 и др.).

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

По результатам проведенных исследований предложены уточнения истории эволюции магматизма Полярного Урала и обоснован один из современных вариантов палеотектонических реконструкций (Кузнецов, Романюк, 2014) для области палеозойской островодужной системы восточного склона Полярного Урала.

Обоснован средне-позднеордовикский возраст и надсубдукционное происхождение гранитоидов и вулканитов Щучьинской зоны (Соболев и др., 2016, 2017е; Шадрин, Соболев, 2017). Выяснено, что средне-верхнеордовикские вулканиты устьконгорской свиты Войкарской зоны имеют островодужную природу (Соболев и др., 2017г). Таким образом, установлено время начала закрытия Палеоуральского океана.

Для Войкарской зоны уточнены возраст и условия формирования пород конгорского и собского плутонических комплексов (Соболев и др., 2017а, б, в, д, 2018а, б; Викентьев и др., 2017). Установлено, что наибольшие объемы интрузивных островодужных пород, относящихся к известково-щелочной серии (собский комплекс) формировались в лохковско-раннеэйфельское время (418–393 млн лет). Во второй половине этого временного интервала в позднеэмско-раннеэйфельское время (399–393 млн лет) происходило образование значительно меньших по объему тел, сложенных породами конгорского комплекса, относящихся к известково-щелочной серии и высококалиевой известково-щелочной серии, постепенно переходящей в шошонит-латитовую. Образование высококалиевых пород шло на фоне

завершения известково-щелочного магматизма и могло быть связано с постепенным затуханием девонского надсубдукционного магматизма и уменьшением степени частичного плавления в очаге магмогенерации либо с вовлечением второго магматического источника.

Формирование пород конгорского и собского комплексов происходило в относительно малоглубинных условиях (3,6–12,7 и 8,6–14,4 км соответственно) при водонасыщенном флюидном режиме (5–8 мас. % воды в расплаве равновесном с кристаллизующейся роговой обманкой), что характерно для расплавов, выплавляющихся над зоной субдукции. Уменьшение содержания воды со временем (от эмского к эйфельскому векам) в магмах ранне-среднедевонской островной дуги, вероятно, связано с постепенным затуханием субдукционного процесса (Соболев и др., 2018б).

Установлен возраст питающих провинций для палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала (Соболев и др., 2015а; 2017г, 2018в). Результаты датирования детритовых цирконов из островодужных туффитов и вулканомиктовых песчаников показали преобладание докембрийских возрастов (547–2700 млн лет), что может свидетельствовать о преимущественно докембрийском возрасте фундамента, слагающего основание островной дуги. Наличие цирконов с неопротерозойско-раннеордовикскими возрастными свидетельствами о том, что в строении фундамента, на котором в середине ордовика заложилась островная дуга, участвовали магматические комплексы активной окраины Арктиды, коллизионные комплексы протоуралид-тиманид и рифтогенные комплексы раннего этапа эволюции уралид. Детритовые цирконы с более древними возрастными свидетельствами могли поступать как из блоков кристаллического фундамента Аркт-Европы, участвовавших в строении структурного основания (фундамента) островной дуги, так и из неопротерозойско-нижнепалеозойских осадочных пород, содержащих древний рециклированный обломочный материал и также входивших в состав фундамента островной дуги.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- ЛРЗЭ – легкие редкоземельные элементы;
- МПВ – максимум плотности вероятности;
- РЗЭ – редкоземельные элементы;
- СКВО – среднее квадратичное отклонение;
- СОХ – срединно-океанические хребты;
- ТАС – диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ ;
- ТРЗЭ – тяжелые редкоземельные элементы;
- Ab – альбит;
- Act – актинолит;
- Amph – амфибол;
- Bi – биотит;
- Ca – кальцит
- СAB – известково-щелочные базальты;
- Chl – хлорит;
- CI – хондриты I-типа;
- Срх – клинопироксен;
- Сzo – клиноцоизит;
- D – дискордантность;
- E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов;
- Ep – эпидот;
- $\text{FeO}_{\text{total}} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,89981 + \text{FeO}$ ;
- Hbl – роговая обманка;
- IAT – толеиты островных дуг;
- Kfs – калиевый полевой шпат;
- LA-ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией;
- MORB – базальты срединно-океанических хребтов;
- Mt – магнетит;
- N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов;

OIA – щелочные базальты океанических островов;

OIT – толеиты океанических островов;

Orx – ортопироксен;

Pl – плагиоклаз;

SIMS – масс-спектрометрия вторичных ионов (англ. Secondary-Ion Mass Spectrometry);

Sk – скаполит;

Src – серицит;

Ttn – титанит;

Qtz – кварц;

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ****Опубликованная**

1. *Андреичев В.Л.* Рубидий-стронциевая геохронология гранитоидного магматизма Войкарского вулcano-плутонического пояса // Закономерности эволюции Земной коры. Тез. докл. междунар. конф., посвященной 60-летию НИИЗК. СПб.: Санкт-Петербургский университет, 1996, Т. 2. С. 11–28.
2. *Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
3. *Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н.* U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.
4. *Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н., Сергеев С.А.* Возраст островодужных гранитов Щучьинской зоны Полярного Урала: первые U-Pb (SIMS)-данные // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 2, С. 194–198. DOI: 10.7868/S0869565217320135
5. *Андреичев В.Л., Удоратина О.В.* Новые данные о возрасте гранитоидов конгорского комплекса (Полярный Урал) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 28–30.
6. *Балашов Ю.А., Скублов С.Г.* Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
7. *Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф.* и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Геология рудных районов Мурманской области. Приложение № 3. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. 53 с.
8. *Бевз Е.И.* Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала // Магматизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар. Тр. Ин-та геологии Коми



фил. АН СССР. 1976. С. 42–57.

9. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р.М., Клаэссон С., Кирнозова Т.И.* Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 68–78.

10. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В.* и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 3–16.

11. *Богданова С.В., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* и др. Проект EUROBRIDGE: палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. Очерки по региональной геологии России. Ред. Павленкова Н.И. М.: РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ, 2006. С. 221–290.

12. *Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.

13. *Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н.* и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 376. М.: Наука, 1983. 183 с.

14. *Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г.* Золото-порфиоровое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541. DOI: 10.7868/S001677701706003X.

15. *Волков С.Н.* Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклиория // Тр. Геол. музея им. А.П. Карпинского АН СССР. Вып. 4. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 93 с.

16. *Высоцкий С.В.* Офиолитовые и бонинит-офиолитовые ассоциации островодужных систем западной Пацифики. Автореф. дис. докт. геол.-мин.

наук. Москва: МГУ, 1996. 65 с.

17. Геологическая карта СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Д.В. Наливкин. Л.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1983.

18. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Лист Q41-XII / Ред. Л.Л. Подсосова, А.П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.

19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) // Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута) / Ред. В.П. Водолазская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007а. 541 с.

20. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II / Ред. А.П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007б. 372 с.

21. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVIII / Ред. Г.А. Петров. Объяснительная записка. Екатеринбург, 2010. 159 с.

22. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) // Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард) / Ред. А.В. Жданов. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014а. 396 с.

23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской) / Ред. А.П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014б. 384 с.

24. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс) / Ред. М.А. Шишкин. Объяснительная записка. СПб.:

ВСЕГЕИ, 2014в. 256 с.

25. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVII (р. Танью) / Ред. М.А. Шишкин. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014г. 199 с.

26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе издание) // Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XXI, XXII (Евыргорт) / Ред. М.А. Шишкин. Объяснительная записка. СПб.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «ПУГГП», 2015. 228 с.

27. *Григорьев С.И., Ремизов Д.Н.* Кэршорский габброидный комплекс и проблема офиолитов Полярного Урала // Мат-лы XI Всероссийского петрографического совещ. / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 191–192.

28. *Дедеев В.А.* Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала (Щучьинский синклинорий) // Тр. Всесоюз. нефт. исслед. геологоразвед. ин-та. Вып. 131, геол. сб. 4, 1959. С. 5–15.

29. *Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28–34.

30. *Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Симонов В.А., Лубнина Н.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А., Борисенко Д.В.* Тектоническая история Полярного Урала // Тр. ГИН РАН. Вып. 531. М.: Наука, 2001. 191 с.

31. *Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П.* и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западных Саян). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.

32. *Зоненшайн М.Н., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 327 с.

33. *Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б., Пономарев В.С.,*

*Погромская О.Э.* Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // *Литосфера*. 2012. №4. С. 91–106.

34. *Конилов А.Н., Голованова Т.И., Понкратов К.* Алюмосиликатное стекло старше 1,9 млрд. лет и его свойства. По данным исследования методами истинной катодоллюминесценции и спектроскопии комбинационного рассеяния // *Аналитика*. 2016. №4 (29). С. 114–122.

35. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // *Литосфера*. 2005. № 4. С. 22–41.

36. *Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // *Литосфера*. 2014. № 2. С. 3–25.

37. *Кузнецов Н.Б.* Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН. 2009. 49 с.

38. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // *Бюлл. МОИП. Отдел Геологический*. 2014. №5. С. 56–70.

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

40. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Миллер Э.Л., Удоротина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В.* Первые U/Pb-датировки детритных цирконов из песчаников среднего и верхнего палеозоя Полярного Урала: тестирование региональных тектонических моделей // *Докл. АН*. 2013. Т. 451. № 2. С. 183–188. DOI: 10.7868/S0869565213200206

41. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В., Герцева М.В.,*

*Андреичев В.Л., Дорохов Н.С.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиты, Тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.

42. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.

43. *Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андреичев В.Л.* Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралитов и проблема эволюции восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестник ВГУ. Сер. геологическая. 2000. Вып. 9. С. 15–19.

44. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В.* и др. Первые U-Pb-данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников Уральских алмазоносных россыпей) // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 4. С. 427–432. DOI: 10.7868/S0869565214100181.

45. *Лупанова Н.П., Маркин В.В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала) // Тр. Геол. Музея им. А.П. Карпинского АН СССР. Вып. 12. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 175 с.

46. *Мици М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С.* и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. 808 с.

47. *Митчел А.Г., Гарсон М.С.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

48. *Молдаванцев Ю.Е.* Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород варисцийской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. / Гл. ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Институт геологии Коми ФАН СССР. 1972. С. 19–27.

49. *Моргунова А.А., Соболева А.А.* Реликты корневой части позднерифейской примитивной островной дуги на севере поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2007. №12. С. 13–18.

50. *Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 24 с.

51. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.

52. *Охотников В.Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.

53. *Охотников В.Н., Фомиченко Т.А., Бевз Е.И.* Юрмэнекский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. С. 73–79.

54. *Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1945. №5. С.23–46.

55. *Перевозчиков Б.В.* Генетические типы габброидов южного обрамления массива Рай-Из // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тр. ЗапСибНИГНИ. 1974. Вып. 74. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. С. 49–58.

56. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В.* Новые данные о составе и возрасте гранитоидов северной части Тагильской структуры (Урал)

- // Докл. АН. 2016. Т. 471. № 4. С. 465–469. DOI: 10.7868/S0869565216340223.
57. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. / Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
58. Прямоносов А.П., Бороздина Г.Н. Первые находки конодонтов в устьконгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал. 2006. № 3 (51). С. 49–51.
59. Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Бороздина Г.Н. Стратотип устьконгорской свиты Войкарской СФЗ (Восточный склон Полярного Урала) // Уральский геологический журнал. 2010. № 3 (75). С. 11–14.
60. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала» / ред. Н.А. Богданов. М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
61. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
62. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
63. Пучков В.Н., Розен О.М., Журавлев Д.З. и др. Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 6. С. 794–797.
64. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
65. Ремизов Д.Н. Гранитоидный магматизм Щучьинского района Полярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 111 с.
66. Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
67. Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Магматизм

Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XV геол. съезда Республики Коми / Ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 2009. Т. II, С. 322–324.

68. *Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю.* и др. Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // Докл. АН. 2010а. Т. 434. № 2. С. 238–242.

69. *Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Ремизова С.Т.* Войкарская островодужная система Полярного Урала // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010б. С. 172–173.

70. *Ремизова С.Т., Ремизов Д.Н.* Стратиграфия Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Мат-лы XV геол. съезда Республики Коми. Т. II / Ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 50–52.

71. *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В.* и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459. №3. С. 340–344. DOI: 10.7868/S0869565214330214.

72. *Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б.* и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского анитиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645. DOI: 10.7868/S0869565213310174.

73. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.

74. *Савельев А.А.* Геология и хромитоносность Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Свердловск, 1974. 25 с.



75. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
76. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
77. *Самыгин С.Г., Буртман В.С.* Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника. 2009. № 2. С. 57–77.
78. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Пучков В.Н.* Геодинамические условия формирования колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны Южного Урала и критерии для их поисков // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. №3. С. 220–237. DOI: 10.7868/S0016777017030054.
79. *Сирин Н.А.* Магматизм Приполярного и Полярного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 288 с.
80. *Соболев И.Д., Хоуриган Дж.К., Соболева А.А.* Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из пород Конгорского массива (Полярный Урал). // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 21 научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 215–218.
81. *Соболев И.Д.* Новые данные об особенностях состава и возрасте пород Конгорского массива (Полярный Урал). // От минералогии до геохимии. Сборник научных трудов к 130-летию со дня рождения академика Александра Евгеньевича Ферсмана. Крым, 2013. С. 186–191.
82. *Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоротина О.В., Хоуриган Дж.К.* Первые результаты U-Pb датирования детритных цирконов из вулканогенно-терригенных пород малоуральской свиты, Полярный Урал // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 24 научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2015а. С. 148–152.
83. *Соболев И.Д., Удоротина О.В., Кобл М.* U-Pb (SIMS) возраст цирконов из диоритов конгорского комплекса (массив Диоритовый, Полярный Урал) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты,

подходы и перспективы. Мат-лы VI Российской конференции по изотопной геохронологии, СПб: Sprinter, 2015б. С. 284–285.

84. **Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А.** Первые результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов из островодужных гранитоидов хоймпэйского плутонического комплекса Щучьинской зоны Полярного Урала // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Мат-лы Третьей Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2016. С.232–235.

85. **Соболев И.Д., Латышев А.В., Викентьев И.В., Козырева Д.А., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Мат-лы XXIII молод. науч. Школы / Отв. ред. Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017а. С. 210–213.

86. **Соболев И.Д., Соболева А.А., Варламов Д.А.** Возраст монцодиорит-порфиоров из поздней дайковой фазы Конгорского массива (Полярный Урал) по результатам U-Pb (SIMS)-датирования цирконов // Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 2017б. № 12. С. 16–24. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-12-16-24.

87. **Соболев И.Д., Соболева А.А., Кобл М.А., Варламов Д.А.** Результаты U-Pb SIMS датирования и микроэлементный состав цирконов из монцодиоритов Конгорского массива, Полярный Урал // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы XXVI научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2017в. С. 203–209.

88. **Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Канева Т.А., Куликова К.В., Викентьев И.В., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Хоуриган Дж.К.** Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл.

МОИП. Отдел Геологический. 2017г. Т. 92. Вып. 4. С. 3–26.

89. **Соболев И.Д., Удоратина О.В., Ген Ц.** Возраст и изотопно-геохимические характеристики диоритов конгорского комплекса (массив Диоритовый, Полярный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей V Всероссийской молодежной геологической конференции / Ред. Ф.Р. Ардисламов. Уфа: ООО Альфа-реклама, 2017д. С. 132–139.

90. **Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А., Козырева Д.А.** Раннеостроводужные гранитоиды Щучьинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов) // Вестн. МГУ. Сер. 4 Геология. Изд-во Моск. ун-та. 2017е. № 1. С. 22–32.

91. **Соболев И.Д., Викентьев И.В., Соболева А.А., Травин А.В.** Результаты U/Pb SIMS датирования цирконов и  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  возраст плагиоклаза из пород собского комплекса (Петропавловское золоторудное месторождение, Полярный Урал) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Мат-лы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018а. С. 398–401.

92. **Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А.** Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018б. № 5. С. 39–74. DOI: 10.1134/S0016853X18050065.

93. **Соболев И.Д., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.** Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из средневерхнедевонских островодужных песчаников Щучьинской зоны Полярного Урала // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Мат-лы IV Всероссийской научной конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2018в. С. 103–104.

94. **Соболев С.Ф.** Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М.: Наука, 1965. 163 с.

95. *Соболева А.А., Карчевский А.Ф., Ефанова Л.И., Кузнецов Н.Б., Гроув М., Соболев И.Д., Маурин М.В.* Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала. // Докл. АН. 2012а. Т. 442. № 4. С. 524–530.
96. *Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л. и др.* Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралит (Полярный Урал) // Докл. АН. 2012б. Т. 445. № 5. С. 570–576.
97. *Соловьев А.В., Зайончек А.В., Супруненко О.И., Брекке Х., Фалеиде Дж.И., Рожкова Д.В., Хисамутдинова А.И., Столбов Н.М., Хоуриган Дж.К.* Эволюция источников сноса триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа: U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона из скважины Северная // Литология и полезные ископаемые. 2015. №2. С. 113–128. DOI: 10.7868/S0024497X15020056.
98. *Старков В.Д.* Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 148 с.
99. *Терехов Е.Н., Балувев А.С.* Постскладчатый магматизм (1.85—1.7 млрд. лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26–43.
100. *Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б.* Собский плагиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. Т. 82, № 3. 2007. С. 49–59.
101. *Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Ларионов А.Н., Шишкин М.А.* U-Pb возраст плагиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана / Отв. ред. Л.В. Махлаев, А.Ф. Хазов. Сыктывкар: Геопринт, 2008. № 5. С. 52–62.
102. *Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Матуков Д.И.* Возраст гранитоидов Янаслорского массива: U-Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы V Всерос. Конф. / Гл. ред. А.И. Чернышов. Томск: ЦНТИ, 2005. Вып. 5. Т. 1. С. 135–142.

103. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и Геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258. DOI: 10.15372/GiG20160113.

104. Шадрин А.Н., Соболев И.Д. Результаты геохронологических исследований магматических пород Сибилейской площади (Восточный склон Полярного Урала) // Горные ведомости. 2017. № 2 (150). С. 54–69.

105. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

106. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44–60.

107. Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215. DOI: 10.7868/S0869565213200243.

108. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

109. Ageeva O., Habler G., Topa D., Waitz T., Li C., Pertsev A., Griffiths T., Zhilicheva O., Abart R. Plagioclase hosted Fe-Ti-oxide micro-inclusions in an oceanic gabbro-plagiogranite association from the Mid Atlantic Ridge at 13°34' N // American Journal of Science. 2016. Vol. 316. P. 85–109. DOI: 10.2475/02.2016.01.

110. Andreichev V.L. Geochronology of metamorphic and magmatic processes in the crustal evolution of the Polar Urals // INTAS-EUROPROBE T1MPEBAR-URALIDES workshop. St. Peterburg. Geotryckeriet, 2000. P. 1.

111. Barth, A.P., Wooden, J.L. Coupled elemental and isotopic analyses of

polygenetic zircons from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the sources of granitic magmas // *Chemical Geology*. 2010. Vol. 277. P. 149–159.

112. *Barth A.P., Tani K., Meffre S. et. al.* Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcanoclastic rocks from the Philippine Sea: Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. Vol. 18. No 10. P. 3576–3591. DOI: 10.1002/2017GC006948.

113. *Bea F., Fershtater G., Montero P.* Granitoids of the Urals: implications for the evolution of the orogen // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to Present: Geophysical Monograph / Eds. D. Brown, C. Juhlin, V.N. Puchkov.* American Geophysical Union. 2002. No 132. P. 211–232.

114. *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.* Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*. 2004. Vol. 205. P. 115–140. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

115. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 23–45.

116. *Cabanis B., Lecolle M.* Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2. Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre.* 1989. Vol. 309 (20). P. 2023–2029.

117. *Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. Vol. 8. 173–174.

118. *Claesson S., Bogdanova S.W., Bibikova E.V., Gorbatshev R.M.* Isotopic evidence of Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 1–18.

119. *Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to SE Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1982. Vol. 80(2). P. 189–200. DOI: 10.1007/BF00374895.
120. *Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.-P.* et al. Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar Massif, Polar Urals // *Z. Deutschen Ges. Geowissenschaften*. 2012. Vol. 163/1. P. 9–41. DOI: 10.1127/1860-1804/2012/0163-0009.
121. *Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. Vol. 64. P. 3–22.
122. *Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues* // *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*. 2008. Vol. 40. P. 308–311.
123. *Guynn J., Gehrels G.* Comparison of detrital zircon age distribution using the K-S test visualization and representation of age-distribution data histograms. 2010. <http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>.
124. *Harrison T.M.* Diffusion of  $^{40}\text{Ar}^*$  in hornblende // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. Vol. 78. P. 324–331.
125. *Harrison T.M., Duncan I., McDougall I.* Diffusion of  $^{40}\text{Ar}^*$  in biotite – temperature, pressure and compositional effects // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. Vol. 49. P. 2461–2468.
126. *Hodges K.V.* Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems // In: *Treasure on Geochemistry*. 2004. Oxford. UK: Elsevier. P. 263–292.
127. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 27–62.
128. *Ireland T.R.* Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, and geochronology // *Advances in analytical geochemistry*. 1995. Vol. 2. P. 1–118.
129. *Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A.* A guide to the chemical classification

of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

130. *Johnson M.C., Rutherford M.J.* Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. 1989. Vol. 17. No 9. P. 837–841.

131. *Khain E.V., Fedotova A.A., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kotov A.B., Burgat K.-P., Kovach V.P., Remizov D.N.* The Neoproterozoic and Early Paleozoic geological history of the Ural-Kazakhstan margin of the Paleasian Ocean using new isotopic and geochronological data obtained for the Polar Ural region // *Russian J. Earth Sci.* 2005. Vol. 7. ES5003. DOI: 10.2205/2005ES000188.

132. *Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // *Intern. Geol. Rev.* 2014. Vol. 56. No 16. P. 1945–1963. DOI: 10.1080/00206814.2014.977968.

133. *Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc. Mem. No 30. L., 2004. P. 69–74.*

134. *Le Maitre R.W., Bateman P., Dubek A. et al.* Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences // *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.*

135. *Loiselle, M.C., Wones, D.R.* Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts of papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies. San Diego. California. November 5–8. 1979. Vol. 11. 468 p.

136. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. No 5. 75 p.*



137. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. Vol. 274. No. 4. 1974. P. 321–355. doi:10.2475/ajs.274.4.321.
138. *Mullen E.D.* MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for pedogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 53–62.
139. *Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C.* et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. Vol. 11. P. 1–36. DOI: 10.1029/2009GC002618.
140. *Pearce J.A.* Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 1983. P. 230–249.
141. *Pearce J.A., Gale G.H.* Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1977. Vol. 7. P. 14–24.
142. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
143. *Pitcher, W.S.* Granite type and tectonic environment / In: K. Hsu (ed.) // *Mountain building process*. London: Academic Press. 1983. P. 19–40.
144. *Queiroga G., Martins M., Kuznetsov N.* et al. Timing of lower crust generation in the Voykar ophiolite massif, Polar Urals, Russia: U-Pb (LA-ICP-MS) data from plagiogranite zircons // *Ofioliti*. 2016. Vol. 41, No 2. P. 75–84. DOI: 10.4454/ofioliti.v41i2.443.
145. *Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. Vol. 160. No 1. P. 45–66.
146. *Sharman G.R., Graham S.A., Grove M., Hourigan J.K.* A reappraisal of

the early slip history of the San Andreas fault, central California, USA // *Geology*. 2013. Vol. 41. P. 727–730.

147. *Soboleva A.A., Udoratina O.V.* Neoproterozoic and early Paleozoic A-type rhyolites and granites in the Subpolar and Polar Urals // International Conference on A-type Granites and Related Rocks through Time (IGCP-510) / Eds. O.T. Ramo, S.R. Lukkari, A.P. Heinonen. Helsinki: Helsinki University Print, 2010. Abstr. Vol. P. 101–103.

148. *Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia // *Mineralium Deposita*. 2013. Vol. 48. №5. P. 603–627. DOI: 10.1007/s00126-012-0449-9.

149. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ. London*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

150. *Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // *St. John's Mineral. Assoc. Canada. / Ed. P.J. Sylvester. Short course*. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

151. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib Mineral Petrol*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

#### Фондовая

152. *Агафонов А.Г., Галиуллин И.З.* и др. Геолого-минерогеническое картирование масштаба 1:200 000 листа Q-42-III (Сибилейская площадь). Книга 1. Текст. Лабытнанги, 2015.

153. *Андронов С.М.* Оценка бокситоносности девона восточного склона Приполярного и Полярного Урала. Москва, 1969.

154. *Беляков Г.Д., Бушканец Ю.С.* Геологическое строение верховьев рр. Байдарата и Щучья на восточном склоне Урала. 1954.

155. *Бунин М.В., Прохорова К.И.* Геологическая карта Полярного Урала

масштаба 1:200000 северной половины листа Q-41-XVII. Фонды ТГУ, 1952.

156. *Воронов В.Н., Дудко Ю.А.* и др. Отчет «Результаты опытно-производственных геологосъемочных работ масштаба 1:50000, проведенных на восточном склоне Полярного Урала, в центральной части Щучьинского синклинория (отчет Восточно-Уральской ОПП за 1972–1976 гг.) Полярный, 1976. Текст 751 стр., текст. прил. 322 стр., граф. прил. 88 л.

157. *Катасонов Е.Г., Шестаков Ю.Н.* Отчет Сибилейской партии о результатах геолого-поисковых работ, проведенных в 1968-69 г.г. на восточном склоне Полярного Урала; 1969.

158. *Костюк Б.Ф., Нефедов В.А.* Результаты геологосъемочных работ м-ба 1:50 000 в пределах листов Q-41-68-В, Г (а, в), Q-41-79-Б (в, г), Q-41-80-А (а, б) Полярный Урал (Отчет по работам Кокпельской ГСП за 1961-64 г.г.). Тюмень, 1964.

159. *Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (Издание второе). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XVI, XVII. Информационный отчет. М., 2000.

160. *Кучерина П.М., Попов И.И., Прямоносков А.П.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Войкарского синклинория, площади массива Рай-Из и его обрамления масштаба 1:50 000 // Информационный отчет. Пос. Полярный, ПУГРЭ. 1991.

161. *Литовченко Н.И., Романенко В.А.* результаты геолого-поисковых работ м-ба 1:50 000 Q-41-68-Б, Q-41-69-А, Б, Q-41-57-В, Г. Полярный Урал. (Отчет по работам Янас-Лорской ПСП за 1961-64 г.г.). Тюмень, 1964.

162. *Прохорова К.И., Бельков Л.А., Ли Л.В.* Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 листа Q-41-XVII // Отчет о работе Полярно-Уральской партии № 4, проведенной в 1958 г. ТФИ по ТО, 1959. 105 с.

163. *Прямоносков А.П., Наюк С.А., Прямоноскова М.А.* Групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50000 на Собь-Ханмейской площади // Информационный отчет. Пос. Полярный, АОТ ПУ

ГП, 1994.

164. *Риндзюнская Н.М.* Изучение процессов локализации россыпей в условиях Полярного Урала (масштабов 1:200 000–1:25 000) // Отчет по объекту. Лабытнанги, 2004.

165. *Шишкин М.А., Синькова Е.А., Коробейникова Н.Е.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе) // Отчет по объекту: «Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200». СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009.

**Приложение 1.** Химический состав (мас. %) гранитоидов Щучьинской зоны (Соболев и др., 2017е)

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
Гранитоиды палеовулкана Речной														
1169	Кварцевые диориты	58,40	0,81	16,17	5,22	-	0,10	2,39	7,56	7,68	0,06	0,27	1,40	100,05
1170		61,91	0,65	14,82	8,78	-	0,09	3,51	2,33	4,97	0,51	0,17	2,30	100,03
S221-A/14	Плагииграниты	70,22	0,50	11,08	3,44	2,17	0,11	3,49	1,25	3,32	0,54	0,07	3,82	100,00
S220/14	Лейкоплагии- граниты	74,27	0,29	12,68	0,58	1,50	0,05	0,88	2,06	5,79	0,37	0,06	1,47	100,00
S218/14		75,74	0,24	12,79	0,53	1,23	0,04	1,03	1,20	5,63	0,43	0,06	1,09	100,00
S221/14		76,90	0,16	11,79	0,24	1,19	0,01	0,30	0,51	4,08	3,61	0,01	0,45	99,12
S219/14		77,01	0,20	11,74	0,60	1,31	0,04	0,84	1,13	5,74	0,19	0,04	1,15	100,00
1171		77,25	0,20	11,59	0,24	1,32	0,03	0,53	1,38	5,29	1,01	0,03	1,14	100,00
1172		78,55	0,15	11,76	0,96	-	0,02	0,15	0,96	6,48	0,41	0,00	0,60	100,04
Гранитоиды палеовулкана Яляпэ														
3010	Плагииграниты	69,59	0,25	13,32	0,54	2,45	0,09	0,44	4,42	4,40	1,26	0,19	3,34	100,29
3014	Лейкоплагии- граниты	72,38	0,43	13,36	0,86	2,16	0,07	0,84	1,88	5,69	0,11	0,25	1,69	99,72
Кварцевые диориты массива Нганотский-1														
1072	Кварц. Диориты	60,22	0,67	14,38	3,26	5,62	0,08	2,95	6,67	2,88	0,28	0,25	2,95	100,21
Гранитоиды массива Нганотский-2														
1073	Плагииграниты	67,23	0,41	13,26	2,91	2,16	0,08	1,34	6,12	2,97	0,11	0,30	3,03	99,92
S204/14		70,60	0,52	13,38	1,98	2,56	0,09	1,00	3,22	3,83	1,32	0,09	1,18	99,77
S201/14		71,64	0,55	13,27	1,79	2,34	0,08	1,14	2,60	4,22	0,58	0,10	1,42	99,72
S202/14		71,64	0,39	13,08	1,84	2,42	0,06	1,63	2,43	4,57	0,41	0,12	1,42	100,00
S200/14	Лейкоплагии- граниты	72,08	0,32	12,05	1,18	1,87	0,07	2,08	3,17	4,70	0,27	0,10	2,12	100,00
S210/14		72,98	0,36	12,81	1,45	1,98	0,05	1,51	1,80	5,17	0,42	0,10	1,36	100,00

Примечания. Химический состав определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного (РФА) анализа в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН; состав образца № S221/14 определен там же методом классического химического анализа; состав образцов 3010, 3014, 1072, 1073 – методом РФА в Тюменской Центральной лаборатории; состав образцов 1169, 1170, 1172 – методом РФА в лаборатории физических и химических методов исследования минерального вещества Института геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН.

**Приложение 2. Микроэлементный состав гранитоидов  
Щучьинской зоны (Соболев и др., 2017е)**

Ком- понент	Лейкоплагиограниты палеовулкана Речной				Плагиограниты массива Нганотский-2			
	S220/14	S218/14	S221/14	1171	S204/14	S201/14	S200/14	S210/14
Li	1,97	2,26	0,45	0,56	1,93	2,97	4,23	3,54
Sc	11,35	9,80	1,76	7,49	17,23	6,97	14,84	12,93
Ti	1869,10	1731,95	654,30	857,50	2544,75	2507,11	2333,72	2770,61
V	32,09	29,21	3,35	7,52	84,61	45,90	47,42	62,09
Cr	22,00	27,93	17,79	2,74	18,73	4,71	22,06	85,27
Mn	269,00	238,87	41,36	130,09	646,43	517,50	471,17	324,58
Co	1,81	2,37	0,43	1,17	7,00	3,70	6,57	4,59
Ni	1,69	1,96	2,39	1,30	1,50	2,06	4,68	4,48
Cu	3,49	0,22	5,22	3,67	3,17	7,63	170,84	-
Zn	33,19	23,59	1,99	8,58	31,78	40,08	24,83	12,08
Rb	3,77	5,48	18,52	4,79	12,57	4,83	3,93	3,71
Sr	109,20	111,12	6,91	46,76	226,97	156,71	219,70	145,24
Y	29,95	33,46	18,67	40,45	25,42	26,31	27,61	28,33
Zr	67,66	71,13	124,47	183,49	39,18	66,01	60,21	48,31
Nb	2,82	2,47	3,31	2,78	1,02	0,13	1,00	1,16
Mo	4,00	3,12	2,94	0,23	3,14	1,19	2,56	8,58
Ag	0,19	0,21	0,46	0,18	0,10	0,22	0,24	0,09
Cs	0,13	0,11	0,07	0,00	0,14	0,07	0,09	0,04
Ba	48,48	63,89	39,03	7,55	143,48	-	97,08	39,96
La	7,92	9,57	6,54	10,23	9,97	5,29	6,34	4,22
Ce	25,34	24,84	13,65	29,57	27,93	15,36	19,17	12,47
Pr	3,79	3,47	2,99	4,48	4,05	2,58	3,05	2,27
Nd	17,12	16,12	13,04	20,27	18,67	13,00	15,57	12,03
Sm	4,35	4,09	3,15	5,38	4,77	3,78	4,58	3,72
Eu	0,87	0,91	0,16	0,78	1,13	1,11	1,21	0,80
Gd	5,12	5,07	3,22	5,87	5,23	4,10	5,30	4,08
Tb	0,79	0,84	0,57	1,11	0,76	0,75	0,79	0,66
Dy	5,52	6,05	3,70	7,18	4,96	4,74	5,35	4,43
Ho	1,23	1,36	0,80	1,57	1,04	1,05	1,18	0,96
Er	3,81	4,25	2,57	4,89	3,20	3,16	3,50	2,79
Tm	0,59	0,65	0,40	0,73	0,45	0,48	0,52	0,43
Yb	4,55	5,01	2,80	5,10	3,43	3,27	3,73	2,69
Lu	0,63	0,68	0,43	0,78	0,45	0,49	0,53	0,40
Hf	2,12	2,21	5,80	4,07	1,52	2,49	1,95	1,69
Ta	0,15	0,14	0,52	0,25	0,03	0,08	0,02	0,03
Pb	3,30	2,17	0,25	-	2,18	6,74	2,63	1,58
Th	1,15	0,99	1,07	1,96	1,12	0,82	0,92	1,00
U	0,54	0,55	0,59	0,65	0,31	0,29	0,37	0,25

Примечание. Содержание элементов-примесей определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

**Приложение 3.** Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из гранитоидов палеовулканов Речной (обр. S221/14), Яляпэ (обр. 3010) и массива Нганотский-1 (обр. 1072) (Соболев и др., 2017е)

Номер анализа	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	Содержание, г/т			<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	Изотопные отношения, ± % (1σ)						Rho	Возраст, млн лет, ± 1σ				D, %
		U	Th	<sup>206</sup> Pb*		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U			<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		
S221_9.1	0,47	461	113	28,0	0,25	0,0543	±4,5	0,527	±4,9	0,0703	±1,9	0,39	438	±8	384	±100	-12
S221_10.1	2,19	138	82	8,6	0,61	0,0596	±16,0	0,580	±16,0	0,0706	±2,4	0,15	439	±10	590	±340	34
S221_5.1	1,54	1398	265	88,0	0,20	0,0597	±4,2	0,593	±4,6	0,0721	±1,8	0,39	449	±8	592	±91	32
S221_2.1	0,56	808	125	51,1	0,16	0,0548	±3,8	0,553	±4,3	0,0732	±2,0	0,46	455	±9	404	±85	-11
S221_1.1	0,57	713	144	45,3	0,21	0,0556	±3,5	0,564	±3,9	0,0735	±1,8	0,46	457	±8	437	±78	-4
S221_6.1	0,14	881	185	56,2	0,22	0,0575	±2,5	0,588	±3,1	0,0742	±1,8	0,58	461	±8	511	±55	11
S221_7.1	9,32	17	7	1,2	0,41	0,0800	±52,0	0,830	±53,0	0,0749	±6,4	0,12	466	±29	1200	±1000	157
S221_4.1	1,92	121	66	8,1	0,56	0,0572	±17,0	0,600	±17,0	0,0765	±2,5	0,15	475	±11	498	±370	5
S221_8.1	3,32	506	212	34,7	0,43	0,0603	±9,3	0,641	±9,5	0,0771	±1,9	0,20	479	±9	614	±200	28
S221_3.1	0,41	250	86	35,7	0,36	0,0728	±4,9	1,657	±5,2	0,1651	±1,8	0,35	985	±17	1008	±99	2
3010_8.1	0,40	449	236	6,6	0,54	0,0462	±5,7	0,108	±5,7	0,0169	±0,9	0,16	108	±1	8	±132	-93
3010_6.1	0,81	108	78	6,7	0,75	0,0547	±8,2	0,539	±8,3	0,0714	±1,3	0,16	445	±6	400	±174	-10
3010_7.1	0,74	116	101	7,2	0,90	0,0544	±7,2	0,537	±7,3	0,0716	±1,1	0,15	446	±5	388	±154	-13
3010_6.2	0,64	110	91	6,8	0,85	0,0546	±6,6	0,540	±6,7	0,0717	±1,2	0,18	447	±5	396	±141	-11
3010_5.1	0,76	72	28	4,6	0,40	0,0546	±7,7	0,551	±7,8	0,0732	±1,3	0,17	455	±6	396	±164	-13
3010_1.1	0,47	79	33	5,0	0,44	0,0539	±5,8	0,544	±6,0	0,0733	±1,2	0,20	456	±5	367	±126	-20
3010_4.1	0,43	87	49	5,5	0,58	0,0573	±5,1	0,580	±5,2	0,0733	±1,2	0,22	456	±5	503	±108	10
3010_3.1	0,64	58	27	3,7	0,47	0,0566	±7,6	0,577	±7,7	0,0738	±1,4	0,18	459	±6	476	±160	4
3010_2.1	1,44	139	90	9,1	0,67	0,0542	±12,0	0,562	±12,0	0,0752	±1,2	0,10	467	±5	379	±250	-19
3010_9.1	7,89	41	17	2,9	0,43	0,0590	±37,0	0,620	±37,0	0,0771	±3,2	0,09	479	±15	567	±650	18
1072_1.1	3,33	763	578	40,5	0,78	0,0570	±5,8	0,470	±5,8	0,0598	±0,6	0,11	374	±2	492	±130	32
1072_1.2	3,86	745	874	40,8	1,21	0,0619	±6,3	0,523	±6,3	0,0613	±0,7	0,12	383	±3	670	±130	75
1072_3.1	0,06	880	1147	51,4	1,35	0,0556	±1,4	0,521	±1,5	0,0679	±0,5	0,35	424	±2	437	±30	3
1072_7.1	1,38	874	786	53,5	0,93	0,0551	±5,7	0,533	±5,8	0,0702	±0,7	0,12	437	±3	417	±130	-5
1072_4.1	0,29	337	202	21,4	0,62	0,0574	±3,0	0,581	±3,1	0,0735	±0,8	0,25	457	±3	505	±66	11
1072_2.1	0,22	381	288	24,1	0,78	0,0559	±2,5	0,567	±2,6	0,0735	±0,6	0,23	457	±3	450	±56	-2
1072_8.1	0,29	584	260	37,4	0,46	0,0576	±3,0	0,591	±3,1	0,0743	±0,8	0,25	462	±3	516	±65	12
1072_9.1	0,57	494	440	32,1	0,92	0,0575	±2,9	0,595	±3,1	0,0751	±0,9	0,30	467	±4	511	±65	10
1072_5.1	0,92	513	797	33,4	1,61	0,0580	±4,8	0,602	±4,9	0,0752	±0,9	0,18	468	±4	531	±110	14
1072_6.1	0,53	394	261	25,9	0,68	0,0559	±3,8	0,585	±3,9	0,0759	±0,7	0,19	472	±3	448	±84	-5

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,57% (для обр. S221/14) и 0,35% (для обр. 3010 и 1072); <sup>206</sup>Pb<sub>c</sub> и <sup>206</sup>Pb\* – содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения скорректированы по измеренному <sup>204</sup>Pb; D – дискордантность: D =

$100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$ ; Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

**Приложение 4.** Химический состав (мас. %) вулканических пород Щучьинской зоны

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
Вулканиты палеовулкана Речной														
1176	Туфы андезибазальтов,	51,49	0,50	18,80	4,26	3,17	0,09	3,63	9,18	4,37	0,30	0,05	4,18	100,00
1186	Андезибазальты	54,90	0,79	15,53	10,43	-	0,20	4,68	5,78	4,38	0,70	0,12	2,50	100,02
1185А		55,30	0,84	16,01	2,81	5,99	0,18	3,86	6,23	4,58	0,77	0,14	3,10	99,21
1185		56,00	0,58	15,49	3,01	5,70	0,18	4,99	5,35	5,07	0,32	0,17	3,14	100,00
1182	Андезибазальты рассеченный прожилками плаггиодацитов	59,60	0,55	14,61	2,89	4,50	0,14	4,72	3,23	4,15	1,66	0,08	3,55	99,23
1179	Андезиты	61,59	0,46	13,61	5,39	1,54	0,13	5,10	3,75	4,11	1,44	0,07	2,81	100,00
S160/14	Плаггиориодациты	67,11	0,81	14,12	1,74	3,25	0,23	2,47	1,60	5,52	0,67	0,24	2,23	100,00
S224/14	Туфы плаггиориодацитов	68,19	0,41	14,03	1,40	3,57	0,11	2,09	1,35	6,45	0,05	0,12	2,22	100,00
S157/14		70,29	0,64	12,67	1,65	2,66	0,14	2,34	1,71	5,03	0,79	0,16	1,92	100,00
S225/14		70,51	0,38	13,38	1,67	2,99	0,11	1,65	1,13	6,19	0,10	0,08	1,80	100,00
S226/14	Туфы плаггиориолитов	74,87	0,33	10,63	0,93	2,97	0,06	1,02	1,19	5,00	0,04	0,06	1,59	98,70
Вулканиты палеовулкана Яляпэ														
2058	Базальты	49,53	0,84	16,81	7,09	3,17	0,13	4,43	7,05	3,16	0,98	0,27	6,13	99,59
2063		50,00	1,14	15,61	4,62	5,65	0,16	3,96	10,04	3,14	0,40	0,21	4,84	99,77
2056	Андезибазальты	53,93	1,10	16,96	3,98	5,63	0,13	3,73	5,44	2,97	1,04	0,28	4,65	99,84
2062	Туфы дацитового состава	65,87	0,46	14,78	0,67	4,19	0,11	2,27	3,57	2,79	1,63	0,25	3,22	99,81
2059	Порфирииды брекчированные	66,52	0,51	14,87	0,49	3,60	0,10	1,26	5,02	2,43	0,34	0,25	4,40	99,79
Вулканиты в районе массива Нганотский-3 (правый берег руч. Нганотаяха)														
2037	Андезит	59,47	0,67	15,89	3,57	5,62	0,14	2,55	4,20	4,18	0,52	0,24	2,94	99,99

Примечания. Химический состав определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного (РФА) анализа в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН; состав образцов № 1182, 1185А, S226/14 определен там же методом классического химического анализа; состав образцов № 2058, 2063, 2056, 2037, 2062, 2059 – методом РФА в Тюменской Центральной лаборатории; состав образца № 1186 – методом РФА в лаборатории физических и химических методов исследования минерального вещества Института геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН.



**Приложение 5. Микроэлементный состав вулканических пород Щучьинской зоны**

Компонент	Туфы андезибазальтов	Андезибазальты			Андезиты	Плагиооридациты	Туфы плагиооридацитов		Туфы плагиоориолитов
	1176	1185A	1185	1182	1179	S160/14	S224/14	S157/14	S226/14
Li	2,33	2,36	3,57	5,39	4,53	2,79	3,93	4,89	2,43
Sc	37,65	18,02	33,57	16,48	15,39	10,79	20,55	13,14	8,37
Ti	2735,6	4196,1	4482,2	2970,5	2850,6	4556,5	2468,1	3758,2	1729,6
V	298,66	252,47	259,97	186,75	192,19	42,76	71,19	37,34	37,92
Cr	6,86	25,58	29,01	30,37	28,79	2,05	7,61	7,03	21,72
Mn	710,7	1237,0	1400,4	1036,3	870,4	1331,7	682,1	734,3	465,3
Co	26,38	22,75	23,07	20,52	16,72	4,02	7,25	3,35	4,66
Ni	13,90	14,11	15,46	18,00	14,84	1,02	3,32	1,40	2,89
Cu	86,09	76,62	46,51	129,61	62,32	11,18	-	-	44,73
Zn	20,48	75,03	63,02	66,43	53,33	102,70	41,02	63,48	49,75
Rb	1,84	6,56	3,03	19,08	16,34	6,07	0,03	5,45	0,50
Sr	104,63	192,05	209,57	92,34	124,50	75,93	55,96	70,14	21,98
Y	12,25	16,85	24,21	20,84	18,30	39,13	22,31	33,96	15,38
Zr	66,46	63,98	47,16	85,57	81,57	164,21	42,88	132,90	35,82
Nb	0,03	1,16	1,23	0,19	-	1,94	0,28	1,96	-
Mo	-	0,60	0,35	0,77	0,93	0,54	0,86	0,91	2,90
Ag	0,08	0,26	0,18	0,41	0,29	0,57	0,10	0,35	0,11
Cs	-	0,03	-	0,05	0,05	0,02	-	-	0,01
Ba	-	52,94	54,23	72,22	15,11	52,06	18,85	102,32	-
La	2,49	4,57	5,43	4,51	3,90	9,34	1,43	7,68	1,72
Ce	7,34	13,70	15,42	13,19	11,95	27,99	5,05	16,13	5,27
Pr	1,21	2,10	2,27	2,02	1,82	4,36	0,69	2,81	0,84
Nd	6,03	10,39	11,60	9,89	9,03	22,12	4,26	13,54	4,41
Sm	1,81	3,08	3,43	2,89	2,65	6,09	1,57	3,90	1,63
Eu	0,81	1,06	1,08	0,77	0,70	1,86	0,54	1,15	0,47
Gd	2,29	3,40	3,75	3,29	2,90	6,78	2,29	4,54	2,11
Tb	0,35	0,58	0,59	0,58	0,53	1,21	0,44	0,76	0,39
Dy	2,34	3,53	3,81	3,66	3,34	7,26	3,12	5,09	2,74
Ho	0,48	0,72	0,82	0,78	0,71	1,53	0,74	1,14	0,62
Er	1,46	2,17	2,42	2,45	2,12	4,74	2,32	3,43	1,99
Tm	0,21	0,31	0,36	0,37	0,33	0,69	0,35	0,53	0,30
Yb	1,39	2,05	2,27	2,47	2,16	4,70	2,35	3,47	2,02
Lu	0,21	0,31	0,35	0,39	0,34	0,70	0,38	0,55	0,33
Hf	0,99	1,99	1,75	2,86	2,86	4,91	1,24	3,43	1,30
Ta	0,00	0,17	0,07	0,12	0,09	0,22	-	0,09	0,05
Pb	-	2,19	1,37	4,53	3,49	3,37	1,56	5,52	7,71
Th	-	0,41	0,42	0,95	0,82	1,12	0,24	0,53	0,31
U	0,08	0,19	0,19	0,36	0,32	0,43	0,63	0,30	0,20

Примечание. Содержание элементов-примесей определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

**Приложение 6.** Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из плагиориодацитов палеовулканов Речной (обр. S160/14)

Номер анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения, $\pm$ % ( $1\sigma$ )						Rho	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$		D, %		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$							
S160_1.1	0,60	759	473	26,6	0,64	0,0562	2,3	0,287	5,7	0,0406	1,8	0,318	256	$\pm 5$	257	$\pm 120$	0
S160_1.2	5,68	659	450	26,2	0,71	0,1491	2,2	0,643	10	0,0437	2,3	0,228	276	$\pm 6$	1744	$\pm 180$	532
S160_2.1	1,32	229	89	14,1	0,40	0,0642	4,2	0,523	14	0,0709	2,1	0,153	442	$\pm 9$	350	$\pm 300$	-21
S160_3.1	1,07	796	250	49,2	0,33	0,0637	1,7	0,540	5	0,0713	1,8	0,359	444	$\pm 7,8$	413	$\pm 110$	-7
S160_5.1	0,34	767	138	47,8	0,19	0,0582	1,8	0,553	3,6	0,0724	1,8	0,494	450	$\pm 8$	428	$\pm 70$	-5
S160_4.1	0,24	491	480	68,0	1,01	0,0741	1,3	1,598	2,5	0,1608	1,8	0,714	961	$\pm 16$	988	$\pm 35$	3

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,57%;  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; D – дискордантность:  $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$ ; Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

**Приложение 7.** Химический состав (мас. %) пород устьконгорской свиты Войкарской зоны (Соболев и др., 2017г)

№ обр.	Название	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма	Na <sub>2</sub> O /K <sub>2</sub> O
К 15-3/11	Базальт субщелочной милонитизированный	45,17	0,71	15,24	2,69	6,01	0,21	10,45	6,68	5,38	0,21	0,12	7,12	100,00	25,62
К 7-4/11	Апобазальтовые альбит-эпидот-актинолитовые сланцы	48,86	0,73	17,53	3,78	5,81	0,17	7,19	9,46	2,33	0,69	-	3,45	100,00	3,38
К 7-2/11	Апобазальтовые альбит-эпидот-актинолитовые сланцы	49,33	0,98	17,66	4,47	6,17	0,23	4,64	10,13	3,59	0,33	0,20	2,28	100,00	10,88
К 10-1/11	Апоандезибазальтовые эпидот-альбит-хлоритовые сланцы	50,27	0,94	13,80	6,67	7,82	0,16	8,64	4,74	0,84	0,06	0,15	5,95	100,00	14,00
К 10-2/11	Андезибазальт милонитизированный	51,50	1,62	14,32	11,33	-	0,14	4,37	7,89	5,52	0,07	0,18	2,87	99,81	78,86
К 10-3/11	Андезибазальт милонитизированный	52,27	0,77	13,40	5,90	5,34	0,23	5,38	11,17	3,51	0,11	0,19	1,74	100,00	31,91
К 7-1/11	Апоандезибазальтовые эпидот-актинолит-альбитовые сланцы	53,04	0,76	15,77	4,41	4,72	0,22	4,45	9,57	4,55	0,23	0,15	2,14	100,00	19,78
К 8-1/11	Апоандезибазальтовые эпидот-альбит-актинолитовые сланцы	55,60	0,84	14,94	4,50	4,75	0,15	5,48	6,85	4,52	0,35	0,15	1,86	100,00	12,91
К 9-1/11	Апоандезитовые эпидот-актинолит-альбитовые сланцы	55,85	0,74	14,28	5,63	5,30	0,20	4,67	5,98	4,69	0,48	0,16	2,01	100,00	9,77
К11-1/11	Туффиты андезитового состава	56,72	0,43	15,81	5,81	-	0,10	4,71	5,95	4,23	1,11	0,19	4,75	99,81	3,81
К 14-1/11	Туфы андезитов	57,58	0,61	15,26	1,61	3,72	0,10	4,76	4,80	5,72	1,85	0,23	3,78	100,00	3,09
К 12-1/11	Метаандезиты	57,99	0,73	13,10	4,84	3,14	0,15	5,81	10,27	0,30	0,06	0,39	3,21	100,00	5,00
К 13-1/11	Андезиты	58,77	0,58	15,67	1,92	3,51	0,11	6,01	5,44	4,44	0,96	0,29	2,32	100,00	4,63
По данным (Государственная..., 2001, 2010; Прямоносов и др., 2010)															
4501	Базальты	48,32	0,69	18,35	2,98	7,61	0,21	6,36	11,02	2,54	0,15	0,08	0,83	99,48	16,93
1P-1092	Базальты	51,48	1,19	17,04	6,32	4,60	0,19	4,05	10,60	2,89	0,12	0,25	1,02	100,48	24,08
1P-1083	Андезибазальты	52,90	0,91	15,61	5,01	7,15	0,20	4,22	7,54	3,58	0,11	0,14	1,76	99,37	32,55
515-2а	Сланцы апоандезибазальтовые	51,70	1,10	15,21	4,84	6,36	0,15	8,70	4,73	3,57	0,08	0,15	3,58	100,16	45,19
550	Андезибазальты	53,57	1,42	10,57	10,07	5,13	0,25	5,55	7,60	2,00	0,15	0,13	3,34	99,78	13,33
515-5	Андезибазальты	53,63	0,94	13,65	6,66	3,94	0,14	9,37	4,50	5,20	0,09	0,25	2,10	100,47	57,78

Примечание. Химический состав образцов из первой части таблицы определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН, за исключением обр. К10-2/11 и К11-1-11, состав которых был получен в тем же методом в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

**Приложение 8. Микроэлементный состав пород устьконгорской свиты Войкарской зоны**

№ обр.	К 10-2/11	К 10-3/11	К11-1/11	4501	1537	1P-1092	1P-1083
*	1	2	3	4	5	6	7
Компо- нент	Данные диссертанта			По данным (Государственная..., 2001, 2010; Прямоносов и др., 2010)			
Cs	0,03	0,02	0,49	0,00	0,01	0,04	0,08
Rb	0,64	0,79	20,09	1,91	1,33	2,69	3,67
Ba	61,25	32,31	187,38	36,34	-	33,45	48,44
Th	0,81	1,04	1,79	1,32	1,18	1,28	1,21
U	0,34	-	0,87	0,11	0,07	0,31	0,35
Nb	0,57	0,93	1,18	1,61	8,65	4,00	3,30
Ta	0,03	0,46	0,03	0,70	0,91	0,96	1,20
La	5,31	6,44	12,47	0,84	4,55	3,16	3,04
Ce	13,86	15,82	29,93	3,51	12,78	11,04	10,39
Pb	2,30	8,50	86,94	7,24	-	16,05	14,26
Pr	1,99	2,20	3,80	0,52	2,09	1,70	1,75
Sr	214,65	399,00	544,90	158,84	100,80	386,95	259,10
Nd	9,43	9,84	15,38	3,09	10,99	8,48	8,92
Zr	5,64	13,23	85,31	8,02	9,47	15,10	45,90
Hf	0,25	1,80	2,19	0,56	0,55	0,78	1,63
Sm	2,58	2,55	2,95	1,03	3,69	2,13	2,28
Eu	0,87	0,97	0,87	0,38	1,31	0,70	0,69
Gd	2,70	3,15	2,84	1,33	5,12	2,59	2,50
Tb	0,41	0,47	0,35	0,22	0,91	0,40	0,40
Dy	2,62	2,79	1,95	1,56	6,02	2,68	2,62
Y	14,07	13,54	10,34	5,21	31,09	7,87	7,95
Ho	0,55	0,58	0,39	0,31	1,29	0,51	0,47
Er	1,66	1,68	1,18	0,89	3,77	1,52	1,53
Tm	0,24	0,24	0,15	0,11	0,54	0,22	0,21
Yb	1,47	1,51	1,14	0,79	3,36	1,37	1,37
Lu	0,20	0,23	0,16	0,09	0,46	0,17	0,17

Примечания. Определения содержания элементов-примесей в обр. К10-2/11, К10-3/11 и К11-1/11 проведены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

\*Название пород: 1, 2 – андезибазальты милонитизированные; 3 – туффиты андезитового осстава; 4–6 – базальты, 7 – андезибазальты.

**Приложение 9.** Представительные составы первичных магматических минералов в породах конгорского комплекса (руч. Элькошор, р. Макарузь) (Соболев и др., 2018б)

Компо- нент	Габбродиориты ранней фазы конгорского комплекса (образец S11/27-1)								Габбродиориты главной фазы Конгорского массива (образец S11/5-1)							
	3*	8	2	2	4	2	4	4	4	3	2	4	8	1	7	8
	<i>Di-C</i>	<i>Di-R</i>	<i>Hyp</i>	<i>Hbl-1</i>	<i>Hbl-2</i>	<i>Pl-C</i>	<i>Pl-M</i>	<i>Pl-R</i>	<i>Di-C</i>	<i>Di-R</i>	<i>Hyp-C</i>	<i>Hyp-R</i>	<i>Hbl-1</i>	<i>Hbl-2</i>	<i>Pl-C</i>	<i>Pl-R</i>
SiO <sub>2</sub>	51,79	51,66	51,91	44,75	47,57	53,46	55,88	57,24	53,34	52,17	53,03	51,97	45,84	44,70	55,94	59,14
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,26	0,21	1,93	1,36	0,00	0,01	0,03	0,15	0,17	0,16	0,21	1,68	0,74	0,06	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	1,43	0,68	7,45	6,44	28,17	26,98	26,03	1,02	1,32	0,87	0,83	7,96	9,16	26,67	24,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,03	0,09	0,14	0,02	0,00	0,07	0,02	0,09	0,10	0,01	0,03	0,08	0,13	0,00	0,07
FeO	8,90	10,43	25,67	14,70	15,53	0,25	0,29	0,29	8,50	9,57	22,42	24,68	14,61	16,19	0,18	0,08
MnO	0,24	0,39	0,69	0,20	0,39	0,07	0,01	0,05	0,40	0,41	0,61	0,99	0,30	0,26	0,05	0,05
MgO	13,78	13,53	19,60	12,48	12,69	0,06	0,04	0,05	13,59	12,85	21,94	19,95	12,52	11,45	0,08	0,05
CaO	23,07	21,91	1,02	11,65	12,05	11,88	10,43	8,96	23,90	22,03	1,31	1,26	11,86	12,63	9,57	7,30
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,33	0,08	1,04	0,80	4,69	5,80	6,65	0,52	0,33	0,09	0,08	1,16	1,14	5,64	6,91
K <sub>2</sub> O	0,04	0,01	0,05	0,82	0,53	0,11	0,11	0,11	0,06	0,02	0,05	0,01	0,91	1,01	0,29	0,30
Сумма	100,46	99,99	99,98	95,14	97,37	98,67	99,61	99,43	101,56	98,97	100,47	100,00	96,90	97,41	98,47	98,40
Mg#	73,4	69,8	57,7	60,2	59,3	—	—	—	74,1	70,6	63,6	59,1	60,5	55,8	—	—
Ca#	—	—	—	—	—	0,58	0,50	0,42	—	—	—	—	—	—	0,48	0,36

Примечание. \* – количество однотипных анализов, по которым рассчитано среднее значение. *Di* – диопсид, *Hyp* – гиперстен, *Hbl* – роговая обманка, *Pl* – плагиоклаз, *Ab* – альбит. *C* – центральная часть, *M* – промежуточная часть, *R* – краевая часть. Железо для всех минералов приведено в виде FeO. Магнезиальность (Mg#) =  $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ . Анортитовая составляющая (Ca#) =  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ .

**Приложение 10.** Представительные составы первичных магматических минералов в породах конгорского и собского комплексов (р. Макарузь) (Соболев и др., 2018б)

Компонент	Монцодиориты поздней фазы Конгорского массива (образец S11/7-1)						Габбродиориты главной фазы собского комплекса (образец S15-1/11)				
	4*	2	1	6	6	1	2	5	5	5	1
	<i>Di-C</i>	<i>Di-R</i>	<i>Hbl-1</i>	<i>Pl-C, M</i>	<i>Pl-R</i>	<i>Ab</i>	<i>Hbl-1</i>	<i>Hbl-2</i>	<i>Pl-1</i>	<i>Pl-2</i>	<i>Pl-3</i>
SiO <sub>2</sub>	52,09	52,13	45,56	55,89	63,09	67,91	45,76	44,51	54,23	54,78	63,30
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,14	1,12	0,07	0,02	0,09	1,38	1,08	0,03	0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	1,07	7,41	26,88	22,35	19,19	8,98	9,86	28,20	27,55	22,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,01	0,25	0,01	0,05	0,02	0,03	0,02	0,05	0,06	0,00
FeO	7,40	8,48	15,27	0,31	0,14	0,13	16,46	16,51	0,14	0,10	0,24
MnO	0,47	0,48	0,31	0,06	0,01	0,02	0,52	0,60	0,01	0,06	0,00
MgO	13,48	12,64	12,30	0,10	0,08	0,00	11,81	11,05	0,01	0,06	0,00
CaO	25,19	24,75	12,58	9,97	4,23	0,62	12,16	11,96	12,03	10,64	4,36
Na <sub>2</sub> O	0,59	0,77	1,04	5,61	8,51	10,42	0,96	1,09	4,78	5,42	8,42
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,84	0,24	0,21	0,37	0,55	0,49	0,02	0,13	0,17
Сумма	100,47	100,46	96,68	99,12	98,69	98,77	98,59	97,16	99,52	98,80	98,96
Mg#	76,5	72,7	59,0	–	–	–	56,1	54,4	–	–	–
Ca#	–	–	–	0,49	0,21	0,03	–	–	0,58	0,52	0,22

Примечание. \* – количество однотипных анализов, по которым считалось среднее значение.

*Di* – диопсид, *Hbl* – роговая обманка, *Pl* – плагиоклаз (*C* – центральная часть, *M* – промежуточная часть, *R* – краевая часть), *Ab* – альбит. Железо для всех минералов приведено в виде FeO. Магнезиальность (Mg#) =  $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ . Аноритовая составляющая (Ca#) =  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ .

**Приложение 11. Химический состав (мас. %) пород конгорского и собского комплексов**

Войкарской зоны Полярного Урала (Соболев и др., 2018б)

№ образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
Ранняя интрузивная фаза конгорского комплекса (руч. Элькошор)														
S11/25-1	Габронориты	49,04	0,52	7,65	4,09	7,39	0,25	14,16	13,53	1,18	0,34	0,16	1,70	100,00
S35/11		50,07	0,97	18,12	2,99	6,69	0,17	6,10	9,84	3,02	0,47	0,31	1,24	100,00
S11/27-1	Габбродиориты	51,92	0,71	13,74	2,61	7,67	0,20	8,53	9,95	2,43	0,45	0,16	1,62	100,00
Главная интрузивная фаза конгорского комплекса (рр. Макарузь, Хараматолоу)														
S11/5-1	Габбродиориты	52,67	0,59	15,89	3,91	4,91	0,16	6,71	9,52	2,84	1,14	0,22	1,44	100,00
S11/5		52,68	0,47	12,56	3,37	6,08	0,19	10,15	9,93	2,19	0,78	0,08	1,53	100,00
S11/8-1		53,66	0,56	15,53	4,63	4,75	0,17	5,65	9,93	2,59	1,03	0,15	1,35	100,00
U2/11	Диориты	53,97	0,51	12,66	3,68	4,80	0,16	9,23	8,35	2,97	1,13	0,19	2,36	100,00
U8/11		54,06	0,49	13,29	3,76	4,91	0,15	7,79	9,12	3,05	1,19	0,21	2,00	100,00
S4/11		54,10	0,50	14,62	3,60	4,45	0,15	7,78	8,49	3,22	0,93	0,21	1,95	100,00
S1-1/11		54,54	0,54	13,89	4,14	4,71	0,16	7,09	8,85	3,18	0,88	0,20	1,82	100,00
U5/11		54,61	0,42	9,06	3,92	5,01	0,17	11,68	8,73	2,63	0,96	0,15	2,67	100,00
U7/11		54,67	0,47	11,50	3,23	5,04	0,15	9,92	8,16	2,69	1,37	0,16	2,65	100,00
U9/11		54,70	0,51	14,43	3,37	4,78	0,15	7,13	8,23	3,46	1,01	0,20	2,03	100,00
S11/17-1	Монцодиориты	55,36	0,67	15,81	3,34	3,50	0,13	6,25	7,00	3,24	2,82	0,34	1,55	100,00
S11/15-1		57,67	0,67	14,04	2,26	4,38	0,13	5,35	7,95	2,98	2,78	0,23	1,56	100,00
S11/20-1	Кварцевые диориты	58,14	0,48	16,29	3,58	3,69	0,14	4,64	5,97	3,33	1,28	0,11	2,35	100,00
S11/14-1	Кварц. монцодиорит	58,62	0,59	13,67	2,27	4,30	0,13	5,85	7,33	2,80	2,76	0,20	1,48	100,00
Поздняя интрузивная фаза конгорского комплекса (рр. Макарузь, Хараматолоу)														
S11/18-1	Монцогаббродиорит	51,18	0,74	14,83	3,56	4,32	0,15	7,76	7,91	2,42	3,33	0,34	3,48	100,00
S11/9-1	Монцодиориты	56,03	0,62	15,12	3,48	3,71	0,14	5,14	7,51	3,31	3,36	0,34	1,25	100,00
S11/10-1		56,55	0,64	15,40	2,95	3,67	0,12	5,96	6,50	3,03	2,76	0,33	2,09	100,00
S11/7-1		57,25	0,65	16,01	3,09	3,14	0,12	5,17	6,17	3,30	3,51	0,31	1,27	100,00
S11/6-1	Кварц. монцодиорит	59,27	0,71	17,39	3,08	2,71	0,11	2,97	4,93	3,63	3,56	0,31	1,33	100,00
S5/11		59,60	0,58	14,28	2,66	3,32	0,10	5,55	5,72	3,28	3,22	0,25	1,33	100,22
Главная интрузивная фаза собского комплекса (рр. Макарузь, Хараматолоу)														
S11/11	Габбро	47,81	0,58	20,08	4,63	5,28	0,23	5,79	9,11	2,53	0,28	0,22	3,46	100,00
U24/11O	Габбродиориты	52,60	0,56	18,33	4,24	4,40	0,18	4,54	8,71	3,08	0,93	0,27	1,68	100,00
S15-1/11		52,76	0,62	18,50	3,58	5,03	0,17	4,70	8,84	2,88	0,95	0,26	1,55	99,84
S16/11		54,07	0,63	17,95	4,07	4,73	0,17	3,87	8,99	3,01	1,09	0,21	1,21	100,00
S9/11	Диориты	55,95	0,48	16,65	4,04	4,18	0,16	4,61	7,27	3,45	1,00	0,13	2,08	100,00
U35/11	Кварцевые диориты	57,28	0,49	16,90	3,97	3,34	0,14	5,15	5,25	3,81	0,74	–	2,92	100,00

№ образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
U27/11	Тоналиты	66,99	0,23	16,85	1,74	1,78	0,11	2,12	5,76	3,21	0,72	0,07	0,77	100,56
Главная интрузивная фаза собского комплекса (р. Танью, руч. Элькошор)														
S32-1/11	Диориты	55,01	0,61	16,56	3,47	5,11	0,16	5,24	7,52	2,66	1,38	0,17	2,11	100,00
S31/11		55,25	0,47	17,23	3,78	4,35	0,16	4,95	8,17	2,54	1,06	0,17	1,87	100,00
S11/28-1	Кварцевые диориты	57,84	0,50	16,54	3,56	4,26	0,19	3,56	7,75	2,54	1,16	0,13	1,96	100,00
S11/22-1		58,73	0,41	16,85	3,63	3,82	0,18	3,48	4,54	3,76	2,14	0,17	2,30	100,00
S32/11		59,36	0,72	16,43	4,45	3,45	0,08	2,79	4,68	3,86	1,91	0,24	1,97	99,93
S11/24-1		61,17	0,37	16,12	2,65	3,55	0,15	2,74	4,58	4,09	2,23	0,12	2,22	100,00
S11/23-1		61,40	0,39	16,80	2,31	3,28	0,15	3,09	7,14	3,16	0,35	0,10	1,84	100,00
U39/110		61,50	0,34	16,33	3,19	2,93	0,15	2,28	6,15	3,69	0,42	0,11	2,23	99,64



**Приложение 12.** Микроэлементный состав (г/т) пород конгорского комплекса Войкарской зоны Полярного Урала (Соболев и др., 2018б)

№ обр.	S11/ 25-1	S35/ 11	S11/ 27-1	S11/ 5-1	S11/ 05	S11/ 8-1	S4/ 11	S1- 1/11	S11/ 17-1	S11/ 15-1	S11/ 20-1	S11/ 14-1	S11/ 18-1	S11/ 9-1	S11/ 10-1	S11/ 7-1	S11/ 6-1	S5/11
*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ком- по- нент	Ранняя интрузивная фаза конгорского комплекса (руч. Элькошор)			Главная интрузивная фаза конгорского комплекса (рр. Макарузь, Хараматолоу)									Поздняя интрузивная фаза конгорского комплекса (р. Макарузь)					
Cs	0.07	0.06	0.07	0.62	0.55	0.70	0.46	0.43	0.52	0.98	0.38	1.14	0.56	0.44	0.34	0.78	0.62	1.01
Rb	3.44	3.10	3.54	18.12	12.62	18.33	18.86	13.20	46.77	55.44	20.58	46.90	54.78	54.96	47.58	64.72	51.72	59.41
Ba	14.7	61.2	58.8	78.7	60.8	66.4	66.9	240.5	369.6	91.2	290.7	302.0	142.6	316.3	365.6	328.0	302.1	359.4
Th	0.50	0.28	0.38	1.11	0.96	1.29	1.04	0.87	1.48	1.80	1.31	2.08	1.69	1.77	2.43	2.61	2.87	2.53
U	0.22	0.24	0.22	0.59	0.45	0.48	0.50	0.56	0.97	0.67	0.73	1.16	0.80	1.09	1.40	1.39	1.59	1.30
Nb	0.87	1.36	1.17	0.44	0.37	0.33	0.22	0.85	1.33	0.73	1.12	1.85	1.29	1.25	1.84	1.81	3.47	1.61
Ta	0.63	0.54	0.53	0.15	0.12	0.12	0.13	0.04	0.05	0.15	0.07	0.10	0.43	0.06	0.08	0.09	0.14	0.09
La	5.71	4.78	6.19	7.07	5.21	6.34	6.74	6.42	12.58	10.80	5.90	10.10	12.51	11.16	14.96	13.36	16.58	11.66
Ce	14.82	13.35	17.48	16.79	13.90	15.12	16.14	16.35	30.69	24.92	15.07	24.70	31.86	27.49	35.68	32.74	41.05	29.05
Pb	2.36	4.44	3.36	7.09	5.83	5.73	5.68	4.34	4.34	4.92	3.15	10.50	4.07	4.70	3.69	4.75	4.64	5.64
Pr	2.00	1.78	2.68	2.35	2.11	2.10	2.31	2.41	4.31	3.55	2.20	3.41	4.15	3.91	4.99	4.64	5.63	4.06
Sr	94.2	195.4	175.6	506.9	344.6	506.7	518.1	556.6	849.1	557.3	324.4	567.0	519.7	707.2	695.4	770.5	816.5	553.9
Nd	9.25	9.89	14.62	10.93	10.09	10.11	10.30	11.84	21.40	15.72	10.71	15.80	18.62	19.22	24.00	22.53	27.58	19.88
Zr	28.24	19.45	28.77	20.18	25.46	23.42	20.28	22.28	22.08	14.09	34.66	96.50	16.77	53.10	76.24	93.12	69.37	80.91
Hf	1.10	0.72	1.06	0.92	1.14	0.97	0.86	0.80	0.92	0.79	1.26	2.63	0.68	1.54	1.92	2.43	1.95	2.16
Sm	2.41	2.40	4.20	2.56	2.63	2.35	2.41	2.62	3.99	3.38	2.48	3.37	3.89	3.72	4.51	4.13	5.00	3.80
Eu	0.57	0.66	1.01	0.84	0.74	0.81	0.80	0.86	1.18	0.92	0.74	0.90	1.07	1.07	1.25	1.18	1.38	1.03
Gd	2.46	2.45	4.57	2.47	2.58	2.39	2.44	2.54	3.24	3.03	2.36	2.49	3.19	3.21	3.61	3.32	3.97	3.23
Tb	0.41	0.36	0.67	0.38	0.40	0.34	0.34	0.35	0.41	0.39	0.35	0.38	0.41	0.40	0.44	0.42	0.52	0.40
Dy	2.48	2.32	4.54	2.01	2.31	1.97	2.05	2.09	2.27	2.17	2.32	2.29	2.09	2.17	2.41	2.28	2.85	2.23
Y	14.04	10.75	25.08	10.77	11.88	10.21	10.29	10.74	11.62	11.22	12.52	12.80	11.29	11.19	12.11	11.90	15.07	11.44
Ho	0.53	0.49	0.95	0.44	0.49	0.40	0.41	0.43	0.44	0.42	0.48	0.45	0.41	0.42	0.45	0.43	0.56	0.45
Er	1.59	1.31	2.76	1.23	1.45	1.23	1.26	1.22	1.25	1.33	1.47	1.24	1.15	1.24	1.30	1.30	1.66	1.28
Tm	0.25	0.18	0.40	0.18	0.21	0.19	0.17	0.19	0.17	0.18	0.23	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.24	0.18
Yb	1.59	1.09	2.45	1.21	1.37	1.16	1.23	1.28	1.18	1.27	1.54	1.27	1.10	1.18	1.20	1.28	1.58	1.28
Lu	0.25	0.17	0.37	0.20	0.21	0.19	0.18	0.19	0.17	0.19	0.22	0.22	0.17	0.16	0.19	0.19	0.24	0.18

Примечание. \* Название пород: 1, 2 – габбронориты; 3–6 – габбродиориты; 7, 8 – диориты; 11 – кварцевые диориты; 13 – монцогаббродиориты; 9, 10, 14–16 – монцодиориты; 12, 17, 18 – кварцевые монцодиориты.

**Приложение 13.** Микроэлементный состав (г/т) пород собского комплекса Войкарской зоны  
Полярного Урала (Соболев и др., 2018б)

Компо- нент	S11/11	U24/ 11O	S15- 1/11	S16/11	S9/11	U27/ 11	S32- 1/11	S31/11	S11/ 28-1	S32/11	S11/ 23-1	U39/ 11O
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Главная фаза собского комплекса (рр. Макаррузь, Хараматолоу)						Главная фаза собского комплекса (р. Танью, руч. Элькошор)					
Cs	0,22	–	0,47	0,44	0,44	–	0,06	0,07	0,29	0,06	0,01	–
Rb	4,78	16,70	17,67	20,85	16,20	12,10	13,56	10,94	18,34	23,05	3,33	5,31
Ba	48,00	171,00	67,22	77,23	157,00	147,00	230,99	429,05	240,52	222,26	239,93	110,00
Th	0,33	0,57	0,68	0,41	1,61	0,50	1,86	1,75	1,06	2,23	1,98	2,06
U	0,19	0,32	0,38	0,29	0,51	0,23	0,72	0,74	0,56	1,45	1,01	0,88
Nb	1,47	1,86	0,95	0,79	2,54	1,64	0,55	0,77	0,81	2,09	0,74	1,81
Ta	–	0,16	0,79	0,13	0,16	0,13	0,13	0,01	0,04	0,61	0,10	0,16
La	4,85	8,01	7,11	9,01	5,57	8,08	9,62	10,36	6,93	8,45	6,30	8,06
Ce	12,70	20,20	17,40	23,00	13,50	14,60	21,16	22,56	16,76	20,06	13,71	16,80
Pb	5,45	8,22	2,71	3,95	3,78	3,74	2,45	5,55	3,22	0,96	4,95	8,57
Pr	2,08	3,05	2,29	3,39	1,63	1,26	2,82	3,05	2,50	2,43	1,83	2,11
Sr	522,0	648,0	404,3	542,2	410,0	433,0	355,8	504,0	556,9	162,8	391,7	497,0
Nd	11,40	13,10	11,18	15,59	8,25	5,25	12,53	14,95	12,11	11,03	8,83	8,33
Zr	23,60	45,80	16,24	15,97	50,40	55,90	45,54	29,90	19,82	88,48	17,89	54,30
Hf	0,97	1,42	0,79	0,96	1,40	1,63	1,52	1,06	0,71	2,47	0,68	1,76
Sm	2,79	2,98	2,56	3,63	2,00	1,04	2,92	2,87	2,68	2,52	1,71	1,88
Eu	0,98	1,01	0,87	1,08	0,68	0,54	0,94	0,92	0,86	0,72	0,61	0,63
Gd	2,69	2,71	2,37	3,36	1,74	1,01	3,07	2,92	2,58	2,58	1,85	1,74
Tb	0,52	0,50	0,35	0,50	0,30	0,21	0,42	0,35	0,37	0,36	0,28	0,31
Dy	3,16	2,43	2,02	2,89	1,92	1,16	2,58	2,30	2,26	2,28	1,95	1,76
Y	19,60	14,10	10,82	15,12	11,70	7,33	13,61	11,54	12,42	12,23	11,07	11,80
Ho	0,68	0,48	0,40	0,59	0,37	0,21	0,56	0,44	0,48	0,50	0,40	0,39
Er	2,12	1,37	1,18	1,82	1,19	0,80	1,67	1,41	1,41	1,47	1,33	1,23
Tm	0,33	0,22	0,16	0,27	0,19	0,12	0,24	0,21	0,22	0,22	0,21	0,20
Yb	2,07	1,53	1,15	1,91	1,16	0,98	1,60	1,45	1,55	1,46	1,45	1,33
Lu	0,36	0,22	0,17	0,29	0,19	0,18	0,26	0,21	0,23	0,23	0,22	0,23

Примечание. 1 – габбро, 2–3 – габбродиориты, 4–5 – диориты, 6 – тоналиты, 7–8 – диориты, 9–12 – кварцевые диориты.

**Приложение 14.** Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из монцодиорит-порфиров конгорского комплекса (обр. S11/9-1, Конгорский массив, р. Макарузь) (Соболев и др., 2017б)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения, $\pm$ % ( $1\sigma$ )						Rho	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$		D, %
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
4.1	0,25	171	76	8,99	0,46	0,0583 $\pm 3,4$	0,494 $\pm 4,9$	0,0615 $\pm 3,5$	0,72	383 $\pm 13$	540 $\pm 75$	40			
7.1	0,26	152	58	8,14	0,39	0,0565 $\pm 2,4$	0,487 $\pm 2,5$	0,0624 $\pm 0,9$	0,35	389 $\pm 3$	472 $\pm 52$	21			
8.1	0,20	96	35	5,15	0,38	0,0546 $\pm 4,1$	0,470 $\pm 4,2$	0,0624 $\pm 1,1$	0,25	390 $\pm 4$	395 $\pm 91$	1			
3.1	0,22	104	38	5,60	0,38	0,0524 $\pm 5,2$	0,451 $\pm 5,4$	0,0624 $\pm 1,7$	0,31	391 $\pm 6$	302 $\pm 118$	-23			
9.1	-0,01	144	70	7,78	0,50	0,0534 $\pm 3,2$	0,461 $\pm 4,0$	0,0626 $\pm 2,4$	0,60	392 $\pm 9$	344 $\pm 71$	-12			
5.1	-0,26	193	98	10,43	0,52	0,0509 $\pm 3,1$	0,440 $\pm 3,2$	0,0627 $\pm 0,8$	0,26	393 $\pm 3$	235 $\pm 72$	-40			
6.1	0,88	148	80	8,05	0,56	0,0560 $\pm 6,4$	0,489 $\pm 6,5$	0,0633 $\pm 1,1$	0,17	395 $\pm 4$	450 $\pm 143$	14			
2.1	0,31	184	109	10,05	0,61	0,0549 $\pm 3,2$	0,482 $\pm 3,3$	0,0637 $\pm 0,8$	0,25	398 $\pm 3$	408 $\pm 72$	3			
10.1	-0,26	52	16	2,83	0,32	0,0606 $\pm 8,3$	0,534 $\pm 8,5$	0,0639 $\pm 1,4$	0,17	397 $\pm 5$	624 $\pm 180$	56			
1.1	0,02	119	64	6,61	0,55	0,0538 $\pm 3,4$	0,478 $\pm 3,5$	0,0644 $\pm 1,0$	0,28	403 $\pm 4$	363 $\pm 76$	-10			

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,50%;  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и возраста скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; D – дискордантность:  $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$ ; Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

**Приложение 15.** Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из диоритов конгорского комплекса (обр. U60-14, Диоритовый массив, г. Северная Манюкую)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения, $\pm$ % ( $1\sigma$ )						Rho	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$		D, %
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
3.1	0,66	491	405	24,22	0,85	0,0555 $\pm$ 2,2	0,440 $\pm$ 2,3	0,0575 $\pm$ 0,7	0,29	360 $\pm$ 2	432 $\pm$ 50	20			
8.1	1,54	192	103	9,88	0,55	0,0597 $\pm$ 4,2	0,495 $\pm$ 4,3	0,0601 $\pm$ 0,8	0,20	374 $\pm$ 3	590 $\pm$ 91	58			
10.1	0,71	397	181	20,52	0,47	0,0563 $\pm$ 2,3	0,468 $\pm$ 3,1	0,0603 $\pm$ 2,1	0,67	377 $\pm$ 8	464 $\pm$ 51	23			
7.1	0,16	404	291	21,12	0,74	0,0546 $\pm$ 1,7	0,458 $\pm$ 2,0	0,0609 $\pm$ 0,9	0,47	381 $\pm$ 3	393 $\pm$ 39	3			
1.1	0,24	513	340	26,90	0,69	0,0552 $\pm$ 2,3	0,465 $\pm$ 2,6	0,0611 $\pm$ 1,3	0,48	382 $\pm$ 5	419 $\pm$ 52	10			
9.1	0,22	624	598	32,87	0,99	0,0550 $\pm$ 2,3	0,465 $\pm$ 2,6	0,0613 $\pm$ 1,4	0,52	383 $\pm$ 5	409 $\pm$ 51	7			
5.1	1,62	315	197	16,62	0,65	0,0565 $\pm$ 4,3	0,480 $\pm$ 4,7	0,0616 $\pm$ 1,8	0,38	384 $\pm$ 7	471 $\pm$ 95	22			
6.1	0,14	629	481	33,83	0,79	0,0554 $\pm$ 1,2	0,479 $\pm$ 1,6	0,0627 $\pm$ 1,0	0,64	392 $\pm$ 4	428 $\pm$ 27	9			
4.1	0,04	500	349	27,44	0,72	0,0545 $\pm$ 1,5	0,481 $\pm$ 2,0	0,0639 $\pm$ 1,3	0,68	400 $\pm$ 5	391 $\pm$ 33	-2			
2.1	0,10	600	444	33,01	0,76	0,0555 $\pm$ 1,1	0,491 $\pm$ 1,8	0,0641 $\pm$ 1,4	0,78	400 $\pm$ 5	433 $\pm$ 25	8			

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,50%;  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и возраста скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; D – дискордантность:  $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$ ; Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

**Приложение 16.** Результаты U-Th-Pb (SIMS) изотопного анализа зерен циркона из дайки плагиогранитов собского комплекса (обр. S69-15, месторождение Петропавловское)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения, $\pm$ % ( $1\sigma$ )			Rho	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$				D, %
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
6.1	0,20	585	216	30,99	0,38	0,0541 $\pm 3,1$	0,460 $\pm 3,3$	0,0616 $\pm 1,3$	0,38	385	5	377	69	-2
4.1	0,01	191	46	10,20	0,25	0,0529 $\pm 3,3$	0,452 $\pm 3,7$	0,0620 $\pm 1,6$	0,45	388	6	325	74	-16
2.1	0,53	82	25	4,46	0,32	0,0573 $\pm 4,5$	0,504 $\pm 5,5$	0,0638 $\pm 3,2$	0,58	398	12	503	99	26
3.1	0,38	282	94	15,48	0,34	0,0549 $\pm 2,8$	0,484 $\pm 3,0$	0,0639 $\pm 1,0$	0,33	399	4	410	63	3
8.1	0,68	203	151	11,13	0,77	0,0559 $\pm 4,3$	0,494 $\pm 4,6$	0,0640 $\pm 1,8$	0,38	399	7	450	95	13
10.1	0,31	254	70	14,06	0,29	0,0531 $\pm 3,5$	0,470 $\pm 3,7$	0,0643 $\pm 1,1$	0,29	402	4	331	79	-18
7.1	0,16	264	78	14,78	0,31	0,0557 $\pm 2,0$	0,502 $\pm 2,8$	0,0653 $\pm 2,0$	0,70	407	8	442	44	8
9.1	0,86	110	37	6,18	0,34	0,0529 $\pm 9,6$	0,475 $\pm 9,7$	0,0652 $\pm 1,3$	0,14	408	5	324	219	-21
5.1	0,44	115	32	6,46	0,29	0,0487 $\pm 7,9$	0,437 $\pm 8,1$	0,0650 $\pm 1,3$	0,16	409	5	134	187	-67
1.1	-0,06	729	185	41,37	0,26	0,0540 $\pm 1,3$	0,491 $\pm 1,9$	0,0660 $\pm 1,3$	0,71	412	5	369	30	-10

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,50%;  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и возраста скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; D – дискордантность:  $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$ ; Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

**Приложение 17.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из габбродиоритов ранней фазы конгорского комплекса Полярного Урала (образец S11/27-1, руч. Элькошор) (Соболев и др., 2018б)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
27*	0,19	0,1244	0,0065	0,781	0,037	0,0455	0,0013	0,58	2020	92	586	21	287	8	260	8	125
49	0,56	0,0529	0,0025	0,355	0,016	0,0487	0,0011	0,51	324	106	309	12	306	7	306	7	1
28	0,31	0,0545	0,0034	0,441	0,026	0,0586	0,0015	0,45	394	135	371	18	367	9	367	10	1
23	0,45	0,0545	0,0017	0,465	0,013	0,0619	0,0012	0,66	391	70	388	9	387	7	387	7	0
37	0,27	0,0555	0,0029	0,474	0,023	0,0619	0,0015	0,49	433	113	394	16	387	9	387	9	2
1	0,33	0,0557	0,0035	0,476	0,029	0,0619	0,0016	0,43	440	139	395	20	387	10	387	10	2
29	0,33	0,0544	0,0017	0,467	0,014	0,0623	0,0012	0,66	386	71	389	9	389	7	389	7	0
36	0,26	0,0565	0,0022	0,485	0,017	0,0623	0,0013	0,58	470	84	402	12	390	8	389	8	3
16	0,36	0,0561	0,0021	0,482	0,017	0,0624	0,0012	0,57	454	83	400	12	390	8	389	8	3
34	0,26	0,0561	0,0028	0,483	0,022	0,0624	0,0015	0,51	456	107	400	15	390	9	389	9	3
26	0,44	0,0555	0,0031	0,478	0,025	0,0624	0,0015	0,47	431	120	396	17	390	9	390	9	2
22	0,29	0,0550	0,0016	0,474	0,013	0,0625	0,0012	0,69	413	66	394	9	391	7	390	7	1
24	0,26	0,0560	0,0020	0,484	0,016	0,0627	0,0012	0,60	453	77	401	11	392	8	391	8	3
19	0,32	0,0558	0,0018	0,483	0,014	0,0627	0,0012	0,64	446	72	400	10	392	7	391	7	2
42	0,29	0,0559	0,0029	0,483	0,024	0,0627	0,0015	0,49	447	114	400	16	392	9	391	10	2
25	0,22	0,0542	0,0018	0,468	0,014	0,0627	0,0012	0,64	377	74	390	10	392	7	392	8	-1
45	0,24	0,0542	0,0057	0,469	0,048	0,0629	0,0020	0,30	377	228	391	33	393	12	393	12	-1
38	0,37	0,0538	0,0020	0,467	0,016	0,0629	0,0013	0,60	363	83	389	11	393	8	394	8	-1
35	0,24	0,0547	0,0022	0,476	0,018	0,0631	0,0013	0,57	401	88	395	12	394	8	394	8	0
40	0,21	0,0550	0,0019	0,479	0,016	0,0631	0,0013	0,63	414	77	397	11	394	8	394	8	1
50	0,39	0,0553	0,0025	0,481	0,020	0,0631	0,0015	0,54	423	96	399	14	395	9	394	9	1
44	0,25	0,0546	0,0023	0,476	0,019	0,0631	0,0014	0,55	397	93	395	13	395	9	395	9	0
43	0,24	0,0551	0,0035	0,480	0,029	0,0632	0,0017	0,45	417	138	398	20	395	10	395	11	1
7	0,40	0,0561	0,0019	0,489	0,015	0,0633	0,0012	0,61	455	75	404	10	395	7	395	7	2
14	0,43	0,0549	0,0017	0,479	0,014	0,0633	0,0012	0,65	408	70	398	9	396	7	395	7	1
2	0,27	0,0546	0,0020	0,477	0,016	0,0634	0,0012	0,59	397	79	396	11	396	7	396	8	0
13	0,42	0,0542	0,0015	0,474	0,012	0,0634	0,0011	0,72	378	63	394	8	397	7	397	7	-1

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
8	0,34	0,0547	0,0020	0,479	0,016	0,0635	0,0012	0,58	401	79	397	11	397	7	397	8	0
21	0,41	0,0556	0,0017	0,487	0,014	0,0635	0,0012	0,66	435	68	403	9	397	7	396	7	2
18	0,48	0,0551	0,0017	0,483	0,014	0,0636	0,0012	0,65	417	69	400	9	398	7	397	7	1
48	0,10	0,0535	0,0019	0,469	0,016	0,0636	0,0013	0,63	349	78	391	11	398	8	398	8	-2
31	0,26	0,0540	0,0018	0,474	0,015	0,0637	0,0013	0,63	369	76	394	10	398	8	398	8	-1
10	0,21	0,0556	0,0019	0,489	0,015	0,0637	0,0012	0,62	438	73	404	10	398	7	397	7	2
3	0,48	0,0549	0,0015	0,482	0,012	0,0637	0,0011	0,72	407	61	399	8	398	7	398	7	0
32	0,35	0,0536	0,0017	0,471	0,014	0,0637	0,0012	0,65	353	72	392	10	398	8	399	8	-2
11	0,30	0,0538	0,0020	0,473	0,016	0,0638	0,0013	0,58	360	83	393	11	398	8	399	8	-2
17	0,24	0,0551	0,0016	0,485	0,013	0,0638	0,0012	0,69	417	66	401	9	399	7	398	7	1
15	0,15	0,0531	0,0014	0,467	0,011	0,0638	0,0011	0,76	332	60	389	8	399	7	400	7	-3
47	0,27	0,0547	0,0021	0,482	0,018	0,0640	0,0014	0,59	399	84	400	12	400	8	400	9	0
12	0,21	0,0543	0,0017	0,479	0,013	0,0640	0,0012	0,67	381	68	397	9	400	7	400	7	-1
41	0,31	0,0548	0,0024	0,484	0,020	0,0640	0,0014	0,54	404	94	401	13	400	9	400	9	0
39	0,36	0,0541	0,0020	0,478	0,017	0,0641	0,0013	0,61	375	82	397	11	400	8	401	8	-1
33	0,23	0,0548	0,0023	0,485	0,019	0,0642	0,0014	0,55	403	91	402	13	401	8	401	9	0
4	0,25	0,0554	0,0019	0,491	0,015	0,0642	0,0012	0,61	430	75	406	10	401	7	401	8	1
20	0,27	0,0552	0,0018	0,490	0,015	0,0643	0,0012	0,63	422	72	405	10	402	7	401	8	1
5	0,34	0,0545	0,0018	0,483	0,014	0,0643	0,0012	0,63	392	72	400	10	402	7	402	7	0
46	0,33	0,0550	0,0021	0,488	0,017	0,0643	0,0014	0,60	414	82	404	12	402	8	402	9	0
6	0,36	0,0545	0,0015	0,485	0,012	0,0646	0,0011	0,74	392	60	402	8	403	7	404	7	0
30	0,23	0,0803	0,0027	2,069	0,064	0,1869	0,0038	0,66	1204	65	1139	21	1104	21	1204	65	9
9	0,70	0,0898	0,0026	2,770	0,070	0,2238	0,0041	0,73	1421	54	1348	19	1302	22	1421	54	9

Примечание. В колонке «Возраст для интерпретации» для цирконов моложе 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$ ; для цирконов древнее 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  без коррекции. \* – анализы с высокой дискордантностью ( $|D|>10$ ), не взятые для интерпретации.

**Приложение 18.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из габбродиоритов главной фазы конгорского комплекса Полярного Урала (образец S11/5-1, р. Макарузь) (Соболев и др., 2018б)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
7	0,44	0,0551	0,0019	0,462	0,021	0,0606	0,0017	0,18	423	42	385	14	379	11	379	10	2
6	0,44	0,0551	0,0018	0,461	0,020	0,0608	0,0017	0,33	430	40	384	14	381	11	380	10	1
3	0,38	0,0563	0,0020	0,470	0,022	0,0611	0,0018	0,24	465	45	392	15	382	11	381	11	3
5	0,32	0,0546	0,0019	0,462	0,022	0,0612	0,0017	0,28	419	44	385	15	383	11	382	10	1
20	0,46	0,0573	0,0019	0,487	0,022	0,0615	0,0018	0,29	527	46	402	15	385	11	383	11	5
2	0,44	0,0558	0,0020	0,472	0,022	0,0615	0,0018	0,23	469	40	394	15	385	11	384	11	3
48	0,48	0,0568	0,0024	0,477	0,025	0,0616	0,0018	0,28	484	54	395	17	386	11	384	11	3
4	0,43	0,0556	0,0017	0,469	0,020	0,0616	0,0017	0,27	435	39	391	14	385	10	385	10	2
36*	0,46	0,0627	0,0023	0,538	0,026	0,0624	0,0018	0,36	675	53	437	17	390	11	386	11	13
21	0,35	0,0552	0,0025	0,467	0,025	0,0619	0,0019	0,10	450	50	392	18	387	11	387	12	1
42	0,30	0,0549	0,0025	0,471	0,026	0,0619	0,0019	0,07	539	55	391	18	387	11	387	12	1
43	0,34	0,0553	0,0022	0,465	0,023	0,0620	0,0018	0,07	453	46	389	16	388	11	387	11	0
1	0,33	0,0551	0,0019	0,474	0,022	0,0621	0,0018	0,28	436	38	394	15	389	11	388	11	1
39	0,30	0,0557	0,0022	0,478	0,024	0,0622	0,0019	0,18	468	52	398	17	389	11	389	12	2
50	0,41	0,0562	0,0022	0,482	0,024	0,0623	0,0019	0,17	499	50	398	16	390	12	389	12	2
37	0,43	0,0537	0,0020	0,454	0,022	0,0621	0,0018	0,31	401	43	381	15	389	11	389	11	-2
49	0,35	0,0561	0,0022	0,478	0,023	0,0624	0,0019	0,18	505	50	398	16	390	11	389	12	2
26*	0,46	0,0640	0,0023	0,552	0,026	0,0631	0,0018	0,21	726	56	448	17	394	11	390	11	15
16	0,31	0,0549	0,0021	0,471	0,023	0,0624	0,0018	0,22	473	41	392	16	390	11	390	11	1
27	0,44	0,0558	0,0020	0,479	0,023	0,0625	0,0018	0,20	484	41	397	16	391	11	390	11	2
44	0,28	0,0534	0,0022	0,464	0,023	0,0624	0,0019	0,06	450	43	389	16	390	11	391	12	-1
46	0,38	0,0538	0,0018	0,464	0,021	0,0625	0,0018	0,27	389	43	386	14	391	11	391	11	-1
47	0,45	0,0551	0,0019	0,476	0,022	0,0627	0,0018	0,23	454	40	394	15	392	11	391	11	1
32	0,32	0,0551	0,0022	0,478	0,024	0,0627	0,0019	0,27	484	43	396	17	392	11	392	12	1
8	0,36	0,0555	0,0021	0,479	0,023	0,0628	0,0018	0,14	439	42	399	16	392	11	392	11	2
34	0,29	0,0542	0,0020	0,466	0,022	0,0627	0,0018	0,15	407	49	388	16	392	11	392	11	-1
10	0,27	0,0563	0,0018	0,483	0,022	0,0629	0,0018	0,24	468	41	401	15	393	11	392	11	2



Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
17	0,26	0,0550	0,0018	0,477	0,021	0,0629	0,0018	0,20	435	42	397	15	393	11	393	11	1
28*	0,46	0,0819	0,0029	0,730	0,034	0,0652	0,0019	0,22	1248	55	555	20	407	11	394	11	41
24	0,32	0,0537	0,0019	0,468	0,022	0,0630	0,0018	0,29	405	44	390	15	394	11	394	11	-1
33	0,47	0,0547	0,0020	0,473	0,022	0,0631	0,0018	0,18	396	44	393	15	394	11	394	11	0
14	0,36	0,0544	0,0022	0,470	0,023	0,0631	0,0019	0,07	456	44	392	16	395	11	395	12	-1
35	0,28	0,0545	0,0020	0,471	0,023	0,0631	0,0018	0,34	413	41	395	16	395	11	395	11	0
11	0,52	0,0549	0,0020	0,474	0,023	0,0632	0,0018	0,18	456	42	394	16	396	11	395	11	0
45	0,52	0,0541	0,0018	0,468	0,021	0,0632	0,0018	0,23	378	40	390	15	395	11	395	11	-1
9	0,38	0,0564	0,0018	0,492	0,022	0,0635	0,0018	0,28	476	40	406	15	397	11	396	11	3
31	0,32	0,0544	0,0021	0,480	0,024	0,0633	0,0018	0,14	401	44	396	16	396	11	396	11	0
15	0,47	0,0566	0,0020	0,497	0,023	0,0635	0,0018	0,12	470	47	409	15	397	11	396	11	3
19	0,50	0,0557	0,0022	0,490	0,024	0,0635	0,0018	0,14	491	44	405	16	397	11	396	11	2
38	0,48	0,0548	0,0017	0,479	0,021	0,0636	0,0018	0,25	406	38	398	14	398	11	398	11	0
12	0,30	0,0581	0,0026	0,513	0,028	0,0639	0,0018	0,21	577	62	417	18	399	11	398	11	5
22	0,42	0,0545	0,0017	0,481	0,021	0,0638	0,0018	0,25	406	42	398	14	398	11	399	11	0
25	0,35	0,0538	0,0021	0,471	0,023	0,0637	0,0018	0,12	376	42	393	15	398	11	399	11	-1
23	0,45	0,0547	0,0020	0,476	0,022	0,0638	0,0018	0,10	437	45	395	15	399	11	399	11	-1
18	0,35	0,0543	0,0024	0,474	0,025	0,0640	0,0019	0,12	478	55	393	17	400	12	400	12	-2
30	0,32	0,0538	0,0021	0,472	0,023	0,0640	0,0018	0,10	442	44	392	16	400	11	400	11	-2
29	0,30	0,0545	0,0018	0,483	0,021	0,0641	0,0018	0,22	398	42	400	15	401	11	401	11	0
41	0,30	0,0527	0,0023	0,462	0,025	0,0641	0,0019	0,14	418	42	385	17	400	12	401	12	-4
13	0,24	0,0550	0,0017	0,489	0,021	0,0648	0,0018	0,32	417	41	404	14	405	11	405	11	0
40	0,41	0,0543	0,0022	0,504	0,027	0,0666	0,0021	0,23	423	54	413	18	415	12	416	13	-1

Примечание. В колонке «Возраст для интерпретации» для цирконов моложе 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$ ; для цирконов древнее 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  без коррекции. \* – анализы с высокой дискордантностью ( $|D|>10$ ), не взятые для интерпретации.

**Приложение 19.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из габбродиоритов главной фазы собского комплекса Полярного Урала (образец S15-1/11, р. Макарузь) (Соболев и др., 2018б)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
35	0,30	0,0546	0,0018	0,479	0,024	0,0624	0,0034	0,17	423	30	397	16	390	20	390	21	2
34	0,35	0,0583	0,0018	0,517	0,025	0,0633	0,0034	0,16	567	27	424	17	396	21	394	21	8
33	0,34	0,0551	0,0018	0,487	0,024	0,0631	0,0034	0,09	467	31	402	16	394	21	394	21	2
38	0,24	0,0570	0,0018	0,506	0,026	0,0633	0,0034	0,24	536	30	418	17	396	21	395	21	6
36	0,40	0,0550	0,0016	0,490	0,024	0,0632	0,0034	0,24	441	23	405	16	395	21	395	21	2
21	0,25	0,0540	0,0017	0,461	0,023	0,0634	0,0034	0,28	401	29	384	16	396	21	396	21	-3
17	0,26	0,0528	0,0019	0,455	0,024	0,0634	0,0034	0,13	446	32	381	17	396	21	397	21	-4
24	0,27	0,0550	0,0017	0,473	0,023	0,0637	0,0034	0,21	416	23	393	16	398	21	398	21	-1
37	0,24	0,0547	0,0015	0,491	0,023	0,0637	0,0034	0,24	389	21	405	16	398	21	398	21	2
32*	0,25	0,0604	0,0022	0,539	0,029	0,0643	0,0035	0,20	701	38	440	19	402	21	399	21	10
19	0,31	0,0538	0,0019	0,467	0,025	0,0638	0,0034	0,15	443	35	387	17	399	21	399	21	-3
31	0,24	0,0553	0,0022	0,490	0,027	0,0641	0,0035	0,21	461	42	402	18	401	21	400	21	0
13	0,25	0,0574	0,0017	0,505	0,024	0,0645	0,0035	0,15	527	29	414	17	403	21	402	21	3
23	0,23	0,0541	0,0016	0,472	0,023	0,0642	0,0034	0,20	391	25	393	16	401	21	402	21	-2
4	0,26	0,0544	0,0019	0,482	0,025	0,0643	0,0035	0,02	436	33	399	17	402	21	402	21	-1
26	0,21	0,0539	0,0016	0,471	0,023	0,0644	0,0034	0,09	385	25	392	16	402	21	403	21	-3
39	0,39	0,0549	0,0017	0,490	0,024	0,0645	0,0035	0,15	434	29	405	16	403	21	403	21	1
3	0,30	0,0533	0,0020	0,481	0,026	0,0646	0,0035	0,22	446	36	397	18	404	21	404	22	-2
22	0,21	0,0545	0,0014	0,479	0,022	0,0647	0,0034	0,31	411	18	397	15	405	21	404	21	-2
40	0,30	0,0555	0,0015	0,503	0,024	0,0649	0,0035	0,35	439	20	413	16	405	21	405	21	2
42	0,34	0,0544	0,0018	0,487	0,024	0,0648	0,0035	0,23	417	31	402	17	405	21	405	21	-1
28	0,37	0,0543	0,0017	0,480	0,024	0,0648	0,0035	0,19	419	28	397	16	405	21	405	21	-2
15	0,32	0,0552	0,0019	0,487	0,025	0,0651	0,0035	0,20	446	31	404	17	407	21	406	21	-1
27	0,31	0,0528	0,0018	0,467	0,024	0,0650	0,0035	0,17	391	29	389	16	406	21	407	22	-5
18	0,34	0,0541	0,0015	0,478	0,023	0,0652	0,0035	0,31	392	24	398	15	407	21	407	21	-2
5	0,29	0,0543	0,0019	0,489	0,025	0,0652	0,0035	0,11	431	32	405	18	407	21	407	21	-1
46	0,26	0,0547	0,0015	0,499	0,023	0,0652	0,0035	0,13	412	24	410	16	407	21	408	21	1

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
16	0,34	0,0612	0,0021	0,550	0,028	0,0658	0,0035	0,18	642	34	445	18	411	21	408	21	9
25	0,19	0,0546	0,0017	0,485	0,024	0,0654	0,0035	0,15	416	29	401	17	408	21	408	21	-2
1	0,28	0,0548	0,0018	0,499	0,025	0,0654	0,0035	0,15	403	30	409	17	408	21	409	21	0
10	0,28	0,0530	0,0016	0,478	0,023	0,0654	0,0035	0,12	357	27	396	16	408	21	409	22	-3
47	0,42	0,0534	0,0017	0,487	0,024	0,0655	0,0035	0,19	393	28	401	16	409	21	410	22	-2
43	0,39	0,0558	0,0016	0,510	0,024	0,0657	0,0035	0,31	462	23	418	16	410	21	410	21	2
8	0,28	0,0526	0,0018	0,483	0,025	0,0655	0,0035	0,12	376	31	399	17	409	21	410	22	-3
30	0,36	0,0551	0,0016	0,496	0,024	0,0657	0,0035	0,18	427	26	409	16	410	21	410	21	0
6	0,32	0,0544	0,0016	0,495	0,024	0,0657	0,0035	0,23	402	26	407	17	411	22	411	21	-1
44	0,35	0,0542	0,0018	0,492	0,025	0,0658	0,0035	0,23	411	28	405	17	410	21	411	21	-1
9	0,29	0,0570	0,0019	0,519	0,026	0,0661	0,0036	0,26	491	31	424	18	413	22	412	22	3
49	0,21	0,0558	0,0020	0,507	0,026	0,0662	0,0036	0,15	473	31	417	18	413	22	413	22	1
12	0,18	0,0549	0,0016	0,498	0,024	0,0663	0,0036	0,28	420	25	410	16	414	22	414	22	-1
14	0,17	0,0526	0,0016	0,473	0,023	0,0663	0,0035	0,18	342	23	392	16	414	21	415	22	-5
11	0,23	0,0557	0,0017	0,512	0,026	0,0666	0,0036	0,16	487	29	419	17	415	22	415	22	1
50	0,32	0,0547	0,0015	0,503	0,024	0,0665	0,0036	0,16	420	22	413	16	415	21	415	22	-1
29	0,24	0,0544	0,0013	0,495	0,023	0,0669	0,0036	0,43	389	17	408	16	417	22	418	22	-2
20	0,31	0,0534	0,0018	0,483	0,024	0,0670	0,0036	0,11	430	33	400	16	419	22	419	22	-5
2	0,27	0,0530	0,0018	0,493	0,026	0,0672	0,0036	0,17	389	31	407	17	419	22	420	22	-3
48	0,37	0,0539	0,0015	0,505	0,024	0,0678	0,0036	0,28	388	25	416	16	423	22	424	22	-2
7	0,20	0,0550	0,0017	0,516	0,026	0,0681	0,0037	0,14	412	27	423	17	424	22	425	23	0
45	0,27	0,0549	0,0012	0,524	0,024	0,0689	0,0037	0,59	416	11	428	16	429	22	430	23	0
41*	0,23	0,0629	0,0016	0,616	0,029	0,0710	0,0038	0,26	698	23	486	18	442	23	438	23	11

Примечание. В колонке «Возраст для интерпретации» для цирконов моложе 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$ ; для цирконов древнее 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  без коррекции. \* – анализы с высокой дискордантностью ( $|D|>10$ ), не взятые для интерпретации.

**Приложение 20.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного анализа зерен циркона из диоритов главной фазы собского комплекса Полярного Урала (образец S84-15, месторождение Петропавловское)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 1\sigma$		
27	0,25	0,0607	0,0027	0,519	0,022	0,0620	0,0009	0,33	628	92	424	15	388	5	385	5	10
31	0,19	0,0552	0,0014	0,489	0,012	0,0643	0,0007	0,44	421	56	404	8	402	4	401	4	1
28	0,23	0,0590	0,0019	0,523	0,017	0,0643	0,0008	0,37	568	69	427	11	402	5	399	5	7
39	0,21	0,0589	0,0019	0,525	0,016	0,0647	0,0008	0,37	561	68	428	11	404	5	402	5	7
40	0,33	0,0543	0,0026	0,485	0,023	0,0649	0,0008	0,25	382	103	402	16	405	5	406	5	-1
12	0,23	0,0585	0,0026	0,524	0,023	0,0650	0,0008	0,27	549	95	428	15	406	5	404	5	6
26	0,29	0,0552	0,0025	0,494	0,022	0,0650	0,0008	0,28	419	97	408	15	406	5	406	5	1
38	0,40	0,0548	0,0014	0,492	0,012	0,0652	0,0007	0,44	405	55	407	8	407	4	407	4	0
36	0,32	0,0553	0,0018	0,497	0,016	0,0652	0,0007	0,36	423	69	410	11	407	4	407	5	1
11	0,40	0,0542	0,0012	0,487	0,011	0,0653	0,0007	0,47	378	50	403	7	408	4	408	4	-1
17	0,17	0,0545	0,0043	0,491	0,039	0,0654	0,0008	0,16	390	168	406	26	409	5	409	5	-1
19	0,24	0,0560	0,0026	0,505	0,023	0,0654	0,0008	0,27	451	100	415	15	409	5	408	5	2
46	0,37	0,0582	0,0020	0,526	0,017	0,0654	0,0008	0,36	538	72	429	12	409	5	407	5	5
8	0,62	0,0547	0,0011	0,494	0,010	0,0655	0,0007	0,50	400	45	408	7	409	4	409	4	0
24	0,23	0,0551	0,0017	0,498	0,015	0,0655	0,0008	0,37	417	68	410	10	409	5	409	5	0
50	0,34	0,0566	0,0019	0,512	0,017	0,0656	0,0008	0,35	475	73	420	11	410	5	409	5	3
49	0,22	0,0562	0,0028	0,509	0,025	0,0657	0,0008	0,26	460	107	418	17	410	5	409	5	2
32	0,16	0,0584	0,0020	0,529	0,018	0,0657	0,0008	0,35	544	72	431	12	410	5	409	5	6
29	0,30	0,0550	0,0015	0,498	0,013	0,0658	0,0007	0,42	411	58	411	9	411	4	411	4	0
43	0,22	0,0581	0,0020	0,527	0,018	0,0658	0,0008	0,36	535	73	430	12	411	5	409	5	5
16	0,53	0,0539	0,0011	0,489	0,009	0,0658	0,0007	0,53	366	44	404	6	411	4	411	4	-2
30	0,18	0,0573	0,0028	0,520	0,025	0,0659	0,0009	0,28	502	105	425	17	411	5	410	6	4
6	0,57	0,0549	0,0011	0,500	0,010	0,0660	0,0007	0,51	409	44	412	7	412	4	412	4	0
42	0,31	0,0594	0,0020	0,542	0,018	0,0661	0,0008	0,36	583	71	440	12	413	5	411	5	7
23	0,22	0,0610	0,0040	0,557	0,036	0,0663	0,0009	0,21	638	135	450	24	414	5	411	6	10
44	0,33	0,0592	0,0015	0,541	0,014	0,0663	0,0008	0,44	574	56	439	9	414	5	412	5	7
25	0,19	0,0539	0,0023	0,493	0,020	0,0664	0,0009	0,32	367	92	407	14	414	5	415	6	-2

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст, млн лет								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$		
21	0,27	0,0563	0,0014	0,517	0,012	0,0666	0,0007	0,45	465	53	423	8	416	4	415	4	2
37	0,30	0,0542	0,0016	0,498	0,015	0,0666	0,0007	0,38	380	66	410	10	416	5	416	5	-1
7	0,27	0,0538	0,0014	0,496	0,012	0,0669	0,0007	0,44	364	56	409	8	417	4	418	4	-2
9	0,62	0,0534	0,0011	0,493	0,010	0,0669	0,0007	0,50	348	46	407	7	417	4	418	4	-3
45	0,32	0,0600	0,0017	0,554	0,016	0,0670	0,0008	0,40	602	60	447	10	418	5	415	5	8
33	0,23	0,0573	0,0027	0,532	0,025	0,0673	0,0008	0,27	504	102	433	17	420	5	419	5	3
22	0,17	0,0618	0,0020	0,576	0,018	0,0676	0,0008	0,37	668	68	462	12	422	5	418	5	10
2	0,18	0,0597	0,0028	0,561	0,026	0,0682	0,0008	0,25	593	97	452	17	425	5	423	5	7
41	0,20	0,0570	0,0025	0,536	0,023	0,0682	0,0009	0,31	492	94	436	15	426	6	425	6	3
35	0,17	0,0614	0,0029	0,612	0,028	0,0723	0,0011	0,32	654	99	485	18	450	6	447	7	8
18	0,50	0,0588	0,0013	0,645	0,013	0,0796	0,0008	0,49	558	47	505	8	494	5	493	5	3
10	0,35	0,0570	0,0020	0,788	0,027	0,1004	0,0011	0,31	490	75	590	15	617	6	619	6	-5
13	0,81	0,2042	0,0031	16,111	0,231	0,5724	0,0056	0,69	2860	24	2883	14	2918	23	2860	24	-2

Примечание. В колонке «Возраст для интерпретации» для цирконов моложе 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$ ; для цирконов древнее 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  без коррекции.

**Приложение 21.** Результаты U–Pb изотопного анализа зерен детритового циркона из туффитов устьконгорской свиты Полярного Урала (обр. K11-1/11, р. Хараматолоу) (Соболев и др., 2017г)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$ , млн лет		
64	0,06	0,0584	0,0025	0,428	0,017	0,0531	0,0011	0,53	544	92	362	12	334	7	331	7	9
67	0,25	0,0572	0,0032	0,482	0,026	0,0611	0,0014	0,44	498	123	399	18	382	9	381	9	5
10	0,26	0,0597	0,0052	0,507	0,042	0,0617	0,0018	0,36	593	182	417	29	386	11	383	12	9
18	0,17	0,0549	0,0037	0,480	0,031	0,0633	0,0016	0,38	410	147	398	21	396	10	396	10	1
79	0,91	0,0555	0,0028	0,496	0,023	0,0648	0,0015	0,48	431	108	409	16	405	9	405	9	1
74	0,56	0,0550	0,0027	0,527	0,024	0,0694	0,0015	0,48	412	106	430	16	433	9	433	10	-1
86	0,48	0,0602	0,0051	0,605	0,049	0,0730	0,0022	0,37	609	179	481	31	454	13	452	14	6
61	0,64	0,0731	0,0043	1,705	0,096	0,1691	0,0043	0,45	1017	118	1010	36	1007	24	1017	118	1
31	0,39	0,0782	0,0044	2,210	0,119	0,2050	0,0052	0,47	1152	110	1184	38	1202	28	1152	110	-4
47	0,38	0,0784	0,0055	2,119	0,142	0,1961	0,0058	0,44	1157	135	1155	46	1154	31	1157	135	0
3	0,33	0,0788	0,0030	2,204	0,079	0,2029	0,0041	0,57	1166	75	1182	25	1191	22	1166	75	-2
46	0,46	0,0788	0,0032	2,187	0,084	0,2014	0,0042	0,54	1166	80	1177	27	1183	23	1166	80	-1
51	0,74	0,0792	0,0051	2,229	0,138	0,2041	0,0057	0,45	1177	125	1190	43	1197	31	1177	125	-2
78	0,35	0,0795	0,0046	2,175	0,120	0,1983	0,0051	0,46	1185	112	1173	38	1166	27	1185	112	2
4	0,44	0,0798	0,0028	2,331	0,077	0,2118	0,0042	0,60	1192	69	1222	23	1239	22	1192	69	-4
77	0,37	0,0802	0,0042	2,386	0,120	0,2157	0,0052	0,48	1202	103	1238	36	1259	28	1202	103	-5
16	0,44	0,0806	0,0031	2,282	0,084	0,2054	0,0042	0,56	1211	76	1207	26	1205	23	1211	76	1
42	0,36	0,0808	0,0035	2,401	0,098	0,2156	0,0047	0,53	1216	84	1243	29	1258	25	1216	84	-3
71	0,38	0,0808	0,0040	2,428	0,114	0,2178	0,0050	0,49	1218	96	1251	34	1270	27	1218	96	-4
81	0,37	0,0809	0,0043	2,353	0,118	0,2109	0,0050	0,48	1220	102	1229	36	1233	27	1220	102	-1
75	0,73	0,0810	0,0043	2,286	0,114	0,2047	0,0049	0,48	1221	102	1208	35	1201	26	1221	102	2
43	0,46	0,0813	0,0045	2,212	0,118	0,1974	0,0050	0,47	1228	107	1185	37	1161	27	1228	107	6
15	0,30	0,0815	0,0030	2,425	0,085	0,2159	0,0044	0,58	1232	73	1250	25	1260	23	1232	73	-2
85	0,38	0,0815	0,0045	2,404	0,125	0,2139	0,0053	0,47	1233	106	1244	37	1250	28	1233	106	-1
20	0,39	0,0815	0,0033	2,470	0,094	0,2198	0,0046	0,56	1234	78	1263	27	1281	24	1234	78	-4

Номер анализа	Th/ U	Изотопные отношения						RhO	Возраст								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$ , млн лет		
35	0,20	0,0817	0,0035	2,375	0,097	0,2109	0,0046	0,53	1238	83	1235	29	1234	24	1238	83	0
49	0,46	0,0819	0,0040	2,203	0,103	0,1950	0,0045	0,50	1244	95	1182	33	1148	25	1244	95	8
89	0,55	0,0821	0,0048	2,171	0,120	0,1918	0,0049	0,46	1247	112	1172	39	1131	27	1247	112	10
62	0,62	0,0822	0,0040	2,245	0,103	0,1981	0,0045	0,50	1250	93	1195	32	1165	24	1250	93	7
34	0,23	0,0829	0,0039	2,325	0,103	0,2035	0,0046	0,51	1266	89	1220	31	1194	25	1266	89	6
30	0,37	0,0832	0,0037	2,450	0,104	0,2134	0,0048	0,53	1274	87	1257	31	1247	25	1274	87	2
83	0,33	0,0835	0,0049	2,518	0,141	0,2187	0,0057	0,46	1280	113	1277	41	1275	30	1280	113	0
38	0,31	0,0837	0,0037	2,526	0,107	0,2189	0,0049	0,53	1286	86	1280	31	1276	26	1286	86	1
28	0,50	0,0850	0,0033	2,768	0,100	0,2361	0,0049	0,57	1316	74	1347	27	1366	25	1316	74	-4
25	0,33	0,0867	0,0036	2,789	0,108	0,2332	0,0050	0,55	1354	79	1353	29	1351	26	1354	79	0
5	0,37	0,0868	0,0037	2,906	0,117	0,2428	0,0054	0,55	1356	81	1383	30	1401	28	1356	81	-3
90	0,41	0,0871	0,0049	2,731	0,146	0,2274	0,0057	0,47	1362	107	1337	40	1321	30	1362	107	3
19	0,26	0,0886	0,0035	2,641	0,097	0,2163	0,0045	0,57	1394	74	1312	27	1262	24	1394	74	10
50	0,29	0,0917	0,0037	3,311	0,124	0,2619	0,0054	0,55	1461	75	1484	29	1500	28	1461	75	-3
23	0,44	0,0922	0,0035	3,304	0,116	0,2599	0,0053	0,58	1471	71	1482	27	1489	27	1471	71	-1
40	0,44	0,0940	0,0036	3,524	0,126	0,2720	0,0056	0,57	1507	71	1533	28	1551	28	1507	71	-3
53	0,41	0,0941	0,0043	3,614	0,155	0,2785	0,0063	0,53	1511	84	1553	34	1584	32	1511	84	-5
39	0,63	0,0944	0,0041	3,317	0,136	0,2547	0,0057	0,54	1517	81	1485	32	1463	29	1517	81	4
41	1,08	0,0947	0,0041	3,455	0,140	0,2647	0,0058	0,54	1521	80	1517	32	1514	30	1521	80	1
73	2,42	0,0951	0,0059	3,575	0,214	0,2726	0,0078	0,48	1530	115	1544	47	1554	39	1530	115	-2
44	0,67	0,0957	0,0042	3,431	0,141	0,2601	0,0058	0,54	1541	81	1512	32	1491	30	1541	81	3
57	0,43	0,0963	0,0044	3,534	0,154	0,2662	0,0061	0,52	1553	85	1535	34	1521	31	1553	85	2
68	0,50	0,0965	0,0048	3,695	0,172	0,2776	0,0066	0,51	1558	91	1570	37	1579	33	1558	91	-1
52	0,40	0,0974	0,0040	3,646	0,141	0,2713	0,0057	0,55	1576	76	1560	31	1548	29	1576	76	2
54	0,57	0,0991	0,0049	3,758	0,175	0,2749	0,0066	0,52	1608	90	1584	37	1566	33	1608	90	3
72	0,71	0,0994	0,0049	4,010	0,187	0,2927	0,0069	0,50	1612	91	1636	38	1655	34	1612	91	-3
69	0,41	0,0995	0,0046	3,650	0,158	0,2659	0,0059	0,51	1615	85	1560	34	1520	30	1615	85	6

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст						D, %		
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет			Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$ , млн лет	
45	0,45	0,0996	0,0061	3,680	0,218	0,2679	0,0078	0,49	1617	113	1567	47	1530	40	1617	113	6
48	0,85	0,1034	0,0066	3,953	0,242	0,2774	0,0084	0,50	1685	115	1625	50	1578	43	1685	115	7
32	0,57	0,1071	0,0044	4,688	0,180	0,3175	0,0070	0,57	1750	74	1765	32	1778	34	1750	74	-2
33	0,58	0,1071	0,0040	4,642	0,161	0,3143	0,0064	0,59	1751	67	1757	29	1762	32	1751	67	-1
80	1,95	0,1081	0,0056	4,623	0,226	0,3100	0,0076	0,50	1768	93	1754	41	1741	37	1768	93	2
17	0,60	0,1090	0,0039	4,804	0,159	0,3197	0,0065	0,61	1783	64	1786	28	1788	32	1783	64	0
70	0,42	0,1167	0,0053	5,734	0,245	0,3563	0,0080	0,52	1906	81	1937	37	1964	38	1906	81	-3
56	0,72	0,1200	0,0053	5,692	0,238	0,3438	0,0078	0,54	1957	78	1930	36	1905	38	1957	78	3
21	0,51	0,1202	0,0041	6,108	0,195	0,3685	0,0073	0,62	1959	61	1991	28	2023	34	1959	61	-3
27	0,34	0,1203	0,0046	5,874	0,210	0,3542	0,0075	0,60	1960	67	1957	31	1955	36	1960	67	0
2	0,83	0,1222	0,0042	5,997	0,193	0,3559	0,0072	0,63	1989	61	1975	28	1963	34	1989	61	1
26	0,46	0,1234	0,0051	5,890	0,230	0,3462	0,0079	0,59	2006	72	1960	34	1916	38	2006	72	5
7	0,67	0,1236	0,0042	6,350	0,201	0,3724	0,0074	0,63	2009	60	2025	28	2041	35	2009	60	-2
58	0,54	0,1304	0,0059	6,705	0,289	0,3728	0,0088	0,55	2104	79	2073	38	2043	41	2104	79	3
12	0,41	0,1321	0,0078	6,853	0,395	0,3762	0,0124	0,57	2126	102	2093	51	2058	58	2126	102	3
9	1,27	0,1797	0,0066	13,406	0,469	0,5410	0,0123	0,65	2650	60	2709	33	2788	52	2650	60	-5
8	1,53	0,1816	0,0062	13,032	0,420	0,5205	0,0109	0,65	2668	56	2682	30	2701	46	2668	56	-1
13	0,30	0,1823	0,0062	12,506	0,397	0,4976	0,0102	0,65	2674	56	2643	30	2603	44	2674	56	3
66	0,84	0,1855	0,0089	13,791	0,630	0,5390	0,0139	0,56	2703	78	2735	43	2779	58	2703	78	-3
22	0,67	0,2304	0,0087	19,377	0,697	0,6099	0,0147	0,67	3055	59	3061	35	3070	59	3055	59	0

Примечания к приложениям 21, 22. В колонке «Возраст для интерпретации» для цирконов моложе 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , скорректированный по  $^{207}\text{Pb}$ ; для цирконов древнее 1 млрд лет рассчитывался возраст  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  без коррекции.



**Приложение 22.** Результаты U–Pb изотопного анализа зерен детритового циркона из песчаников малоуральской свиты Полярного Урала (обр. U22-12, руч. Погрымшор) (Соболев и др., 2017г)

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$ , млн лет		
54	0,43	0,0565	0,0016	0,533	0,037	0,0672	0,0049	0,22	482	36	434	24	419	29	419	30	4
40	1,30	0,0553	0,0011	0,571	0,039	0,0763	0,0056	0,85	427	25	459	25	474	33	475	34	-3
14	0,11	0,0650	0,0033	0,738	0,071	0,0799	0,0058	0,93	663	52	530	22	496	34	491	35	8
12	0,16	0,0623	0,0012	0,681	0,046	0,0798	0,0058	0,76	680	27	527	28	495	34	492	35	7
11	0,18	0,0579	0,0013	0,662	0,045	0,0815	0,0059	0,53	533	35	515	28	505	35	505	36	2
58	0,22	0,0613	0,0013	0,698	0,047	0,0819	0,0059	0,40	630	30	536	28	508	35	505	36	6
17	0,21	0,0588	0,0012	0,668	0,045	0,0830	0,0060	0,42	554	27	520	27	514	36	514	36	1
6	0,68	0,0586	0,0012	0,686	0,046	0,0856	0,0062	0,36	540	26	531	28	529	37	529	37	0
20	0,17	0,0577	0,0011	0,690	0,046	0,0866	0,0062	0,61	518	22	532	28	536	37	536	37	-1
45	0,19	0,0576	0,0013	0,697	0,048	0,0885	0,0064	0,61	518	29	538	29	547	38	547	39	-2
46	0,29	0,0635	0,0012	0,802	0,054	0,0918	0,0067	0,52	724	28	598	31	566	39	563	40	6
55	0,06	0,0591	0,0011	0,759	0,051	0,0924	0,0066	0,57	572	27	574	29	569	39	569	40	1
19	1,15	0,0613	0,0014	0,808	0,055	0,0965	0,0070	0,41	648	30	602	31	594	41	592	42	2
27	0,21	0,0590	0,0012	0,790	0,054	0,0967	0,0070	0,58	569	26	591	31	595	41	596	42	-1
60	0,63	0,0669	0,0016	0,922	0,064	0,0992	0,0072	0,46	821	33	663	34	610	42	605	43	10
28	0,67	0,0629	0,0017	0,875	0,060	0,1007	0,0073	0,18	708	35	637	32	619	43	617	44	3
21	1,13	0,0629	0,0013	0,890	0,060	0,1024	0,0074	0,50	704	32	647	32	628	43	627	44	3
23	0,76	0,0595	0,0015	0,877	0,060	0,1072	0,0078	0,37	586	33	639	33	657	45	658	47	-3
34	0,78	0,0612	0,0015	1,005	0,071	0,1195	0,0088	0,65	644	30	703	36	727	51	730	52	-4
9	0,37	0,0700	0,0015	1,218	0,083	0,1265	0,0091	0,36	914	30	809	38	768	52	763	53	6
18	0,15	0,0788	0,0015	2,175	0,150	0,2014	0,0150	0,86	1167	25	1174	48	1183	78	1167	25	-1
25	0,36	0,0794	0,0016	2,338	0,160	0,2122	0,0150	0,62	1191	23	1223	48	1240	82	1191	23	-4
42	0,21	0,0796	0,0017	2,467	0,170	0,2296	0,0170	0,53	1195	24	1262	49	1332	87	1195	24	-10
38	0,49	0,0809	0,0016	2,369	0,160	0,2176	0,0160	0,55	1219	23	1233	47	1269	82	1219	23	-4

Номер анализа	Th/U	Изотопные отношения						RhO	Возраст								D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		Возраст для интерпретации $\pm 2\sigma$ , млн лет		
3	1,02	0,0820	0,0018	2,174	0,150	0,1952	0,0140	0,44	1231	30	1172	48	1149	76	1231	30	7
57	0,53	0,0821	0,0017	2,412	0,160	0,2114	0,0150	0,47	1249	22	1246	48	1236	81	1249	22	1
30	0,27	0,0855	0,0016	2,986	0,200	0,2505	0,0180	0,84	1323	33	1403	52	1441	94	1323	33	-8
51	0,60	0,0856	0,0017	2,587	0,170	0,2183	0,0160	0,46	1332	26	1298	48	1273	84	1332	26	5
44	0,34	0,0928	0,0022	3,098	0,220	0,2422	0,0180	0,65	1480	36	1435	53	1398	92	1480	36	6
10	0,96	0,0935	0,0018	3,391	0,230	0,2619	0,0190	0,50	1500	22	1501	53	1499	97	1500	22	0
22	0,85	0,0980	0,0020	3,965	0,270	0,2958	0,0210	0,59	1582	23	1627	55	1670	110	1582	23	-5
48	0,59	0,1077	0,0027	4,250	0,300	0,2833	0,0210	0,74	1752	41	1677	57	1607	100	1752	41	9
24	0,44	0,1083	0,0021	5,176	0,350	0,3499	0,0250	0,61	1767	20	1849	58	1935	120	1767	20	-9
16	0,74	0,1148	0,0022	5,200	0,350	0,3316	0,0240	0,74	1878	23	1852	57	1846	120	1878	23	2
37	0,76	0,1159	0,0023	5,873	0,400	0,3722	0,0270	0,47	1893	22	1954	56	2039	130	1893	22	-7
32	0,24	0,1913	0,0049	14,900	1,100	0,5564	0,0400	0,23	2733	29	2783	42	2851	170	2733	29	-4

**Приложение 23.** Результаты микронзондового анализа зерен детритовых цирконов из туффигов устьконгорской свиты Полярного Урала (обр. К11-1/11, р. Хараматолоу) (Соболев и др., 2017г)

Номер анализа	SiO <sub>2</sub> , мас.%	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас.%	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас.%	ZrO <sub>2</sub> , мас.%	HfO <sub>2</sub> , мас.%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , мас.%	UO <sub>2</sub> , мас.%	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас.%	ThO <sub>2</sub> , мас.%	Сумма, мас.%	Возраст, млн лет
1	32,24	0,001	0,022	66,60	1,24	0,012	0,126	0,038	0,012	100,29	331
2	32,99	0,004	0,041	64,20	1,48	0,029	0,946	0,316	0,075	100,08	331
3	31,35	0,023	0,236	59,21	1,67	0,695	1,317	1,964	0,159	96,62	331
4	33,32	0,006	0,061	64,80	1,54	0,038	0,895	0,305	0,072	101,03	331
5	32,28	0,000	0,022	66,02	1,95	0,098	0,118	0,096	0,021	100,61	331
6	32,02	0,002	0,031	66,18	1,04	0,057	0,036	0,079	0,009	99,46	381
7	32,56	0,004	0,021	65,74	1,04	0,081	0,018	0,138	0,012	99,62	1017
8	32,07	0,003	0,005	66,73	0,96	0,034	0,014	0,024	0,004	99,85	1177
9	32,50	0,002	0,012	66,12	1,14	0,046	0,022	0,041	0,008	99,90	1517
10	32,45	0,000	0,021	66,66	1,16	0,049	0,047	0,072	0,017	100,48	-
11	32,90	0,000	0,016	66,06	1,28	0,036	0,025	0,046	0,007	100,37	1238
12	32,51	0,002	0,010	66,40	1,12	0,024	0,020	0,046	0,000	100,13	1266
13	32,57	0,002	0,006	66,40	1,04	0,004	0,035	0,007	0,004	100,06	-
14	32,56	0,003	0,029	65,85	0,94	0,086	0,024	0,135	0,019	99,63	1356
15	32,48	0,002	0,023	66,85	1,29	0,061	0,028	0,085	0,015	100,83	-
16	32,59	0,003	0,006	66,18	1,02	0,008	0,000	0,004	0,000	99,80	3055
17	32,76	0,004	0,013	66,46	0,99	0,045	0,011	0,094	0,008	100,39	2104

*Примечание.* Микронзондовые исследования выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва).

**Приложение 24.** Результаты KS-теста для возрастов детритовых цирконов ( $\geq 1$  млрд лет) (Соболев и др., 2017г, 2018в)

Серия, свита	Устьконгорская свита (K11-1/11)	Малоуральская свита (U22-12)	Ензорская Толща (S103-A/14)	Погурейская свита (ELM09-U6)	Манитаньрдская серия (ELM09-U7)
Устьконгорская свита (K11-1/11)		0,998	0,088	0,730	0,342
Малоуральская свита (U22-12)	0,998		0,251	0,978	0,697
Ензорская толща (S103-A/14)	0,088	0,251		0,068	0,004
Погурейская свита (ELM09-U6)	0,730	0,978	0,068		0,898
Манитаньрдская серия (ELM09-U7)	0,342	0,697	0,004	0,898	

*Примечание.* Построение кумулятивных кривых распределения и проведение KS-теста выполнены в программе MS Excel с помощью макроса, созданного G. Gehrels and J. Guynn (Guynn, Gehrels, 2010) (Arizons LaserChron Centre, Университет Аризоны, Тусон, США); <http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>.