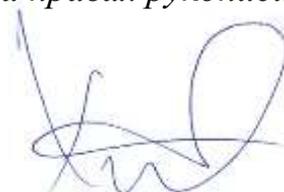


МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



ХОТЫЛЕВ АЛЕКСЕЙ ОЛЕГОВИЧ

**ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ**

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 – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1. Геологический очерк	10
1.2. Общая характеристика строения региона	10
1.2. Магматизм северной части Башкирского мегантиклинория	17
Глава 2. Методика исследований	21
2.1. Методы	21
2.2. Изучение зональности и расслоенности тел	23
Глава 3. Раннерифейский этап магматизма	37
3.1. Навышский комплекс	37
3.1.1. <i>Общее геологическое строение</i>	37
3.1.2. <i>Петрографическая характеристика</i>	41
3.1.3. <i>Геохимическая характеристика</i>	50
3.1.5. <i>Изотопный возраст</i>	60
3.1.6. <i>Краткие выводы по разделу «Навышский комплекс»</i>	61
3.2. Дайковые комплексы Тараташского выступа	64
3.2.1. <i>Общее геологическое строение</i>	64
3.2.2. <i>Петрографическая и геохимическая характеристики</i>	67
3.2.3. <i>Возрастные ограничения</i>	75
3.2.4. <i>Краткие выводы по разделу «Дайковые комплексы Тараташского выступа»</i>	78
3.3. Дациты г. Малый Миасс	80
3.3.1. <i>Общее геологическое строение</i>	80
3.3.2. <i>Петрографическая характеристика</i>	82
3.3.3. <i>Геохимическая характеристика</i>	84
3.2.3. <i>Возрастные ограничения</i>	87
3.2.4. <i>Краткие выводы по разделу «Дациты г. Малый Миасс»</i>	90
Глава 4. Магматизм начала среднего рифея	92
4.1. Общая характеристика	92
4.2. Геологическое положение и петрографические особенности	93
4.3. Возрастные ограничения	98
4.4. Геохимическая характеристика	100
4.5. Обсуждение результатов	104
4.6. Краткие выводы по главе «Магматизм начала среднего рифея»	110
Глава 5. Магматизм конца среднего и позднего рифея	111
5.1. Повальненский комплекс	111
5.1.1. <i>Геологическое строение и петрографические особенности</i>	111
5.1.2. <i>Геохимическая характеристика</i>	113
5.1.3. <i>Возрастные ограничения</i>	117
5.2. Инзерский комплекс	122
5.2.1. <i>Геологическое строение и петрографические особенности</i>	122
5.2.2. <i>Геохимическая характеристика</i>	125
5.2.3. <i>Возрастные ограничения</i>	127
5.3. Краткие выводы по главе «Магматизм конца среднего и позднего рифея»	127

Глава 6. Пострифейский магматизм	128
6.1. Общая характеристика	128
6.2. Характеристика изученных объектов	129
6.3. Обсуждение результатов	139
6.4. Краткие выводы по главе «Пострифейский магматизм»	143
Глава 7. Основные этапы позднедокембрийского магматизма Башкирского мегантиклинория	144
7.1. Ранний рифей	145
7.2. Средний рифей	150
7.3. Поздний рифей – венд	153
7.4. Общие геохимические черты и особенности разных этапов магматизма	154
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	157
Список использованных сокращений	159
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	160
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория	180
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория	205

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. На протяжении относительно спокойной рифейско-вендской истории развития Башкирского мегантиклинория (Западный склон Южного Урала), когда преобладало размеренное осадконакопление в условиях пассивной окраины Восточно-Европейской платформы, выделяется четыре основных этапа магматической активизации и вулканизма. Эти этапы являются важными геохронологическими реперами – так как именно по ним проводятся нижние границы нижнего, среднего, верхнего рифея и венда, а на основании изотопных данных магматических образований установлен абсолютный возраст этих границ. Каждый такой этап сопровождался формированием вулканических толщ (айская свита нижнего рифея, машакская – среднего, ашинская – верхнего) и интрузивным магматизмом. Становление крупных магматических комплексов происходило лишь на границе раннего и среднего рифея – бердяушского гранитов рапакиви, кусино-копанского расслоенного пироксенит-гранитного и ряда более мелких.

Однако на каждом крупном этапе магматической активизации формировалось очень большое количество гипабиссальных малых интрузий – даек и силлов основного состава, которые остаются практически неизученными, из-за их крайней многочисленности и разнообразия. А именно дайковые комплексы несут информацию об относительно локальных этапах активизации региона и могут способствовать уточнению истории развития этой территории в рифее.

Полученные данные позволили уточнить временные границы проявлений магматизма в северной части Башкирского мегантиклинория и зафиксировать еще два не выделявшиеся до сего момента этапа, а также существенно пополнить банк геохимических данных по дайковым комплексам этой территории, что дает возможность для выявления закономерностей пространственной и временной эволюции регионального масштаба.

Целью исследования являлось определение основных этапов базитового магматизма северной части Башкирского мегантиклинория в позднем докембрии.

Для достижения цели были поставлены следующие **задачи**:

1. Составить подробную геохимическую и петрологическую характеристику дайковых комплексов Татарашского выступа, сделав особый упор на рассеянные и редкоземельные элементы.

2. Составить геохимическую и петрографическую характеристику образований навышского комплекса и провести изотопное датирование наиболее кислых пород, развитых в поле навышского комплекса.

3. Уточнить возрастные рубежи формирования гипабиссальных интрузивных комплексов северной части Башкирского мегантиклинория современными изотопными методами.

4. Определить максимально широкую геохимическую характеристику для гипабиссальных интрузивных комплексов северной части Башкирского мегантиклинория и увязать ее с имеющимися изотопными и прочими данными.

5. Разработать геодинамическую модель развития рифейского рифтогенеза в пределах Башкирского мегантиклинория.

Подробное обоснование задач приведено в разделе «Геологический очерк и изученность»

Степень разработанности темы. Магматические комплексы Башкирского мегантиклинория изучались неоднократно многими исследователями. В первую очередь при проведении геологосъемочных работ во второй половине XX века: М.И. Гаранем в 1939 г., В.И. Петровым и В.И. Ленным в 1967-1975 гг. [1975ф], Зориным в 1989 г. [1989ф], В.П. Парначевым [1976, 1978ф], Б.Д. Брусугиным [1978ф], В.А. Пискуновым [1977ф], Ю.С. Глызиным [1977ф], В.И. Петровым [1995ф]. Впоследствии большой комплекс исследований был проведен А.А. Алексеевым [2003, 2000, 1984, 1979] и С.Г. Ковалевым [2011, 2008, 1996 и др.] В.Н. Пучковым и А.А. Краснобаевым с коллегами [Пучков и др., 2014, 2012, 2013, 2011 и другие], Р.Э. Эрнстом с коллегами [2008, 2006], В.М. Горожаниным с коллегами [2008, 2014], Ю.Л. Ронкиным с коллегами [2005, 2006, 2012, 2016 и др.]. Проведенное исследование позволило объединить полученные предшественниками информацию и дополнить обширным банком собственных геохимических данных по содержаниям рассеянных элементов, которых практически не было в работах предыдущих исследователей, современными изотопными датировками и массовыми петрографическими характеристиками магматических образований.

Фактический материал и методы. В основу работы положен фактический материал, собранный в 2012-2017 годах в ходе работ по проектам геологического доизучения территории листов N-40-VI (Куса) и N40-XI (Бакал) – работы проводились ООО НТПП ГЕОПОИСК (г. Челябинск) совместно с Кусинской геолого-съемочной партией геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством В.М. Мосейчука и Ал. В. Тевелева.

За время работ изучено свыше 400 обнажений, описано более 200 оптических шлифов вулканических и plutонических пород. Из всех изученных магматических тел, из наименее изменённых их частей были отобраны пробы весов 200-300 грамм, для проведения лабораторных работ. Химический анализ пород проводился современными аналитическими методами (ICP-MS, рентгенофлуоресцентный анализ) в лабораториях МГУ им. М.В. Ломоносова и Уральского центра изучения минерального сырья (г. Миасс). Уточнение минерального состава было выполнено с помощью рентгеноструктурного анализа (20 проб) и с помощью сканирующего электронного микроскопа. Созданная геохимическая база включает в себя 260 собственных химических анализов магматических пород на петрогенные оксиды, рассеянные и редкоземельные элементы и еще свыше 500 анализов, привлеченных из опубликованных и фондовых материалов. Для обоснования возраста изученных объектов было прецизионными методами проведено изотопное датирование на основе U-Pb, Sm-Nd и Ar-Ar систем, что позволило получить 4 достаточно надежные датировки. Из работ предшественников привлечены данные еще более чем по 140 изотопным датировкам различных магматических объектов в пределах всего Башкирского мегантиклинория.

Технические аспекты всех аналитических работ приведены в главе «Методика исследований», химические составы пород представлены в приложении 1, изотопные датировки магматических образований Башкирского мегантиклинория – в приложении 2.

Достоверность полученных результатов. Использование геологических данных о строении интрузивных массивов, детальном петрографическом описании пород в сочетании с привлечением большого массива геохимических данных, полученных с помощью современных аналитических подходов и изотопных датировок прецизионными методами, подтверждают высокую достоверность полученных результатов.

Личный вклад автора. Автор принимал непосредственное личное участие в полевом изучении, опробовании и описании объектов изучения, в подготовке и проведении аналитических и лабораторных исследований. Автор работы лично занимался сбором и подготовкой геохимических и петрологических данных, описанием петрографических шлифов, анализом распределения элементов внутри отдельных комплексов, выделением признаков и особенностей, позволивших разделять разновозрастные, но близкие по геохимическим параметрам комплексы. Автором были составлены подробные петрографическая и геохимическая характеристики комплексов, разработана схема развития магматизма в северной части Башкирского мегантиклинория, логично увязывающая между собой известные на

сегодняшний день геохимические и изотопные данные по рифейским дайковым комплексам этой территории.

Научная новизна. Впервые получена подробная геохимическая характеристика навышского вулканического, а также суимского, кургасского и инзерского гипабиссальных комплексов малых интрузий. Получены достаточно надежные изотопные данные для ранне- и среднерифейских базитов.

Впервые в составе раннерифейского навышского вулканического комплекса, маркирующего основание нижнего рифея в стратотипическом разрезе, выделены две магматические серии, которые с большой вероятностью формировались в различное время. Выделение этих серий позволило разрешить противоречие в имеющихся на сегодняшний день изотопных данных.

Впервые показано, что дациты, ранее относившие к навышскому комплексу, не имеют к нему отношения и формировались значительно позднее. Таким образом, в северной части Башкирского мегантиклинория впервые установлен ранее не выделявшийся акт магматизма в конце раннего рифея.

Впервые геохимическими методами выявлена связь между суимским дайковым и навышским вулканическим комплексами и показано, что первый мог представлять собой серию подводных каналов для наземных вулканитов второго.

Впервые показано наличие геохимической зональности среди базитов нижне-среднерифейского возраста, подтверждающей развитие машакской рифтогенной структуры в центральной части Западного склона Южного Урала.

Впервые получены изотопные данные по цирконам, свидетельствующие о возможном проявлении мезозойского магматизма в Башкирском мегантиклинории. Хотя эти данные требуют тщательной и всесторонней проверки, они могут способствовать пересмотру многих устоявшихся представлений об истории геологического развития этого региона как в докембрийское, так и в фанерозойское время.

Практическая значимость. Разработанная схема рифейского магматизма Башкирского мегантиклинория утверждена в Легенде Южно-Уральской серии Госгеолкарты-200 (второе издание).

Все полученные данные в полной мере использованы при составлении комплектов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (второе издание) листов N-40-VI

(Куса) и N-40-XI (Бакал), которые успешно защищены на НРС Роснедра при ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского.

Создана самая полная на сегодняшний день база геохимических данных по дайковым комплексам северной части Башкирского мегантиклинория, включающая свыше 730 проб, для 360 из которых имеются координатные привязки, что позволяет рассматривать в том числе распределение геохимических параметров по площади.

Защищаемые положения:

1. Залегающие в основании стратотипического разреза нижнего рифея Башкирского мегантиклинория вулканические образования навьшского комплекса, содержат две серии магматитов, различающиеся по петрографическим и геохимическим характеристикам и имеющие разные изотопные датировки.

2. Дациты, ранее включавшиеся в состав навьшского комплекса, не имеют к нему отношения, они формировались в конце раннего рифея, что фиксирует еще одну, ранее не выделявшуюся, фазу магматической активности с возрастом 1405-1415 млн лет, продуктами которой являются дациты г. Малый Миасс.

3. Гипабиссальные базитовые тела ранне-среднерифейского «машакского» этапа магматизма имеют геохимическую зональность, выраженную в увеличении кремнекислотности и степени обогащения рассеянными элементами, а также уменьшении содержаний оксида магния и хрома с юга на север, что связано с увеличением степени дифференциации расплавов в этом направлении и фиксирует раскрытие Машакской рифтовой структуры с юга на север (в современных координатах).

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано **16 работ**, в том числе **5** в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности «Общая и региональная геология».

Промежуточные результаты исследований были представлены на **15 конференциях**, в том числе: на Всероссийской конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий» (г. Уфа) в **2013, 2014, 2016** и **2017** гг.; на XVI Геологическом съезде Республики Коми в **2014** г.; на Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского в **2017** г.; на Международной конференции EGU-**2018** (г. Вена); на международной конференции по палеомагнетизму и магнетизму пород в г. Казань в **2017** г.; на Тектоническом совещании в г. Москва в **2014, 2016,**

2017 и 2018 гг.; на Международной конференции студентов аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» в г. Москва в 2013, 2014, 2016 гг.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, семи глав, заключения, списка литературы и двух приложений. Объем работы составляет страниц 210 машинописного текста, из них иллюстраций 94, таблиц 7. Библиографический список включает 198 наименований.

Благодарности. Выражаю глубокую признательности моему научному руководителю – Александру Вениаминовичу Тевелеву за тонны терпения и вагоны бесценных советов, замечаний и сведений, и за постоянное направление, а иногда и ускорение мыслей и исследований в нужную сторону. Отдельно благодарю В.М. Мосейчука (НТПП ГЕОПОИСК, Челябинск) за предоставление возможности на протяжении 5 лет участвовать в геологосъемочных работах на Южном Урале и постановку интересных задач, в ходе решения которых и был собран весь фактический материал, легший в основу работы. Спасибо И.А. Кошелевой за помощь и сотрудничество в изучении геологии Южного Урала.

Хочу поблагодарить Я.В. Бычкову, Б.Б. Шкурского, В.О. Япаскурта, В.Л. Косорукова (МГУ) без которых была бы невозможна значительная часть аналитических работ, а также за неоценимую помощь, советы и терпеливые разъяснения при интерпретации полученных данных. Я очень признателен А.Ю. Бычкову, П.Л. Тихомирову, А.В. Латышеву и Б.Я. Журавлеву (МГУ), которые всегда меня поддерживали в понимании непростых проблем геохимии и петрологии магматических образований.

Я особо благодарен коллегам из Института геологии Уфимского научного центра (ИГ УНЦ РАН) В.Н. Пучкову, Н.Д. Сергеевой, В.М. Горожанину, Ф.Р. Ардисламову, А.В. Сначеву и, конечно, Сергею Григорьевичу Ковалеву за интереснейшие и крайне плодотворные дискуссии по вопросам магматизма и стратиграфии Южного Урала.

Большое спасибо мои великолепным и неповторимым друзьям и коллегам – А.М. Пасенко, И.А. Прудникову и С.С. Попову за прекрасную компанию и непрерывную поддержку во время полевых работ и не только, а также А.И. Макушкиной за дружественную поддержку и хорошее настроение в ответственные моменты написания работы.

Глава 1. Геологический очерк

1.1. Общая характеристика строения региона

Башкирский мегантиклинорий занимает практически всю территорию западного склона Южного Урала, протягивается от широты г. Нязепетровск на севере до примерно Зилаирского района республики Башкортостан на юге и имеет длину около 350 км при ширине до 100 км. С запада он ограничивается Западно-Уральской зоной внешней складчатости и Предуральским краевым прогибом, а с востока – мегазоной Урал-Тау. Его ограничением с севера считается Миасский синтаксис и Тараташский выступ комплексов архея и раннего протерозоя, с юга – Зилаирский синклиний, сложенный одноименной зилаирской свитой фаменского возраста. В целом, с севера на юг в строении мегантиклинория древние комплексы сменяются все более молодыми, а также уменьшается степень их метаморфизма (рис. 1.1).

Наиболее древние (архейско-раннепротерозойские) образования развиты на севере Башкирского мегантиклинория – в Татарашском выступе – и объединены в тараташский гнейсово-мигматитовый комплекс. В его состав входят три толщи: куватальская, радашная и тагаякская (тараташская серия), а также тараташский плутонический комплекс от метадиоритов до метагранитов. Комплекс представлен метаморфическими мигматизированными образованиями в амфиболитовой, а частично – в гранулитовой фации метаморфизма – гнейсами, двупироксеновыми кристаллосланцами, амфиболитами с прослоями магнетитовых кварцитов. Породы рассечены несколькими зонами бластомилонитов бельдишского комплекса тектонитов предположительно раннепротерозойского возраста [Тевелев и др., 2015; Ронкин и др., 2012].

Все эти образования интродуцированы весьма многочисленными дайками габбро, долеритов, метагабброидов и в меньшей степени расслоенными телами пикритов и пикродолеритов. Последние детальные исследования здесь проводились в 1975-1977 гг. при геологосъемочных работах масштаба 1:50 000 под руководством В.И. Петрова и В.И. Ленных. Основной интерес для этих работ представляла серия мелких железорудных объектов, связанных с магнетитовыми кварцитами: месторождения Радостное, Куватал и ряд других. Эти исследователи внесли неоценимый вклад в геологию Татарашского выступа: было произведено расчленение метаморфического комплекса на несколько толщ различного состава и вероятно даже генезиса, впервые выделены зоны бластомилонитов среди архейско-раннепротерозойских образований, детальнейшим образом изучена история метаморфизма этих образований [Петров и др., 1975ф, Ленных, Петров, 1978а, 1974а].

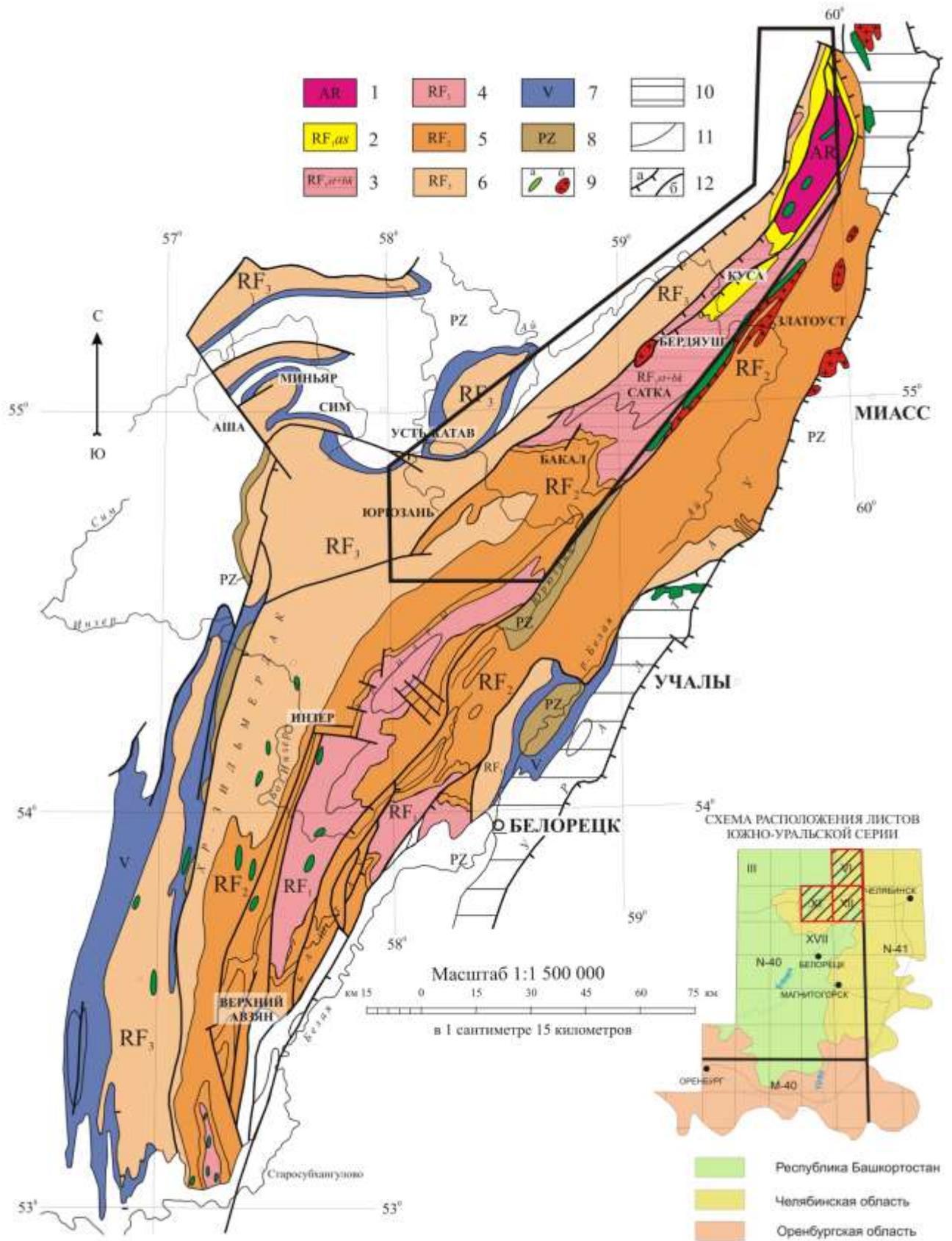


Рис. 1.1. Геологическая карта Башкирского мегантиклинория. Черным контуром обозначена площадь исследований. На схеме расположения листов Южно-Уральской серии выделены листы N-40-VI (Куса), N-40-XI (Бакал) и N-40-XII (Златоуст), на территории которых проводились работы. Условные обозначения: 1 – архейско-раннепротерозойский тараташский комплекс; 2 – айская свита нижнего рифея; 3 – саткинская и бакальская свиты нижнего рифея; 4 – нерасчленённые образования нижнего рифея; 5 – нерасчленённые образования среднего рифея; 6 – позднерифейские толщи; 7 – образования венда; 8 – палеозойские нерасчленённые образования; 9 – интрузивные комплексы основного (а) и кислого (б) состава; 10 – протерозойские нерасчленённые структуры обрамления; 11 – геологические границы; 12 – надвиги (а) и крупные разрывные нарушения (б). Составлено на основе [Козлов и др., 2001; Горожанин и др., 2013], с упрощениями

Детальные изотопные и минералогические исследования метаморфитов тараташского комплекса проводились Ю. Л. Ронкиным и коллегами [Ронкин и др., 2012; Синдерн и др., 2006] и А.М. Пыстиным с коллегами [Пыстин и др., 2012; 1978; 1973].

В.И. Ленных и В.И. Петров достаточно тщательно изучили как, собственно, дайковые комплексы, так и эффузивные образования навышского комплекса в составе нижнерифейской айской свиты. Они, на основании петрографических и геохимических данных, с использованием результатов К-Аг датирования разделили дайковый комплекс на три возрастные группы – раннерифейские (1650 млн лет), среднерифейские (1250-1150 млн лет) и вендские (670-420 млн лет), обособили ряд пикритовых и пикродиабазовых комплексов [Ленных, Петров, 1978а, 1978в]. Преимущество их исследований было в обилии горных выработок – при очень плохой обнаженности территории, это позволило получить очень обширные, а порой и уникальные данные по геологическому взаимоотношению тел габброидов разной генерации. Однако, **в силу технических возможностей того времени, получить достоверные изотопные данные и геохимию рассеянных и редкоземельных элементов было невозможно.**

Впоследствии большой комплекс исследований был проведен А.А. Алексеевым [2003, 2000, 1984, 1979] и С.Г. Ковалевым [2011, 2008, 1996 и другие] – но главным образом, их работами были затронуты расслоенные диабаз-пикритовые комплексы, вскрытые бурением при картировании в 1975-1977 гг. В относительно недавнее время дайковые комплексы Тараташского выступа были освещены в работах В.Н. Пучкова и А.А. Краснобаева с коллегами [Пучков и др., 2014, 2012, 2013, 2011 и другие] и Р.Э. Эрнста с коллегами [2008, 2006].

Архейско-раннепротерозойский тараташский комплекс с резким структурным несогласием, нередко поверх коры выветривания, перекрывается терригенными толщами айской свиты нижнего рифея [Горожанин и др., 2008; Петров и др., 1975ф; Козлов и др., 1989]. Айская свита начинает стратотипический разрез рифея на Южном Урале и в этом плане очень важна для понимания стратиграфии всего позднего протерозоя. Выходы айской свиты обрамляют Тараташский выступ, охватывая его с запада и с востока, сливаясь на юге в единое поле, мощность свиты изменяется по простиранию и оценивается от 500 до 2500 м. Айская

свита была выделена М.И. Гаранем в 1939 г. и впоследствии изучалась многочисленными исследователями как при геологосъемочных, так и при тематических работах.

Стратиграфическая схема свиты неоднократно пересматривалась и на данный момент (по результатам работ по геологическому доизучению этой территории [Мосейчук и др., 2015ф; Мосейчук и др., 2016ф-а]) принято ее разделение на три подсвиты. Нижняя подсвита (мощность около 1300 м) распространена наиболее широко и представлена главным образом кластитами – полимиктовыми аркозовыми конгломератами, конгло-брекчиями, гравелитами, песчаниками. Средняя подсвита в целом представляет собой тонкопереслаивающуюся терригенную толщу аргиллитов, алевролитов, разномерных песчаников с некоторой примесью углеродистого вещества, глинистых сланцев и филлитов общей мощностью около 900 м. Верхняя подсвита сложена темными графитисто-глинистыми сланцами, аргиллитами, со значительно меньшим количеством алевролитов и песчаников. Ее мощность оценивается в 300 м [Мосейчук и др., 2016ф-а; Маслов и др., 2013].

Стоит отметить, что единых взглядов на разделение на подсвиты и временной интервал формирования осадочной части айской свиты до сих пор нет [Иванушкин, 2016].

В нижней подсвите айской свиты среди конгломератов, гравелитов и прочих терригенных образований широко распространены вулканы основного состава повышенной щелочности – трахибазальты, которые объединяют в навышский вулканический комплекс. При явном преобладании в разрезе трахибазальтов и базальтов, в пределах распространения айской свиты встречаются и единичные тела дацитов.

Навышский комплекс представляет особый интерес для общей стратиграфии, так как именно к его изотопным датировкам «привязывается» начало рифея, именно он задает возраст границы раннего и позднего протерозоя в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале.

Комплекс изучался неоднократно – наиболее обширные исследования проводились при методических работах на этой территории – М.И. Гаранем в 1939 г., В.И. Петровым и В.И. Ленныхом в 1967-1975 гг. [1975ф], Зориным в 1989 г. [1989ф], В.П. Парначевым [1976, 1978]. В результате всех этих работ был накоплен немалый материал по геохимии и петрографии этих образований – свыше 100 анализов на петрогенные оксиды, петрографические описания разностей. К сожалению, ни достоверных изотопных данных, ни геохимии рассеянных элементов получено не было. Геохимия рассеянных элементов этих пород в единичных случаях изучалась позднее, в частности В.М. Горожаниным с коллегами [Горожанин и др., 2008; 2014], Р.Э. Эрнстом [2006], но это были относительно немногочисленные и локальные исследования.

Стоит отметить, что ввиду своего важного стратиграфического положения, трахибазальты комплекса неоднократно датировались рядом исследователей: Ю.Л. Ронкиным, А.А. Краснобаевым, В.Н. Пучковым, В.М. Горожаниным и некоторыми другими. На сегодняшний день граница нижнего рифея установлена на уровне 1650 млн лет именно на основании нескольких датировок этого комплекса. Однако, в последнее время и этот возраст ставится под сомнение [Краснобаев и др., 2013б]. Подробные результаты всех этих исследований приведены в разделе «Навышский комплекс».

Геодинамическая обстановка формирования навышских вулканитов и всей айской свиты, главным образом, по геологическим данным установлена как рифтогенная внутриплитная – в условиях грабен-рифтовой структуры, ступенчато погружающейся на юг, с трансгрессивным осадконакоплением [Горожанин и др., 2008, 2014; Маслов и др., 2013; Парначев, 1982], и на данный момент считается общепринятой. Такой геодинамике вполне отвечают и геохимические параметры пород (повышенная щелочность), и наличие небольшого количества кислых разностей (контрастные серии обычны в рифтогенных обстановках) среди основных.

Именно недостаток современных геохимических данных заставил сформулировать первые задачи работы:

1. Составить подробную геохимическую и петрологическую характеристику дайковых комплексов Татарашского выступа, сделав особый упор именно на рассеянные и редкоземельные элементы. Важность изучения рассеянных элементов определяется не только тем, что они значительно меньше подвержены перераспределению при метасоматозе или иных вторичных изменениях, но и в том, что они несут информацию о геодинамических условиях формирования магматических серий.

2. Составить геохимическую и петрографическую характеристику образований навышского комплекса и провести изотопное датирование наиболее кислых пород, развитых в поле навышского комплекса. Задача датировать наиболее кислые разности ставилась в связи с тем, что в основных породах слишком велика вероятность обнаружения захваченных цирконов, в то время как в кислых породах они с большой вероятностью будут именно «своими», т.е. первично-магматическими.

Выше по разрезу образования айской свиты сменяются преимущественно карбонатными толщами саткинской свиты. Характер контакта достоверно не установлен и считается нарушенным [Мосейчук и др., 2016ф-в]. Выходы пород саткинской свиты протягиваются достаточно широкой полосой практически от самого южного обрамления Татарашского выступа на севере и до г. Бакал на юге.

Свита в современном её понимании выделена и детально охарактеризована М.И. Гаранем, но раньше она была выделена в существенно ином объёме (см. обзор в [Мосейчук и др., 2016ф-в]). Граница айской и саткинской свит проводится по смене преимущественно терригенного (со значительной долей вулканитов в низах) разреза первой существенно карбонатным (в основном доломитовым) разрезом второй.

Свита в целом сложена преобладающе развитыми доломитами, а также мергелями, песчаниками, алевролитами, аргиллитами (часто известковистыми), углеродсодержащими филлитизированными сланцами (часто известковистыми), известняками (часто глинистыми). К карбонатным толщам саткинской свиты приурочены крупные месторождения метасоматического магнезита. В разрезе саткинской свиты в целом в Башкирском мегантиклинории выделяются 5 подсвит, имеющих собственные названия. Снизу вверх это: нижнекусинская (первая) – существенно доломитовая, верхнекусинская (вторая) – также с преобладающим развитием доломитов, половинкинская (третья) – существенно терригенная со значительным развитием мергелей, нижнесаткинская (четвёртая) – терригенно-карбонатная и верхнесаткинская (пятая) – существенно доломитовая.

Общая мощность свиты колеблется от 1700 до 3500 м.

Выше по разрезу карбонатные толщи саткинской свиты сменяются преимущественно терригенно-глинистыми образованиями бакальской свиты. В нижней части свита представлена алевролитистыми аргиллитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, алевролитами с обильным, как правило, глинистым матриксом. В верхах свиты до половины объема слагают карбонатные породы – преимущественно известняки, реже доломиты, а также сидериты, которые переслаиваются с алевролитами, алевролитистыми аргиллитами, редко – песчаниками [Мосейчук и др., 2016ф-в]. Общая мощность свиты оценивается в 1200-1400 м.

Саткинская и бакальская свиты изучались многочисленными поисковыми и разведочными работами в связи с поисками и разведкой магнезитов Саткинского месторождения и железных руд Бакальского рудного узла. Состав и строение этих образований детально освещены в производственных отчетах Б.Д. Бруссыгина [1978ф], В.А. Пискунова [1977ф], Ю.С. Глызина [1977ф], В.И. Петрова [1995ф] и других.

Породы саткинской и бакальской свит прорваны многочисленными дайками и силлами габбро, долеритов, пикритов и пикродолеритов.

Среднерифейские образования (юрматинская серия) северной части Башкирского мегантиклинория представлены тремя различными последовательностями свит в Западнобашкирской, Восточнобашкирской и Златоустовской зонах, разделенных крупными разрывными нарушениями. Основной объем изученных объектов располагается на территории

Западнобашкирской структурно-фациальной зоны. Здесь среднерифейские образования представлены тремя свитами: зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской.

Зигальгинская свита сложена очень характерными и легко узнаваемыми кварцитопесчаниками с тонкими прослоями углеродсодержащих филлитовых сланцев и алевролитов, и четко выделяется среди песчано-глинистых и карбонатных образований подстилающей бакальской и перекрывающей зигазино-комаровской свит.

Зигазино-комаровская свита представлена, в основном, углеродсодержащими глинистыми сланцами, часто алевритистыми. Весьма значительно в разрезе свиты представлены полевошпат-кварцевые песчаные алевролиты, которые часто переслаиваются с глинистыми сланцами, углеродсодержащими глинистыми сланцами, алевритистыми глинистыми сланцами. Иногда в разрезе свиты представлены маломощные прослои известняков и доломитов, отмечаются также сидериты. Образования зигазино-комаровской свиты согласно залегают на породах зигальгинской свиты. Свита согласно перекрывается породами авзянской свиты [Мосейчук и др., 2016ф-в].

Авзянская свита имеет сложное шестичленное строение, при этом верхние подвиты нередко размыты и перекрывающая зильмердакская свита верхнего рифея залегают прямо на нижних подсвитах. Свита представлена карбонатами – доломитами и редко известняками и терригенными тонкообломочным и глинистыми образованиями.

В восточной и южной частях Башкирского мегантиклинория среднерифейские образования содержат немалый объем вулканических образований: сильно метаморфизованные метавулканиды кувашской свиты на севере и значительно слабее измененные вулканиды контрастной серии машакской свиты на юге и тесно связанный с последней шатакский вулканический комплекс. Эти образования изучались неоднократно и сейчас по ним накоплен немалый объем информации [Геология., 2013; Краснобаев и др., 2013а; Ардисламов, 2012ф; Пучков, 2010; Ронкин и др., 2006; Аулов и др., 2005ф; Ковалев, 2003; Пучков, 2000]. Особенно это касается вулканидов машакской свиты, анализ которых играет важную роль в понимании геодинамики и общего развития этой территории в среднем рифее, а также в связи с распадом суперконтинента Коламбия (Нуна), с которым с высокой вероятностью связан весь среднерифейский этап магматизма на Южном Урале. Стоит отметить, что вопрос соотношения машакской свиты с условно одновозрастными образованиями авулканической зигальгинской свиты однозначно на сегодняшний день не решен – существует мнение, что они формировались на независимых блоках и было совмещены существенно позднее [Кузнецов и др., 2012]. Подробнее среднерифейский этап магматизма на Западном склоне Южного Урала будет рассмотрен в главе «Магматизм начала среднего рифея».

Позднерифейские образования (каратуская серия) на территории северной части Башкирского мегантиклинория представлены в значительной части терригенными и терригенно-карбонатными образованиями зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской и укской свит и с резким несогласием и размывом перекрывают обычно авзянскую свиту. Выше по разрезу они опять же с несогласием и перерывом сменяются терригенными толщами ашинской серии венда [Мосейчук и др., 2016ф-в].

1.2. Магматизм северной части Башкирского мегантиклинория

На северном замыкании Башкирского мегантиклинория, как уже было упомянуто ранее, магматические образования представлены многочисленными дайками среди архейско-раннепротерозойских метаморфитов тараташского комплекса и наземными вулканитами навышского комплекса в терригенных образованиях айской свиты [Парначев, 1981; Румянцева, 1980; Ленных, Петров, 1978а].

С севера на юг от Тараташского выступа количество крупных магматических образований значительно увеличивается. Здесь длинной цепочкой северо-восточного простирания протягиваются массивы кусино-копанского расслоенного комплекса – Кусинский, Копанский и Медведёвский массивы метагабброидов и метапироксенитов и Рябиновский гранитный массив. Среди карбонатов саткинской свиты в зоне Зюраткульского (или Юрюзано-Зюраткульского) разлома расположен крупный Бердяушский массив гранитов рапакиви, сиенитов и габброидов. Эти объекты достаточно хорошо и всесторонне изучены, хотя и немало вопросов остаются нерешенными и по сей день. Кусино-Копанский интрузив неоднократно изучался в связи с залежами ильменит-титаномагнетитовых руд, которые даже отрабатывались на Кусинском месторождении в пос. Магнитка. Строению и формированию этих массивов посвящены работы В.В. Холоднова и Г.Б. Ферштатера [Холоднов и др., 2010; 2012а; 2012б], а так же В.Н. Пучкова, А.А. Краснобаева, Р.Э. Эрнста и других.

Формирование и Кусино-Копанского, и Бердяушского массивов приходится на среднерифейский машакский этап магматической активизации – это неоднократно показано многочисленными изотопными датировками (они приведены в разделе «средний рифей») – примерно 1380-1350 млн лет назад. Эти объекты имеют очень сложное и интересное строение, могли бы являться самостоятельными темами для диссертаций – и в данной работе не рассматриваются.

Нижнерифейские саткинская и бакальская свиты рассечены многочисленными дайками и силлами габбро, долеритов, пикритов и пикродолеритов. В значительной мере они были изучены при картировочных работах В.И. Петровым в 1995 г. [1995ф] – в результате были

получены данные по содержаниям петрогенных оксидов и физическим свойствам для более чем 300 гигабиссальных тел основного состава. До этого малые интрузии Бакало-Саткинского района изучались лишь попутно с поисковым и разведочными работами на железо в Бакальском рудном узле и на магнезиты вокруг Саткинского месторождения. В значительной мере эти данные обобщены в фундаментальных работах А.А. Алексеева [1984, 2000, 2003] – аналога которым на сегодняшний день, пожалуй, нет. Состав, строение и происхождение диабаз-пикритовых тел Бакало-Саткинского района весьма подробно освещены в целой серии работ С.Г. Ковалева, а так же в работах А.А. Носовой и Л.В. Сазоновой с коллегами [2012, 2010], а также Р.Э. Эрнста [2006, 2008].

К сожалению, несмотря на, казалось бы, обилие информации, до сих пор нет единого понимания количества этапов магматизма в этом регионе. Геологическое положение указывает лишь на постраннырифейский возраст тел, секущих саткинскую свиту, а их количество – до нескольких десятков на 1 кв. км [Петров и др., 1995ф, Ленных, Петров, 1978а, в] – наводит на мысль, что навряд ли они формировались за один этап магматизма. Относительно немногочисленные интрузии габброидов известны в зигазино-комаровской и авзянской свитах среднего рифея, а значит, они имеют возраст не древнее конца среднего рифея. А.А. Алексеев [1984], обобщив всю известную к этому моменту информацию, выделил не менее четырех этапов магматизма – в начале раннего, среднего, верхнего рифея и венда. Это хорошо увязывается с общерегиональными представлениями о циклическом строении всего разреза рифея на Южном Урале, где каждому такому «мегациклу» отвечает своя серия – бурзянская, юрматинская, каратауская и ашинская.

Пролить свет на это вопрос могло бы изотопное датирование.

Автором было собрано из опубликованных и фондовых материалов около 130 изотопных датировок по самым разным магматическим образованиям практически всего Башкирского мегантиклинория – но более 60 из них выполнены К-Ar методом и не могут использоваться для объективной оценки возраста магматитов (приложение 2). Вместе с тем, для крупных объектов возраст обоснован весьма хорошо. Так, для Бердяушского массива гранитов рапакиви известно не менее 16 изотопных датировок U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd методами, для Кузино-Копанского – не менее 17 датировок теми же методами, для машакских вулканитов – не менее 8. Но для дайковых комплексов в пределах всего Башкирского мегантиклинория на сегодняшний день известны четыре U-Pb, одна Ar-Ar, одна Sm-Nd и одна Rb-Sr датировка. То есть возраст не менее чем шести дайковых комплексов, раскиданных по территории протяженностью с севера на юг около 350-400 км, а количество тел в которых измеряется многими тысячами, обоснован всего семью датировками!!

Очевидно, что изучение магматических объектов на территории со столь сложной и продолжительной геологической историей развития просто невозможно без обоснования изотопного возраста. Более того, ввиду практически полного отсутствия фаунистических остатков, возрастные границы между подразделениями в рифее проводятся именно по датировкам магматических образований (а Южный Урал является стратотипическим районом для рифея) – то есть появление новых изотопных данных неизбежно приведет к уточнениям и изменениям в современном понимании истории развития этого региона. Так, В.Н. Пучков с коллегами из Института геологии УрО РАН (г. Уфа) уже достаточно давно обосновывает перенос границы нижнего и среднего рифея с 1350 млн лет до 1400 млн лет, а основание раннего рифея с 1650 до 1750 млн лет базируясь именно на полученных изотопных данных ([Пучков и др., 2017в; Сергеева, Пучков, 2015; Краснобаев и др., 2013б; Сергеева, 2013; Пучков и др., 2007] и прочие работы этих авторов). Так что, приведенные данные убедительно доказывают необходимость постановки третьей задачи: **уточнить возрастные рубежи формирования гипабиссальных интрузивных комплексов северной части Башкирского мегантиклинория современными изотопными методами.**

Нет единого мнения и в понимании геодинамических обстановок формирования магматитов – сейчас принято мнение, что все они носят рифтогенный характер, а машакское событие в среднем рифее связано с деятельностью плюма [Ковалев и др., 2017; Пучков, 2016; Puchkov et. al., 2013; Пучков, 2013, 2012, 2011, 2010]. Возможно ли, что на протяжении не менее чем 1 миллиарда лет, с раннего рифея по венд, окраинная часть континента оставалась пассивной и неизменной? Ответ на это вопрос может дать геохимия рассеянных и редкоземельных элементов – определенные элементы «маркируют» характерные геодинамические обстановки.

Отсюда и четвертая задача данного исследования: **получить максимально широкую геохимическую характеристику для гипабиссальных интрузивных комплексов северной части Башкирского мегантиклинория и увязать ее с имеющимися изотопными и прочими данными.**

Так как базитовые дайки распространены практически среди всех ниже- и среднерифейских толщ на значительной части западного склона Южного Урала, а при всех геологосъёмочных работах исследователи были вынуждены объединять их в комплексы, то на сегодняшний день есть целая серия таких названий комплексов, соотношения которых друг с другом не всегда очевидны. Поэтому, во избежание путаницы, автор предпочитает оговорить те названия дайковых комплексов, которые использовались в данной работе.

Дайки, прорывающие породы тараташского комплекса и условно относимые к раннему рифею выделяются в **суимский** комплекс (предполагаемый возраст 1615-1650 млн лет). Вулканиды, развитые среди образований айской свиты нижнего рифея, относятся к **навышскому** вулканическому комплексу. Примерно в это же время формируются и расслоенные тела пикро-долеритов *шуйдинского* комплекса.

Габбро и долериты в поле саткинской и бакальской свит объединяются в **кургасский** комплекс (его аналогом является развитый на самом южном окончании Башкирского мегантиклинория *юшинский* комплекс), становление которого приходится на границу раннего и среднего рифея. Синхронно с ним происходит внедрение гранитоидов уже упоминавшегося Бердяушского массива, кусинско-копанского комплекса и ряда иных, а также формируются вулканиды кувашской и машакской свит.

Также породы саткинской и бакальской свит прорываются дайками и силлами поздне-среднерифейского **повальненского** комплекса, аналогом которого видимо является выделенный В.И. Петровым [1995ф] *монастырский* комплекс, с условным возрастом около 1050 млн лет. Примерно в это же время формируются расслоенные тела ультрабазитов *буландихинского* комплекса.

Самым молодым является **инзерский** комплекс, который иногда также называется *ерохинским*. Внедрение тел этого комплекса происходило примерно 700-800 млн лет назад в позднем рифее.

В этот список не вошли еще несколько комплексов ультраосновного состава и повышенной щелочности, развитых в южных частях Башкирского мегантиклинория, так как они не изучались автором. Ультрабазитовые комплексы расслоенных интрузий, в том числе буландихинский и шуйдинский, также не рассматриваются в данной работе, так как они были всесторонне изучены С.Г. Ковалевым и А.А. Алексеевым [2003, 2000, 1984] с коллегами, а на территории листов N-40-VI и N-40-XI, где проводились работы, их представительные разрезы известны лишь по керну буровых скважин 1970-х годов и на сегодняшний день недоступны.

Глава 2. Методика исследований

Первичный материал был накоплен во время полевых работ в 2012-2017 годах – на этом этапе было изучено свыше 400 обнажений, для всех изученных магматических тел, из наименее изменённых их частей были отобраны пробы весов 200-300 грамм, для проведения лабораторных работ. В подавляющем большинстве случаев для одного тела отбиралась одна проба для геохимических исследований, однако в случае наличия нескольких резко различающихся между собой разностей, образцы отбирались из каждой. В дальнейшем, для каждого образца изготавливался оптический шлиф для петрографического описания пород, и для 50-60% всех проб проводились аналитические работы – там образом все тела оказались охвачены петрографическими описаниями, и значительная их часть была охарактеризована геохимическими данными. Предварительная обработка проб для геохимических исследований проводилась в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс).

2.1. Методы

Анализы на петрогенные оксиды проводились химической лабораторией геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва) и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс, аналитик Т.В. Семенова) стандартными методами комплексонометрии (методика НСАМ 163-Х), а также в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны (модель AxiosmAX производства компании PANalytical, Нидерланды, 2012 г.) аналитиком А.И. Якушевым.

Рассеянные элементы анализировались методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Elan 9000 в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания [Бычкова и др., 2016] и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс, аналитик М.Н. Маляренко). Нижние пределы обнаружения содержания элементов составляют 0,1–1,0 мкг/г.

Изотопное датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева проводилось в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) под руководством А.А. Травина по методике [Травин и др., 2009]. Минеральные фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале

исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0,5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре «Micromass 5400». Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II (Secondary Ion Mass-Spectrometry by Sensitive High-Resolution Ion Micro Probe) в Центре Изотопных Исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург).

Представительные цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем сошлифованы приблизительно на половину своей толщины и отполированы. На препарат наносилось токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение одной минуты при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировались с использованием сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (CL) и BSE изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов. Рабочее расстояние составляло 25-28 мм, ускоряющее напряжение – 20 kV, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 4-6 нА. Ток зонда варьировался с целью достижения максимального контраста CL изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения U-Pb отношений проводились по принятой в ЦИИ методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора – 20×25 мкм при глубине до 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2001]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона $416,75 \pm 0,24$ млн. лет [Black et al., 2003]. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81,2 мкг/г и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в 1062 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995] использовался как концентрационный стандарт. Растровая одноминутная очистка прямоугольного (50×65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Изотопное датирование Sm-Nd методом проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ на

многоколлекторном масс-спектрометре TRITON (Thermo).

Ряд образцов были изучены на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (оператор В.О. Япаскерт).

Для оценки минерального состава пород использовался рентгенофазовый анализ, выполненный на дифрактометре «ДРОН-3М» на кафедре литологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик В.Л. Косоруков).

2.2 Изучение зональности и расслоенности тел

Так как данная работа опирается на значительное количество геохимических данных, возникает необходимость введения отдельного раздела, посвящённого достоверности и представительности используемых данных.

В силу технических и финансовых моментов у автора при проведении пород была возможность в большинстве случаев анализировать химический состав лишь 1 пробы на каждое изучаемое тело – таким образом удалось охватить достаточно большое количество объектов (было изучено свыше 150 даек и силлов). Пробы отбирались по возможности из наименее измененных центральных частей тела, вес пробы составлял до 300 грамм. По возможности, разности, резко отличающиеся от основной породы, отбирались в отдельные пробы. Однако, при этом возникает закономерный вопрос – насколько в гипабиссальных интрузивных телах проявлена зональность и может ли одна проба отвечать составу всего тела?

В пределах северной части Башкирского мегантиклинория работами предшественников показано наличие расслоенных гипабиссальных тел основного и ультраосновного состава. В большинстве случаев данные по ним получены при поисковом бурении на Тараташском выступе и в Бакало-Саткинском районе.

В Бакальском районе известен Шуйдинский силл одноименного нижнерифейского комплекса протяженностью не менее 1,5 км и мощностью 30-38 м. Состав пород силла изменяется от пикритов до гранофировых диабазов, а содержания MgO колеблются от 4,38 до 27,0%. По данным А.А. Алексеева с коллегами [2003, 2000, 1984] бурением в поле Бакальского месторождения вскрыто еще не менее 11 расслоенных тел шуйдинского комплекса близкого строения, мощность которых изменяется от 3-4 до 40 метров, а состав может изменяться от пикритов до гранофировых габброидов.

Тела схожего строения входят в состав среднерифейского лапыштинского комплекса. В окрестностях деревни Лапышта известна серия пластообразных залежей мощностью в первые сотни метров и мощностью до 10-15 метров с отчетливым расслоенным строением. Состав

пород изменяется от пикритов до габбродиабазов (габбродолеритов), а разброс содержаний MgO составляет от 6 до 24%.

В поле пород тараташского комплекса разбурено несколько пологозалегающих тел мисаелгинского комплекса мощностью до 215 м [Алексеев и др., 2000] предположительно позднерифейского возраста. Состав пород изменяется от пикритов до ферро-габбро-диабазов, а содержания MgO в пределах тела изменяются от 2 до 30,54%. Здесь же в пределах Куватальского поискового участка известен ряд тел лысогорского позднерифейско-вендского комплекса мощностью от 6 до 58 метров, сложенных пикритами, пикродолеритами и более кислыми разностями вплоть до щелочных габброидов.

Петрографические и геохимические особенности всех перечисленных комплексов подробно рассмотрены в серии работ С.Г. Ковалева и А.А. Алексеева с соавторами ([Алексеев, 1984; Алексеев и др., 2000; Ковалев 1996, 2006, 2008, 2011; Ковалев, Высоцкий, 2015] и ряд других работ).

Расслоенные интрузивные тела пикро-долеритового состава были вскрыты и в ходе работ по доизучению территории листа N-40-XI, в которых автор принимал непосредственное участие [Мосейчук, Тевелев и др., 2017ф]. В районе г. Сулея на северном предгорье г. Малый Кукушик бурением были вскрыты два тела, условно отнесенных к буландихинскому комплексу. Мощность тел составила 10 м (полная) и 52 м (вскрытая, скважина из тела не вышла).

Здесь необходимо отметить три важных момента, относящихся к расслоенным интрузивным массивам. Во-первых, расслоенность характерна именно для тел ультраосновного состава (пикритов и пикродолеритов) и практически не встречается в основных телах. Во-вторых, подавляющее большинство тел были вскрыты бурением и лишь в единичных случаях были обнаружены и изучались с поверхности. В-третьих, из более чем 150 тел, изученных автором, лишь 4 отвечают по составу пикритам, и лишь в трех из них (вскрытых скважинами у г. Сулея и в Гаевском карьере), была установлена расслоенность и соответствующая геохимическая зональность.

В ходе работы было детально опробовано 5 интрузивных тел с целью изучения распределения геохимических параметров в их пределах: тело 3001 на южной окраине г. Куса; тело 13221 в Гаевском карьере Бакальского месторождения; тело 18024 – на северной окраине г. Бакал; тело 15022 у северо-восточного подножия хр. Большая Сука; тело 53, вскрытое скважиной 53 у г. Сулея. В результате, для этих тел (с привлечением данных [Ernst et al., 2006]), было получено 7, 10, 5, 7 и 9 анализов на петрогенные окислы и рассеянные элементы соответственно. Все данные по химическому составу пород приведены в приложениях.

Далее для каждого из этих объектов будет кратко рассмотрено геологическое строение и распределение химических элементов.

Тело 15022. На северо-восточном окончании хр. Ср. Сука врезкой бывшей железной дороги вскрыто крупное интрузивное тело долеритов мощностью около 20-25 м (рис. 2.2.1). Вмещающими породами является полозалегающая толща рассланцованных углеродистых сланцев бакальской свиты. Контакт тела ровный, в эндоконтакте – скрытокристаллические долериты, в экзоконтакте – ороговикованные алевролиты и сланцы, деформированные в складки и рассланцованные. Тело удалось опробовать с шагом 3-3,5 метра, в том числе – зону эндоконтакта (7 проб).

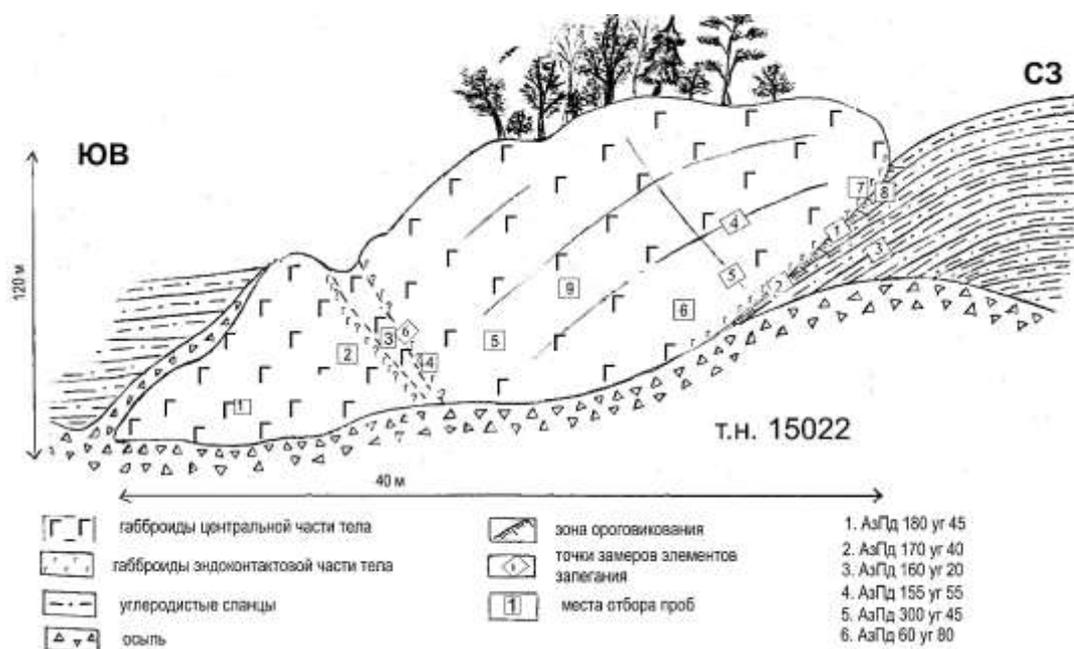


Рис. 2.2.1. Схема опробования интрузива в точке 15022

Породы представлены мелкокристаллическими габбро, порфиоровидными массивными. От краевых зон к центру несколько увеличивается размер кристаллов. Вкрапленники, в краевых частях представленные главным образом плагиоклазом, сменяются преобладающим не очень хорошо оформленным пироксеном, а плагиоклаз уходит в более тонкозернистую «ткань» породы. В целом, на северо-запад в породах увеличивается количество фенокристов плагиоклаза (до 90% от общего числа). Их размер также становится заметно крупнее (0,5-1,2 мм), в то время как размер фенокристов клинопироксена значительно уменьшается (0,4-0,6 мм). В зоне северо-западного эндоконтакта породы с ориентированной текстурой, сильно переработанные – практически весь объем породы сложен тонкокристаллическим агрегатом кальцита и хлорита, оставляя лишь реликты очертаний первичных минералов.

Изменения содержаний петрогенных оксидов в пределах тела не очень сильные: SiO₂ 45,41-49,35%, TiO₂ 1,13-1,28%, Al₂O₃ 13,25-14,94%, MgO 5,8-7,33%, CaO 7,7-10,15%, K₂O 0,08-

0,2%, Na₂O 1,72-3,13%. Отчетливых закономерностей из-за небольшого разброса значений нет – в центральной части чуть более высокое содержание оксидов кальция и алюминия, что может отвечать увеличению общей доли плагиоклаза в породе.

Тело резко отличается от большинства габброидов Башкирского мегантиклинория обеднённым спектром всех рассеянных элементов – до уровня E-MORB. В целом содержания во всех пробах близки между собой – различается только поведение крупноионных элементов (рис. 2.2.2)

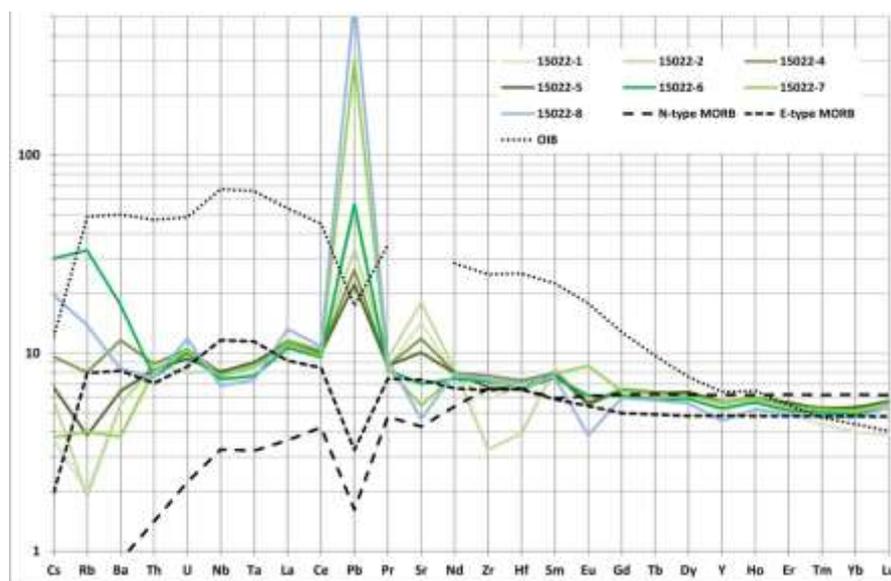


Рис. 2.2.2. Распределение рассеянных элементов в породах тела 15022 на восточном окончании хр. Большая Сука.

По вертикальной оси – содержания элементов, нормированные на примитивную мантию (PM). Эталоны PM, OIB, N-MORB, E-MORB по [Sun, McDonough, 1989]

С юго-востока на северо-запад (по возрастанию номеров проб) увеличивается количество свинца, что видимо, связано с развитием вторичных минералов – в этом же направлении доля кальцита в шлифах ощутимо возрастает. Интересно, что при этом содержание стронция сначала возрастает, а в двух самых крайних пробах резко уменьшается – вероятно, из-за изменения количества плагиоклаза или за счет образования вторичного кальцита, бедного стронцием. Что касается распределения прочих элементов, то их содержания достаточно близки между собой, за исключением отрицательной аномалии циркония и гафния в пробе 15022-2, причина которой не очевидна.

Тело 13221. Карьерами Бакальского месторождения вскрыт целый ряд интрузивных тел разной мощности. В том числе, в северном борту Гаевского карьера (он же Центральный карьер горы Иркутскан) в асимметричной антиформе с замком, осложненным несколькими почти шевронными складками, расположен силл долеритов. Вмещающие породы представлены доломитами и углеродистыми сланцами бакальской свиты. Силл северо-восточного простирания АзПд 302 $\angle 82$, мощность в точке 5,2 м, контакты тела крутые резкие. В эндоконтакте – скрытокристаллические долериты с кварцевыми жилами субпараллельными контакту, многочисленные разнонаправленные зеркала скольжения, широко развит тальк и серицит. В экзоконтакте – интенсивно рассланцованные алевролиты (рис. 2.2.3).



Рис. 2.2.3. Силл долеритов в нижнерифейских образованиях. Гаевский карьер (13221-13222)

Этот объект особо интересен тем, что долериты, по общепринятому мнению, являются дорудными по отношению к сидеритам, а, стало быть, претерпели метасоматические изменения при формировании рудных залежей.

Тело было опробовано в северной стенке карьера на самой низкой из доступных сейчас ступеней карьера (центральная часть карьера затоплена). В крест простирания тела было отобрано 6 проб от контакта к центру: 13221-1 – на восточном контакте; 13221-2 – в 30 см к западу от контакта; 13221-3 – в 60 см к западу от контакта; 13221-4 – в 1,2 м к западу от контакта; 13221-5 – в 1,5 м к западу от контакта; 13221-7 – в центре тела, в 2,5 м от контакта. Так же нами были использованы данные [Ernst et al., 2006] – 4 пробы – о положении которых в теле данных нет.

Разброс содержаний петрогенных оксидов достаточно широкий: SiO_2 39,78-49,17%, TiO_2 0,47-0,84%, Al_2O_3 8,27-14,25%, MgO 10,02-23,01%, CaO 2,68-16,62%, K_2O 0,07-2,65%, Na_2O 0,11-1,63%. От контакта к центру содержания элементов меняются неодинаково: увеличивается количество MgO и уменьшается – CaO , но при этом концентрация Al_2O_3 остается практически неизменной. Такое распределение может отвечать смене пироксена оливином, при видимо относительном отсутствии или неизменном количестве полевого шпата. Пробы из [Ernst et al., 2006] отличаются более высокой кремнекислотностью, но более высокими содержаниями Al_2O_3 и K_2O – вероятно именно из-за большего количества полевого шпата. Содержания Cr, Ni, Co, Cu и V хоть и различаются между пробами, но разница составляет не более 20% и они явно коррелируют с MgO и CaO , отвечая изменению количества оливина и пироксена.

Что касается содержаний рассеянных элементов, то здесь наибольшие различия в содержании свинца – они могут различаться практически на порядок. С чем связано его подобное поведение сказать сложно – различия проявились между пробами, которые анализировались в различных лабораториях (рис. 2.2.4).

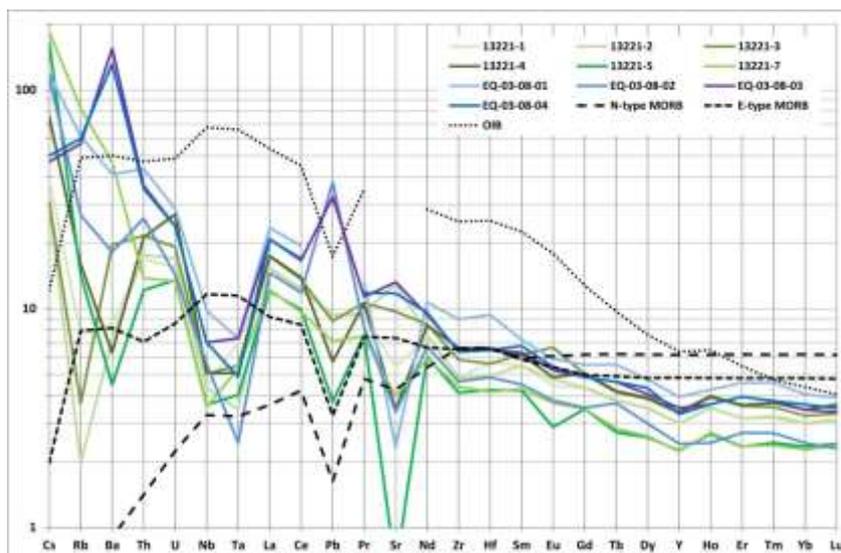


Рис. 2.2.4.

Распределение рассеянных элементов в породах силла 13221 в Гаевском карьере Бакальского месторождения. Пробы серии EQ по данным [Ernst et al., 2006].

По вертикальной оси – содержания элементов, нормированные на примитивную мантию (PM). Эталоны PM, OIB, N-MORB, E-MORB по [Sun, McDonough, 1989]

Результаты химических анализов приведены в приложении 1

Пробы из [Ernst et al., 2006] явно более обогащены свинцом и барием, чем авторские анализы. Но даже в том случае, если эти вариации связаны не с аналитикой, а с составом пород, нельзя не отметить, что по содержаниям всех редкоземельных и высокозарядных элементов пробы весьма близки между собой и колебания не превышают 10-12 норм. Сильный разброс значений неизменно приходится на крупноионные элементы (Cs, Rb, Ba, Th, U) – что не удивительно, так как породы Бакальского рудного узла претерпели рудный метасоматоз, связанный с железным оруденением, а эти элементы достаточно подвижны при подобных процессах. Разница в содержаниях стронция с большой вероятностью связана с количеством плагиоклаза в породе.

Тело 3001. На восточной окраине пос. Куса в борту дороги Куса – Медведёвка вскрыты доломиты саткинской свиты нижнего рифея (рис. 2.2.5), прорванные силлом долеритов (пробы EQ-10 по [Ernst et al., 2006]). Доломиты серые перекристаллизованные чистые прорванные тонкими жилами кальцита (АзПд 125 \angle 20). Силл мощностью около 8 м с характерной блоковой отдельностью сложен средне- и мелкокристаллическими массивными долеритам, зеленовато-серыми и чёрными. От приконтактной части к центру размер кристаллов увеличивается, достигая 3 мм. В эндоконтакте порода скрытокристаллическая, чёрная. Экзоконтакт представлен доломитами сильно осветлёнными, местами превращенными в офикальцит.

В центральной части силлы сложены хорошо раскристаллизованными долеритами с массивной, почти долеритовой структурой, состоящими из плагиоклаза (45-50%), клинопироксена (30-35%) и биотита (7-10%). В краевых зонах структура пород редкопорфировая за счет редких широкотаблитчатых фенокристаллов плагиоклаза размером до 2-3 мм (не более 5%). Основная ткань породы состоит из длиннопризматических (0,1-0,2 мм) лейст плагиоклаза, расположенных «диабазово»; промежутки между ними заполнены агрегатом мелких округлых зерен пироксена.



Рис. 2.2.5. Силлы долеритов (нижняя часть разреза, темные породы под белыми карбонатами) в доломитах саткинской свиты у восточного въезда в г. Куся

Пироксены также представлены и более крупными зернами, соразмерными с плагиоклазами, некоторые из них имеют призматический, а некоторые – "авгитовый габитус". Более подробное петрографическое описание пород приведено в главе «Магматизм начала среднего рифея». Для этого тела имеется два авторских анализа и еще пять по данным [Ernst et al., 2006].

Содержания петрогенных оксидов в пределах тела изменяются не очень сильно: SiO_2 46,94-49,76%, TiO_2 1,3-1,87%, Al_2O_3 14,78-17,14%, MgO 5,65-8,02%, CaO 6,34-7,77%, K_2O 1,19-1,7%, Na_2O 3,17-3,40%. Каких-либо хорошо выраженных зависимостей в изменении содержаний этих компонентов не обнаружено.

Распределение рассеянных элементов очень близко для всех 7 проб – их концентрации если и отличаются, то не более чем на первые единицы нормированных содержаний (рис. 2.2.6). Что интересно, это касается и таких подвижных элементов, как цезий, рубидий, барий, торий, уран и свинец, содержания которых в большинстве случаев очень сильно различаются даже в пределах одного тела.

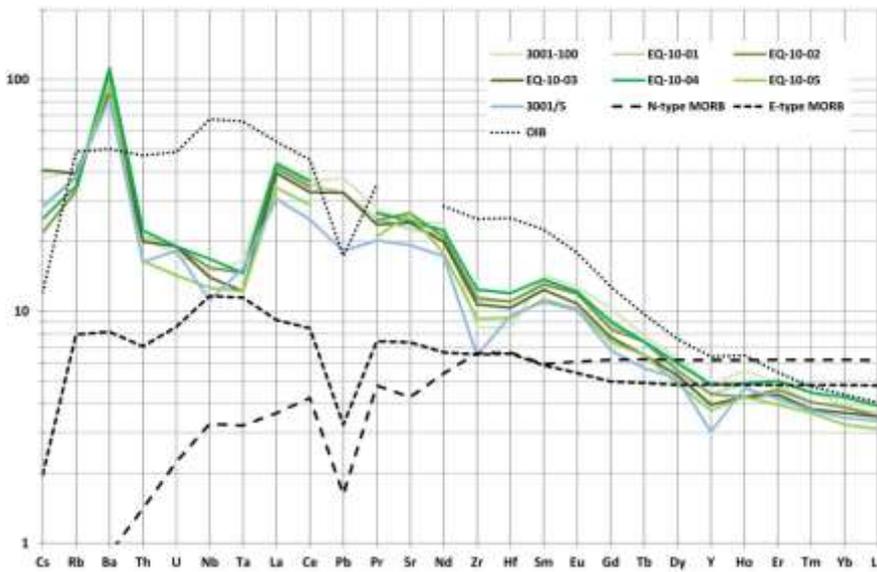


Рис. 2.2.6. Распределение рассеянных элементов в породах силла 3001 на восточной окраине г. Куся.

Пробы серии EQ по данным [Ernst et al., 2006]

По вертикальной оси – содержания элементов, нормированные на примитивную мантию (PM). Эталоны PM, OIB, N-MORB, E-MORB по [Sun, McDonough, 1989]

Результаты химических анализов приведены в приложении 1

Тело 18024. На северной окраине г Бакал в подрезке дороги по северному борту водохранилища вскрыто тело габбро размером 30×20 м среди рассланцованных алевролитов бакальской свиты. Точную форму тела указать сложно, но вероятно крупная дайка или шток. В зоне экзоконтакта вмещающие породы ороговикованы, сланцеватость здесь выражена значительно хуже. Габбро среднекристаллические, массивные и равномерные. Первичные минералы (пироксены 45-50%, плагиоклаз 50-55%) замещены вторичными минералами. Какого-либо изменения минерального состава пород макрокопически не обнаружено. Из тела отобрано 5 проб по простиранию обнажения с интервалами 5 м.

Разброс содержаний петрогенных оксидов невелик: SiO₂ 48,06-49,74%, TiO₂ 0,61-0,77%, Al₂O₃ 13,48-14,54%, MgO 8,56-11,34%, CaO 10,29-11,96%, K₂O 0,77-1,25%, Na₂O 1,03-1,97%.

Распределение рассеянных элементов в целом по телу достаточно равномерное (рис. 2.2.7). Отмечается значительный разброс в содержаниях некоторых крупноионных элементов, в частности урана и бария, но судя по форме кривых это может быть результатом некорректного анализа. Колебания содержаний свинца могут быть связаны с привнесом его из вмещающих пород, равно как и позднейшим его перераспределением метасоматическим процессами.

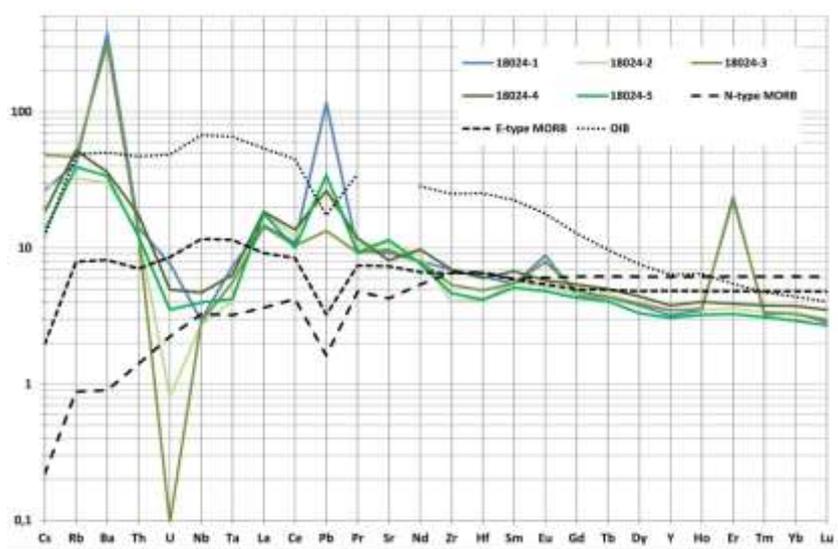


Рис. 2.2.7.

Распределение рассеянных элементов в породах тела 18024 на северной окраине г. Бакал.

По вертикальной оси – содержания элементов, нормированные на примитивную мантию (PM). Эталоны PM, OIB, N-MORB, E-MORB по [Sun, McDonough, 1989]

Результаты химических анализов приведены в приложении I

Тело С53. Как уже упоминалось, скважиной №53 к югу от г. Сулея на интервале 132,2-142,6 м было вскрыто расслоенное тело пикро-долеритов и долеритов. Так как дайка была разбурена на полную мощность, а её породы значительно меньше изменены экзогенными процессами (по сравнению с дайками, выведенными на поверхность), то данный объект был опробован и описан существенно подробнее прочих.

Тело сложено достаточно однородными зеленовато-черными, зелеными и темно-зелеными мелко-среднезернистыми массивными основными породами, макроскопический облик которых по разрезу практически не изменяется. В верхней части разреза разности более

основные зеленого, серо-зеленого цвета, появляются серпентиновые зеркала скольжения, породы сильнее вторично изменены и раздроблены. С глубиной они обретают более кайнотипный облик, темно-серый и почти черный цвет, становятся прочными – плотные мелкозернистые пикродолериты с темноцветными минералами, замещенными хлоритом и серпентином, и блестящими гранями призматических плагиоклазов. Нижний контакт тела представляет собой зону зональных скарноидов по базитам мощностью до 0,9 м.

Эта же смена пикритов пикродолеритами с глубиной прослеживается и в шлифах.

Интервал 132,3-137,0 м сложен полностью изменёнными пикритами и практически оливинитами. Главный минерал – оливин – образует кристаллы размером до 0,5 мм с сечениями разнообразных форм. Оливин полностью замещен невнятным агрегатом серпентина, кальцита, серицита и иных вторичных минералов (рис. 2.2.8). Он составляет до 70-75% породы. Интересно, что крупные кристаллы отчетливо зональные, а в некоторых попадаются внутренние пустоты, визуалью – «миндалины», выполненные хлоритом и друзами мелких кристалликов актинолита размером 0,01 мм. То есть кристаллы видимо футляровидные (рис. 2.2.9).

Встречаются немногочисленные обособленные выделения игольчатных агрегатов почти бесцветного тремолита с очень бледным плеохроизмом в светло-зеленых тонах, размер до 0,6 мм, 5-8%. Гнезда сине-зеленого хлорита с сизыми окрасками изометричной и неправильной формы размером 0,3-0,4 мм, располагаются либо в интерстициях между оливинами, либо непосредственно в них, образуя небольшие круглые обособления размером до 0,1 мм. Всего хлорита в породе 5-6%.

Примерно 10-12% породы приходится на сложные агрегаты неправильной или удлиненно-призматической формы, выполненные вторичными минералами, но отчетливо выделяющимися по обилию мелких выделений рудного минерала. Видимо, это результат замещения пироксенов тремолитом, так как весь рудный (изометричные или вытянутые выделения с рваными краями 0,02-0,01 мм) явно имеет одну ориентировку по спайности вмещающего минерала (рис. 2.2.9).

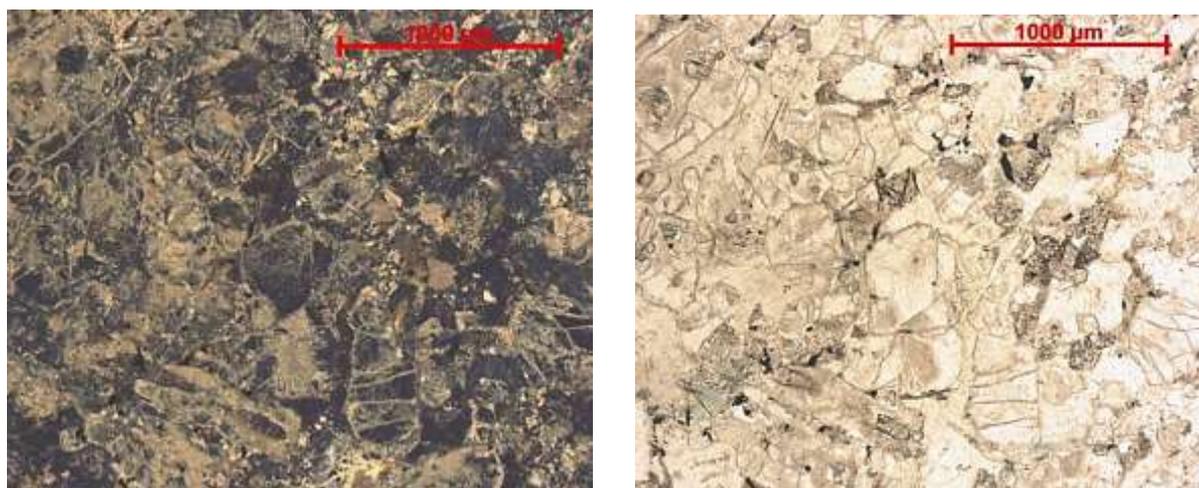


Рис. 2.2.8. Фотография шлифа 53-134,5. Многочисленные кристаллы оливина. В центре – игольчатые выделения рудного и продукты распада условного «пироксена». Слева внизу – гнездо сине-зеленого хлорита. Левый – николи скрещены, правый – параллельны

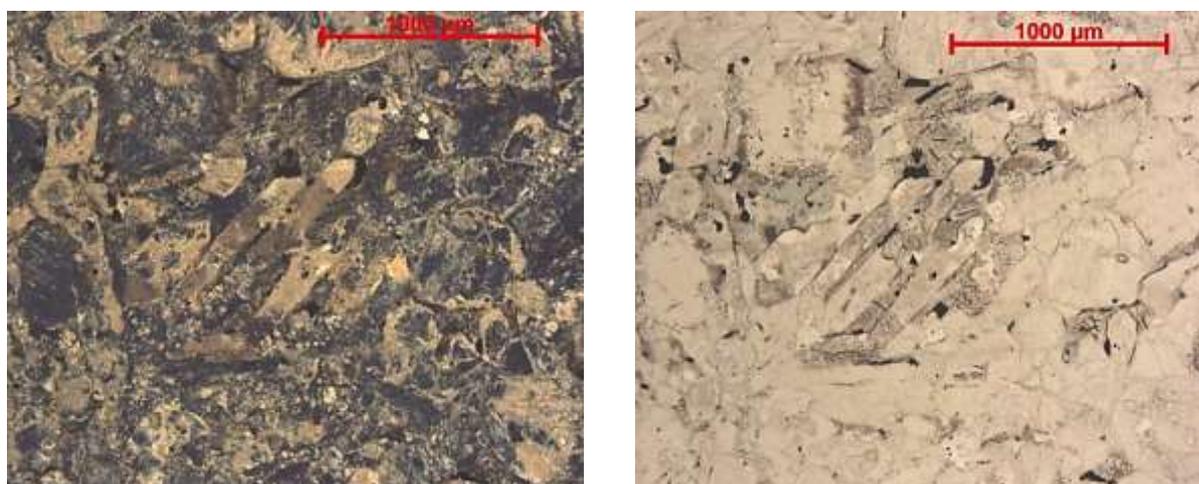


Рис. 2.2.9. Фотография шлифа 53-134,5. В центре – крупный футляровидный кристалл оливина, замещенный кальцитом. Левый – николи скрещены, правый – параллельны

Первичный рудный минерал обнаруживается в интерстициях между кристаллами и представлен двумя типами выделений: фрагменты кубических кристаллов размером около 0,05 м и тонкие игольчатые выделения размером 0,05×0,005 мм (либо при кристаллизации остатков расплава, либо при распаде его уже застывшего). Степень вторичных изменений крайне высокая, вся или практически вся порода (60-95%) замещена кальцитом или серпентин-тальк-хлоритовым агрегатом, первичные минералы представлены лишь единичными реликтами.

Ниже по разрезу, начиная с глубины 136,5 м, начинает увеличиваться количество *плаггиоклаза*, оливин плавно уходит на второй план – и дальше такое строение породы наблюдается уже на всем оставшемся протяжении разреза. Текстура породы массивная, иногда такситовая за счет неравномерного распределения оливина и собирания его в небольшие скопления диаметром до 3-4 мм. По составу породы в целом отвечают троктолитам, так как пироксена нет или встречается лишь единичными кристаллами.

Плагиоклаз, несмотря на то, что полностью замещен вторичными минералами (лишь в единичных случаях наблюдаются уцелевшие кристаллы), сохраняет свои очертания. Сечения резко-удлиненно-призматические, практически игольчатые, на локальных участках имеют единую ориентировку, иногда собраны в сноповидные скопления, в пучки. Размер кристаллов: до 1-1,3 мм в длину и около 0,1-0,05 мм в ширину.

Кристаллы *оливина* идиоморфные и субидиоморфные короткопризматические размером до 0,5-0,6×0,3-0,4 мм, иногда с отчетливой зональностью и хорошо заметными ядрами (есть вероятность, что такая зональность могла быть подчеркнута уже при развитии вторичных минералов по зонкам разного состава).

На глубине 138,3 м породы большей степени раскристаллизованности – средне-крупнокристаллические троктолиты, неизменно полностью замещенные. *Плагиоклаз* крупный – удлиненно-призматические кристаллы размером до 0,3-0,4×1-1,2 мм (40-45%).

Любопытно, что *оливин* в большинстве своем полностью замещен кальцитом, но часть кристаллов сохранились от полного уничтожения. Оливин размером до 0,5 мм, короткопризматический идиоморфный и субидиоморфный (30-40%).

Остальной объем породы занят неравномерным неясным агрегатом серпентина, хлорита, кальцита и глинистых минералов (10-15%). По чему он развивался сказать сложно, так как ни первичных минералов, ни их очертаний не сохранилось. *Рудный* очень немногочисленный (2-5%), образует небольшие идиоморфные квадратные сечения размером 0,1-0,15 мм. Породы рассечены прожилками бледно-зеленого шестоватого игольчатого хлорита мощностью 2-3 мм.

В нижней части разреза резкое преобладание получают удлиненно-призматические и игольчатые сечения *плагиоклаза* – их количество до 50-60% объема породы (рис. 2.2.10). Кристаллы видимо уплощенно-таблитчатой формы в объеме, длиной до 0,9-1 мм при толщине 0,1-0,05 мм.

Оливин (и возможно пироксен?) представлен короткопризматическими сечениями, полностью замещенными кальцитом – лишь в единичных случаях отдельные зоны могут сохранять первичный состав. Породы на нижнем контакте тела на 100% замещены вторичными минералами, практически без сохранения очертаний первичных минералов.

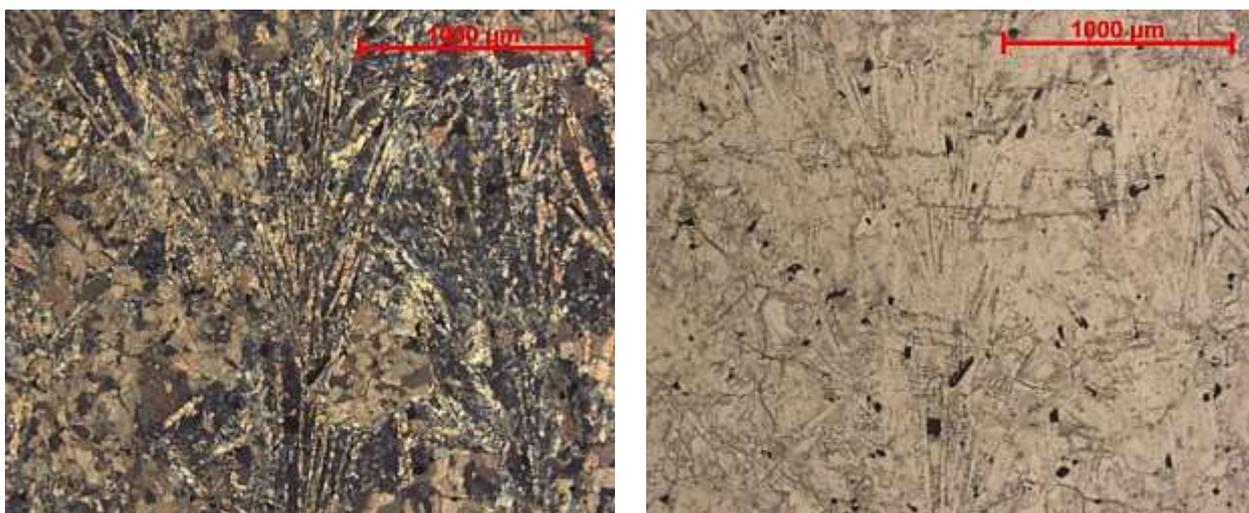


Рис. 2.2.10. Фотография шлифа 53-141.8. Сноповидные агрегаты игольчатых и длиннопризматических кристаллов плагиоклаза и между ними изометричные идиоморфные и субидиоморфные кристаллы оливина, замещенные кальцитом. Левый – николи скрещены, правый – параллельны

Смена пород прослеживается в геохимии. Зона внешнего контакта маркируется отчетливым выносом MgO , SiO_2 и обогащением K_2O – видимо вследствие метасоматических процессов (рис. 2.2.11). Интервал 133-137 м, сложенный пикритами, характеризуется высоким содержаниями MgO и плавно увеличивающейся кремнекислотностью (от 38 до 43%), а также закономерно более высокими содержаниями никеля и хрома, которые концентрируются в оливине и пироксене. Переход от ультраосновных к основным разностям выражается в уменьшении содержания MgO , Ni , Cr и увеличению количества CaO и щелочей, что отвечает смене оливина плагиоклазом и пироксеном.

В целом для тела характерна пониженная титанистость (0,5-0,7% TiO_2), кремнекислотность в интервале от 38 до 44% и очень высокие потери при прокаливании, достигающие 15%, явно из-за очень активного развития кальцита и прочих вторичных минералов.

В целом породы заметно обеднены всеми рассеянными элементами (рис. 2.2.12), и для большинства компонентов их содержания даже ниже содержаний в N-MORB, что не очень типично для пород дайковых комплексов Башкирского мегантиклинория.

Стоит отметить, что содержания всех рассеянных элементов увеличиваются от ультраосновных (фиолетовые тренды) к основным (зеленые тренды) разностям (рис. 2.2.12). Сильное обогащение свинцом вероятно обязано своим происхождением участию корового вещества.

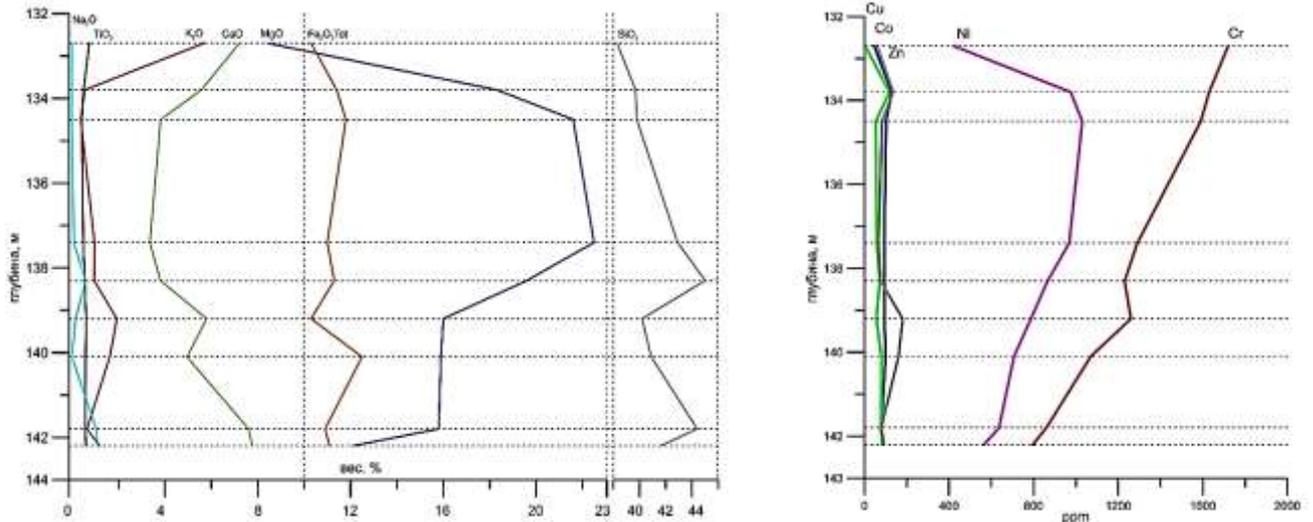


Рис. 2.2.11. Распределение петрогенных оксидов и некоторых рассеянных элементов по разрезу тела пикритов и пикродолеритов, вскрытых скважиной 53 в 1,3 км к югу от г. Сулея. Содержания компонентов в весовых % для оксидов и в мкг/г для микроэлементов. Результаты химических анализов приведены в приложении 1

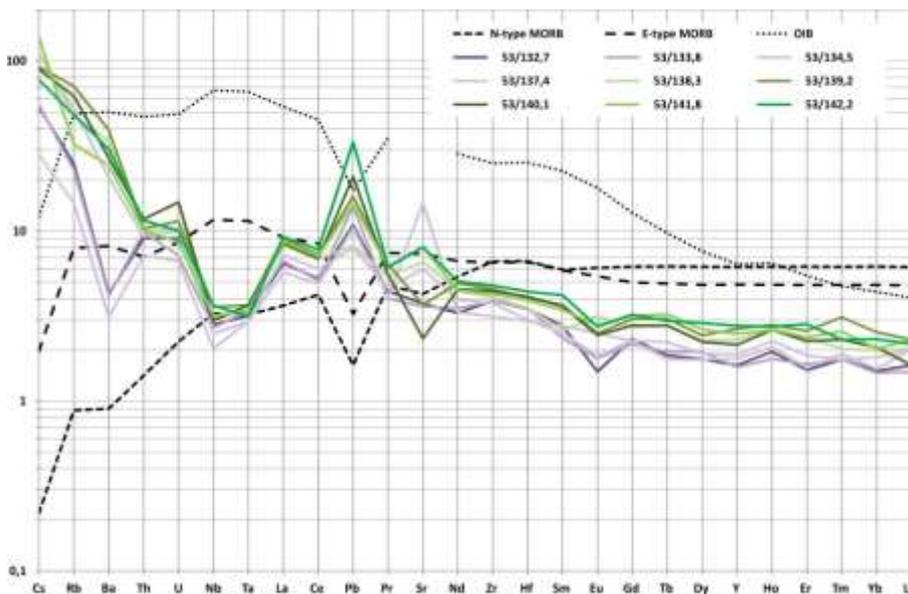


Рис. 2.2.12. Распределение рассеянных элементов в пикритах и пикродолеритах расслоенного тела, вскрытого скважиной 53 в 1,3 км к югу от г. Сулея.

По вертикальной оси – содержания элементов, нормированные на примитивную мантию (PM). Эталоны PM, OIB, N-MORB, E-MORB по [Sun, McDonough, 1989]

Но что важно отметить: **несмотря на очень сильные колебания содержаний всех петрогенных компонентов** (в особенности на контактах тела) по разрезу, **изменение содержаний рассеянных элементов очень невелико**. Общая закономерность состоит в том, что основные различия обогащены рассеянными элементами по сравнению с ультраосновными – но это обычно при процессах дифференциации. А абсолютная разница между породами разного состава невелика и общие признаки в распределении рассеянных элементов, вне сомнений, прослеживаются. Сильная разница опять же лишь в поведении части крупноионных элементов – Cs, Rb, Ba, которые могут перераспределяться при более поздних процессах.

В итоге, по разделу «Изучение зональности и расслоенности тел» можно сделать следующие **выводы**:

Расслоенность и сильные колебания минерального состава характерны главным образом для относительно крупных интрузивных гипабиссальных тел пикритового и пикрит-долеритового состава и практически не встречается в более кислых телах (габбро, габбро-диориты и близкие к ним). Интрузивные тела, имеющие зональность, распространены существенно меньше, чем незональные дайки габброидов.

В пределах интрузивных тел расслоенность выражена, главным образом, колебаниями минерального состава и содержаний петрогенных оксидов, в то время как характер распределения рассеянных элементов, а особенно редкоземельных и высокозарядных, остается достаточно близким между разными фациями в пределах одного тела. То же относится и к содержанию титана, которое довольно устойчиво в пределах и "низкотитанистой", и "высокотитанистой" групп.

Наибольшие различия проявлены в содержаниях самых подвижных крупноионных элементов – Cs, Ba, Rb и в меньшей степени Th, U, Pb. Вероятнее всего, это связано с более поздним перераспределением этих компонентов.

Колебания содержания свинца связаны, вероятнее всего, с привнесом его из вмещающих пород. Увеличение его количества в приконтактной части отдельных интрузивных тел может указывать на то, что он перераспределялся либо непосредственно при внедрении (или близко к этому моменту) или позднее – а значит, его использования для корреляции тел также не всегда возможно.

В целом, тела габбро в подавляющем большинстве случаев не обладают зональностью, а если и обладают (как в случае пикро-долеритовых расслоенных тел), то эта зональность практически не отражается на распределении рассеянных элементов. **Следовательно, использовать для сравнения перечисленные компоненты возможно, даже при условии отбора всего одной пробы на одно тело. Использование для корреляции содержаний Cs, Ba, Rb не рекомендуется, а Th, U и Pb – с осторожностью.**

Глава 3. Раннерифейский магматизм

Проявления магматизма в раннем рифее относятся к двум этапам активности: в начале и в конце раннего рифея. В самом начале раннепротерозойского этапа формируются наземные субщелочные вулканиты айской свиты и субвулканические гипабиссальные тела субщелочных и нормальнощелочных габбро, долеритов и метагабброидов суимского комплекса. А в конце раннего рифея, предвосхищая расцвет магматизма машакского времени в Башкирском мегантиклинории, формируются немногочисленные дайки дацитов, андезитов и, вероятно, базитов.

3.1. Навышский вулканический комплекс

3.1.1. Общее геологическое строение

Навышский вулканический комплекс входит в состав айской свиты, которая начинает стратотипический разрез бурзянской серии самых низов рифея Башкирского мегантиклинория и ложится со структурным несогласием непосредственно на тараташский метаморфический комплекс архея – раннего протерозоя по бортам Тараташского "выступа" фундамента Восточно-Европейской платформы (рис. 3.1.1).

Актуальность изучения айской свиты в целом и вулканитов в частности обусловлена тем, что она маркирует первый этап континентального рифтинга Восточно-Европейской платформы. Кроме того, возраст айских вулканитов фиксирует нижний возрастной предел всей бурзянской серии, а, следовательно, всего рифея [Пучков и др., 2017в, 2013; Иванушкин, 2016; Сергеева и др., 2013].

Вулканические породы ассоциируют с грубообломочной нижней частью разреза и представлены преимущественно трахибазальтами и базальтами (рис. 3.1.2). Кроме стратифицированных образований (покровов, потоков), навышский вулканический комплекс включает в себя также мелкие субвулканические штоки, дайки и, возможно, силлы так же основного состава нормальной и повышенной щелочности. В южной части навышского комплекса, в районе р. Большой Навыш и южных предгорий г. Большой Миасс распространены своеобразные богатые калинатриевым полевым шпатом породы неясного генезиса, по формальному составу отвечающие кварцевым сиенитам, но в традиции уральской геологии за ними закреплено название «бостониты». Они не являлись объектом исследований, так как были встречены лишь в одном пункте наблюдений, а этого явно недостаточно для решения проблемы их состава и генезиса, но общие сведения по их петрографии и геохимии будут приведены.

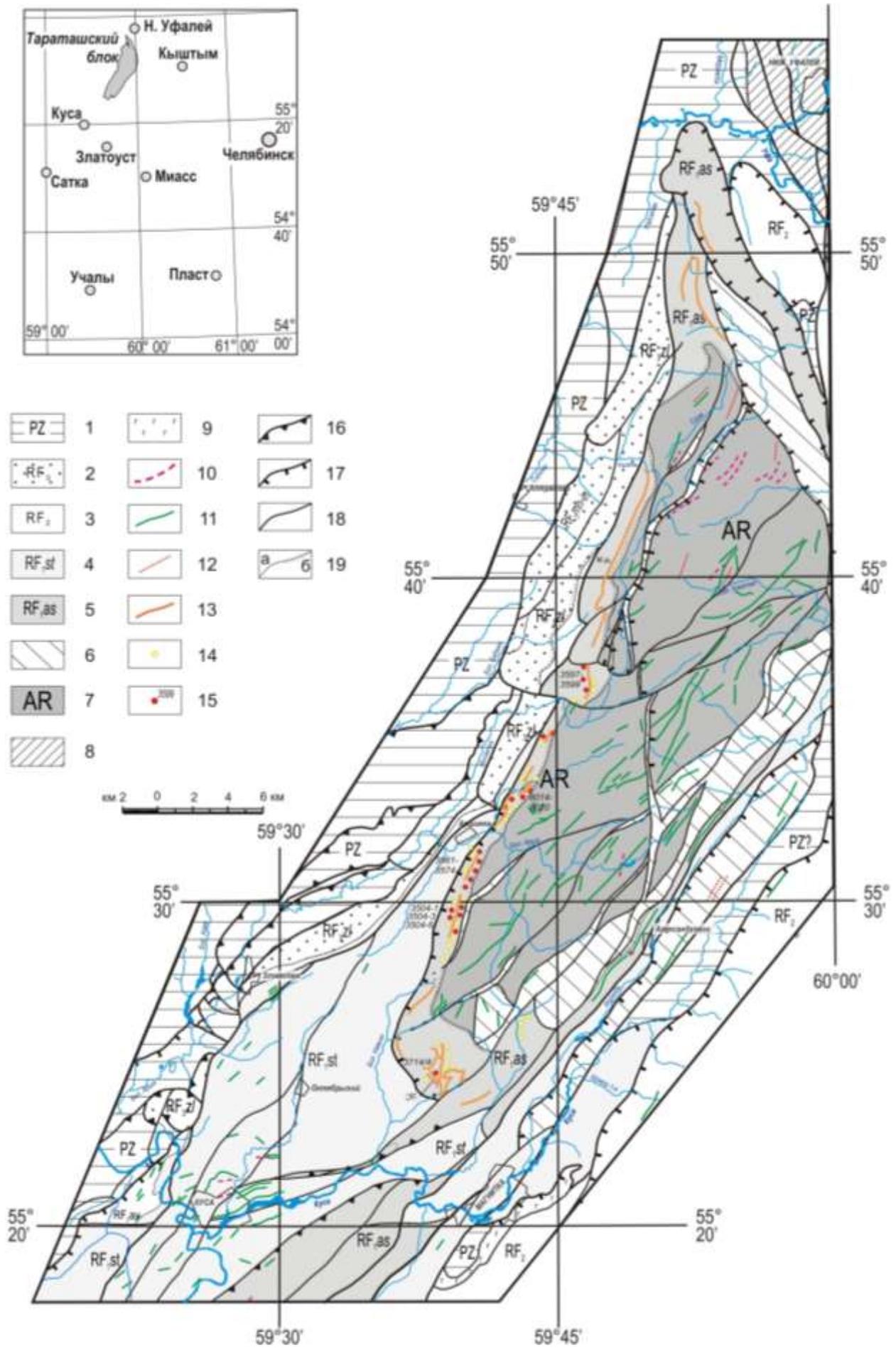


Рис. 3.1.1. Положение пород навьшского вулканического комплекса в структуре Тараташского выступа: 1 – палеозойские образования; 2 – верхний рифей: инзерская и миньярская свиты (RF_{3in-mn}), зильмердакская свита (RF_{3zl}); 3 – среднерифейские образования, в том числе авзянская свита (RF_{2av}); 4, 5 – нижний рифей: 4 – саткинская свита; 5 – айская свита с горизонтами трахибазальтов; 6 – бластомилониты и тектониты; 7 – архейско-протерозойские образования тараташского комплекса; 8 – Уфалейский блок протерозойского возраста; 9 – Кузино-Копанский массив; 10 – дайки пикритов и пикродолеритов; 11 – дайки долеритов, габбро и метадолеритов; 12 – дайки кислого состава; 13 – трахибазальты навьшского комплекса; 14 – точки наблюдения; 15 – точки отбора проб, результаты химических анализов которых приведены в приложении; 16 – шарьяжи; 17 – надвиги; 18 – разломы; 19 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные
Составлено с использованием материалов и карт [Мосейчук и др., 2016ф-а; Мосейчук и др., 2016ф-б; Зорин, 1989ф; Алексеев, 1984]

В разрезе айской свиты насчитывается по разным подсчетам до 13 покровов трахибазальтов, несколько отличающихся по составу [Горожанин и др., 2013; Ленных, Петров, 1978б, 1974б]. Обнаженность пород свиты крайне плохая, что затрудняет полевые исследования – практически все данные о строении разреза низов айской свиты получены предшественниками по скважинам и иным горным выработкам при картировочных работах 1975-1977 гг.

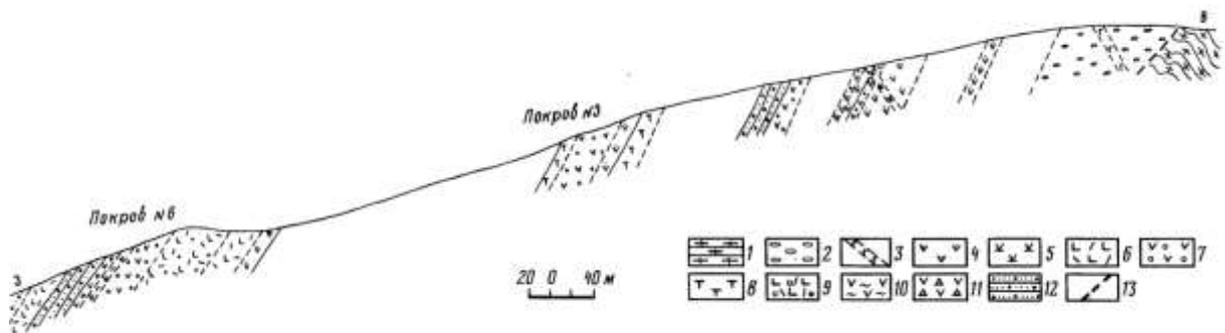


Рис. 3.1.2. Строение навьшского комплекса на склоне сопки с отметкой 686,3 м, в 600 м к западу от г. Большой Миасс по [Ленных, Петров, 1978б]. 1 – мигматиты тараташского комплекса; 2 – конгломераты; 3 – эссексит-диабазы; 4 – диопсидовые трахибазальты; 5 – бостониты; 6 – оливиновые трахибазальты; 7 – вишневые миндалекаменные трахибазальты; 8 – глыбовые туфы; 9 – оливиновые трахибазальты; 10 – флюидальные лавы; 11 – лавобрекчии; 12 – аркозовые песчаники с обломками трахибазальтов; 13 – тектонический контакт

Вулканиты навьшского комплекса прослеживаются вдоль западной и южной границы архейско-раннепротерозойских образований несколькими горизонтами. При этом строение разреза существенно различается на разных участках. В южной части, в районе гор Большой и Малый Миасс айская свита представлена конгломератами, песчаниками и трахибазальтами. Слои и пачки конгломератов, песчаников и покровы трахибазальтов не протягиваются линейно, как это предполагалось ранее, а слагают фрагменты крупных, часто опрокинутых складок западной vergentности, которые с востока отчетливо срезаются широкой зоной бластомилонитов, что позволяет ограничить нижний предел возраста бластомилонитов ранним рифеем.

В районе дер. Аршинка (севернее) айская свита со структурным несогласием залегает на

метаморфитах тараташского комплекса, а также на прорывающих их метагранитоидах шигирского и аршинского комплексов. Здесь она залегает моноклинально, а с запада отделена разрывами от доломитов саткинской свиты и кварцитов зильмердакской свиты рифейского возраста (рис. 3.1.1).

Наиболее полные разрезы вулканогенной части айской свиты вскрыты скважинами при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 [Ленных, Петров, 1978б, 1974б]. В доступных полевых наблюдениям участках среди вулканических пород наиболее распространены *трахибазальты* зеленовато-серые, красноватые, темно-серые, миндалекаменные и массивные, преимущественно порфиоровые. Форма миндалин весьма разнообразная: от достаточно крупных сферических, диаметром до 10 мм, до мелких вытянутых эллипсоидальных и сильно уплощенных до щелевидных, длиной 2-3 мм, редко более. Изредка встречаются очень крупные (30-40 мм) миндалины неправильной формы. Заполнение миндалин обычно зональное – внешняя зона сложена крупными, до 1-2 мм темно-зелеными агрегатами хлорита, а центральная часть обычно занята идиоморфными кристаллами кальцита. Мелкие неправильные миндалины часто заполняются эпидотом, а очень крупные – кварцем. Распределение миндалин по массиву трахибазальтов неравномерное: в массивных участках обнаруживаются редкие крупные изометричные миндалины, а крупные миндалины неправильной формы тяготеют к краевым зонам. Мелкие щелевидные миндалины занимают промежуточное положение. Исходя из этого, можно предположить, что зоны неправильных миндалин представляют окраинные части потоков, а участки со сферическими миндалинами – центральные. В районе г. Б. Миасс по щелевидным миндалинам определены элементы залегания одного из потоков: АзПд 140/35. Кроме того, иногда в трахибазальтах встречаются бугристые поверхности, напоминающие лавовые корки. Они, скорее всего, маркируют положение кровли отдельных потоков – удалось измерить ориентировку такого потока к северу от г. Б. Миасс – АзПд 130/70. Определить положение в пространстве потоков в большинстве случаев практически невозможно из-за катастрофически плохой обнаженности. В отдельных случаях ориентировка миндалин и слоистость окружающих осадочных толщ помогают установить элементы залегания вулканитов [Хотылев, Гевелев, 2017; Гевелев и др., 2014].

Гиалокластиты представляют собой брекчиевидные породы темно-серого цвета. Класты кремнистого облика, черного цвета с раковистым изломом, как округлой формы, так и угловатые. Отдельные обломки имеют изогнутую банановидную форму. Размер кластов колеблется от 1-2 до 10-15 мм, преобладает фракция 4-6 мм. Цементом является базальт светло-серого цвета.

Лавовые брекчи представляют собой породы вишнево-серого цвета с мелкими (от 2 до

10-12 мм) обломками базальтов, угловатыми, реже слегка округлыми. Цементом служит девитрифицированное стекло серовато-зеленого цвета. В брекчиях встречаются неправильной формы полости, выполненные кальцитом. Макроскопически породы практически не различаются на разных участках развития комплекса – может несколько изменяться степень вторичных преобразований и состав заполнения миндалин.

Субвулканические образования в поле айской свиты представлены немногочисленными штоками, силлами и дайками габбро, долеритов и габбро-долеритов нормальной и повышенной щелочности [Краснобаев и др., 1992; Хотылев, 2016]. Плохая обнаженность территории не позволяет различать тела по морфологии, вплоть до того, что невозможно однозначно сказать – мы имеем дело с фрагментом потока или с субвулканическим телом. Не способствует этому и субвертикальное падение пород айской свиты на отдельных участках в западном обрамлении Тараташского выступа.

В связи с тем, что по петрографическим и геохимическим параметрам субвулканические тела в поле айской свиты не отличаются даек суимского комплекса (которые интродуцируют архейско-раннепротерозойские образования тараташского комплекса), было решено их рассматривать вместе. Соответственно, их петрографические и геохимические характеристики будут приведены в разделе «Дайковые комплексы Тараташского выступа». Наименее раскристаллизованные разности очень близки к эффузивам навышского комплекса и рассматриваются ниже вместе с трахибазальтами.

3.1.2. Петрографическая характеристика

Трахибазальты и близкие к ним разности. По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978; 1974б], которые провели весьма детальное изучение вулканитов, значительную часть покровов в вулканитах айской свиты слагают *оливиновые трахибазальты с калинатриевым полевым шпатом*, афировые и порфириновые, представленные миндалекаменными разностями. Миндалины округлой, овальной формы размерами 1-4 мм составляют до 20% объема породы и выполнены хлоритом, кварцем, халцедоном, иногда карбонатом. Порфириновые трахибазальты содержат вкрапленники калинатриевого полевого шпата размером от 0,5 до 6 мм. Структура основной массы апогиалопилитовая или интерсертальная, иногда трахитоидная. В пределах одного покрова и в разных покровах при выдержанности минерального состава соотношение минералов изменчиво. Главные из них – калинатриевый полевой шпат (10-40%), псевдоморфозы хлорита по темноцветному минералу – предположительно оливину (10-30%), кислый плагиоклаз (10-50%), хлорит (вне метаморфоз), титаномагнетит, апатит. Псевдоморфозы хлорита по оливину окружены тонкой каймой рудного минерала, имеют

ромбовидную, псевдогексогональную, изометричную или неправильную форму. Важно, что предшественниками оливин определяется условно по морфологии псевдоморфоз хлорита и выделениям рудного минерала и кристаллов собственно оливина обнаружено не было. Автором за период исследований никаких признаков оливиновых трахибазальтов установлено не было [Хотылев, Тевелев, 2017г; 2016а; 2014; Тевелев и др., 2014].

Стоит отметить, что о природе крупных кристаллов калинатриевого полевого шпата в трахибазальтах айской свиты в конце 1970-х годов развернулась целая дискуссия – она нашла свое отражение в серии работ К.П. Иванова [1984], В.П. Парначева [1978; 1977], В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978б, 1974б] и ряда других авторов. Главный вопрос был в том – являются ли кристаллы калинатриевого полевого шпата первично-магматическими или же представляют собой результат более позднего замещения первичного плагиоклаза. В первом случае, это указывало бы на изначальную повышенную щелочность вулканитов (субщелочные вулканиты весьма типичны для внутриплитных рифтогенных обстановок, что фиксировало бы геодинамику формирования пород). А второй вариант являлся бы свидетельством позднейших мощных процессов метасоматоза пород навышского комплекса. Окончательного единого так принято не было, однако на сегодня считается, что они имели первично-магматическую природу. Любопытно, что автором среди всех изученных образцов трахибазальтов навышского комплекса не было обнаружено ни одного крупного вкрапленника калинатриевого полевого шпата. В связи с этим, автор предпочитает занять общепринятую позицию и считать, что крупные, в первые сантиметры размеров вкрапленники калинатриевого полевого шпата имеют первично-магматическую природу. Весь мелкий полевой шпат представлен сейчас действительно калинатриевым полевым шпатом, но форма кристаллов у него удлиненно-призматическая, характерная для плагиоклаза – вероятнее всего, первичный плагиоклаз был позднее замещен калинатриевым полевым шпатом. Некоторые признаки этого установлены при изучении пород на электронном микроскопе (см. ниже).

Среди изученных вулканитов были встречены разности, различающиеся по структурным и текстурным особенностям: порифровые, миндалекаменные и иные.

Среди *порфировых трахибазальтов* встречены редкопорфировые, частопорфировые и сериальнопорфировые разности (рис. 3.1.3). Они содержат от 10 до 40% вкрапленников, чаще всего представленных длиннопризматическими (0,1×0,8-1 мм) или широкотаблитчатыми лейстами плагиоклаза, практически полностью сосюритизированного. Мелкие длиннопризматические вкрапленники плагиоклаза встречаются чаще, чем крупные широкотаблитчатые. Длиннопризматические плагиоклазы часто имеют растрепанные концы, иногда дают лучистые, звездчатые гломероскопления. Крупные вкрапленники плагиоклаза в

некоторых базальтах составляют около 20-25% породы и образуют решетку, внутри которой располагаются более мелкие лейсты плагиоклаза (до 0,5 мм), причем размер их ступенчато изменяется до 0,1 мм. Сериальнопорфировые базальтоиды на 70% сложены плагиоклазом нескольких генераций. Первая генерация (около 3-5%) представлена широкопластинчатыми кристаллами размером 3-4 мм, интенсивно сосюритизированными. Вторая генерация вкрапленников (2-3%) представлена идиоморфным плагиоклазом размером 0,5 мм при соотношении сторон 1:6-8. Третья генерация (30%) представлена как лейстами плагиоклаза (размером 0,03-0,05 мм), а также темновым минералом (ортопироксеном), в основном, сильно хлоритизированным.

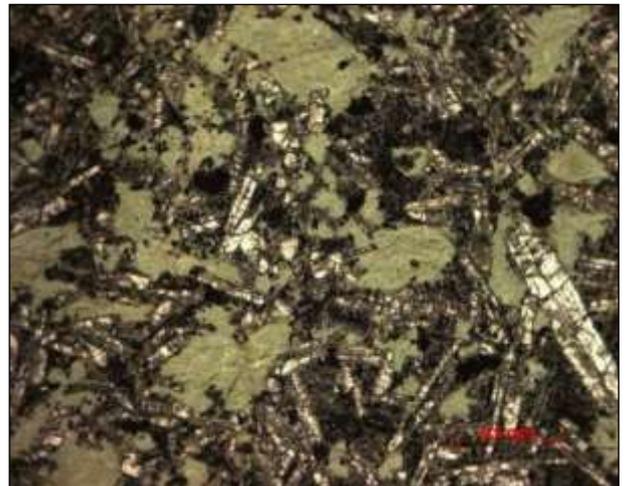


Рис. 3.1.3. Сериальнопорфировые трахибазальты (без анализатора). Шлиф 3561/1

В некоторых разностях трахибазальтов резко преобладают вкрапленники пироксена (до 70%), которые также могут иметь до 4-х генераций хорошо оформленных кристаллов: от длиннопризматических до (реже) широких таблиц размером от 5,0 до 0,5 мм. Пироксены, (вероятно, ромбические) прозрачные, но сильно изменены и замутнены, амфиболизированы по трещинам спайности и периферии. В отдельных участках были встречены крупнопорфировые (2-3 мм и более) пироксеновые трахибазальты. Широкие, различно ориентированные призмы моноклинного пироксена дают гломероскопления, в которых, несмотря на слабо выраженные границы вкрапленников, четко выражено их различное погасание. Фенокристаллы пироксена заключают в себе множество разнообразно ориентированных лейст плагиоклаза. Если лейсты только частично находятся в пределах включающего их зерна пироксена, то они имеют клиновидную форму: внутрь зерна пироксена обращена узкая часть клина, а наружу – его расширенный свободный конец.

Основная масса породы состоит из лейст слабо зонального основного плагиоклаза размером до 0,8 мм, промежутки между которыми заполнены мелкими (около 0,1 мм) ксеноморфными выделениями моноклинного пироксена, рудного минерала, а также

изолированными участками стекла, полустекловатой массой с тончайшими микролитами тех же минералов, хлоритом. Основная масса в разных частях покровов имеет интерсертальную структуру. Иногда структура метельчатая, промежутки между кристаллами выполнены стеклом, перекристаллизованным в листочки хлорита и землистые массы темноцветных и рудных минералов. Часто основная масса сложена слабо индивидуализированным стеклом темно-бурого цвета, полупрозрачным, среди которого до 20% составляют микролиты и длинные лейсты плагиоклаза размером не более 0,1 мм и мелкие таблички пироксенов. Округлые миндалины и причудливой "извилистой" формы участки выполненные хлоритом.

В *трахибазальтах с долеритовой структурой* (до интерсертальной) основная масса породы сложена примерно на 60% длинными лейстами плагиоклаза, замещенными агрегатом серицита и хлорита. Лейсты плагиоклаза (отношение сторон примерно 1:10) образуют решетку, в которой располагаются овальные и округлые зернышки, столбики свежих пироксенов и участки полностью хлоритизированного стекла; концы лейст часто растрепаны.

Лавовые брекчии базальтов миндалекаменных сложены обломками порфириковых такситовых трахибазальтов с большим количеством (около 30%) миндалин причудливой формы размером от 0,1-0,2 до 1 мм, с долеритовой, интерсертальной и толеитовой структурой обломков. Миндалины зональные, выполненные хлоритом в центральной части и агрегатом кварца по периферии. Мелкие пустоты заполнены хлоритом. Цементирующая масса лавовых брекчий в основном имеет метельчатую структуру и сложена длинными лейстами плагиоклаза, сросшимися в виде вееров, метелок, перьев. Между тонкими лейстами и их пучками находится агрегат хлорита и темных землистых масс, вероятно, замещенных темноцветных минералов. Встречаются неправильной формы участки почти нераскристаллизованного стекла с микролитами плагиоклаза и зернышками пироксена, но с теми же пузырями, заполненными кварцем. Промежутки между такими миндалекаменными обломками заполнены афировыми мелкозернистыми базальтами, сложенными мелкими лейстами плагиоклаза и разложенной массой пироксена, хлорита и рудного минерала [Хотылев, Тевелев, 2017г].

Для оценки степени вторичных изменений сериально-порфириковые трахибазальты (образцы 3504-4 и 8020-1) были исследованы на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Породы оказались изменены значительно сильнее, чем предполагалось. От первичных минералов не осталось практически ничего, несмотря на то, что в шлифах отчетливо видны очертания длиннопризматических плагиоклазов. Значительная часть породы замещена мелкочешуйчатым агрегатом минералов группы хлорита. Доля кварца может достигать 25–30% при размере его выделений до 0,1 мм

(рис. 3.1.4). Калинатриевый полевой шпат формирует разрозненные выделения неправильной формы размером 0,05–0,07 мм (до 10–15%), с заливами основной массы. Плагноклаз сохранился лишь в краевых частях кристаллов и представлен альбитом, центральные же их части замещены кварцем и хлоритом. Пироксена на изученных площадках обнаружить не удалось [Хотылев, 2016]. Здесь интересно отметить, что, несмотря на обилие кварца в породе, общий состав по-прежнему отвечает базальтами и трахибазальтам – то есть он видимо является результатом главным образом перераспределения вещества (разложения темноцветных) и в меньшей степени – привноса компонентов извне.

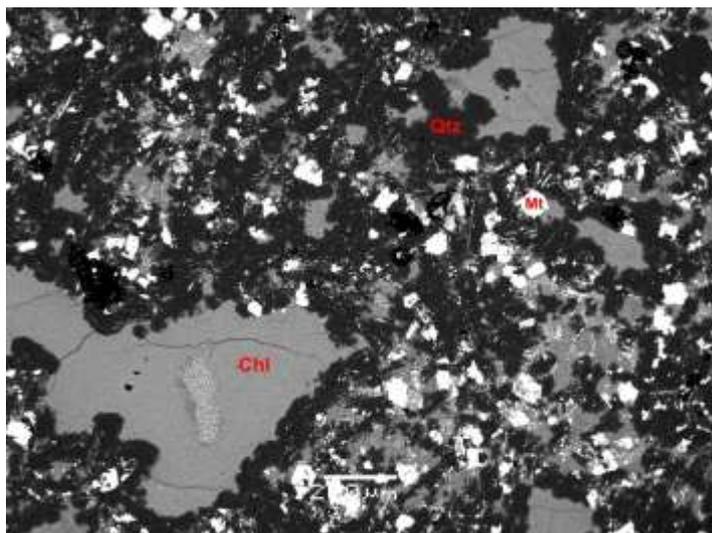


Рис. 3.1.4.

Минеральный состав трахибазальтов навышского комплекса.

Фотография шлифа 3504-4 на сканирующем электронном микроскопе.

Chl (светлый) – хлорит в миндалинах и по основной массе, двух генераций; Qtz (темный) – вторичный кварц; Mt (белый) – рудные минералы – ильменит и магнетит; Ab – альбит; Kfs – калиевый полевой шпат;

Масштабная линейка 200 мкм

Распределение минеральных фаз хорошо видно на картах элементов, изображенных на рис. 3.1.5-3.1.7. Чем ярче участки на карте, тем большее содержание данного элемента в минерале. На карте распределения натрия яркая фаза – альбит – явно имеет призматические очертания. Вероятно, он остался лишь в краевых зонах. Интересно, что центральные зоны замещены не калинатриевым полевым шпатом, как можно было бы ожидать, а кварцем, что хорошо заметно на соответствующей карте. Собственно, сам калинатриевый полевой шпат рассеян в виде неправильной формы практически игольчатых ксеноморфных выделений. Единственной фазой, содержащей магний, является хлорит. Кальций фиксирует либо вторичный кальцит, либо небольшие выделения сфена. Условная карта распределения минеральных фаз – на рис. 3.1.6.

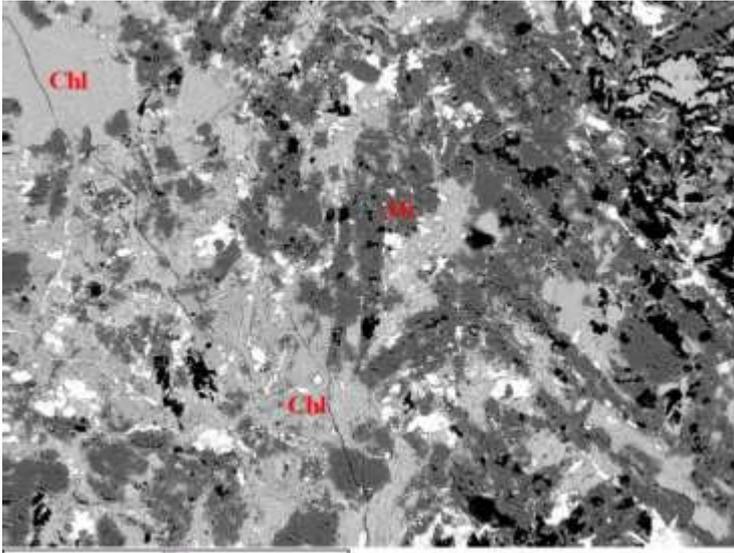


Рис. 3.1.5.
Распределение минералов в трахибазальтах навьшского комплекса.
Фотография шлифа 8020-1 в отраженных электронах (BSE) на сканирующем электронном микроскопе к картам распределения элементов на рис. 3.1.7

Темно-серый – альбит (Ab);
Светло-серый – хлорит (Chl);
Белый – рудный.
Ширина снимка 1 мм, масштабная линейка 500 мкм

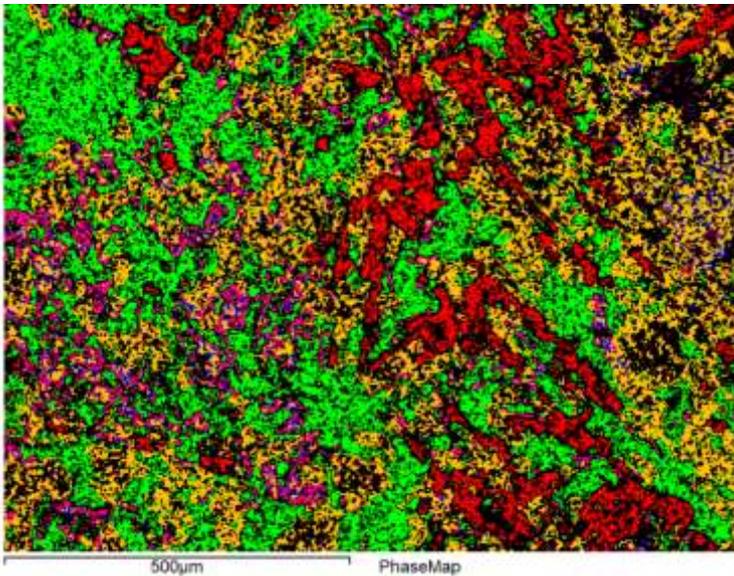
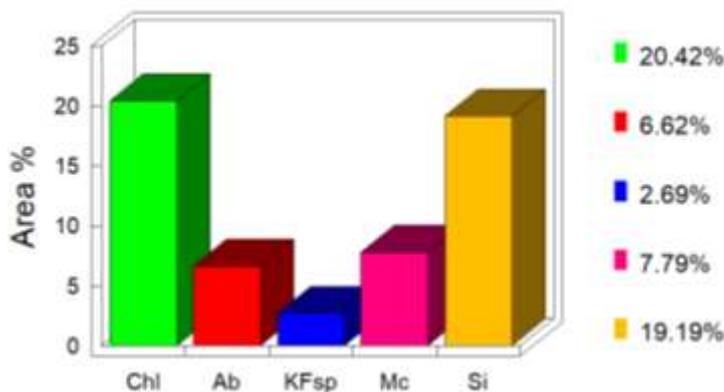


Рис. 3.1.6.
Распределение условных минеральных фаз (сверху) и количественное соотношение фаз (снизу) для участка шлифа 8020-1 (трахибазальтов навьшского комплекса. (см. рис. 3.1.5 и рис. 3.1.7).

Chl – хлориты; Ab – альбит; KFsp – калиево-натриевый полевой шпат; Mc – слюды; Si – кварц и отвечающие ему по составу фазы.

Время накопления данных – 7 минут.



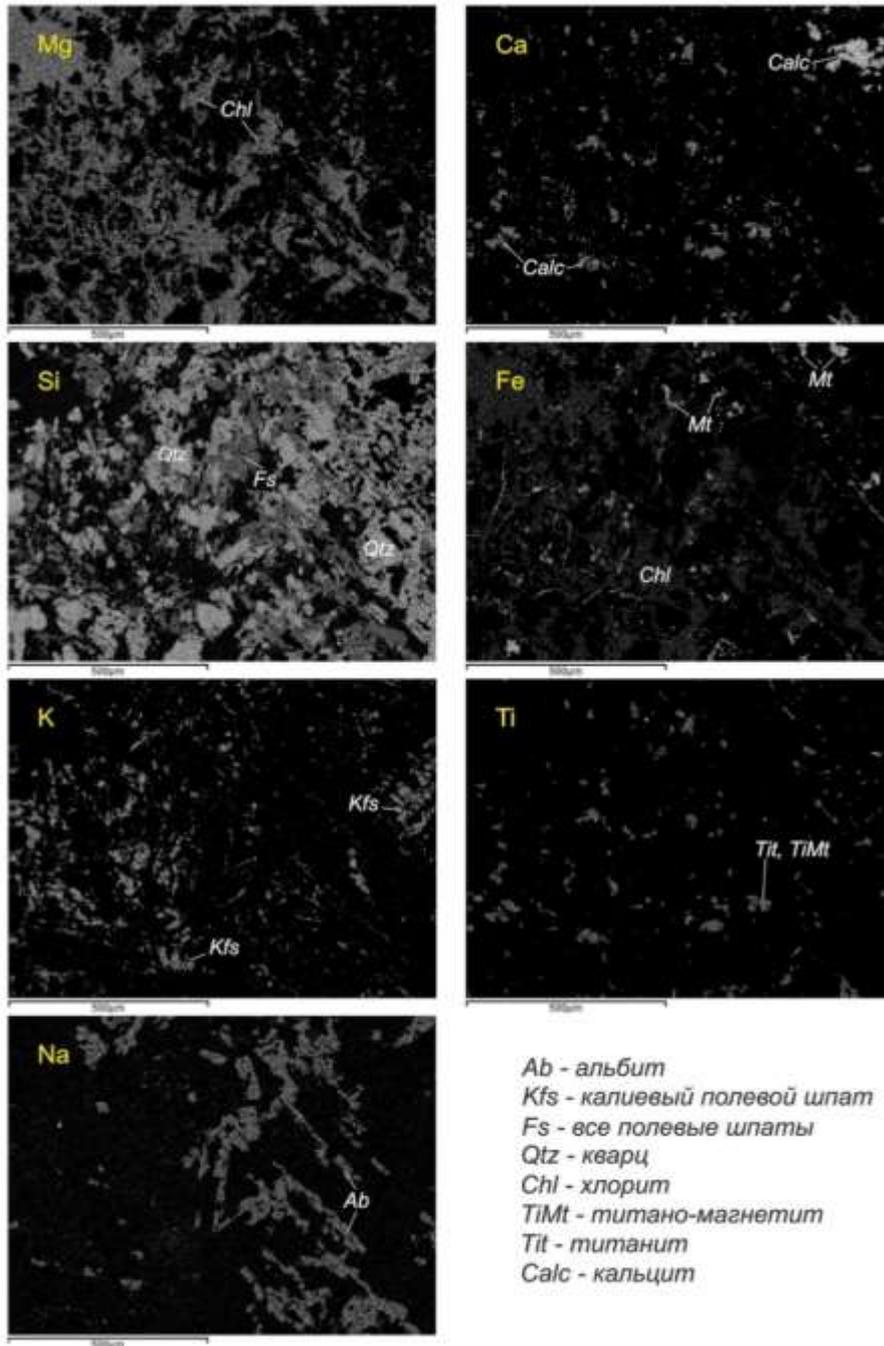


Рис. 3.1.7. Карта распределения элементов и минеральных фаз для серийно-порфировых трахибазальтов навышского комплекса

Шлиф 8020-1, снимок в отраженных электронах приведен на рис. 3.1.5.

Для оценки минерального состава пород выполнен рентгенофазовый анализ 9 образцов трахибазальтов на приборе ДРОН-3М. Во всех пробах подтверждено наличие кварца (10 до 30%), калиево-натриевого полевого шпата (15–25%), плагиоклаза (7–40%), пироксена (5–8%). Хлорит в основном железисто-магнезиальный, количество его колеблется от 5–7 до 23–25%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, апатитом, эпидотом, кальцитом (таблица 3.1).

Таблица 3.1. Минеральный состав вулканитов навышского комплекса по данным рентгеноструктурного анализа. Содержания в весовых %.

Компонент	Номера проб								
	3504-3	3561-1	3563-2	3569-2	3599-1	8016-4	8020-1,2	8020-1	8016-4
хлорит	20	25	15	8	6	26	5	9	21
К Fe	0,48	0,42	0,46	0,44	1	0,22	0,48	0,25	0,25
слюда	1	1	1	2	21	2	4	26	
цеолиты			1			1			
кварц	33	19	21	11	22	23	10	11	24
калинатриевый полевой шпат	16	35	15	23		22	17		27
плагиоклаз	15	7	29	37	32	15	26	40	19
низкотемпературный ортоклаз							16		
амфиболы				8	1	2	1		
пироксен	5	7	4	3	13	5			
эпидот									4
арагонит									
кальцит	7								
доломит				3					
апатит			1				1		
ярозит									
гематит					1				
магнетит		5	4	5	4			4	5
пирит	3	1	9			4	10	10	

Примечания: 1) пустые ячейки – минерал не обнаружен; 2) К Fe – коэффициент железистости хлорита: 0-0,25 – магнезиальные, 0,25-0,50 – железисто-магнезиальные, 0,50-0,75 – магнезиально-железистые, 0,75-1 – железистые; 3) адуляр – низкотемпературный ортоклаз.

Бостониты. В связи с тем, что обычно с жерловыми аппаратами связана повышенная гидротермальная активность, к ним приурочены метасоматически измененные породы. В составе навышского вулканического комплекса такие образования известны под названием "бостониты". Бостонитовые породы западного склона Урала были впервые описаны В.И. Ленных и В.И. Петровым [1974б] на северо-западном отроге г. Большой Миасс, где они слагают жильные тела мощностью до нескольких десятков метров при протяженности до 200 м, и характеризуются "размытыми контактами" с трахибазальтами айской свиты. Простираение большей части тел субширотное (АзПр 100-130). Изначально предполагалось, что бостониты представляют собой жильные тела, сформировавшиеся в последнюю фазу магматизма. Однако позднее рядом работ В.П. Парначева [1978, 1976] было показано, что вероятнее всего они представляют собой результат активной метасоматической переработки трахибазальтов.

Внешне бостониты имеют светлую желтовато-серую или коричневатую окраску.

Структура порфировая или порфировидная, реже – мелкозернистая, текстура массивная. Нередко отмечаются мелкие прожилки (до 0,5 мм) светло-серого кварца и пятна бурых гидроокислов железа [Ленных, Петров, 1974б].

Вкрапленники калинатриевого полевого шпата достигают размера 3-5 мм и погружены в основную апомикродолеритовую массу. Последняя сложена мелкими таблитчатыми зернами того же калиевого полевого шпата с неровными заливистыми очертаниями, сдвойникованными по альбитовому закону. Промежутки между микролитами выполнены ксеноморфным кварцем, лейкоксенизированным ильменитом, зеленоватым хлоритом и апатитом. Общее количество полевого шпата достигает 90%. Калинатриевый полевой шпат как во вкрапленниках, так и в основной массе представлен промежуточным микроклином, содержащим до 2-3% альбитовой составляющей, с оптическими характеристиками: $N_g=1,526$, $N_p=1,519$, $\Delta_p=0,74$, Al-Si упорядоченность 0,6-0,7. В нем часто отмечаются мелкие иголки рутила [Парначев, 1978].

Границы зон бостонитизации с вмещающими трахибазальтами обычно нечеткие, что характерно как раз для метасоматических образований. Трахибазальты на контакте замещены калиевым полевым шпатом, а бостониты содержат повышенное количество хлорита. Кроме того, в этом районе в эндо- и экзоконтакте одной из жил бостонитов были обнаружены участки с тонкой сульфидной минерализацией, обеленные породы и бурые железняки. Спектральным анализом в них установлены аномально высокие содержания серебра и мышьяка [Ленных, Петров, 1974б].

Автором бостониты были обнаружены лишь в окрестностях г. Б. Миасс. Эти породы практически полностью замещены крупными пойкиловыми кристаллами калинатриевого полевого шпата, в котором лишь фрагментарно сохранились реликты плагиоклаза, сейчас представленные альбитом, что хорошо видно на фотографии сканирующего электронного микроскопа (рис. 3.1.8).

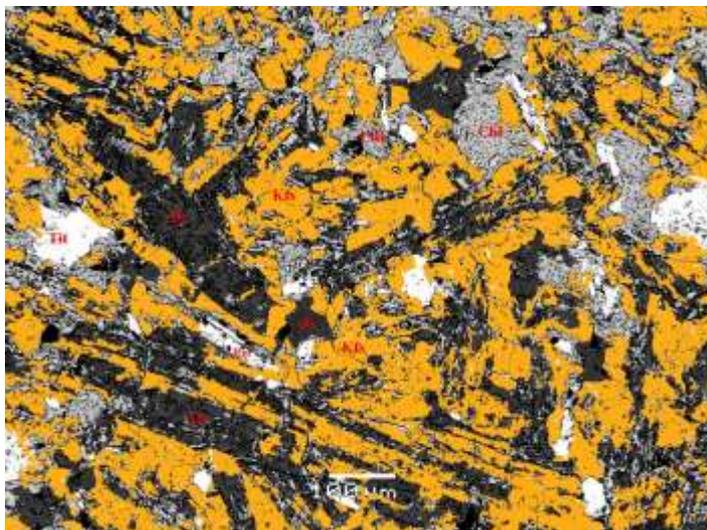


Рис. 3.1.8.
Распределение минеральных фаз в бостонитах навышского комплекса.

Фотография шлифа на сканирующем электронном микроскопе (обр. 3504-7).

Оранжевая фаза – калинатриевый полевой шпат (Kfs), темно-серая – альбит (Ab) и кварц (Qtz), светло-серая – хлорит (Chl), белая - рутил (Rut) и титанит (Tit).

Цвета искусственные.

Масштабная линейка – 100 мкм

Однако калинатриевый полевой шпат совершенно отчетливо сохраняет очертания удлиненных призм первоначального плагиоклаза. Кварц развит слабо, в виде отдельных ксеноморфных выделений (не более 5–7%). Темноцветные минералы представлены мелкочешуйчатым магнезиально-железистым хлоритом (20–25%), рудные минералы (сфен, рутил и титаномагнетит) – агрегатами длиннопризматических, игольчатых выделений, реже имеют заливисто-неправильную форму размер до 0,05–0,2 мм (до 5–7%). Среди прочих аксессуарных минералов присутствует рассеянный призматический апатит размером до 0,01–0,005 мм. По данным рентгенофазового анализа количество калинатриевого полевого шпата в бостонитах достигает 90% [Хотылев, 2016].

3.1.3. Геохимическая характеристика

Трахибазальты и близкие к ним разности. Вулканиты навышского комплекса представлены преимущественно субщелочными породами основного состава, их фигуративные точки образуют плотное облако в полях трахибазальтов и трахиандезибазальтов, а некоторые попадают и в поле щелочных трахибазальтов. Единичные более кислые разности отвечают андезибазальтам и андезитам. Бостониты образуют изолированное облако в полях фонотефритов и фонолитов; таким образом, они резко отличаются повышенной щелочностью (рис. 3.1.9).

В трахибазальтах присутствует 5-9% MgO, что нормально для оливиновых базальтов и трахибазальтов. Однако в отдельных пробах содержание MgO достигает 15–16%. Это может свидетельствовать о том, что, по крайней мере, часть расплава достаточно быстро, без дифференциации, поднималась на поверхность или же плавление в источнике было неравномерным.

На диаграмме AFM (рис. 3.1.10) фигуративные точки пород навышского комплекса лежат в поле известково-щелочной серии на самой границе с полем толеитовой серии. К сожалению, они не образуют какого-либо отчетливого тренда, который помог бы установить их сериальную принадлежность. Однако, у пород повышенной щелочности тренд на данной диаграмме часто бывает близок к тренду известково-щелочной серии, что приводит к ошибочному отнесению их к последним [Туркина, 2008].

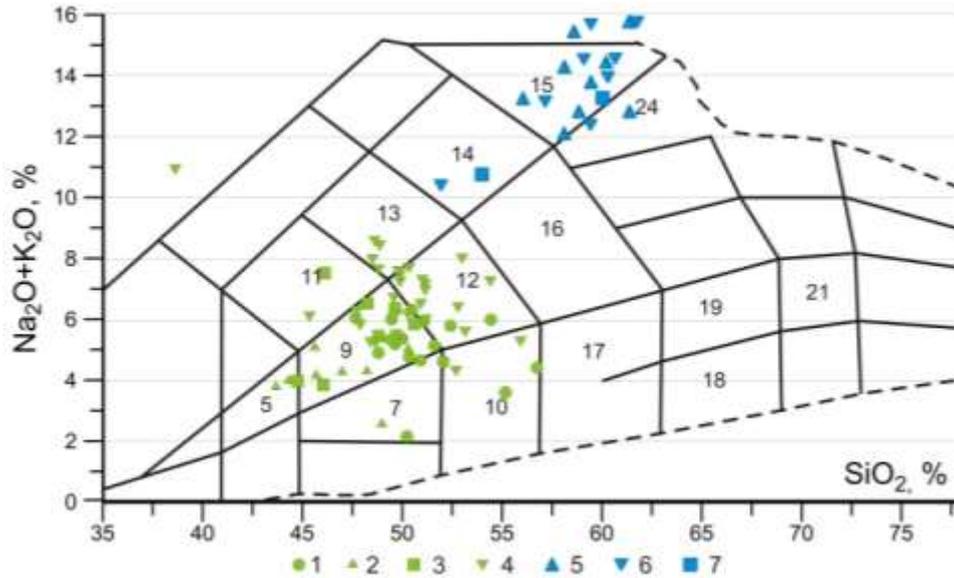


Рис. 3.1.9. Диаграмма TAS для образований навышского вулканического комплекса. Поля на диаграмме: 5 – умеренно-щелочные базальты; 7 – базальты; 9 – трахибазальты; 10 – андезибазальты; 11 – щелочные базальты; 12 – трахиандезибазальты; 13 – фонотефриты; 14 – тефрифенолиты; 15 – фенолиты; 16 – трахиандезиты; 17 – андезиты; 18 –низкощелочные дациты; 19 – дациты; 21 – риодациты; 24 – щелочные трахиты; Обозначения: 1–4 – трахибазальты; 5–7– бостониты (1 – наши данные; 2 – по [Горожанин и др., 2008]; 3, 7 – по [Краснобаев и др., 1992]; 4, 6 – по [Ленных, Петров, 1974б]; 5 – по [Парначев, 1978]. Результаты химических анализов приведены в приложении 1, таблицы 1 и 2

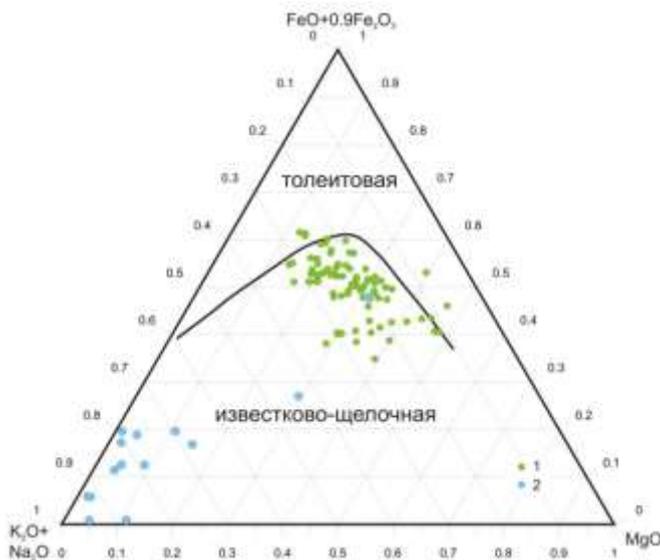


Рис. 3.1.10. Диаграмма AFM для пород навышского комплекса. 1 – базальты; 2 – бостониты. Содержания компонентов в весовых %.

Границы полей по [Irvine, Baragar, 1971]. На диаграмме использованы авторские данные, а так же данные [Горожанин и др., 2012; Ernst et al., 2006; Зорин, 1989ф; Парначев, 1978; Ленных, Петров, 1974б]. Данные химических анализов приведены в приложении 1, таблицы 1 и 2

Среди трахибазальтов отчетливо выделяются две группы: низкотитанистая и высокотитанистая, причем последняя преобладает. Далее для обозначения этих групп будут использоваться термины «высокотитанистая» (или «обогащенная») – для первой группы, и «низкотитанистая» (или «обедненная») для второй.

Низкотитанистые разности характеризуются обеднением TiO_2 (1–1,2%) и Fe_2O_{3tot} (9–11%), обогащением CaO (6,0–8,5%). Эти же параметры для высокотитанистых базальтов составляют 1,5–3,5%, 12–16% и 1–5% соответственно. Содержание K_2O в базальтах

высокотитанистой группы ощутимо варьирует – есть разности низко- (0,8–1%), средне- (1,6–2,6%) и высококалиевые (3,2–4,2%), в то время как низкотитанистая группа характеризуется только средним составом (1,7–2,5% K_2O). В целом с ростом содержания оксида натрия, обычно содержание K_2O уменьшается (рис. 3.1.11). Для обеих групп содержание Al_2O_3 находится в интервале 13–18%, Na_2O – от 0,5 до 6% [Хотылев, Тевелев, 2017г; Хотылев, 2016; Хотылев, 2014].

Здесь важно отметить, что обогащенная группа явно преобладает среди пород навышского комплекса, в то время как обедненные разности распространены лишь в окрестностях р. Ушат и в районе г. Малый Миасс и встречаются весьма редко.

Разница между отдельными разностями пород хорошо заметна на мультиэлементной диаграмме (рис. 3.1.12): здесь отчетливо выделяются обогащенные спектры (группы 1 и 2) и обедненные (группа 3), отвечающими высоко- и низкотитанистой группам соответственно. Для сравнения на мультиэлементную диаграмму нанесено поле дацитов (группа 4) – эти породы ощутимо отличаются распределением рассеянных элементов от трахибазальтов, хотя и имеют некоторые общие черты. Дациты подробно будут рассмотрены в разделе «Дациты г. Малый Миасс».

Низкотитанистые породы характеризуются низкими содержаниями всего спектра рассеянных элементов (группа 3 на рис. 3.1.12), близкими к таковым в обогащенных породах срединно-океанических хребтов (E-MORB). Как и в большинстве габброидов этой территории, в них проявлены минимумы высокозарядных элементов – Ta, Nb, Zr, Hf, хотя и не так отчетливо, как в более высокотитанистых разностях. Отмечается определенное обогащение высокозарядными элементами – свинцом, барием и рубидием, что, вероятно, связано с взаимодействием с окружающими породами и обычно для магматических образований, сформированных на мощной континентальной коре. Породы имеют низкие содержания тяжелых редкоземельных элементов – даже ниже, чем в эталоне OIB, что обычно связывается с выплавлением на глубинах, где устойчив гранат [Туркина, 2008; Интерпретация..., 2001]. Если сравнивать их с габброидами другого возраста, то эта группа очень похожа на самые обедненные разности позднерифейских габбровых комплексов [Ковалев, 2011].

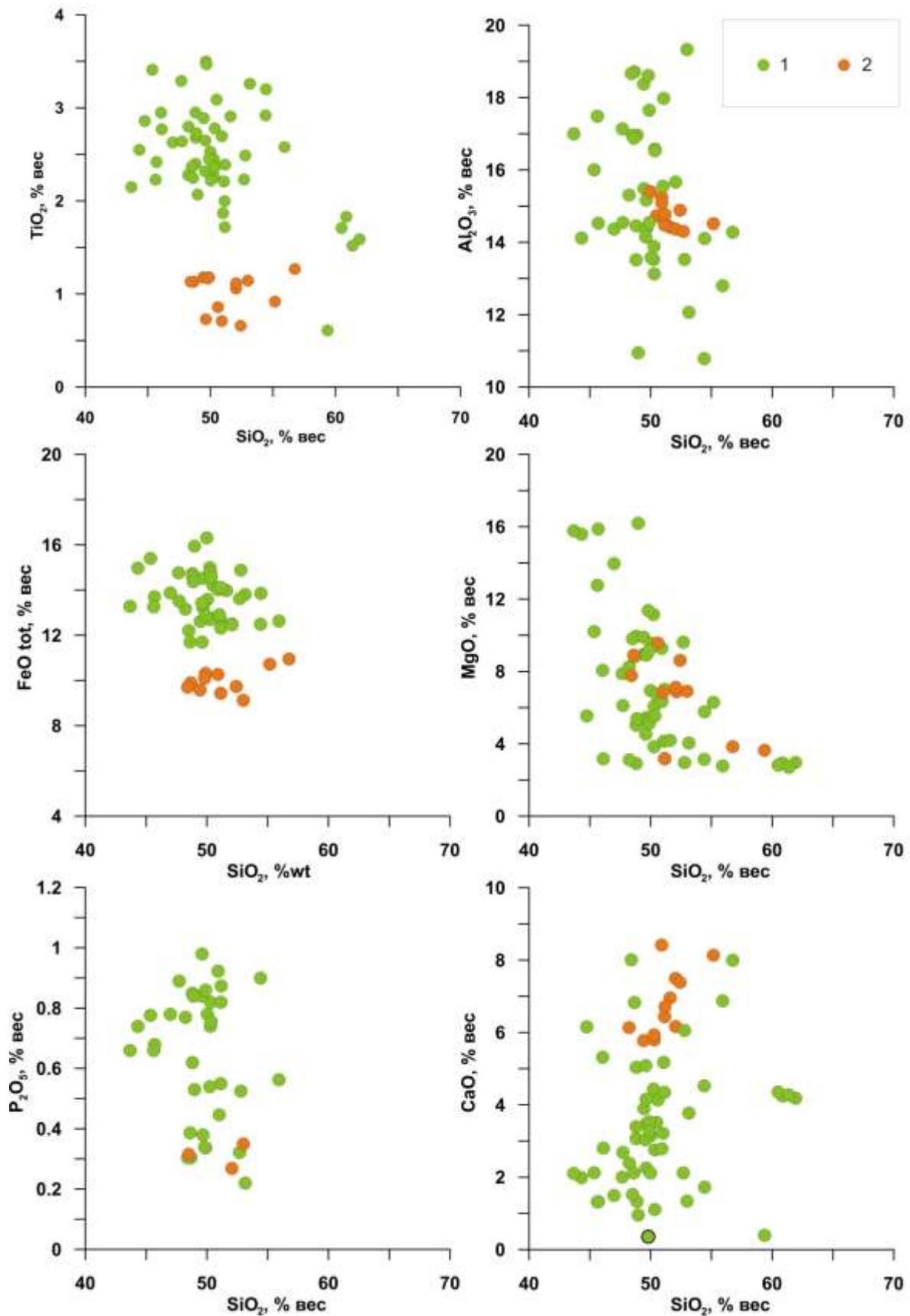


Рис. 3.1.11. Распределение петрогенных оксидов (диаграммы Харкера) для эффузивов навышского комплекса. 1 – высокотитанистая группа; 2 – низкотитанистая. На диаграмме использованы авторские данные, а также данные [Горожанин и др., 2012; Ernst et al., 2006; Зорин, 1989ф; Парначев, 1978; Ленных, Петров, 1974б]. Данные химических анализов приведены в приложении 1, таблицы 1, 2

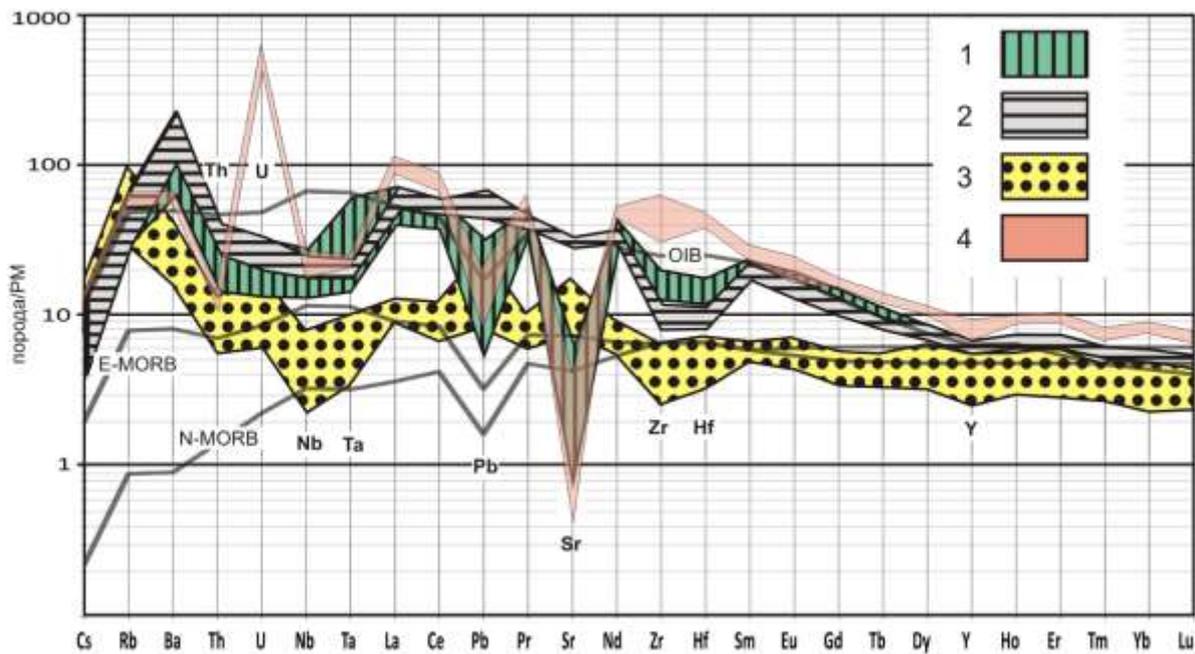


Рис. 3.1.12. Распределение рассеянных элементов для пород навьюшского комплекса и дацитов г. М. Миасс. Содержания нормированы на примитивную мантию (PM). Значения всех эталонов (PM, OIB, E-MORB, N-MORB) приведены по [Sun, McDonough, 1989]. В диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008; Ernst et al., 2006; Краснобаев и др., 2013]. 1 – трахибазальты с возрастом 1752 млн лет [Краснобаев и др., 2013]; 2 – обогащенная группа; 3 – обедненная группа; 4 – дациты (см. пояснения в тексте). Химические составы пород, использованных на диаграмме, приведены в приложении 1, таблица 2

Для высокотитанистых разностей характерно обогащение всем набором рассеянных элементов – их спектры практически полностью совпадают с распределением в OIB (рис. 3.1.12, группы 1 и 2). Для всех образцов этой группы характерно в разной степени обеднение Zr и Hf на 10–20 единиц нормированного содержания ниже эталона OIB (практически до уровня в E-MORB). С чем это связано, пока не ясно, но, судя по спектрам для разновозрастных габбро [Ковалев, 2011], обеднение этими элементами часто встречается в породах рифейских габбровых комплексов Башкирского антиклинория.

Отметим отчетливое обеднение Nb, Ta, что обычно считается признаком надсубдукционной обстановки, но встречается и в породах трапповой формации [Криволицкая, 2012ф; Соболев и др., 2009] типичного внутриплитного происхождения.

Интересно, что содержание свинца в низкотитанистых и в высокотитанистых разностях весьма близки между собой, особенно у групп 1 и 3 – при этом что, если уровень рассеянных элементов регулировался за счет дифференциации расплава в промежуточных очагах, то можно предполагать, что более дифференцированные (обогащенные) разности должны быть обогащены и свинцом, так как у них больше возможностей взаимодействовать с коровым веществом, чем у расплавов, поднимающихся без остановок в промежуточных очагах. С другой стороны, как уже отмечалось в разделе «Изучение зональности и расслоенности тел», и как

наблюдается в группах 1 и 3, содержания свинца коррелируют с содержаниями стронция, что может наводить на мысль, что они могут регулироваться одним компонентом – либо плагиоклазом, либо вторичным кальцитом.

Однако стоит отметить, что для обогащенной группы отмечены и различия в распределении ряда элементов. Так, часть проб характеризуется значительным обеднением Sr (в 20–30 раз, то есть почти до содержания в РМ). На этот счет существуют две гипотезы [Туркина, 2008; Интерпретация..., 2001]. Это может объясняться, во-первых, кристаллизационным фракционированием, так как Sr по свойствам весьма близок к кальцию и может занимать его позицию в кристаллической решетке, а, во-вторых, более поздними метасоматическими процессами. С одной стороны, в пользу первой гипотезы свидетельствует отчетливая корреляция содержания CaO и Sr в (высокотитанистые разности обеднены CaO) и отсутствие корреляции между CaO и K₂O в метасоматитах (породы претерпели активнейший метасоматоз с привнесом K₂O), что можно рассматривать как свидетельство отсутствия миграции CaO в этом процессе. С другой стороны, при фракционировании плагиоклаза, одного из главных носителей кальция, в трахибазальтах обычно наблюдается обеднение Eu, которое отсутствует в высокотитанистых разностях (но оно формируется лишь в восстановительных обстановках). Другой носитель кальция, за счет фракционирования которого могла бы формироваться такая отрицательная аномалия, – клинопироксены. Однако уменьшение содержания Cr, V, Sc, Ni, которые накапливаются в клинопироксене и могли бы фиксировать его осаждение, не наблюдается. Поэтому пока этот вопрос остается открытым [Интерпретация..., 2001].

Полученные по вулканитам навышского комплекса данные были сравнены с данными для вулканитов аналогичного состава Эфиопского плато (данные из базы геохимических данных GEOROCK [<http://georoc.m...>]). По характеру распределения стронция в вулканитах Эфиопского плато обнаруживаются две группы, как и в породах навышского комплекса. Они хорошо различаются на диаграммах La-Sr и La-Sr/Sm (рис. 3.1.13). Судя по форме полей на диаграммах, распределение стронция регулируется изменением двух параметров. Создается впечатление, что относительно пологий тренд на диаграмме La-Sr формируется при нормальной эволюции расплава – происходит синхронное накопление этих компонентов, в то время как субвертикальный тренд обязан своим происхождением внезапному выносу (?) стронция или по крайней мере значительному уменьшению его содержания. Возможно, тут некоторую роль могла играть кристаллизация плагиоклаза или, по крайней мере, удаление его из расплава. Аналогичная картина отражена и на диаграмме Sm/Sr-La. Интересно, что большая часть фигуративных точек навышского комплекса явно следуют по второму сценарию, в то

время как в породах Эфиопского плато явно преобладает первый.

Однако здесь стоит отметить, что Навышский рифт и Восточно-Африканская рифтовая система (ВАРП) ощутимо различаются как по своим размерам, так и по объемам вулканогенных пород – в ВАРП они несравненно больше. Прямое следствие из этого – масштабы магмогенерации под ВАРП могут в разы превышать те, что были под Навышским рифтом, что не может не отразиться на составе пород, хотя основные процессы петрогенеза должны быть схожими.

Для сравнения на эти диаграммы также нанесены и фигуративные точки пород дайковых комплексов, развитых в поле Тараташского выступа – они практически полностью совпадают с точками пород Эфиопского плато и лишь частично перекрываются с точками навышского комплекса.

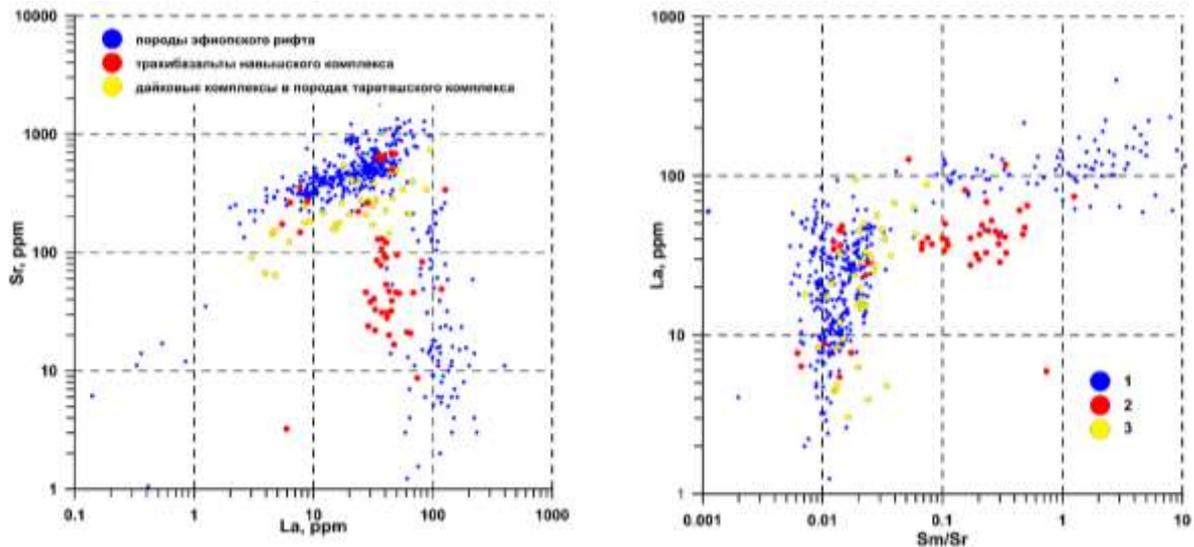


Рис. 3.1.13. Распределение содержаний La, Sr и Sm для пород навышского комплекса, вулканитов Эфиопского плато и пород дайковых комплексов Тараташского выступа. Содержания элементов в мкг/г. Содержания в породах Эфиопского плато по данным базы данных GEOROCK. Условные обозначения на диаграммах одинаковые. См. пояснения в тексте. Химический состав пород навышского комплекса приведен в приложении 1, таблицы 1 и 2

Среди пород Эфиопского плато так же прослеживаются две группы по степени обогащения редкоземельными элементами. Лучше всего этот параметр отражается с помощью диаграммы La-La/Yb (рис. 3.1.14). Здесь среди вулканитов Эфиопского плато выделяется две группы (поля А и В), с которыми полностью совпадают фигуративные точки высоко- и низкотитанистых трахибазальтов навышского комплекса соответственно. Поле кислых пород ВАРП «С» характеризуется более высокими содержаниями лантана, и что любопытно – лежит не на продолжении полей А и В, а располагается сбоку.

Это свидетельствует о том, что кислые породы не являются чистыми продуктами дифференциации основных, так как в этом случае отношение La-La/Yb оставалось бы

неизменным и они лежали бы на одной прямой. Аналогичная ситуация и с дацитами – они располагаются сбоку от тренда эволюции трахибазальтов навышского комплекса.

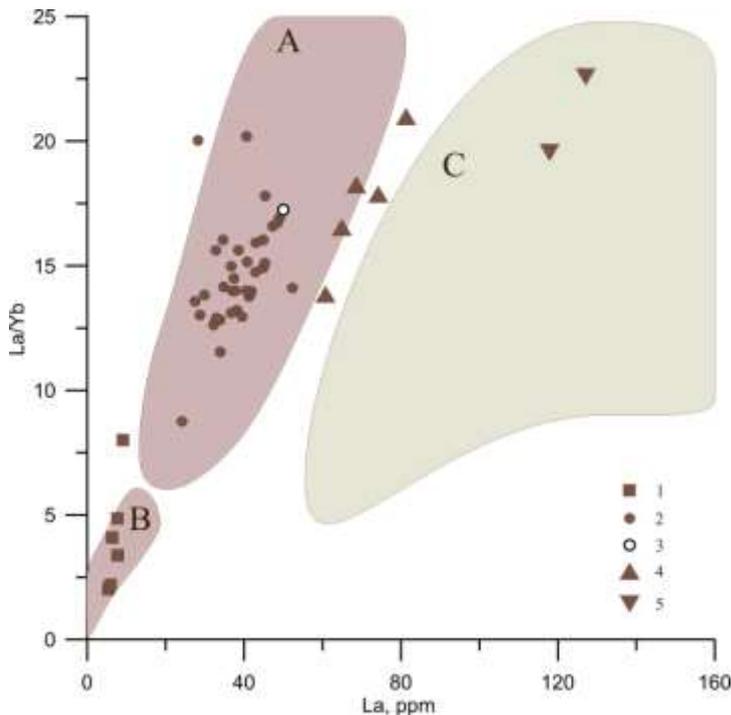


Рис. 3.1.14. Распределение La и Yb для вулканитов навышского комплекса и вулканитов Эфиопского плато. 1 – обедненная группа; 2 – обогащенная группа; 3 – трахибазальты возрастом 1 752 млн лет [Краснобаев и др., 2013б]; 4 – дациты, наши данные; 5 – дациты, по [Ernst et al., 2006]; А, В – поля основных вулканитов Эфиопского плато; С – поле кислых вулканитов Эфиопского плато. На диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008]

Химический состав пород навышского комплекса приведен в приложении 1, таблицы 1 и 2

Бостониты. В целом бостониты характеризуются крайне высокими содержаниями K_2O 12-15%, уверенно завышенными содержаниями TiO_2 2,6-3,6% и P_2O_5 – 0,6-1,05%.

На контактах с вмещающими трахибазальтами происходит плавное увеличение содержаний кремнезема и оксида калия, а вот содержания оксидов алюминия, железа, магния, кальция и натрия существенно уменьшаются. К сожалению, данные об элементах-примесях для бостонитов отсутствуют.

В свете достаточно специфического облика и геохимической характеристики бостонитов в истории неоднократно возникали споры относительно их происхождения и соотношения с трахибазальтами. Изначально их первооткрыватели В.И. Петров и В.И. Ленных [1978б, 1974б] считали, что это самостоятельные жильные образования, плавные переходы ко вмещающим базальтам связаны с процессами ассимиляции и метасоматоза. Однако, позднее В.П. Парначевым [1976, 1978] было показано, что бостониты очень сильно отличаются по нормативному составу от бостонитов мира и лучше всего такие различия можно объяснить, если предполагать их вторичное происхождение по базальтам в результате мощного, но локального метасоматоза. В пользу такого происхождения свидетельствует сохранение в них первичных базальтовых структур, а в микроклинах – реликтов полисинтетических двойников бывших плагиоклазов, аномально высокие содержания оксида титана и не характерные для обычных магматических пород соотношения CaO , Na_2O , K_2O .

Подходя чуть ближе к современности, надо сказать, что А.А. Краснобаев с коллегами [1992] обосновывали два тренда дифференциации в образованиях навышского комплекса: тренд дифференциации с направлением трахибазальты – дациты и тренд бостонитизации с направлением трахибазальты – бостониты, опираясь на распределение петрогенных оксидов, а также на Rb-Sr систему. Но создается впечатление, что однозначно это сделать не удалось. Как весьма убедительно показано недавно В.М. Горожаниным с коллегами [2008] эти два тренда могли "появиться" в результате не очень корректной выборки проб.

На диаграмме TAS (рис. 3.1.9) бостониты располагаются обособленной группой с сильно повышенной щелочностью и кремнекислотностью относительно основной части трахибазальтов. Однако если рассмотреть зависимость петрогенных оксидов и относительно инертного оксида титана (рис. 3.1.15), то выяснится, что, в общем-то, бостониты не выделяются из общей массы базальтоидов. Не считая резкого обогащения оксидом калия и соответственно обеднения натрием, они незначительно обеднены оксидами кальция, магния и железа и в целом очень близки к основной массе трахибазальтов. Такие различия вполне могли сформироваться при метасоматической переработке вулканитов с разрушением мафических минералов (пироксенов и возможного оливина) и формированием калиевых минералов – как собственно калинатриевого полевого шпата, так и серицита и иных вторичных минералов.

Таким образом, можно предполагать, что бостониты все-таки являются метасоматическими породами, сформировавшимися в результате переработки трахибазальтов, в ходе которой видимо был привнесены калий и кремнезем, и вынесены натрий, в меньшей степени кальций и магний. Однако для достоверного установления природы бостонитов необходимы подробные петрологические исследования, в первую очередь изучение шлифов как самих бостонитов, так и пород зоны перехода между ними и трахибазальтами, а так же изучение характера распределения относительно неподвижных при вторичных процессах рассеянных элементов в этих зонах.

Бостониты в поле пород навышского комплекса от близких по составу пород других регионов отличаются более высокими содержаниями калия и титана. Стоит отметить, что такие метасоматические изменения распространены не только в айских базальтах. Калишпатизированные дайки долеритов описаны А.Ф. Ротарем в бассейне р. Инзер (южная часть Башкирского мегантиклинория), а также подобные щелочные метасоматиты, несущие редкометалльную минерализацию, известны и в других районах Башкирского мегантиклинория [Петрова, 1963; Червяковский и др., 1968]

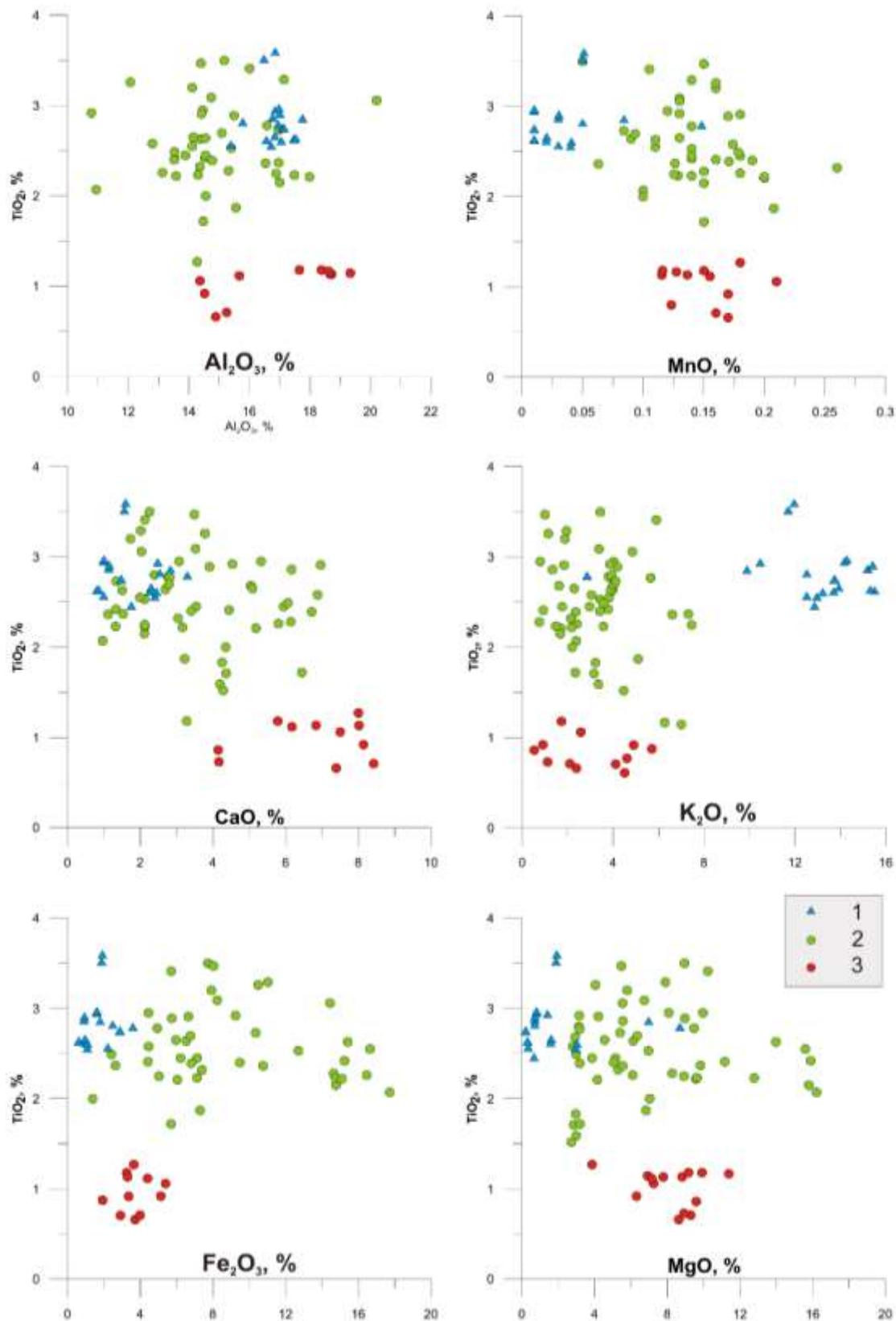


Рис. 3.1.15. Вариации содержаний петрогенных оксидов в трахибазальтах навьшского комплекса и в бостонитах относительно TiO_2 . Содержания всех компонентов в весовых процентах. 1 – бостониты; 2 – высокотитанистые трахибазальты; 3 – низкотитанистые трахибазальты. Составлено с использованием данных [Ленных, Петров, 1974б; Парначев, 1978; Краснобаев и др., 1992; Горожанин и др., 2008; Тевелев и др., 2014; Хотылев, Тевелев, 2017г]. Химический состав пород навьшского комплекса приведен в приложении 1, таблицы 1 и 2

3.1.4. Возрастные ограничения

Возраст навышского комплекса неоднократно становился объектом исследований, так как он маркирует основание стратотипа рифейских образований на территории Башкирского мегантиклинория. Первоначально, при геологосъемочных работах 1967–1969 гг. вулканиты были датированы К-Аг методом как вендские [Ленных, Петров, 1978б; 1974б; Румянцева, 1980 и ссылки в ней]. В дальнейшем их возраст неоднократно переоценивался. А.А. Краснобаев с коллегами [1992], проведя тщательные изотопные исследования К-Аг, Rb-Sr и U-Pb систем, пришли к выводу, что более вероятным можно считать возраст 1615 ± 45 млн лет. Одновременно указанными авторами установлены и возможные этапы вторичных преобразований: 1350 ± 15 , 846 ± 24 и 630 млн лет. Любопытно, что в этой же работе получены и значения возраста в интервале 1 440–1 460 млн лет, исключенные, однако авторами из конечной оценки возраста, хотя при этом упомянуто, что исследованы цирконы как из основных, так и из кислых разностей. Данные изотопного датирования предшественников приведены в приложении 2.

Позднее Ю.Л. Ронкин и О.П. Лепехина [2008] методом U-Pb SHRIMP-II по цирконам из трахибазальтов получили конкордантный возраст в 1400 ± 10 млн лет. К сожалению, в этой работе не приведены ни геохимические, ни петрологические данные о изученных породах.

В.М. Горожанин с коллегами [2008] получили Rb-Sr эрохронный возраст для высокотитанистых трахибазальтов навышского комплекса, который составил 717 ± 78 млн лет, что достаточно близко к возрасту вторичных преобразований, полученному А.А. Краснобаевым [1992] – 846 ± 24 млн лет. Однако нам кажется, что важнее всего то, что В.М. Горожанин объединил свои данные с данными А.А. Краснобаева, при этом обнаружилось, что низкотитанистые разности не укладываются на одну эрохрону с высокотитанистыми. Указанное можно рассматривать в качестве еще одного подтверждения разновозрастности низко- и высокотитанистых разностей или по крайней мере разной истории их преобразований.

Относительно недавно А.А. Краснобаевым с коллегами [2013б] получены гораздо более древние датировки для трахибазальтов навышского комплекса – 1752 ± 11 млн лет, что практически на 100 млн лет древнее их принятого на данный момент возраста. Проанализированные трахибазальты, судя по данным химического состава, приведенному в работе, близки к высокотитанистой группе (рис. 3.1.12, группа 2), что можно рассматривать как свидетельство в пользу разновозрастности образований комплекса.

Тогда же, в 2013 году В.Н. Пучков с коллегами [Puchkov et al., 2014, 2013] получили по цирконам тоже из основных вулканитов навышского комплекса датировку 1362 ± 17 млн лет, явно отвечающую уровню машакского магматизма. В целом, несмотря на неожиданный возраст, ничего сверхъестественного в этом нет – вероятно, вулканиты машакского события

распространены гораздо шире, чем ожидалось. Более того, недавно В.Н. Пучков с коллегами [2017а, 2017б] провели датирование цирконов методами SHRIMP и ID-TIMS из риодацитов и трахириодацитов Багрушинского комплекса – он не имеет отношения к навышскому комплексу, но располагается относительно недалеко – на Багрушинских горах к юго-западу от г. Куса. Для него вместо предполагаемого вендского возраста был получен возраст $1348,6 \pm 3,2$ млн лет – это лишь подтверждает широкое распространение среднерифейских магматитов с одной стороны и опять же указывает на сложное строение и **разновозрастность** тех магматических образований, которые сегодня объединены в навышский вулканический комплекс. Подтверждением этого являются и палеозойские датировки для этих же пород, полученные В.Н. Пучковым с коллегами [2011], подробнее о которых рассказано в главе «Пострифейский магматизм».

3.1.5. Краткие выводы по разделу «Навышский комплекс»

По петрологическим, а главным образом по геохимическим данным среди вулканитов основного состава навышского комплекса выделено не менее двух групп пород, сильно различающихся между собой. Обогащенные разности характеризуются повышенным содержанием TiO_2 , обогащены всем спектром рассеянных элементов и близки по их распределению к породам океанических островов (OIB). Кроме того они отличаются более низким содержанием CaO, отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf. Для пород обедненной группы характерно содержание $TiO_2 \leq 0,5-0,7\%$ и повышенная концентрация CaO по сравнению с обогащенной группой. Обедненные разности по спектрам рассеянных элементов наиболее близки к обогащенным базальтам COX (E-MORB), менее отчетливо они обеднены Ta, Nb, Zr, Hf. При этом обогащенная группа явно преобладает среди пород навышского комплекса, в то время как обедненные разности распространены лишь в окрестностях р. Ушат и в районе г. Малый Миасс и встречаются весьма редко.

Различия между группами прослеживаются не только по геохимическим особенностям, но и в минеральном составе: породы обогащенной группы содержат преимущественно лейсты плагиоклаза и значительное количество рудных минералов, в то время как в породах обедненной группы присутствует около 25% клинопироксена и значительно меньше более мелкого рудного минерала, представленного преимущественно магнетитом и титаномагнетитом.

Отметим, что среди пород дайковых комплексов, развитых в поле архейско-раннепротерозойских образований тараташского комплекса, наблюдается совершенно аналогичная картина – обнаружены разности с нормальным (0,5–1%) и повышенным содержанием ($\geq 1,5\%$) TiO_2 . И при этом обедненная группа навышского комплекса очень близка

в том числе и по характеру распределения рассеянных элементов к суимскому комплексу, а обогащенная – к кургасскому. Подробнее данные вопрос освещен в разделе «Дайковые комплексы Тараташского выступа».

В результате микронзондовых исследований показано, что породы изменены очень сильно. В отдельных образцах трахибазальтов по данным электронной микроскопии до 25–30% поверхности шлифа занято фазой, состав которой отвечает кварцу, а остальное пространство – смесью минералов группы хлорита. При этом валовый состав соответствует трахибазальтам или базальтам и фиксирует лишь миграцию щелочей. Обнаруженные в бостонитах реликтовые структуры плагиоклазов могут служить доказательством их метасоматического происхождения.

Различия между группами трахибазальтов навьшского комплекса мог быть обусловлен составом источника, поставившего расплав, однако, учитывая широкий интервал изотопных датировок, можно предполагать, что вулканиты, объединенные в айскую свиту, относятся к разновозрастным образованиям. При этом с достаточной уверенностью можно говорить, что этапы магматизма имели место быть как минимум около 1750 и 1615-1650 млн лет назад.

Вместе с тем аналогичные **обедненная** и обогащенная серии прослеживаются и в вулканических породах Эфиопского плато, геодинамическим аналогом которого могла являться навьшская рифовая структура. На Эфиопском плато обе серии формировались практически одновременно [<http://геогос.м...>], а значит, и в навьшской структуре они могли формироваться в одно и то же время.

Геодинамические условия формирования навьшского комплекса, схема развития магматизма на протяжении всего раннего рифея, соотношение полученных автором и иными исследователями геохимических, изотопных данных вулканитов и литологических особенностей пород айской свиты и ее аналогов на платформе, соотношение Навьшского рифта со структурами окраины Восточно-Европейской платформы будут освещены в главе «Основные этапы позднедокембрийского магматизма Башкирского мегантиклинория».

ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ №1

Залегающие в основании стратотипического разреза нижнего рифея Башкирского мегантиклинория вулканические образования навьшского комплекса, содержат две серии магматитов, различающиеся по петрографическим и геохимическим характеристикам и имеющие разные изотопные датировки.

Первая серия имеет возраст близкий к 1750 млн лет, а вторая – 1635-1650 млн лет. Прямым следствием из этого положения является невозможность отнесения навьшского комплекса (и вмещающей айской свиты) к раннему рифею и необходимость пересмотра стратиграфии раннего рифея.

3.2. Дайковые комплексы Тараташского выступа

3.2.1. Общее геологическое строение

Дайки долеритов, габбро и метагабброидов суимского комплекса необычайно широко распространены в пределах Тараташского выступа. В некоторых известных разрезах тела долеритов составляют до 15-20% видимой мощности. Так, при геологосъемочных работах 1970-х годов [Петров и др., 1975ф] к югу от г. Бильдиш (Бильдяш) в разрезе по профилю канав общей протяженностью 3584 м было выявлено 58 даек. Скважина №155 в районе д. Куватал из 917 метров 198 м прошла по 23 метадолеритовым телам [Ленных, Петров, 1974а; 1978а; 1978в]. Дайки обычно относительно хорошо обнажены и выделяются в рельефе в виде узких гряд и возвышений, чаще образуют элювиальные развалы на вершинах холмов и сопок, ориентированных по простиранию даек. Наши полевые исследования подтверждают широчайшее распространение даек (рис. 3.2.1, рис. 3.2.2).

Морфология даек разнообразна. Обнаружены как простые прямолинейные дайки, так и сложные ветвящиеся. Внутреннее строение даек в большинстве случаев однородное, однако в наиболее крупных телах достаточно отчетливо выделяются мелкозернистые разности зоны эндоконтакта. Мощность даек может достигать 150 м, а по простиранию некоторые из них прослеживаются более чем на 5-8 км. Преобладающее простирание даек север-северо-восточное (АзПр 10), северо-восточное (АзПр 30-40), реже встречаются тела северо-западного простирания (АзПр 330-350). Падения преимущественно юго-восточные, под углами 45-70°. В большинстве своем ориентировка даек совпадает с элементами залегания гнейсовидности и сланцеватости метаморфических толщ, но есть дайки, занимающие секущее положение. Контакты даек с вмещающими породами обычно резкие прямолинейные (рис. 3.2.1).

Дайки в большинстве своем не подвергались процессам мигатизации, широко проявившимся в породах тараташского комплекса на уровне 1850 млн лет, и не затронуты зонами бластомилонитов близкого к ним возраста, а, следовательно, можно предполагать, что они моложе этих событий, то есть не древнее 1850 млн лет [Тевелев и др., 2015; Ронкин и др., 2012]. При этом не подлежит сомнению, что здесь распространены и более древние, раннепротерозойские дайки, так как некоторые из них рассечены мигматитами. Подробнее возраст дайковых комплексов Тараташского выступа будет обсуждаться в разделе «Возрастные ограничения» в конце главы.



Рис. 3.2.1. Дайки долеритов суимского комплекса среди архейско-раннепротерозойских пород тараташского комплекса. Вскрышной карьер месторождения Радостное

В связи с невозможностью определить возраст для каждого тела изотопными методами за основу для классификации тел были взяты их петрологические и геохимические характеристики. При анализе этих данных было установлено, что все породы можно разделить на две группы, хорошо различающиеся по целому ряду параметров – главным образом, по содержанию оксида титана, рассеянных элементов, а также по разному количеству микропегматитовых сростаний и облику пироксенов. В связи с весьма спорным возрастом этих двух групп (см. ниже), в дальнейшем будем использовать названия «обедненная» и «низкотитанистая» для первой группы, и «обогащенная» и «высокотитанистая» для второй. Их соотношение с известными комплексами так же будет обсуждено ниже. Важно, что никакой закономерности в размещении тел, принадлежащих этим двум группам, не обнаружено – тела из разных групп могут располагаться рядом. Это доказывает, что приведенные ниже характеристики их состава вероятнее всего первоначальные, а не приобретенные ими при позднейших изменениях (рис. 3.2.2).

Пространственное размещение всех изученных тел габбро в поле тараташского комплекса и его ближайшего обрамления приведено на рис. 3.2.2. Координаты точек отбора проб и результаты химического анализа приведены в приложении 1.

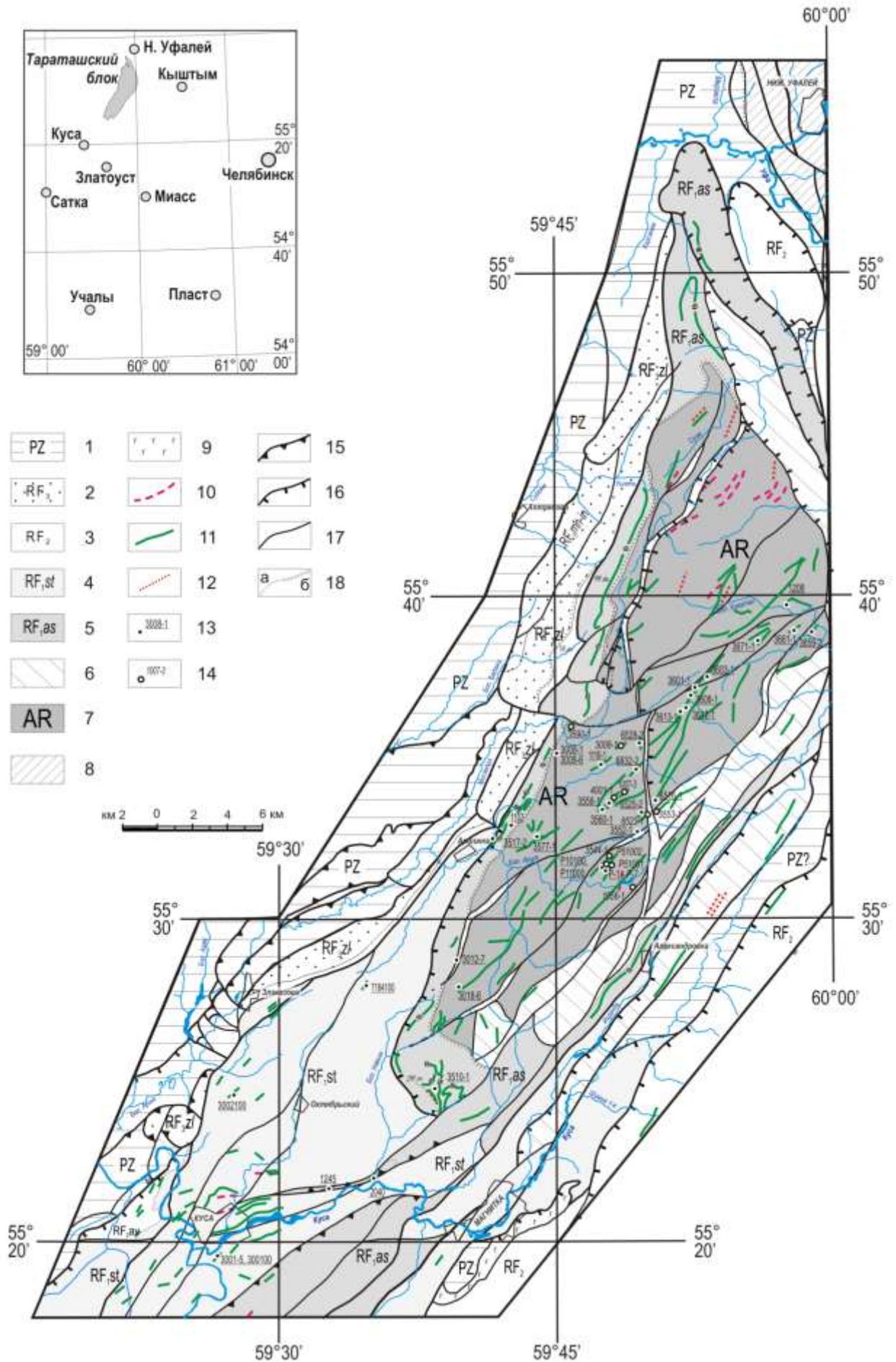


Рис. 3.2.2. Схема расположения изученных дайковых комплексов в строении Татарашского: 1 – палеозойские образования; 2 – верхний рифей: инзерская и миньярская свиты (RF_3in-mn), зильмердакская свита (RF_3zl); 3 – среднерифейские образования, в том числе авзянская свита (RF_2av); 4, 5 – нижний рифей: 4 – саткинская свита; 5 – айская свита с горизонтами трахибазальтов (tb); 6 – бластомилониты и тектониты; 7 – архейско-протерозойский тараташский комплекс; 8 – Уфалейский блок протерозойского возраста; 9 – Кусинско-Копанский массив; 10 – дайки пикритов и пикродолеритов; 11 – дайки долеритов, габбро и метадолеритов; 12 – дайки кислого состава; 13, 14 – точки отбора проб с указанием из номера: 13 – высокотитанистые тела кургасского комплекса; 14 – низкотитанистые тела суимского комплекса; 15 – шарьяжи; 16 – надвиги; 17 – разломы; 18 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные. Составлено с использованием материалов и карт [Мосейчук и др., 2016ф-а; Мосейчук и др., 2016ф-б; Зорин, 1989ф; Алексеев, 1984]

3.2.2. Петрографическая и геохимическая характеристики

Низкотитанистая группа. Отличительная петрографическая черта габброидов этой группы – весьма высокая степень вторичных изменений: иногда до 60% породы составляет актинолит и хлорит, а плагиоклаз сильно сосюритизирован и далеко не всегда сохраняется. В целом, это мелко-среднекристаллические массивные породы, сложенные идиоморфным плагиоклазом (35–60%), вторичным актинолитом и почти не содержащие пироксена – он полностью замещен актинолитом (до 30–60%), хлоритом и серицитом. Типичный облик пород низкотитанистой группы изображен на рис. 3.2.3.

Породы обладают реликтовой габбровой структурой и массивной, изредка слабополосчатой текстурой. В наименее измененных разностях минеральный состав примерно таков: клинопироксен – 30–32%, плагиоклаз – 60%, кварц-полевошпатовые симплектиты – 5–7%, тремолит – 2–3%

Кристаллы *плагиоклаза* размером до 0,7–0,2 мм длиннопризматические, образуют основную ткань породы. Плагиоклаз на 90% замещен эпидотом и цоизитом, а также листочками серицита. Промежутки между кристаллами пироксена и плагиоклаза могут быть заняты симплектитовыми срастаниями кварца и полевого шпата, причем кварц в них явно преобладает, но в целом количество таких срастаний не превышает первых процентов. Также обнаруживаются длинные, до 1,5 мм кристаллы *тремолита*, вероятно развившиеся по пироксенам. *Рудный* минерал представлен титаномagnetитом и составляет не более 1–1,5%. Он образует ксеноморфные скелетные выделения, собранные в агрегаты размером до 1–1,5 мм.

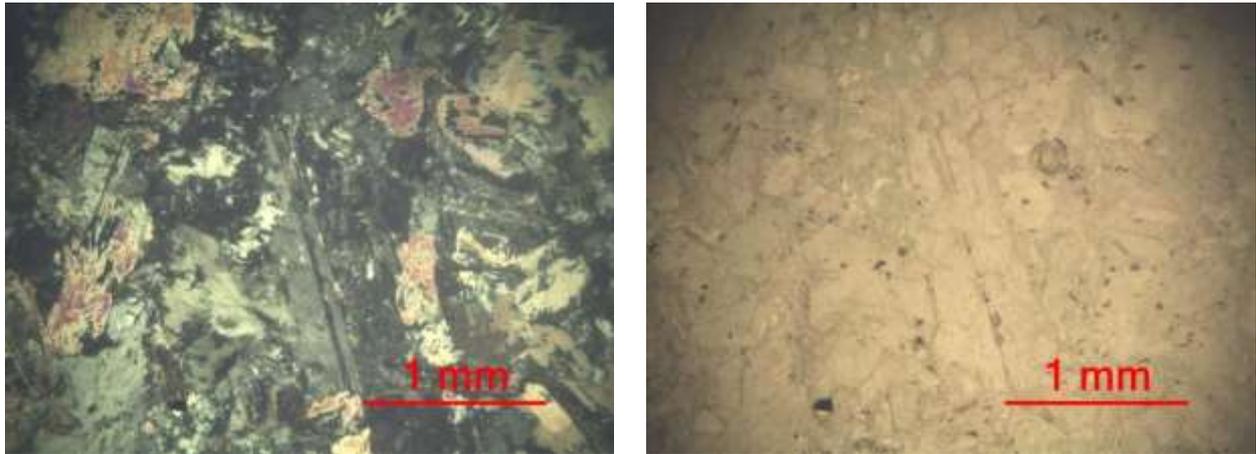


Рис. 3.2.3. Низкотитанистые габброиды (шлиф P7). Крупные призматически кристаллы плагиоклаза, бледно-зеленые с желтыми окрасками листья хлорита. Левый – с анализатором, правый – без анализатора

По кремнекислотности низкотитанистые разновидности располагаются в полях габбро и габбро-диоритов и характеризуются содержанием SiO_2 49-53%, суммы щелочей 3-4,5% с преимущественным преобладанием натрия над калием. Разница между группами заметна уже по уровню кремнекислотности и общей щелочности – низкотитанистые разновидности более основные и содержат меньшее количество щелочей, что хорошо заметно на диаграмме TAS (рис. 3.2.4)

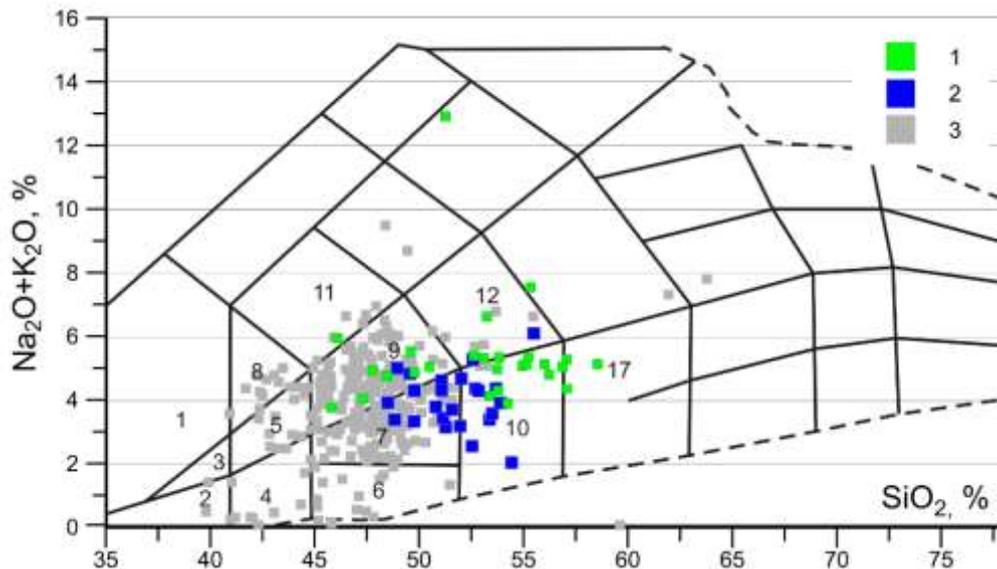


Рис. 3.2.4. Диаграмма TAS для пород высокотитанистой и низкотитанистой групп даек Тараташского выступа. 1 – высокотитанистые габбро; 2 – низкотитанистые габбро; 3 – породы кургасского комплекса. Содержания компонентов в весовых %.

Поля на диаграмме: 1; 2; 3; 5 – умеренно-щелочные базальты; 6; 7 – базальты (габбро); 9 – трахибазальты (монцогаббро); 10 – андезибазальты (габбро-диориты); 11 – щелочные базальты; 12 – трахиандезибазальты; 13 – фонотефриты; 17 – андезиты. Химический состав дайковых комплексов приведен в приложении 1, таблицы 3 и 4

Они отличаются от высокотитанистых долеритов комплекса умеренным содержанием TiO_2 – не более 1,4%, K_2O – в основном менее 1%, хотя есть и редкие разновидности, обогащенные K_2O и P_2O_5 . Различия между этими комплексами проявляются и в соотношении оксидов натрия

и калия (рис. 3.2.5): так, фигуративные точки низкотитанистых пород на диаграмме K_2O-Na_2O выстраиваются в почти горизонтальный ряд: изменяется содержание K_2O при практически неизменном содержании Na_2O . Для высокотитанистых разновидностей содержания щелочей связаны обратной пропорциональной зависимостью и, соответственно, образуют отрицательный тренд на диаграмме (рис. 3.2.5). Возможно, это связано с тем, что в силу более древнего возраста (см. ниже), низкотитанистые дайки успели претерпеть метасоматическую переработку (например, одновременно с метасоматозом навышских вулканитов). Отрицательная корреляция содержаний оксидов калия и натрия очень типично для пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой фации, при которой происходит локальное перераспределение щелочей, что не противоречит общей геологической ситуации.

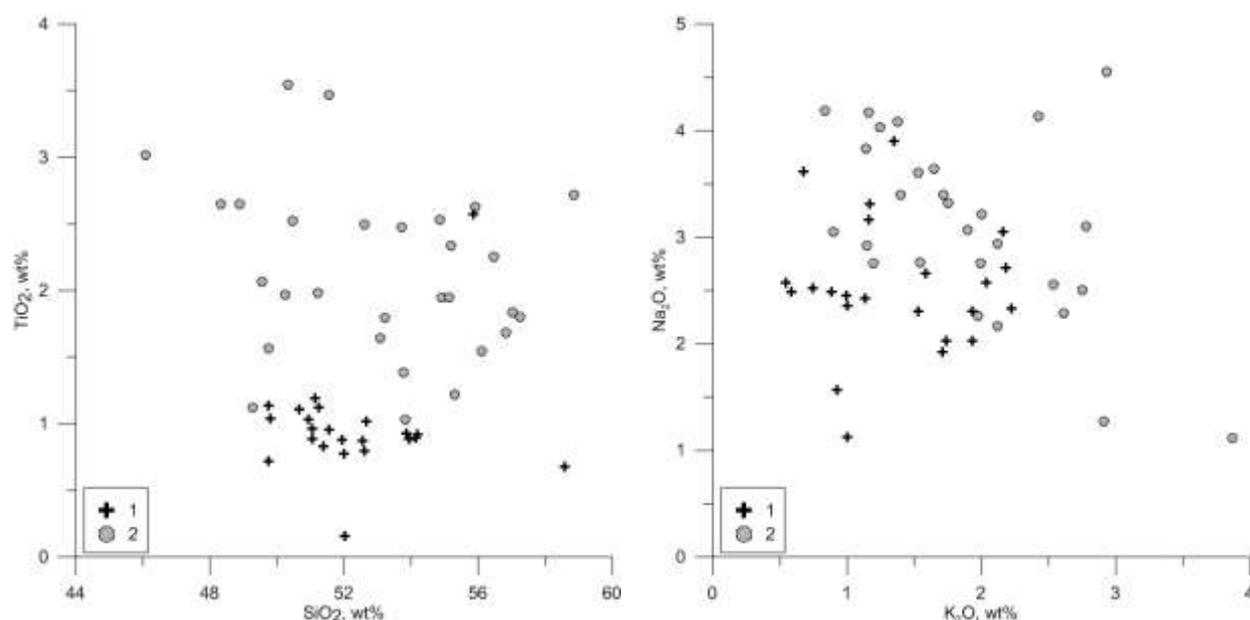


Рис. 3.2.5. Распределение содержаний SiO_2 , TiO_2 , K_2O и Na_2O в породах дайковых комплексов Тараташского выступа. 1 – низкотитанистые разновидности; 2 – высокотитанистые. Содержания компонентов в весовых процентах. Химический состав дайковых комплексов приведен в приложении 1, таблицы 3 и 4

Что касается распределения рассеянных элементов, то породы низкотитанистой группы весьма близки к E-MORB (рис. 3.2.6). Причины обеднения высокозарядными элементами (Zr , Hf , Ta , Nb), характерного для большинства рифейских габброидов, до конца не ясны [Ковалев, 2011; Ковалев и др., 2015]. Обычно эта особенность рассматривается как признак надсубдукционных обстановок, однако по современным геодинамическим представлениям, островной дуги в рифее Урала не было. Зато «минимум» тантала и ниобия известен в сибирских траппах, для которых внутриплитное происхождение установлено достаточно достоверно [Криволуцкая, 2012ф; Соболев и др., 2009]. Неравномерное обогащение крупноионными элементами (U , Th , Rb , Ba) может быть связано с контаминацией корового вещества или какой-

либо метасоматической переработкой. Обогащение свинцом принято считать признаком смешения с коровым веществом [Хотылев, Тевелев, 2014а, 2017а].

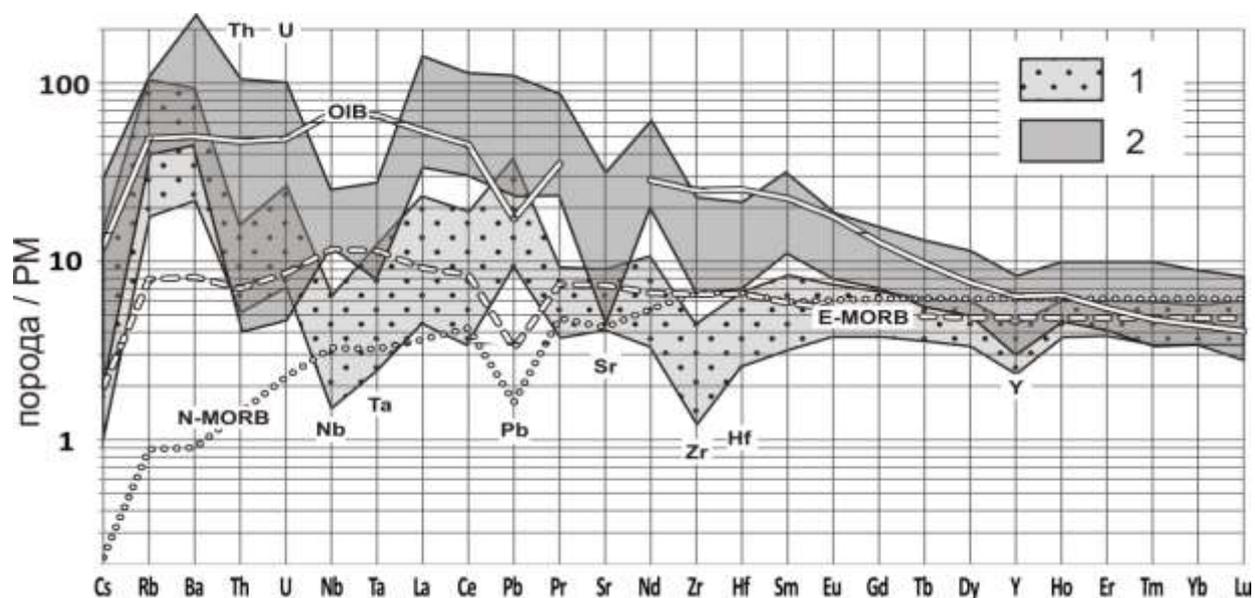


Рис. 3.2.6 Распределение рассеянных элементов в породах дайковых комплексов Тараташского выступа и в основных породах некоторых геодинамических обстановок. Содержания элементов нормированы на примитивную мантию (РМ). 1 – низкотитанистые габбро; 2 – высокотитанистые габбро; Значения эталонов РМ, OIB, E-MORB, N-MORB приведены по [Sun, McDonough, 1989]

Химический состав дайковых комплексов приведен в приложении 1, таблицы 3 и 4

Высокотитанистая группа. Отличительные петрографические черты пород высокотитанистой группы – обилие микрографических (гранофировых) кварц-полевошпатовых сростаний, количество которых может достигать 25% и присутствие клинопироксена с розоватым или коричневатым оттенком. Обилие микрографических сростаний обуславливает чуть более кислый состав – породы относятся к габбродиоритам, иногда к монцогаббро, монцодиоритам. В целом, эти породы изменены слабо, имеют характерный массивный облик с гранофировой структурой [Хотылев, 2017б].

Плагиоклаз образует идиоморфные призматические кристаллы, часто чистые и хорошо оформленные размером до $1 \times 0,5$ мм и может составлять до 60% породы.

Клинопироксен присутствует в виде более мелких кристаллов (17–25%) с квадратными и близкими к ним сечениями, размером 0,2–0,3 мм. Он обладает слабым плеохроизмом в розоватых тонах, $2V +45-50$, $r > v$, частично по краям замещен каймой болотно-зеленого герцинита – агрегата шпинели и тремолита. Изредка встречаются кристаллы с зональным погасанием. По оптическим показателям клинопироксен можно отнести к титанистому авгиту. Хотя характерных для него структур типа «песочных часов» нам обнаружить не удалось, но они отмечены предыдущими исследователями [Ленных, Петров, 1978а, 1974а].

Как выше уже отмечалось, около 15–20% породы сложено гранофировыми срастаниями кварца и полевого шпата размером до 0,2–0,3 мм (рис. 3.2.7-3.2.9). Стоит отметить, что в породах высокотитанистой группы гранофировых срастаний в целом больше, чем в низкотитанистых, и обычно они составляют до 20% объема породы (в низкотитанистых – не более 5–7%, а обычно 2–5%). Эта особенность была отмечена и предыдущими исследователями [Ленных, Петров, 1978а].

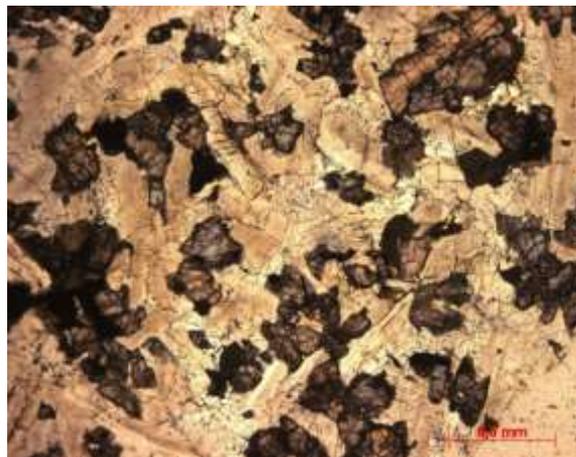
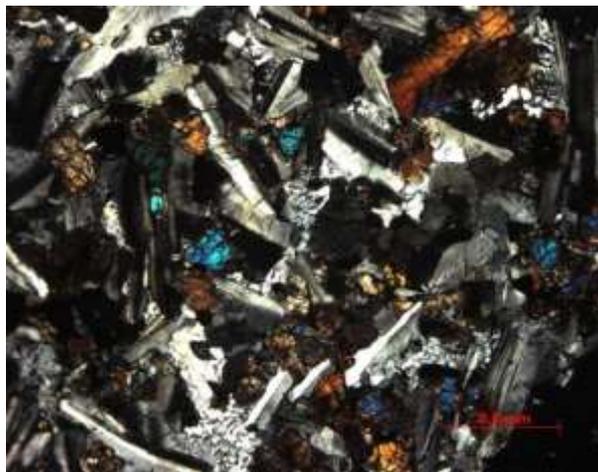


Рис. 3.2.7. Гранофировые габбро высокотитанистой группы. Шлиф 3612. Белые и серые призматические кристаллы – плагиоклаз, темные без анализатора субмикронные кристаллы – клинопироксен. Левый – с анализатором, правый – без анализатора

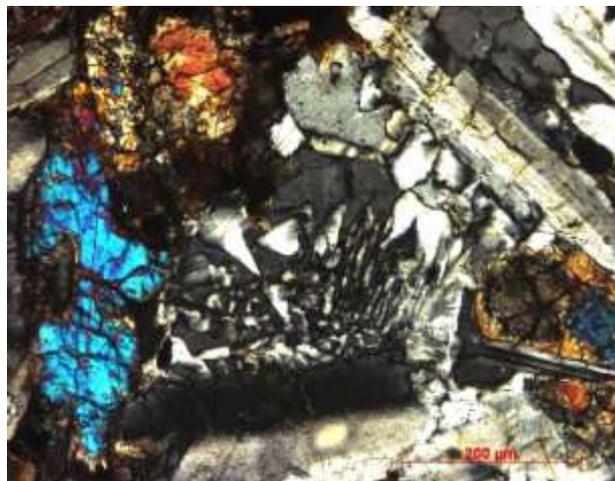


Рис. 3.2.8. Микропегматитовое срастание кварца и калинатового полевого шпата в гранофировых габбро. Кристаллы с яркими окрасками – клинопироксены. Шлиф 3612, с анализатором



Рис. 3.2.9. Гранофировые габбро с многочисленными микропегматитовыми кварц-полевошпатовыми срастаниями. Призматические кристаллы с низкими окрасками – плагиоклаз, изметричные выделения с желто-красными – клинопироксен. Шлиф 3552, с анализатором

Габбродолериты и долериты описываемой группы относятся к высокотитанистым разновидностям (рис. 3.2.4) и по кремнекислотности отвечают габбро и габбродиоритам нормальной и повышенной щелочности. Содержание SiO_2 колеблется в широких пределах – 45-57%, а $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – в узких 4-6%. Породы этой группы не только более кислые, чем базиты

низкотитанистой группы, но в целом являются самыми кремнекислыми из всех породы среднерифейского кургасского комплекса, что хорошо видно на диаграмме TAS (рис. 3.2.4). Подробно петрография, геохимия и возрастные ограничения кургасского комплекса освещены в главе «Магматизм начала среднего рифея»

В целом же в этих разностях наблюдается обратная зависимость содержаний K_2O и Na_2O , в отличие от пород низкотитанистой группы комплекса, для которых характерен единый уровень Na_2O при изменяющемся K_2O (рис. 3.2.5).

Главные геохимические признаки пород обогащенной группы – повышенная титанистость (1,5–3%) и обогащенность некогерентными элементами.

По характеру распределения рассеянных и редкоземельных элементов породы весьма похожи на внутриплитные магматиты (эталон OIB), как и низкотитанистые разности, характеризуются значительным обеднением высокозарядными элементами (Nb, Ta, Hf, Zr) (рис. 3.2.6). Некоторое обогащение свинцом вероятнее всего связано с захватом вещества континентальной коры фундамента. Стоит отметить небольшие различия в распределении редкоземельных элементов – некоторые образцы выделяются относительным обеднением в области тяжелых РЗЭ и в целом имеют более крутые наклоны трендов. Не исключено, что это может отражать более глубинный источник расплавов [Хотылев, 2017б; Хотылев и др., 2017в; Хотылев, Тевелев, 2017д].

Различия в распределении рассеянных элементов резкие, промежуточных разностей между группами нет, что может являться доказательством их относительно независимого происхождения.

Интересно отметить, что для крупных магматических провинций – а изученные образования попадают на территорию условной Камско-Бельской мезопротерозойской магматической провинции – характерно наличие именно таких типов магматитов – низкотитанистых и высокотитанистых. А.А. Носова с коллегами [Носова и др., 2012; Сазонова и др., 2010] показали присутствие сходных типов в пикритах и пикродолеритах в пределах Башкирского мегантиклинория, с чем хорошо согласуются наши результаты. В своих исследованиях авторы указывают на наличие базитов двух геохимических групп: высокотитанистых и низкотитанистых, и формулируют весьма четкие геохимические и изотопные особенности каждой из групп: высокотитанистые базиты характеризуются отношениями $Ti/Y > 400$, $(Gd/Yb)_n = 1,62-4,08$, $(Dy/Yb)_n = 1,31-2,43$, $Nb/Nb^* = 0,5-1,3$, $\epsilon Nd(T) = +1,3 - -2,4$; а для низкотитанистых характерны значения $Ti/Y < 400$; $(Gd/Yb)_n = 1,23-1,51$; $(Dy/Yb)_n = 1,01-1,26$; $Nb/Nb^* = 0,3-0,9$; $\epsilon Nd(T) = +0,5 - -6,1$, что близко с показателями выделенных в данном исследовании групп и хорошо заметно на диаграмме $Gd_n/Yb_n - Dy_n/Yb_n$ (рис. 3.2.10).

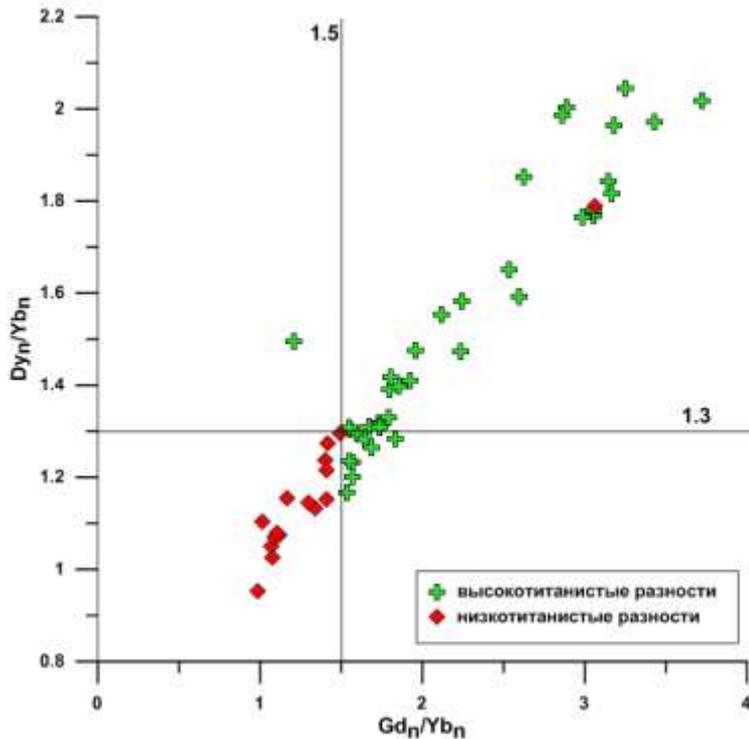


Рис. 3.2.10.
Распределение отношений Gd_n/Yb_n и Dy_n/Yb_n для пород дайковых комплексов Тараташского выступа.

Границы проведены в соответствии с выделенными [Носова и др., 2012] группами для пикритов (см. пояснения в тексте).

Содержания элементов нормированы на хондрит по [Sun, McDonough, 1989]

Химический состав дайковых комплексов приведен в приложении 1, таблицы 3 и 4

А.А. Носова с коллегами осторожно отмечают, что сильное обеднение пород высокозарядными элементами (Nb в частности) может указывать не только на вклад корового вещества, связанный с контаминацией на коровом уровне, но и на вклад литосферной мантии с надсубдукционными характеристиками.

Согласно расчетам А.А. Носовой с коллегами [2012] родоначальные расплавы для базитов низкотитанистого типа сопоставимы с высокомагнезиальными первичными расплавами, предполагаемыми для пикритов внутриплитных провинций. Для высокотитанистых расплавов предполагается вклад частичного плавления пироксенитового субстрата и гранатсодержащий рестит, а для низкотитанистых расплавов – перидотитовый субстрат и преимущественно шпинельсодержащий рестит. Последнее, кстати, также подтверждается и исследованиями С.Г. Ковалева, который указывает на то, что среднерифейские пикриты формировались при больших степенях плавления и магмогенерация происходила на глубинах, отвечающих фации шпинелевых перидотитов [Ковалев, 2011].

В.И. Петров и В.И. Ленных в своих исследованиях [1978а,б; 1974а,б] выделяли три возрастные группы габбро-диабазов среди тараташского комплекса и айской свиты: толеитовые диабазы с низкими содержаниями K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , и порфиоровые глиноземистые диабазы с большим количеством вкрапленников плагиоклаза выделялись в первую возрастную группу, высокотитанистые толеитовые диабазы и габбро с клинопироксеном – во вторую, а эссексит-диабазы повышенной щелочности – в третью. Эти данные ничуть не противоречат авторским результатам, а хорошо с ними согласуются – первая возрастная группа соответствует

низкотитанистой, а вторая – высокотитанистой. Эссексит-диабазы распространены на этой территории очень мало и видимо просто не попали в авторскую выборку. Однако, если до этого различия между группами были проведены лишь на уровне содержаний петрогенных оксидов, то автору удалось показать разделение на группы уже основываясь на распределении рассеянных и редкоземельных элементов [Хотылев и др., 2017в; Хотылев, Тевелев, 2017д].

Здесь стоит отметить, что по характеру распределения рассеянных элементов породы низкотитанистой группы очень похожи на обедненные разности трахибазальтов навышского комплекса нижнерифейской айской свиты (рис. 3.2.11).

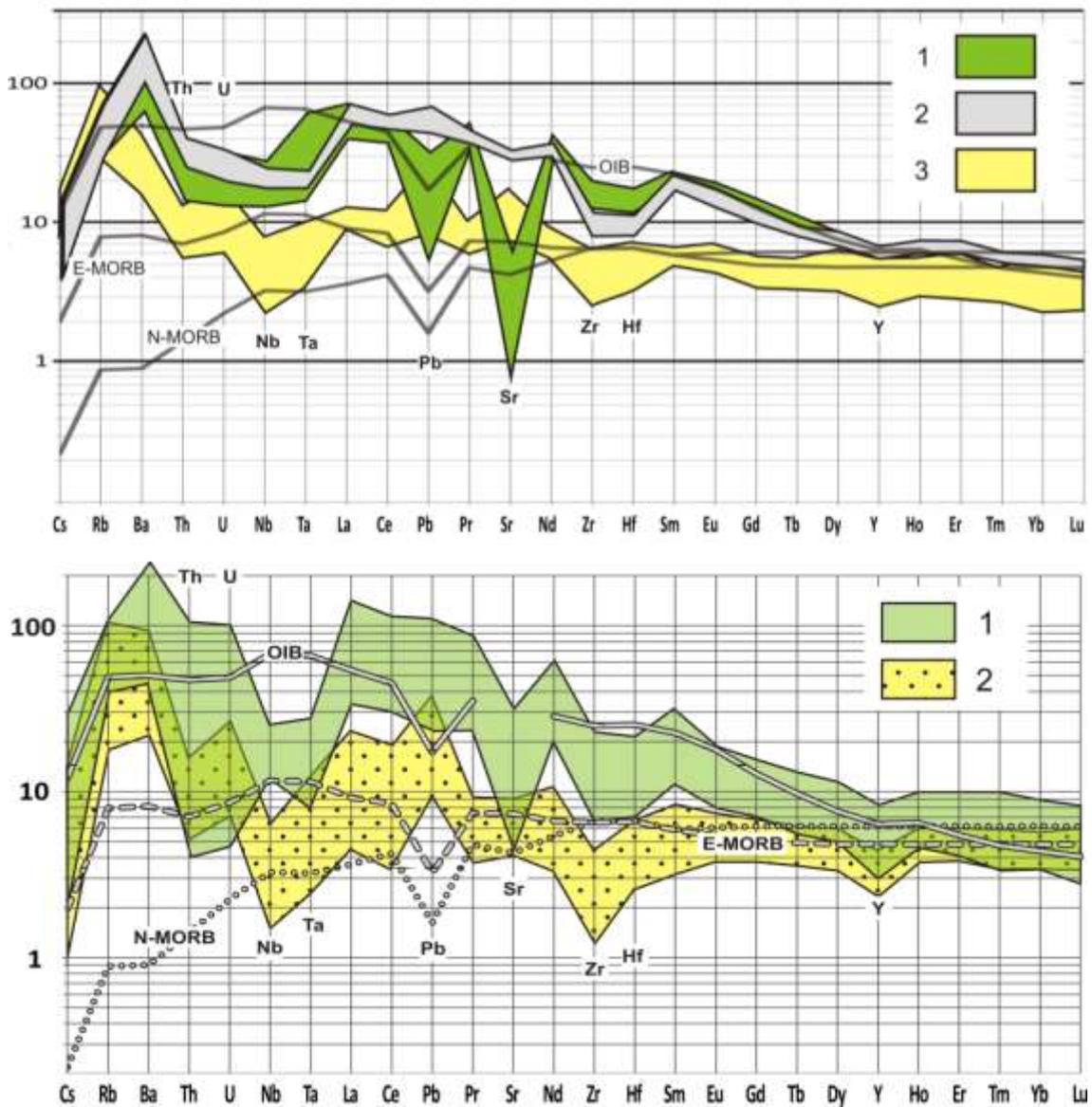


Рис. 3.2.11. Распределение рассеянных и редкоземельных элементов для пород навышского комплекса (верхний) и дайковых комплексов тараташского выступа (нижний). Содержания элементов нормированы на примитивную мантию (PM). Навышский комплекс (верхний): 1-2 – высокотитанистые вулканы, 3 – низкотитанистые вулканы; Дайковые комплексы (нижний): 1 – высокотитанистые габбро; 2 – низкотитанистые габбро. Значения эталонов PM, OIB, E-MORB, N-MORB использованы по [Sun, McDonough, 1989]. Химический состав дайковых комплексов приведен в приложении 1, таблицы 3 и 4

Никакого противоречия такое сходство не несет – если в айской свите распространены эффузивные фации, то должны были существовать и системы подводящих каналов для них. Сейчас айская свита перекрывает тараташский комплекс поверх коры выветривания [Петров и др., 1975ф], но комплекс на значительной площади эродирован уже при современном вздымании, и ранее вполне мог быть полностью перекрыт толщей айской свиты. Соответственно, подводящие каналы для эффузивов навышского комплекса как раз были бы представлены дайками, которые сейчас и составляют низкотитанистую группу [Хотылев, Тевелев, 2017г].

Высокотитанистые разности вулканитов и гипабиссальных тел все-таки значительно между собой различаются. Особенно это касается распределения легких редкоземельных и крупноионных элементов, что хорошо заметно на мультиэлементной диаграмме (рис. 3.2.11). Вероятнее всего, они между собой никак не связаны, однако однозначно утверждать это тоже не стоит.

Предположение о возможной связи между дайками и наземными вулканитами высказывалось и ранее [Краснобаев и др., 1992], однако без каких-либо доказательств, в виде догадки. Данными исследованиями впервые эта связь была обоснована распределением рассеянных элементов [Хотылев, Тевелев, 2017г,д; Хотылев и др., 2017в].

3.2.3. Возрастные ограничения

На сегодняшний день изотопных данных, которые бы непосредственно указывали на возраст даек в поле тараташского комплекса, нет – все определения проводились в конце прошлого века К-Аг методом и не могут использоваться для обоснования возраста. Все собранные данные по изотопному датированию приведены в приложении 2. Попытка проведения изотопного датирования дайки андезитов в карьере Радостный привела к неожиданным результатам – все подробные сведения о петрографии, геохимии и возрасте этих образований приведены в главе «Пострифейский магматизм».

Определение нижней границы возраста формирования габброидов возможно на основании геологических данных. Изученные дайки не пересекаются зонами бластомилонитов и не подвергались мигматизации. Исключение составило одно единственное тело, вскрытое скважиной на Куватальском участке – оно было рассечено жилой мигматитов. Возраст заключительного этапа формирования тараташского комплекса, когда вероятно и формировались зоны бластомилонитов в условиях ретроградного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, оценивается примерно в 1850 млн лет [Ронкин и др., 2012; Пыстин и др., 2012; Тевелев и др., 2015] – таким образом, подавляющее

большинство даек этого района должно быть не древнее этого возраста. Более того, в поле пород навышской подсветы айской свиты также известны тела габброидов.

Однако, дорифейские тела все-таки тоже имеют место быть, хотя и в гораздо меньшем количестве, чем рифейские. На левобережье р. Мисаелга в выемке магистрального газопровода (район точки 3008 на карте на рис. 3.2.2) вскрыт контакт метаморфитов тараташского комплекса и нижнерифейской айской свиты. Этот разрез достаточно подробно описан в [Пучков и др., 2014; Горожанин и др., 2014]. Здесь В.Н. Пучковым с коллегами [2014] для цирконов из дайки метабазитов, секущей породы тараташского комплекса, получена (U-Pb SHRIMP II) серия возрастов близких к 2 млрд лет, а также три замера с возрастом 2,6-2,8 млрд лет. Авторы рассматривают эти данные, как непосредственно возраст дайки, что несколько противоречит остальным имеющимся сведениям о становлении тараташского комплекса [Пыстин и др., 2012; Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015; Тевелев и др., 2017], но здесь это не столь принципиально. Интереснее, что В.Н. Пучковым с коллегами среди проанализированных зерен не было установлено ни одного зерна моложе 1800 млн лет, что может действительно указывать на габброиды, внедрившиеся до бластомилонитов, что не противоречит геологическим данным. Наличие габбро с возрастом 2,6-2,8 млрд лет, причем без явных признаков метаморфизма высоких ступней автор считает все-таки сомнительным.

Как уже было упомянуто в разделе «Навышский комплекс», А.А. Краснобаевым с коллегами [2013б] были получены датировки для трахибазальтов навышского комплекса $1\,752 \pm 11$ млн лет, что практически на 100 млн лет древнее их принятого на данный момент возраста. Эти данные могут указывать на этап магматизма в конце раннего протерозоя, в ходе которого также могли формироваться дайки основного состава.

Таким образом, на основании всех приведенных данных, **нижним пределом** возраста формирования для большинства габброидов в поле Тараташского выступа, по мнению автора, стоит считать **границу раннего и позднего протерозоя (1,65 млрд лет)**, но при этом вполне допустимо и существование относительно немногочисленных даек с возрастом 1,7-1,8 млрд лет, а также и домигматитовых (то есть древнее 1,85 млрд лет) габброидов.

Габброиды низко- и высокотитанистой групп распространены на Тараташском выступе хаотично, нередко располагаются рядом, но при это отчетливо различаются по степени вторичных изменений – низкотитанистые всегда хлоритизированы, по ним развивается вторичный актинолит и тремолит, в то время как высокотитанистые изменены незначительно. Это указывает на различное время формирования и позволяет считать низкотитанистые разности более древними, чем высокотитанистые.

На южном склоне г. Малый Миасс для дацитов, прорывающих дайку низкотитанистых габбро был получен изотопный возраст 1 415 млн лет [Тевелев и др., 2014] (см. подробнее

раздел «Дацинты г. Малый Миасс») – следовательно, низкотитанистые габброиды Тараташского выступа заведомо древнее этого возраста. При этом габброиды этого типа секут породы нижнерифейской айской свиты, а значит – не могут быть древнее нижнего рифея (о возрасте этой границы главу «Основные этапы позднедокембрийского магматизма Башкирского мегантиклинория»).

Мы считаем возможным, основываясь на сходстве низкотитанистых эффузивов навьшского комплекса и описанных нами низкотитанистых габброидов, предполагать для последних также раннерифейский возраст – около 1 615 млн лет, как принято сейчас для трахибазальтов айской свиты [Краснобаев и др., 1992]. Аналогичный возраст предполагали также В.И. Ленных и В.И. Петров [1978а] для «низкотитанистых толеитовых диабазов», которые вполне отвечают нашей характеристике низкотитанистых габброидов. Основываясь на данных М.В. Мосейчука с коллегами [Мосейчук и др., 2016ф-а, б], можно низкотитанистые разности отнести к **суимскому** комплексу с предполагаемым возрастом 1 615–1 650 млн лет.

Породы суимского комплекса имеют характерный признак – низкие содержания титана, в целом обедненность всем спектром рассеянных элементов и при этом невысокие содержания хрома и никеля. Это не очень типично для прочих дайковых комплексов, в которых обычно низкохромистыми являются самые дифференцированные, обогащенные рассеянными элементами породы. Пород, похожих по петрографическим и геохимическим характеристикам за пределами архейско-протерозойских образований тараташского комплекса и обрамляющей его навьшской подсвиты айской свиты нами не обнаружено – значит, они с большой вероятностью древнее, чем породы вышележащей саткинской свиты и формировались во время накопления айской свиты

Как уже упоминалось, породы высокотитанистых разностей более свежие и не столь сильно изменены, что позволяет предполагать, что они моложе низкотитанистых. С изотопными датировками этих образований дело обстоит несколько сложнее.

С одной стороны, В.И. Ленных и В.И. Петров [1978а] для высокотитанистых толеитовых диабазов со значительным количеством микропегматитовых сростаний предполагали их формирование в середине и конце среднего рифея, что ближе всего к возрасту *повальненского* комплекса. С другой стороны, известна датировка долеритового силла, вскрытого на южном въезде в г. Куса, Ar-Ar методом – биотитовое плато соответствует возрасту $1\,360 \pm 9$ млн лет [Эрнст и др., 2008; Ernst et al., 2006]. Спектр распределения рассеянных элементов в долеритах этого тела очень близок именно к таковому пород инзерского комплекса. Однако если принимать такой возраст этих образований, то тогда они будут относиться к *кургасскому* комплексу. Подробнее о геологических, петрологических и геохимических особенностях кургасского комплекса будет рассказано в главе «Магматизм среднего рифея».

А.А. Алексеев [1984] указывал, что микропегматитовыми и гранофировыми структурами чаще всего обладают образования собственно инзерского комплекса, и в меньшей степени они характерны для пород повальненского и кургасского комплексов. По данным В.М. Мосейчука с коллегами [2015ф; 2016ф-а,б], подобные гранофировые габброиды относятся к *ерохинскому* венд-кембрийскому комплексу.

Автор считает возможным принять возраст гранофировых высокотитанистых габброидов на основании наиболее достоверной Ar-Ar датировки в 1 360 млн лет и таким образом отнести их к **кургасскому** комплексу, примерно синхронному с машакским вулканизмом, а также с Кусинско-Копанским и Бердяушским плутоническими комплексами. Необходимо отметить, что в более ранних своих работах автор предположительно включал высокотитанистые дайки в состав инзерского комплекса, возможно, без достаточных на то оснований [Хотылев, Тевелев, 2014а].

3.2.4. Краткие выводы по разделу «Дайковые комплексы Тараташского выступа»

По совокупности петрологических и геохимических данных в пределах Тараташского выступа и его ближайшего обрамления возможно выделить как минимум два дайковых комплекса, достаточно хорошо различающихся между собой. Породы комплексов различаются по содержаниям оксида титана, кремнекислотности, ряду петрологических особенностей и степени вторичных изменений. Отсутствие какой-либо закономерности в распределении тел по площади, но при этом существенно различный уровень вторичных изменений пород позволяет предполагать, что их формирование происходило с некоторым интервалом.

Суимский комплекс сложен главным образом сильно измененными, интенсивно хлоритизированными и амфиболизированными габброидами. Эти породы отличаются невысокими содержаниями TiO_2 (не более 1,5%) и в целом не сильно обогащенным спектром рассеянных элементов, близким к E-MORB.

Дайки данного комплекса не рассекаются мигматитами и бластомилонитами, а значит, имеют возраст не древнее 1 850 млн лет, но при этом они интродуцированы телом дацитов с возрастом 1 415 млн лет, что фиксирует верхнюю границу возможного времени их формирования. На основании сходства их геохимических параметров с трахибазальтами айской свиты (навышский комплекс) и результатов исследований предшественников, предлагается считать возраст суимского комплекса раннерифейским – около 1 615-1 650 млн лет.

Кургасский комплекс сложен достаточно хорошо сохранившимися габброидами и габбродиоритами с красноватым пироксеном и обилием (до 25%) гранофировых кварц-полевошпатовых сростаний. Для пород этого комплекса также характерна повышенная

титанистость (1,6–3% TiO_2 и более), обогащенность всем спектром рассеянных элементов до уровня пород внутриплитного происхождения (ОИВ).

На основании датировки силла, обнаженного на окраине г. Куса, сходного по петрологическим и геохимическим параметрам с дайками комплекса в поле Тараташского выступа, предполагается возраст пород кургасского комплекса около 1 350–1 360 млн лет. Подробная характеристика этого комплекса приведена в главе «Магматизм начала среднего рифея».

3.3. Дациты г. Малый Миасс

3.3.1. Общее геологическое строение

В южном поле распространения пород айской свиты в окрестностях г. Малый Миасс и р. Большой Навыш, помимо потоков трахибазальтов и субвулканических тел основного состава известны также единичные тела дацитов. Они были выделены и закартированы при геологосъемочных работах В.И. Петровым и В.И. Ленных – тогда тело на южном склоне г. Малый Миасс было подсечено канавой. Данные породы сильно отличаются составу от трахибазальтов окружающего их навышского комплекса и их соотношения с последним, как временные, так и генетические до сего момента не были ясны.

Автором были обнаружены и изучены остатки этой горной выработки. Канавка глубиной 1-1,2 м, простирается по Аз30 на 70-80 м и в её борту вскрывается следующий разрез (рис. 3.3.1).

Интервал 0-15 м. Терригенные отложения айской свиты: мелкогалечные конглобрекции гравелистые, окварцованные очень плотные. Цемент гравийно-песчаный. Гравелиты мелкогравийные с обломками размером до 4-6 мм, реже до 10-12 мм, сортировка материала средняя, окатанность хорошая. Песчаники грубозернистые, гравелистые плотные, окварцованные, разбиты ожелезненными трещинами и зеркалами скольжения.

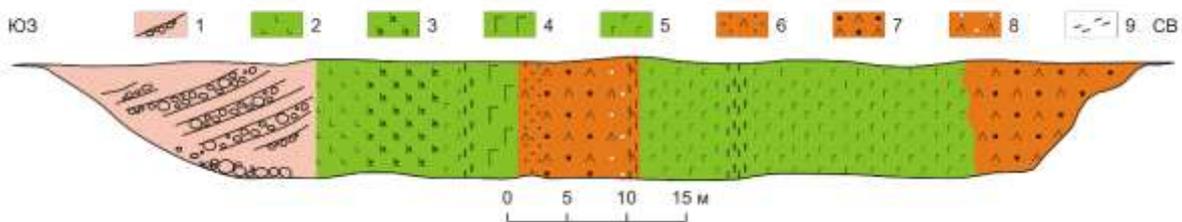


Рис. 3.3.1. Геологический разрез по канаве, вскрывающей чередование долеритов и дацитов.

Южное подножье г. Мал. Миасс. Вертикальный масштаб условный.

1 – гравелиты и конгломераты айской свиты; 2 – массивные афировые базальты; 3 – миндалекаменные базальты; 4 – габбро крупнокристаллические; 5 – габбро мелкокристаллические и долериты; 6 – дациты флюидальные сферолитовые; 7 – дациты порфиоровые; 8 – дациты миндалекаменные; 9 – зоны расланцевания и сильного выветривания пород

Интервал 15-17 м. Долериты среднезернистые с кристаллами плагиоклаза размером не более 1-1,2 мм, массивные. Светлоцветные минералы, главным образом плагиоклаз, замещены агрегатом вторичных минералов, главным образом хлоритов и глинистыми, и составляют не более 30-35%.

Интервал 17-20 м. Долериты до трахибазальтов микропорфиоровые. Отмечаются мелкие призмочки более светлого плагиоклаза размером не более 0,5 мм, остальная масса сложена темно-серыми до черного овальными и изометричными кристалликами пироксена. Структура микроминдалекаменная – присутствуют единичные круглые выделения прозрачного

кварца размером около 0,5 мм.

Интервал 20-27 м. Долериты мелкокристаллические редкоминдалекаменные, очень похожи на предыдущие. Миндалины размером до 2 мм выполнены розоватым кальцитом.

Интервал 27-28 м. Долериты среднезернистые с ксеноморфным ожелезненным мелким плагиоклазом. Порода сложена хлоритизированным пироксеном и плагиоклазом размером не более 1-1,2 мм, сильно рассланцована, гидротермально переработана, разбита жилками кварца, растущего поперек трещин.

Интервал 28-31 м. Долериты среднезернистые массивные с вкрапленниками (до 40-50%) призматического хлоритизированного плагиоклаза размером до 4 мм.

Интервал 32-33 м. Сливные стекловатые светло-серые дациты, зеленоватые на свежем сколе и рыжевато-коричневые на выветрелом. В основной массе несколько типов вкрапленников – мелкие, не более 1 мм, но иногда до 2 мм кристаллы прозрачного кварца (1%); более крупные призматические темные кристаллы размером до 4×2 мм, возможно, амфиболы и крупные удлиненно-призматические кристаллы прозрачно-белого плагиоклаза размером до 3 мм. Всего вкрапленников не более 7-10%. Основная масса состоит из небольших сферических агрегатов диаметром до 2 мм, пространство между которыми местами выполнено хлоритом. Текстура брекчиевая. В некоторых обломках размер сферолитов может достигать 4 мм и более. Распределение сферолитов неравномерное, часто они вытянуты в цепочки и образуют флюидальную текстуру.

Интервал 33-39 м. Дациты резкопорфировые редкоминдалекаменные. Миндалины диаметром до 2 мм, выполнение зональное – внешняя кайма до 0,5 мм темно-зеленая, видимо хлоритовая, а внутренняя – кварцевая (всего 7-10%). Вкрапленники редкие, представлены призмами плагиоклаза размером до 4 мм (менее 1%).

Интервал 39-40 м. Дациты миндалекаменные, миндалины округлые, диаметром до 3 мм выполнены черным чешуйчатым хлоритом. Вкрапленники двух типов: одни прямоугольные размером 4×2 мм темно-серые с отчетливой спайностью – скорее всего, плагиоклаз; вторые более мелкие белые призматические размером до 2 мм – похожи на калиевый полевой шпат.

Интервал 40-42 м. Дациты сменяются крупнозернистыми рассланцованными долеритами, а далее габброидами.

Интервал 42-51 м. Долериты среднезернистые. Кристаллы пироксена размером до 2 мм, плагиоклаз очень мелкий, размером не более 0,2 мм короткопризматический.

Интервал 51-52 м. Долериты мелкозернистые, практически до трахибазальтов, размер кристаллов не превышает 0,2 мм.

Интервал 52-64 м. Долериты, аналогичные интервалу 42-51 м.

Интервал 64-67 м. Долериты среднезернистые. Основная масса породы темная,

зеленоватая без видимых кристаллов. В ней, образуя долеритовую структуру, располагаются призматические кристаллы зеленоватого, видимо хлоритизированного плагиоклаза размером до 1,5-2 мм. Их количество 40-45%.

Интервал 71-75 м. Обломки дацитов миндалекаменных редкопорфировых.

Наличие миндалин, общей стекловатости и не очень отчетливой флюидалности в дацитах позволяет предполагать, что они слагают один или несколько потоков, скорее всего ориентированных сейчас вертикально, мощностью до 8-10 м. Хороших коренных выходов в канаве не сохранилось, что не позволило непосредственно измерить элементы залегания флюидалности и миндалин. Положение габброидов в разрезе, высокая степень их кристаллизации, их сильные вторичные изменения и участками рассланцевание (при этом дациты относительно слабо изменены) позволяет утверждать, что габбро являются вмещающим по отношению к дацитам, то есть более древними.

3.3.1. Петрографическая характеристика

Породы по минеральному составу формально отвечают *латитам* и *кварцевым латитам* и различаются в пределах тела рядом текстурных и структурных особенностей. Структура пород порфировая, в основной массе офоидная сферолитовая. Текстура для вкрапленников такситовая, участками пойкилитовая, для основной массы сноповидная, радиально-лучистая, сферолитовая.

Основная масса представляет собой полностью девитрифицированное стекло серого, зеленоватого и синеватого оттенков, с низкими серыми интерференционными окрасками первого порядка. Сложена мелкими (до 0,3 мм) ксеноморфными изометричными или заливистыми выделениями кварца и в меньшем количестве плагиоклаза, пронизанными неисчислимым множеством скелетных кристалликов и иголок титанита толщиной не более 0,005-0,01 мм (рис. 3.3.2). Кварц составляет до 70-75% основной массы, 20-25% приходится на плагиоклаз и около 5% на титанит. Примечательно, что последний пронизывает все зерна кварца и развивается совершенно независимо от кварца (рис. 3.3.2). Иголки и ниточки титанита совместно с кварцем образуют радиально-лучистые овоиды или сферолиты диаметром от 0,2 до 2-6 мм. По краям сферолитов раскристаллизация лучше, зерна кварца большего размера. Промежутки между овоидами выполнены зеленым хлоритом, который образует прожилки толщиной от 0,01 до 0,4 мм по типу гиалокластитов в подушечных лавах. Вероятнее всего такое его положение связано с объемными эффектами при девитрификации стекла.

Вкрапленники представлены прозрачными чистыми округлыми и оплавленными шестиугольными кристаллами кварца размером до 0,6 мм. В основной массе располагаются

скоплениями по 3-5 штук, образуя такситовую текстуру. Нередко такие скопления располагаются в центрах овоидов, являясь в прошлом, видимо центрами кристаллизации стекла. Зерна кварца нередко окружены буроватыми каймами мощностью 0,008-0,012 мм.

Среди вкрапленников присутствуют единичные крупные, до 3×3 мм прямоугольные частично проплавленные кристаллы плагиоклаза (рис. 3.3.3). Сейчас собственно плагиоклаз замещен зеленым хлоритом, а проплавленные участки – веществом основной массы. Некоторые из таких кристаллов содержат включения кварца такие по форме и размеру, как и свободноплавающие в основной массе (рис. 3.3.4). Также был обнаружен один проплавленный кристалл неотчетливо зонального плагиоклаза размером 3 мм, частично замещенный хлоритом. Всего вкрапленников в породе не более 10-12%, из них 8-10% представлены кварцем, 2-3% – плагиоклазом [Тевелев и др., 2014].

Обнаруживаются и миндалекаменные разности – в породе располагаются немногочисленные округлые миндалины диаметром до 1 мм (рис. 3.3.5). Заполнение зональное – внешняя зона выполнена мелким радиально растущими кристаллами кварца размером не более 0,1-0,2 мм, а внутренняя – листочками синевато-зеленого хлорита размером до 0,2-0,3 мм. Основная масса также деитрифицирована и сейчас сложена мелкими кристаллами кварца, пронизанными иголочками рутила.

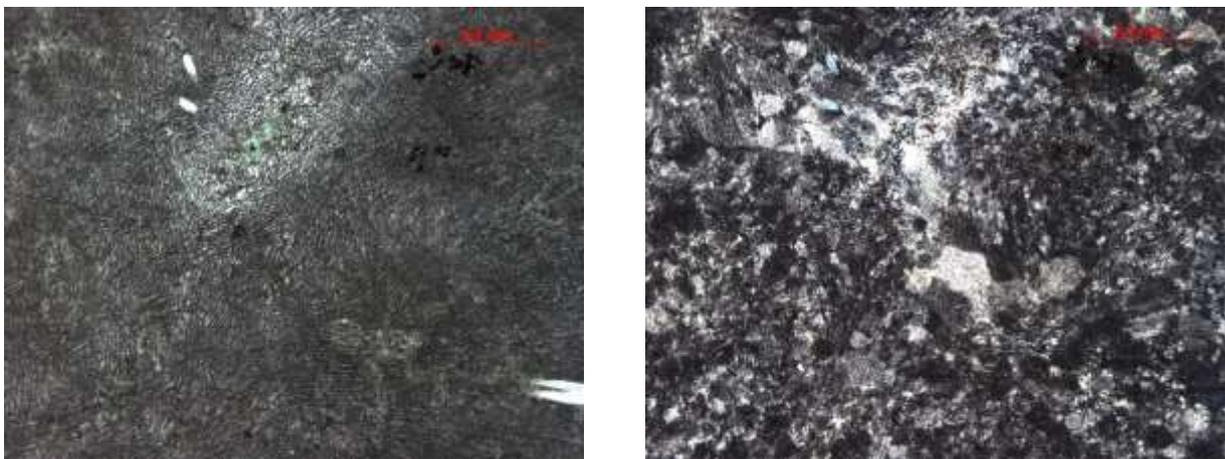


Рис. 3.3.2. Микрофотографии шлифа 3714-21. Полностью деитрифицированное стекло. В скрещенных николях хорошо заметны кристаллы кварца с различным погасанием, а в параллельных – игольчатые скелетные выделения рутила. Левый – в скрещенных николях, правый – в параллельных

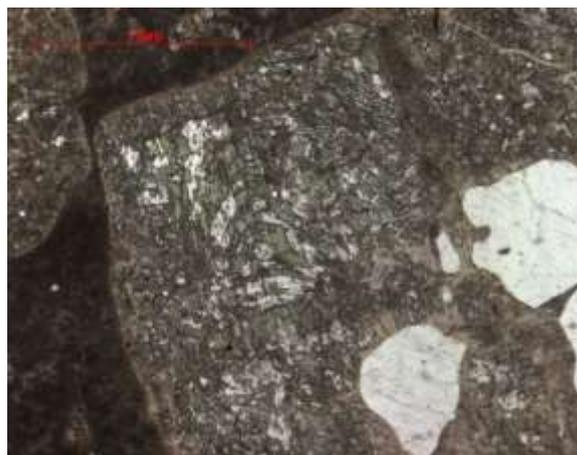


Рис. 3.3.3. Левый – тень от полностью замещенного кристалла плагиоклаза, шлиф 3714-11, николи скрещены. Правый – реликт зонального кристалла плагиоклаза практически полностью замещенного хлоритом с включениями резорбированного бесцветного кварца, шлиф 3714-21, николи параллельны



Рис. 3.3.4. Стекло, замещенное кристаллами кварца и тонкими скелетными выделениями рутила. Слева округлый резорбированный вкрапленник бесцветного кварца. Микрофотография шлифа 3714-14. Николи параллельны

Рис. 3.3.5. Миндалина в дацитах. Микрофотография шлифа 3714-5. Миндалина выполнена удлиненными зернами кварца с низкими окрасками и синевато-сизыми листочками хлорита. Николи скрещены

3.3.3. Геохимическая характеристика

По химическому составу породы отвечают дацитам и чуть более кислым разновидностям, занимая соответствующие поля на диаграмме TAS (рис. 3.3.6).

Они характеризуются 60-70% SiO_2 , 0,7-0,9 % TiO_2 и в целом достаточно выдержанным химическим составом: 12-13% Al_2O_3 , 2-4% MgO , 0,3-2% CaO . Породы значительно обогащены рассеянными элементами – нормированные содержания всего спектра REE превышают аналогичные в эталоне OIB, что, впрочем, нормально для кислых пород (рис. 3.3.7).

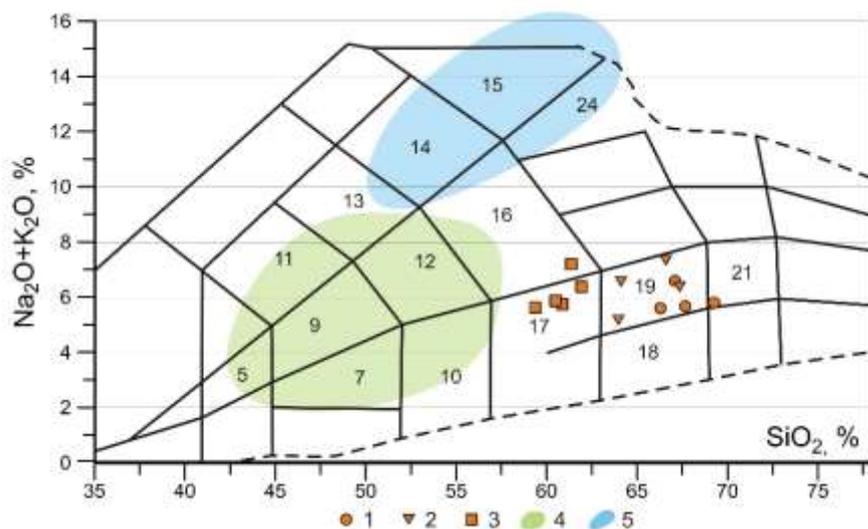


Рис. 3.3.6.
 Диаграмма TAS для дацитов г. Малый Миасс.
 Обозначения:
 1 – наши данные;
 2 – по [Ленных, Петров, 1974а,б];
 3 – по [Краснобаев и др., 1992];
 4 – поле трахибазальтов навшского комплекса;
 5 – поле бостонитов.
 Химические составы пород приведены в приложении 1, таблица 5

Поля на диаграмме: 5 – умеренно-щелочные базальты; 7 – базальты; 9 – трахибазальты; 10 – андезибазальты; 11 – щелочные базальты; 12 – трахиандезибазальты; 13 – фонотефриты; 14 – тефрифенолиты; 15 – фонолиты; 16 – трахиандезиты; 17 – андезиты; 18 –низкощелочные дациты; 19 – дациты; 21 – риодациты; 24 – щелочные трахиты

Что касается остальных рассеянных элементов, то дациты в целом обогащены всем спектром – практически все содержания выше, чем в ОИВ. Фиксируется очень отчетливое обеднение танталом и ниобием, характерное для очень многих пород Башкирского мегантиклинория. Отрицательная аномалия стронция с большой вероятностью связана с кристаллизацией плагиоклаза, интенсивные аномалии тория и урана, скорее всего, являются результатом некорректного анализа.

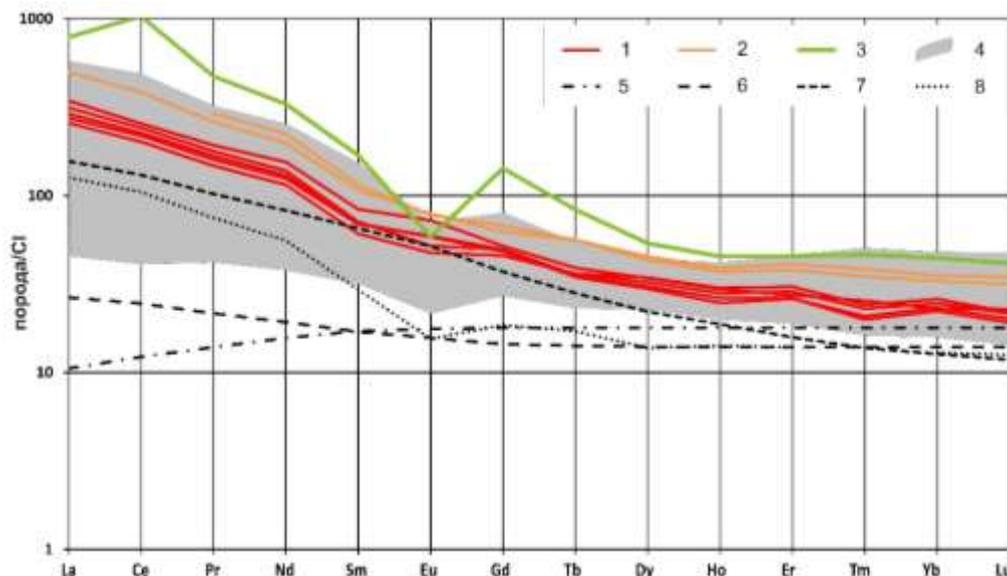


Рис. 3.3.7. Распределение редкоземельных элементов для дацитов г. М.Миасс, риодацитов багрушинского комплекса и вулканитов машакской свиты. 1 – наши данные; 2 – по [Ernst et al., 2006]; 3 – породы Багрушинского комплекса по данным (Пучков и др., 2017а,б); 4 – поле вулканитов машакской свиты по [Ардисламов и др., 2013ф]; 5 – N-MORB; 6 – E-MORB; 7 – ОИВ. Содержания нормированы на хондрит CI. Значения CI, N-MORB, E-MORB, ОИВ по [Sun, McDonough, 1989]. Химические составы пород приведены в приложении 1, таблица 5

Интересно, что породы имеют отчетливое обеднение свинцом, что может указывать на их формирование при дифференциации от основных расплавов, а не в результате плавления корового вещества. Не очень понятна причина легкого обогащения гафнием и цирконием [Хотылев, Тевелев, 2014б].

Важно отметить, что дациты очень сильно отличаются характером распределения всех рассеянных элементов от вмещающих их габброидов (олигоклазовые выделены зеленой линией на рис. 3.3.8), что еще раз подтверждает то, что они не связаны друг с другом генетически.

В сравнении с трахибазальтами навышского комплекса, в поле которого располагаются тела дацитов, последние заметно обособляются. На диаграмме La-La/Yb (рис. 3.3.8) фигуративные точки дацитов образуют относительно изолированную группу за пределами тренда большинства трахибазальтов. Обычно это отношение не изменяется в процессе дифференциации расплава, хотя и может изменяться при контаминации окружающего корового вещества. Однако коль скоро дациты обеднены свинцом, значит, контаминации с высокой вероятностью не было – следовательно, разница в отношениях La-La/Yb связана с различием источников трахибазальтов и дацитов. Аналогичная картина наблюдается и на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 3.3.8).

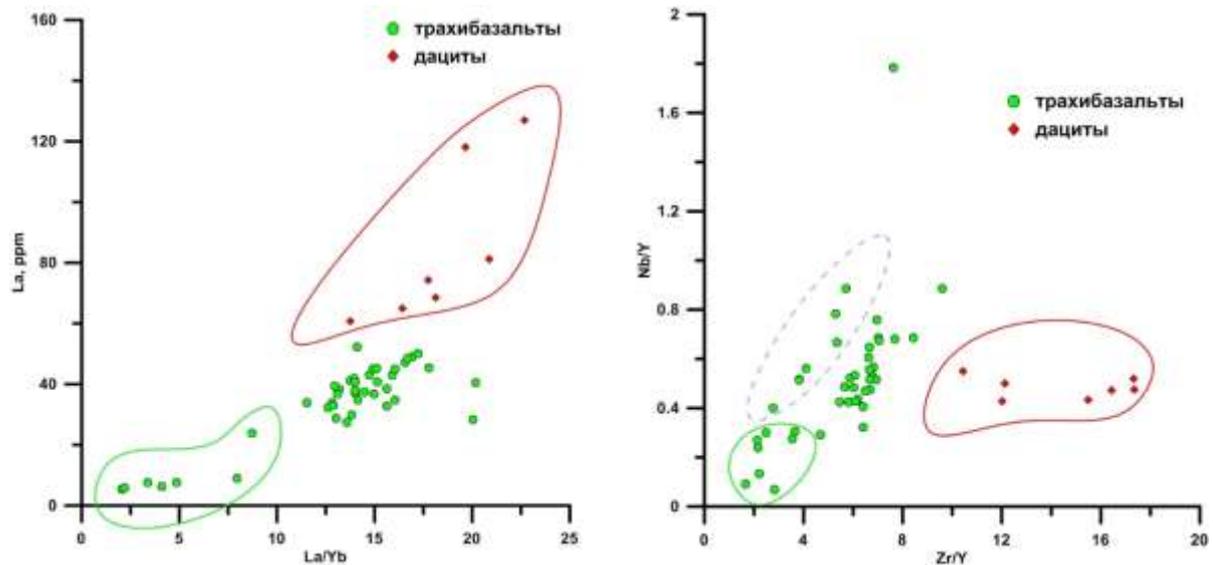


Рис. 3.3.8. Распределение содержаний La, Yb, Zr, Y и Nb для дацитов г. Малый Миасс и трахибазальтов навышского комплекса. Используются авторские данные и данные [Ernst et al., 2006]. Зеленым выделены низкотитанистые трахибазальты (см. раздел «Навышский комплекс»)

На диаграмме Nb–La (рис. 3.3.9) поле кислых вулканитов Эфиопского плато находится на уровне столь высоких содержаний Nb, что даже не представляется возможным показать их на одной диаграмме. При этом дациты навышского комплекса характеризуются значительно более умеренным содержанием Nb, при близких значениях его содержания в трахибазальтах навышского комплекса и Эфиопского плато, т.е. дациты не попадают на тренд дифференциации трахибазальтов [Хотылев, Тевелев, 2017г; Хотылев, 2016; Хотылев, Тевелев, 2014а].

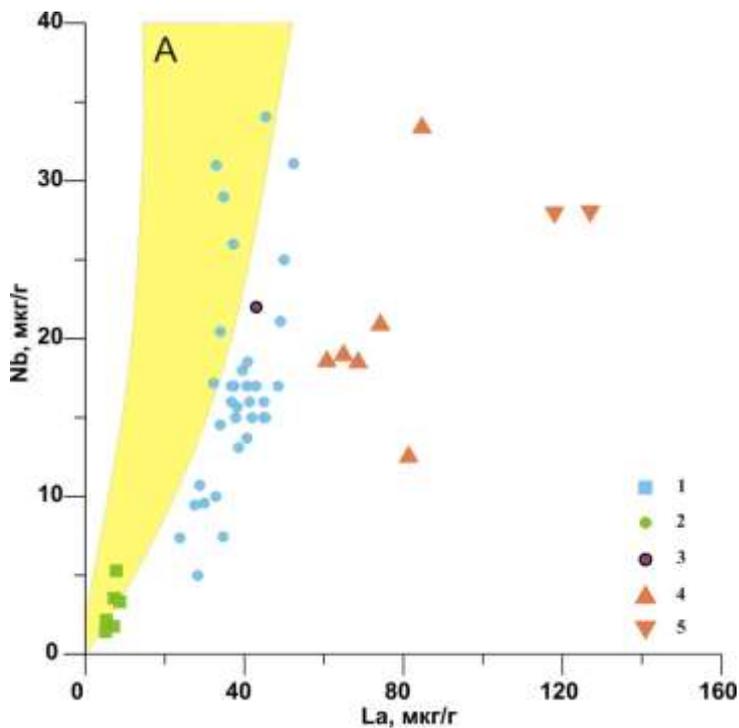


Рис. 3.3.9.

Диаграмма La–Nb для вулканитов навьшского комплекса:

- 1 – обедненная группа; 2 – обогащенная группа;
 3 – трахибазальты с возрастом 1752 млн лет [Краснобаев и др., 2013];
 4 – дациты, наши данные;
 5 – дациты, по [Ernst et al., 2006];

A – поле основных вулканитов Эфиопского плато; в диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008]

Химические составы пород приведены в приложении 1, таблица 5

Породы близкого состава известны на Багрушинских горах (к югу от г. Куса, Южный Урал) и значительно южнее в составе контрастной серии машакской свиты. К сожалению, данных о рассеянных элементах (кроме редкоземельных) для этих объектов не опубликовано, что не позволяет полноценно сравнить объекты между собой. По распределению редкоземельных элементов (рис. 3.3.7) дациты г. Малый Миасс, риолитовые порфиры Багрушинских гор и часть кислых эффузивов машакской свиты достаточно близки между собой. В дацитах не проявлен минимум европия, достаточно хорошо выраженный в остальных породах, и они сильнее обеднены тяжелыми редкоземельными элементами. Любопытно, что часть трендов машакских кислых эффузивов очень сильно обеднена тяжелыми редкоземельными элементами и при том же уровне содержаний легких лантаноидов, что является признаком выплавления на значительных глубинах в условиях, где стабилен гранат.

Приведенных геохимических данных недостаточно, чтобы подтвердить или опровергнуть формирование дацитов г. Малый Миасс и кислых эффузивов машакского времени в один этап магматизма, но определенное геохимическое сходство пород явно прослеживается.

3.3.4. Возрастные ограничения

Так как и по петрографическим, и по геохимическим характеристикам дациты являются условно «чужими» по отношению к навьшскому комплексу, и с учетом того, что в кислых породах больше шансов получить именно «собственные» цирконы, а не захваченные, нами

было проведено изотопное датирование дацитов. Определение изотопного возраста цирконов (проба 3508/1) были выполнены в ЦИИ на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II. Технические особенности методики указаны в главе «Методика исследований».

Для исследования были выбраны хорошо ограненные цирконы удлиненного габитуса, фотографии которых с точками замеров приведены на (рис. 3.3.10). Результаты замеров содержаний изотопов свинца и урана и возраста приведены в таблице 3.3.1. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) в таблице 3.3.1 приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ . Построение графиков Аренса-Везерилла [Wetherill, 1956] с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003]. Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Полученные результаты показывают хорошую сходимость всех измерений и соответствуют конкордантному возрасту дацитов 1415 ± 11 млн. лет с незначительным СКВО = 0,51 (рис. 3.3.11).

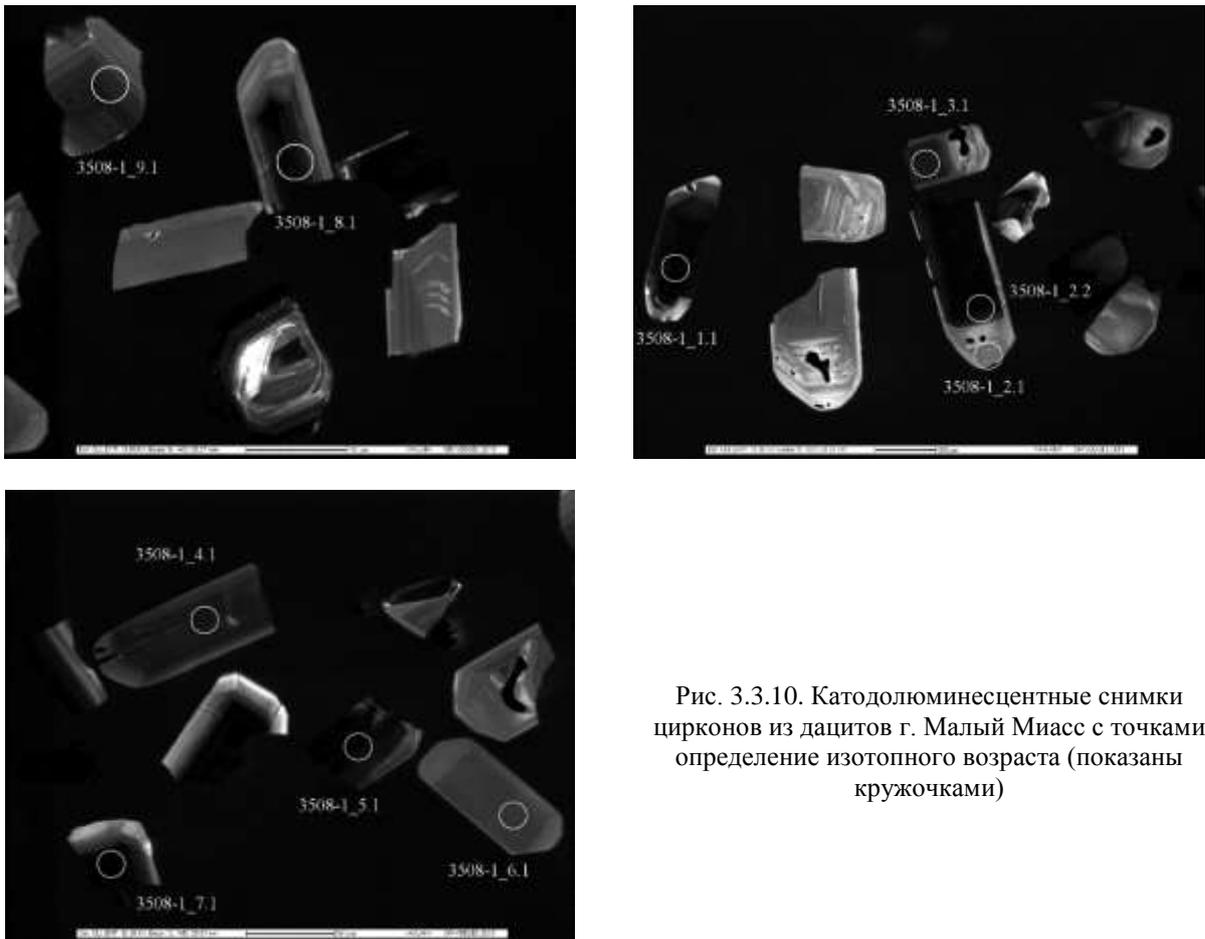


Рис. 3.3.10. Катодолуминесцентные снимки цирконов из дацитов г. Малый Миасс с точками определения изотопного возраста (показаны кружочками)

Таблица 3.3.1. Измеренные изотопные характеристики цирконов айской свиты

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb , ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age *	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age *	% Discordant	* $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	* $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	errcorr
1.1	0.28	402	256	0.66	85.3	1419±20	1402±21	-1	4.058±1.6	0.08891±1.1	3.019±1.9	0.2463±1.6	0.819
2.1	0.19	39	46	1.21	8.23	1418±29	1382±59	-3	4.063±2.3	0.088±3.1	2.99±3.8	0.246±2.3	0.593
2.2	0.05	213	211	1.02	44.4	1401±21	1383±24	-1	4.120±1.7	0.088±1.3	2.946±2.1	0.2427±1.7	0.796
3.1	0.08	144	280	2.01	30.8	1429±22	1405±30	-2	4.028±1.7	0.089±1.6	3.047±2.4	0.2482±1.7	0.740
4.1	0.00	159	290	1.89	33.1	1403±22	1415±27	1	4.114±1.7	0.0895±1.4	2.999±2.2	0.2431±1.7	0.773
5.1	0.05	260	152	0.61	55.4	1428±21	1424±22	0	4.033±1.6	0.0899±1.1	3.074±2	0.2479±1.6	0.820
6.1	0.00	77	119	1.59	16.2	1410±24	1410±37	0	4.091±1.9	0.0893±1.9	3.008±2.7	0.2444±1.9	0.703
7.1	0.03	312	325	1.08	66.9	1434±21	1425±19	-1	4.014±1.6	0.08997±10	3.091±1.9	0.2491±1.6	0.850
8.1	0.06	173	315	1.88	36.5	1414±22	1405±26	-1	4.075±1.7	0.089±1.4	3.012±2.2	0.2453±1.7	0.780
9.1	0.00	63	111	1.81	13.5	1425±25	1429±40	0	4.043±2	0.0902±2.1	3.075±2.9	0.2473±2	0.688

Примечания: Ошибка в стандарте – 0,59%.

(*) Общий Pb скорректирован с использованием измеренного ^{204}Pb

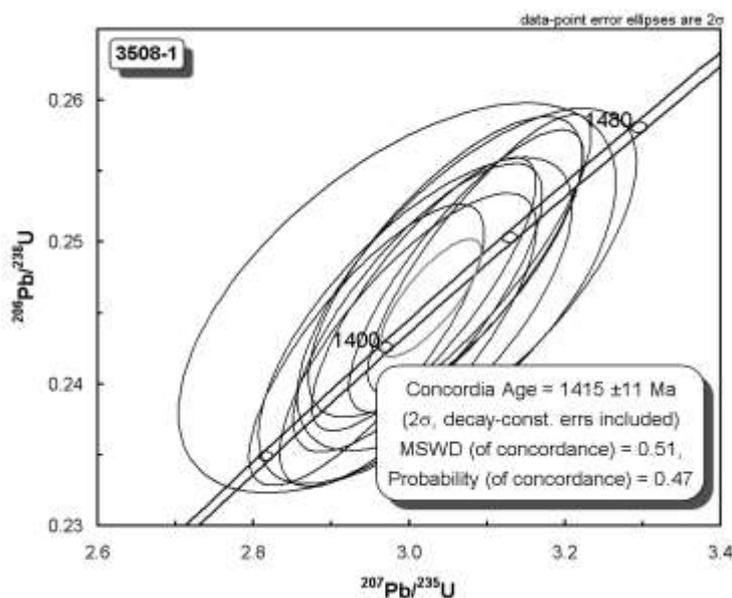


Рис. 3.3.11. Диаграмма с конкордией для цирконов из дацитов айской свиты (1 415±11 млн лет)

Таким образом, для дацитов получен совершенно неожиданный возраст, отвечающий концу раннего рифея, практически границе раннего и среднего рифея [Тевелев и др., 2014]. Магматизм этого уровня до сего момента практически не фиксировался – формирование целого ряда достаточно крупных магматических комплексов – Бердяшского, Кузино-Копанского, вулканитов машакской и кувашской свит начинается по последним весьма достоверным изотопным данным с момента примерно 1385-1386 млн лет назад (подробнее об этом этапе магматизма рассказано в главе «Магматизм начала среднего рифея»).

К сожалению, изотопное датирование, несмотря на её «абсолютность», оставляет большой простор для интерпретации – нередко данные, не подходящие желаемой геологической ситуации «забывают» или признают результатом вторичных изменений изотопной системы.

Так, в 2008 г. Ю.Л. Ронкин и О.П. Лепехина [Ронкин, Лепехина, 2008] опубликовали результаты изотопного датирования цирконов из трахибазальтов навьшского комплекса (U-Pb SHRIMP-II), в ходе которых получили конкордантный возраст 1400 ± 10 млн лет. К сожалению, в этой работе не приведены ни геохимические, ни петрологические данные о изученных породах, и вообще эта публикация практически не использовалась иными исследователями рифея Башкирского мегантиклинория.

Относительно недавно, А.А. Краснобаев и с коллегами [Краснобаев и др., 2013б] проводили изотопное датирование ряда проб трахибазальтов из навьшского комплекса – тогда была получена датировка 1752 ± 11 млн лет (U-Pb SHRIMP II по цирконам). Однако интереснее то, что в этой же публикации упоминается, что для пробы базальтоидов пород из района Ефремовских гор по примерно 20 замерам был получен конкордантный возраст 1403 ± 25 млн лет, но самими авторам возраст был признан омоложенным.

В итоге, на сегодняшний день есть три изотопные U-Pb датировки, полученные тремя независимыми группами исследователей по цирконам из пород, расположенных в поле распространения навьшского комплекса. И все три датировки приходятся на узкий широкий интервал 1400-1415 млн лет.

3.3.5. Краткие выводы по разделу «Дацинты г. Малый Миасс»

Дацинты, ранее входившие в состав навьшского комплекса, реально не относятся к нему и формировались значительно позже, в свою, отдельную фазу магматической активности с возрастом 1415 ± 11 млн лет.

Формирование кислых пород во внутриконтинентальных обстановках даже условиях растяжения должно сопровождаться базитовым магматизмом. Потому как такие кислые породы образуются либо как дифференциаты от основных магм, либо как продукты плавления корового вещества (опять же под действием некоего источника тепла, которым с большой вероятностью являются базитовые расплавы). Следовательно, должны обнаруживаться вулканиты или субвулканические тела основного состава с возрастом около 1415 млн лет. И подтверждением этой мысли являются в дополнение к авторским еще две датировки по основным вулканитам, полученные Ю.Л. Ронкиным с коллегами и А.А. Краснобаевым с коллегами – 1400 ± 10 и 1403 ± 25 млн лет соответственно – то есть фиксируется проявление и базитового магматизма в это момент времени.

Следствием предыдущего вывода может быть два: либо машакский магматизм начинается на 15-20 млн лет раньше, чем считалось, либо эти магматиты – результат незафиксированного ещё этапа магматической активизации. Недавно В.Н. Пучков с коллегами [Пучков и др., 2017а, б] провели датирование цирконов методами SHRIMP и ID-TIMS из риодацитов и трахириодацитов багрушинского комплекса. И вместо предполагаемого вендского возраста были получены значения возраста в интервале 1 348–1 370 млн лет. Но по петрографическому облику и ряду петрохимических характеристик эти породы схожи с телами дацитов навышского комплекса. Вне сомнений, это еще раз подтверждает, что поле машакского магматизма протягивается еще севернее, нежели считалось до этого – возможно, дациты г. Малый Миасс являются тоже продуктом машакского магматизма, но самых ранних, не зафиксированных до сего момента стадий.

Возраст дацитов позволяет утверждать, что вмещающие габброиды древнее верхов раннего рифея. А это является еще одним подтверждением синхронности низкотитанистых габброидов и вулканитов навышского комплекса.

Проведенные исследования позволяют сформулировать второе защищаемое положение:

ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ №2

Дациты, ранее включавшиеся в состав навышского комплекса, не имеют к нему отношения, они формировались в конце раннего рифея, что фиксирует еще одну, ранее не выделявшуюся, фазу магматической активности с возрастом 1405-1415 млн лет, продуктами которой являются дациты г. Малый Миасс.

С большой вероятностью, этот этап сопровождался и основным магматизмом, прямых свидетельств существования которого пока не обнаружено, но наличие которых обуславливается механизмом формирования дацитов.

Глава 4. Магматизм начала среднего рифея

4.1. Общая характеристика

Одним из крупнейших этапов рифтообразования и сопутствующей магматической активизации в позднепротерозойской истории развития западного склона Южного Урала является среднерифейский или «машакский» этап. Здесь на границе раннего и среднего рифея в условиях растяжения, вероятно, сопровождавшего распад суперконтинента Коламбия (Нуна) [Puchkov et al., 2014], происходит становление Бердяшского массива гранитов рапакиви, Кусинского, Медведёвского, Копанского, Маткальского и Рябиновского массивов метагаббро, метапироксенитов и гранитов кусино-копанского комплекса и ряда более мелких массивов. Происходит внедрение дайковых роев кургасского и юшинского долеритового и буландихинского долерит-пикритового комплексов. Одновременно с ними формируются мощные контрастные вулканические серии машакской и кувашской свит [Ардисламов и др., 2013; Пучков. 2010а; Парначев и др., 1986]. Общепринятой причиной такого активного магматизма являлось действие плюма, сопровождавшего распад суперконтинента Коламбия/Нуна [Puchkov et al., 2013; Evans and Mitchell, 2011].

В последнее время практически все эти объекты получили достаточно надежные изотопные датировки:

Бердяшский массив – 1379,6±2,9 млн лет (U-Pb ID-TIMS [Ронкин и др., 2016], 1382±3 млн лет (U-Pb ID-TIMS [Belyaev et al., 1996]), по нефелиновым сиенитам 1368,4±6,2 млн лет (U-Pb ID-TIMS [Синдерн и др., 2003]); цирконы из габбро 1388±28 млн лет, из кварцевых сиенит-порфиров 1372±12 млн лет (U-Pb SHRIMP II [Ронкин и др., 2016; Ронкин и др., 2005]).

Риолиты машакской свиты – 1381,1±0,7 млн лет, 1380,2±0,5 млн лет (U-Pb ID-TIMS, [Puchkov et al., 2014]) и ряд близких к ним [Краснобаев и др., 2013].

Кусино-копанский комплекс:

Медведёвский массив – цирконы из анортозитов 1379±8 млн лет, из гранит-порфиров 1353±16 млн лет (U-Pb SHRIMP II [Ронкин и др., 2016; Краснобаев и др., 2006]); Губенский массив 1330±16 млн лет, 1330±27 млн лет (U-Pb LA-ICP-MS [Ронкин и др., 2016]);

Относительно недавно для риодацитов багрушинского комплекса (Багрушинские горы, к юго-западу от г. Куса) были получена датировка 1348,6±3,2 млн лет (по цирконам, U-Pb, SHRIMP II и ID TIMS), что также указывает на среднерифейский возраст этих образований [Пучков и др., 2017 а,б]. Проявления магматизма машакского уровня известны и во внутренней части Восточно-Европейской платформы – для долеритовых силлов, вскрытых скважиной 183 Мензелино-Актаныш получены датировки 1382±2 и 1391±2 млн лет (бадделеит, ID TIMS [Puchkov et al., 2013]). Данные по изотопному датированию прочих магматических комплексов приведены в приложении 2.

Однако, при таком обилии изотопной, петрологической и геохимической информации о крупных магматических объектах среднерифейского возраста, остаются слабо охарактеризованными многочисленные малые интрузивные тела – дайки и силлы габбро и долеритов кургасского комплекса, очень широко распространенные среди рифейских осадочных толщ западного склона Южного Урала.

Первоначально кургасский комплекс был выделен в 1948 г. В.А. Ивановой с коллегами в самой южной части Башкирского мегантиклинория, в пределах Кургасской антиклинали, где он представлен многоярусными силлами долеритов в образованиях юшинской свиты. Здесь их мощность может достигать 90-100 м. Позднее, он был охарактеризован П.Н. Швецовым с соавторами [Швецов и др., 1976] в качестве среднерифейского габбро-диабазового там же в Кургасской антиклинали, где были получены К-Аг методом датировки контактовых роговиков, свидетельствующие о приуроченности комплекса к рубежу раннего и среднего рифея [Алексеев, 1984]. Комплекс назван по имени притока р. Белая – р. Кургасс, пересекающей Кургасскую антиклиналь на крайнем юге Башкирского антиклинория. П.Н. Швецов с соавторами [Швецов и др., 1976] относили эти образования к среднерифейской липарит-базальтовой фации, достаточно обоснованно параллелизуя его с машакским вулканическим комплексом. А.А. Алексеев [Алексеев, 1984] называл этот комплекс в районе петротипа кургасским габбро-диабазовым и считал ранне-среднерифейским. Несмотря на то, что изначально комплекс был выделен на самом юге Башкирского мегантиклинория, дайки и силлы ранне-среднерифейского возраста очень широко распространены по всему западному склону Южного Урала и также относятся к кургасскому комплексу. С большой вероятностью, именно к кургасскому комплексу относятся и гранофировые габброиды обогащенной группы, широко распространенные в поле тараташского комплекса. Подробно петрология и геохимия этих образований описана в разделе «Дайковые комплексы Тараташского выступа».

4.2. Геологическое положение и петрографические особенности

Интрузивные образования кургасского комплекса распространены главным образом в полях нижнерифейских бакальской и саткинской свит. Морфология интрузивных тел разнообразна: преобладают как простые прямолинейные дайки, так и сложные ветвящиеся, нередко встречаются силлы. Последние распространены главным образом в южной части Южного Урала, где образуют, в том числе и многоярусные системы [Алексеев, 1984]. Внутреннее строение даек в большинстве случаев однородное, однако в наиболее крупных телах достаточно отчетливо выделяются мелкозернистые разности зоны эндоконтакта. Мощность тел может достигать 100-120 м, а по простиранию некоторые из них прослеживаются более чем на 5-8 км. Преобладающее простирание даек северо-восточное

(АзПр 10-40), но встречаются тела северо-западного и широтного простирания [Latyshev et al., 2018; Хотылев и др., 2017б; Latyshev et al., 2017]. Распределены они неравномерно – В.И. Петровым [1995ф] при детальном изучении было установлено несколько локальных «роев», часть из которых пространственно тяготеют к наиболее крупным разрывным нарушениям.

В целом, породы комплекса отличаются достаточно однородным составом, хотя и различаются по степени вторичных изменений. Наиболее детально были изучены четыре тела – для них составлена петрографическая и геохимическая характеристики, а также установлен абсолютный возраст изотопными методами, и еще примерно для 20 тел была получена петрографическая и геохимическая характеристики. Сначала будет приведено подробное описание именно этих объектов, а потом геохимическая характеристика уже всего комплекса. Данные химического анализа пород кургасского комплекса приведены в таблицах 6 и 7 в приложении 1.

1. Севернее г. Куся было выявлено небольшое ранее не картировавшееся относительно изометричное тело габбро-долеритов, по-видимому, несколько превышающее в поперечнике 100 м (проба 1036). Массив сложен среднезернистыми до мелкозернистыми умереннощелочными габбро-долеритами биотитсодержащими тёмно-зелеными массивными с видимой субофитовой структурой. В интерстициях проявлена микропегматитовая структура. Состав породы: плагиоклаз 50-52%, пироксен – 30-35%, микропегматитовые кварц-полевошпатовые сростания – 7-9%, биотит – 4-5%, магнетит – 5-7%.

Плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы размером от 0,2 до 1,7 мм. Центральные части зёрен замещены почти полностью серицитом, а краевые части зёрен прозрачны и бесцветны, по составу отвечает андезину, но не исключено, что изначально плагиоклаз был более основным.

Клинопироксен образует идиоморфные кристаллы размером от 0,2 до 2,1 мм, бледно-кремовые, без плеохроизма, почти полностью замещён хлоритом (рис. 4.1).

В микропегматитовых сростаниях кварца и полевого шпата размер зёрен кварца от 0,09 до 0,51 мм. Магнетит размером от 0,07 до 0,9 мм, ксеноморфный, располагается между зёрнами полевых шпатов и пироксена.

Размер листочков биотита от 0,11 до 0,43 мм, они ксеноморфные, без вторичных изменений, плеохроируют от светло- до темно-коричневого. Биотит практически не подвержен вторичным изменениям и с большой вероятностью является первично-магматическим. Встречается немногочисленная роговая обманка.

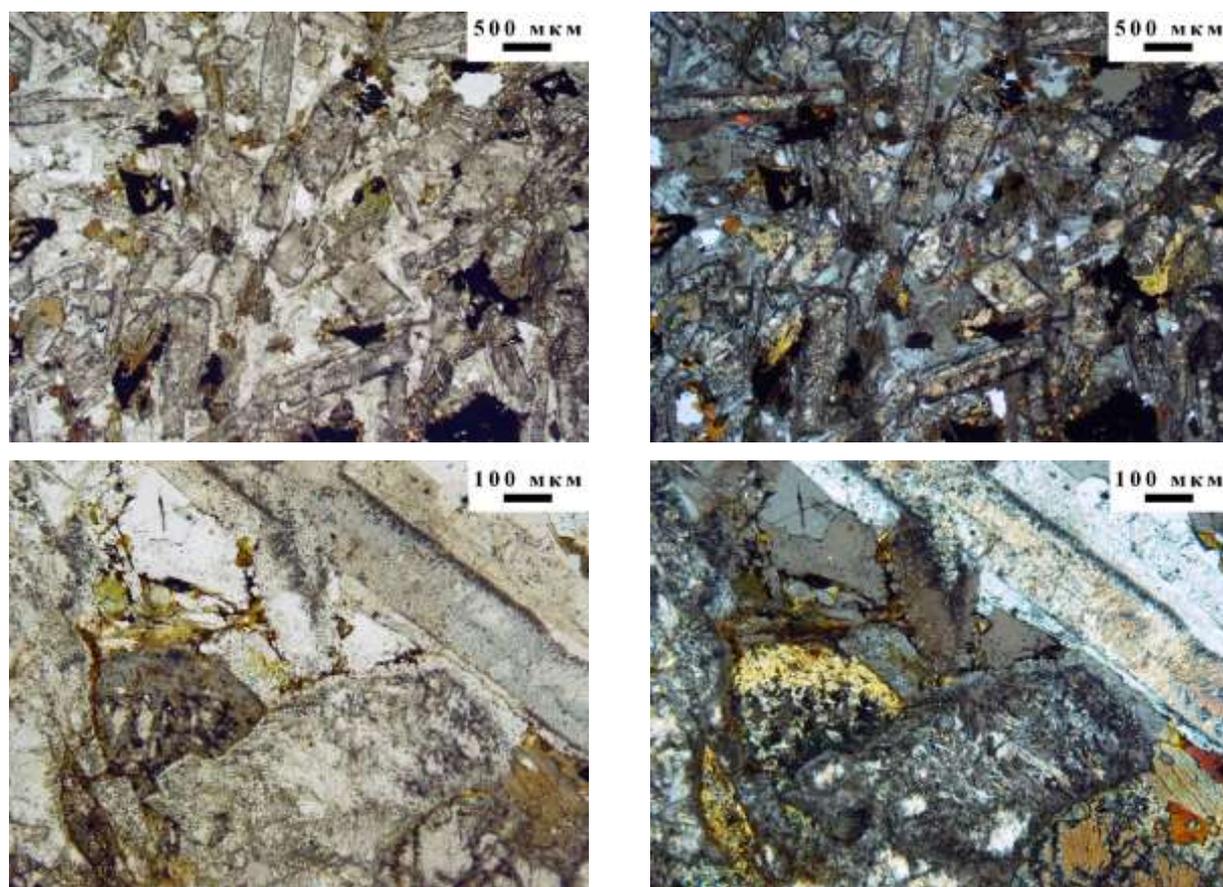


Рис. 4.1. Фотографии субофитовых габброидов кургасского комплекса. Светлы крупные призмы – кристаллы плагиоклаза, коричневато-зеленые кристаллы – хлорит. Шлиф 1036. Слева без анализатора, справа – с анализатором

2. На *восточной окраине пос. Куса* в борту дороги Куса – Медведёвка вскрыты доломиты саткинской свиты нижнего рифея, прорванные силлом долеритов (проба EQ-10 по [Ernst et al., 2006] и 3001 авторская). Доломиты серые перекристаллизованные чистые прорванные тонкими жилами кальцита (АзПд 125 $\angle 20$). Силл мощностью около 8 м с характерной блоковой отдельностью сложен средне- и мелкокристаллическими массивными долеритами, зеленовато-серыми и чёрными. От приконтактной части к центру размер кристаллов увеличивается, достигая 3 мм. В эндоконтакте порода скрытокристаллическая, чёрная. Экзоконтактовая зона представлена доломитами сильно осветлёнными, местами превращенными в офикальцит.

В центральной части силлы сложены хорошо раскристаллизованными долеритами с массивной, почти долеритовой структурой. Плагиоклаз (45-50%) образует идиоморфные и субидиоморфные таблитчатые кристаллы размером до 0,6x0,15-0,20 мм, по трещинкам развиваются вторичный серицит, зеленоватый актинолит.

Клинопироксен (30-35%) ксеноморфный, представлен заливистыми неправильной формы агрегатами размером до 0,6-0,9 мм, которые нередко пойкилово захватывают кристаллы плагиоклаза. Клинопироксен плеохроирует робко от бледно-розового до бледно-

зеленого, что типично для многих габброидов этой территории. Примерно 40-50% пироксена замещено прозрачно-зелеными почти бесцветным актинолитом в сростаниях с заливистыми выделениями светло-коричневого биотита.

Биотит (7-10%) образует либо достаточно хорошо оформленные, зональные выделения с шестигранными сечениями размером до 0,15 мм (видимо, первичный магматический биотит), так и ксеноморфные выделения, крупные, расплывчатые, размером до 0,7 мм.

Рудный минерал (7-10%) распространен в виде ксеноморфных, реже субидиоморфных практически квадратных сечений размером до 0,15 мм. Встречаются единичные выделения титанита размером до 0,02 мм, мелкие удлиненные призмы прозрачного апатита (0,02x0,05 мм), единичные листочки синевато-зеленого хлорита.

В краевых зонах структура пород редкопорфировая за счет редких широкотаблитчатых фенокристаллов плагиоклаза размером до 2-3 мм (не более 5%). Основная ткань породы состоит из длиннопризматических (0,1-0,2 мм) лейст плагиоклаза, расположенных «диабазово»; промежутки между ними заполнены агрегатом мелких округлых зерен пироксена. Пироксены также представлены и более крупными зернами, соразмерными с плагиоклазами, некоторые из них имеют призматический, а некоторые – "авгитовый" габитус.

3. *Главная Бакальская дайка* представляет собой весьма крупное тело долеритов и сопровождающее его тело пикритов общей мощностью до 100 м [Ernst et al., 2006], вскрытое в Ново-Бакальском и Петлинском карьерах Бакальского месторождения (проба EQ-03-07). Дайка прорывает березовскую, иркусканскую и шуйдинскую пачки бакальской свиты нижнего рифея. Геохимические и изотопные данные этого тела приведены по [Ernst et al., 2006].

4. *В мраморном карьере в 3,5 км к ЮЮЗ от ст. Бердяуш* среди мраморизованных доломитов саткинской свиты нижнего рифея в экзоконтакте Бердяушского массива гранитов рапакиви располагается не менее 9 даек долеритов и габбро-долеритов (пробы 18102-1 – 18102-10). Дайки прорывают мраморизованные доломиты и кальцифиры, а также жилы гранитоидов рапакиви. При этом вмещающие для даек породы (как доломиты, так и гранитоиды) смяты в реидные складки, в то время как сами долериты слагают прямолинейные тела, нарушенные вертикальными разрывами. Видимая протяженность тел от 20 до 100 м, контакты ровные, изредка с апофизами, мощность от 0,5 до 15 м, сложены долеритами от скрыто- до среднекристаллических. Простираение даек практически субширотное, что не совсем обычно для дайковых комплексов Башкирского мегантиклинория, падения субвертикальные.

Дайка 18102-7 сложена слабоизменёнными мелкокристаллическими долеритами, массивными, редкоиндалекаменными, редкопорфировидными. Текстура массивная, со слабой линейностью, выраженной единой ориентировкой наиболее крупных кристаллов плагиоклаза.

Его фенокристаллы (5-7% объема породы) достигают размера 2-3 мм, иногда могут быть объединены в скопления по несколько штук – идиоморфные и субидиоморфные выделения призматической формы с простым двойникованием, практически нацело замещенные агрегатом серицита, актинолита и глинистых минералов. Миндалекаменная текстура образована за счет небольших округлых миндалин (не более 3-5%) размером до 0,4 мм с зональным выполнением – внешние зоны из игольчатых кристаллов бледно-зеленого актинолита, внутренние сложены субидиоморфными кристаллами кальцита размером до 0,08 мм (рис. 4.2)

Структура остальной части породы: идиоморфные и субидиоморфные призмы плагиоклаза (40%) размером 0,08-0,2×0,03-0,08 мм зажимают субидиоморфные короткопризматические и ксеноморфные выделения клинопироксена (30%) размером до 0,1 мм. На отдельных участках структура практически пойкилоофитовая – призматические кристаллы плагиоклаза оказываются захвачены крупными, ксеноморфными выделениями клинопироксена (не более 1-3%).

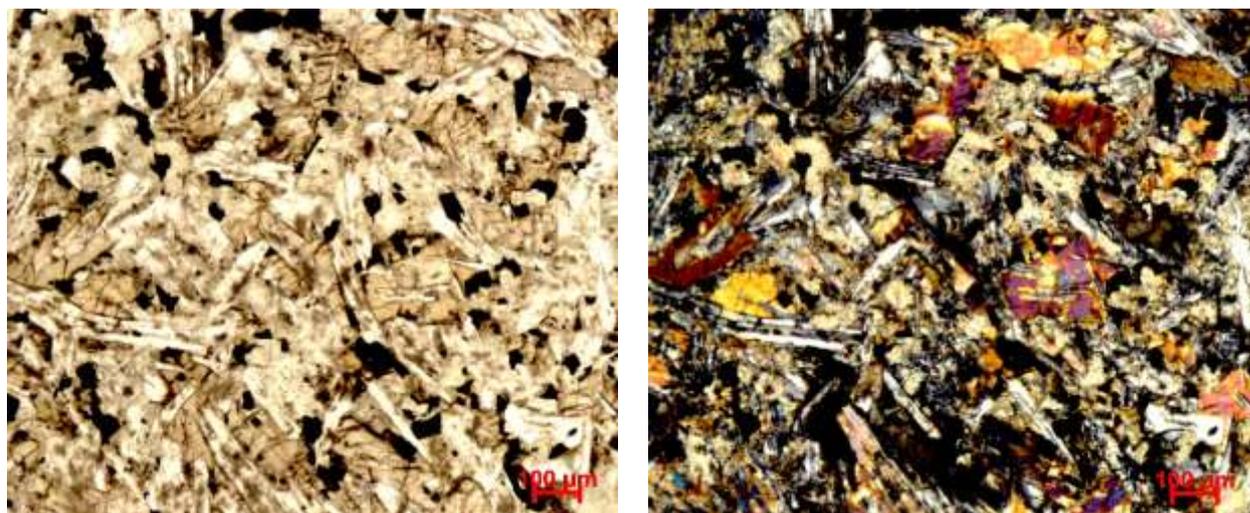


Рис. 4.2. Фотографии шлифа 18102-7. Удлиненные призматические кристаллы – плагиоклаз; изометричные сечения с красными и синими окрасками – клинопироксен. Левый без анализатора, правый – с анализатором

Плагиоклаз в большинстве своем замещен агрегатом серицита, актинолита и глинистых минералов, хотя местами и сохраняются относительно неизменные кристаллы. *Клинопироксен* плеохроирует слабо: от бледного коричневатого-зеленого до бледно-розового. Значительную часть интервалов между плагиоклазами и клинопироксенами занимает хлорит-серицит-глинистый агрегат (15-17%) серого и зеленоватого цвета, развивавшийся, вероятно, частично по пироксенам, а частично – по остаткам стекла или микрозернистого матрикса.

Рудный минерал (8-10%) образует идиоморфные выделения с квадратными или близкими к ним сечениями размером 0,04-0,05 мм и практически не затронут вторичными изменениями. В единичных случаях скопления мелких выделений рудного минерала имеют

короткопризматические очертания размером до 3 мм – вероятно, на месте бывших кристаллов *оливина* или пироксена.

Таким образом, породы кургасского комплекса имеют несколько характерных черт: относительно свежий облик породы и не очень высокая степень развития вторичных минералов, в сравнении с иными комплексами [Хотылев и др., 2017в,д]; наличие субидiomорфного клинопироксена с плеохроизмом от бледно-розового до бледно-зеленоватого; нередко развития пойкилоофитовых структур, когда призматические кристаллы плагиоклаза охватываются крупными выделениями клинопироксена, причем в этом случае он практически ксеноморфен; обилие гранофировых сростаний кварца и полевого шпата, количество которых может достигать 15% (количество микрографических сростаний явно увеличивается с юга на север и в дайках среди пород тараташского комплекса может достигать 25%). Петрологические особенности и геохимические характеристики габброидов, развитых в поле тараташского комплекса, которые также могут относиться к кургасскому комплексу, приведены в разделе «Дайковые комплексы Татарашского выступа» и опубликованы в работах [Хотылев и др., 2017а,б,в; Хотылев, 2014а].

4.3. Возрастные ограничения

Дайки кургасского комплекса являются, по-видимому, одними из самых распространенных, по крайней мере, в северной части Башкирского мегантиклинория. Они имеют две достаточно достоверные датировки. Главная Бакальская дайка (EQ-03-07-01) была датирована по бадделеиту (U-Pb, ID TIMS) – ее возраст определен как $1385,3 \pm 1,4$ млн лет [Ernst et al., 2006]. На южной окраине г. Куса для силла в доломитах саткинской свиты был определен возраст 1360 ± 9 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по биотиту (EQ-10-01) [Эрнст и др., 2008]). Любопытно, что ранее Главная Бакальская дайка была датирована Rb-Sr методом по биотиту – тогда был получен возраст 1360 ± 35 млн лет [Эльмис и др., 2000].

Ниже будут приведены результаты изотопного датирования двух тел: изометричного штока габбро к северу от г. Куса (1036, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm-Nd методы) и дайки на восточном контакте Бердяушского массива гранитов рапакиви (18102-7, U-Pb метод).

Ar-Ar датирование. Габброиды из тела, расположенного к северу от г. Куса (1036) были датированы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по монофракции биотита (рис. 4.3). В высокотемпературной части возрастного спектра биотита выделяется хорошее плато, характеризующееся 67,5 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 1318 ± 10 млн лет (интегральный возраст 1294 ± 10 млн лет, рис. 4.3). Логично предположить, что полученная датировка соответствует времени закрытия K/Ar изотопной системы биотита и соответствует времени становления этого тела.

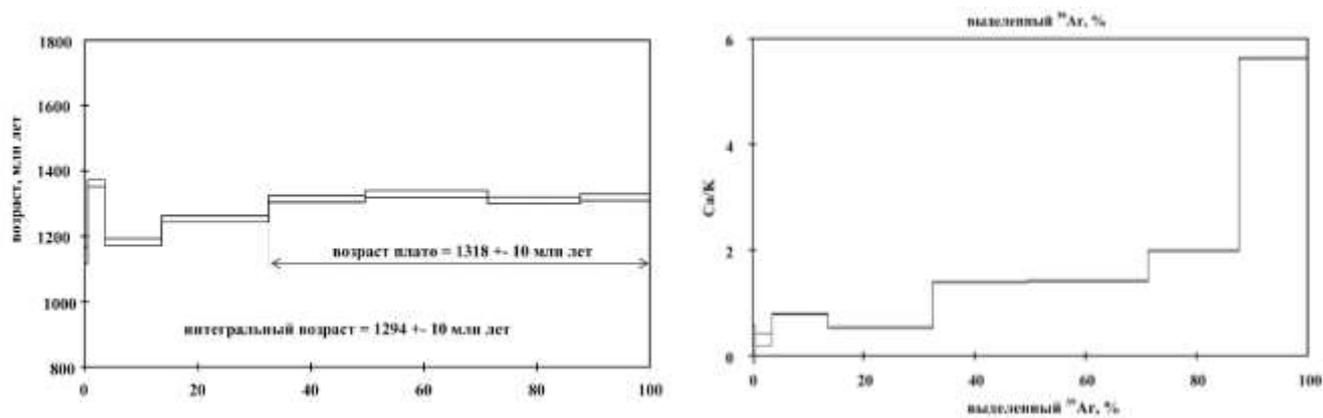


Рис. 4.3. Результаты Ar-Ar датирования пробы 1036 по монофракции биотита

Sm-Nd датирование. Тело габброидов 1036 было датировано и изохронным Sm-Nd методом. По плагиоклазу, пироксену, роговой обманке и валу была получена изохрона, отвечающая возрасту 1343 ± 110 млн лет с $MSWD=1,3$, что, несмотря на довольно высокую погрешность, не противоречит другим изотопным данным (рис. 4.4).

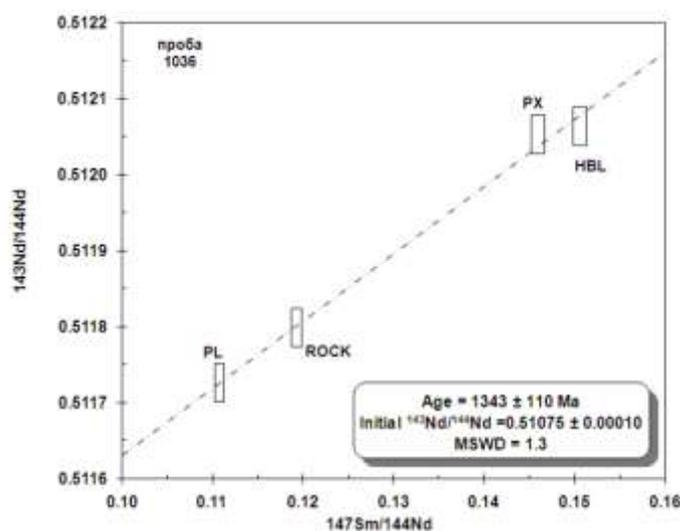


Рис. 4.4.
Изохрона для пробы 1036 в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

PL – плагиоклаз;
PX – пироксен;
HBL – роговая обманка;
ROCK – валовая проба породы

U-Pb датирование. В 1,3 км к югу от пос. Бердяуш в небольшом карьере вскрыты мраморизованные доломиты саткинской свиты экзоконтакта Бердяушского массива, которые прорваны 9 дайками долеритов и несколькими апофизами гранитоидов. Из тела порфиридных относительно хорошо сохранившихся мелкозернистых долеритов (проба 18102-7) были выделены цирконы и проведено их датирование U-Pb методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ им. Карпинского).

Все цирконы характеризуются высокими Th/U отношениями (0,5-1,4), что свидетельствует об их магматическом генезисе [Rubatto, 2017]. В итоге по 8 зернам получена конкордантная датировка 1349 ± 11 млн лет (среднее квадратичное взвешенное отклонение 0,45 (рис. 4.5)). Полученный возраст отвечает рубежу раннего и среднего рифея. Результаты замеров приведены в табл. 4.1.

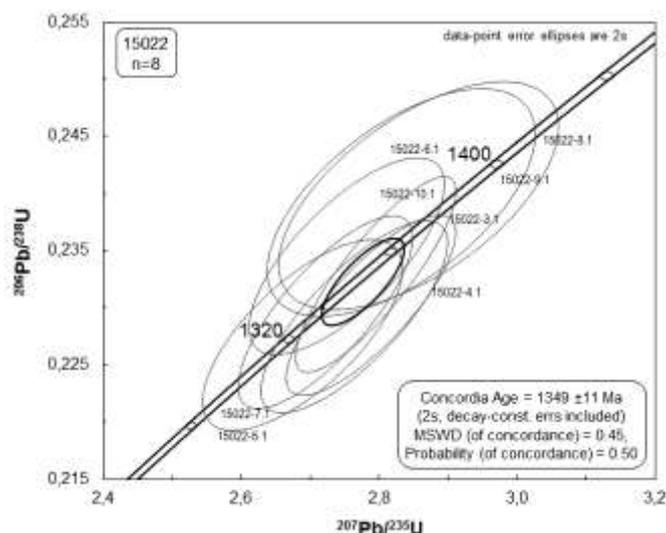


Рис. 4.5.
Конкордия с замерами по цирконам для пробы 18102-7

Таблица 4.1. Результаты определения абсолютного возраста цирконов пробы 18102-7

	проба	Spot	% ^{206}Pb b_c	ppm U	ppm Th	^{232}Th ^{238}U	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis- cor- dant	err corr
1	18102-7	15022-3.1	0,19	397	501	1,30	78.7	1336 ± 17	1379 ± 20	3	,805
2	18102-7	15022-4.1	0,17	280	285	1,05	55.3	1330 ± 18	1371 ± 24	3	,774
3	18102-7	15022-5.1	0,16	190	190	1,04	37.2	1322 ± 18	1332 ± 31	1	,697
4	18102-7	15022-6.1	0,24	268	286	1,11	54.1	1358 ± 18	1319 ± 27	-3	,728
5	18102-7	15022-7.1	0,13	296	400	1,40	58.4	1332 ± 18	1338 ± 23	0	,776
6	18102-7	15022-8.1	0,25	91	52	0,58	18.8	1386 ± 22	1347 ± 44	-3	,605
7	18102-7	15022-9.1	0,25	105	65	0,64	21.7	1382 ± 21	1335 ± 44	-3	,601
8	18102-7	15022-10.1	0,06	483	570	1,22	96.7	1349 ± 18	1362 ± 17	1	,853

Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ . Построение графиков Аренса-Везерилла [Wetherill, 1956] с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003]. Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси-Краммерса [Stacey, Kramers, 1975].

4.4. Геохимическая характеристика

Породы кургасского комплекса характеризуются 46-52% SiO_2 , 0,5-1,4% K_2O , 1-2,8% Na_2O , и общей щелочностью до 4,5% при незначительном преобладании Na_2O над K_2O – что в целом отвечает габбро нормальной и чуть повышенной щелочности (рис. 4.6). Комплекс отличается умеренно высоким, но при этом неравномерным содержанием оксида титана (рис. 4.7): для большинства входящих в него тел оно составляет 1,9-2,5 %, но для

отдельных разностей составляет лишь 0,5-0,7% TiO_2 . Тела низкотитанистых габброидов на сегодняшний день не имеют изотопных датировок, но имеют очень схожую петрографическую характеристику и геологическое положение с умереннотитанистыми габброидами, что позволяет предполагать для них среднерифейский возраст. Также для пород кургасского комплекса в целом характерны более высокие по сравнению с остальными габброидными комплексами содержания MgO : 6-8% для большинства представителей, и до 18% в отдельных разностях. В породах аналогичных габбровых комплексов это значение составляет: повальненский 4-7%; суимский 5-7%; инзерский 3-8% MgO .

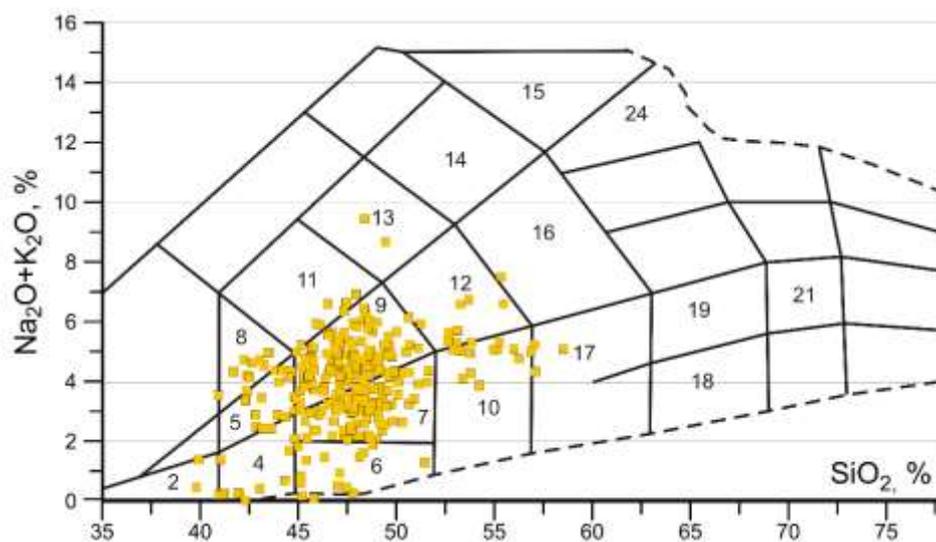


Рис. 4.6. Диаграмма TAS для пород кургасского комплекса. Содержания компонентов в весовых процентах. Номера полей: 7- габбро; 9 – монцогаббро; 10 – низкощелочные габбро-диориты; 11 – монцо-габбро; 12 – габбро-диориты; 13 – монцо-диориты; 16 – кварцевые диориты. Составы пород приведены в приложении 1, таблицы 6 и 7

Содержания MgO и TiO_2 связаны достаточно четкой отрицательной зависимостью (рис. 4.7). Важно отметить, что все четыре тела, для которых кургасский возраст обоснован изотопными датировками характеризуются содержанием MgO 4-8%, а более высокомагнезиальные разности авторы относят к этому комплексу основываясь на сходстве геологического положения тел и близкой петрологии [Хотылев и др., 2017в; Алексеев, 1984].

Содержания прочих петрогенных оксидов находятся в пределах нормальных габбро: 9-17% Al_2O_3 , 9-10% $FeOT$, 0,1-0,2% P_2O_5 . Содержание CaO невысокие – 2,5-11% - видимо, за счет повышенной магнезиальности. Любопытно, что у А.А. Алексеева [Алексеев, 1984] породы кургасского комплекса охарактеризованы как умеренно высокотитанистые, с пониженным содержанием магнезии, низкоглиноземистые – то есть в состав комплекса не включались высокомагнезиальные низкотитанистые разности

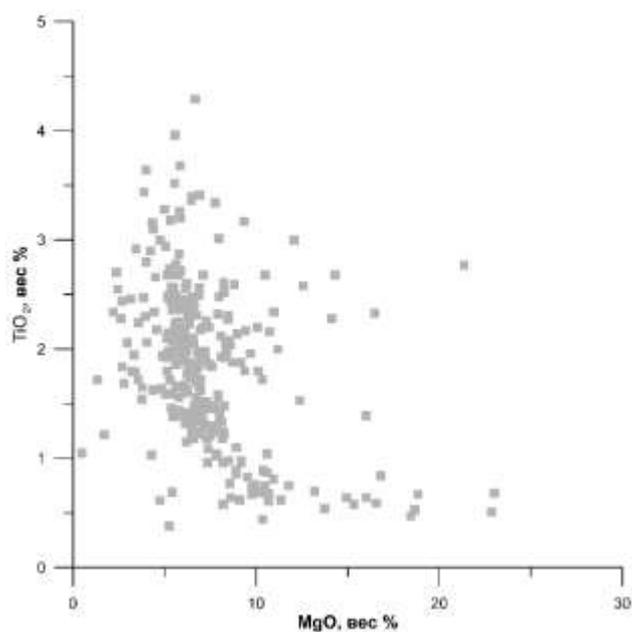


Рис. 4.7. Отрицательная зависимость содержаний MgO и TiO₂ в породах кургасского комплекса. Составы пород приведены в приложении 1, таблицы 6 и 7

По характеру распределения редкоземельных и рассеянных элементов породы комплекса занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB (рис. 4.8). Нормированные значения для тяжелых REE оказываются даже меньше, чем в базальтах COX и OIB, что может указывать на выплавление на значительных глубинах в зоне устойчивости граната, так как он концентрирует эти компоненты в себе.

Неизменно присутствует отрицательная Ta-Nb аномалия, характерная для подавляющего большинства габброидов Башкирского мегантиклинория [Носова и др., 2012; Ковалев, 2008], а вот обеднение Zr и Hf проявлено крайне слабо. Обогащение свинцом и всеми крупноионными элементами в части проб с большой вероятностью связано с привнесом из вмещающих пород – по авторским данным содержания этих компонентов даже в пределах одного тела без петрологической зональности могут изменяться практически на порядок. Колебания содержаний стронция обычно регулируется количеством плагиоклаза. Резкое обеднение ураном и обогащение барием ряда проб является собой, скорее всего, результат метасоматоза. Разделение на две группы – высокотитанистую и высокомагнезиальную – выражено и в распределении рассеянных элементов: высокотитанистые разности сильнее обогащены всем спектром рассеянных элементов и практически не имеют положительной аномалии свинца. Низкотитанистые, обогащенные магнием разности в относительно обеднены рассеянными элементами, чаще имеют положительную аномалию свинца, сильнее, в сравнении с высокотитанистыми, обеднены Ta, Nb, Zr, Hf.

Вслед за двумя группами по содержаниям TiO₂ и MgO, подобное разделение прослеживается и в распределении Cr и Ni: явно выделяются высокохромистые разности, в которых может быть до 400-650 мкг/г Cr и 200-500 мкг/г Ni, и низкохромистые – с содержаниями этих элементов 20-100 и 40-100 мкг/г соответственно.

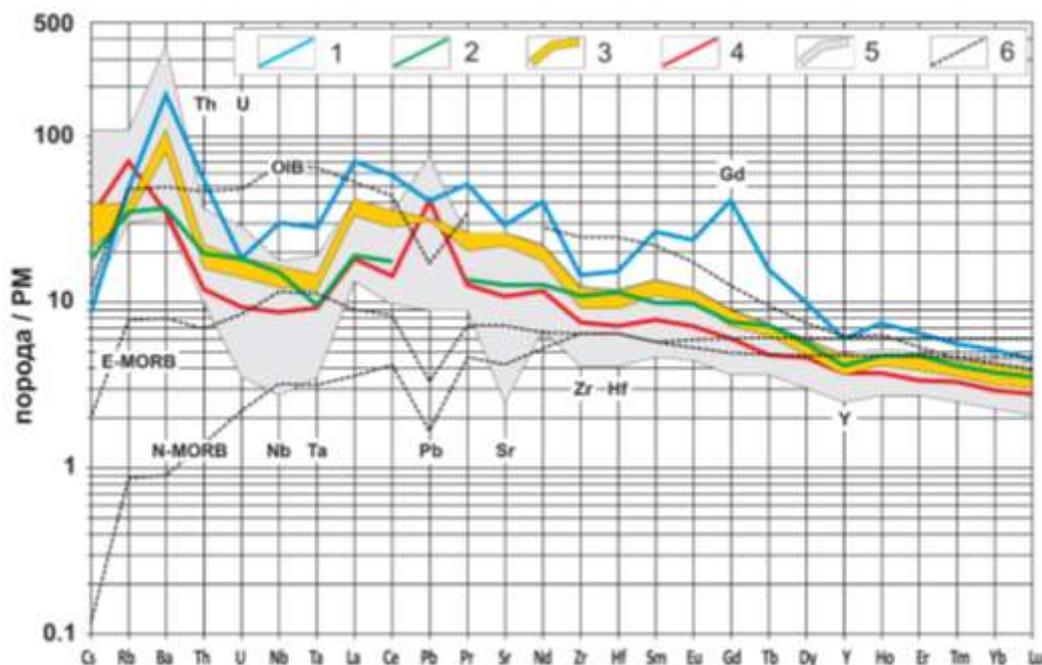


Рис. 4.8. Распределение рассеянных элементов в породах кургасского комплекса и основных породах основных разных геодинамических обстановок. Содержания нормированы на примитивную мантию (РМ). 1 – проба 1036; 2 – проба EQ-03-07; 3 – поле серии проб EQ-10; 4 – проба 18102-7; 5 – поле для тел кургасского комплекса без изотопных датировок; 6 – тренды эталонов E-MORB, N-MORB и OIB (подробнее см. в тексте). Эталоны E-MORB, N-MORB, OIB и РМ по [Sun, McDonough, 1989], данные для проб EQ-03-07 и EQ-10 по [Ernst et. al., 2006]. Составы пород приведены в приложении 1, таблицы 6 и 7

При этом содержания Ст имеют четкую положительную корреляцию с содержаниями MgO (рис. 4.9-4.10), что логично, так как все три компонента регулируются количеством оливина и в меньшей степени – пироксена. Таким образом, низкохромистая группа соответствует высокотитанистым низкомагнезиальным габброидам, а высокохромистая – низкотитанистым высокомагнезиальным породам.

Более того, если проанализировать распределение содержаний хрома, никеля и магния для всех дайковых комплексов, вошедших в исследование (около 350 анализов), то и здесь будет заметен интервал содержаний хрома в районе 200-400 мкг/г, в котором практически нет фигуративных точек пород. При этом высокохромистых разностей, очевидно значительно меньше, чем низкохромистых (рис. 4.10).

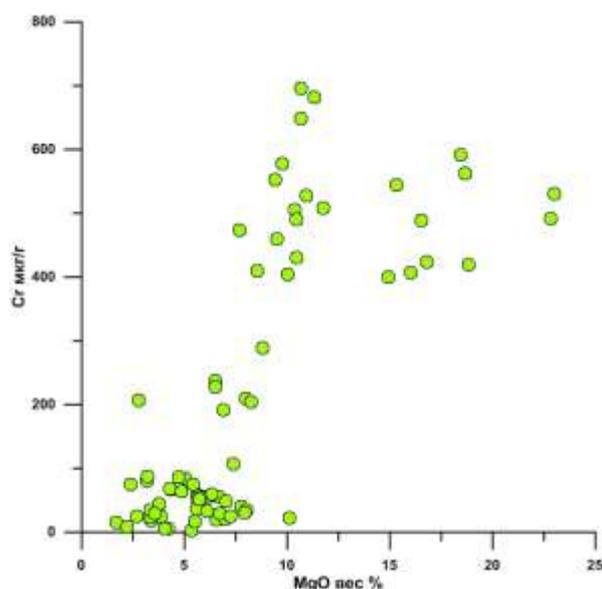


Рис. 4.9. Распределение содержаний MgO и Cr в породах кургасского комплекса.

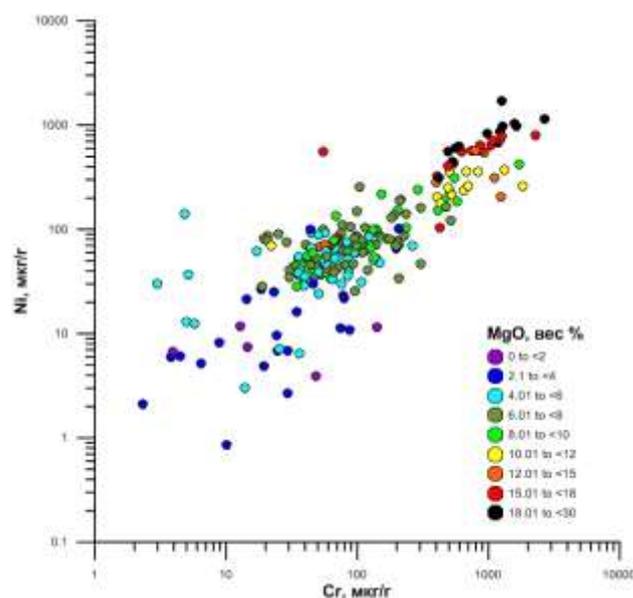


Рис. 4.10. Распределение Cr, Ni и MgO в породах базитовых дайковых комплексов северной части Башкирского мегантиклинория, показывающее четкую положительную корреляцию между этими компонентами

Это хорошо сочетается с недавно полученными С.Г. Ковалевым с коллегами данными по пикритовым комплексам [Ковалев и др., 2017]: на основании температур кристаллизации минеральных парагенезисов из ультрабазитов недифференцированных и дифференцированных тел ими было высказано предположение, что эти ультраосновные породы имеют различное происхождение. Первые являются результатом прямой кристаллизации ультраосновных выплавов из мантийного вещества, в то время как вторые – результатом внутрикамерной дифференциации более кислых расплавов. Скорее всего, две группы по содержанию хрома, никеля и магния отвечают именно этим описанным источникам.

4.5. Обсуждение результатов

На сегодняшний день для дайковых тел кургасского комплекса есть 4 прецизионные изотопные датировки, полученные современными методами: $1385 \pm 1,4$ (U-Pb, бадделейт), 1360 ± 9 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит), 1318 ± 10 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит) и 1349 ± 11 (U-Pb, циркон) млн лет – то есть формирование комплекса пришлось на конец раннего и начало среднего рифея. Таким образом, продолжительность всего рифтогенного процесса (если считать, что формирование кургасского комплекса на всем своем протяжении связано с машакским рифтингом) получается не менее 65 млн лет, что сопоставимо с длительностью всего кайнозоя.

Возможно, что рифтогенез и сопровождающий его магматизм действительно проявлялись на столь длительном интервале времени. Однако, для сравнения – развитие современной Восточно-Африканской континентальной рифтовой системы заняло лишь 30 млн

лет [Ring, 2014; Chogowicz, 2005], что в два раза меньше, при этом размеры Восточно-Африканской рифтовой системы и масштабы вулканизма несравненно больше, чем среднерифейский рифт. Более вероятной представляется такая ситуация: на рубеже раннего – среднего рифея было несколько относительно недолгих импульсов магматизма, но в силу ничтожно малого количества изотопных данных (менее 10 изотопных датировок для нескольких даек на всей площади Башкирского мегантиклинория), нередко больших погрешностей при определении изотопного возраста и возможных нарушений изучаемых изотопных систем, складывается впечатление «длительного и непрерывного» магматизма в течение 50-60 млн лет. Возможным способом разрешения этого вопроса является увеличение количества изотопных данных и более пристальный поиск иных признаков нескольких этапов магматизма – геологических, геохимических и петрографических, которые позволят разделять тела хотя бы на относительные этапы формирования.

Косвенным признаком того, что в рифейской истории Башкирского мегантиклинория есть ряд неизвестных на сегодня этапов растяжения, сопровождавшихся формированием даек, являются достаточно достоверные изотопные датировки, которые не вписываются в общепринятые этапы магматической активизации этого региона. Например, 1415 ± 11 млн лет (цирконы, U-Pb SHRIMP II) по дацитам на южном окончании Тараташского выступа [Тевелев и др., 2014], и ряд других [Краснобаев и др., 2017; Пучков и др., 2014; Пучков и др., 2011]).

Возраст дайки, секущей Бердяушский массив (1349 ± 11 млн лет), и ее взаимоотношения с вмещающими породами позволяет получить новые временные ограничения на длительность формирования массива и его постмагматическую эволюцию. Как обсуждалось во начале главы, время формирования основных фаз Бердяушского массива определяется недавними датировками в диапазоне 1365-1382 млн лет. Вмещающие дайку мраморизованные карбонаты саткинской свиты и жилы гранитоидов рапакиви Бердяушского массива совместно деформированы с образованием реидных складок, в то время как дайки долеритов заполняют субпараллельные прямолинейные трещины и нарушены лишь единичными хрупкими субвертикальными разломами. Такие структурные соотношения долеритов с гранитоидами и доломитами указывают, что к моменту формирования дайковой серии Бердяушский массив не только сформировался, но и претерпел эксгумацию в приповерхностные горизонты коры, на что указывает смена вязко-пластических условий деформации на хрупкие и пойкилоофитовая структура долеритов изученной дайки [Latyshev et al., 2018].

Породы кургасского комплекса представлены габбро и долеритами нормальной и повышенной щелочности, и в большинстве своем характеризуются относительно высоким содержанием TiO_2 (1,5-2,5%) и умеренным содержанием MgO (4-8%), хотя и являются при этом более обогащенными оксидом магния, чем прочие дайковые комплексы Башкирского

мегантклинория [Хотылев, Тевелев, 2018; Хотылев и др., 2017в; Ковалев и др., 2015]. При этом в составе комплекса присутствуют и высокомагнезиальные разности, для которых типично пониженное содержание TiO_2 (0,5-0,7%), но значительное обогащение Cr (до 650 мкг/г) и Ni (до 500 мкг/г). Группы разделяются между собой не очень четко – присутствуют единичные пробы с промежуточными характеристиками. Также высокотитанистые разности сильнее обогащены практически всем спектром рассеянных элементов и обычно не имеют свинцового максимума, в то время как породы, обогащенные магнием, отличаются обеднением рассеянными элементами, отчетливым свинцовым максимумом и более четкими отрицательными аномалиями Ta, Hf, Nb, Zr. Возможных причин такого распределения может быть три: 1) разная степень частичного плавления в очаге; 2) разная степень дифференциации расплавов по пути к поверхности; 3) различия в составе источника. В первом случае, чем выше степень частичного плавления, тем меньше MgO в расплаве. Во втором – чем более дифференцированные разности, тем, опять же, меньше концентрации MgO, Cr и Ni в конечных породах, и при дифференциации в расплаве увеличивается концентрация некогерентных элементов (практически все проанализированные рассеянные элементы), что хорошо отвечает наблюдаемым геохимическим особенностям пород. Третье возможное объяснение разного химизма пород – разный состав протолита в мантии.

Большое количество накопленных геохимических данных с координатными привязками позволило впервые на значительном объеме данных изучить вопрос геохимической зональности среди даек среднерифейского этапа. Для этого были объединены сведения о высокотитанистых базитах дайкового комплекса Тараташского выступа, а также о дайках в поле саткинской и бакальской свит и монастырском комплексе – всего свыше 300 анализов.

На диаграммах отчетливо видно изменение содержания компонентов с севера на юг (рис. 4.11). Так, наиболее кислые разности распространены именно на Тараташском выступе (55-60% SiO_2 , то есть до диоритов), в то время как на территориях южнее содержание SiO_2 для подавляющего большинства проб не превышает 50%. Аналогичные закономерности прослеживаются и в распределении щелочей – содержания и Na_2O и K_2O уменьшаются с севера на юг.

Содержания оксида магния в этом направлении, наоборот, возрастают: для пород Тараташского выступа характерны содержания не более 7-8%, что характерно для габбро, а в южных частях, в Бакало-Саткинском районе преобладают высокомагнезивиальные разности, по составу уже ближе к ультрабазитам. Как и ожидалось, с увеличением содержания оксида магния увеличивается и содержания хрома с севера на юг (рис. 4.11).

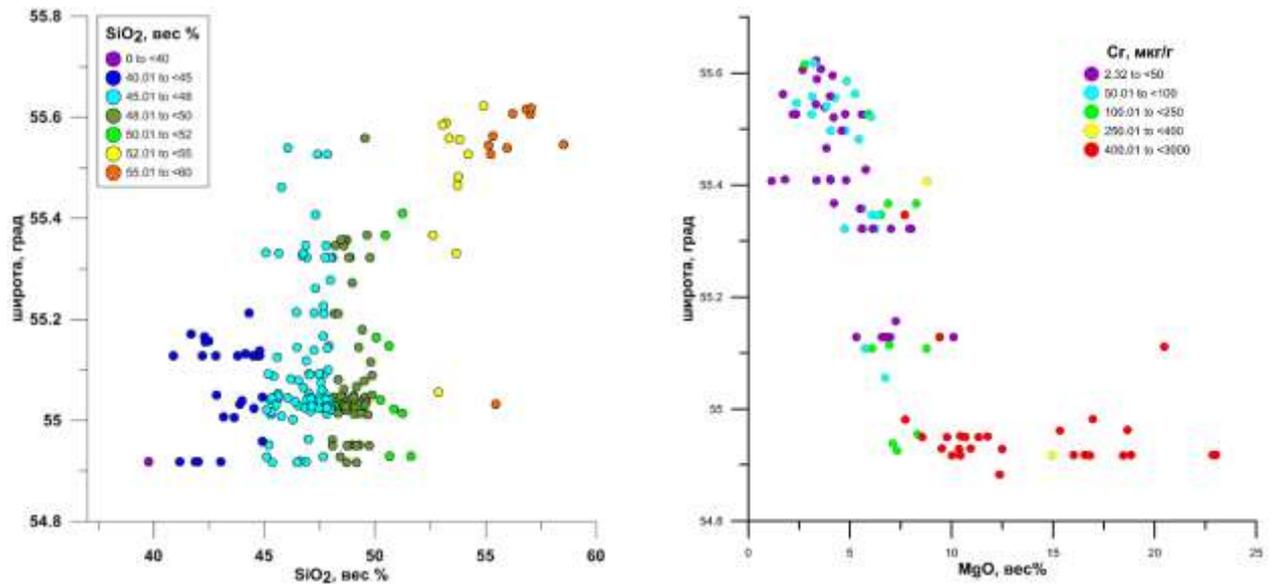


Рис. 4.11. Изменение содержаний SiO₂, MgO и Cr с севера на юг в породах кургасского комплекса в северной части Башкирского мегантиклинория. Содержания SiO₂, MgO в весовых процентах, содержание Cr в мкг/г. Первичные геохимические данные приведены в приложении 1, таблицы 6-7

Такое изменение состава можно рассматривать, например, как прямое следствие раскрытия машакского рифта южнее – утонение коры позволяет подниматься расплавам с меньшим количеством промежуточных остановок, в то время как на северной окраине рифта кора, вероятно, была мощнее, а расплавы претерпевали более продолжительную дифференциацию.

Дополнительным признаком того, что подобные вариации составов являются следствием именно разной степени кристаллизационной дифференциации, а не вариаций степени плавления является то, что отношение La/Yb с севера на юг меняется не очень значительно (рис. 4.12), в то время как содержания оксидов магния и кремния меняются в значительных интервалах. Таким образом, содержания несовместимых элементов меняются незначительно, а совместимых – весьма сильно. Если бы изменялась степень частичного плавления, то картина была бы обратной.

Частично, этот эффект описан в разделе «Изучение расслоенности и зональности тел», где на авторских данных показано, что в пределах одного расслоенного тела, в котором вариации состава, очевидно, регулировались именно процессами внутрикамерной дифференциации, несмотря на весьма значительные колебания содержания петрогенных оксидов, содержания несовместимых элементов изменяются в очень небольших пределах.

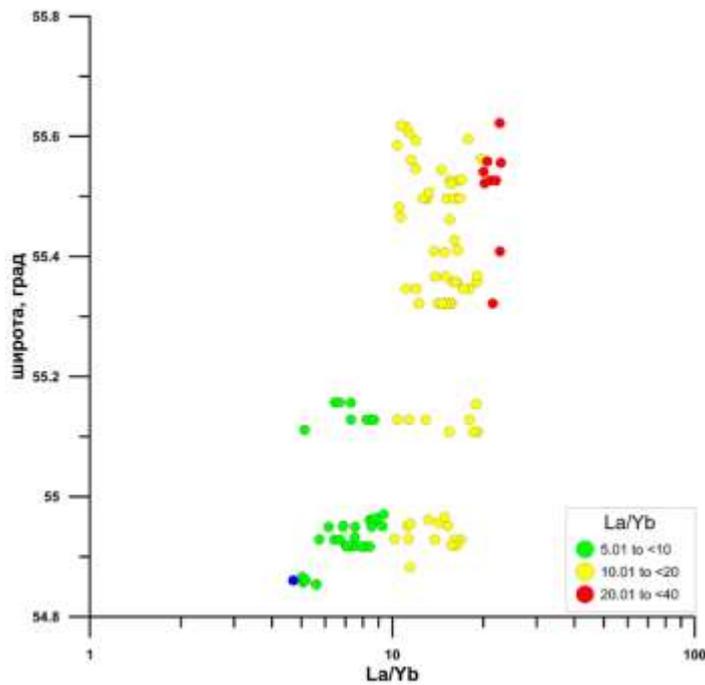


Рис. 4.12. Изменение отношения La/Yb с севера на юг в породах кургасского комплекса. Первичные геохимические данные приведены в приложении 1, таблицы 6 и 7

Однако здесь нельзя не упомянуть исследования С.Г. Ковалева [Ковалев, 2011, 2008], который изящно показывает, что недифференцированные расплавы имели шанс достигнуть поверхности именно на ранних стадиях раскрытия рифтовой системы, в то время как на стадии широкого раскрытия рифта существовал промежуточный магматический очаг, который препятствовал подъему недифференцированных расплавов на поверхность.

Приведенные выше размышления частично противоречат схеме С.Г. Ковалева.

Закономерность в пространственном распределении тел отмечалась и ранее: А.А. Носова с коллегами [Носова и др., 2012] указывает, что высокотитанистые разности преобладают в поле Тараташского блока и дальше широко распространены на юг примерно до южного окончания кусино-копанского комплекса. Южнее сначала появляются, а потом и преобладают низкотитанистые разности, однако упомянутыми авторами подобный вывод был сделан на не очень большой выборке данных. Они объясняют подобное распределение тем, что в северных частях распространены производные плавления мантийного источника с участием пироксенитов, а при смещении на юг появляются производные пироксенитовых и перидотитовых источников, причем последние преобладают в самых южных участках.

Очевидная проблема обоих выводов (и автора данной работы, и А.А. Носовой с коллегами [2012]) в том, что среди всех опробованных тел достоверные изотопные датировки имеет относительно небольшое количество тел (см. приложение 2). С учетом громадного промежутка времени, на котором могли формироваться дайки (а это как минимум интервал от среднего рифея до венда включительно, то есть около 900 млн лет, что примерно в полтора раза больше протяженности всего фанерозоя), в выборку легко могли попасть разновозрастные образования, что сделало бы выводы не корректными. А с учетом последних данных о вероятных палеозойских и архейских дайках в районе Тараташского выступа [Пучков и др., 2014; Пучков и др., 2011], ситуация становится лишь сложнее.

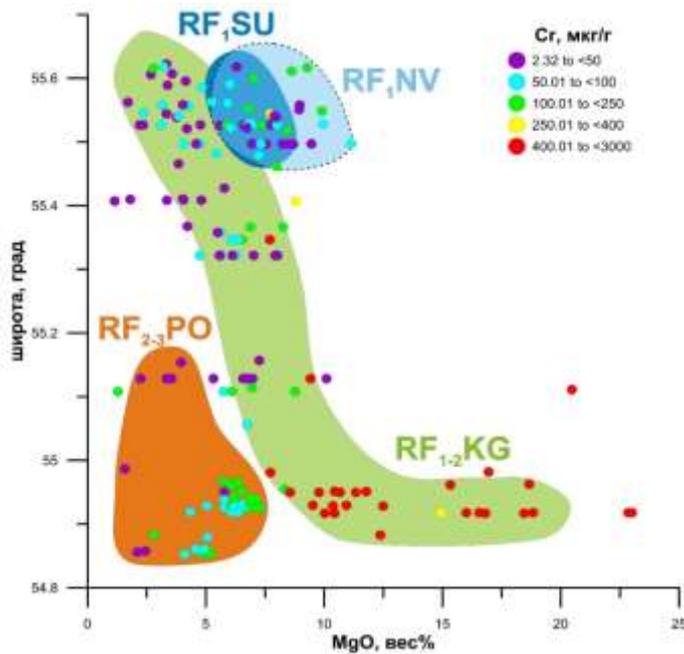


Рис. 4.13. Диаграмма распределения содержания MgO для разновозрастных дайковых комплексов северной части Башкирского мегантиклинория. Содержания MgO в весовых процентах, хрома – в мкг/г. RF₁SU – суимский комплекс; RF₁NV – навышский комплекс; RF₁₋₂KG – кургасский комплекс; RF₂₋₃PO – повальненский комплекс

Это логично сочетается с геологическими данными – рифтогенез на машакском этапе был значительно сильнее, чем в навышское время (начало раннего рифея) и чем в конце среднего рифея, то есть в последних двух случаях расплавам приходилось подниматься через более мощную кору, что привело к более сильной дифференциации.

Обеднение Ta и Nb в рифейских дайковых комплексах западного склона Южного Урала отмечалось неоднократно [Хотылев, Тевелев, 2018; Хотылев и др., 2017в; Носова и др., 2012, 2010; Ковалев, 2011], однако причины его так и не ясны. Традиционно такое обеднение вместе с обогащением свинцом (тоже весьма типичным для даек западного склона Южного Урала) считаются характерными для насубдукционных обстановок [Фролова, Бурикова, 1997], что противоречит общепринятому мнению о внутриплитной плюмовой (рифтовой) природе подавляющего большинства магматитов в пределах Башкирского мегантиклинория [Пучков, 2013а; Горожанин и др., 2013; Пучков, 2012; Ковалев, 2008]. С другой стороны, обеднение Ta и Nb широко известно, например, в породах Сибирских траппов [Криволицкая, 2012; Соболев и др., 2009], которые считаются эталоном плюмовой внутриплитной магматической провинции. Характерно такое обеднение и для магматитов Куонамской провинции на Анабарском щите, дайковые рои которой формировались в сходной обстановке [Эрнст и др., 2016]. В данном случае отрицательная аномалия тантала и ниобия рассматривается как признак вовлечения корового вещества в магматические процессы [Интерпретация..., 2001]. Так что эта

Однако если вновь обратиться к диаграмме распределения оксида магния и хрома для всех изученных комплексов (рис. 4.13), то выяснится, что базитовые комплексы другого возраста образуют на ней изолированные поля. При этом породы раннерифейских навышского и суимского комплексов и средне-позднерифейского повальненского комплекса сходны с наиболее дифференцированными разностями кургасского комплекса.

особенность дайковых комплексов явно еще нуждается в детальном изучении – возможно, что рифтогенные процессы, приведшие к среднерифейскому магматизму, имели не плюмовую (что также весьма вероятно), а надсубдукционную природу (например, типа задугового растяжения). Возможно и сочетание источников [Лавренчук и др., 2017], в результате чего мог сформироваться столь своеобразный геохимический облик пород. Но это, несомненно, требует отдельного обоснования и пока остается лишь предположением.

4.6. Краткие выводы по главе «Магматизм начала среднего рифея»

Кургасский комплекс представлен многочисленными дайками и силлами, широко распространенными на Западном склоне Южного Урала, главным образом среди раннерифейских терригенно-карбонатных толщ. Тела сложены габброидами с характерным красноватым клинопироксеном и содержат до 15-20% гранофировых кварц-полевошпатовых сростаний, что отличает их от даек прочих комплексов этой территории.

Преобладающее большинство пород характеризуются умеренно-высокими содержаниями TiO_2 (до 2%) и общим обогащением рассеянными элементами до уровня, близкого к ОИВ. При этом, прослеживается тенденция уменьшения содержаний SiO_2 и рассеянных элементов и увеличения количества MgO с севера на юг, что с большой вероятностью связано с разной степенью дифференциации расплавов и указывает на увеличение проницаемости коры в этом направлении.

Комплекс формировался в течение длительного промежутка времени – как минимум с 1318 до 1380 млн лет. Этот этап магматической активности связан растяжением на пассивной окраине суперконтинента Колумбия/Нуна, во время которого формировались многочисленные вулканические и интрузивные комплексы, объединяемые в Машакскую магматическую провинцию (LIP).

ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ №3

Базиты ранне-среднерифейского «машакского» этапа магматизма имеют геохимическую зональность, выраженную в увеличении кремнекислотности и степени обогащения рассеянными элементами, и уменьшении содержаний оксида магния и хрома с юга на север, что связано с увеличением степени дифференциации расплавов в этом направлении и фиксирует раскрытие машакской рифтовой структуры с юга на север (в современных координатах).

Глава 5. Магматизм конца среднего и позднего рифея

Образования верхов среднего и позднего рифея в северной части Баширского мегантиклинория изучены недостаточно. В первую очередь это связано с преобладанием раннерифейских осадочных толщ, среди которых различить ранне- и средне-позднерифейские дайки по геологическому положению невозможно. Лишь в немногочисленных случаях, когда дайки внедрены в среднерифейские (авзянская, зигазино-комаровская) или позднерифейские (кукшинская, зигальгинская) свиты, возможно достоверно фиксировать их возраст. В частности, предшественниками были обособлены **повальненский** и **инзерский** комплексы [Алексеев, 1984]. Формирование первого приходится на границу среднего и позднего рифея, а второй имеет предположительно позднерифейско-венский возраст, так как для него нет изотопных датировок, но его тела интродуцируют осадочные толщи позднего рифея. Так как достоверно тела обоих комплексов автором были зафиксированы лишь в нескольких местах, они будут рассмотрены вместе.

5.1. Повальненский комплекс

5.1.1. Геологическое строение и петрографические особенности

На восточном берегу Юрюзаньского пруда во врезке железной дороги среди образований среднерифейской авзянской свиты, описано тело зеленовато-серых долеритов мощностью около 14 м, конформно залегающее с вмещающими породами. Магматические породы достаточно сильно выветрелые, с мощными рыжими корками выветривания и не очень характерными текстурами – мелкопятнистыми, почти копейчатыми за счет более светлого видимо плагиоклаза на фоне более темных кристаллов пироксена.

В целом, тело сложено сильно выветрелыми порфировидными габброидами, массивными, неравномерно-кристаллическими. Структура породы гипидиоморфнозернистая, практически долеритовая за счет каркаса из призм плагиоклаза.

Плагиоклаз (40-45%) представлен разноразмерными призмами длиной до 1,3-1,5 мм и шириной до 0,3-0,6 мм, практически нацело замещен вторичными минералами и лишь участками сохраняет первичный облик с полисинтетическим двойникованием и системами спайности. Размер кристаллов колеблется в широких пределах – от 0,1 до 1,5 мм, но сериальность не выражена. Крупных кристаллов не более 5%, преобладают образования размером 0,5-0,4 мм (рис. 5.1.1).

Темноцветными минералы представлены крупными некогда идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами пироксена (20-25%). Сейчас полностью замещенными агрегатом кальцита, хлорита и глинистых минералов. Размер выделений достигает 1×0,5 мм, определяются по общим очертаниям, бурому вторичному кальциту и

псевдоморфозам с характерными системами двойников (рис. 5.1.2).

Интервалы между кристаллами плагиоклаза и пироксена выполнены листьями хорошо оформленного коричневато-зеленого хлорита (25-30%) размером до 0,8-0,9 мм без плеохроизма и с характерными сизыми окрасками. Изредка в хлорите наблюдаются тонкие ламелли рудного минерала вдоль направления спайности. С хлоритом тесно ассоциируют мелкие (0,05-0,06 мм) частично измененные листочки биотита (1%), который плеохроирует от бледно-коричневого до насыщенно-коричневого и содержит также тонкие ламелли рудного минерала. Края листочков биотита часто обесцвечены, обрастают хлоритом и видимо актинолитом.

Рудный минерал представлен крупными, до 1 мм, плохо оформленными заливистыми выделениями (5-7%). Частично он еще сохраняет первичный состав магнетита или титаномагнетита, а большая его часть, представленная ранее сфеном, сейчас сложена закономерными срастаниями титаномагнетита и кальцита.

Вторичные изменения выражены в развитии агрегата серицита, кальцита, хлорита и глинистых минералов по первичным минералам, а также в разложении сфена на титаномагнетит и кальцит. Порода рассечена немногочисленными жилами среднекристаллического кварца мощностью до 1,5-2 мм с мощными каймами ожелезнения вокруг них.

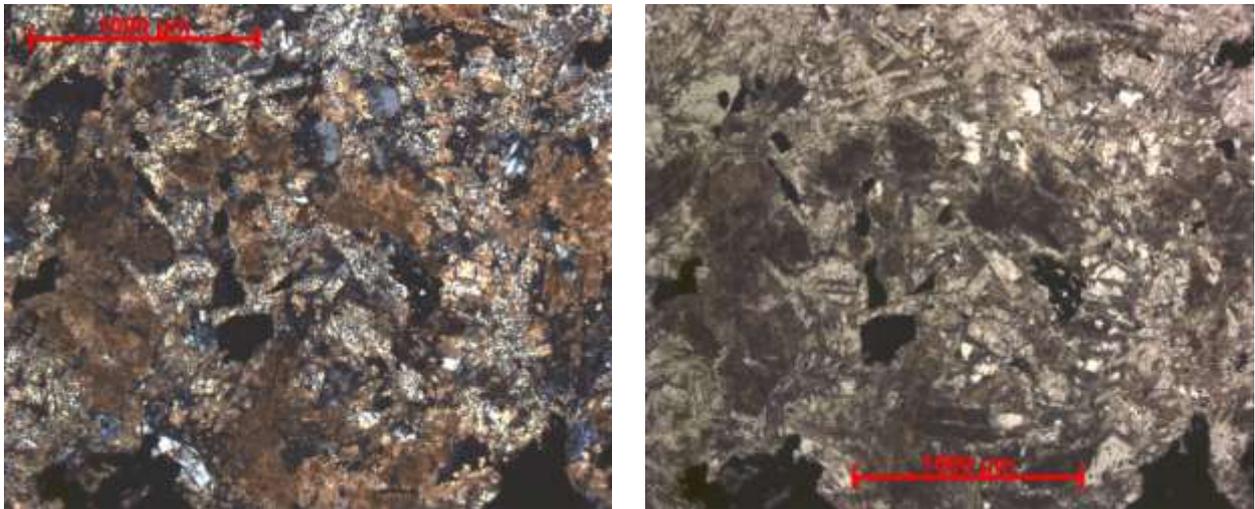


Рис. 5.1.1. Призмы плагиоклаза, замещенные светлым агрегатом серицита и кальцита, и крупные кристаллы пироксена, замещенные бурым кальцитом и глинистыми минералами. Шлиф 15607. Левый – с анализатором, правый – без анализатора

Тело повальненского комплекса было описано среди доломитов саткинской свиты на одноименном магнезитовом месторождении. Породы, представлены долеритами среднекристаллическим, может быть чуть более кислым до габбро-диорита. Структура породы среднекристаллическая, долеритовая, пойкилоофитовая, редкоминдалекаменная. Текстура массивная, неупорядоченная. Минеральный состав: плагиоклаз 60-65%, клинопироксен 30%, рудный 5-6%, биотит менее 1%.

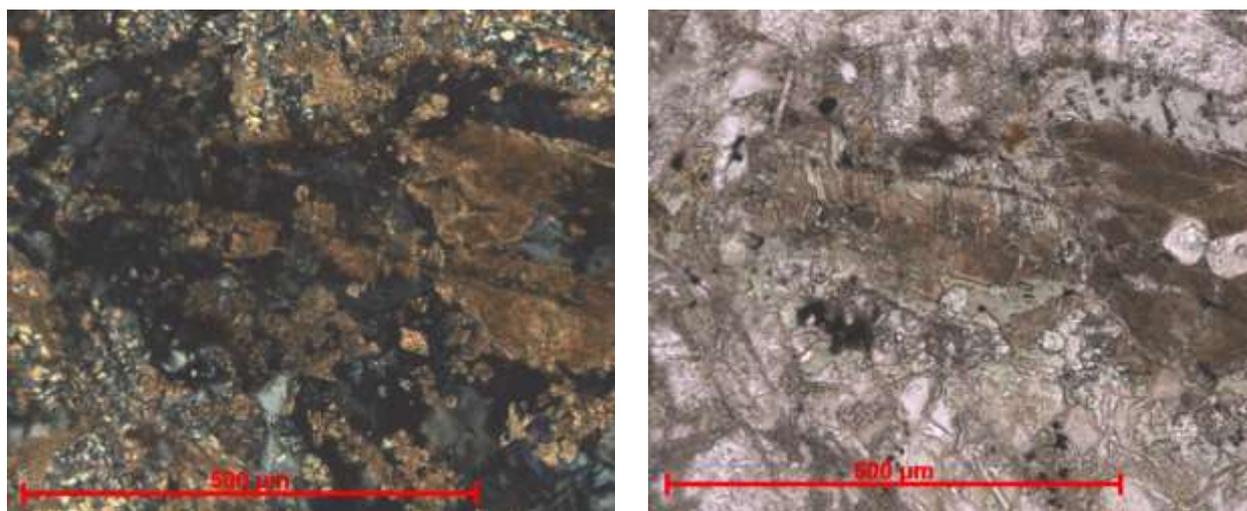


Рис. 5.1.2. Фрагмент кристалла пироксена, сейчас замещенного бурым кальцитом и зеленоватым хлоритом. Заметно характерное для пироксена двойникование, подчеркнутое спайностью хлорита. Шлиф 15607. Левый – с анализатором, правый – без анализатора

Основную ткань породы слагают относительно идиоморфные призмы сильно сосюритизированного плагиоклаза (60-65%), в котором располагаются весьма крупные, но ксеноморфные кристаллы чуть коричневатого или розоватого пироксена, пойкилово захватывающего мелкие беззащитные призмы плагиоклаза. Рудный минерал представлен видимо титаномагнетитом и распределен неравномерно в виде субидиоморфных выделений и их скоплений по несколько индивидов, а также в виде мелких скелетных агрегатов. В целом, по размеру кристаллов рудного порода несколько неравномерна – есть участки видимо с остатками расплава, в которых рудный образует игольчатые скелетные кристаллы, и в них же вероятно есть отдельные зерна кварца.

Плагиоклаз образует призмы длиной 1,5-1,2 мм, редко больше, шириной 0,15-0,20 мм, сильно сосюритизирован. Клинопироксен слегка красноватый, размером до 3 мм, пойкилово включает в себя мелкие призмы плагиоклаза размером 0,1x0,9 мм. Отдельные интерстиции между плагиоклазом занимает бледно-зеленый актинолит размером 0,1 мм. Мелкими чешуйками повсеместно развивается темно-коричневый плохо плеохроирующий биотит размером 0,1-0,12 мм (рис. 5.1.3, 5.1.4).

5.1.2. Геохимическая характеристика

Породы комплекса имеют достаточно выдержанный состав: для них характерно 45-51% SiO_2 , 1,5-3,5% Na_2O , 0,2-1,5% K_2O и 2-4% общей щелочности, что отвечает нормально щелочным габбро (рис. 5.1.5). Титанистость чаще умеренно высокая – 1-1,7% TiO_2 , реже до 3-4% TiO_2 , содержание MgO колеблется в интервале от 3 до 7% и лишь в редких случаях достигает 12-12,5%. Содержание CaO изменяется от очень низких 0,3-0,4% до умеренных 10%, а содержание Al_2O_3 составляют 7-15%, FeO_T – 11-15%.

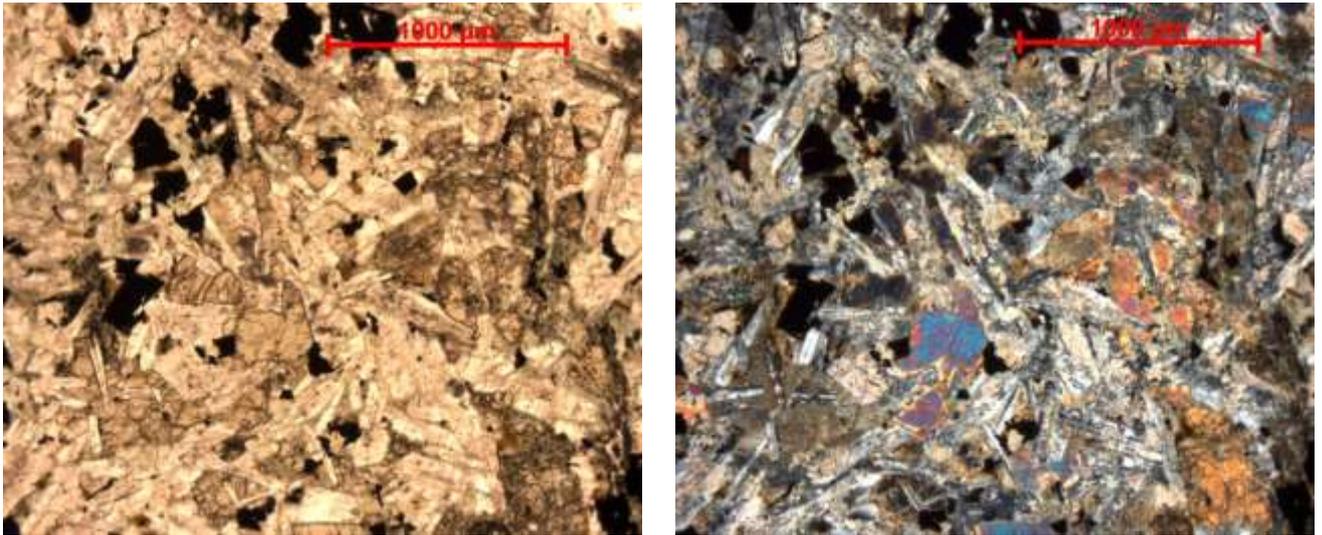


Рис. 5.1.3. Шлиф 5119-1М. Пойкиловый клинопироксен в центре снимка с вростками плагиоклаза. Крупнокристаллический участок. Левый – николи параллельны, правый – николи скрещены

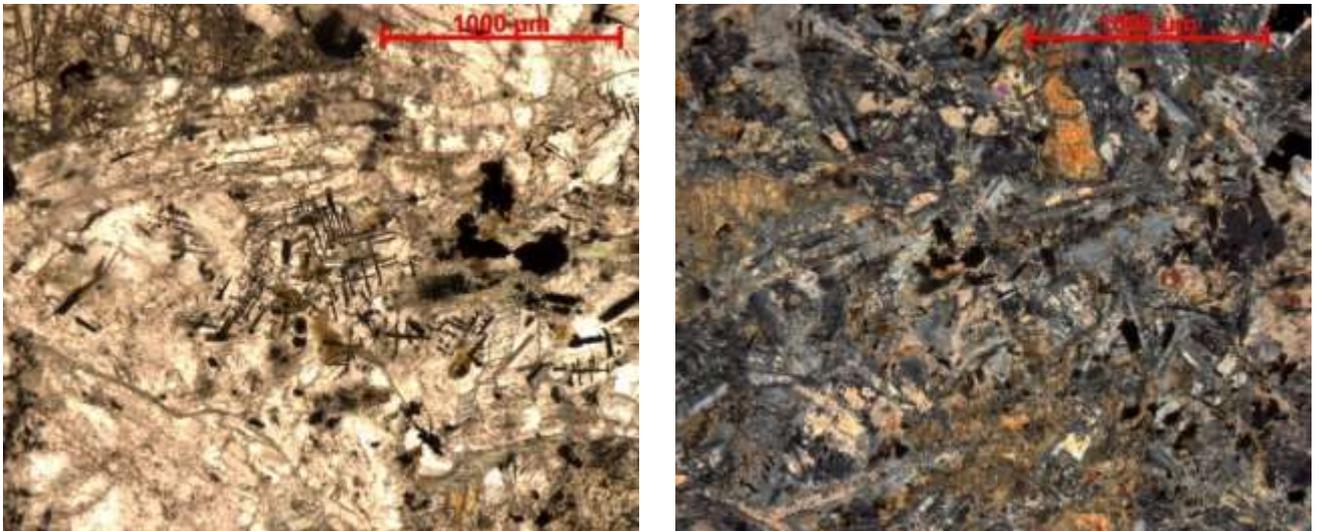


Рис. 5.1.4. Шлиф 5119-1М. В центре – более мелкокристаллический участок со скелетным рудным в плагиоклазе. В верхней части – клинопироксен с высоким рельефом. Левый – николи параллельны, правый – николи скрещены

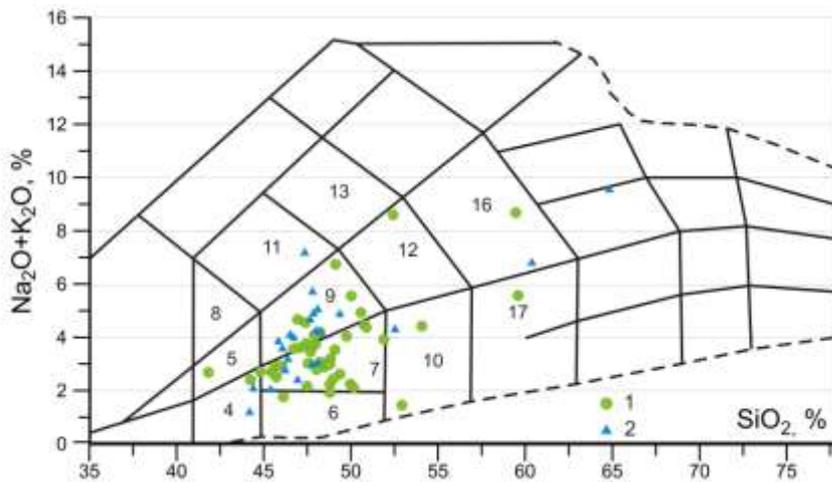


Рис. 5.1.5. Диаграмма TAS для пород повальненского (1) и инзерского (2) комплексов. Поля на диаграмме: 4 – пикриты; 5 – умеренно-щелочные базальты; 6 – пикробазальты; 7 – базальты; 8 – щелочные пикробазальты; 9 – трахибазальты; 10 – андезибазальты; 11 – щелочные базальты; 12 – трахиандезибазальты; 13 – фоно-тефриты; 16 – трахиандезиты; 17 – андезиты; Химические составы пород приведены в приложении 1, таблицы 8-10

Породы повальненского комплекса характеризуются не очень высокими и примерно равными содержаниями Cu, Zn, V, Cr, Ni на уровне 50-120 мкг/г (рис. 5.1.6), что характерно для

большинства габброидов за исключением лишь кургасского комплекса.

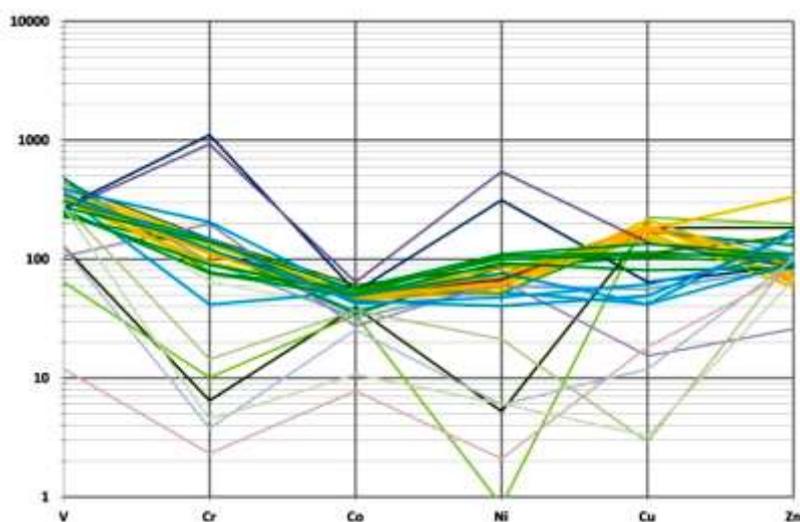


Рис. 5.1.6. Распределение рассеянных элементов для пород повальненского комплекса.

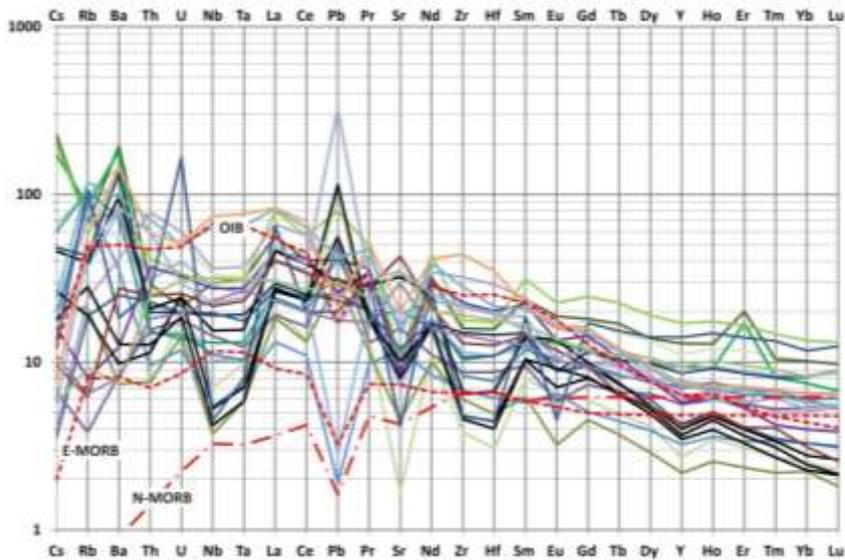
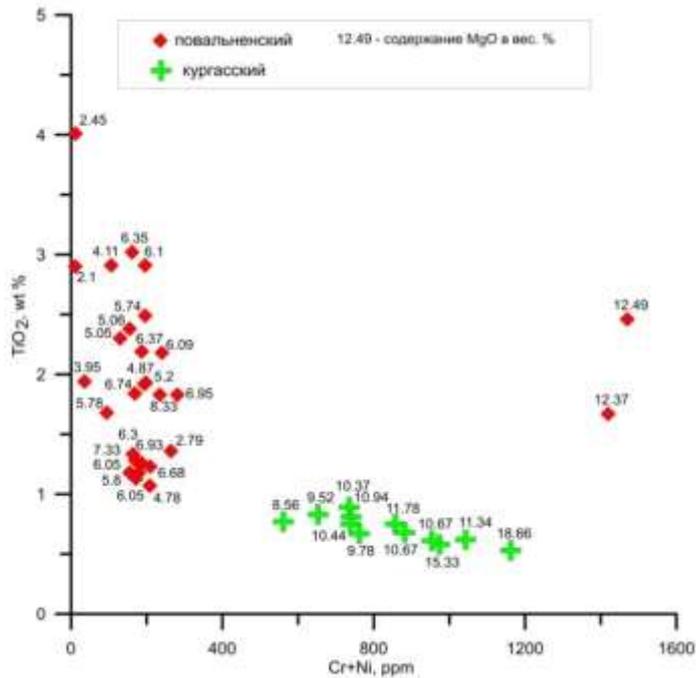
Содержания компонентов в мкг/г.

Химические составы пород приведены в приложении 1, таблицы 8-9

Лишь единичные тела, отнесенные к повальненскому комплексу, имеют крайне высокие содержания перечисленных компонентов, что связано с их практически ультраосновным составом и соответственно высокой магнезиальностью (рис. 5.1.7). В целом же, количество хрома и никеля уменьшается с нарастанием содержания TiO_2 , что связано с процессами дифференциации – уменьшением доли пироксена и накоплением титана в расплаве.

Что касается распределения рассеянных и редкоземельных элементов, то породы повальненского комплекса сравнительно обогащены ими – нормированные содержания близки к таковым в породах океанических островов (ОИВ, рис. 5.1.8), что является еще одним признаком более сильной дифференциации расплавов или же, наоборот, меньшей степенью плавления протолита. И в том и в другом случае это стоит рассматривать как признак более слабого растяжения по сравнению со среднерифейским этапом. При этом сохраняются привычные для базитов Башкирского мегантиклинория признаки – отчетливое обеднение высокозарядными элементами (Zr, Hf, Ta, Nb), обогащение свинцом, сильный разброс значений содержаний стронция.

Среди прочих на диаграмме распределения рассеянных элементов (рис. 5.1.8) выделяются тренды черного цвета – тела Бакальского и Саткинского месторождений. Для них характерно обеднение тяжелыми редкоземельными элементами ниже уровня N-MORB, что может указывать на магмогенерацию в зоне устойчивости граната. Любопытно, что именно у них сильнее всего проявлено обеднение высокозарядными элементами, хотя и совершенно не обязательно, что они имеют хоть какую-нибудь связь между собой. Значительные колебания нормированных содержаний Rb, Cs, Ba, Th, U связаны, вероятнее всего, с вторичными изменениями.



Несмотря на вышесказанное, важно отметить, что среди пород, объединенных автором в повальненский комплекс, выделяются две группы на диаграмме La-La/Yb (рис. 5.1.9). Возможных причин этому может быть две – либо это производные разных первичных расплавов, либо различия, различающиеся по степени контаминации корового вещества. К сожалению, различить результаты этих двух процессов достаточно сложно, а на основе только имеющейся информации практически не возможно.

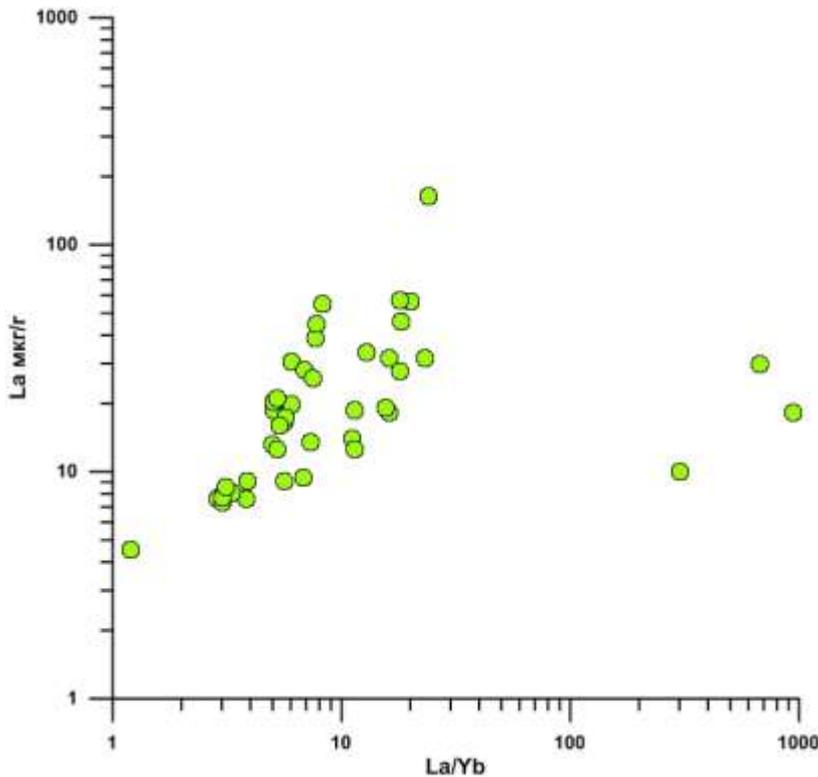


Рис. 5.1.9.
 Диаграмма La-La/Yb для пород повальненского комплекса.

Отчетливо видно два тренда, обусловленные разной степенью контаминации корового вещества или различными источниками

Химические составы пород приведены в приложении 1, таблица 9

5.1.3. Возрастные ограничения

Для определения возраста тела было проведено изотопное U-Pb датирование цирконов методом SHRIMP II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Из 12 кг пробы выделены цирконы желтоватые, рыжевато-желтые, коричневые прозрачные и полупрозрачные зерна. Встречаются единичные субидiomорфные призматические кристаллы, преобладают обломки и округлые зерна, многие с включениями. Поверхности зерен слегка сглажены растворением, но сохраняют следы окатывания, что хорошо видно в оптическом микроскопе. Длина цирконов составляет 100 – 160 мкм, $K_u=1,2-2,8$. По заключению Н.Г. Бережной (ВСЕГЕИ) все зерна в разной степени окатаны, и при этом ни одно не соответствует по облику циркону габброидов.

Всего было сделано 11 замеров (табл. 5.1), для части зерен был получен конкордантный возраст (рис. 5.1.9-5.1.11). К сожалению, с высокой степенью вероятности все зерна являются захваченными, что не позволяет определить возраст собственно формирования тела, но позволяет наложить на него некоторые возрастные ограничения.

Самые древние цирконы имеют конкордантный возраст 2828 ± 27 млн лет (рис. 5.1.9, 5.1.10) – они вне всяких сомнений (если принимать заведомо правильно полученный возраст) отвечают возрасту архейского фундамента под этой частью Башкирского антиклинория. Само по себе это весьма интересно, так как на данный момент однозначно не установлено, имеет ли фундамент архейский или раннепротерозойский возраст. Дискордантный возраст 2544 ± 21 млн лет для замера 7.1 (рис. 5.1.9) хорошо отвечает этапу активной переработки материала на

границе архей и раннего протерозоя.

По замерам 5.1, 4.1, 5.2 в цирконах с тонкой и секториальной зональностью был получен конкордантный возраст 1646 ± 15 млн лет (рис. 5.1.11). Эта датировка совпадает с принятым на данный момент возрастом трахибазальтового вулканизма в айской свите. Появление таких цирконов в саткинском районе, существенно удаленном от Тараташского выступа (айские вулканы развиты в западном обрамлении Тараташского выступа) свидетельствует о гораздо более широком поле распространения магматизма этого возраста.

Следующая группа датировок относится уже к границе среднего и позднего рифея – возраста 1103 ± 140 млн лет и 1055-1112 млн лет. Вероятнее всего, ни отвечают последнему или одному из последних этапов магматической активности на этой территории. Что примечательно, изученное тело располагается в непосредственной близости (менее 3,5 км) от Бердяушского массива гранитов-рапакиви, становление которого приходится примерно 1380-1385 млн лет. Но при этом никаких свидетельств этих событий в цирконах не обнаружено.

К сожалению, полученные датировки не дают однозначного ответа на вопрос о возрасте этого тела. В оптическом микроскопе, как уже было сказано, по заключению Н.Г. Бережной, отчетливо видны следы не только оплавления, но и механического окатывания цирконов, и ни один из них не соответствует цирконам габбро. Все это указывает на то, что они захвачены из вмещающих пород. Остается лишь рассматривать дискордантные датировки, фиксирующие время нарушения системы, как вероятное указание на возраст формирования тела – граница среднего и позднего рифея.

Таблица. 5.1. Результаты замеров для цирконов из пробы 5119-1 (пояснения см. в тексте)

	Замер	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	^{232}Th ^{238}U	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) ^{206}Pb ^{238}U Age	(1) ^{207}Pb ^{206}Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) ^{238}U / $^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	±%	err corr
1	5119-1.8.1	0,12	230	125	0,56	36,1	1079 ±12	1060 ±56	-2	5.488	1.2	0,0747	2,8	1,876	3.1	0,1822	1.2	0,403
2	5119-1.3.2	0,13	139	75	0,56	21,8	1079 ±12	1112 ±40	3	5.485	1.2	0,0766	2,0	1,926	2.3	0,1823	1.2	0,514
3	5119-1.3.1	0,54	210	169	0,83	34,5	1125 ±19	1055 ±47	-6	5.243	1.9	0,0745	2,3	1,958	3,0	0,1906	1.9	0,624
4	5119-1.1.1	0,61	32	29	0,96	5,29	1136 ±26	1103 ±140	-3	5,18	2.5	0,0763	7,2	2,030	7.6	0,1928	2.5	0,327
5	5119-1.6.1	0,50	102	84	0,85	24,1	1552 ±20	1567 ±54	1	3.669	1.5	0,0970	2,9	3,640	3.2	0,2723	1.5	0,453
6	5119-1.5.1	0,08	731	863	1,22	181	1635 ±15	1641 ±15	0	3.464	1.1	0.10092	0,8	4,017	1.3	0,2887	1.1	0,793
7	5119-1.4.1	0,21	209	115	0,57	52,2	1644 ±17	1685 ±29	3	3.442	1.2	0,1034	1,6	4,139	2,0	0,2904	1.2	0,597
8	5119-1.5.2	0,43	173	119	0,71	43,7	1654 ±20	1687 ±46	2	3.415	1.3	0,1035	2,5	4,170	2.8	0,2926	1.3	0,470
9	5119-1.7.1	0,38	503	127	0,26	179	2220 ±20	2544 ±21	15	2,43	1.1	0,1685	1,3	9,560	1.6	0,4112	1.1	0,640
10	5119-1.2.1	0,11	63	21	0,35	29,5	2811 ±33	2831 ±17	1	1.828	1.4	0,2005	1,1	15,120	1.8	0,5467	1.4	0,805
11	5119-1.2.2	0,69	46	14	0,32	22,1	2826 ±44	2837 ±33	0	1.812	1.9	0,2013	2,0	15,270	2.8	0,5500	1.9	0,686

Примечания к таблице:

Указанные ошибки – 1σ ;

Pb_c и Pb^* указывают долю общего и радиогенного свинца соответственно

Ошибка в стандарте 0,46%

(1) Общий Pb скорректирован с использованием измеренного ^{204}Pb

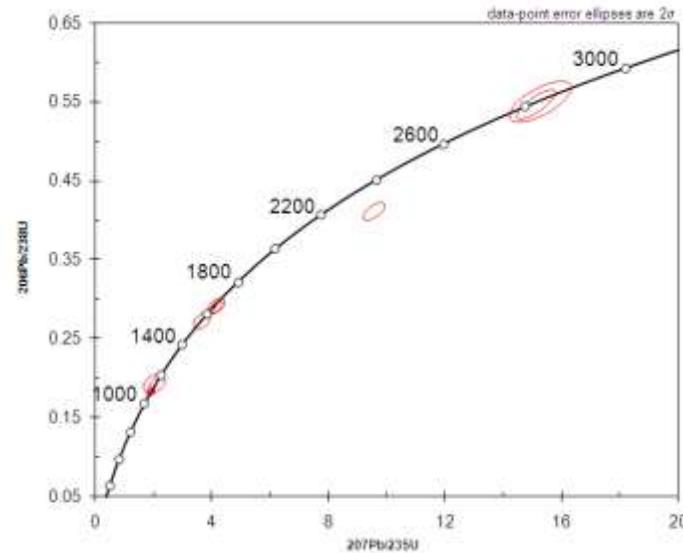


Рис. 5.1.9. Распределение полученных датировок.

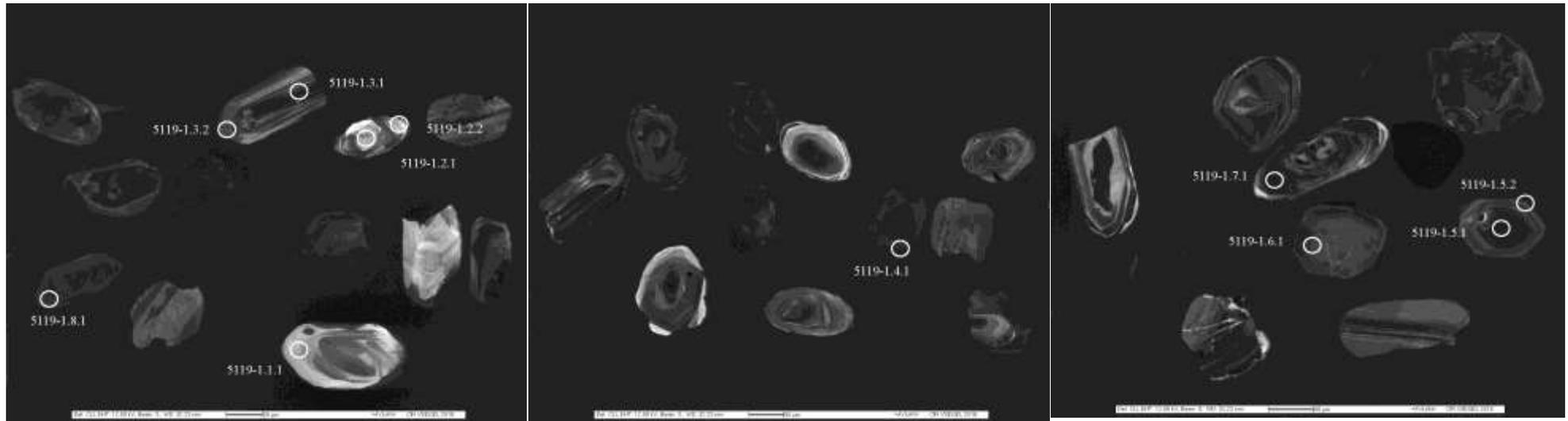


Рис. 5.1.10. Катодо-люминесцентные фотографии цирконов с точками замеров изотопного возраста (показаны белыми кружками)

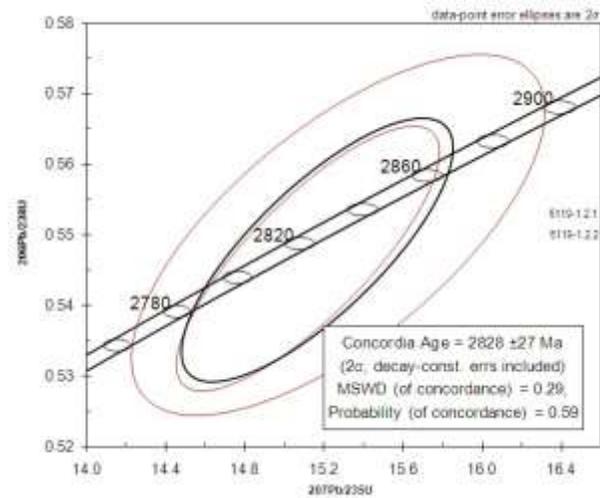


Рис. 5.1.11А. Конкордия для самой древней группы датировок.

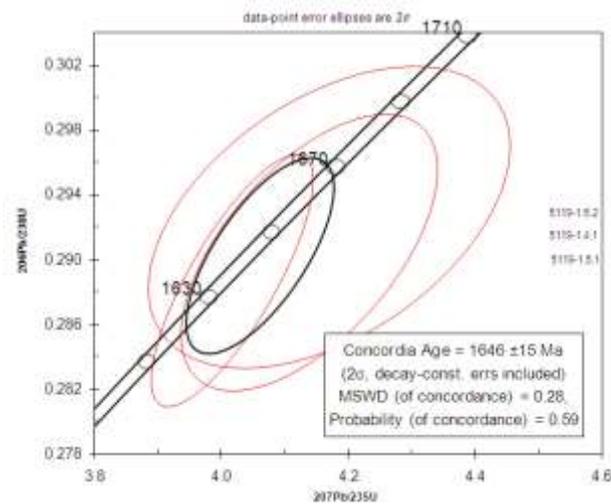


Рис. 5.1.11Б. Конкордия для датировок, отвечающих навышскому уровню

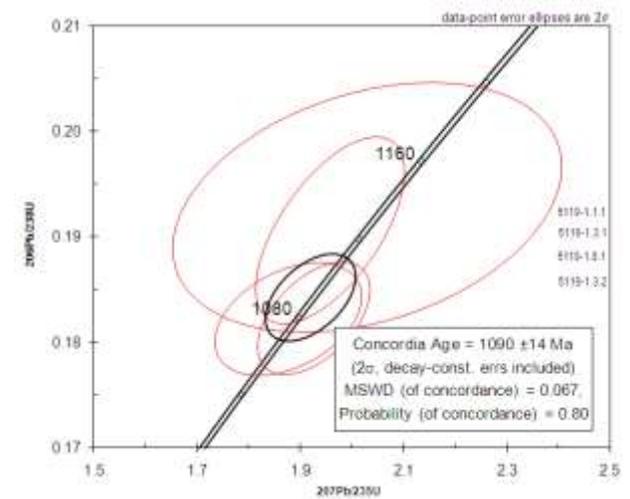


Рис. 5.1.11В. Конкордия для датировок повальненского уровня

На сегодняшний день возраст повальненского комплекса обоснован тремя датировками, упомянутыми в Серийной легенде [Легенда..., 2009]: 1070 млн лет (U-Pb), 1113 млн лет (U-Pb) и 1078 млн лет (Rb-Sr). Однако помимо этого, имеется ряд косвенных признаков активности вблизи этого интервала времени. В южной части Башкирского мегантиклинория, в Авзянском районе методом химического датирования получен возраст для уран-ториевой минерализации в раннерифейских толщах – 922 ± 62 млн лет [Мичурин, Шарипова, 2011; Шарипова и др., 2011], а до этого В.И. Виноградовым было для нижнерифейских карбонатных толщ установлено время гомогенизации Rb-Sr изотопной системы – 930 ± 40 млн лет, которое трактуется как этап эпигенетической перекристаллизации, проявившийся одновременно для всего разреза нижнерифейских образований Башкирского мегантиклинория [Виноградов и др., 1999]. Близкое время формирования было определено и для золоторудной минерализации месторождения Улюк-Бар (Авзянский район) – 996 ± 26 млн лет (Rb-Sr) [Мичурин и др., 2009], при этом формирование этой минерализации происходило на глубинах около 4 км, а изотопно-геохимические данные указывают на относительно высокотемпературные флюиды ($250-450^\circ\text{C}$), с большой вероятностью связанные с магматогенным источником [Шарипова и др., 2017]. Данные по изотопному датированию средне-позднерифейских тел и объектов приведены в приложении 2.

На Бакальском месторождении установлен возраст метасоматических преобразований, приведших к формированию сидеритовых залежей – 1010 ± 100 млн лет. В целом же интервал, на протяжении которого был сформирован ряд месторождений флюорита и сидерита в нижнерифейских толщах и барит-полиметаллическое оруденение в среднерифейских толщах составляет с 1230 до 1010 млн лет [Крупенин и др., 2008].

Что интересно – в непосредственной близости от золоторудного месторождения Улюк-Бар расположены разновозрастные проявления магнезита, что указывает на совместное или практически синхронное формирование этих объектов. А значит, и при формировании Саткинского магнезитового месторождения могли формироваться также и золоторудные объекты.

Соотношение с остальными эндогенными событиями этого времени будут освещены в главе «Основные этапы позднедокембрийского магматизма Башкирского мегантиклинория».

5.2. Инзерский комплекс

5.2.1. Геологическое строение и петрографические особенности

Инзерский комплекс представлен дайками и небольшими телами габбродолеритов, порфировых и микропегматитовых долеритов, габбро-порфиритов. Главным образом, образования инзерского комплекса развиты в южной части Башкирского мегантиклинория – в Ямантаусском антиклинории они формируют два субмеридиональных дайковых пояса [Алексеев, 1984]. На исследуемой площади инзерский комплекс представлены единичными телами в окрестностях г. Сулея, на северо-восточной оконечности хр. Бол. Сука, в районе г. Юрюзань и к северу от г. Бакал.

Мощность даек от первых метров до 30–35 м, протяженность 1–15 км, редко до 25–30 км. Они имеют симметрично-зональное строение, сложены мелко-, средне- и крупнокристаллическими габбродолеритами, долеритами пегматитовыми и долеритовыми порфиритами. Отличительными чертами комплекса является обилие гранофировых структур и наличие сопровождающих жильных выделений сиенитов и сиенодиоритов – кислых дифференциатов основных расплавов. Стоит отметить, что породы инзерского комплекса очень плохо отличимы от образований кургасского комплекса, широко распространенного на исследованной территории, и выделяются преимущественно по прорыванию наиболее молодых средне- и верхнерифейских толщ.

Наиболее представительным является тело в привершинной части г. Малый Кукшик (южнее г. Сулея). Здесь, примерно в 200 м к северо-западу от вершины раскинулись небольшие скальные выходы мелкозернистых слабовыветрелых габбро, габбродиоритов, высотой до 2 м. Тело простирается практически широтно (по азимуту 80) не менее чем на 100 м, имеет ширину около 50 м и отчетливо выделяется в рельеф небольшой гривкой. Породы меланократовые мелкокристаллические неравномернозернистые до среднекристаллических. В отдельных глыбах те же габбро прорваны тонкими прожилками красных, серовато-розовых кварцевых сиенитов мощностью до 1 см. Кроме того, сиениты образуют неясной конфигурации пятна, заливы, иногда имеют вид вторичных изменений.

Тело сложено главным образом неравномернокристаллическими габброидами, преимущественно среднекристаллическими, но содержащими шлировидные зоны и протоки мелкокристаллических разностей того же состава.

Текстура пород неравномерная, слегка флюидальная, неупорядоченная, слабо выраженная такситовая за счет радиально-лучистых агрегатов плагиоклаза, шлировидная.

Минеральный состав: плагиоклаз 60%, клинопироксен 30%, хлорит 5-7%, биотит 1-3%, рудный минерал 5-7%.

Мелкозернистые шпировидные зоны овальной, вытянутой формы размером 3-6 мм сложены призмами *плаггиоклаза* размером 0,1-0,15 мм сильно сосюритизированными до потери первичного двойникования и мелким изометричным или короткопризматическим почти субидiomорфным бесцветным *клинопироксеном* размером 0,08-0,12 мм. Здесь же развит и ксеноморфный титаномагнетит размером 0,1-0,12 мм. Коричневый *биотит* образует субидiomорфные, а иногда и почти ксеноморфные листочки размером 0,04-0,05 мм. Границы с окружающими среднезернистыми зонами почти незаметны, очень плавные и постепенные.

Более крупнокристаллические разности занимают около 60% породы. Они сложены сосюритизированным *плаггиоклазом* (60%) размером 0,5-0,8×0,2-0,3 мм, измененным до потери двойникования. Кристаллы частично собраны в радиально-лучистые группы, расходясь в стороны от единого центра, диаметр таких скоплений до 1,0-1,1 мм (рис. 5.2.1). Плаггиоклаз образует долеритовый каркас, в котором зажаты субидiomорфные кристаллы *клинопироксена* (30%) размером до 0,2-0,15 мм или же их скопления, причем размер скоплений 0,5-0,8 мм при индивидах 0,015-0,02 мм. Также интерстиции занимает и зеленый *хлорит* с сине-сизыми аномальными окрасками, радиально-лучистого строения размером до 0,2 мм (5-7%). Удлиненные прямоугольные листочки коричневого *биотита* (1-3%) имеют размер 0,3-0,5 мм и с краев обрастают каймами сине-зеленой роговой обманки. Порода содержит большое количество мелких прозрачных призм *апатита* размером 0,02-0,03 × 0,25 мм. Рудный минерал представлен субидiomорфными выделениями 0,08-0,12 мм (5-7%).

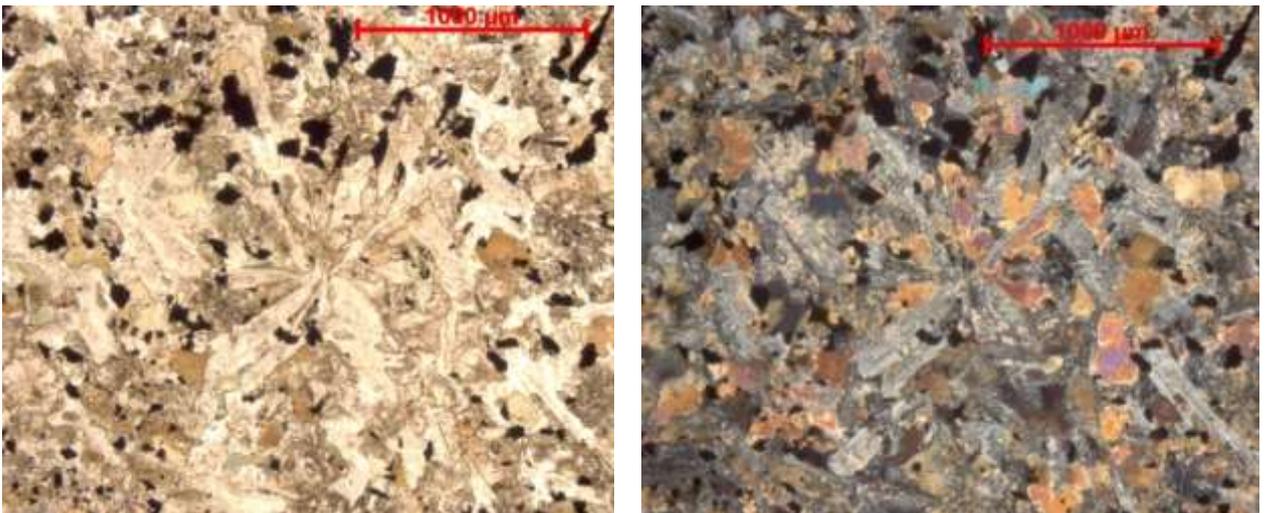


Рис. 5.2.1. Шлиф 11443. В центре снимка – радиально-лучистое скопление плаггиоклаза. Зеленоватый – хлорит, бесцветный с высоким рельефом – клинопироксен, коричневый – биотит. Левый – николи параллельны, правый – николи скрещены

Участки, где развиты сиенитовые прожилки, ощутимо отличаются по своему минеральному составу. Здесь порода состоит из двух компонентов: преобладающая часть

отвечает по составу крупнокристаллическому габбро-диориту, а ее сечет зона кварц-двуполевошпатового состава близкая к лейкократовым кварцевым сиенитам. Границы между зонами не резкие, скорее всего кварц-полевошпатовая часть сформировалась при внедрении более кислого расплава в еще мягкую, не до конца раскристаллизовавшуюся основную часть среднего состава.

Габбро-диориты имеют массивную, неравномернокристаллическую, почти долеритовую структуру. *Плагиоклаз* преобладает и образует идиоморфные крупные кристаллы размером до 1×2,5-5 мм в значительной степени пелитизированные. Угол погасания 10-11. Количество – около 60%. Участками по плагиоклазу развивается очень мелкая розовая пыль, предающая ему серо-розовый оттенок.

Anatit неожиданно представлен весьма крупными и многочисленными игольчатыми выделениями. Размер до 2,5×0,07 мм, количество 1-3%, может и более. Иглы секут все прочие кристаллы, особенно призмы плагиоклаза. *Клинопироксен* остался в виде сильно измененных выделений размером до 2 мм, иногда несколько больше, сохранивших удлиненно-призматические очертания, но потерявших правильные идиоморфные грани. Клинопироксен бесцветный, иногда чуть красноватый из-за мельчайшей пыли, без плеохроизма. Не всегда, но в отдельных случаях вокруг него развивается каймы амфибола – сначала бурого, красновато-бурого очень слабо плеохроирующего, а потом, во внешних зонах – синевато-зеленого с активным плеохроизмом в этих тонах. *Роговая обманка* двух типов. Преобладающая – сине-зеленая удлиненно-призматическая размером до 2,5 мм. Она помимо собственных выделений образует каймы толщиной 0,2-0,3 мм вокруг бурой роговой обманки. Бурая роговая обманка красноватая, со слабым плеохроизмом или вовсе без него. Общее количество амфибола около 20%. *Хлорит* заполняет радиально-лучистыми агрегатами небольшие пространства между кристаллами других минералов, размер таких агрегатов 0,2-0,3 мм, количество – 2-5%. *Титанит* образует небольшие выделения размером 0,08-0,8 мм сноповидной и ромбической формы. *Титаномагнетит* представлен черными ксеноморфными и скелетными выделениями в количестве до 7% размером до 0,3-0,4 мм.

По мере приближения к лейкократовым зонам плагиоклаз начинает наполняться мельчайшей розоватой пылью, окрашиваясь в серо-розовый цвет. Начинает появляться микрографические кварц-полевошпатовые сростания размером 0,5-0,7 мм, но пока что единичные. Возникают обособленные выделения кварца чистого бесцветного без вторичных минералов, изометричные, чаще ксеноморфные, выполняющие остатки пространства, часто только в микрографических сростаниях. Практически полностью до единичных зерен исчезает рудный минерал, полностью – клинопироксен, остается лишь

редкая роговая обманка, но только в идиоморфных ромбических выделениях.

Собственно кварц-полевошпатовая зона сложена короткопризматическими кристаллами *калинатриевого полевого шпата* в меньшей степени *плагиоклаза*. Оба сильно изменены вторичными изменениями, забиты мелкой розовой пылью. Присутствует самостоятельный *кварц* (10%) и *микрографические сростания* (2-7%). Размер полевых шпатов колеблется от 0,3 до 1,5-1,7 мм, серийности в кристаллах нет (рис. 5.2.2). Иногда есть микропертиты на границе полевых шпатов. Встречаются немногочисленные идиоморфные ромбические выделения бурой роговой обманки. В целом, зона по составу отвечает лейкократовому кварцевому сиениту.

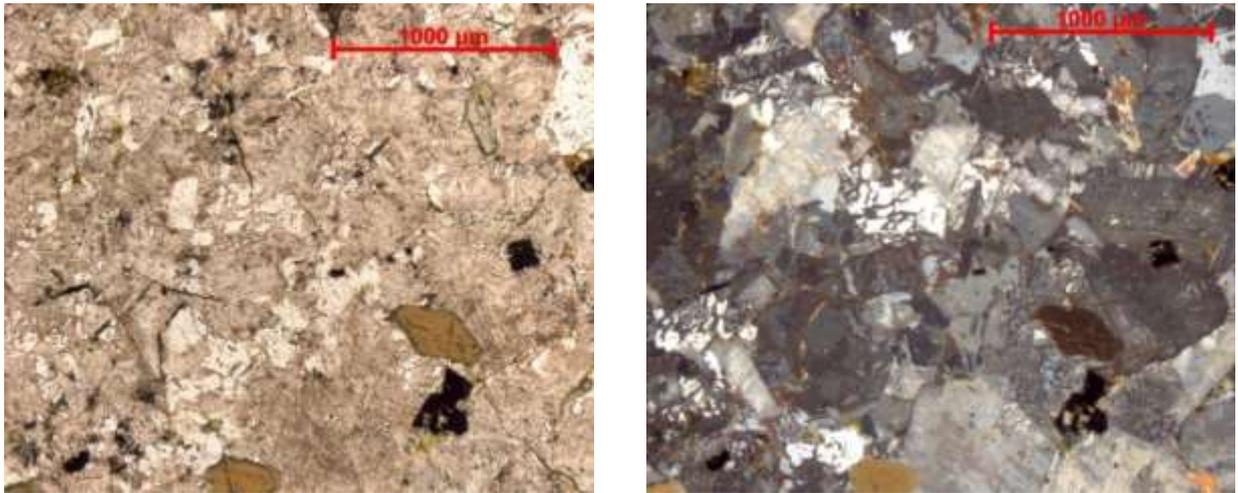


Рис. 5.2.2. Шлиф 11443-2. Кварц-полевошпатовая зона. Преобладает калинатриевый полевой шпат с сильной пелитизацией, чистым остается лишь кварц. Идиоморфный коричневый листочек роговой обманки. Левый – николи параллельны, правый – николи скрещены

5.2.2. Геохимическая характеристика

Основные породы инзерского комплекса отвечают габбро нормальной и иногда повышенной щелочности, отличаются значительными содержаниями TiO_2 до 2-2,3%, заметным преобладанием Na_2O над K_2O . Кислые разности отвечают сиенитам.

По характеру распределения редкоземельных элементов породы являются обогащенными, содержания практически всего спектра близки к значениям в ОИВ (рис. 5.2.3). Для них характерны отрицательные сильные аномалии Ta, Nb и менее выраженное обеднение Zr и Hf. Спектр рассеянных элементов у кварцевых сиенитов закономерно более обогащен по сравнению с вмещающими габброидами, что характерно для более кислых дифференциатов по отношению к менее дифференцированным разностям. С чем связаны отрицательные аномалии высокозарядных элементов, сказать сложно, стоит лишь отметить, что они являются очень распространенными у габброидов всего Башкирского мегантиклинория.

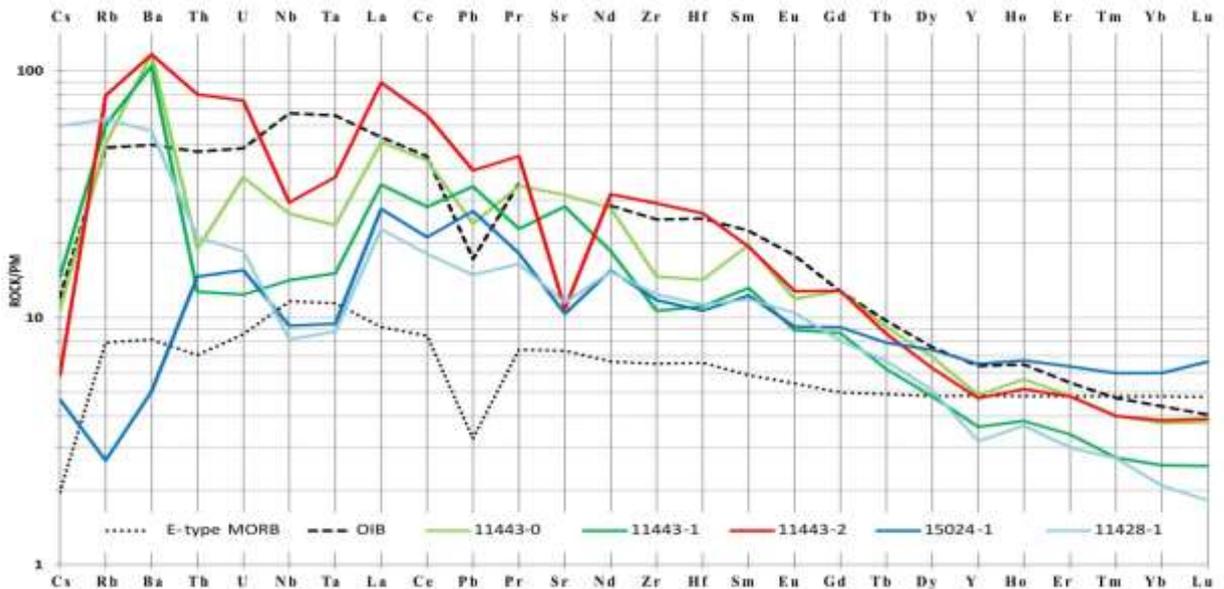


Рис. 5.2.3. Распределение рассеянных элементов в порода инзерского комплекса и в основных породах некоторых геодинамических обстановок. 11443-0, 11443-1 – диориты г. М. Кукшик, 11443-2 – сиениты г. М.Кукшик; 11428-1 – тело к северу от г. Бакал; 15024-1 – тело у СВ подножья хр. Б. Сука. Содержания нормированы на примитивную мантию (PM). Значения PM, E-MORB, OIB по [Sun, McDonough, 1989]. Химические составы пород инзерского комплекса приведены в приложении 1, таблицы 10А,Б

По содержаниям V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn породы также очень похожи на кургасский комплекс (рис. 5.2.4), но отличаются чуть более высокими содержаниями V и Cu – около 300-350 ppm и 100-250 ppm при 200-250 и 50-100 ppm в кургасском соответственно. В сиенитах содержание всех этих компонентов значительно ниже, так как накапливаются они главным образом в пироксенах. В целом, по геохимическому облику породы близки к образованиям кургасского комплекса, для которого также характерно обогащение рассеянными элементами и повышенная титанистость, однако его образования обычно не сопровождаются кислыми дифференциатами.

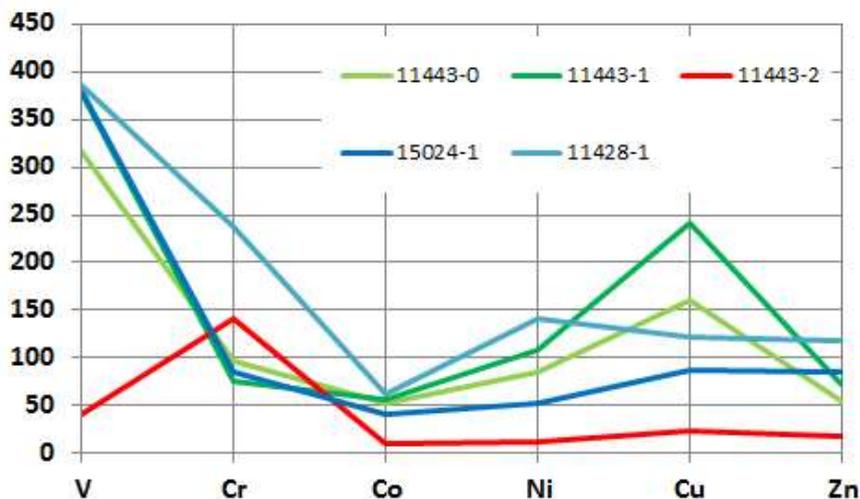


Рис. 5.2.4. Распределение V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn в породах инзерского комплекса. По вертикальной оси – содержания элементов в мкг/г

Химические составы пород инзерского комплекса приведены в приложении 1, таблицы 10А и 10Б

5.2.3. Возрастные ограничения

Исходя из геологического положения тел, возраст инзерского комплекса – не древнее позднего рифея. Тела комплекса датировались неоднократно в пределах всего Башкирского мегантиклинория, однако большинство датировок сделано К/Аг методом и указывают на весьма широкий интервал от позднего рифея практически до кембрия. Более достоверная датировка U-Pb методом $721 \pm 6,9$ млн лет [Государственная..., 2013ф] приходится на поздний рифей. Данные изотопного датирования инзерского комплекса и некоторых синхронных с ним объектов приведены в приложении 2.

Однако в целом, не вызывает сомнений, что был этап эндогенной активности с возрастом, близким к 720 млн лет: в это время на восточной границе центральной части Башкирского мегантиклинория происходит становление Верхнемазаринского габброидного и Барангуловского габбро-гранитного массивов [Мосейчук, 2008ф]. Судя по ненадежным К-Аг датировкам, в этом же интервале формируются немногочисленные гипабиссальные тела вариолитового [Степанов, 1978ф], шумгинского [Краснобаев, 1983] и мисаелгинского [Ленных, Петров, 1978а] комплексов. Последствия тектоно-магматической активизации фиксируются и во вторичных изменениях пород навышского комплекса [Горожанин и др., 2008; Краснобаев и др., 1992]. Однако за отсутствием достаточного количества достоверных данных (в первую очередь об изотопных), оценить реальные масштабы магматизма конца позднего рифея затруднительно.

5.3. Краткие выводы по главе «Магматизм конца среднего и позднего рифея»

По сравнению с очень широко распространенным кургасским комплексом, магматические тела позднерифейского возраста являются весьма редкими. Вероятно, это связано с меньшими масштабами тектоно-магматической активизации этого региона на границе среднего и позднего рифея и на протяжении последнего.

Однако постепенно накапливаются косвенные признаки активных метаморфических процессов не очень высоких степеней и метасоматоза, проявившихся практически по всему Башкирскому мегантиклинорию и приведших к формированию рудных залежей магнезитов и золоторудных объектов, что усиливает интерес к магматическим образованиями этого времени.

В целом, по геохимическим параметрам, позднерифейские базиты сильнее обогащены несовместимыми элементами (равно как и практически всем спектром рассеянных элементов), что, вероятно, является следствием меньшей степени частичного плавления или (а вероятно и вместе с) более сильной дифференциации расплава из-за меньшей активности рифтогенеза.

Глава 6. Пострифейский магматизм северной части Башкирского мегантиклинория

6.1. Общая характеристика

На территории Башкирского мегантиклинория помимо рифейских более древних магматических образований известно некоторое количество объектов, для которых имеются палеозойские и вендские датировки. Многие из них до сих пор являются спорными, так как кроме изотопных датировок других подтверждений их палеозойского возраста пока нет.

На венд-кембрийское время приходятся датировки по гнейсо-гранитам юрминского комплекса в таганайской свите – 540-510 млн лет (U-Pb по цирконам [Шардакова и др., 2008, 2007, 2005]). Эти породы по поведению элементов-примесей близки как к интрузивным внутриплитным образованиям среднего рифея Башкирского мегантиклинория, так и к венд-кембрийским орогенным гранитам, известным на Полярном Урале. Ранее считалось, что кислые фазы Кусино-Копанского комплекса также имеют вендский возраст (660 ± 35 млн лет K-Ar), однако последними исследованиями [Бочарникова и др., 2013] было показано, что они формировались в среднем рифее (1353 ± 16 млн лет). Цирконы с датировками 650-630 млн лет присутствуют и в гранитах Губенского и Киалимского массивов, а 560-510 млн лет распространены в гранитах Ахмеровского массива и Медведёвского месторождения. Вероятно, все они фиксируют начальный и конечный этапы тиманской активности в Башкирском мегантиклинории [Холоднов и др., 2017; Шардакова, 2013; Пучков, 2010а; Пучков, 2000].

По данным В.Н. Пучкова с коллегами [Пучков и др., 2011] статистически обработанные конкордантные датировки цирконов в магматических породах, секущих айскую свиту (район р. Ушат), дали уровни $441,8 \pm 8,2$ млн лет и 437 ± 11 млн лет; среди машакской свиты: на р. Кузьелга $434,8 \pm 6,7$ млн лет, на хр. Большой Шатак – $447 \pm 3,6$ млн лет; в поле аршинской свиты на р. Арша (на широте г. Игонин Камень) – $454,5 \pm 5,8$ млн лет, к северу от пос. Тирлян (на руч. Половинный) – $437 \pm 7,2$ млн лет. Близкие датировки ($455 \pm 5,6$ млн лет) получены и для метаморфизованных долеритов с реликтами миндалекаменной структуры на хр. Маярдак в белетарской свите рифея.

Стоит признать, что единичные датировки для отдельных зерен цирконов на уровне около 430-440 млн лет действительно получаются. При датировании наших объектов получено 3 таких единичных замера в разных пробах: $434,5 \pm 2,8$ млн лет, $475,5 \pm 7,6$ млн лет, $443,4 \pm 7,5$ млн лет. Однако автору кажется, что их навряд ли стоит воспринимать в качестве реального возраста породы – вероятнее всего, они лишь фиксируют время каких-либо вторичных изменений – для митамиктных цирконов вполне реально получение более молодых возрастов [Соболев и др., 2017]. С другой стороны, здесь речь идет не о единичных определениях, а о

серии достаточно представительных датировок [Пучков и др., 2011], что увеличивает шансы на то, что это действительно продукты отдельного этапа магматизма.

Весьма вероятно, что эти обсуждаемые датировки связаны со становлением Козлиногорского массива щелочных габбро и гранитов (северное замыкание Тараташского выступа, район г. Нижний Уфалей), возраст которого оценивается в 476-470 млн лет [Тевелев и др., 2015б].

6.2. Характеристика изученных объектов

Изотопное датирование, особенно U-Pb методом на сегодняшний день большинством геологов считается наиболее надежным способом определения абсолютного возраста магматических объектов, хотя нередко его результаты могут интерпретироваться далеко не однозначно.

В 2016 году в малом вскрышном карьере на месторождении Радостное – это место достаточно широко известно среди геологов Южного Урала – для определения изотопного возраста даек была отобрана проба из резкопорфировых андезибазальтов (проба P51002, координаты и химический состав приведен в приложении 1, таблица 11). Здесь, в восточной части карьера в северном борту и в дне хорошо видно, как гнейсы, амфиболиты и кристаллосланцы тараташского комплекса пересекаются целой серией даек разной мощности и облика. Три крупные дайки очень похожи на дайки суимского комплекса, очень широко распространенные на этой площади и поэтому не представляли особого интереса для датирования (рис. 6.1)

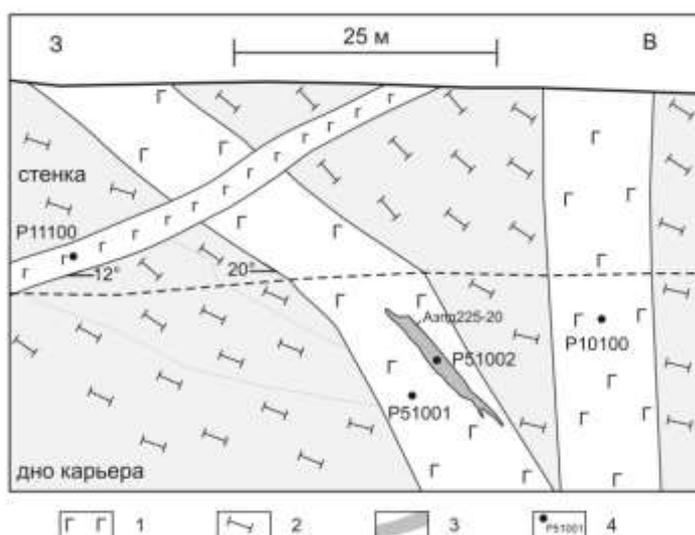


Рис. 6.1.

Принципиальная схема взаимоотношения даек габбро и андезитов в северной стенке карьера Радостный. 1 – габбро; 2 – вмещающие метаморфические образования тараташского комплекса; 3 – дайка андезитов; 4 – точки отбора проб и их номера

Однако тело по геохимическим характеристикам и облику пород относящееся к раннерифейскому суимскому комплексу, полого падающее на восток, в дне карьера рассечено небольшой дайкой резкопорфировых андезитов, очень резко отличающихся от обычных

габброидов – именно из него и была отобрана проба. Мощность тела от 10 до 60 см, протяженностью 3-5 м, контакт падает полого на юго-запад АзПд 225, $\angle 20$. Андезиты темно-серые, массивные, резкопорфировые, гигантопорфировые. Основная масса сливная, скрытокристаллическая. В зоне эндоконтакта видна четкая зона закалки мощностью 1-1,5 см из более темных пород, в приконтактовой зоне заметна флюальность. Контакт дайки немного подорван, но не очень сильно.

Локально развиты вариолитовые структуры, выраженные светлыми сферами и полусферами, причем, как единичными изолированными друг от друга, так и сгруппированными. Среди такой основной массы располагаются немногочисленные вкрапленники хорошо оформленных призматических табличатых кристаллов плагиоклаза размером до 7 см.

В шлифах хорошо заметно, что кристаллы полевого шпата сейчас замещены агрегатом глинистых минералов, серицита с остатками полевого шпата (см. рис. 6.2), хотя на отдельных участках сохраняется даже полисинтетическое двойникование, «проглядывающая» сквозь вторичные минералы. Все вкрапленники оплавлены – первичные грани округлые, оглаженные. Вероятно, такое могло произойти при резком подъеме расплава – при быстром уменьшении давления расплав не успевает остывать и создаются условия для повторного плавления минералов. Основная масса видимо изначально была сложена стеклом, а сейчас представляет собой смесь вторичных минералов по продуктам девитрификации – очень тонкокристаллическим агрегатом полевого шпата, хлорита, серицита, глинистых минералов и эпидота. Рудный минерал образует красивые ветвистые дендритовидные скелетные выделения (рис. 6.2). Интересно, что при изучении на электронном микроскопе был обнаружен редкоземельный эпидот.

Изученная дайка по составу отвечает андезитам, то есть несколько более кислая, чем подавляющее большинство пород развитого тут дайкового комплекса, характеризуется высокими содержаниями оксида титана (2,47%) и соответственно низкими значениями MgO – 2,35% (химический состав указан в таблице 11, приложение 1).

Вмещающие габброиды (проба P51001) относятся к низкотитанистой группе и видимо входят в состав раннерифейского суимского комплекса (см. «Дайковые комплексы Тараташского выступа»). В целом, в карьере Радостный преобладают именно низкотитанистые габброиды (P1, P2, P4, P5, P6, P7, EQ-030301, EQ030302), а обогащенные высокотитанистые представлены лишь тремя анализами (P10100, P11100, P3).

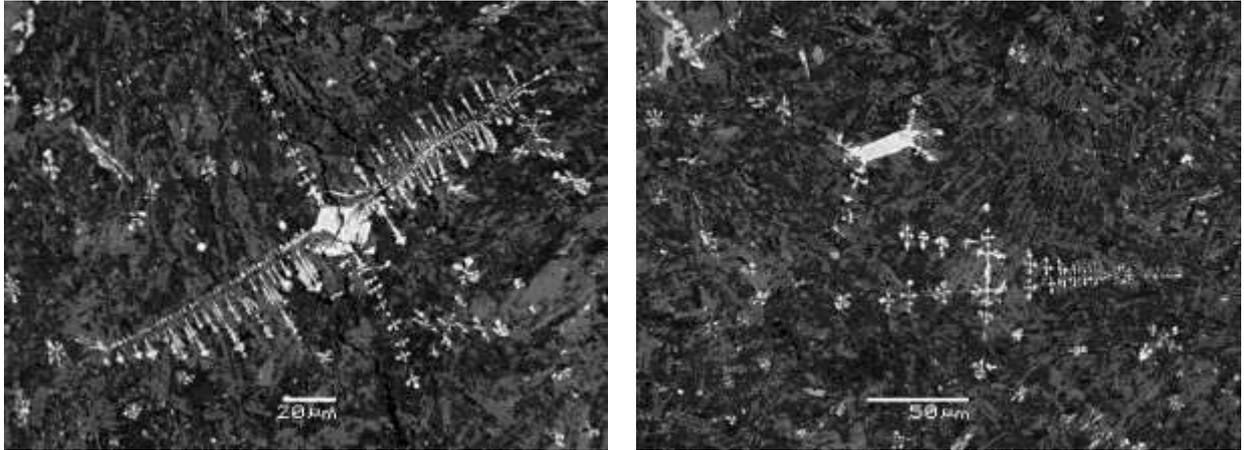


Рис. 6.2. Дендритовидные выделения рудного минерала (белые) на фоне пестрой массы вторичных минералов и полевого шпата. Фото в отраженных электронах шлифа P51002 на сканирующем электронном микроскопе.

Лучше всего различия между дайками иллюстрируются распределением рассеянных и редкоземельных элементов на мультиэлементной диаграмме (рис. 6.3). На ней хорошо заметно, что андезиты (красная линия) обогащены практически всем спектром рассеянных элементов и в целом по их распределению близки к породам океанических островов (OIB).

Неизменно присутствует значительное обеднение высоkozарядными элементами – танталом, ниобием, гафнием и цирконием, причем у первых двух оно проявлено особенно отчетливо. Нормированные содержания свинца располагаются между таковыми для верхней коры (UC) и внутриплитных магматитов (OIB) – видимо контаминация коровым веществом все-таки была, но не очень значительная.

Помимо андезитов, такой же характер распределения рассеянных элементов еще у трех проб (зеленые тренды), причем одна из них имеет низкие содержания оксида титана, что необычно – чаще всего эти два параметра жестко между собой связаны – чем больше содержание оксида титана, тем большая степень обогащения элементами-примесями.

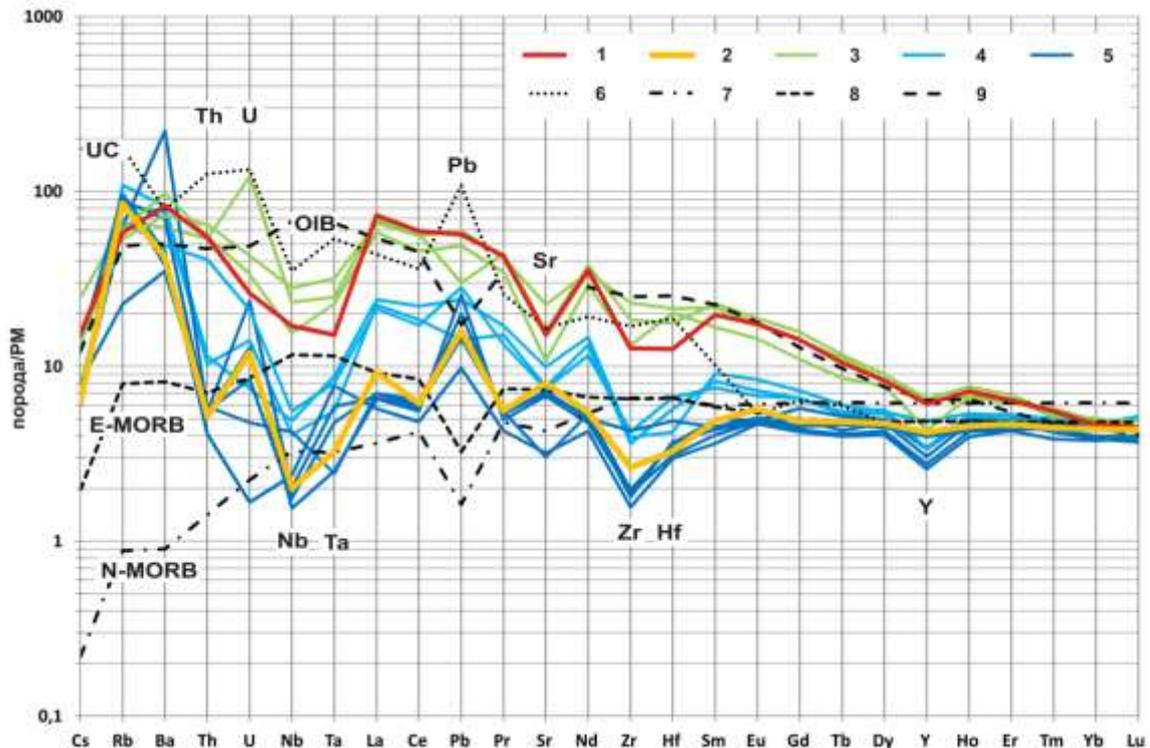


Рис. 6.3. Мультиэлементная диаграмма для даек карьера Радостный. Содержания нормированы на примитивную мантию (PM); 1 – андезиты P51002; 2 – вмещающие габбро для адрезитов (P51001); 3 – обогащенная группа (P11100, P3, EQ030301); промежуточная группа (P1, P6, P10100), обедненная группа (P2, P4, P5, P7, EQ030302); 6 – верхняя кора (UC) по [Taylor, MsLennan, 1985]; 7 – N-MORB; 8- E-MORB; 9 – OIB (см. пояснения в тексте). Составы PM, OIB, E-MORB, N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]. Химические составы пород приведены в приложении 1, таблица 11

Обедненные рассеянными элементами разности разделяются на две подгруппы – сильно обедненные, нормированные содержания элементов в которых очень близки к E-MORB (синие), и относительно обогащенные, занимающие промежуточное положение между E-MORB и N-MORB (голубые) (рис. 6.3). Для обеих групп также характерно обеднение высокочарядными элементами, выраженное несколько слабее. Положительная аномалия свинца проявлена несколько по-разному, хотя общий уровень содержания свинца в обеих группах практически одинаковый. Вероятно, это может отражать разную степень контаминации коровым веществом.

Неравномерное содержание стронция во всех пробах, с большой вероятностью, связано с поведением основного плагиоклаза, который обычно и выступает в роли концентратора этого элемента. К сожалению, геологические взаимоотношения тел не очень ясны – можно лишь утверждать, что андезиты являются более поздними по отношению к дайке, а маломощное тело габбро P11100 тоже сечет более древнюю дайку P51001 (рис. 6.1). И это, в общем, находит соответствие и в геохимической характеристике тел: более молодые тела P51002 и P11100 явно относятся к другой геохимической группе, для которой ранее (см. «Дайковые комплексы Тараташского выступа») и предполагался более молодой возраст.

Поэтому, с целью установить по возможности верхнюю границу интрузивного магматизма этой территории, из тела андезитов и была отобрана проба на изотопные исследования. Из пробы весом 12 кг было выделено около 60 зерен цирконов. Кристаллы нередко субидиоморфные, призматические и несколько удлиненно-призматические, с отчетливой тонкой зональностью, без особых признаков окатывания или переплавления. Катодолюминесцентные фотографии зерен приведены на рис. 6.4.

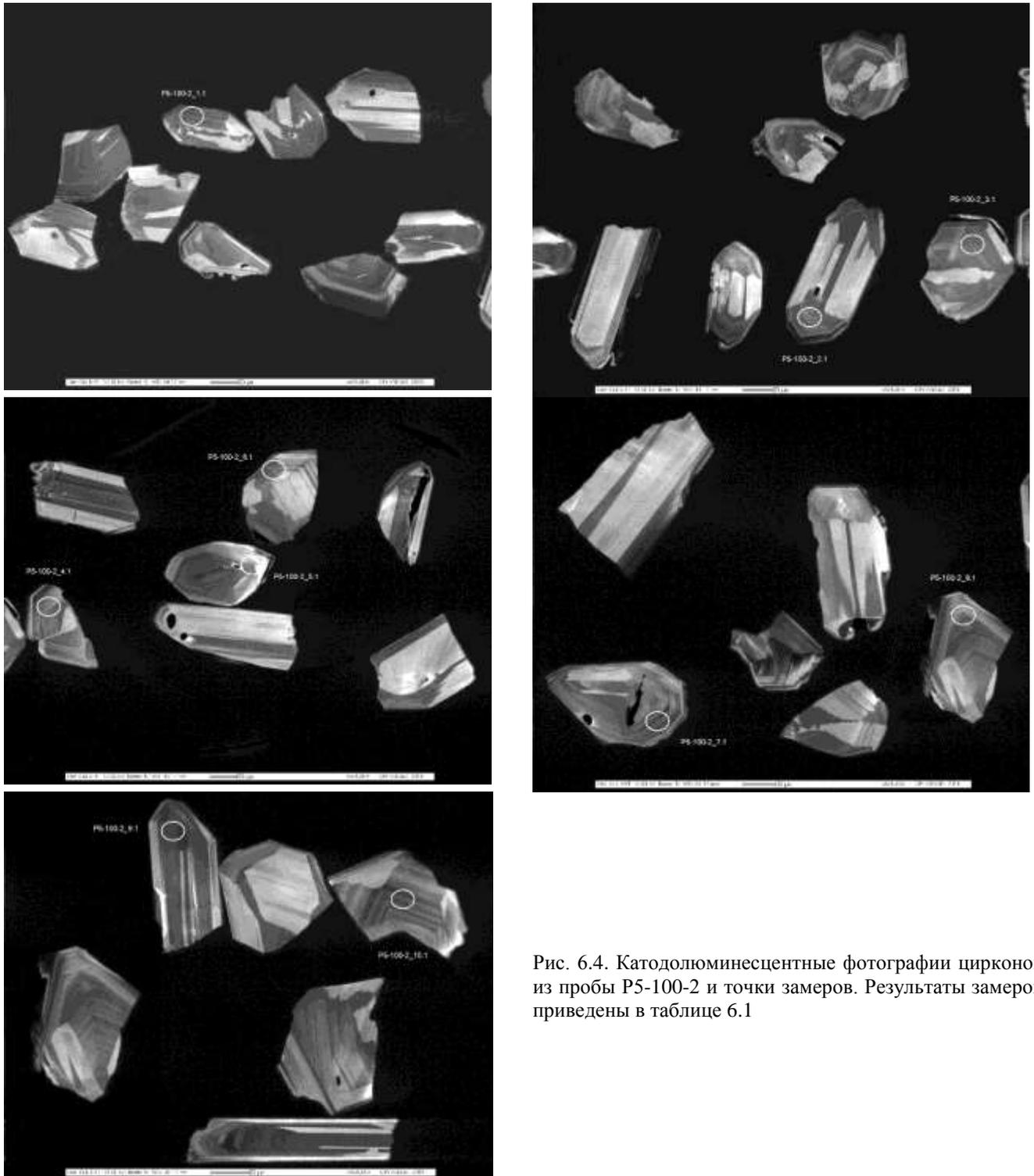


Рис. 6.4. Катодолюминесцентные фотографии цирконов из пробы P5-100-2 и точки замеров. Результаты замеров приведены в таблице 6.1

Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ . Построение графиков Аренса-Везерилла [Wetherill, 1956] с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003]. Коррекция на нерадиоогенный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Для 10 зерен было сделано по одному замеру содержаний изотопов свинца и урана. Результаты приведены в таблице 6.1. В результате, по всем 10 замерам был получен конкордантный возраст 71 ± 1 млн лет (рис. 6.5) при СКВО=0,24 и вероятности 0,62.

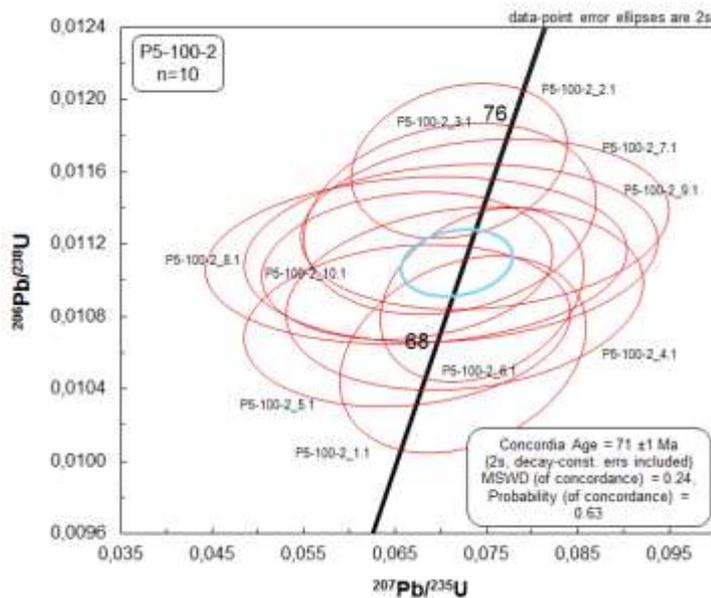


Рис. 6.5.
Конкордия с результатами определения
возраста цирконов для пробы P51002.
Возраст 71 ± 1 млн лет,
СКВО (MSWD) = 0,24,
вероятность (probability) = 0,63,
количество замеров (n) = 10

Стоит признать, что результат получился неожиданный. Автор и его коллеги менее всего ожидали обнаружить магматизм начала маастрихта в северном окончании Башкирского мегантиклинория.

При изотопном датировании тела габброидов, расположенного к северу от г. Бакал (тело 18024) и дайки габбро в железнодорожной петле к востоку от г. Бакал (тел 13061) так же были получены меловые возраста. Для пробы 18024 из 10 цирконов 7 имеют возрасты в интервале 68-103 млн лет, а для трех получены протерозойские возраста – 1018, 1219 и 1282 млн лет (рис. 6.6). В пробе 13061 все (11) кристаллов циркона имеют возраста в интервале 88-118 млн лет (рис. 6.7). Результаты измерений приведены в таблице 6.1.

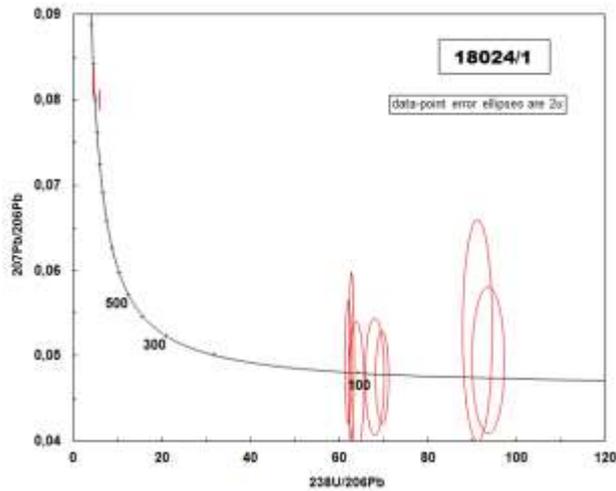


Рис. 6.6. Результаты определения изотопного возраста цирконов пробы 18024 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$

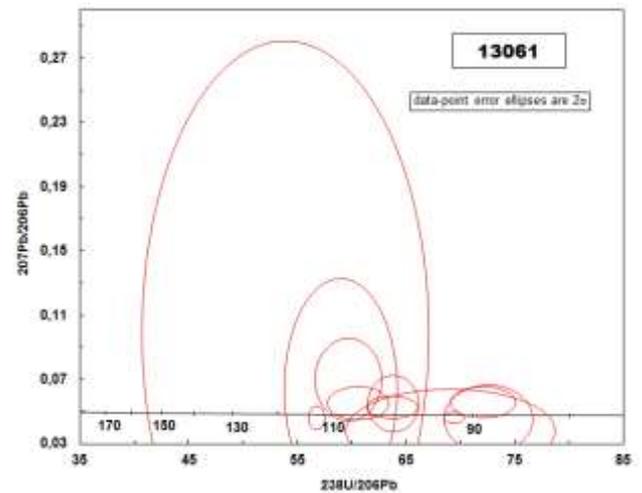


Рис. 6.7. Результаты определения изотопного возраста цирконов пробы 13061 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$

К сожалению, кристаллы корродированные, нередко с заливистыми неровными границами, хотя при этом и отчетливо удлиненно-призматического облика, характерного именно для цирконов из пород основного состава. Зональность отчетливая тонкая, хорошо заметна на катодолюминесцентных снимках (рис. 6.8). Внешние зоны многих цирконов корродированные, при этом кристаллы обретают футляровидный облик, формирования которого также может способствовать очень быстрая кристаллизация расплава. Интересно отметить, что содержания урана и свинца в цирконах явно имеет бимодальное распределение: у большинства кристаллов они составляют первые сотни мкг/г, а для части (7 из 21 кристалла) содержания этих элементов превышают первую тысячу мкг/г. При этом, именно среди «обогащенных» цирконов определения протерозойского возраста, в то время как для «обедненных» были определены только мезозойские датировки (табл. 6.1).

Таким образом, впервые была получена относительно достоверная датировка дайки андезитов в поле тараташского комплекса – 71 ± 1 млн лет и серия единичных определений для зерен цирконов из даек окрестностей г. Бакал в интервале от 70 до 118 млн лет. Очевидно, что сейчас трудно предложить однозначную интерпретацию полученных данных. На сегодняшний день автору неизвестно никаких иных *непосредственных* свидетельств магматической активности в северной части Башкирского мегантиклинория в это время. **Так что возможно, что полученные данные фиксируют ранее не известный этап магматизма на Южном Урале.**

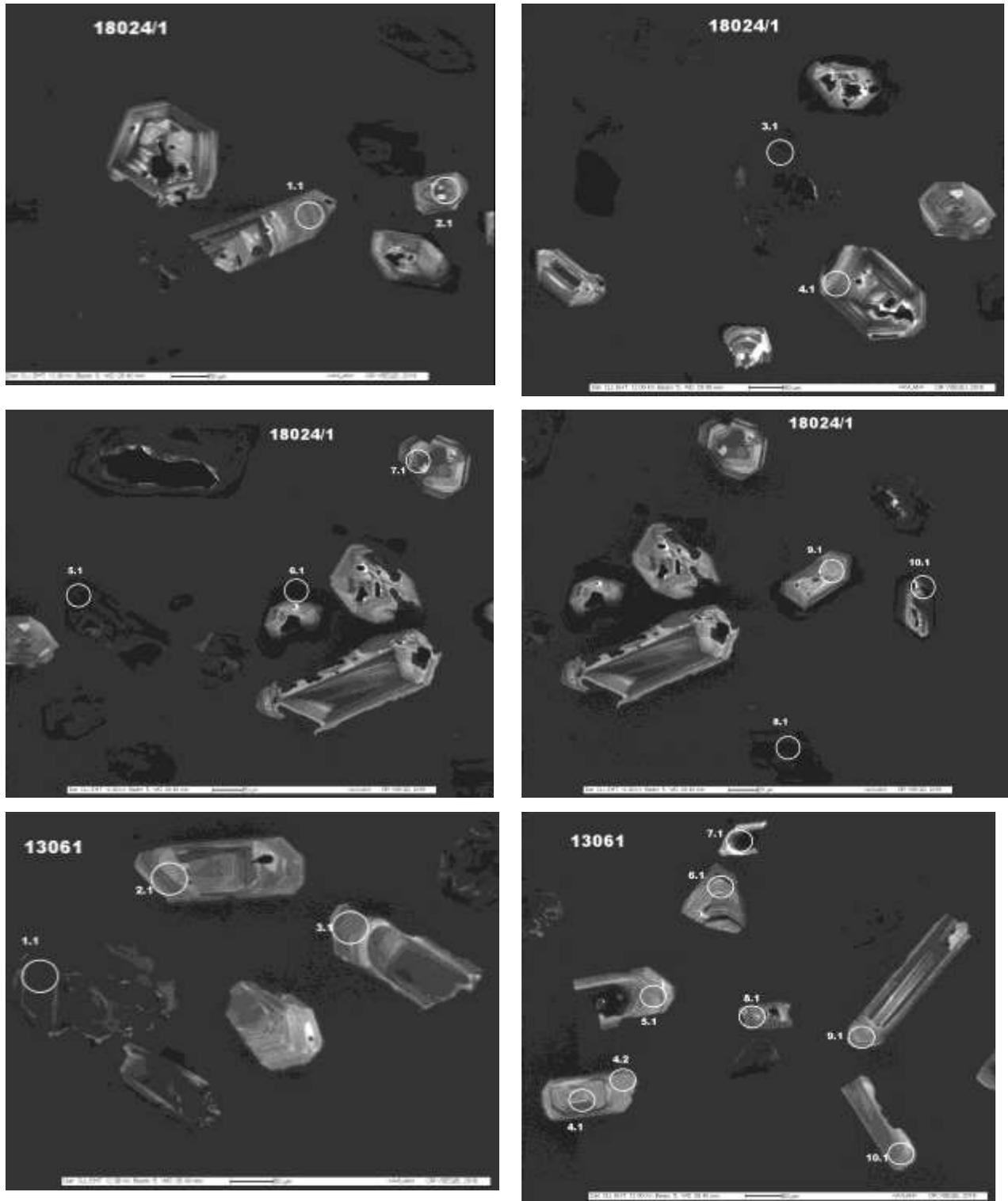


Рис. 6.8. Катодолюминесцентные фотографии цирконов из проб 18024 и 13061 точками замеров. Результаты замеров приведены в таблице 6.1

Таблица. 6.1. Измеренные изотопные характеристики цирконов из проб P51002, 18024 и 13061

	Замер	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U млн лет	(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb млн лет	% Dis- cor- dant	Total ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	±%	Total ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%
1	P51002 _1.1	0,00	186	68	0,38	1,69	67,9 ±1,4	175 ±170	158	94,4	2,1	0,0496	7,3	94,4	2,1	0,0496	7,3	0,0724	7,6	0,01059	2,1
2	P51002 _3.1	0,67	184	58	0,32	1,81	72,7 ±1,4	-35 ±220	-148	87,6	1,8	0,0507	5,2	88,2	1,9	0,0454	9	0,071	9,2	0,01134	1,9
3	P51002 _2.1	0,51	431	284	0,68	4,34	74,7 ±1,1	-67 ±160	-190	85,3	1,4	0,0488	3,7	85,8	1,5	0,0448	6,6	0,072	6,7	0,01166	1,5
4	P51002 _4.1	0,84	152	46	0,31	1,44	69,9 ±1,3	115 ±250	65	91	1,8	0,055	6	91,7	1,9	0,0483	11	0,0726	11	0,0109	1,9
5	P51002 _5.1	0,85	216	85	0,41	2,01	69,0 ±1,2	-71 ±270	-203	92,2	1,6	0,0515	4,9	93	1,7	0,0447	11	0,0663	11	0,01075	1,7
6	P51002 _6.1	0,00	152	42	0,28	1,43	70,0 ±1,3	169 ±140	141	91,5	1,8	0,0494	5,9	91,5	1,8	0,0494	5,9	0,0745	6,1	0,01092	1,8
7	P51002 _7.1	0,94	248	102	0,42	2,44	72,5 ±1,2	96 ±250	32	87,6	1,6	0,0554	4,4	88,4	1,7	0,0479	10	0,0748	11	0,01131	1,7
8	P51002 _8.1	1,37	244	66	0,28	2,36	71,2 ±1,2	-117 ±350	-264	88,7	1,6	0,0548	4,5	90	1,7	0,0439	14	0,0673	14	0,01111	1,7
9	P51002 _9.1	0,71	235	98	0,43	2,27	71,5 ±1,3	10 ±310	-86	89	1,7	0,0519	4,7	89,7	1,8	0,0462	13	0,0711	13	0,01115	1,8
10	P51002 _10.1	0,74	226	65	0,30	2,17	71,1 ±1,1	-147 ±240	-306	89,6	1,4	0,0493	3,4	90,2	1,5	0,0434	9,6	0,0663	9,8	0,01108	1,5
11	18024 _7.1	0,00	166	129	0,80	1,53	68,5 ±1,1	173 ±170	153	93,6	1,6					0,0495	7,1	0,073	7,3	0,0107	1,6
12	18024 _2.1	0,95	224	152	0,70	2,13	70,3 ±1,0	327 ±240	365	91,2	1,5					0,053	10	0,08	11	0,011	1,5
13	18024 _4.1	0,25	446	382	0,88	5,51	91,88 ±0,8	76 ±110	-17	69,66	0,87					0,0475	4,7	0,0941	4,8	0,0144	0,87
14	18024 _9.1	0,00	183	129	0,73	2,31	94,1 ±1,2	82 ±140	-13	68,03	1,3					0,0476	5,9	0,0966	6	0,0147	1,3
15	18024 _1.1	0,40	250	120	0,50	3,38	100,2 ±1,1	17 ±160	-83	63,86	1,1					0,0464	6,7	0,1001	6,8	0,0157	1,1
16	18024 _6.1	4,65	5172	1085	0,22	74,2	101,83 ±0,4	167 ±200	64	62,78	0,39					0,0494	8,6	0,1085	8,7	0,0159	0,39
17	18024 _10.1	1,39	2191	1821	0,86	30,8	103,06 ±0,51	163 ±140	58	62,04	0,5					0,0493	6	0,1096	6	0,0161	0,5

	Замер	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U млн лет	(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb млн лет	% Dis- cor- dant	Total ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	±%	Total ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%
18	18024 _5.1	0,20	1337	3018	2,33	197	1018,5 ±2,8	1197 ±12	18	5,842	0,3					0,08	0,63	1,888	0,7	0,1712	0,3
19	18024 _8.1	0,57	1089	6632	6,29	201	1249,4 ±4,2	1241 ±19	-1	4,672	0,37					0,0818	0,98	2,413	1	0,2139	0,37
20	18024 _3.1	0,14	1063	5710	5,55	201	1282,5 ±3,6	1228 ±16	-4	4,542	0,31					0,0813	0,79	2,466	0,85	0,2201	0,31
21	13061 _4.1	1,37	90	59	0,68	1,08	88,2 ±2,1	-28 ±470	-132	72,6	2,3					0,0455	19	0,086	19	0,0138	2,3
22	13061 _4.2	0,00	97	52	0,55	1,15	88,8 ±1,5	448 ±160	405	72,1	1,7					0,0559	7,1	0,1069	7,3	0,0139	1,7
23	13061 _1.1	0,23	1112	922	0,86	13,8	92,21 ±0,51	14 ±74	-85	69,41	0,55					0,0463	3,1	0,092	3,1	0,0144	0,55
24	13061 _3.1	2,95	163	76	0,48	2,09	92,5 ±5,3	-460 ±730	-597	69,1	5,7					0,038	28	0,076	28	0,0145	5,7
25	13061 _6.1	2,00	171	109	0,66	2,34	100,2 ±1,5	412 ±280	312	63,83	1,5					0,055	13	0,119	13	0,0157	1,5
26	13061 _2.1	0,00	166	57	0,36	2,23	100,4 ±1,5	320 ±120	219	63,73	1,5					0,0528	5,4	0,1142	5,6	0,0157	1,5
27	13061 _10.1	0,00	71	33	0,48	1,01	105,4 ±2,0	426 ±170	304	60,6	1,9					0,0553	7,6	0,1258	7,8	0,0165	1,9
28	13061 _9.1	3,00	111	52	0,49	1,65	107,0 ±2,3	933 ±320	771	59,7	2,1					0,07	15	0,162	16	0,0167	2,1
29	13061 _8.1	26,39	201	104	0,53	3,98	108,0 ±3,9	733 ±930	579	59	3,6					0,064	44	0,149	44	0,0169	3,6
30	13061 _7.1	2,18	1647	860	0,54	25,5	112,52 ±0,6	7 ±150	-94	56,78	0,54					0,0462	6,4	0,1121	6,4	0,0176	0,54
31	13061 _5.1	49,27	137	67	0,51	4,3	118,0 ±12,0	1610 ±1400	1271	53,9	10					0,099	75	0,25	76	0,0184	10

Примечание:

Указанные ошибки – 1σ;

Pb_c и Pb* указывают долю общего и радиогенного свинца соответственно;

Ошибка в стандарте 0,46%;

(1) Общий Pb скорректирован с использованием измеренного ²⁰⁴Pb;

6.3. Обсуждение результатов

Таким образом, в результате изотопных исследований была получена относительно достоверная датировка дайки андезитов Тараташского выступа – 71 ± 1 млн лет, а так же серия менее достоверных единичных определений для зерен цирконов из даек окрестностей г. Бакал в интервале от 70 до 118 млн лет. Эти данные не очень хорошо соотносятся с известными на сегодняшний день этапами магматизма на этой территории.

Цирконы, как уже упоминалось ранее, имеют отчетливую удлиненно-призматическую форму, хорошо огранены, не имеют ядер и видимых признаков вторичной переработки, которая могла бы повлечь за собой нарушение изотопной системы и омоложение зерен. Более того, опыт авторов показывает, что обычно захваченные цирконы из даек габброидов, имеющие древний возраст, так же имеют и отчетливые признаки окатанности, округлую форму и характерную шероховатую поверхность – чего не наблюдается у проанализированных молодых цирконов.

Для цирконов достаточно важным показателем является отношение Th/U. Во всех трех проанализированных пробах, отношение Th/U для всех цирконов превышает 0,1, а для подавляющего большинства кристаллов оно больше 0,4. Магматические цирконы характеризуются значениями $Th/U > 0,1$ (по [Belousova et al., 2002], в работах некоторых исследователей фигурирует значение 0,2). Повышенные значения Th/U также возможны для цирконов из пород сверхвысокотемпературного метаморфизма [Rubatto, 2017], но так как изучаемые породы явно не являются таковыми, значения Th/U отношения можно с уверенностью интерпретировать как признак магматического происхождения цирконов.

Интересно отметить, что содержание урана и свинца в цирконах явно имеет бимодальное распределение: у большинства кристаллов они составляют первые сотни мкг/г, а для части (7 из 21 кристалла) содержания этих элементов превышают первую тысячу мкг/г. Радиоактивный распад урана со временем приводит к значительному нарушению кристаллической структуры циркона – цирконы с повышенными концентрациями U в большей степени подвержены изменениям. Существенное нарушение структуры у цирконов, имеющих докембрийский возраст, происходит при содержаниях урана более 1000 мкг/г, для более молодых цирконов цифра увеличивается (в частности, у цирконов моложе 1 млн лет нарушенная структура наблюдается при количествах урана порядка нескольких тысяч мкг/г) [Ewing et al., 2003]. Высокое содержание U и Th усиливает способность циркона к растворению, что влияет на его состав, особенно при вторичных преобразованиях: они сильно изменяют зерна высокоурановых цирконов, что приводит к нарушению их U-Pb-системы [Каулина и др., 2017].

Практически все изученные кристаллы цирконов, для которых определен мезозойский возраст, характеризуются невысоким содержанием урана (за исключением четырех), а все 3 кристалла протерозойского возраста содержат более 1000 мкг/г (табл. 6.1). При этом, ни для одного кристалла из пробы P5-100-2 не зафиксировано содержания U, превышающего 430 мкг/г. Таким образом, из 28 цирконов, для которых получены мезозойские возраста, 24 характеризуются нормальным содержанием U и на катодоллюминесцентных фотографиях и изображениях со сканирующего электронного микроскопа не выглядят измененными. Это позволяет с уверенностью предполагать отсутствие в геологической истории данных цирконов событий, которые бы привели к нарушению их структуры и U-Pb системы в результате радиоактивного распада урана. Все цирконы с древним рифейскими возрастами имеют высокие содержания урана, превышающие 1000 мкг/г, что могло привести к нарушению изотопной системы и получению возраста, не отвечающего реальному.

Важно отметить, что для всех цирконов с мезозойскими датировками наблюдается несоответствие возрастов, рассчитываемых по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а погрешности в последних могут превышать определяемый возраст (табл. 6.1). Подобное расхождение связано с особенностями изменения количества дочерних изотопов во времени. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изменяется с течением времени сильнее, чем $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, обладает крутым наклоном для фанерозойских и познерифейских возрастов и становится пологой к древним возрастам, что хорошо заметно на рисунке 6.9.

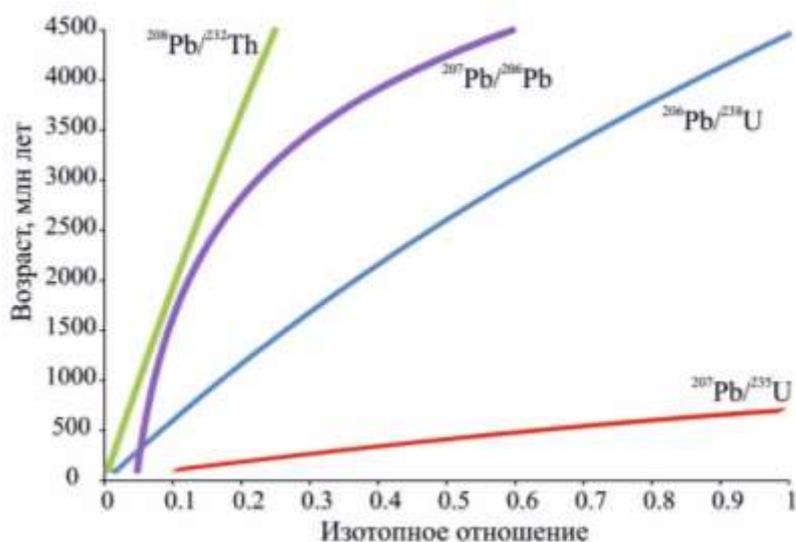


Рис. 6.9. Изменение соотношений изотопов свинца, урана и тория во времени по [Буянтуев и др., 2017].

Прямым следствием такого распределения является то, что для молодых цирконов даже незначительное отклонение измеренного изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от

истинного значения может привести к существенному искажению рассчитываемого возраста [Буянтуев и др., 2017].

В области дофанерозойских возрастов наклон кривой меняется на более пологий, а также содержание дочерних изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb со временем увеличивается. Первое приводит к тому, что снижается «чувствительность» значения возраста к правильности определения отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а второе – к увеличению надежности инструментального определения данного отношения ввиду того, что изотопы свинца в древних цирконах при анализе дают более высокий сигнал. Исходя из этого изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ берется за основу для датирования древних цирконов, а примерным «порогом» надежности применения считается возраст 1,2 млрд лет [Gehrels et al., 2008]. Для более молодых цирконов с возрастом менее 1,2 млрд лет желательно использовать отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [Буянтуев и др., 2017; Андреичев и др., 2012; Gehrels et al., 2008]. Таким образом, расхождение в получаемых возрастах по разным отношениям и значительные ошибки возраста, рассчитываемого с помощью отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, являются нормальными для молодых цирконов и не могут рассматриваться как признаки нарушения изотопных систем.

Меловые отложения, как таковые, на территории Башкирского мегантиклинория практически неизвестны – они представлены корами выветривания и глинистыми образованиями в карстовых полостях [Рыцев и др., 2009]. Никаких палеонтологических остатков в них не обнаружено, так что возраст этих пород принимается условно меловым, а возможно частично и палеогеновым. Тем более, и никаких признаков вулканизма в них обнаружено не было – коры выветривания не только вскрыты рядом скважин в районе Айской группы (к северо-западу от г. Сатка) в Южно-Уральском бокситоносном районе, но известны непосредственно на архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса, главным образом по зонам тектонитов и бластомилонитов [Мосейчук и др., 2016ф-а; 2016ф-б].

подавляющим большинством геологов принято, что в это время территория претерпевала пенепленизацию, а последний этап магматизма был лишь в триасе – тогда в Челябинском грабене сформировались базальты бичурской свиты, а также тела щелочных гранитоидов и лейкогранитов [Пучков, 2010а; Тевелев и др., 2009; Тевелев и др., 2008; Пучков, 2000]. Однако, к сожалению, весь этот магматизм был сосредоточен на восточном слоне Урала за Главным Уральским разломом.

Ближайший по возрасту магматизм известен на Земле Франца-Иосифа, Северной Земле и на Шпицбергене – здесь фиксируются следы обширного плюмового события в раннем на границе юры и мела. Это событие имеет достоверно обоснованный возраст, близкий к 122 млн лет [Карякин, Шипилов, 2016; Corfu et al., 2013]. Также базальтоиды известны в Канаде (Канадский арктический архипелаг, Свердупский бассейн) – здесь они представлены многочисленными силлами, дайками и покровами, и при этом их возраст колеблется в интервале от 130 до 60 млн лет ([Шипилов, Лобковский, 2016] и ссылки в этой работе). Но эти объекты достаточно сильно удалены от изученной территории, хотя Сибирская трапповая провинция, происхождение которой традиционно связывается с супер-плюмом, имеет очень значительные размеры – возможно, и событие на Земле Франца-Иосифа могло оставить следы и на Южном Урале.

Пепловые прослои фиксируются в баженовской свите средне-поздне-волжского возраста в Западной Сибири Урала [Панченко и др., 2015], и с учетом розы ветров, снос в эти области должен был происходить с юга и юго-запада – с территории современного Казахстана и как раз Южного [Гольберт и др., 1968].

Также стоит отметить, что в работах Ю.Г. Цеховского с коллегами давно предполагается возможность мелового и раннепалеогенового вулканизма, следы которого эти авторы фиксируют по всей Восточно-Европейской платформе, в том числе и на территориях, непосредственно прилегающих к Южному Уралу. Так, базальты предположительно кампанского возраста, вскрыты скважиной в юго-восточном обрамлении Воронежской антиклизы (в 60 км южнее г. Россошь), прослои пепелов отмечаются в Южном Приуралье, на юге Воронежской антиклизы и в Южном Поволжье [Цеховский и др., 2005; Цеховский, 2015а; Цеховский, 2015б]. Так же этими авторами фиксируются достаточно многочисленные косвенные признаки возможной магматической активности – «камуфлированная пирокластика», представленная прослоями смектитовых глин, а также своеобразные кремнистые породы, происхождение которых Ю.Г. Цеховский связывает с эндогенной активностью (там же).

Относительно недавно С.О. Зорина с коллегами [2012] в разрезе «Вишневое» (80 км к ССЗ от г. Саратов) установили возможные признаки пирокластики в сантон-кампанских отложениях. В этом разрезе установлено несколько прослоев смектитовых бентонитоподобных глин мощностью до 0,7 м. На электронно-микроскопических снимках смектитов было зафиксировано наличие хлопьевидной массы смектита, которая обволакивает обломки вулканического стекла. При изучении опок разреза также были обнаружены полурастворившиеся вулканические стекла и новообразования смектита по

ним. В глауконитовых глинах среди зерен собственно глауконита зафиксированы частично растворенные обломки кокколитов, вулканические стекла с оплавленными краями и формирующихся по стеклам смектит [Зорина и др., 2012].

В обоих случаях признаками пирокластического материала считаются прослой бентонитовых (килловых) глин и своеобразных кремнистых пород, реже – непосредственно вулканокластита (пеплы). Действительно, нередко по форме частиц и по минеральному составу смектитовых глин удается доказать, что они имели вулканогенную природу: например, такие исследования были проведены автором по материалам меловых разрезов в Крыму и на Кавказе [Никишин и др., 2013; Копаевич, Хотылев, 2014].

Автор считает, что на сегодняшний день однозначно утверждать наличие позднемелового вулканизма в северной части Южного Урала было бы несколько опрометчиво. Эти данные требуют тщательного и всестороннего доизучения, хотя игнорировать косвенные признаки такого этапа магматизма не стоит.

6.4. Краткие выводы по главе «Пострифейский магматизм»

Накопленные к сегодняшнему дню изотопные данные явно свидетельствуют о том, что на территории Западного склона южного Урала эндогенная активность имела место быть и в фанерозойское время. Характер и масштабы этих проявлений пока однозначно не установлены, но игнорировать сам факт ее наличия не стоит.

Впервые были установлены признаки мезозойского магматизма, отвечающего концу маастрихта. Изученное тело резко отличается по петрографическому облику от всех иных известных пород дайковых комплексов, что свидетельствует об обособленном и независимом его формировании, а датированные цирконы не несут каких-либо следов позднейшего нарушения изотопной системы и признаков того, что они захвачены из вмещающих или каких-либо еще пород.

Глава 7. Основные этапы позднедокембрийского магматизма Башкирского мегантиклинория

Вопрос об истории развития Палеоуральского океана и вообще восточной окраины Восточно-Европейской платформы, в пределах которой собственно и развивались все описываемые комплексы, до сих пор остается не решенным окончательно и весьма дискуссионным. На сегодня существует несколько наиболее распространенных гипотез.

Первая гипотеза предполагает, что появление океанического бассейна произошло лишь в ордовике, с расколом Евразийского континента и началом спрединга. До этого, на протяжении рифея и венда происходили процессы внутриплитного рифтогенеза в пределах этого палеоконтинента [Иванов, 1998; Холоднов и др., 2017].

Согласно второй концепции Уральский палеозойский ороген развивался на месте более ранних океанических структур Протоуральского океана, развитие которого завершилось формированием Тиманского коллизионного орогена. А в ордовике произошло заложение новой серии рифтов, распад новообразованного континента и формирование собственно Уральского палеоокеана. Таким образом, развитие происходило хоть и на континентальном блоке, но на его пассивной окраине [Пучков, 2010а; Кузнецов и др., 2005].

Согласно третьему варианту предполагается, что на протяжении всего позднего протерозоя восточная окраина Восточно-Европейской платформы представляла собой пассивную окраину океанического бассейна, к которой в кембрии были аккрецированы допалеозойские микроконтиненты и островодужные комплексы (см. обзор в [Холоднов и др., 2017]).

Таким образом, несмотря на значительные различия всех перечисленных гипотез, они имеют ряд важных общих моментов. Во-первых, все они подразумевают, что развитие происходит на блоке континентальной коры. Во-вторых, на протяжении всего рифея было проявлено несколько (не менее 3-4) циклов рифтогенеза, в ходе которых возникали различные магматические комплексы – что хорошо видно на сводной диаграмме на рис. 7.1. В-третьих, ни одна из гипотез не предполагает наличия активной окраины и надсубдукционной обстановки с погружением слэба под восточную окраину Восточно-Европейской платформы. Прямым следствием из этого является то, что формировавшиеся магматические образования должны быть близки по своим петрологическим и геохимическим характеристикам либо к внутриплитным магматитам (например, породам трапповой формации), либо к рифтогенным сериям повышенной щелочности. Далее последовательно будут рассмотрено положение в общей истории развития региона каждого из освещенных в предыдущих главах этапов магматизма.

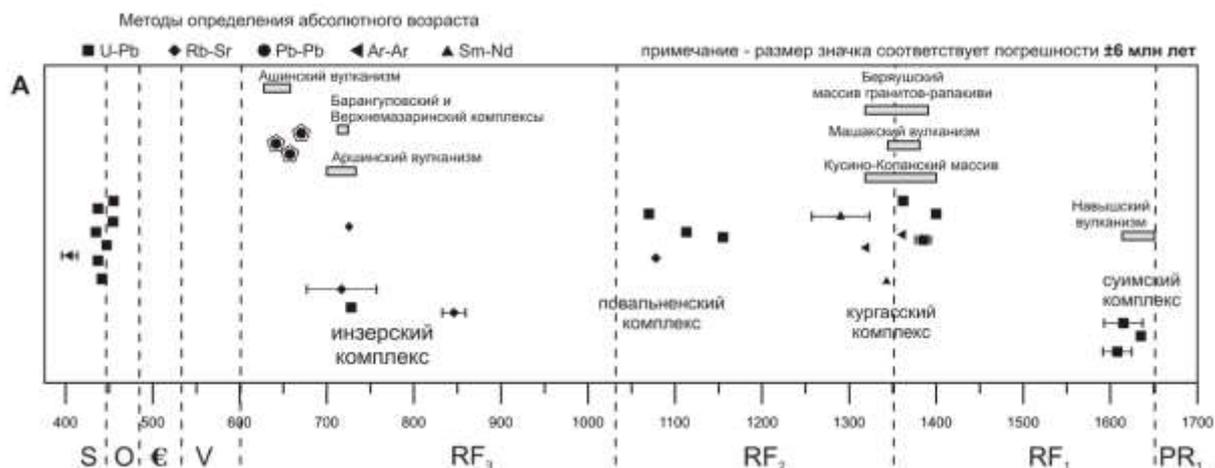


Рис. 7.1. Схема распространения магматизма в пределах Башкирского мегантиклинория во времени. Данные об использованных изотопных датировках приведены в приложении. Данные по изотопному датированию магматических образований Башкирского мегантиклинория приведены в приложении 2.

7.1. Ранний рифей

Раннерифейский магматизм, в результате которого сформировались наземные эффузивы и субвулканические образования навышского комплекса, проявился в пределах небольшой рифтогенной структуры, за которой местными геологами с некоторого времени закреплено название Навышский рифт. Состав осадочных образований нижней части разреза айской свиты (вмещающие породы для вулканитов навышского комплекса) – грубые плохо сортированные терригенные толщи – вполне отвечает формированию в условиях рифтогенной грабенообразной структуры [Горожанин и др., 2013], которая, по мнению ряда исследователей являлась предшественником Камско-Бельского авлакогена [Романюк и др., 2018].

Наличие в зонах контакта трахибазальтов с вмещающими слюдистыми алевролитами гематитизированных корок закалки, могут рассматриваться как признаки субаэральных условия вулканизма [Горожанин и др., 2008]. Субаэральные условия формирования вулканитов предполагали также В.И. Петров и В.И. Ленных [19786]. Позднее Н.А. Румянцева в своей работе [1980] также указывает на мелководные или наземные условия при формировании навышского комплекса, основываясь на окисленности эффузивов в кровле потоков и наличии плохо перемытого вулканогенного материала в породах айской свиты, что в целом не противоречит вышесказанному.

Петрологические и геохимические особенности пород, в частности, обилие разноразмерных, нередко до первых сантиметров, вкрапленников полевого шпата, повышенная щелочность, обогащение практически всеми несовместимыми элементами до уровня ОИВ (базальтов океанических островов – «классических» плюмовых внутриплитных образований) не противоречит формированию в рифтогенной обстановке на мощной континентальной коре.

Вкрапленники полевого шпата формируются в промежуточных камерах при подъеме расплава сквозь мощную кору, а повышенная щелочность и обогащение несовместимыми элементами характерны для выплавки из обогащенной верхней мантии. При этом, судя по не очень низким содержаниям тяжелых редкоземельных элементов, плавление происходило на глубинах выше зоны устойчивости граната.

Прямое использование классификационных диаграмм в целом обычно подтверждает внутриплитные условия вулканизма. Так, фигуративные точки вулканитов комплекса на диаграмме $Zr-Zr/Y$ занимают поле внутриплитных вулканитов, формировавшихся в обстановке континентального или окраино-континентального рифтогенеза [Горожанин и др., 2008]. Однако пониженные практически до уровня островодужных магматитов содержания тантала, ниобия, циркония и гафния нередко приводят к тому, **что фигуративные точки попадают в поля базальтов активных окраин, что хорошо заметно на диаграмме $Hf/3-Th-Ta$** (рис. 7.2). На диаграмме **$Ti-Zr-Y$** (рис. 7.2), фигуративные точки лишь частично занимают поле внутриплитных базальтов (WPB), а в значительной части вообще располагаются вне выделяемых полей, что обусловлено низкими содержаниями Zr.

Таким образом, развитие вулканизма в навышское время (начало раннего рифея) происходило во внутриплитной обстановке, в относительно мелководном бассейне, возможно частично и на суше. Вулканизм имел с большой вероятностью эпизодический и неравномерный характер, с резким преобладанием эффузивов (потоков трахибазальтов) над пирокластикой.

Распространение навышской структуры на юг однозначно не установлено. Примерно на широте чуть южнее г. Куса (Липовые горы), образования айской свиты скрываются под более молодыми карбонатными толщами саткинской свиты и далее на юг нигде не обнаруживаются, в том числе и не вскрываются бурением. При этом существует вероятность того, что ореол вулканитов все-таки протягивается и южнее, так как среди цирконов из габброидов и долеритов, прорывающих нижнерифейские карбонаты в Бакало-Саткинском районе, регулярно встречаются кристаллы с "навышским" возрастом. Это косвенно может свидетельствовать о наличии магматитов навышского возраста, поставляющих детритовые цирконы для более поздних интрузивных образований.

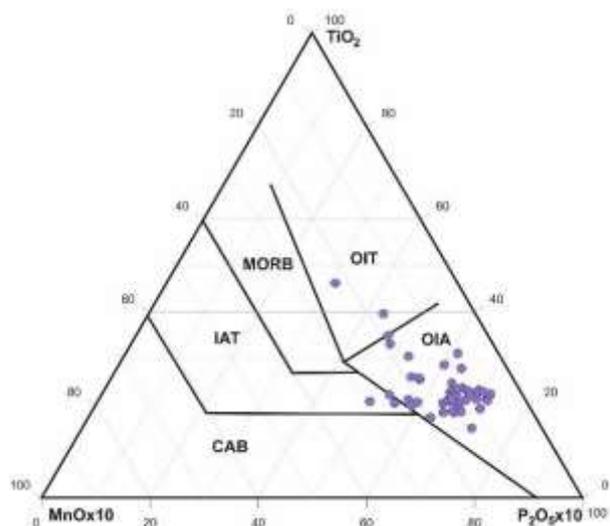


Диаграмма TiO₂-MnO-P₂O₅×10 по [Mullen, 1983].
Содержания компонентов в весовых процентах

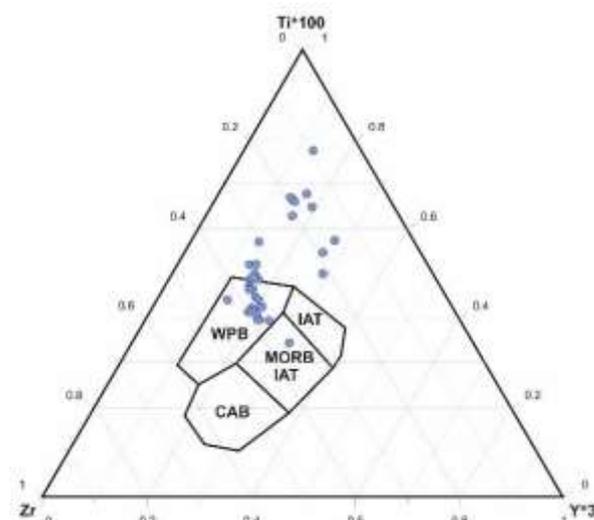


Диаграмма Ti/100-Zr-Y/3 по [Pearce, Cann, 1973].
Содержания компонентов в мкг/г

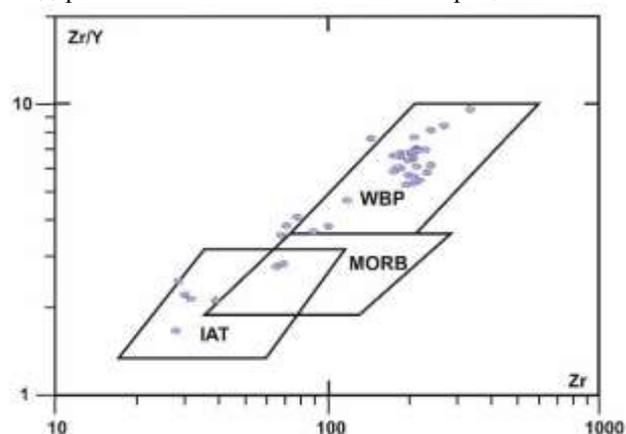


Диаграмма Zr-Zr/Y по [Pearce, Norry, 1979].
Содержания компонентов в мкг/г

Рис. 7.2.

Классификационные диаграммы для пород навьшского комплекса. И использованные составы приведены в приложении.

Обозначения:

WPB – базальты внутриплитных обстановок

IAT – толеиты островных дуг

CAB – известково-щелочные базальты

MORB – базальты срединно-океанических хребтов

OIT – толеиты океанических островов

OIA – щелочные базальты океанических островов

Что касается сопоставления с близковозрастными образованиями на окраине Восточно-Европейской платформы, то айская свита сопоставляется [Козлов, Сергеева, 2008] с норкинской, ротковской и минаевской свитами кырпиной нижнерифейской серии, которые вскрыты глубоким бурением в Камско-Бельском авлакогене, что можно рассматривать как подтверждения единого развития этих структур в раннем рифее [Сергеева, Пучков, 2015]. Явных признаков эффузивного магматизма в разрезах авлакогена нижнего рифея не обнаружено, лишь в скв. Карачевской-2005 отмечен прослой оливинных базальтов (по данным В.М. Горожанина). Осадочные образования нижнерифейского возраста прорваны габбро-долеритами с «машакским» возрастом 1391±1 млн лет (U-Pb, по цирконам) – они были вскрыты скв. Мензелино-Актанышская-183 [Puchkov et al., 2013]).

В целом же, образования айской свиты и ее аналога на платформе норкинской свиты рассматривают как образования начальной фазы раннерифейского авлакогенного этапа развития Восточно-Европейской платформы [Горожанин и др., 2014].

Спектр возрастов и геохимические особенности детритовых цирконов из песчаников этой пачки указывает на то, что снос обломочного материала происходил с Волго-Уральской области фундамента Восточно-Европейской платформы, тогда входившей в суперконтинет Колумбия [Романюк и др., 2018; Кузнецов и др., 2013]. В целом, вопрос положения Башкирского антиклинория (отмечен звездочкой на рис. 7.3) и соотношения его с другими блоками в начале раннего рифея освещен не очень хорошо. С большой вероятностью, он все-таки занимал внутриконтинентальное положение и не являлся непосредственной окраиной океанического бассейна.

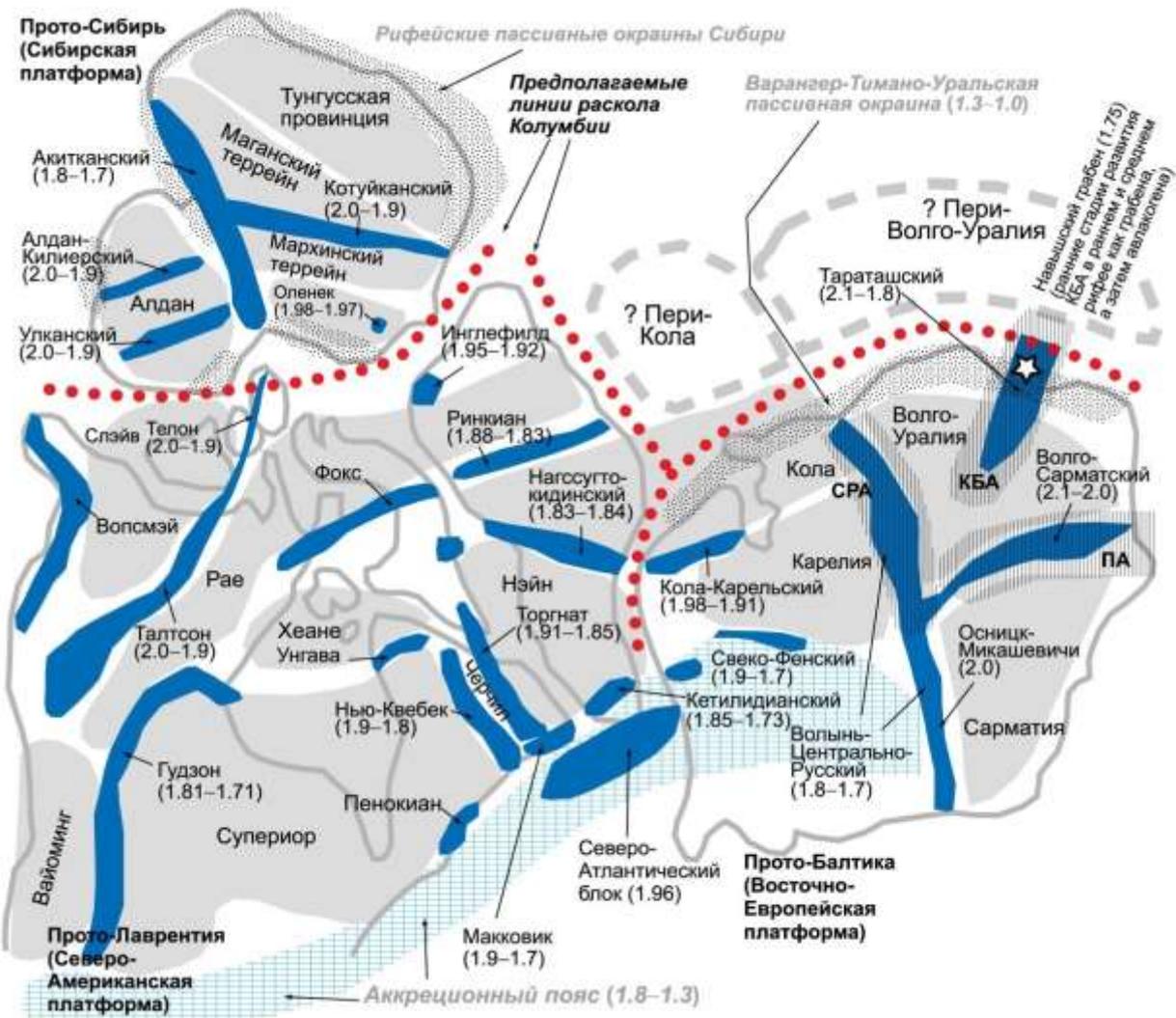


Рис. 7.3 Компоновка архейских блоков/протократонов (светло-серые области), спаянных палеопротерозойскими орогенами (темно-синие области) в суперконтиненте Колумбия (рубеж палео- и мезопротерозоя), включающий Прото-Балтику, Прото-Лаврентию и Прото-Сибирь. Цифры – возраст, млрд лет. Примерное положение Башкирского мегантиклинория показано звездочкой. Авлакогены (показаны вертикальной штриховкой): ПА – Пачелмский, КБА – Камско-Бельский, CRA – Среднерусский. Схема из работы [Романюк и др., 2018]

Что касается непосредственно формирования магматических образований раннего рифея: двух серий трахибазальтов навышского комплекса, дайкового суимского комплекса,

дацитового комплекса г. Малый Миасс и возможных синхронных с ними основных магматитов – то автору история их становления представляется следующим образом:

Этап 1. Первый этап вулканической деятельности проявился около 1750 млн лет назад, когда были сформированы эффузивы высокотитанистой группы, слагающие преобладающую часть разреза навышского комплекса.

Основаниями для этого являются следующие факты:

- непосредственно изотопный возраст трахибазальтов в районе р. Ушат (северная часть выходов навышского комплекса), определенный по цирконам в 1752 ± 11 млн лет [Краснобаев и др., 2013б];

- тот факт, что среди детритовых цирконов, выделенных из чудинской и навышской подсвит айской свиты не обнаружено ни одного циркона с возрастом моложе 1780 млн лет, а возможно и не моложе 1891 ± 23 млн [Романюк и др., 2018; Романюк и др., 2014; Кузнецов и др., 2013];

- в составе навышской подсвиты айской свиты известно крупное межформационное несогласие, выраженное угловым несогласием и корой выветривания, разделяющее нижнюю сугубо терригенную молассовую часть подсвиты и верхнюю терригенно-вулканогенную (см. обзор в [Иванушкин, 2016]), что указывает на значительный перерыв во времени между формированием этих частей подсвиты;

- навышская подсвита перекрывается вышележащими чудинской и липовской подсвитами также с несогласием, что указывает на ее самостоятельное и обособленное во времени формирование;

- все перечисленное не противоречит изотопным данным о возрасте вышележащих образований: для доломитов верхней пачки саткинской свиты (залегает выше айской с нарушенным контактом) определен возраст 1550 ± 30 млн лет (Pb-Pb, [Кузнецов и др., 2008]).

Прямым следствием перечисленных выше фактов является необходимость корректировки снования рифея: либо нижняя граница раннего рифея должна быть "передвинута" с нынешней 1650 млн лет на 1750 млн лет (мнение В.Н. Пучкова), либо границы должна оставаться на том же уровне, а образования навышской подсвиты должны быть выведены из состава нижнего рифея и переведены в нижний протерозой (мнение А.Г. Иванушкина, К.П. Плюснина). Подробные обзоры, посвященные вопросам стратиграфии, приведены в работах [Пучков и др., 2017в; Иванушкин, 2016; Сергеева, Пучков, 2015; Семихатов и др., 2015; Сергеева и др., 2013; Пучков и др., 2013б; Пучков и др., 2007].

Этап 2. Продуктами второго этапа магматизма являются низкотитанистая группа вулкаников навышского комплекса и близкие к ней по геохимическим признакам

низкотитанистые дайки суимского комплекса, которые формировались не позднее чем 1415 ± 11 млн лет назад (возраст секущих их дацитов) и не ранее чем 1850 млн лет назад (возраст бластомилонитов, которые прорываются дайками) и могут иметь возраст 1635-1650 млн лет, ранее предполагавшийся для всего навышского комплекса.

Наличие этого этапа магматизма подтверждается как непосредственными датировками вулканитов [Краснобаев и др., 1992], так и регулярным обнаружением ксеноморфных цирконов такого возраста в габброидах северной части Башкирского мегантиклинория.

Этап 3. Примерно 1400-1415 млн лет назад произошло формирование дацитов г. Малый Миасс и некоторого объема вулканитов и субвулканических тел основного состава там же в районе г. Малый Миасс.

Об этом свидетельствуют как непосредственно датировки дацитов (1415 млн лет), так как и получаемые разными авторами датировки по основным вулканитам – 1400 ± 10 млн лет [Ронкин, 2005] и 1400 ± 25 млн лет [Краснобаев и др., 2013б]. Дополнительным аргументом в пользу наличия основных магматитов, синхронных с дацитами является то, что кислые расплавы во внутриплитных обстановках не могут формироваться без проявления основного магматизма, так как именно он является либо источником тепла (в случае дацитов, как продуктов плавления коры), либо источником кислых пород, появившихся в результате дифференциации.

Таким образом, на протяжении с 1750 до 1400 млн лет имели место быть не менее двух, а с высокой вероятностью и три этапа магматизма, значительно разнесенных во времени.

7.2. Средний рифей

По масштабам магматизм границы раннего и среднего рифея на Западном склоне Южного Урала является, пожалуй, сам крупным докембрийским магматизмом этой территории. По крайней мере, наиболее изученным и наиболее известным. Так, в крупный обзор Н.А. Божко [2010] вошел только этот этап внутриплитной магматической активизации на Южном Урале и ранневендские габброиды Среднего Урала.

В это время, как уже было упомянуто в главе «Магматизм начала среднего рифея», происходит становление крупнейших массивов Западного склона Урала – расслоенных ультрабазит-гранитных тел Кусино-Копанского комплекса, Бердяушского массива габбро-сиенит-гранитного (рапакиви) состава. В центральной части формируются вулканиты контрастной серии машакской свиты, гипабиссальные или эффузивные тела шатакского комплекса.

Здесь стоит отметить, что по своим геохимическим характеристикам дайки кургасского комплекса очень близки к породам одновозрастного комплекса Zig-Zag (Северная Гренландия) [Upton et al., 2005], который формировался в схожих условиях в единой системе с Машакской рифтовой структурой (цифра 1 на рис. 7.4).

Машакский этап активизации фиксируется и в воздействии на осадочные толщи: так, для фосфоритов базальных горизонтов саткинской свиты возраст эпигенетических преобразований так же составил 1340 ± 30 млн лет (Pb-Pb, [Овчинникова и др., 2008]). В это же время происходит и формирование крупных месторождений метасоматического магнезита Саткинских месторождений: по трем алгоритмам подсчета (Pb-Pb) для магнезитов саткинской свиты получен возраст 1350-1380 млн лет, а для магнезитов бакальской свиты 1340-1350 млн лет [Овчинникова и др., 2015]. Этими же авторами получены и возрасты вмещающих пород – 1550 млн лет для саткинской и 1430 млн лет для бакальской свит.

Машакское магматическое событие, приведшее к формированию изученных тел кургасского комплекса, представляет собой один из эпизодов глобальной эпохи мезопротерозойского анорогенного магматизма. Так, одновозрастные (в диапазоне 1,4-1,3 млрд лет назад) проявления магматической активности известны в пределах Волго-Уральской антеклизы и Тимано-Печорской области [Puchkov et al., 2013], северной части Гренландии [Upton et al., 2005], Анабарского щита Сибирской платформы [Khudoley et al., 2014; Ernst et al., 2000], Северо-Китайской платформы [Yang et al., 2011], западной Лаврентии и других континентальных блоках (см. обзоры в [Ernst et al., 2008; Puchkov et al., 2013]). Как правило, все эти проявления магматизма связывают с распадом мезопротерозойского суперконтинента Колумбия [Rogers and Santosh, 2002] или Нуна [Evans and Mitchell, 2011].

В большинстве существующих реконструкций уральская окраина Восточно-Европейской платформы представляет собой пассивную окраину мезопротерозойского суперконтинента Колумбия/Нуна без каких-либо крупных континентальных блоков в непосредственной близости [Rogers and Santosh, 2002; Zhao et al., 2004; Hou et al., 2008]. Однако существуют и альтернативные конфигурации, предполагающие расположение уральской окраины вблизи северо-восточной, в современных координатах, окраины Сибири [Evans and Mitchell, 2011] (рис. 7.4), составного блока «Great Steppe», представляющего собой коллаж террейнов Урало-Монгольского пояса [Yakubchuk, 2010], или даже Западной Африки [Zhang et al., 2012].

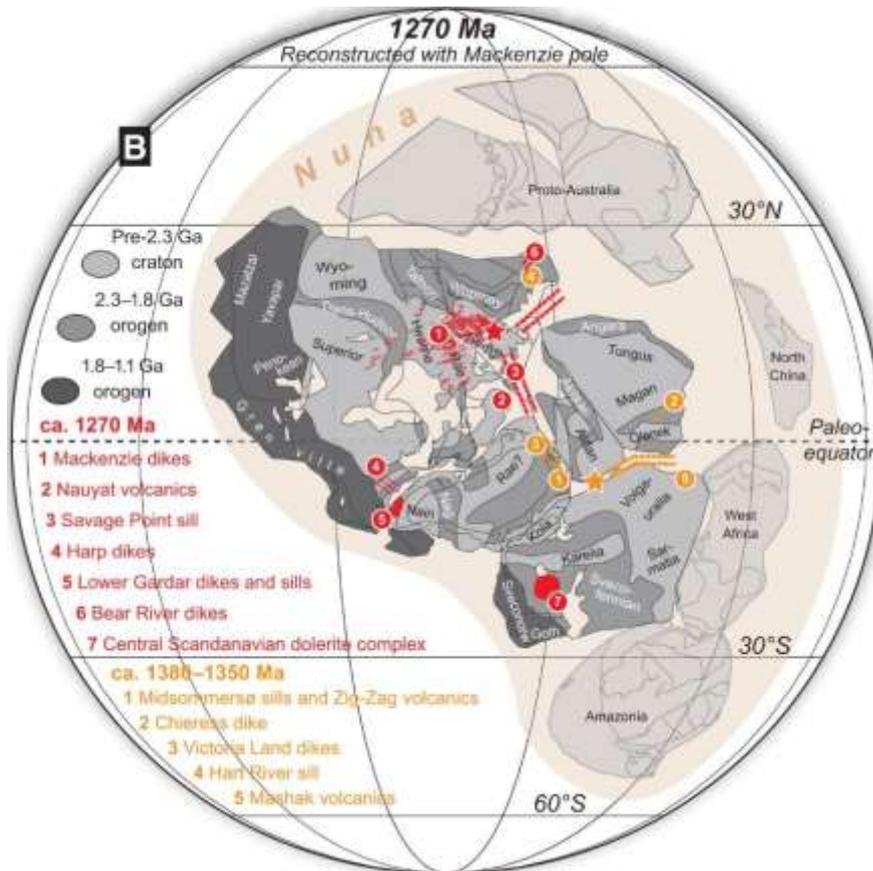


Рис. 7.4. Один из вариантов палеорекострукции положения основных блоков континентальной коры и океанических бассейнов для среднего рифея [Evans and Mitchell, 2011].

Окраина континента, соответствующая Башкирскому мегантиклинорию и Машакской рифтовой системе отмечена цифрой 5 оранжевого цвета (Mashak volcanics), дайки Zig-Zag отмечены цифрой 1 оранжевого цвета

Как отчетливо заметно на реконструкции, раскрытие бассейна в среднем рифее происходило с востока на запад (в координатах реконструкции), то есть в современном положении континентов – с юга на север. Это совершенно логично увязывается с обнаруженным изменением геохимических параметров магматитов этого возраста – именно с юга на север увеличивается степень дифференциации расплавов (то есть расплавы претерпевали на севере структуры большее количество остановок в промежуточных очагах, чем на юге, что явно указывает на более мощную кору), а с севера на юг увеличивается количество пород, обедненных несовместимыми элементами, что указывает на возрастание степени частичного плавления в этом направлении. Таким образом, это свидетельствует о более сильном раскрытии рифта на юге, что прекрасно согласуется с реконструкцией, полученной по палеомагнитным данным.

Степень раскрытия рифтовой системы – а машакский рифтогенез считается сильнейшим за всю рифейскую историю этого региона [Ардисламов и др., 2013; Пучков, 2010a] – логично соотносится с появлением именно на этом этапе наиболее обедненных базальтоидов, близких к обогащенным породам срединно-океанических хребтов (E-MORB), так как именно при сильном и длительном рифтогенезе возможно увеличение степени частичного плавления и значительное сокращение мощности коры (а стало быть, ускорение подъема расплавов), что приводит именно к уменьшению содержаний несовместимых элементов.

Для тестирования упомянутых реконструкций необходим детальный анализ геологических комплексов, слагающих потенциально смежные блоки, а также получение надежных палеомагнитных данных для возрастного интервала, соответствующего машакскому магматизму. На данный момент можно сказать, что присутствие близких по возрасту дайковых комплексов в Гренландии, Сибири и на Восточно-Европейской платформе является аргументом в пользу пространственной близости этих блоков в среднем рифее (реконструкция [Evans and Mitchell, 2011]).

7.3. Поздний рифей – венд

Масштабы позднерифейского магматизма, по мнению автора, сейчас существенно недооценены.

В пределах Башкирского мегантиклинория на сегодняшний день известно три относительно достоверные датировки для даек основного состава: 1070 (U-Pb), 1113 (U-Pb), 1078 (Rb-Sr), сведения о которых приведены в Серийной легенде Уральской серии листов ГКК [Легенда..., 2009ф]. Для ряда тел позднерифейский возраст обосновывается геологическим положением – они прорывают образования среднего рифея. Однако обнаруживается и ряд косвенных указаний на проявление эндогенной активности и вообще активизации этого региона в конце среднего рифея.

Севернее Башкирского мегантиклинория, в пределах Среднего и Северного Урала также фиксируются проявления магматизма этого уровня. Для долеритов, рвущих протерозойские отложения на Тимане, был определен возраст 1100 ± 39 млн лет (Rb-Sr), для базитов на Северном Тимане – 1040 ± 140 млн лет (Sm-Nd), а для диабазов Среднего Тимана по биотитам и амфиболам получен интервал 1090-1440 млн лет, правда, последние относительно недостоверным K-Ar методом [Андреичев, Литвиненко, 2007; Андреичев, 1998; Андреичев, Деленицын, 2003].

В пределах непосредственно Западного склона Южного Урала для активных местасоматических процессов, приведших к формированию уран-ториевой и золоторудной минерализации Авзянского района, разными методами был получен возраст 922-996 млн лет (по разным объектам, подробнее см. «Магматизм конца среднего и позднего рифея»), а для сидеритовых месторождений Бакала вероятный возраст оруденения оценен в 1010 ± 100 млн лет [Крупенин и др., 2008].

Для крупного Авашлинского сиенитового массива возраст метаморфизма так же установлен на уровне 1097 ± 20 млн лет [Краснобаев и др., 2017].

Таким образом, в конце среднего рифея явно имело место быть проявление эндогенной активности, следствием которого и стали все перечисленные выше объекты. Более того, осадочные толщи верхнего рифея обычно с отчетливым угловым несогласием залегают на авзянской свите среднего рифея, что еще раз подтверждает, что на этом этапе была тектоническая перестройка региона.

При этом не исключено, что на территории Западного склона Южного Урала проявился и более ранний этап, приходящийся на 1200-1250 млн лет. По крайней мере, признаки изменения тектонического режима и возможный магматизм так же фиксируется на этой границе [Bogdanova et al., 2008].

В завершающее время позднего рифея, около 720 млн лет назад в южной части Башкирского мегантиклинория происходит становление Барагуловского и Мазаринского гранитных массивов [Легенда..., 2009; Мосейчук, 2008ф], формируются дайки вариолитового комплекса повышенной щелочности, пикритов лысогорского и субщелочных базитов миселино-авашлинского комплексов. В северной части Западного склона Южного Урала достоверно доказанных магматических образований позднерифейско-вендского возраста нет, однако столь активная эндогенная деятельность южнее вряд ли могла не отразиться и на территориях севернее. С большой вероятностью, со временем, при накоплении значительного объема изотопных данных, появятся и достоверные датировки позднерифейско-вендского возраста.

7.4. Общие геохимические черты и особенности разных этапов магматизма

Состав, положение и геохимические параметры изученных объектов всех возрастов в достаточной степени отвечают магматитам внутриплитных обстановок, развивавшихся на континентальной коре [Ковалев и др., 2017, 2015; Туркина, 2008; Интерпретация..., 2001; Пучков, 2010а]. В составе гипабиссальных интрузивных тел резко преобладают породы основного состава нормальной и повышенной щелочности, а так же имеют место быть дифференцированные тела ультрабазит-базитового состава и в меньшей степени кислого состава. Крупные интрузивные тела – в первую очередь расслоенные массивы Кузино-Копанского комплекса и Бердяушский плутон сложного строения, а также состав эффузивных пород айской, машакской и кувашской свит также логично вписываются в эту обстановку ([Сначев, Бажин, 2016; Ардисламов, 2013; Пучков, 2000], и др. работы).

Как уже неоднократно упоминалось, для подавляющего большинства базитовых тел самого разного возраста, развитых в пределах Башкирского мегантиклинория, характерно в разной степени выраженное обеднение группой высоkozарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf).

Вероятно, эта своеобразная, не типичная для внутриплитных магматитов особенность, является следствием того участка литосферы, где происходит плавление. По данным [Туркина, 2008] мантийные неоднородности значительного размера могут сохраняться в мантии в течение нескольких миллиардов лет. Такое объяснение, во-первых, логично соотносится с тем, что обеднение связано с образованиями совершенно разных возрастов, а во-вторых, избавляет от необходимости поиска условных «надсубдукционных обстановок», по крайней мере, до появления достоверных геологических признаков таких геодинамических условий.

Тем не менее, точки пород разновозрастных комплексов образуют самостоятельные поля на диаграммах, характеризующих процессы их становления, в частности на диаграмме La-La/Yb (рис. 7.5), хотя и частично перекрываются. Хорошо заметно, что в фигуративные точки суимского и повальненского комплексов образуют по два облака, что может свидетельствовать о разнородности внутри комплексов – очевидно, что этот вопрос еще окончательно не решен и требует дальнейших исследований, в первую очередь направленных на прямое определение изотопного возраста интрузивных образований.

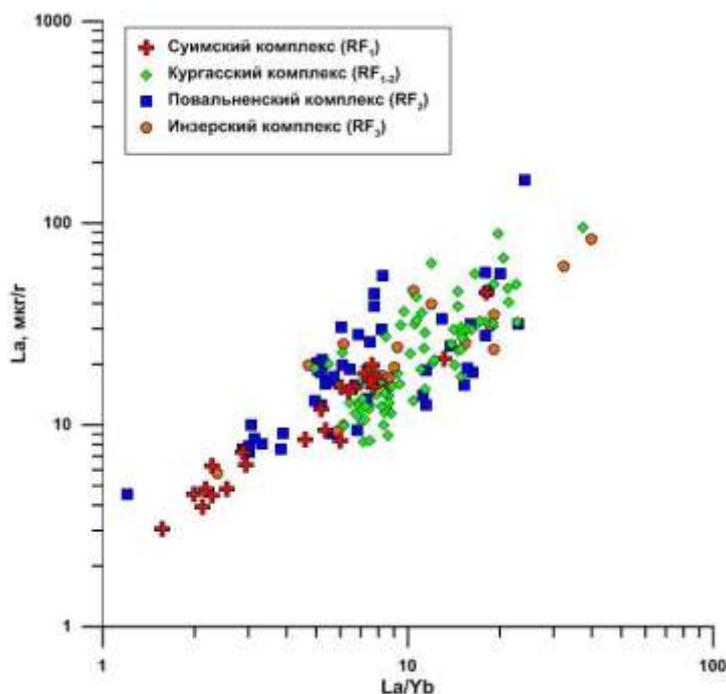


Рис. 7.5.
Диаграмма La-La/Yb для разновозрастных дайковых комплексов Башкирского мегантиклинория.

Геохимические данные приведены в приложении 1

Два отчетливых тренда у фигуративных точек повальненского комплекса могут отвечать породам непосредственно повальненского этапа (1100 млн лет) и магматитам с возрастом 1250 млн лет, прямых доказательств наличия которых пока нет, но ряд косвенных признаков указывает на возможной магматизм в это время (см. выше).

Разная степень интенсивности рифтогенных процессов разного возраста также оказала влияние на геохимический облик пород. Образования среднерифейского кургасского комплекса, чье становление приходится на сильнейший этап рифейского растяжения резко

выделяются на диаграмме Cr-Ni (рис. 7.6) повышенными содержаниями хрома и никеля, так как их расплавы, вероятно, поднимались быстрее (по сравнению с расплавами других этапов) в условиях более интенсивного утонения коры.

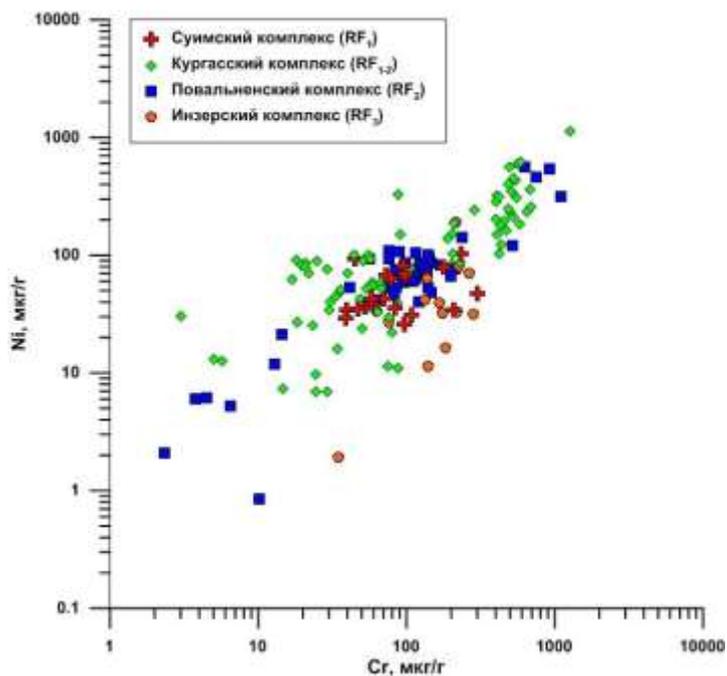


Рис. 7.6.
Диаграмма Cr-Ni для разновозрастных дайковых комплексов Башкирского мегантиклинория.

Геохимические данные приведены в приложении 1

На конечный состав магматических образований влияет большое количество факторов (состав протолита, степень частичного плавления, степень дифференциации расплава при поднятии, интенсивность воздействия с вмещающими породами и конечно позднейшая метасоматическая переработка), что легко может приводить к тому, что даже разновозрастные образования имеют различные геохимические характеристики. Это накладывает определенные ограничения на использование таких данных, однако в сочетании с изотопными датировками позволяет выделять и обособливать магматические комплексы различных этапов, там, где это невозможно по геологическими и петрографическим признакам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые на современном уровне были проведены массовые исследования дайковых комплексов северной части Башкирского мегантиклинория, что позволило получить значительные объемы новых данных о геохимических особенностях и возрасте гипабиссальных интрузивных комплексов, а также обобщить данные работ предшественников, в том числе фондовые материалы и создать единую базу геохимических и изотопных данных. Это позволило впервые получить доказательства наличия геохимической зональности для магматитов начала среднего рифея.

Впервые была получена полная геохимическая характеристика дайковых роев Тараташского выступа с использованием данных по содержаниям малых элементов, что позволило обосновать наличие в его пределах не менее чем двух разных комплексов. Впервые подобные сведения были получены для навышского вулканического, кургасского, повальненского и инзерского гипабиссальных комплексов, что позволило показать различия между разновозрастными образованиями, и, наоборот, выделить черты, характерные для всех перечисленных комплексов.

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие **выводы**:

1. Вулканические образования навышского комплекса, залегающие в основании стратотипического разреза нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, содержат две серии магматитов, различающиеся по петрографическим и геохимическим характеристикам и имеющие разные изотопные датировки. Выделение этих серий позволило разрешить противоречие в имеющихся на сегодняшний день изотопных данных: обогащенная серия имеет возраст близкий к 1750 млн лет, а обедненная – 1635-1650 млн лет. Прямым следствием из этого является невозможность отнесения навышского комплекса (и вмещающей айской свиты) исключительно к раннему рифею и необходимость пересмотра стратиграфии раннего рифея.

Сходство геохимических особенностей обедненной группы навышского комплекса с породами суимского дайкового комплекса позволяет предполагать, что они формировались синхронно, и дайки могли являться подводящими каналами к эффузивным образованиям первых. Время его формирования непосредственно не установлено, однако снизу оно ограничено возрастом вмещающих пород (1660 или 1750 млн лет), а сверху – возрастом прорывающих их дацитов (1415 млн лет).

2. Дациты, ранее включавшиеся в состав навышского комплекса, не имеют к нему отношения, и формировались в конце раннего рифея. Таким образом, фиксируется еще одна, ранее не выделявшаяся, фаза магматической активности с возрастом 1405-1415 млн лет, продуктами которой являются дациты г. Малый Миасс. С большой вероятностью,

этот этап сопровождался и основным магматизмом, прямых свидетельств существования которого пока не обнаружено, но наличие которых обуславливается механизмом формирования дацитов. Полученный возраст дацитов накладывает верхнее ограничение на время формирования пород суимского комплекса и низкотитанистых разностей навышского комплекса – они не древнее 1415 млн лет (возраст прорывающих их дацитов).

3. Базиты ранне-среднерифейского «машакского» этапа магматизма имеют геохимическую зональность, выраженную в увеличении кремнекислотности и степени обогащения рассеянными элементами, и уменьшении содержаний оксида магния и хрома с юга на север, что связано с увеличением степени дифференциации расплавов в этом направлении и фиксирует раскрытие машакской рифтовой структуры с юга на север (в современных координатах). Такая зональность в пределах Башкирского мегантиклинория была впервые показана для габбровых комплексов – это стало возможным за счет объединения как собственных аналитических данных, так и материалов предшественников в единую геохимическую базу.

Ранне-среднерифейский кургаский комплекс формировался в течение длительного промежутка времени – как минимум с 1318 до 1380 млн лет назад. Этот этап магматической активности связан растяжением на пассивной окраине суперконтинента Колумбия/Нуна, во время которого формировались многочисленные вулканические и интрузивные комплексы, объединяемые в Машакскую магматическую провинцию (LIP).

При этом не исключено, что на рубеже раннего-среднего рифея было несколько относительно недолгих импульсов магматизма, но в силу ничтожно малого количества изотопных данных и существенных погрешностей при определении изотопного возраста, а также возможных нарушений изучаемых изотопных систем, складывается впечатление «длительного и непрерывного» магматизма в течение 50-60 млн лет.

4. Впервые получены изотопные данные по цирконам, свидетельствующие о возможном проявлении мезозойского магматизма в Башкирском мегантиклинории. Хотя эти данные требуют тщательной и всесторонней проверки, они могут способствовать пересмотру многих устоявшихся представлений об истории геологического развития этого региона, как в докембрийское, так и в фанерозойское время.

Список используемых сокращений

- ВАРП – Восточно-Африканский рифтовый пояс (система);
- СОХ – срединно-океанические хребты;
- САВ – известково-щелочные базальты;
- СI – хондриты I-типа;
- E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов;
- IAT – толеиты островных дуг;
- MORB – базальты срединно-океанических хребтов;
- N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов;
- OIA – щелочные базальты океанических островов;
- OIB – базальты океанических островов;
- OIT – толеиты океанических островов;
- PM – примитивная мантия;
- TAS – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O+Na}_2\text{O}$;
- UC – верхняя кора;
- WPB – базальты внутриплитных обстановок;

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Алексеев А.А. Разновозрастные пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Доклады АН СССР. 1979. Т.248. № 4. С. 935-940.
2. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. 136 с.
3. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии Западного склона Урала. – Уфа: Гилем, 2000. 188 с.
4. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии Западного склона Урала. – Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
5. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.
6. Андреичев В.Л., Деленицын А.А. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные о докембрийском возрасте эклогитов Полярного Урала // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб., 2003. С. 29-32
7. Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2012. №4(12). С. 60-66.
8. Андреичев В.Л., Литвиненко А.Ф. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печерской синеклизы. – Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
9. Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантаусского антиклинория (Южный Урал). – Уфа: ДизайнПресс, 2013. 216 с.
10. Божко А.Н. Внутриплитный базит-ультрабазитовый магматизм во времени и в аспекте суперконтинентальной цикличности // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2010. №3. С. 10-24.
11. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Дайки гранитоидов в Кусинском месторождении, их геохимические особенности (галогены, Sr и др.) // Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. вып. 160. С. 237-241.
12. Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного

Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.

13. Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2016. №6. С. 56-63.

14. Виноградов В.И., Горожанин В.М., Муравьев В.И., Буякайте М.И. Вторичные преобразования нижнерифейских отложений Южного Урала 930 млн лет назад – Rb-Sr данные // Литология и полезные ископаемые. 1999. №4. С. 400-410.

15. Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене / Ред. В.Н. Сакс. – М., Наука, 1968. 152 с.

16. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Закирова А.Д., Панова Н.П. Геохимия и геохронология основных вулканитов навышского комплекса раннего рифея (Южный Урал) // Геологический сборник № 7. Юбилейный выпуск. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2008. С. 167–178.

17. Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // Доклады АН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187.

18. Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Жабин А.В. Следы пирокластики в сантон-кампанских отложениях разреза «Вишневоe» (Среднее Поволжье) // Литосфера. 2012. №3. С. 3-13.

19. Иванов К.П. О составе вкрапленников полевого шпата пород навышского вулканогенного комплекса Ежегодник-1983 // Институт Геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Уфа. 1984. С. 59-62.

20. Иванов К.П. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд лет) и строения Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.

21. Иванушкин А.Г. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений северной части Башкирского антиклинория на Южном Урале // Региональная геология и металлогения. 2016. №65. С. 60-70.

22. Интерпретация геохимических данных: Учеб.пособие / Е.В. Скляр и др.; под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

23. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Траппы Сибири и ЗФИ: сравнительная характеристика // Петрография магматических и метаморфических горных пород /

Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. – Петрозаводск, 15-20 сентября 2015 г. С.68-69.

24. Каулина Т.В., Лялина Л.М., Нерович Л.И., Аведисян А.А., Ильченко В.Л., Бочаров В.Н., Ниткина Е.А. Процессы гидротермального изменения в цирконе как отражение геохимии урана в породах (на примере уранового рудопроявления Скальное Лицевского района Кольского полуострова) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2017. № 3 (9). С. 54–63.

25. Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала / УНЦ РАН. – Уфа, 1996. 99 с.

26. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные о магматизме шатакского комплекса // Геологический сборник №3 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2003. С.117-119.

27. Ковалев С.Г. Геохимия и геодинамические условия формирования диабаз-пикритового магматизма Западного склона Южного Урала // Геологический сборник №5. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2006. С. 113-118.

28. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития Западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.

29. Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма Западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.

30. Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Петрогеохимия магматических комплексов Западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы // Геологический сб. №15 /под ред. В.Н. Пучкова, Р.Ф. Абдрахманова, И.Б. Серавкина/ ИГ УрО РАН. СПб.: Свое издательство, 2015. С. 117–137.

31. Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Условия образования магматических пород при плюмовом процессе (на примере Западного склона Южного Урала) // Доклады АН. 2017. Т.475. №2. С. 171-175.

32. Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н., Маслов А.В., Сергеева Н.Д., Бибикина Е.В., Генина Л.А., Ронкин Ю.Л. Нижний рифей Южного Урала. – М.: Наука, 1989. 208 с.

33. Козлов В.И., Макушин А.А., Шалагинов В.В. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан N-40 (41) (Уфа). Новая серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб 1:100 000 // под ред. Козлова В.И. – ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2001.

34. Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Строение стратонов рифея Волго-Уральской области // Геологический сборник №7. Юбилейный выпуск. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 179-192.
35. Копаевич Л. Ф., **Хотылев А. О.** Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 50–69.
36. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. РАН. Сер. Геол. 1992. № 6. С. 25–40.
37. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГиГУрО РАН, 2006. С. 300-303.
38. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013а. Т. 21. № 5. С. 3–20.
39. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., В.И. Козлов, Н.Д. Сергеева, Бушарина С.В., Е.Н. Лепехина Цирконология вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Доклады АН, 2013б. Т. 448. №4. С. 437-442.
40. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Шокальский С.П., Бушарина С.В. Полихронная цирконология сиенитов Авашлинской интрузии в Кургасской антиклинали (Южный Урал) // Доклады АН. 2017. Т. 473. №2. С. 195-200.
41. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнетитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера. 2008. №3. С. 50-75.
42. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т.16. №2. С. 16-34.
43. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович Е.С. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Доклады АН. 2013. Т. 451. №3. С. 308-313.

44. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
45. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение сопряженности уральского края Балтики и Квикслендского края Австралии в структуре Родинии («Australia upside down conception») // Литосфера. 2012. №4. С. 59-77.
46. Лавренчук А.В., Склярлов Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной магнии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. №10. С. 1439-1458.
47. Ленных В.И., Петров В.И. Новые данные о магматизме и метаморфизме пород Западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития. – Магматизм и тектоника Южного Урала. – М., "Наука", 1974а.
48. Ленных В.И., Петров В.И. Диабазы тараташского комплекса и его обрамления // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса /под ред. В.И. Ленных, А.И. Белковского/. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978а. С. 59–67.
49. Ленных В.И., Петров В.И. О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса // Вулканизм Южного Урала. – Свердловск, 1974б.
50. Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблемы её возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978б. С.33-44.
51. Ленных В.И., Петров В.И. Пикриты тараташского комплекса // Труды Ильмен. гос. заповед., 1978в. Вып. 17. С. 45–52.
52. Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. Литогеохимические особенности терригенных породы айской свиты нижнего рифея Башкирского антиклинория: новые данные // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 118–122.
53. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.

54. Мичурин С.В., Шарипова А.А. Химическое датирование уран-ториевой минерализации из нижнерифейских отложений Башкирского антиклинория // Геол. Сб. №9. Юбилейный выпуск / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 216-219.
55. Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Петров В.И., Япаскурт В.О. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестник Моск. Университета. Сер. 4. Геология. 2013. № 2. С. 6–18.
56. Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М., Кузьмнкова О.Ф., Дубинина Е.О. Мезопротерозойские оливиовые габбро-нориты башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. Т.18. №1. С. 53-87.
57. Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
58. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.В., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Маслов А.В., Турченко Т.Л. Pb-Pb возраст преобразования осадочных фосфоритов в нижнерифейских карбонатных отложениях, саткинская свита Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т.16. №2. С. 35-40.
59. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Горохов И.М., Крупенин М.Т. U-Pb датирование метасоматических магнетитов Южного Урала // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2-5 июня 2015 г. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Strinter, 2015. С. 201-202.
60. Панченко В.И., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. Туфы и туффиты в баженском горизонте (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: мат-лы 8 Всерос. Литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. Т.1. С. 258-261.
61. Парначёв В.П. Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. – Свердловск, 1981. С. 18-30.
62. Парначёв В.П. Калиевые метасоматиты айской свиты Западного склона Южного Урала. Ежегодник – 1976 // Институт Геологии и геохимии УНЦ АН СССР. – Уфа. 1977. С. 49-50.

63. Парначёв В.П. Петрология бостонитов западного склона Южного Урала // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления татарашского комплекса, УНЦ АН СССР. – Уфа, 1978. С. 56-58.
64. Парначёв В.П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия. // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. – Л.: Наука, 1982. С. 96-106.
65. Парначёв В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). – Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.
66. Петрова И.А. В сб. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1963.
67. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник// под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768 с.
68. Плюснин К.П. Цикличность в эволюции тектонических структур Урала и ее отражение в строении геологического разреза // Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. – М., 1983. С. 25-38.
69. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
70. Пучков В. Н., Краснобаев А. А., Козлов В. И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геол. сб. №6. Информационные мат-лы. ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. №6. С. 3.
71. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010а. 280 с.
72. Пучков Н.В. Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале / Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя // Мат-лы XLIII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2010б. Т.2. С.182-186.
73. Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U-Pb SRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сб. № 9. Юбилейный вып. Информационные м-лы /под ред. В.Н. Пучкова, Р.Ф. Абдрахманова, И.Б. Серавкина/. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2011. С. 36–43.

74. Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.
75. Пучков В.Н. Плюмы в геологической истории Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013а. Т. 88. № 4. С. 64–73.
76. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея. // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция. Москва. 23-25 мая 2013 г. Сборник статей / М.А.Федонкин (отв. ред.). – Москва: ГИН РАН, 2013б. С.70-72.
77. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Родионов Н.В., Баянова Т.Б. Архейские метабазиты в основании рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Доклады АН. 2014. Т. 457. № 1. С. 85–91.
78. Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических процессов и плюмовых процессов // Геотектоника. 2016. №4. С.88-104.
79. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Шокальский С.П. Цирконы, возраст и геологическое положение риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса (Южный Урал) // Доклады АН. 2017а. Т.477. №1. С. 75-80.
80. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А., Аржавитина М.Ю., Ратов А.А. Стратиграфические следствия новых изотопно-геохронологических данных по Багрушинскому комплексу риодацитов порфиров (Тараташский антиклинорий, Южный Урал) // Геологический сборник №13. 2017б. С. 3-15.
81. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017в. №23. С.3-26.
82. Пыстин А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. О геологическом положении израндитов в Александровском комплексе (Западный склон Урала) // Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. – Свердловск, 1973.
83. Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс //Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса// Труды Ильменогоского гос. зап., вып. XIX. – Свердловск, 1978 (УНЦ АН СССР). С.3-33.
84. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Панфилов А.В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. – Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.
85. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления

нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono[®]» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т.9 №1. С.1-37. Doi: 10.5800/GT-2018-9-1-0335.

86. Романюк Т.В., Н.Б. Кузнецов, А.В. Маслов, Е.А. Белоусова, М.Т. Крупенин, Ю.Л. Ронкин, В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов их песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Доклады АН. 2014. Т. 459, №3, С. 340-344

87. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. In situ U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского плутона (Южный Урал) // Литосфера. 2005. №1. С.135-142.

88. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. Граница нижнего и среднего рифея (Ю. Урал): в 1 350±10 млн лет или древнее? // Мат-лы III Росс. Конф. по изотоп. геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». М.: ГЕОС. 2006. Т.2. С.183-188.

89. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Новые U-Pb SHRIMP-II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: М-лы V Всерос. Литологического совещ. /отв. ред. О.В. Япаскурт, А.В. Маслов/ Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 203–207.

90. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. №5. С. 50-76.

91. Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. 1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U-Pb-ID-TIMS-ограничения // Доклады АН. 2016. Т. 468. № 5. С. 674–769.

92. Румянцева Н.А. Щелочной вулканизм Западного склона Урала // Доордовикская история Урала. 3. Вулканизм: [Препринт]. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-29.

93. Рыцев А.М., Фаткуллин Р.А., Р.Ф. Абдрахманов Мезо-кайнозойские коры выветривания Южного Урала // Геологический сборник №8. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 154-159.

94. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2015. Т. 23. №6. С. 16-27.

95. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Стратиграфическая схема рифея и венда Волго-Уральской области (изменения и дополнения) // Геол. Сб. №12. Информационные материалы. – Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2015. №12. С. 3-22.
96. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Ратов А.А. Лимитотип стратиграфической границы нижнего рифея на Южном Урале // Геол. Сб. №10. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2013. С.64-70.
97. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У. U-Pb датирование единичных кристаллов циркона с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ на примере нефелиновых сиенитов Бердяшского массива, Южный Урал // Матер. II Рос. Конф. по геохронологии. – СПб, 2003. С. 461-465.
98. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др. Тараташский и Александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): Т-t ограничения // Ежегодник-2005. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 322-330.
99. Смирнов Ю.Д. Интрузивные формации Западного склона Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Первого Уральского петрогр. Совещания /глав.ред. Л.Н. Овчинников/ Т. 1. – Свердловск, 1963. С. 153–156.
100. Сначёв В.И., Бажин Е.А. Бердяшский массив гранитов-рапакиви: новые данные по геологическому строению и геодинамическому развитию (Южный Урал) // Доклады АН. 2006. Т. 466. №1. С. 59-63.
101. Соболев А.В., Криволюцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310.
102. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Канева Т.А., Куликова К.В., Викентьев И.В., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Дж. К. Хоуриган Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. 2017. Т.92. Вып. 4. С. 3-26.
103. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. Т. 2 – М.: ГЕОС, 2008. С. 317–321.
104. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.

105. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., **Хотылев А.О.**, Тевелев Арк.В., Прудников И.А. Особенности строения и эволюции айского вулканического рифейского комплекса (Южный Урал) // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2014. №5. С.19-28.
106. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., **Хотылев А.О.**, Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2015а. №1. С.27-42.
107. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., **Хотылев А.О.**, Прудников И.А., Тевелев Арк.В. Новые данные о составе и возрасте козлиногорского комплекса габбро и щелочных гранитов (Западный склон Южного Урала) // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2015б. №4. С. 74-85
108. Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2017. №1. С. 3-12.
109. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т11. С. 1181-1199.
110. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: Учеб. пособие / Новосиб. гос. ун-т. – Новосибирск, 2008. 150 с.
111. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Sm-Nd, Rb-Sr возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Доклады РАН. 2010. Т.432. №5. С.650-654.
112. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразования, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (Западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17. №2. С. 5-26.
113. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. Верхний возрастной предел формирования рудоносных интрузий Кусинско-Копанского комплекса: U -Pb датирование циркона из поздних гранитов Медведевского месторождения (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 3. С. 99–109.
114. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий Кусинско-Копанского комплекса на Южном Урале: U-Pb датирование цирконов Медведевского месторождения // Доклады РАН. 2012. Т.446. №4. С.432-437.

115. **Хотылев А.О.** Новые данные о строении раннепротерозойского Александровского комплекса (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Мат-лы I Всерос. мол. конф., г. Уфа. — Уфа.: ДизайнПресс, 2013. С. 43–49.

116. **Хотылев А.О.,** Тевелев Ал.В. Рифейские базиты Тараташского выступа и его обрамления // сб. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, том 2, 2014а, С. 68-70.

117. **Хотылев А.О.,** Тевелев А.В. Новые данные о строении и составе айского вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий материалы II Всероссийской молодежной геологической конференции. ИГ УНЦ РАН. – Уфа.: ДизайнПолиграфСервис. 2014б с. 147-155.

118. **Хотылев А.О.** Новые данные о геохимических особенностях трахибазальтов-навышского (айского) вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2016. №4. С. 56-61.

119. **Хотылев А.О.** Базитовые дайки северной части Башкирского антиклинория (Южный Урал): геохимические подходы к разграничению комплексов // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей V Всерос. молодежной геол. Конференции. – Уфа: Альфа-Реклама, 2017а. С. 73-77.

120. **Хотылев А.О.** Инзерский и суимский гипабиссальные базитовые комплексы рифея (Южный Урал): характеристика, сходства и различия // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (28 февраля – 3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Электронный ресурс] – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017б. С. 145-148.

121. **Хотылев А.О.,** Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Бычков А.Ю., Девышева Н.Б. Суимский и кургасский рифейские дайковые комплексы: состав и петрологические особенности (Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017в. Т. 92. № 5. С.3-14.

122. **Хотылев А.О.,** Тевелев Ал.В. Геохимические особенности вулканитов навышского комплекса (ранний рифей, Южный Урал) // Вестник Моск. университета. Сер. 4. Геол. 2017г. № 6. С. 28-34.

123. **Хотылев А.О.**, Тевелев Ал.В. Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин // Мат-лы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. – М.: ГЕОС, 2017д. Т. 2. С. 275–280.
124. **Хотылев А.О.**, Тевелев Ал.В. Дайковые рои Башкирского мегантиклинория: геохимические особенности и этапы формирования // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т.2. Мат-лы L Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2018. С. 295-299.
125. Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М., Голубовская Е.В. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 1 Строение и минеральный состав пограничных слоев // Вестник Моск. университета. Сер.4 Геология, 2005. №2. С.21-33.
126. Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов. Сообщение 1. Центральная и восточная Евразия // Литосфера. 2015а. №1. С. 5-23.
127. Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов. Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса // Литосфера. 2015б. №2. С. 5-16.
128. Червяковский С.Г., Юринский Н.А., Червяковский Г.Ф. В сб. Палеовулканизм Урала. – Свердловск, 1968. С.13-21
129. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Середа М.С. Геохимические различия гранитоидов Таганайско-Иремельского антиклинория (Центрально-Уральская мегазона) // Доклады АН. 2007. Т.413. №4. С.545-549.
130. Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Холоднов В.В. Гранитоидный магматизм северо-восточной части Башкирского мегантиклинория как свидетельство влияния Уральского орогена на процессы гранитообразования в зоне сочленения с Русской платформой // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия: мат-лы III чтений памяти С.Н. Иванова. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С.48-52.
131. Шардакова Г.Ю. U-Pb возраста цирконов из интрузивных пород Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности на восточной окраине Восточно-Европейского кратона // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. С.303-308.

132. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Серeda М.С. Новые данные о петрологии пород юрминского комплекса (Южный Урал) // Вестник Уральского отд. Рос. Минер. Общ. Научное издание. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. №5. 111-118.

133. Шарипова А.А., Мичурин С.В., Горожанин В.М. Этапы формирования рудопроявлений золота в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Мат-лы II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского – Санкт-Петербург: ФГУП ВСЕГЕИ, 2011. С. 197-201.

134. Шарипова А.А., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Гараева А.А. Термокриометрические характеристики жильного кварца из рудопроявлений золота в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей V Всеросс. молодежной геол. Конференции. – Уфа: Альфа-Реклама, 2017. С. 163-172.

135. 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.

136. Швецов П.Н., Краев Ю.П., Шумихин Е.А., Ямаев Ф.А. Магматические формации Центрально-Уральского поднятия (в пределах Башкирии) // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 23-31.

137. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм арктического региона: геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. 2016. №2(22). С. 72-81.

138. Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И. и др. Раннерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Петрография на рубеже XXI века. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания – Сыктывкар.: Геопринт, 2000. Т. IV. С. 228-232.

139. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. и др. Рекогносцировочное Ag-Ag датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Мат-лы XLI Тектонического совещания. /отв. ред. Ю.В. Карякин/ Т. 2. – М.: ГЕОС, 2008. С. 492–496.

140. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.

141. Belayev A.M., Neymark L.A., Shebanov A.D., Larin A.M. Rapakivi Granites and Related Rocks // Correlation on a Global Scale. Abstr. Vol. IGCP-315 Symp. Helsinki, 1996. P.6
142. Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol.143/5. P. 602-622.
143. Bogdanova S.V., Bingen B., Garbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu. A. The Earst Eaurpean Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian research, 2008. V. 160. P.23-45.
144. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J. & Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. P.155-170.
145. Chrowicz J.The East African Rift System // J. of African Earth Science. V.43. 2005. P.379-410.
146. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U-Pb geochronology of Creataceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. V.150 (6). 2013. P.1127-1135.
147. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // Journal of Geology, 2000. V.108. P. 381–401.
148. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сб. № 5. /под ред. В.Н. Пучкова, Р.Ф. Абдрахманова, И.Б. Серавкина/ИГ УрО РАН. 2006. № 5. С. 1–45.
149. Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X., 2008. Global Record of Large Igneous Provinces (LIPs) during evolution of the Rodinia supercontinent (1600–700 Ma) // Precambrian Research. V.160. P.159–178.
150. Evans D., Mitchell R., Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V.39(5). P.443-446. URL: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/39/5/443/130515> (дата обращения 05.12.2017)
151. Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W. J., Corrales L. R. Radiation effects in zircon // Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 387–425.

152. Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation- multicollector- inductively coupled plasma-mass spectrometry// *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. №9 (3). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007GC001805> (дата обращения 05.12.2017)
153. Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J., 2008. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms // *Gondwana Research*, V. 14, P.395–409.
154. Khoudoley A., Chamberlain K., Ershova V., James S., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian research*, 2015. V.259. P.78-94.
155. Latyshev A.V., Anosova M.B., **Khotylev A.O.** The magnetic fabric of the dolerite dikes within Berdyaush pluton, the Southern Urals: the first data // *International conference on paleomagnetism and rock magnetism: Book of abstracts – Kazan, 2017*. P. 51.
156. Latyshev A.V., Anosova M.B., **Khotylev A.O.** Paleomagnetism, magnetic fabric and geochemistry of the Riphean intrusions of the Bashkirian zone (the Southern Urals) // *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 20, EGU2018-11036, 2018.
157. Ludwig K.R. A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, 2001.USA. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html> (дата обращения: 11.11.2017).
158. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel – Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.USA. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html> (дата обращения: 11.11.2017).
159. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor element discriminant for basaltic rock of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. V.62. P. 53-63.
160. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses // *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. V.19. Issue 2. P. 290-300.
161. Pearce J.A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rock // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69. Issue 1. P. 33-47.

162. Puchkov N. V., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. The New Data of Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia // *J. Geosci. and Environ. Protection*. 2014. V. 2. P. 108-116.
163. Puchkov V.N., Bogdanova S.V, Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos*. V.174. 2013. P.109-124.
164. Ring U. The East African Rift System // *Austrian Journal of Earth Science*. V.107/1. 2014. P.132-146.
165. Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V.5. P.5-22.
166. Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral. In: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2017. V. 83. P. 261-295.
167. Shellnutt J.G, Bhat G.M, Wang K.-L., Brookfield M.E, Dostal J, Jahn B.-M. Origin of the silicic volcanic rocks of the Early Permian Panjal Traps, Kashmir, India // *Chemical Geology*. 2012. V. 334. P.154-170.
168. Stacey S. & Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V.26. P.207-221.
169. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
170. Taylor, S. R. and McLennan, S. M. *The Continental Crust: its Composition and Evolution* – Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985. 312 p.
171. Upton B.G.J., Rämö O.T., Heaman L.M., Blichert-Toft J., Kalsbeek F., Barry T.L., Jepsen H.F. The Mesoproterozoic Zig-Zag Dal basalts and associated intrusions of eastern North Greenland: mantle plume-lithosphere interaction // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005. V.149. P.40-56.
172. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1956. V.37. P.320-326.
173. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C. & Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. V.19. P.1-23.
174. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Reviews in Economic Geology*, 1998. V.7. P.1-35.

175. Yakubchuk A., Restoring the supercontinent Columbia and tracing its fragments after its breakup: a new configuration and a Super-Horde hypothesis // *Journal of Geodynamics*. 2010.V.50. P.166-175.
176. Yang K.-F., Fan H.-R., Santosh M., Hu F.-F., Wang K.-Y. Mesoproterozoic mafic and carbonatitic dykes from the northern margin of the North China Craton: Implications for the final breakup of Columbia supercontinent // *Tectonophysics*. 2011. V.498. P.1-10.
177. Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth and Planetary Science Letters*, 2012. V.353-354. P.145-155.
178. Zhao G., Sun, M., Wilde, S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Science Reviews*, 2004 V.67. P.91-123.
179. <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> (дата обращения 03.10.2017)

Фондовая

180. Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Королькова З.Г., Поташова М.Н., Самозванцев В.А., Гвоздик Н.И., Левин Ф.Д., Крестьянинова К.А., Липаева А.В. Отчет о производстве геологического доизучения м-ба 1:200 000 и подготовке к изданию государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 листа N-40-XII (Златоуст) ФГУНПП "Аэрогеология" – М.: 2005.
181. Ардисламов Ф.Р. Геология машакской свиты Ямантаусского антиклинория. Дисс. ... канд. геолого-минералог. наук: 25.00.01 – Уфа.: 2012. 146 с.
182. Брусыйгин Б.Д., Болмосов И.А., Малышева О.С., Зоська А.В., Зуев Л.В., Толстиков Н.М. Саткинская группа месторождений магнезитов на Южном Урале. Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Бакальской ГРП в 1973-78 гг. – Челябинск, 1978
183. Глызин Ю.С., Малков Ю.Н., Бобков М.Ф., Халиков В.В., Мосейчук В.М., Кузнецов Ю.В., Глызина Р.Н., Кузьмин А.Г., Макарова В.М. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000 на площади планшетов N-40-46-Б /вост. пол/, N-40-46-Г/сев.вост.четв/ и N-40-47-А /без юго-восточ. четв/, проведенного Юрюзанским отрядом в 1973-77 гг. /Саткинский район Челябинской области/ в 4 томах - Челябинск, 1977.

184. Зорин С.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Среднеуральская, лист N-40-VI, – Челябинск, 1989.
185. Зуев Л.В. Геологический отчет о поисков-разведочных работах в Западной засбросовой части месторождения им. ОГПУ и предварительной разведке Петлинского месторождения в 1964-65 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.1965 г. – пос. Рудничное, 1965.
186. Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразования и Норильском районе: автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. Наук: 25.00.11 – М., 2012. 44 с.
187. Кузнецов Н.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000 (объяснительная записка), Серия Южно-Уральская. Лист N-41-I (Кыштым) – Челябинск, 2008.
188. Легенда Уральской серии листов госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия) / отв. исп. А.В. Жданов. – СПб: 2009.
189. Мосейчук В.М. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 листа N-40-XVII (Иремельская площадь) – Челябинск, 2008.
190. Мосейчук В.М., Тевелев Ал.В., Кашина Л.В., Прудников И.А., Курамшин М.М., Шлагинова Т.И. Отчет о выполненных работах по объекту «ГДП-200 листа N-40-XI (Бакальская площадь) и составление и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа N-40-VI (Кусинская площадь) (1 этап)». – Челябинск, 2015.
191. Мосейчук В.М., Тевелев Ал.В., Кашина Л.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк. В., Курамшин М.М., **Хотылев А.О.**, Прудников И.А., Яркова А.В., Шкурский Б.Б., Барабошкин Е.Е., Орлова С.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-VI (Куса). Объяснительная записка /ред. Т.Н. Сурин/ – Челябинск. 2016а.
192. Мосейчук В.М., Тевелев Ал.В. Отчет о выполненных работах по геологическому изучению недр «Выполнение картосоставительских работ в пределах листа N-40-VI (Кусинская площадь)» в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2016 году региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Уральского и Приволжского ФО» – Челябинск, 2016б.
193. Мосейчук В.М., Тевелев Ал.В. Отчет о выполненных работах по геологическому изучению недр «Выполнение геолого-съемочных работ в пределах листа N-40-XI (Бакальская площадь)» в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2016

году региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Уральского и Приволжского ФО» – Челябинск, 2016в.

194. Мосейчук В.М., Тевелев Ал.В. Отчет о результатах работ по объекту: «ГДП-200 листа N-40-XI (Бакальская площадь)» – Челябинск, 2017.

195. Петров В.И., Панков Ю.Д., Ленных В.И. и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 на площади планшетов N-40-12-Г, N-40-24-А (вост. пол.), N-40-24-Б, N-40-24-В (вост. пол.), N-40-24-Г (с-з четв.), проведенных Тараташским геолого-съемочным отрядом в Нязепетровском и Кусинском районах Челябинской обл. в 1967-1975 гг. – Челябинск, 1975.

196. Петров В.И., Пунегов Б.Н., Шалагинов А.Э., Щулькин В.Е., Проценко А.П., Иванушкин А.Г., Забелкина Л.Г., Барботько В.Н. Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Саткинской площади, общие поиски кристаллического магнетита в пределах Березовского участка и полиметаллов на Чернореченском участке – Челябинск, 1995.

197. Пискунов В.А., Шаповал И.Г., Пискунова З.Я., Мировщикова З.П., Сучков В.П., Лукьянова В.Г., Шох Л.И., Зонова Т.К., Бороин Л.И., Кунщиков Б.К. Отчет о результатах геологической съемки и доизучения масштаба 1:50 000 на площади планшетов N-40-23-В (ю.п.), N-40-23-Г (без с.з. четв.) и N-40-35-А (с.з.ч.) и поисковых работ на бокситы на Злоказовском и Айском участках, проведенных Кусинским отрядом в 1970-1977 гг. (Кусинский и Саткинский районы Челябинской области, Кигинский, Белокатайский и Салаватский районы Баш. АССР) – Челябинск, 1977.

198. Пискунов Ф.А., Малков Ю.Н., Шаповал И.Г., Зырянов Г.М., Никольский В.Ю. Отчет о проведенном геологическом доизучении в масштабе 1:50 000 Айлинской площади – листы N-40-34-А /ю.в. четв./, N-40-34-Б /юж. пол./, N-40-34-В, N-40-34-Г/с.з. четв./ в Саткинском и Катав-Ивановском районах Челябинской области, в Салаватском и Кигинском районах Баш. АССР в 1978-1982 гг. в 3 томах – Челябинск, 1983.

Таблица 1. Химический состав вулканитов навьшского вулканического комплекса (петрогенные оксиды). Содержания в весовых процентах

	проба	источник	N	E	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	сумма
1	1103	Тевелев и др., 2014*	55,5410	59,6992		47,67	3,29	17,14	11,02	4,85	0,14	7,89	2,01	4,05	1,94		100
2	3561-1	Тевелев и др., 2014*	55,5281	59,6664		48,81	2,95	14,46	4,45	10,73	0,12	9,95	3,07	0,82	4,02	0,62	100
3	8014-1	Тевелев и др., 2014*	55,5484	59,7007	базальты	49,43	1,18	18,38	3,25	6,66	0,15	9,90	5,78	3,56	1,72		100
4	8019-1	Тевелев и др., 2014*	55,5580	59,7216	базальты	49,46	2,89	15,49	5,73	7,46	0,17	8,96	3,90	1,76	4,18		100
5	8016-4	Тевелев и др., 2014*	55,5507	59,7026	туфы	49,64	3,50	15,17	7,72	7,58	0,05	8,94	2,26	1,70	3,43		100
6	3504-6	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588	трахибазальты	49,99	2,53	15,40	12,70	4,88	0,14	6,95	2,12	1,88	3,42		100
7	3504-1	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588	трахибазальты	50,35	2,78	16,58	4,93	8,31	0,14	9,46	2,76	0,91	3,79		100
8	3563-1	Тевелев и др., 2014*	55,5220	59,6733	базальты	50,49	3,09	14,74	8,23	6,81	0,13	6,73	3,52	2,89	3,37		100
9	3598-3	Тевелев и др., 2014*	55,6167	59,7812	базальты	50,91	0,71	15,25	3,99	6,68	0,16	9,28	8,42	2,50	2,09		100
10	2029-1	Тевелев и др., 2014*	55,5954	59,8583	трахибазальты	51,08	2,21	17,98	6,04	7,30	0,20	4,15	5,18	4,18	1,69		100
11	3572-1	Тевелев и др., 2014*	55,5208	59,6719	базальты	51,61	2,91	14,42	6,64	8,01	0,18	4,20	6,96	3,23	1,84		100
12	3013-4	Тевелев и др., 2014*	55,4789	59,6518	базальты	52,05	1,06	14,37	5,39	7,65	0,21	7,24	7,50	1,97	2,57		100
13	3599-1	Тевелев и др., 2014*	55,6113	59,7756	базальты	52,42	0,66	14,89	3,71	6,40	0,17	8,62	7,39	3,35	2,38		100
14	4008-1	Тевелев и др., 2014*	55,4274	59,6439	трахиандезибазальты	54,44	3,20	14,11	7,91	6,74	0,16	5,78	1,73	4,06	1,87		100
15	3597-1	Тевелев и др., 2014*	55,6179	59,7827	базальты	55,17	0,92	14,52	5,13	6,11	0,17	6,30	8,14	2,64	0,90		100
16	3574-1	Тевелев и др., 2014*	55,5404	59,7238	базальты	56,75	1,27	14,28	3,64	7,68	0,18	3,85	8,00	2,84	1,51		100
17	3504-3	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588		50,24	2,41	13,53	4,42	11,02	0,16	11,15	4,44	1,18	0,92	0,54	100
19	3563-2	Тевелев и др., 2014*	55,5220	59,6733		47,50	4,13	14,08	7,99	6,96	0,11	6,05	3,33	1,81	3,20	0,05	95,21
21	8020-1	Тевелев и др., 2014*	55,5609	59,7249	базальты	46,31	4,06	15,39	10,09	4,31	0,10	5,92	2,28	1,63	3,91	0,80	94,8
23	3504-3	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588		50,24	2,41	13,53	4,42	11,02	0,16	11,15	4,44	1,18	0,92	0,54	100
27	EQ030501	Ernst et al., 2006	55,4963	59,6610	трахибазальты	47,20	2,77	14,25	14,87		0,09	8,70	1,46	0,19	4,95	0,84	95,326
28	EQ030502	Ernst et al., 2006	55,4964	59,6611	трахибазальты	46,12	2,66	13,93	15,54		0,09	8,24	2,59	0,29	5,27	0,79	95,516
29	EQ030503	Ernst et al., 2006	55,4965	59,6612	трахибазальты	48,06	2,67	13,66	14,04		0,09	7,54	2,87	0,35	4,96	0,80	95,038
30	EQ030504	Ernst et al., 2006	55,4966	59,6613	трахибазальты	46,84	2,28	14,22	14,81		0,12	8,52	1,41	0,31	5,70	0,73	94,936
31	EQ030505	Ernst et al., 2006	55,4967	59,6614	трахибазальты	47,55	2,59	14,89	14,71		0,14	4,77	6,29	3,29	0,85	0,72	95,797
32	EQ030506	Ernst et al., 2006	55,4968	59,6615	трахибазальты	45,96	2,71	15,18	14,50		0,12	7,33	2,35	1,69	3,90	0,75	94,485
33	EQ030507	Ernst et al., 2006	55,4969	59,6616	трахибазальты	49,66	2,56	13,44	14,77		0,17	4,06	6,21	2,52	2,55	0,80	96,747
34	EQ030508	Ernst et al., 2006	55,4970	59,6617	трахибазальты	49,92	2,53	13,82	14,79		0,20	4,59	3,04	3,86	2,49	0,79	96,027
35	ай-01	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	48,98	2,07	10,95	17,72		0,10	16,20	0,96	0,13	2,37	0,53	100
36	ай-2	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	44,32	2,55	14,12	16,64		0,11	15,59	1,99	0,11	3,82	0,74	100
37	ай-3	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	46,99	2,63	14,37	15,42		0,11	13,97	1,50	0,25	3,97	0,78	100
38	ай-5	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	45,69	2,42	14,53	15,23		0,14	15,88	1,33	0,32	3,78	0,68	100
39	ай-6	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	43,68	2,15	17,00	14,76		0,15	15,78	2,11	2,05	1,67	0,66	100
40	ай-7	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	48,23	2,28	15,31	14,63		0,15	8,26	6,14	3,49	0,75	0,77	100
41	ай-11	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	45,62	2,23	17,49	14,74		0,14	12,77	1,32	1,45	3,57	0,66	100
42	ай-14	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	50,30	2,26	13,13	16,45		0,18	6,09	5,80	2,57	2,40	0,82	100
43	ай-15	Горожанин и др., 2008			трахибазальты	50,04	2,22	13,58	15,10		0,20	9,56	3,16	3,21	2,16	0,78	100
44	С-120-74	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	51,14	2,00	14,56	1,38	8,20	0,10	7,02	4,35	4,88	2,19	0,55	96,37
45	С-120-20	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	51,15	1,72	14,48	5,69	7,20	0,15	3,19	6,44	4,55	2,33	0,82	97,72
46	4196	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	49,68	3,47	14,40	8,03	5,99	0,15	5,47	3,49	4,44	1,00	0,38	96,5
47	4196а	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	53,15	3,26	12,07	10,48	4,38	0,16	4,05	3,78	4,38	1,14	0,22	97,07
48	4382Д	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	50,28	2,45	13,89	6,21	7,11	0,14	3,85	5,94	4,34	1,75	0,74	96,7
49	4382в	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	49,58	2,32	14,36	7,40	6,77	0,26	5,28	3,04	4,50	2,13	0,84	96,48
50	4882е	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	49,89	2,45	14,55	7,12	6,48	0,18	5,14	3,54	4,20	2,96	0,86	97,37
51	4381а1	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	48,81	2,40	13,52	9,47	6,08	0,19	5,04	3,40	4,16	3,41	0,85	97,33
52	4882г	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	54,41	2,92	10,79	9,24	4,18	0,13	3,15	4,53	3,32	3,86	0,90	97,43

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	сумма
53	4409	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	49,60	2,65	14,15	5,96	6,34	0,13	4,54	5,09	3,73	2,28	0,98	95,45
54	4409 а	Ленных, Петров, 1974ф			трахибазальты	47,72	2,64	14,55	6,52	7,65	0,09	6,12	2,69	2,33	3,88	0,89	95,08
55	9	Краснобаев и др., 1992			базальт	44,75	2,86					5,55	6,16	2,58	1,33		63,23
56	1	Краснобаев и др., 1992			базальт	46,05	2,95					8,07	5,32	3,00	0,79		66,18
57	28	Краснобаев и др., 1992			базальт	48,82	2,68					2,92	5,04	3,78	1,61		64,85
58	8-5	Краснобаев и др., 1992			андезит	60,86	1,83					2,95	4,25	2,46	3,22		75,57
59	8-4	Краснобаев и др., 1992			андезит	61,93	1,59					2,98	4,19	2,97	3,35		77,01
60	92	Краснобаев и др., 1992			андезит	60,49	1,71					2,83	4,36	2,66	3,15		75,2
61	60-в	Краснобаев и др., 1992			базальт	50,60	0,86					9,58	4,14	5,27	0,52		70,97
62	60-б	Краснобаев и др., 1992			базальт	49,64	0,73					8,91	4,16	5,19	1,11		69,74
63	5	Краснобаев и др., 1992			базальт	48,25	2,80					3,12	2,39	2,54	3,93		63,03
64	3-2	Краснобаев и др., 1992			андезит	61,37	1,52					2,71	4,28	2,68	4,46		77,02
65	17	Краснобаев и др., 1992			базальт	46,11	2,77					3,18	2,81	1,82	5,64		62,33
66	68	Краснобаев и др., 1992			андезит	59,37	0,61					3,65	0,40	1,07	4,50		69,6
67		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	50,92	2,70	15,09	6,76	7,93	0,09	6,35	2,79	2,42	4,02	0,92	100
68		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	52,69	2,23	14,30	7,11	7,22	0,13	9,63	2,12	2,77	1,47	0,32	100
69		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	50,35	2,36	16,53	10,76	4,89	0,06	5,55	1,11	1,03	6,60	0,76	100
70		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	48,88	2,73	16,97	10,35	5,06	0,08	5,40	1,33	4,24	4,12	0,84	100
71		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	38,63	3,06	20,20	14,43	4,13	0,13	5,53	2,03	6,01	4,84	1,00	100
72		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	48,67	1,13	18,72	3,30	6,94	0,14	8,81	6,83	4,01	1,15	0,30	100
73		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	48,42	1,13	18,67	6,83	3,57	0,12	7,77	8,01	3,19	1,99	0,30	100
74		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	49,88	1,18	17,65	7,04	3,98	0,12	9,16	3,28	3,75	3,62	0,34	100
75		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	49,81	1,17	18,61	5,91	4,79	0,13	11,38	0,36	1,25	6,26	0,34	100
76		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	53,00	1,15	19,33	7,84	2,08	0,07	6,91	1,35	0,93	7,00	0,35	100
77		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	45,36	3,41	16,01	5,70	10,28	0,10	10,21	2,13	0,13	5,90	0,78	100
78		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	48,51	2,37	16,96	2,63	9,84	0,13	9,82	1,53	0,60	7,30	0,32	100
79		Ленных, Петров, 1974ф			базальты	48,62	2,25	16,88	5,02	7,18	0,13	8,91	2,12	1,05	7,46	0,39	100
80		Ленных, Петров, 1974ф			щелочные долериты	52,06	1,12	15,67	4,40	8,51	0,16	7,13	6,17	2,39	2,14	0,27	100
81		Ленных, Петров, 1974ф			щелочные долериты	51,01	1,87	15,55	7,29	6,35	0,21	6,83	3,22	2,13	5,09	0,45	100
82		Ленных, Петров, 1974ф			щелочные долериты	55,93	2,58	12,80	4,46	8,62	0,17	2,78	6,88	2,17	3,04	0,56	100
83		Ленных, Петров, 1974ф			щелочные долериты	51,18	2,39	14,78	6,80	8,00	0,17	3,17	6,71	3,58	2,35	0,87	100
84		Ленных, Петров, 1974ф			щелочные долериты	52,79	2,49	13,53	2,41	12,72	0,18	2,97	6,06	2,75	3,57	0,53	100
85		Зорин, 1989ф			палеобазальты	53,32	2,09	15,18	1,44	8,64	0,10	7,32	4,54	5,09	2,28		100
86		Зорин, 1989ф			палеобазальты	52,79	1,78	14,94	5,87	7,43	0,15	3,29	6,65	4,70	2,40		100
87		Зорин, 1989ф			палеобазальты	51,64	3,61	15,06	8,35	6,23	0,16	5,69	3,63	4,61	1,04		100
88		Зорин, 1989ф			палеобазальты	54,88	3,37	12,46	10,82	4,52	0,17	4,18	3,90	4,52	1,18		100
89		Зорин, 1989ф			палеобазальты	52,39	2,55	14,48	6,47	7,41	0,15	4,01	6,19	4,52	1,82		100
90		Зорин, 1989ф			палеобазальты	51,83	2,43	15,02	7,74	7,08	0,27	5,52	3,18	4,71	2,23		100
91		Зорин, 1989ф			палеобазальты	51,69	2,54	15,08	7,38	6,71	0,19	5,33	3,67	4,35	3,07		100
92		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,49	2,49	14,04	9,84	6,31	0,20	5,23	3,53	4,32	3,54		100
93		Зорин, 1989ф			палеобазальты	52,51	2,81	14,98	6,30	6,71	0,14	4,81	5,39	3,95	2,41		100
94		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,67	2,80	15,45	6,92	8,12	0,10	6,50	2,86	2,47	4,10		100
95		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,30	2,75	17,11	10,44	5,10	0,08	5,44	1,34	4,28	4,15		100
96		Зорин, 1989ф			палеобазальты	51,72	2,45	16,15	11,54	3,30	0,10	4,42	1,62	4,81	3,87		100
97		Зорин, 1989ф			палеобазальты	46,00	2,79	15,34	10,35	6,90	0,16	8,73	2,61	3,13	4,00		100
98		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,44	2,94	15,19	13,06	3,42	0,04	7,94	1,97	3,88	2,12		100
99		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,59	2,85	14,78	13,53	3,24	0,09	6,68	2,18	4,64	2,42		100
100		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,11	2,99	15,05	12,12	2,85	0,03	5,59	3,73	5,27	2,26		100
101		Зорин, 1989ф			палеобазальты	45,68	3,22	16,47	11,48	4,73	0,02	8,94	2,95	4,16	2,35		100

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	сумма
102		Зорин, 1989ф			палеобазальты	47,16	2,72	14,34	10,98	5,80	0,18	8,20	5,36	3,86	1,40		100
103		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,50	2,91	15,08	11,34	5,20	0,03	5,30	4,68	4,18	1,78		100
104		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,10	2,83	15,88	8,95	5,88	0,18	5,51	5,21	4,01	2,45		100
105		Зорин, 1989ф			палеобазальты	48,26	2,98	16,38	8,57	7,59	0,19	6,77	3,28	3,76	2,22		100
106		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,40	3,09	16,86	5,73	8,42	0,10	7,43	2,93	2,65	3,39		100
107		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,44	2,77	15,21	9,03	5,97	0,13	6,02	3,70	4,18	2,56		100
108		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,63	2,24	16,11	6,49	6,79	0,14	7,01	4,56	2,79	3,25		100
109		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,45	2,33	16,25	7,88	5,40	0,15	6,90	4,06	3,46	3,11		100
110		Зорин, 1989ф			палеобазальты	51,45	2,32	15,75	7,12	6,20	0,14	6,43	3,71	3,32	3,55		100
111		Зорин, 1989ф			палеобазальты	50,08	2,01	17,34	6,24	6,87	0,13	7,08	4,12	3,49	2,64		100
112		Зорин, 1989ф			палеобазальты	49,63	2,04	15,62	5,29	7,02	0,17	7,94	7,19	2,45	2,65		100

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса);

Таблица 2. Химический состав вулканитов навышского вулканического комплекса (рассеянные элементы). Содержания в мг/г

	проба	источник	N	E	порода	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb
1	1103	Тевелев и др., 2014*	55,5410	59,6992		176,0	48,5	42,2	52,5	36,3	108,3	18,4	261,7	18,4	39,1	5,0	0,2	632,4	1,0	0,3	2,4
2	3561-1	Тевелев и др., 2014*	55,5281	59,6664		266,1	59,6	49,9	66,1			44,1	45,9	30,8	215,9	21,1		400,8	4,9	2,3	1,2
3	8014-1	Тевелев и др., 2014*	55,5484	59,7007	базальты	124,4	133,0	37,7	99,2	23,7	60,0	21,1	270,2	11,5	28,6	3,4	0,3	280,2	1,0	0,3	1,4
4	8019-1	Тевелев и др., 2014*	55,5580	59,7216	базальты	172,9	37,5	37,5	45,3	14,6	103,3	27,6	46,2	23,6	65,4	9,5	0,0	222,1	1,9	0,7	0,3
5	8016-4	Тевелев и др., 2014*	55,5507	59,7026	туфы	264,0	34,8	41,8	28,5			24,3	45,0	35,1	336,8	31,1		305,7	7,7	3,1	2,9
6	3504-6	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588	трахибазальты	165,5	36,5	29,9	36,0	28,6	56,6	45,3	38,1	18,6	71,2	9,6	0,3	354,6	3,0	0,8	2,4
7	3504-1	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588	трахибазальты	188,7	41,7	36,1	37,6	81,4	54,3	42,7	23,8	19,1	78,1	10,7	0,3	284,4	3,3	0,9	0,4
8	3563-1	Тевелев и др., 2014*	55,5220	59,6733	базальты	198,0	33,8	36,9	45,2	22,7	120,0	40,6	53,6	26,6	101,3	13,7	0,2	831,1	3,1	0,8	4,2
9	3598-3	Тевелев и др., 2014*	55,6167	59,7812	базальты	202,2	135,2	37,6	53,2	98,9	56,8	47,3	263,4	13,6	30,2	1,8	0,5	232,1	1,0	0,1	1,8
10	2029-1	Тевелев и др., 2014*	55,5954	59,8583	трахибазальты	132,1	5,2	26,7	36,5	32,2	32,1	37,3	500,1	19,1	145,6	34,1	0,5	668,0	5,3	2,6	4,4
11	3572-1	Тевелев и др., 2014*	55,5208	59,6719	базальты	210,4	36,6	34,0	40,8	44,3	139,7	27,3	649,9	27,5	184,3	13,1	0,3	571,5	2,9	0,7	4,0
12	3013-4	Тевелев и др., 2014*	55,4789	59,6518	базальты	249,6	92,7	34,8	47,0	94,4	30,2	60,5	173,6	16,7	27,9	1,5	0,3	289,0	1,2	0,2	4,8
13	3599-1	Тевелев и др., 2014*	55,6113	59,7756	базальты	276,1	127,2	46,9	66,9			38,0	148,4	19,2	68,1	5,3		176,1	1,8	6,1	3,6
14	4008-1	Тевелев и др., 2014*	55,4274	59,6439	трахиандезибазальты	198,9	35,8	28,8	38,4	65,7	82,3	20,1	129,3	24,4	89,4	7,4	0,1	1237,0	2,6	0,6	2,8
15	3597-1	Тевелев и др., 2014*	55,6179	59,7827	базальты	232,5	18,8	36,3	28,1	55,0	70,3	18,4	352,9	14,8	31,8	3,5	0,3	110,0	1,1	0,2	1,7
16	3574-1	Тевелев и др., 2014*	55,5404	59,7238	базальты	185,1	78,5	29,4	23,2	17,8	94,6	41,2	221,5	25,4	118,8	7,4	0,3	942,5	3,3	0,4	6,0
17	3504-3	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588		256,5	67,3	55,2	65,6	14,3	217,5	8,3		27,6	187,8	14,5	0,2	168,6	4,9	1,5	5,0
18	3504-301	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588		246,2	59,6	54,1	63,6			7,5	40,6	26,5	176,4	17,2		168,6	3,8	2,2	5,3
19	3563-2	Тевелев и др., 2014*	55,5220	59,6733		219,8	84,7	40,6	62,2			24,3	120,7	27,2	209,6	18,5		773,6	4,7	1,9	13,1
20	3569-2	Тевелев и др., 2014*	55,5066	59,6668		255,8	92,3	50,8	66,7	41,8	216,6	23,3		30,0	176,6	15,7	0,3	1128,5	4,7	1,2	5,8
21	8020-1	Тевелев и др., 2014*	55,5609	59,7249	базальты	255,5	67,5	49,0	65,4			44,2	85,6	30,3	212,8	20,5		322,2	5,1	2,6	4,5
22	3714-4	Тевелев и др., 2014*	55,4078	59,6369	долериты	381,3	220,6	50,8	94,0	97,7	194,9	28,4	3,2	24,5	69,5	1,7		27,5	2,2	0,2	2,6
23	P75	Горожанин и др., 2014			трахибазальты	520,0	36,0	46,0	55,0	57,0	170,0	44,0	95,0	33,0	230,0	25,0	0,2	1400,0	3,6	1,0	13,0
24	P76	Горожанин и др., 2014			трахибазальты	420,0	45,0	50,0	67,0	33,0	140,0	120,0	47,0	32,0	270,0	22,0	0,3	650,0	3,7	0,9	3,7
25	EQ030501	Ernst et al., 2006	55,4963	59,6610	трахибазальты	244,0	43,0	40,0	48,0		107,0	36,0	28,0	31,0	215,0	16,0		436,0	5,5	0,9	
26	EQ030502	Ernst et al., 2006	55,4964	59,6611	трахибазальты	243,0	42,0	38,0	56,0	19,0	10,0	37,0	39,0	32,0	208,0	15,0		565,0	5,3	0,9	
27	EQ030503	Ernst et al., 2006	55,4965	59,6612	трахибазальты	235,0	44,0	37,0	46,0		101,0	37,0	32,0	31,0	207,0	16,0		663,0	5,1	0,9	
28	EQ030504	Ernst et al., 2006	55,4966	59,6613	трахибазальты	220,0	46,0	38,0	59,0		97,0	31,0	31,0	31,0	187,0	15,0		827,0	4,9	0,9	
29	EQ030505	Ernst et al., 2006	55,4967	59,6614	трахибазальты	231,0	58,0	41,0	62,0	27,0	134,0	14,0	597,0	30,0	182,0	16,0		959,0	4,7	0,9	10,0
30	EQ030506	Ernst et al., 2006	55,4968	59,6615	трахибазальты	242,0	59,0	52,0	55,0	11,0	125,0	51,0	90,0	28,0	186,0	17,0		683,0	4,9	0,9	5,0
31	EQ030507	Ernst et al., 2006	55,4969	59,6616	трахибазальты	228,0	51,0	42,0	39,0	38,0	145,0	46,0	682,0	30,0	205,0	17,0		1550,0	5,2	0,9	8,0
32	EQ030508	Ernst et al., 2006	55,4970	59,6617	трахибазальты	241,0	40,0	38,0	35,0	30,0	159,0	26,0	130,0	27,0	180,0	15,0		854,0	4,7	0,8	6,0
33	ай01	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	208,0	56,0	44,0	67,0	22,0	126,0	23,0	22,0	31,0	199,0	10,0		307,0	4,0	0,7	
34	ай2	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	241,0	60,0	56,0	66,0	33,0	153,0	33,0	20,0	40,0	233,0	17,0		411,0	5,0	0,9	
35	ай3	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	260,0	52,0	44,0	68,0	6,0	132,0	38,0	31,0	39,0	241,0	17,0		580,0	5,1	0,8	
36	ай5	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	250,0	64,0	43,0	72,0	48,0	141,0	31,0	33,0	35,0	200,0	31,0		1245,0	4,5	1,0	
37	ай6	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	259,0	70,0	67,0	84,0	17,0	156,0	21,0	107,0	39,0	209,0	26,0		846,0	4,4	1,0	
38	ай7	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	233,0	67,0	54,0	78,0	22,0	144,0	14,0	654,0	37,0	196,0	29,0		1085,0	4,3	0,9	
39	ай11	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	259,0	57,0	58,0	71,0	6,0	153,0	53,0	78,0	40,0	219,0	17,0		507,0	4,8	0,9	
40	ай14	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	234,0	45,0	43,0	63,0	36,0	142,0	41,0	694,0	35,0	214,0	15,0		1519,0	5,3	1,0	
41	ай15	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс		трахибазальты	249,0	46,0	46,0	59,0	43,0	167,0	26,0	94,0	37,0	209,0	18,0		526,0	5,4	1,0	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	Nd	Ed	порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
1	1103	Тевелев и др., 2014*	55,5410	59,6992		28,2	63,8	8,1	34,2	6,3	1,8	5,0	0,7	4,3	0,8	1,9	0,2	1,4	0,2	1,2	0,3
2	3561-1	Тевелев и др., 2014*	55,5281	59,6664		49,0	98,9	12,5	52,9	9,8	2,5	10,1	1,4	7,4	1,2	3,6	0,4	2,9	0,4	3,0	0,7
3	8014-1	Тевелев и др., 2014*	55,5484	59,7007	базальты	8,9	20,7	2,8	12,6	2,8	1,1	2,6	0,4	2,4	0,5	1,3	0,2	1,1	0,2	0,5	0,2
4	8019-1	Тевелев и др., 2014*	55,5580	59,7216	базальты	27,5	67,0	9,2	37,4	7,9	2,3	5,9	0,9	5,3	1,0	2,7	0,3	2,0	0,3	1,3	0,2
5	8016-4	Тевелев и др., 2014*	55,5507	59,7026	туфы	52,3	114,0	14,6	63,0	11,6	3,1	10,6	1,5	8,4	1,4	4,4	0,5	3,7	0,5	3,2	0,9
6	3504-6	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588	трахибазальты	29,9	65,1	8,7	38,3	7,7	2,8	7,0	0,9	5,5	1,0	2,7	0,4	2,2	0,3	2,0	0,3
7	3504-1	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588	трахибазальты	28,7	66,1	8,7	37,4	7,2	2,5	6,7	0,9	5,7	1,1	2,9	0,4	2,2	0,3	1,5	0,4
8	3563-1	Тевелев и др., 2014*	55,5220	59,6733	базальты	40,6	91,7	11,9	50,7	9,2	2,7	6,5	1,0	6,0	1,1	2,7	0,4	2,0	0,3	2,6	0,5
9	3598-3	Тевелев и др., 2014*	55,6167	59,7812	базальты	6,4	12,9	1,6	7,0	1,7	0,7	2,1	0,4	2,7	0,6	1,6	0,3	1,6	0,2	0,7	0,1
10	2029-1	Тевелев и др., 2014*	55,5954	59,8583	трахибазальты	45,4	61,5	9,7	38,1	6,9	2,1	6,2	0,9	5,3	1,0	2,8	0,4	2,5	0,4	5,4	1,2
11	3572-1	Тевелев и др., 2014*	55,5208	59,6719	базальты	38,5	81,9	10,8	44,3	8,1	2,7	6,1	0,9	5,7	1,1	2,9	0,4	2,5	0,3	2,6	0,4
12	3013-4	Тевелев и др., 2014*	55,4789	59,6518	базальты	5,5	12,5	1,7	7,9	2,4	0,9	3,3	0,6	4,2	0,9	2,8	0,4	2,7	0,4	0,7	0,3
13	3599-1	Тевелев и др., 2014*	55,6113	59,7756	базальты	7,7	16,8	2,3	10,1	2,6	0,9	2,9	0,6	3,6	0,8	2,3	0,3	2,3	0,3	1,1	0,3
14	4008-1	Тевелев и др., 2014*	55,4274	59,6439	трахиандезибазальты	34,6	73,4	9,8	43,5	8,7	2,7	7,8	1,1	6,2	1,2	3,1	0,4	2,2	0,3	2,4	0,5
15	3597-1	Тевелев и др., 2014*	55,6179	59,7827	базальты	7,7	15,8	2,1	8,7	2,2	0,8	2,6	0,4	2,9	0,6	1,8	0,3	1,6	0,2	0,9	0,2
16	3574-1	Тевелев и др., 2014*	55,5404	59,7238	базальты	23,8	45,0	6,0	23,2	5,1	1,2	4,6	0,8	5,2	1,0	3,0	0,4	2,7	0,4	3,8	0,5
17	3504-3	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588		33,9	75,0	9,5	40,8	7,8	2,1	7,7	1,2	6,2	1,1	3,3	0,4	2,6	0,4	2,3	0,4
18	3504-301	Тевелев и др., 2014*	55,4970	59,6588		32,2	70,6	9,2	40,6	7,8	2,0	7,9	1,1	6,2	1,1	3,2	0,4	2,6	0,4	1,8	0,3
19	3563-2	Тевелев и др., 2014*	55,5220	59,6733		40,8	84,9	11,3	47,7	9,1	2,9	8,9	1,2	6,5	1,1	3,3	0,4	2,7	0,4	2,8	0,7
20	3569-2	Тевелев и др., 2014*	55,5066	59,6668		38,2	83,7	10,7	46,5	8,7	3,1	8,6	1,3	6,8	1,2	3,5	0,4	2,9	0,4	2,7	0,5
21	8020-1	Тевелев и др., 2014*	55,5609	59,7249	базальты	33,9	76,9	10,1	44,7	8,9	3,0	8,9	1,3	7,0	1,2	3,5	0,4	2,9	0,4	2,2	0,5
22	3714-4	Тевелев и др., 2014*	55,4078	59,6369	долериты	5,9	11,4	1,7	8,4	2,4	0,7	3,3	0,5	4,5	0,9	2,8	0,3	2,7	0,3		0,4
23	P75	Горожанин и др., 2014		трахибазальты	50,0	110,0	14,0	57,0	10,0	3,4	9,0	1,3	6,9	1,2	3,3	0,4	2,9	0,4	3,1	0,7	
24	P76	Горожанин и др., 2014		трахибазальты	43,0	100,0	12,0	52,0	9,6	3,0	8,3	1,2	6,3	1,1	3,1	0,4	2,7	0,4	2,7	0,7	
25	EQ030501	Ernst et al., 2006	55,4963	59,6610	трахибазальты	41,3	94,0	11,5	47,2	9,3	2,8	8,5	1,3	6,3	1,1	3,3	0,5	3,0	0,4	3,1	0,5
26	EQ030502	Ernst et al., 2006	55,4964	59,6611	трахибазальты	45,3	98,7	11,8	47,6	9,4	3,2	8,7	1,3	6,5	1,2	3,4	0,5	3,0	0,4	3,0	0,5
27	EQ030503	Ernst et al., 2006	55,4965	59,6612	трахибазальты	44,9	96,0	11,2	45,9	8,9	2,6	8,3	1,2	6,2	1,1	3,2	0,4	2,8	0,4	3,0	0,5
28	EQ030504	Ernst et al., 2006	55,4966	59,6613	трахибазальты	41,9	87,2	10,8	46,2	9,2	3,1	8,4	1,3	6,7	1,2	3,4	0,5	3,0	0,4	2,5	0,5
29	EQ030505	Ernst et al., 2006	55,4967	59,6614	трахибазальты	36,7	82,0	10,0	42,0	8,4	2,9	7,7	1,2	5,9	1,1	3,1	0,4	2,8	0,4	2,5	0,5
30	EQ030506	Ernst et al., 2006	55,4968	59,6615	трахибазальты	40,6	92,2	10,5	45,0	9,0	3,1	7,9	1,2	6,4	1,2	3,4	0,5	2,9	0,4	2,5	0,3
31	EQ030507	Ernst et al., 2006	55,4969	59,6616	трахибазальты	48,5	105,0	12,1	51,7	9,9	3,3	8,4	1,2	6,4	1,2	3,5	0,5	2,9	0,4	3,4	0,7
32	EQ030508	Ernst et al., 2006	55,4970	59,6617	трахибазальты	37,8	86,0	10,1	43,9	8,8	2,7	7,6	1,1	5,9	1,1	3,2	0,4	2,7	0,4	3,1	0,6
33	ай01	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	32,8	63,7		36,8	7,5	2,6		1,3						2,1	0,4	1,4	
34	ай2	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	42,9	85,0		41,6	9,4	3,3		1,1						2,9	0,4	2,0	
35	ай3	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	37,4	79,1		41,5	9,1	3,2		1,1						2,6	0,4	2,2	
36	ай5	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	32,9	66,0		36,3	7,6	3,0		1,3						2,6	0,4	1,9	
37	ай6	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	37,2	75,9		36,1	8,7	3,1		0,9						2,7	0,4	2,2	
38	ай7	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	34,8	72,3		32,6	8,1	3,0		1,1						2,5	0,4	2,0	
39	ай11	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	36,7	78,8		41,2	8,7	3,0		1,1						2,5	0,4	2,3	
40	ай14	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	44,9	91,6		43,1	10,1	3,6		1,0						3,0	0,4	3,3	
41	ай15	Горожанин и др., 2008	г. Бол. Миасс	трахибазальты	39,5	84,6		52,7	10,2	3,3		1,3						3,1	0,5	2,7	

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса) и N-40-XI (Бакал);

Таблица 3. Химический состав габброидов суимского дайкового комплекса, развитого в поле пород Тараташского выступа (петрогенные оксиды). Содержания в весовых процентах

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	сумма
1	P51001	Хотылев и др., 2017г*	55,5264	59,7955	49,54	1,00	14,09	4,03	7,76	0,21	6,60	9,26	2,64	2,12	0,15	0,10	0,26	2,22	99,98
2	3006-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5909	59,8103	51,25	1,12	14,24	5,00	8,95	0,23	6,02	10,10	2,49	0,59					100,00
3	3544-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5303	59,7955	51,94	0,88	14,13	3,49	8,22	0,20	6,87	11,14	2,57	0,54					100,00
4	6523-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5524	59,8301	52,00	0,77	15,48	3,43	6,62	0,20	6,83	10,05	2,57	2,04					100,00
5	P-1	Хотылев и др., 2017г*	К-р Радостный		49,75	1,13	14,89	5,36	8,50	0,23	6,59	9,31	2,30	1,93					100,00
6	P-5	Хотылев и др., 2017г*	К-р Радостный		51,06	0,89	14,69	4,23	7,88	0,22	7,94	8,55	2,33	2,22					100,00
7	P-4	Хотылев и др., 2017г*	К-р Радостный		51,06	0,96	14,22	4,29	8,27	0,25	7,46	9,26	2,66	1,59					100,00
8	4001-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5629	59,8079	51,13	1,19	16,29	5,02	7,04	0,20	5,27	10,50	2,48	0,88					100,00
9	3590-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5993	59,7644	51,56	0,95	14,28	4,29	8,43	0,22	7,04	9,60	1,92	1,71					100,00
10	P-7	Хотылев и др., 2017г*	К-р Радостный		52,56	0,87	14,80	3,35	7,27	0,12	9,85	5,97	3,05	2,16					100,00
11	P-2	Хотылев и др., 2017г*	К-р Радостный		52,68	1,02	16,32	2,93	7,26	0,10	12,63	2,77	3,62	0,68					100,00
12	P-6	Хотылев и др., 2017г*	К-р Радостный		53,87	0,93	14,70	2,59	8,36	0,20	6,44	9,06	2,31	1,53					100,00
13	3553-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5441	59,8246	52,51	0,79	15,75	3,45	6,57	0,17	7,72	10,38	1,56	0,93	0,16				100,00
14	1056-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5174	59,8199	49,74	0,72	15,55	4,90	6,77	0,22	8,45	10,38	2,52	0,75					100,00
15	EQ030101	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7923	54,41	0,63	10,50	14,91		0,12	3,12	7,20	1,04	0,93	0,15			3,06	96,07
16	EQ030201	Ernst et al., 2006	55,5260	59,7940	52,83	0,87	13,19	12,36		0,19	5,59	8,34	3,09	1,13	0,12			1,34	99,05
17	EQ030202	Ernst et al., 2006	55,5260	59,7940	53,35	0,88	14,01	11,54		0,17	5,95	9,69	2,33	0,99	0,11			0,75	99,77
18	EQ030203	Ernst et al., 2006	55,5260	59,7940	53,48	0,91	13,84	11,63		0,17	5,87	9,28	2,39	1,12	0,11			0,90	99,70
19	EQ030301	Ernst et al., 2006	55,5267	59,7947	48,93	0,15	13,50	14,06		0,15	4,77	7,55	3,67	1,27	0,40			1,69	96,14
20	EQ030302	Ernst et al., 2006	55,5267	59,7947	50,78	0,82	12,50	12,70		0,20	8,00	10,10	2,00	1,72	0,08			1,29	100,19
21	EQ030401	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	48,48	1,01	14,38	13,56		0,22	6,73	9,11	1,97	1,88	0,27			2,13	99,74
22	EQ030402	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	48,81	1,06	14,01	13,24		0,18	6,96	8,76	2,36	0,96	0,29			2,44	99,07
23	1717	N-40-VI*			55,47	1,11	14,22	10,15		0,11	5,15	5,61	5,55	0,48	0,45			1,50	99,80

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса);

Таблица 4. Химический состав габброидов суимского дайкового комплекса, развитого в пределах пород Тараташского выступа (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	проба	источник	N	E	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
1	P51001	Хотылев и др., 2017г*	55,5264	59,7955	300,0	39,3	48,0	34,1	109,0	72,3	54,1	169,0	19,1	29,5	1,4	0,2	292,0	6,4	10,9	1,5	7,4	2,2	1,0	2,9	0,5	3,5	0,8	2,2	0,3	2,2	0,3	1,0	0,1	3,0	0,4	0,3
2	3006-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5909	59,8103	260,1	70,5	34,1	42,4	94,5	41,4	20,0	122,7	17,8	19,4	1,9	0,1	187,0	6,3	13,6	1,8	8,5	2,4	1,0	3,6	0,6	4,3	1,0	2,8	0,4	2,8	0,4	1,1	0,2	1,2	0,9	0,4
3	3544-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5303	59,7955	261,6	73,0	50,0	67,4	97,6	96,1	23,5	178,4	20,5	37,0	2,6	0,2	171,8	8,4	17,9	2,3	9,5	2,4	0,8	2,6	0,5	3,1	0,7	2,1	0,3	1,8	0,3	0,8	0,1	1,5	1,2	0,2
4	6523-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5524	59,8301	243,8	207,8	45,5	33,9	52,2	87,5	60,7	247,1	15,5	25,7	2,5	0,2	358,7	8,3	16,8	2,1	9,3	2,3	0,7	2,3	0,4	2,6	0,5	1,5	0,2	1,4	0,2	0,7	0,1	2,0	1,2	0,1
5	P-1	Хотылев и др., 2017г*	к-р Радостный		201,6	78,4	38,9	63,0	83,1	45,5	54,1	160,8	15,5	40,5	2,9	0,2	528,0	15,4	32,8	4,2	17,9	3,6	1,2	3,9	0,6	3,9	0,9	2,5	0,4	2,3	0,4	1,8	0,2	2,6	0,9	0,3
6	P-5	Хотылев и др., 2017г*	к-р Радостный		201,6	52,4	33,9	36,4	97,1	18,5	55,6	142,4	12,6	21,0	1,1	0,2	485,5	4,5	9,8	1,4	6,4	1,8	0,8	2,6	0,4	3,1	0,7	2,1	0,3	2,0	0,3	1,0	0,1	4,7	0,5	0,3
7	P-4	Хотылев и др., 2017г*	к-р Радостный		221,8	47,0	35,5	35,2	106,7	41,0	40,5	148,5	13,8	20,0	1,4	0,2	1551,5	4,5	10,3	1,5	7,0	1,9	0,8	3,0	0,5	3,5	0,8	2,4	0,4	2,3	0,3	1,1	0,2	3,7	0,5	0,5
8	4001-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5629	59,8079	191,0	84,3	29,3	35,8	462,5	25,3	26,1	162,6	17,2	45,1	3,8	0,1	265,7	15,4	32,6	4,1	17,1	3,6	1,2	4,0	0,7	4,3	0,9	2,7	0,4	2,5	0,4	2,0	0,4	2,4	2,0	0,7
9	3590-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5993	59,7644	372,1	177,5	52,9	79,7	101,4	136,0	52,8		23,1	49,4	2,4	0,3	354,8	7,4	15,6	2,1	9,5	2,6	1,0	3,1	0,6	4,2	0,9	2,7	0,4	2,5	0,4	1,6	0,4	5,7	1,2	0,2
10	P-7	Хотылев и др., 2017г*	к-р Радостный		195,6	57,9	29,5	38,3	103,0	5,3	61,1	67,2	11,8	17,5	1,7	0,4	316,7	3,9	8,6	1,2	5,8	1,6	0,8	2,5	0,4	3,0	0,6	2,0	0,3	1,9	0,3	0,9	0,3	1,8	0,3	0,0
11	P-2	Хотылев и др., 2017г*	к-р Радостный		205,4	58,5	26,1	42,3	116,3	14,4	14,4	64,0	15,3	22,0	1,3	0,3	245,0	4,8	10,6	1,5	7,2	2,2	0,8	3,4	0,6	3,7	0,8	2,3	0,3	1,9	0,3	1,1	0,2	2,7	0,5	0,2
12	P-6	Хотылев и др., 2017г*	к-р Радостный		188,9	96,6	33,9	25,6	79,9	35,6	42,9	157,5	15,4	47,3	4,0	0,2	342,2	14,6	30,5	3,7	15,6	3,3	1,1	3,9	0,6	4,2	0,9	2,4	0,4	2,3	0,3	2,1	0,3	5,2	3,5	0,4
13	3553-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5441	59,8246	256,9	303,7	48,1	46,8			57,5	184,3	16,3	38,8	4,5		359,2	9,4	19,9	2,5	11,0	2,7	0,9	3,0	0,5	3,3	0,6	1,9	0,3	1,7	0,3	1,1	1,5	4,8	1,7	0,3
14	1056-1	Хотылев и др., 2017г*	55,5174	59,8199	182,2	234,8	35,2	103,8	47,9	32,2	8,5	90,4	11,1	14,4	1,4	0,0	114,0	3,0	6,1	0,9	4,7	1,5	0,7	2,3	0,4	2,8	0,6	1,9	0,3	2,0	0,3	1,0	0,2	6,7	0,2	0,1
15	EQ030101	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7923	171,0	53,0	26,0			57,0	31,0	266,0	19,0	61,0	5,0	1,0	330,0	17,3	34,1	3,8	14,5	2,9	1,1	2,8	0,5	3,0	0,7	2,2	0,3	2,2	0,3	1,6	0,3	8,0	1,4	0,3
16	EQ030201	Ernst et al., 2006	55,5260	59,7940	271,0	39,0	41,0	29,0	164,0	76,0	38,0	215,0	20,0	74,0	4,0		304,0	12,0	26,1	3,0	12,4	3,0	1,1	3,4	0,6	3,7	0,8	2,4	0,4	2,3	0,3	2,1	0,2		1,9	0,3
17	EQ030202	Ernst et al., 2006	55,5260	59,7940	213,0	108,0	37,0	31,0	56,0	66,0	27,0	172,0	19,0	96,0	4,0		284,0	15,4	32,3	3,6	14,4	3,4	1,1	3,4	0,6	3,6	0,7	2,2	0,3	2,0	0,3	2,7	0,2		3,6	0,4
18	EQ030203	Ernst et al., 2006	55,5260	59,7940	26,0	130,0	39,0		37,0	87,0	34,0	178,0	20,0	104,0	5,0		335,0	16,5	34,7	3,9	15,5	3,7	1,1	3,8	0,7	3,8	0,8	2,4	0,4	2,2	0,3	3,0	0,2	8,0	3,9	0,5
19	EQ030301	Ernst et al., 2006	55,5267	59,7947	316,0	45,0	41,0	93,0	45,0	125,0	34,0	475,0	29,0	258,0	20,0		510,0	45,3	99,1	11,5	46,6	9,6	3,0	8,4	1,2	6,2	1,1	3,1	0,4	2,5	0,3	6,6	1,3	11,0	5,5	0,9
20	EQ030302	Ernst et al., 2006	55,5267	59,7947	268,0	97,0	45,0	66,0	96,0	77,0	59,0	152,0	18,0	48,0	3,0		265,0	4,8	11,4	1,5	6,8	2,0	0,9	2,7	0,5	3,3	0,7	2,2	0,3	2,2	0,3	1,5	0,1		0,5	0,1
21	EQ030401	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	254,0	95,0	48,0	81,0	79,0	115,0	67,0	540,0	22,0	87,0	4,0		691,0	18,0	38,8	4,6	19,0	3,9	1,3	4,0	0,7	4,0	0,8	2,5	0,4	2,5	0,4	2,3	0,1	5,0	1,1	0,2
22	EQ030402	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	264,0	99,0	46,0	69,0	79,0	84,0	31,0	211,0	23,0	91,0	4,0		438,0	19,9	42,9	5,0	20,8	4,3	1,4	4,3	0,7	4,3	0,9	2,8	0,4	2,6	0,4	2,4	0,2		1,3	0,2
23	65252	N-40-VI*	55,5512	59,8234	215,4	176,0	41,9	32,5	42,5	60,2	23,6	222,6	22,2	43,0	4,6	0,1	370,4	19,3	39,9	4,8	18,7	4,7	1,0	4,5	0,7	4,2	0,9	2,3	0,3	2,2	0,3	1,5	0,3	5,9	2,6	0,4
24	1208	N-40-VI*	55,6589	59,9628	226,8	281,5	45,0	31,7	43,3	37,7	15,6	173,8	16,2	21,5	2,7	0,3	229,4	9,3	19,7	2,4	9,9	2,9	0,7	3,0	0,5	3,1	0,6	1,7	0,2	1,6	0,2	0,8	0,2	5,8	1,5	0,3
25	11161	N-40-VI*	55,5836	59,7881	231,8	183,4	42,8	16,3	24,9	38,3	30,6	194,7	20,8	69,8	4,6	0,6	420,1	17,2	33,9	4,2	15,9	4,0	0,9	4,2	0,6	3,9	0,8	2,2	0,3	2,0	0,3	2,1	0,3	10,7	3,1	0,4
26	80221	N-40-VI*	55,5012	59,7968	303,4	227,2	51,6	81,0	165,6	44,8	28,5	275,5	23,6	76,4	2,3	0,1	580,0	5,7	13,0	1,7	7,3	2,6	0,7	3,0	0,6	3,9	0,9	2,4	0,4	2,4	0,4	1,8	0,2	14,2	0,7	0,2
27	36592	N-40-VI*	55,6492	59,9825	263,8	167,2	41,1	39,0	31,1	60,5	26,7	237,4	27,7	117,1	6,6	0,2	666,7	24,4	50,5	6,0	23,2	5,7	1,3	5,7	0,9	5,2	1,0	2,8	0,4	2,6	0,4	3,4	0,4	14,4	3,3	0,6
28	16615	N-40-VI*	пос. Аршинка		306,3	75,6	39,0	27,1	11,3	54,4	39,7	276,8	22,1	83,3	5,2	0,2	362,5	16,6	35,1	4,3	17,4	4,5	1,1	4,3	0,7	4,2	0,8	2,3	0,3	2,2	0,4	2,4	0,3	5,9	2,7	0,4
29	36711	N-40-VI*	55,6476	59,9371	214,5	217,3	41,4	32,7	33,9	46,1	23,0	232,5	21,5	78,3	5,4	0,2	338,9	17,6	37,3	4,5	17,4	4,4	1,0	4,3	0,7	4,0	0,8	2,3	0,3	2,1	0,3	2,1	0,4	8,4	2,7	0,5
30	36611	N-40-VI*	55,6502	59,9714	409,1	137,6	50,5	63,3	247,7	73,4	23,7	184,9	44,4	218,4	24,1	0,2	258,8	25,2	59,0	7,6	32,0	8,9	2,0	9,0	1,4	8,7	1,7	4,5	0,6	4,1	0,6	5,8	1,2	8,6	2,4	0,8
31	30086	N-40-VI*	55,5854	59,7492	74,3	35,0	24,5	1,9	7,5	76,0	27,2	225,9	49,6	180,5	14,2	0,5	403,6	46,6	100,6	12,7	51,7	12,6	2,8	12,1	1,7	9,9	1,9	5,0	0,7	4,5	0,7	5,2	0,7	9,3	6,1	1,1
32	35891	N-40-VI*	55,5928	59,7975	254,8	133,8	39,8	41,5	32,5	54,5	59,8	236,7	35,8	140,7	10,9	0,2	908,9	39,7	80,9	9,2	35,2	8,0	1,6	8,0	1,1	6,8	1,3	3,6	0,5	3,3	0,5	4,0	0,5	14,5	5,5	0,9
33	1717	N-40-VI*	Куватал		144,1	265,4	67,4	69,9	16,1	47,0	8,7	168,2	20,2	232,0	12,8	< ПО	165,0	83,3	163,5	17,6	63,7	9,6	2,5	8,7	0,9	4,1	0,8	2,4	0,3	2,1	0,3	5,9	1,1	2,5	8,8	1,1

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса);

Таблица 5. Химический состав дацитов г. Малый Миасс. Содержания петрогенных оксидов в весовых процентах, рассеянных элементов в мкг/г

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	сумма
1	3508-1	N-40-VI*	55,4071	59,6353	67,10	0,77	12,97	3,18	6,17	0,07	1,15	2,06	1,93	4,60			100
2	3714-10	N-40-VI*	55,4083	59,6372	67,67	0,84	13,78	8,01	0,00	0,03	3,35	0,45	2,89	2,72	0,26		100
3	3714-14	N-40-VI*	55,4089	59,6378	66,29	0,82	13,41	9,18	0,00	0,03	4,05	0,44	1,44	4,10	0,23		100
4	3714-15	N-40-VI*	55,4097	59,6383	69,26	0,69	13,40	8,59	0,00	0,02	1,80	0,30	2,03	3,71	0,19		100
5	3714-21	N-40-VI*	55,4103	59,6389	62,86	1,98	11,86	1,94	6,61	0,03	4,03	0,35	3,62	1,55	0,35		95,18
6		Ленных, Петров, 1974ф			67,16	0,80	13,60	3,01	4,96	0,12	3,21	0,47	1,64	4,75	0,27		100
7		Ленных, Петров, 1974ф			66,60	0,87	13,33	1,92	6,13	0,03	3,22	0,36	1,58	5,70	0,25		100
8		Ленных, Петров, 1974ф			63,97	0,92	12,38	3,36	9,17	0,03	3,97	0,81	0,22	4,90	0,27		100
9		Ленных, Петров, 1974ф			64,11	0,71	14,03	2,91	8,25	0,01	3,00	0,23	2,40	4,11	0,24		100
10	EQ030601	Ernst et al., 2006	55,4085	59,6397	66,79	0,75	11,90	7,76		0,01	4,81	0,35	0,91	4,36	0,24	2,97	100,851
11	EQ030601	Ernst et al., 2006	55,4085	59,6397	60,71	1,57	13,67	10,71		0,14	1,68	2,66	2,43	3,80	0,52	1,84	99,729

	проба	источник	N	E	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Th	U	Pb
1	3508-1	N-40-VI*	55,4071	59,6353	1,9	3,9	2,4	6,7	14,2	68,7	66,5	83,1	29,2	351,1	12,5	0,4	1582,5	13,5	1,2	9,4
2	3714-10	N-40-VI*	55,4083	59,6372	3,3	29,4	4,5	2,7	3,4	83,1	30,6	45,8	39,1	642,7	18,5		511,7	1,0	11,8	3,6
3	3714-14	N-40-VI*	55,4089	59,6378	4,5	25,4	3,9	7,2	3,0	94,8	38,1	21,2	42,9	663,6	18,6		463,3	0,9	11,4	2,4
4	3714-15	N-40-VI*	55,4097	59,6383	5,6	48,0	4,3	3,9	31,2	64,0	43,3	8,7	40,1	694,8	20,9		396,6	1,1	13,3	1,8
5	3714-21	N-40-VI*	55,4103	59,6389	5,6	36,5	4,8	6,5	2,0	101,1	32,2	20,7	39,8	690,5	18,9		498,1	1,0	12,4	1,6
6	EQ030601	Ernst et al., 2006	55,4085	59,6397		33,0	5,0		22,0	66,0	50,0	49,0	56,0	679,0	28,0		1050,0	19,3	1,7	8,0
7	EQ030601	Ernst et al., 2006	55,4085	59,6397	137,0		19,0	29,0	14,0	149,0	77,0	338,0	51,0	532,0	28,0	0,9	2420,0	14,6	1,2	33,0

	проба	источник	Nd	Ed	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
1	3508-1	N-40-VI*	55,4071	59,6353	81,3	156,0	18,3	72,1	12,8	4,2	10,7	1,5	8,7	1,7	4,5	0,6	3,9	0,6	12,0	1,1
2	3714-10	N-40-VI*	55,4083	59,6372	68,6	138,3	15,9	60,9	10,7	3,4	9,9	1,3	7,8	1,5	4,3	0,5	3,8	0,5	13,8	0,9
3	3714-14	N-40-VI*	55,4089	59,6378	60,8	123,1	14,0	53,7	9,3	2,8	9,4	1,4	8,7	1,7	5,0	0,6	4,4	0,6	14,2	0,9
4	3714-15	N-40-VI*	55,4097	59,6383	74,2	147,4	16,9	64,6	10,9	3,0	10,2	1,3	8,2	1,6	4,7	0,6	4,2	0,5	14,7	1,0
5	3714-21	N-40-VI*	55,4103	59,6389	64,9	133,1	15,1	58,3	10,5	3,4	10,2	1,3	7,6	1,4	4,3	0,5	4,0	0,5	14,6	1,0
6	EQ030601	Ernst et al., 2006	55,4085	59,6397	118,0	235,0	24,8	92,3	16,4	4,6	12,8	2,1	11,5	2,2	6,8	1,0	6,0	0,9	17,4	1,5
7	EQ030601	Ernst et al., 2006	55,4085	59,6397	127,0	268,0	27,7	104,0	17,6	4,5	13,9	2,1	11,0	2,1	6,3	0,9	5,6	0,8	14,3	1,3

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса);

Таблица 6. Химический состав пород кургасского комплекса (петрогенные оксиды). Содержания приведены в весовых процентах

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	S	сумма
1	11422-0	N-40-XI*	54,9284	58,9016	48,44	0,89	15,15	1,78	6,79	0,11	10,37	6,16	3,90	0,25	0,15	1,83	0,14	6,10		102,06
2	11423-0	N-40-XI*	54,9293	58,9043	51,61	0,81	14,79	1,16	6,03	0,16	10,94	5,65	2,74	1,59	0,15	0,09	0,28	3,88		99,88
3	11428-1	N-40-XI*	54,9508	58,7876	45,21	2,10	13,92	4,32	10,06	0,21	6,52	8,50	3,08	1,38	0,23	1,89	0,26	3,92		101,60
4	13061-1	N-40-XI*	54,9624	58,8750	46,99	0,53	9,82	1,82	8,33	0,17	18,66	6,58	0,26	0,23	0,12	0,09	0,36	5,82		99,78
5	13063-1	N-40-XI*	54,9613	58,8702	48,09	0,58	11,21	1,65	7,90	0,16	15,33	8,74	0,75	0,70	0,12	0,09	0,16	4,34		99,82
6	15024-1	N-40-XI*	54,9283	58,9767	45,09	1,59	15,23	1,29	10,34	0,16	5,04	7,70	3,27	0,02	0,13			9,85		99,71
7	15024-2	N-40-XI*	54,9283	58,9767	47,66	1,43	14,64	3,08	10,56	0,21	6,68	6,48	3,74	0,47	0,12			4,29		99,36
8	18022-1	N-40-XI*	54,9513	58,7981	49,28	0,75	13,52	3,26	6,46	0,18	10,44	10,07	1,59	0,76	0,13	0,53	0,14	3,64		100,75
9	18023-1	N-40-XI*	54,9508	58,7990	48,94	0,75	13,23	3,21	6,57	0,17	11,78	9,20	1,66	0,40	0,14	0,09	0,12	3,80		100,06
10	18024-1	N-40-XI*	54,9497	58,7997	49,15	0,67	14,22	1,90	6,54	0,16	9,78	11,13	1,57	0,99	0,12	0,09	0,32	3,28		99,92
11	18024-2	N-40-XI*	54,9497	58,7997	48,76	0,68	13,64	2,72	6,50	0,18	10,67	11,07	1,24	0,66	0,11	0,09	0,09	3,50		99,91
12	18024-3	N-40-XI*	54,9497	58,7997	48,76	0,62	13,48	3,31	6,11	0,16	11,34	11,07	1,03	0,81	0,10	0,09	0,09	3,40		100,37
13	18024-4	N-40-XI*	54,9497	58,7997	49,74	0,77	14,54	2,81	6,46	0,18	8,56	10,29	1,97	1,25	0,12	0,09	0,16	3,24		100,18
14	18024-5	N-40-XI*	54,9497	58,7997	48,06	0,61	13,86	2,10	6,11	0,17	10,67	11,96	1,37	0,77	0,10	0,09	0,12	3,78		99,77
15	5007M	N-40-XI*	54,9293	58,9041	50,66	0,83	14,32	2,46	6,58	0,14	9,52	6,78	2,88	1,40	0,21	0,09	0,35	3,44		99,66
16	13221-1	N-40-XI*	54,9178	58,8472	41,18	0,64	10,47	10,30		0,19	16,01	15,93	0,12	0,12	0,09			4,80		99,85
17	13221-2	N-40-XI*	54,9178	58,8472	42,01	0,64	10,39	9,51		0,19	14,94	16,92	0,17	0,06	0,10			4,87		99,80
18	13221-3	N-40-XI*	54,9178	58,8472	41,89	0,67	10,51	9,81		0,19	18,83	12,34	0,18	0,07	0,09			5,24		99,82
19	13221-4	N-40-XI*	54,9178	58,8472	39,78	0,68	10,42	11,00		0,18	23,01	6,97	0,11	0,31	0,09			7,28		99,83
20	13221-5	N-40-XI*	54,9178	58,8472	43,03	0,51	8,27	10,72		0,15	22,85	7,87	0,15	0,25	0,08			6,01		99,89
21	13221-7	N-40-XI*	54,9178	58,8472	46,90	0,59	10,23	11,84		0,16	16,55	6,63	1,23	1,77	0,09			3,95		99,94
22	18102-1	N-40-XII*	55,1283	59,1265	43,80	1,96	14,90	14,00	7,85	0,16	6,79	9,42	3,21	1,13	0,20			4,42		107,84
23	18102-2	N-40-XII*	55,1283	59,1265	44,60	2,05	15,10	14,20	8,14	0,16	6,57	8,53	3,42	0,90	0,23			4,25		108,15
24	18102-4	N-40-XII*	55,1283	59,1265	40,90	2,17	12,60	14,40	6,14	0,17	9,42	9,15	2,25	1,26	0,38			7,29		106,13
25	18102-6	N-40-XII*	55,1283	59,1265	44,50	1,72	14,70	14,40	8,93	0,17	6,98	10,00	2,81	1,31	0,16			3,17		108,85
26	18102-7	N-40-XII*	55,1283	59,1265	44,80	1,70	15,00	13,80	8,14	0,18	6,71	11,10	2,30	1,16	0,14			3,11		108,14
27	18102-8	N-40-XII*	55,1283	59,1265	42,80	1,80	15,10	13,90	8,00	0,12	10,10	6,32	2,15	0,72	0,18			6,88		108,07
28	18102-10	N-40-XII*	55,1283	59,1265	42,20	3,18	14,80	15,00	8,07	0,21	5,32	8,88	4,19	0,52	0,32			5,38		108,07
29	P-10-100	N-40-VI*	55,5264	59,7957	47,84	1,09	14,99	4,16	8,50	0,21	7,37	8,74	2,10	2,06	0,36	0,10	0,15	2,10		99,77
30	P-11-100	N-40-VI*	55,5265	59,7945	47,40	3,34	14,89	2,61	8,80	0,13	7,76	4,40	3,40	1,44	0,48	0,09	0,24	4,85		99,83
31	7184-100	N-40-VI*	55,4618	59,5669	45,79	2,48	12,74	3,67	8,18	0,17	7,98	8,98	2,58	1,12	0,36	3,11	0,22	5,22		102,60
32	3001-100	N-40-VI*	55,3218	59,4437	47,75	1,87	14,78	4,91	7,27	0,21	5,65	7,72	3,23	1,63	0,46	0,93	0,32	3,94		100,67
33	3002-100	N-40-VI*	55,4067	59,4589	47,30	2,59	12,72	4,54	7,94	0,17	8,79	9,82	2,86	1,12	0,35	0,09	0,25	1,40		99,94
34	1245-100	N-40-VI*	55,3575	59,5038	48,70	2,11	15,23	4,47	7,26	0,17	5,62	7,40	3,00	2,00	0,36	0,75	0,18	3,26		100,51
35	1032-2	N-40-VI*	55,3576	59,5036	48,62	2,16	14,58	5,92	7,40	0,18	5,50	7,70	3,04	1,82	0,31		0,26	2,66		100,15
36	1036	N-40-VI*	55,3674	59,4217	49,63	2,90	13,40	7,17	7,33	0,18	4,22	6,65	3,66	1,48	0,43		0,20	2,80		100,05
37	EQ-03-07-1	Ernst et al., 2006	54,9190	58,7873	46,62	1,62	17,29	12,50		0,18	4,35	9,43	3,34	1,03	0,18					96,54
38	EQ-03-08-01	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	46,48	0,84	14,25	8,63		0,08	16,81	2,68	1,63	1,59	0,12					93,11
39	EQ-03-08-02	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	45,37	0,47	8,52	10,75		0,17	18,45	8,72	0,88	0,46	0,08					93,87
40	EQ-03-08-03	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	48,73	0,69	12,54	10,03		0,16	10,02	11,39	1,07	2,65	0,10					97,38
41	EQ-03-08-04	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	49,17	0,69	12,54	9,63		0,17	10,44	10,44	1,20	2,58	0,09					96,94
42	EQ-03-09-01	Ernst et al., 2006	55,1568	59,1273	42,34	1,93	14,42	16,72		0,22	6,95	9,76	1,86	2,33	0,22					96,75

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	S	сумма	
43	EQ-03-09-02	Ernst et al., 2006	55,1568	59,1273	42,48	1,90	14,81	16,58		0,21	7,26	9,83	1,70	2,39	0,21					97,37	
44	EQ-10-01	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	48,08	1,44	16,21	11,32		0,14	8,02	6,34	3,32	1,19	0,29					96,35	
45	EQ-10-02	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	48,89	1,44	16,07	10,99		0,13	7,02	7,42	3,20	1,22	0,30					96,68	
46	EQ-10-03	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	47,97	1,39	15,59	11,10		0,15	5,58	8,70	3,29	1,19	0,28					95,24	
47	EQ-10-04	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	48,80	1,62	15,31	12,50		0,17	6,26	6,95	3,20	1,34	0,32					96,47	
48	EQ-10-05	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	46,94	1,33	16,03	11,27		0,16	6,12	7,77	3,17	1,70	0,25					94,74	
49	EQ-10-06	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	61,92	0,62	15,78	5,07		0,01	4,74	0,19	0,09	7,16	0,13					95,70	
50	EQ-11-01	Ernst et al., 2006	55,3465	59,4128	47,79	1,24	14,21	10,73		0,15	7,70	8,68	3,36	1,53	0,22					95,62	
51	EQ-11-02	Ernst et al., 2006	55,3465	59,4128	48,59	1,30	15,37	11,27		0,16	6,53	8,96	2,77	1,64	0,23					96,82	
52	EQ-12-01	Ernst et al., 2006	55,3463	59,4087	46,86	2,16	13,30	13,27		0,16	6,09	7,43	2,98	2,35	0,34					94,95	
53	EQ-13-01	Ernst et al., 2006	55,3460	59,4035	48,20	2,23	13,87	12,37		0,13	6,35	6,02	3,57	1,75	0,34					94,83	
54	6528-2	N-40-VI*	55,5890	59,8228	53,22	1,79	16,87	3,54	7,52	0,13	3,38	6,97	4,13	2,42						100,00	
55	3558-1	N-40-VI*	55,5561	59,7951	53,82	1,03	16,94	2,25	7,98	0,13	4,28	8,28	4,03	1,24						100,00	
56	3603-1	N-40-VI*	55,6222	59,8875	54,92	1,95	16,51	3,06	7,41	0,13	3,34	7,65	4,18	0,84						100,00	
57	3552-1	N-40-VI*	55,5441	59,8246	55,14	1,95	13,33	4,32	9,11	0,20	3,33	7,57	2,94	2,12						100,00	
58	1010	N-40-VI*	55,5623	59,8059	55,32	1,22	18,63	3,11	6,20	0,06	1,71	6,27	4,55	2,93						100,00	
59	3613-1	N-40-VI*	55,6056	59,8624	57,03	1,84	13,35	3,27	9,40	0,19	2,68	7,03	3,21	2,00						100,00	
60	6516-1	N-40-VI*	55,5582	59,8423	53,35	2,46	13,47	5,18	8,05	0,19	3,15	7,35	1,24	2,83	0,45			0,72		98,44	
61	1107	N-40-VI*	55,5461	59,7655	58,51	2,71	11,10	6,29	8,16	0,15	2,38	5,06	2,54	2,52	0,58					100,00	
62	3517-2	N-40-VI*	55,5390	59,6933	46,08	3,02	16,35	7,69	8,70	0,21	7,96	4,12	3,10	2,78						100,00	
63	3001-5	N-40-VI*	55,3218	59,4437	49,76	1,57	17,14	3,98	7,12	0,15	7,93	7,57	3,40	1,40						100,00	
64	2040-8	N-40-VI*	55,3664	59,5797	50,47	2,52	13,22	4,33	10,45	0,20	8,26	5,58	3,84	1,14						100,00	
65	2040-9	N-40-VI*	55,3664	59,5797	52,60	2,49	14,27	4,30	8,88	0,17	6,88	5,08	4,17	1,16						100,00	
66	3018-6	N-40-VI*	55,4656	59,6618	53,72	2,47	12,73	5,46	10,08	0,19	3,84	6,60	2,29	2,61						100,00	
67	3012-7	N-40-VI*	55,4819	59,6569	53,77	1,38	14,48	3,42	8,96	0,18	5,45	8,12	2,26	1,97						100,00	
68	P-3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	55,23	2,34	15,49	5,34	7,44	0,17	2,20	6,54	3,65	1,65						100,03	
69	3608-1	N-40-VI*	55,6154	59,8714	56,83	1,69	13,43	4,19	9,18	0,18	2,78	6,75	3,07	1,90						100,00	
70	3577-1	N-40-VI*	55,5385	59,7320	55,98	1,54	13,35	7,31	7,36	0,18	3,77	5,23	3,31	1,75	0,24					100,00	
71	3601-1	N-40-VI*	55,6180	59,8759	57,06	1,80	13,82	3,71	9,09	0,16	3,21	6,54	2,76	1,54	0,31					100,00	
72	3008-1	N-40-VI*	55,5854	59,7492	53,07	1,64	14,03	5,76	8,12	0,19	4,84	7,08	2,51	2,75						100,00	
73	3560-1	N-40-VI*	55,5583	59,7989	49,56	2,06	17,37	4,40	8,79	0,13	4,03	8,19	4,09	1,38						100,00	
74	3510-1	N-40-VI*	55,4091	59,6430	51,25	1,98	19,77	2,34	4,63	0,09	5,83	1,30	0,28	12,58						100,04	
75	1245-1	N-40-VI*	55,3575	59,5038	48,45	3,26	13,83	3,00	8,33	0,15	5,80	6,48	1,05	3,64	0,26			4,24		98,49	
76	3612-1	N-40-VI*	55,6070	59,8678	56,21	2,24	12,08	4,26	9,62	0,17	3,57	6,68	2,74	1,99	0,44					100,00	
77	EQ-03-04-03	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	54,22	2,55	12,91	14,35		0,16	2,44	6,52	2,96	0,87	0,52					97,50	
78	1245-1	N-40-VI*	55,3575	59,5038	48,45	3,26	13,83	3,00	8,33	0,15	5,80	6,48	1,05	3,64	0,26			4,24		98,49	
79	3001-100	N-40-VI*	55,3218	59,4437	47,75	1,87	14,78	4,91	7,27	0,21	5,65	7,72	3,23	1,63	0,46	0,93	0,32	3,94		100,67	
80	3002-100	N-40-VI*	55,4067	59,4589	47,30	2,59	12,72	4,54	7,94	0,17	8,79	9,82	2,86	1,12	0,35	0,09	0,25	1,40		99,94	
81	7184-100	N-40-VI*	55,4618	59,5669	45,79	2,48	12,74	3,67	8,18	0,17	7,98	8,98	2,58	1,12	0,36	3,11	0,22	5,22		102,60	
82	KURG3-1	Носова и др., 2012	53,0518	57,1451	49,63	2,03	12,86	17,27		0,23	5,68	8,77	2,64	0,59	0,29					99,99	
83	KURG4-2	Носова и др., 2012	53,0572	57,1470	50,09	1,56	13,20	16,15		0,22	5,78	9,20	2,43	1,11	0,26					100,00	
84	KURG4-1	Носова и др., 2012	53,0572	57,1470	48,27	2,25	11,95	18,33		0,24	5,71	9,50	2,52	0,93	0,29					99,99	
85		Зуев, 1965ф			42,28			23,36	8,02		18,58	9,88									102,12
86		Зуев, 1965ф			46,28		15,95		10,54	0,26	6,28	9,02	2,03	1,71	0,22				0,11		92,40
87		Зуев, 1965ф			51,10	4,29	15,46	0,98	7,69	0,08	6,67	8,47	2,72	1,16					0,13		98,75

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	ППП	S	сумма	
88		Зуев, 1965ф			59,60	0,44	11,25	14,44	6,93		10,36	4,84								107,86	
89	368	Глызин, Малков, 1977ф			49,10	2,72	12,62	4,61	11,85	0,23	5,87	6,97	2,16	0,90				2,20	0,27	99,50	
90	417	Глызин, Малков, 1977ф			47,65	1,24	14,14	5,17	8,18	0,19	6,72	10,94	1,90	1,00				2,20	0,14	99,47	
91	440	Глызин, Малков, 1977ф			47,64	2,58	9,78	3,82	10,08	0,19	12,57	8,52	2,16	0,32				2,80	0,01	100,47	
92	418-а	Глызин, Малков, 1977ф			47,59	1,81	13,10	4,64	10,38	0,23	6,28	8,72	2,80	1,20				2,56	0,30	99,61	
93	803-2	Глызин, Малков, 1977ф			45,78	2,68	11,85	4,66	10,90	0,05	10,50	4,70	0,06	0,00				8,60	0,01	99,79	
94	с13-182	Глызин, Малков, 1977ф			45,00	2,68	9,28	3,19	11,04	0,18	14,30	7,94	1,22	0,60				3,88	0,54	99,85	
95	с13-217.4	Глызин, Малков, 1977ф			44,80	2,28	10,07	2,45	10,59	0,18	14,13	8,81	1,52	0,54				3,90	0,27	99,54	
96	с20-42.3	Глызин, Малков, 1977ф			45,10	2,04	7,17	2,45	11,95	9,18	8,58	8,37	0,48	0,32				3,81	0,01	99,46	
97	с2-147	Глызин, Малков, 1977ф			45,78	2,16	10,40	1,82	11,80	0,16	10,72	3,87	1,60	0,74				3,46	0,29	92,80	
98	С-24-174.5	Глызин, Малков, 1977ф			48,58	2,30	15,62	0,79	10,77	0,12	3,94	4,41	5,85	0,17				6,64	0,10	99,29	
99	С-28-44	Глызин, Малков, 1977ф			48,55	2,36	12,30	7,19	8,56	0,22	5,75	8,02	2,00	1,00				3,22	0,36	99,53	
100	с2905-262	Глызин, Малков, 1977ф			48,07	0,87	13,02	1,89	8,94	0,17	10,58	5,81	1,00	2,00				6,10	0,23	98,68	
101	с-2919-52.6	Глызин, Малков, 1977ф			50,30	2,68	13,95	7,22	8,85	0,05	7,09	1,74	2,00	0,60				5,06	0,01	99,55	
102	С-31-273	Глызин, Малков, 1977ф			48,60	1,45	12,79	4,05	10,36	0,19	7,24	9,69	2,14	0,04				2,74	0,14	99,43	
103	с31-317	Глызин, Малков, 1977ф			49,34	3,36	13,40	2,68	11,52	0,20	6,45	5,00	4,72	0,12				2,60	0,31	99,70	
104	с3-186	Глызин, Малков, 1977ф			47,35	2,68	13,19	3,60	12,91	0,21	5,75	8,89	2,20	0,00				2,40	0,08	99,26	
105	с32-109	Глызин, Малков, 1977ф			48,28	0,54	10,90	2,30	7,95	0,16	13,75	6,23	0,92	0,66				4,88	0,01	96,58	
106	с32-165	Глызин, Малков, 1977ф			47,29	3,40	14,38	2,80	11,16	0,17	6,45	6,20	3,94	2,40				1,96	0,06	100,21	
107	с32-58	Глызин, Малков, 1977ф			48,62	0,70	11,20	5,30	5,33	0,13	13,19	7,38	1,34	0,76				6,54	0,04	100,53	
108	С-4007-100	Глызин, Малков, 1977ф			47,72	2,74	13,80	4,35	9,63	0,19	5,27	8,00	3,30	1,76				3,20	0,27	100,23	
109	С-4008-115	Глызин, Малков, 1977ф			49,43	2,68	12,68	4,39	11,50	0,22	5,12	7,44	2,64	1,06				2,50	0,10	99,76	
110	С-4024-20	Глызин, Малков, 1977ф			45,30	2,18	13,68	2,00	9,63	0,12	6,96	7,10	3,14	0,80				8,30	0,10	99,31	
111	С-4062-275	Глызин, Малков, 1977ф			48,42	2,80	14,43	6,69	8,52	0,01	3,98	5,78	4,14	2,10				2,30	0,89	100,06	
112	с5571-230.	Глызин, Малков, 1977ф			46,15	3,17	11,51	2,91	11,85	1,23	9,35	8,67	1,94	1,08				2,30	0,20	100,36	
113	с5595-65.1	Глызин, Малков, 1977ф			48,49	3,64	15,90	3,09	10,00	0,16	3,98	7,80	4,08	0,72				1,44	0,28	99,58	
114	с-5758-234	Глызин, Малков, 1977ф			47,80	1,45	13,40	4,80	9,70	0,19	7,63	10,03	0,20	0,06				2,68	0,04	97,98	
115	с5791-47	Глызин, Малков, 1977ф			45,10	1,45	17,69	4,54	8,60	0,17	7,75	9,38	0,46	0,12				4,90	0,03	100,19	
116	С-5962-230	Глызин, Малков, 1977ф			48,58	1,66	15,56	9,14	5,03	0,13	5,77	4,00	3,76	0,42				6,00	0,05	100,10	
117	С-5962-237	Глызин, Малков, 1977ф			50,62	1,65	17,52	7,11	4,44	0,13	3,78	3,61	5,00	1,10				4,82	0,02	99,80	
118	ш418-1.2	Глызин, Малков, 1977ф			46,66	2,92	16,96	2,91	10,72	0,17	3,44	7,55	3,20	1,52				2,23	0,08	98,36	
119	ш565	Глызин, Малков, 1977ф			49,09	2,94	13,05	6,20	8,98	0,19	5,06	7,55	2,80	1,00				2,94	0,01	99,81	
120		Бруссыгин, 1978ф			39,89	1,88	11,74	3,86	7,87	0,18	8,73	5,05	0,93	0,42	0,13				4,53		85,21
121		Бруссыгин, 1978ф			40,94	2,77	7,67	3,52	11,09	0,10	21,36	3,15		0,19	0,70				8,90		100,39
122		Бруссыгин, 1978ф			41,01	1,81	6,97	2,84	8,41	0,12	6,44	7,44	0,91	0,45	0,16				2,51		79,07
123		Бруссыгин, 1978ф			43,09	2,33	10,87	6,57	12,43	1,06	16,48	15,20	1,62	1,80	0,33				8,43		120,21
124		Бруссыгин, 1978ф			43,26	2,31	14,55	4,25	7,03	0,06	8,46	6,53	3,52	0,98	0,36				8,62		99,93
125		Бруссыгин, 1978ф			45,60	3,00	13,90	7,07	11,56	0,29	12,06	8,49	2,71	1,25	0,45				7,48		113,86
126		Бруссыгин, 1978ф			46,70	0,38	12,80	0,81	7,71	0,14	5,25	7,39	1,55	0,61	0,10				2,95		86,39
127		Бруссыгин, 1978ф			47,23	2,36	15,04	4,61	7,57	0,09	5,41	5,75	3,68	1,79	0,45				5,59		99,57
128		Бруссыгин, 1978ф			47,81	0,58	16,22	2,35	7,49	0,17	8,19	11,24	2,07	0,14	0,04				2,99		99,29
129		Бруссыгин, 1978ф			48,37	2,57	12,80	1,74	1,89	0,25	5,38	10,19	3,00	0,36	0,28				2,28		89,11
130		Бруссыгин, 1978ф			48,76	2,40	15,75	4,89	9,55	0,36	6,05	11,02	3,47	2,15	0,39				4,59		109,38
131		Бруссыгин, 1978ф			63,76	1,05	13,71	1,66	7,06	0,11	0,48	2,55	3,11	4,63	0,41				0,83		99,36
132	2103	Пискунов, 1977ф			49,92	1,98	14,65	2,58	9,66	0,07	8,39	3,15	2,82	1,50	0,26				4,86		99,84

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	S	сумма
133	2280	Пискунов, 1977ф			51,11	3,44	14,08	6,32	7,58	0,19	3,87	6,35	3,76	1,32	0,52			2,10	0,01	100,65
134	2624	Пискунов, 1977ф			53,09	2,44	13,52	6,28	7,43	0,20	2,67	5,89	2,89	2,78	0,68			2,46	0,08	100,41
135	2625	Пискунов, 1977ф			52,64	2,28	15,27	6,28	6,67	0,21	2,60	4,14	2,92	2,70	0,64			3,24	0,04	99,63
136	2726	Пискунов, 1977ф			50,65	2,28	15,09	5,54	6,95	0,07	8,47	1,31	2,32	0,90	0,32			6,38	0,01	100,29
137	2647б	Пискунов, 1977ф			42,67	2,00	14,18	2,49	6,16	0,05	11,18	5,72	1,58	3,00	0,34			11,38	0,01	100,76
138	2705г	Пискунов, 1977ф			47,68	1,32	15,70	2,42	8,61	0,16	6,23	9,21	2,78	1,84	0,23			3,28	0,11	99,57
139	2707в	Пискунов, 1977ф			47,11	2,43	14,66	3,92	8,89	0,16	5,37	7,18	3,44	1,70	0,33			0,42	4,56	100,17
140	2707г	Пискунов, 1977ф			47,57	2,49	14,90	3,33	8,96	0,15	5,17	6,90	3,58	1,78	0,35			0,21	4,16	99,55
141	2722в	Пискунов, 1977ф			48,54	2,24	14,29	5,40	7,55	0,18	5,67	7,15	3,76	2,00	0,36			2,50	0,01	99,65
142	2722г	Пискунов, 1977ф			49,09	2,20	13,67	2,21	8,61	0,04	10,06	3,89	2,76	0,52	0,34			6,00	0,18	99,57
143	2726а	Пискунов, 1977ф			51,56	2,35	14,24	5,13	7,75	0,11	6,51	2,06	2,76	1,18	0,29			5,50	0,01	99,45
144	2726б	Пискунов, 1977ф			49,04	2,30	14,32	3,64	8,71	0,13	6,27	4,75	3,00	1,42	0,32			6,28	0,02	100,20
145	2858е	Пискунов, 1977ф			46,80	2,48	13,59	3,30	9,84	0,18	6,54	7,27	2,12	1,20	0,27			5,98	0,15	99,72
146		Петров, 1995ф**	55,0296	58,9755	46,54	1,93	14,78	3,93	8,33	0,15	8,08	7,66	3,03	1,23	0,26	1,10		3,10	<0.1	100,12
147		Петров, 1995ф**	55,0323	59,1626	43,90	1,48	14,53	3,25	8,80	0,18	8,27	10,40	2,36	0,48	0,10	1,10		4,80	0.1	99,65
148		Петров, 1995ф**	55,0367	59,1686	48,86	2,46	13,09	4,50	10,65	0,25	5,22	8,94	2,03	1,69	0,23	<0.4		0,64	<0.1	98,56
149		Петров, 1995ф**	55,0444	58,9711	45,61	1,26	16,16	3,28	8,39	0,17	7,75	8,51	3,03	1,22	0,85	1,54		4,60	0,10	102,47
150		Петров, 1995ф**	55,0011	58,8719	46,30	2,22	14,62	5,75	9,30	0,18	5,77	9,56	1,40	0,05	0,23	0,55		3,78	<0.05	99,71
151		Петров, 1995ф**	55,0211	59,2594	48,37	1,74	14,01	3,55	10,57	0,20	6,39	9,63	9,27	0,16	0,23	0,44		2,26	<0.1	106,82
152		Петров, 1995ф**	55,0244	59,2661	49,09	2,18	13,20	2,34	11,81	0,19	5,81	9,90	2,65	0,09	0,23	0,99		1,56	<0.1	86,84
153		Петров, 1995ф**	55,0231	59,1900	47,69	1,29	13,24	3,31	9,40	0,17	7,17	10,60	2,61	0,83	0,16	0,66		2,60	<0.05	99,73
154		Петров, 1995ф**	55,0253	59,1972	48,11	1,96	10,77	3,38	10,35	0,21	9,69	10,04	2,00	1,25	0,22	0,44		1,54	< 0.05	99,96
155		Петров, 1995ф**	55,1633	59,4253	50,06	1,66	15,32	4,01	8,25	0,18	5,62	8,93	3,00	0,94	0,23	1,21		1,90	0,11	101,42
156		Петров, 1995ф**	55,0231	59,2581	49,42	1,62	14,06	3,51	8,70	0,17	6,98	10,78	2,00	0,56	0,15	0,15		0,92	<0.05	99,03
157		Петров, 1995ф**	55,0547	59,1369	47,68	0,86	14,22	3,45	7,81	0,17	8,89	11,71	1,58	1,35	0,07	<0.4		2,58	0,05	100,42
158		Петров, 1995ф**	54,9581	58,7986	44,90	0,96	17,45	2,12	9,77	0,12	7,35	5,28	2,88	0,50	0,07	4,18		8,50	0,06	104,14
159		Петров, 1995ф**	55,0911	59,1281	47,02	0,74	13,41	2,56	7,68	0,15	9,75	9,32	2,91	1,38	0,07	1,98		5,24	<0.05	102,21
160		Петров, 1995ф			51,46	2,40	14,51	2,10	14,30	0,08	6,61	1,12	0,91	0,36	0,25	0,99		5,28	0,00	100,37
161		Петров, 1995ф**	55,0600	59,1328	47,60	1,18	15,54	3,05	8,69	0,23	8,16	12,03	1,70	0,65	0,07	<0.4		1,26	<0.05	100,16
162		Петров, 1995ф**	55,0617	59,1489	48,60	1,18	13,70	13,07	0,47	0,20	6,58	10,46	2,11	1,17	0,15	0,44		2,02	0,05	100,20
163		Петров, 1995ф**	55,0497	59,1431	42,84	2,27	11,00	5,13	10,50	0,20	8,45	12,62	1,84	0,63	0,14	1,94		3,80	<0.05	101,36
164		Петров, 1995ф**	55,1392	59,3472	47,24	0,98	14,29	4,46	7,52	0,19	9,18	11,59	1,86	0,50	0,07	0,33		2,34	<0.05	100,55
165		Петров, 1995ф**	55,1789	59,4031	49,42	2,15	14,83	3,16	8,62	0,03	5,16	3,57	3,93	4,70	0,40	1,10		2,86	<0.05	99,93
166		Петров, 1995ф**	55,0114	59,0447	49,68	1,67	13,83	1,84	11,60	0,21	6,10	5,02	3,07	1,90	0,16	0,88		3,92	0,10	99,98
167		Петров, 1995ф**	55,0456	59,0536	47,48	2,39	12,36	3,64	11,12	0,22	5,73	9,35	1,68	0,35	0,02	1,41		4,34	<0.05	100,09
168		Петров, 1995ф**	55,0456	59,0536	48,13	2,31	11,37	3,81	11,47	0,23	6,75	8,91	1,80	0,35	0,02	1,39		4,29	<0.05	100,83
169		Петров, 1995ф**	55,1378	59,1356	44,80	2,20	14,92	6,89	8,78	0,05	7,08	8,39	2,88	0,12	0,17	0,40		2,48	<0.05	99,16
170		Петров, 1995ф**	55,0539	59,1547	47,00	2,12	14,19	2,16	9,34	0,07	8,07	5,20	2,70	2,60	0,33	2,20		6,06	<0.05	102,04
171		Петров, 1995ф**	55,0556	59,1556	52,88	1,72	17,09	3,32	5,44	0,13	3,55	7,26	3,33	1,68	0,27	2,05		3,12	0,05	101,89
172		Петров, 1995ф**	55,0528	59,1528	45,62	0,96	16,23	3,08	8,34	0,14	9,18	8,62	1,27	1,66	0,06	0,40		3,48	0,06	99,10
173		Петров, 1995ф**	55,2139	59,0717	46,46	3,68	12,45	6,07	10,13	0,21	5,84	7,47	3,06	1,84	0,56	0,12		2,68	0,00	100,57
174		Петров, 1995ф**	55,0053	59,0417	43,62	3,10	13,83	1,56	13,61	0,14	4,37	6,99	2,28	0,13	0,57	4,97		8,60	0,12	103,89
175		Петров, 1995ф**	55,0067	59,0403	43,16	3,00	13,83	1,32	13,47	0,14	4,76	7,27	2,28	0,13	0,57	4,80		9,34	0,05	104,12
176		Петров, 1995ф**	55,0408	59,1339	49,44	1,92	13,50	5,05	10,00	0,17	5,14	9,32	2,10	1,03	0,18	0,55		2,04	0,05	100,49
177		Петров, 1995ф**	55,0389	59,1361	47,50	1,22	16,15	3,71	6,26	0,15	6,97	10,32	2,11	0,94	0,09	1,76		3,90	0,07	101,15

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	S	сумма
178		Петров, 1995ф**	55,0403	59,1347	48,38	1,92	12,68	4,78	9,91	0,20	5,94	9,50	2,31	0,98	0,15	1,10		2,30	0,05	100,20
179		Петров, 1995ф**	55,0375	59,1375	46,38	1,48	14,98	3,74	7,74	0,14	7,73	7,87	3,34	0,73	0,20	2,64		5,40	< 0,05	102,37
180	8070	Петров, 1995ф**	55,0381	59,1367	47,02	1,58	12,64	4,78	9,39	0,24	7,92	10,59	2,68	0,82	0,16	1,54		2,66	0,14	102,16
181	8079	Петров, 1995ф**	55,0417	59,1375	47,96	0,89	14,64	3,75	7,43	0,19	8,90	10,80	1,50	1,06	0,07	0,66		2,43	0,07	100,34
182	8082	Петров, 1995ф**	55,0381	59,1361	50,00	2,56	13,28	3,81	8,19	0,15	5,47	7,33	4,07	1,57	0,38	0,66		2,22	<0,05	99,69
183	8083	Петров, 1995ф**	55,0431	59,1403	48,00	1,30	13,08	3,84	8,53	0,22	7,26	9,77	2,32	2,00	0,14	0,66		2,20	<0,05	99,32
184	8084	Петров, 1995ф**	55,0444	59,1339	47,10	1,22	16,15	4,24	6,71	0,17	6,69	10,59	2,26	1,64	0,09	1,32		3,08	<0,05	101,26
185	8101	Петров, 1995ф**	55,0389	59,1361	44,00	1,36	13,79	2,30	8,15	0,15	8,01	8,69	2,98	0,98	0,16	4,40		8,32	<0,05	103,29
186	8109	Петров, 1995ф**	55,0367	59,1353	47,14	2,56	13,01	5,57	10,39	0,25	6,13	8,69	2,56	1,18	0,23	0,88		1,80	0,05	100,44
187	8124	Петров, 1995ф**	55,0408	59,1381	49,06	1,72	14,57	3,13	9,70	0,16	5,28	7,87	3,34	1,50	0,24	1,10		2,52	0,14	100,33
188	8127	Петров, 1995ф**	55,0417	59,1356	47,78	1,52	16,46	3,99	6,85	0,14	7,28	6,78	3,67	2,23	0,19	1,32		2,82	<0,05	101,03
189	8129	Петров, 1995ф**	55,0400	59,1378	50,26	1,52	13,68	3,86	9,17	0,22	6,86	7,63	2,86	1,37	0,13	<0,4		1,60	<0,05	99,16
190	8132	Петров, 1995ф**	55,0417	59,1342	46,92	1,92	15,96	3,61	7,99	0,19	7,18	12,57	2,37	0,70	0,12	<0,4		0,10	<0,05	99,63
191	8132	Петров, 1995ф**	55,0444	59,1469	46,06	1,86	16,06	3,42	8,58	0,12	7,45	12,69	2,20	0,65	0,12	<0,4		0,30	0,05	99,56
192	8176-7	Петров, 1995ф**	55,1472	59,1636	47,92	2,14	12,03	4,62	7,71	0,18	8,96	7,76	2,86	1,43	0,28	0,73		2,60	<0,05	99,22
193	8177	Петров, 1995ф**	55,1444	59,1611	49,26	1,86	12,83	5,15	8,94	0,17	5,60	9,24	2,06	1,49	0,17	0,84		1,90	0,05	99,56
194	8183	Петров, 1995ф**	55,1458	59,1603	48,26	3,28	13,45	7,29	7,71	0,21	4,99	5,58	3,37	2,15	0,55	0,73		1,86	0,05	99,48
195	8183-1	Петров, 1995ф**	55,1450	59,1633	46,48	1,94	14,43	4,07	9,49	0,11	4,87	5,01	3,63	2,94	0,28	4,36		5,44	0,05	103,10
196	8183-2	Петров, 1995ф**	55,1478	59,1597	50,64	1,63	15,24	4,04	7,36	0,15	4,43	5,24	3,67	1,54	0,19	3,15		5,62	0,05	102,95
197	8227	Петров, 1995ф**	55,1436	59,1603	47,84	0,69	15,42	2,90	9,32	0,16	5,41	7,49	3,34	1,48	0,35	2,64		4,20	0,13	101,37
198	8319	Петров, 1995ф**	55,0397	58,9994	45,26	1,80	16,18	5,11	9,64	0,14	5,14	8,25	2,91	1,23	0,19	0,44		3,36	<0,05	99,65
199	8319-2	Петров, 1995ф**	55,0464	58,9575	44,90	1,92	16,11	4,03	11,27	0,15	5,14	7,97	3,00	1,95	0,21	2,20		3,82	0,13	102,80
200	8321	Петров, 1995ф**	55,0467	58,9631	45,62	1,96	16,64	4,96	8,80	0,17	5,34	7,68	3,00	1,25	0,21	1,76		3,30	0,05	100,74
201	8376-1	Петров, 1995ф**	55,0450	58,9611	48,58	2,05	12,35	4,07	10,71	0,17	6,46	8,11	2,31	2,73	0,19	0,35		1,48	0,06	99,62
202	8398	Петров, 1995ф**	55,0444	58,9617	45,32	0,96	16,07	3,26	9,50	0,20	8,20	10,28	1,50	1,13	0,07	0,39		3,20	0,06	100,14
203	8401	Петров, 1995ф**	55,0472	58,9597	48,46	1,56	11,87	4,15	9,40	0,21	6,72	10,96	1,55	1,18	0,15	0,39		2,34	0,13	99,07
204	8407	Петров, 1995ф**	55,0464	58,9556	49,54	1,93	12,23	4,64	10,54	0,24	5,34	8,96	2,97	1,88	0,17	0,39		1,60		100,43
205	8408	Петров, 1995ф**	55,0431	58,9639	47,12	3,52	12,81	4,74	12,94	0,27	5,55	6,89	2,38	0,97	0,42	0,39		2,62	0,05	100,67
206	8415	Петров, 1995ф**	55,0497	58,9642	49,86	1,36	15,80	3,79	7,78	0,17	6,42	7,68	2,89	1,32	0,15	0,39		2,76	0,05	100,42
207	8418	Петров, 1995ф**	55,0486	58,9625	49,04	1,96	12,80	5,09	10,58	0,14	5,53	9,05	2,58	1,78	0,17	0,39		1,68	0,07	100,86
208	8438-6	Петров, 1995ф**	55,0453	58,9653	49,02	2,08	13,11	3,42	11,09	0,23	5,83	9,24	2,07	1,18	0,22	0,39		1,56	0,06	99,50
209	8461	Петров, 1995ф**	55,2722	59,4075	48,98	2,09	15,42	3,78	8,76	0,14	6,22	6,69	4,00	1,95	0,36	0,55		2,02	0,12	101,08
210	8472	Петров, 1995ф**	55,2119	59,5097	44,32	1,84	11,43	7,57	6,06	0,13	7,57	17,42	0,42	0,23	0,15	0,39		1,92	0,10	99,55
211	8478-1	Петров, 1995ф**	55,2108	59,5108	48,18	2,10	14,94	4,52	8,78	0,06	5,14	4,27	4,00	2,00	0,38	2,53		4,76	0,12	101,78
212	8482	Петров, 1995ф**	55,2117	59,5069	47,68	2,12	15,46	3,92	7,87	0,06	5,53	5,69	4,12	1,10	0,37	1,87		4,98	0,10	100,87
213	8483	Петров, 1995ф**	55,2119	59,5031	47,24	1,89	13,50	3,99	11,47	0,21	6,07	9,53	2,34	0,75	0,17	0,39		1,70	0,10	99,35
214	8485	Петров, 1995ф**	55,2111	59,4994	48,32	2,10	15,47	3,84	8,02	0,08	5,59	5,89	3,88	2,56	0,39	3,37		4,46	0,19	104,16
215	8404	Петров, 1995ф**	55,2264	59,4994	47,66	1,42	15,68	3,47	7,10	0,15	6,80	9,50	2,89	1,33	0,20	0,88		2,92	<0,05	100,00
216	8510	Петров, 1995ф**	55,3269	59,4267	46,70	3,16	13,23	5,60	8,29	0,18	4,33	8,61	3,75	1,88	0,42	1,87		3,12	0,16	101,30
217	8511-1	Петров, 1995ф**	55,3306	59,4367	53,66	2,34	14,65	3,85	5,99	0,07	4,43	2,23	4,66	2,06	0,76	0,99		3,88	0,09	99,66
218	8516	Петров, 1995ф**	55,3308	59,4392	45,66	1,04	14,38	2,89	8,21	0,17	10,60	7,42	2,79	1,10	0,18	0,88		4,32	<0,05	99,64
219	8518-1	Петров, 1995ф**	55,3314	59,4328	45,06	2,24	13,42	2,36	9,99	0,13	5,77	7,87	2,30	1,36	0,37	5,06		8,92	0,13	104,98
220	8520	Петров, 1995ф**	55,3300	59,4236	46,78	2,20	14,23	5,17	7,45	0,17	5,98	8,16	3,00	1,54	0,35	1,10		3,52	0,10	99,75
221	8541	Петров, 1995ф**	55,0931	59,2778	47,74	0,98	14,12	3,05	3,98	0,17	8,51	12,12	1,78	0,58	0,07	0,39		0,84	0,06	94,39
222	8598	Петров, 1995ф			47,14	1,44	16,71	3,64	7,84	0,12	5,77	8,62	3,20	1,04	0,22	0,44		3,20	<0,05	99,38

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	S	сумма
223	8616	Петров, 1995ф**	55,0875	58,7300	45,44	2,34	10,51	4,18	9,77	0,19	10,97	3,00	1,96	0,13	0,24	2,42		6,26	<0.05	97,41
224	8651-1	Петров, 1995ф**	55,0244	58,9819	46,83	1,86	14,01	5,37	7,47	0,16	6,48	9,63	4,11	0,85	0,36	1,65		3,24	0,12	102,14
225	9005-5	Петров, 1995ф**	55,0125	59,2419	49,08	1,98	12,83	3,88	12,03	0,13	5,18	8,22	4,21	0,33	0,39	0,40		1,54	< 0.4	100,20
226	9011	Петров, 1995ф**	55,0358	59,1661	49,60	1,80	15,02	3,18	10,02	0,15	5,14	8,50	2,44	1,69	0,17	0,44		2,30	0,05	100,50
227	9017-1	Петров, 1995ф**	55,0308	59,1597	48,60	1,04	14,21	3,07	8,73	0,16	7,81	10,42	2,24	0,75	0,07	0,40		2,58	<0.05	100,08
228	9052-1	Петров, 1995ф**	55,0314	59,2875	55,44	1,72	12,99	12,12	5,26	0,06	1,33	1,92	2,77	3,79	0,50	0,40		2,76	<0.05	101,06
229	9055-1	Петров, 1995ф**	55,0303	59,2811	49,54	1,88	12,89	4,20	9,98	0,20	6,28	7,95	2,36	1,30	0,20	0,35		2,34	<0.05	99,47
230	9057-1	Петров, 1995ф**	55,0219	59,1928	50,86	1,60	14,76	2,86	10,31	0,10	6,09	9,95	2,08	1,32	0,15	0,40		0,40	<0.05	100,88
231	9059	Петров, 1995ф**	55,0194	59,1856	48,72	1,32	13,90	2,65	9,39	0,08	7,14	10,36	2,35	0,84	0,11	0,35			<0.05	97,21
232	9067-1	Петров, 1995ф**	55,0208	59,1875	48,31	1,90	13,75	4,11	9,49	0,17	5,98	9,07	2,80	1,16	0,21	0,35		1,82	0,07	99,19
233	9084-1	Петров, 1995ф			45,48	2,18	17,61	4,47	9,23	0,14	4,56	9,13	3,70	0,43	0,23	0,92		2,82	0,05	100,95
234	9102-2	Петров, 1995ф			44,34	1,88	13,02	4,57	8,88	0,11	9,14	12,42	2,29	0,50	0,16	0,70		3,02	0,05	101,08
235	9175	Петров, 1995ф**	55,0811	59,2164	48,34	1,34	14,38	3,81	10,23	0,16	6,78	9,39	1,86	1,80	0,11	0,35		1,94	0,07	100,56
236	9156-2	Петров, 1995ф**	55,0781	59,1419	49,52	2,23	13,49	4,74	7,89	0,18	5,57	9,88	2,70	1,56	0,22	0,35		1,58	<0.05	99,91
237	9206-1	Петров, 1995ф**	55,0658	59,1236	46,76	0,64	15,48	3,66	6,10	0,14	8,60	12,10	1,25	1,40	0,07	0,35		2,72	0,10	99,37
238	9255-i	Петров, 1995ф			45,94	1,24	14,97	3,96	7,91	0,15	8,20	11,63	2,20	0,13	0,13	0,35		2,26	0,08	99,15
239	9306	Петров, 1995ф**	55,2611	59,2883	47,30	2,26	15,37	3,57	7,76	0,13	7,27	5,94	3,57	2,75	0,30	1,32		3,14	0,27	100,95
240	9331	Петров, 1995ф**	55,1147	59,3597	49,80	1,22	13,86	2,58	8,40	0,16	8,25	10,99	1,90	0,75	0,11	0,35		1,22	0,05	99,64
241	9341-1	Петров, 1995ф**	55,1183	59,3583	46,90	1,98	14,79	3,89	9,12	0,16	6,19	8,61	3,63	1,25	0,28	1,54		2,64	< 0.05	100,98
242	9348-1	Петров, 1995ф**	55,1653	59,1469	42,30	1,91	15,36	6,31	9,52	0,23	6,98	9,70	1,90	1,44	0,20	0,44		3,18	0,22	99,69
243	9348-6	Петров, 1995ф**	55,1706	59,1533	41,68	1,98	15,19	5,71	10,70	0,29	7,21	8,94	2,08	2,22	0,21	1,10		2,86	0,15	100,32
244	9420-2	Петров, 1995ф**	55,0300	58,8167	45,52	2,35	15,08	4,85	8,00	0,14	6,48	9,27	2,24	1,93	0,27	0,44		2,70	< 0.05	99,27
245	9430	Петров, 1995ф**	55,0181	58,9272	47,10	1,77	13,16	4,29	10,51	0,20	6,22	9,10	0,80	0,11	0,21	2,20		6,36	< 0.05	102,03
246	9434-10	Петров, 1995ф**	55,0117	58,9339	45,30	2,68	16,76	2,47	13,89	0,09	5,25	2,80	3,71	0,09	0,28	2,20		5,64	< 0.05	101,16
247	9453	Петров, 1995ф**	55,0239	58,9694	47,46	1,86	13,91	5,19	8,59	0,22	6,80	8,96	0,38	0,05	0,16	2,20		5,52	0,07	101,37
248	9454-2	Петров, 1995ф**	55,0242	58,9617	44,52	1,48	12,27	1,75	10,75	0,19	6,61	8,80	1,54	0,10	0,15	7,04		10,92	0,05	106,17
249	9495-1	Петров, 1995ф			47,92	2,56	14,51	2,26	10,94	0,09	6,89	2,63	1,89	2,56	0,38	2,75		6,48	0,18	102,04
250	9664-1	Петров, 1995ф**	55,0136	59,0561	51,24	3,20	15,92	2,26	7,73	0,14	5,87	4,96	4,40	1,51	0,47	0,35		2,14	<0.05	100,19
251	9664-3	Петров, 1995ф**	55,0133	59,0675	49,36	3,96	13,65	4,36	9,89	0,20	5,57	5,40	4,81	0,40	0,50	0,35		1,54	0,05	100,04
252	9650-1	Петров, 1995ф**	55,1253	59,0425	45,60	2,36	16,22	4,04	11,24	0,20	5,94	8,74	3,48	1,32	0,39	0,51		0,78	<0.05	100,82
253	9691-1	Петров, 1995ф**	55,1314	59,0467	44,14	1,96	15,34	4,92	9,66	0,18	6,93	10,15	2,40	1,95	0,21	0,40		2,80	0,12	101,16
254	9703-1	Петров, 1995ф**	55,2778	59,2900	47,98	2,03	13,75	3,08	9,79	0,15	5,94	8,56	2,63	1,00	0,28	2,31		3,68	0,17	101,35
255	9772-1	Петров, 1995ф**	55,1561	59,1258	42,34	2,04	14,50	7,27	9,68	0,25	8,32	9,12	2,29	1,37	0,19	0,35		2,92	0,10	100,74
256	1200-3	Петров, 1995ф**	55,1661	59,1839	47,66	0,76	14,36	3,33	7,33	0,19	9,90	10,92	1,81	0,64	0,10	0,55		3,20	<0.05	100,75
257	с-5-495	Петров, 1995ф			48,60	1,46	16,83	2,00	7,62	0,08	6,70	7,58	3,63	2,37	0,26	0,44		1,93	0,07	99,57
258	с-5-62	Петров, 1995ф			47,44	2,46	14,16	1,74	11,00	0,05	6,50	7,13	4,36	2,26	0,35	1,32		2,78	0,07	101,62
259	с-9-116	Петров, 1995ф			47,20	1,80	11,05	2,69	10,83	0,18	9,37	10,24	2,81	1,37	0,22	1,32		1,60	0,12	100,80
260	с-11-33	Петров, 1995ф			47,18	1,02	14,44	3,64	7,61	0,15	7,87	10,22	2,35	1,14	0,08	1,10		3,24	<0.05	100,04
261	с-11-49	Петров, 1995ф			47,12	2,49	12,79	4,11	11,93	0,19	5,63	8,54	2,21	1,92	0,39	0,55		1,78	0,14	99,79
262	с-11-69	Петров, 1995ф			45,72	2,46	12,98	3,18	11,93	0,17	6,22	8,95	2,24	2,31	0,30	0,35		2,94	0,08	99,83
263	с-11-76	Петров, 1995ф			47,92	2,60	12,09	2,41	12,35	0,06	6,22	4,48	1,89	5,00	0,33	0,88		3,52	0,18	99,93
264	с-12-25	Петров, 1995ф			53,22	2,06	14,71	2,83	8,23	0,13	2,96	6,87	3,00	2,00	0,41	1,38		3,46	0,12	101,38

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	S	сумма
265	с-12-36	Петров, 1995ф			45,89	2,07	14,26	2,83	8,87		5,40	8,96	4,02	1,88				3,95		98,13
266	с-15-28	Петров, 1995ф			46,60	1,84	13,74	5,99	8,25	0,14	6,86	7,87	2,77	1,61	0,27	2,13		3,84	0,93	102,84
267	с-15-101	Петров, 1995ф			45,66	2,32	13,89	3,84	7,60	0,14	7,90	7,87	3,50	1,56	0,38	1,25		4,14	0,35	100,40
268	с-18-30	Петров, 1995ф			46,92	1,59	13,02	4,43	10,75	0,09	5,47	11,08	1,35	2,19	0,19	0,35		1,90	0,14	99,47
269	с-19-88	Петров, 1995ф			46,98	2,40	13,57	4,58	9,90	0,15	6,48	8,17	3,60	1,29	0,35	2,20		3,22	0,15	103,04
270	с-18-90.5	Петров, 1995ф			46,48	2,40	13,43	4,87	8,21	0,12	5,47	9,92	3,60	1,95	0,34	1,76		2,36	0,14	87,62
271	с-19-93	Петров, 1995ф			45,76	1,98	13,84	4,85	7,94	0,13	6,88	9,92	3,60	1,07	0,36	0,88		2,38	0,30	99,89
272	с-19-96	Петров, 1995ф			42,04	1,39	9,90	4,62	10,30	0,17	16,00	6,42	0,99	1,95	0,25	0,40		4,70	0,21	99,34
273	с-19-97	Петров, 1995ф			43,04	1,72	НД	3,81	9,31	0,14	10,33	9,33	2,30	2,42	0,27	1,54		4,28	0,13	88,62
274	с-19-97.5	Петров, 1995ф			46,84	1,92	14,42	4,46	6,87	0,09	8,30	9,04	3,87	1,17	0,39	0,22		2,62	0,30	100,51
275	с-20-84.5	Петров, 1995ф			45,10	2,20	14,58	4,34	8,00	0,15	7,42	7,33	3,62	1,55	0,27	1,65		4,02	0,29	100,52
276	с-29-117	Петров, 1995ф			43,46	2,08	14,66	1,78	12,07	0,13	8,51	7,88	2,58	2,36	0,16	0,88		3,46	0,03	100,04
277	с-29-168	Петров, 1995ф			45,74	1,23	16,77	2,01	8,37	0,10	6,48	8,17	3,34	1,78	0,12	0,44		4,06	0,34	98,95
278	с-30-83	Петров, 1995ф			47,32	1,46	16,34	2,18	8,35	0,15	5,35	8,46	3,50	2,10	0,32	3,30		3,64	0,13	102,60
279	с-47-77	Петров, 1995ф**	55,0997	59,1981	47,88	1,51	15,83	4,15	8,69	0,13	6,89	9,90	2,94	0,83	0,16	1,87		1,96	0,14	102,88
280	АН-02-81.6	Петров, 1995ф**	55,0917	59,1906	47,48	2,87	14,01	4,88	7,84	0,14	5,79	7,63	3,33	1,08	0,38	1,98		4,08	0,18	101,67
281	АН-02-282.9	Петров, 1995ф**	55,0883	59,1925	49,88	1,38	14,12	3,33	9,74	0,16	6,11	8,01	2,60	1,70	0,15	0,35		1,86	0,09	99,48
282	АН-02-491	Петров, 1995ф**	55,0817	59,1878	46,20	2,78	11,99	3,46	13,07	0,24	5,62	9,35	2,13	0,90	0,29	0,55		2,62	0,10	99,30
283	АН-02-588	Петров, 1995ф**	55,0744	59,1839	47,58	1,36	14,32	3,76	9,42	0,21	7,04	9,42	2,06	1,08	0,15	0,39		2,28	0,09	99,16
284	АН-014-510	Петров, 1995ф**	55,0797	59,2014	46,54	1,76	14,64	2,57	9,24	0,17	6,72	8,11	3,18	2,33	0,32	1,54		3,84	0,24	101,20
285	АН-141-36	Петров, 1995ф**	55,0911	59,2139	45,16	2,61	9,13	2,02	10,34	0,13	8,22	8,93	0,09	0,06	0,31	8,03		12,12	0,13	107,28
286	АН-146-49	Петров, 1995ф**	55,0906	59,2278	47,04	1,42	15,93	3,16	3,35	0,14	6,21	7,87	3,00	1,62	0,25	2,09		3,60	0,17	95,85
287	вк-3271-345	Петров, 1995ф			46,26	1,53	11,32	2,06	9,60	0,15	12,38	7,18	2,96	0,66	0,15	1,54		4,62	0,05	100,46
288	С-507	Петров, 1995ф**	55,0142	59,2675	48,33	1,15	14,99	4,44	7,76		6,20	9,80	1,76	0,80	0,00			3,72		98,95
289	С-508	Петров, 1995ф**	55,0169	59,2728	45,32	1,33	16,15		8,71		8,10	5,88	4,20	0,53	0,00			6,80		97,02
290	С-509	Петров, 1995ф**	55,0131	59,2692	47,83	1,10	14,93	4,26	6,97		8,92	9,02	1,76	1,20	0,03			3,87		99,89
291	С-542	Петров, 1995ф**	55,0089	59,2706	45,78	1,30	15,05	3,73	8,87		7,64	8,68	1,77	2,58	0,16			3,04		98,60
292	С-543	Петров, 1995ф**	55,0661	59,3683	49,16	1,65	14,07	3,24	9,27		6,90	7,84	2,38	1,97	0,15			3,09		99,72
293	3-21	Петров, 1995ф**	55,0211	59,1842	45,12	0,62	17,27	2,59	7,00		9,10	9,80	1,13	1,87	0,33			3,77		98,60
294	3-4	Петров, 1995ф**	55,0278	59,2081	47,15	2,04	12,95	3,98	10,78		5,80	9,10	2,04	1,56				2,96		98,36
295	3-5	Петров, 1995ф**	55,0278	59,2022	48,67	1,21	14,86	1,97	8,76		7,50	10,92	1,94	1,05	0,10			2,13		99,11
296	3-6	Петров, 1995ф**	55,0289	59,1992	48,17	3,41	13,82	2,38	7,51		6,90	8,68	3,25	1,47	0,03			3,48		99,10
297	3-61	Петров, 1995ф**	55,0286	59,1942	47,83	1,18	14,92	2,61	7,90		7,30	10,22	2,06	1,45	0,15			2,78		98,40
298	3-7	Петров, 1995ф**	55,0264	59,1878	47,99	2,45	12,89	5,07			5,90	8,12	1,94	1,76	0,16			2,67		88,95
299	3-8	Петров, 1995ф**	55,0211	59,1906	47,99	2,66	14,10	5,82	8,15		4,50	8,68	4,89	0,92	0,13			2,79		100,63
300	3-10	Петров, 1995ф**	55,0214	59,1803	47,98	2,02	13,17	2,78	11,91		5,80	9,52	2,38	0,98	0,04			2,27		98,85
301	3-12	Петров, 1995ф**	55,0250	59,2039	47,83	1,22	14,42	2,55	8,80		6,90	10,78	2,21	0,90	0,18			3,01		98,80

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса) и N-40-XI (Бакал);

** Координаты данным точкам присвоены условно по привязкам, приведенным в [Петров, 1995ф]

Таблица 7А. Химический состав пород кургасского комплекса (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	проба	источник	N	E	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb
1	11422-0	XI	54,9284	58,9016	237	505	47,3	230	86,5	90,2	6,31	148	21,5	93,7	7,91	0,63	68,6	2,21	0,44	0,32
2	11423-0	XI	54,9293	58,9043	218	527	47	213	79,2	85,3	43,7	131	21,9	148	7,33	3,14	1590	3,54	0,58	14,4
3	11428-1	N-40-XI*	54,9508	58,7876	387	237	61,4	141	122	118	40,4	243	14,4	139	5,83	1,91	399	3,49	0,36	2,76
4	13061-1	N-40-XI*	54,9624	58,8750	162	563	78,2	599	58,4	86,6	8,86	195	11,8	90,9	4,04	0,68	57,9	2,36	0,26	1,23
5	13063-1	N-40-XI*	54,9613	58,8702	179	545	67,5	429	78	126	30,3	247	12,4	94	1,48	2,71	280	2,41	0,22	13,3
6	13065-1	N-40-XI*	54,9564	58,8816	254	1266	97,4	1124	79	118	10,9	75,1	18,2	116	8,15	2,38	60,2	2,98	0,5	0,56
7	13066-1	N-40-XI*	54,9644	58,8834	232	436	44,8	123	113	84,9	72,7	102	16,3	76,6	2,64	1,4	270	1,92	0,22	2,39
8	13067-0	N-40-XI*	54,9657	58,8834	403	90,2	61,6	150	92	114	23,3	404	15,6	113	5,08	2,76	550	3,08	0,36	1,72
9	13068-0	N-40-XI*	54,9703	58,8868	237	203	43,2	83,7	105	68,2	34	197	16,3	79,8	3	0,3	1064	1,92	0,23	3,06
10	15024-1	N-40-XI*	54,9283	58,9767	380	85	42	53	88	85	1,7	219	30	132	6,6	0,15	35	3,3	0,39	5,0
11	15024-2	N-40-XI*	54,9283	58,9767	293	56	51	94	164	79	10	403	24	109	11	0,28	395	3,1	0,72	2,6
12	15024-3	N-40-XI*	54,9283	58,9767	251	753	65	465	57	96	6,1	108	23	173	22	0,34	132	4,4	1,1	8,9
13	18022-1	N-40-XI*	54,9513	58,7981	225	490	54,3	249	91,8	109	25,9	191	17,6	86,9	3,02	1,11	1431	1,9	0,32	3,57
14	18023-1	N-40-XI*	54,9508	58,7990	214	508	58,1	349	134	80,9	14	281	18,8	105	2,46	0,58	119	2,53	0,33	2,85
15	18024-1	N-40-XI*	54,9497	58,7997	201	577	47,2	185	62,9	131	26,5	194	14,6	77,7	2,1	0,85	2647	1,91	0,3	21,6
16	18024-2	N-40-XI*	54,9497	58,7997	215	648	53,3	234	84,4	102	20,7	230	16	45,5	1,95	0,9	211	1,27	0,168	6,19
17	18024-3	N-40-XI*	54,9497	58,7997	202	682	56,1	361	74,7	71,7	29,7	205	15,8	60	2,03	1,54	2211	1,51	0,23	2,47
18	18024-4	N-40-XI*	54,9497	58,7997	230	410	45,7	151	82,1	92,4	33,1	171	17,2	78	3,35	0,59	252	1,86	0,26	4,88
19	18024-5	N-40-XI*	54,9497	58,7997	192	696	51,8	258	58,3	91,2	25	242	14	52,1	2,84	0,43	236	1,29	0,173	6,34
20	5007M	N-40-XI*	54,9293	58,9041	222	460	40,7	193	76,7	70,6	33,5	197	21	92,7	8,25	2,32	515	2,42	0,55	3,28
21	Б3	N-40-XII*	55,1539	59,1402	260	87,5	47,9	326	45,6	100	41,3	627	17,4	80,5	5,88	1,08	738	2,18	0,39	4,25
22	Б4	N-40-XII*	55,1565	59,1282	355	18	57,5	91,6	35,3	143	43,9	207	47,3	88,8	5,62	0,89	497	2,41	0,35	3,68
23	13221-1	N-40-XI*	54,9178	58,8472	193	406	55	323	76	60	4,8	115	14	54	3,2	1,3	60	1,7	0,29	1,8
24	13221-2	N-40-XI*	54,9178	58,8472	194	400	49	283	36	106	1,3	276	14	54	3,1	0,95	51	1,5	0,14	1,7
25	13221-3	N-40-XI*	54,9178	58,8472	207	419	52	314	25	71	2,3	204	15	65	3,6	0,99	137	1,7	0,23	1,6
26	13221-4	N-40-XI*	54,9178	58,8472	215	531	66	450	49	81	10	72	15	74	3,6	2,4	44	2,0	0,21	1,1
27	13221-5	N-40-XI*	54,9178	58,8472	145	492	62	558	14	76	9,1	14	10	46	2,6	5,3	31	1,3	0,17	0,69
28	13221-7	N-40-XI*	54,9178	58,8472	141	488	54	403	52	90	52	84	10	49	2,5	5,9	327	1,3	0,22	1,3
29	18102-1	N-40-XII*	55,1283	59,1265	285	20,8	53	86,2	74,5	165	53,3	247	17,7	103	7,46	1,32	261	2,77	0,5	3,8
30	18102-2	N-40-XII*	55,1283	59,1265	299	19,6	44,1	82	68,4	142	70,3	230	21	114	8,3	2,05	238	2,84	0,5	3,65
31	18102-4	N-40-XII*	55,1283	59,1265	221	553	60,3	309	99,8	114	108	376	21,6	134	12	4,65	372	3,05	0,72	2,45
32	18102-6	N-40-XII*	55,1283	59,1265	313	20,8	57,9	79,3	77,5	213	60,5	214	17,3	86,4	6,71	1,48	273	2,32	0,39	1,62
33	18102-7	N-40-XII*	55,1283	59,1265	294	29	53,6	75,4	77,7	112	46,3	233	17,3	86,3	6,33	1,08	250	2,28	0,39	7,78
34	18102-8	N-40-XII*	55,1283	59,1265	302	22	44,9	70	59,9	132	36,1	116	19,8	102	7,64	0,97	152	2,72	0,45	3,25
35	18102-10	N-40-XII*	55,1283	59,1265	257	2,99	43,7	30,2	27	74,8	14,8	486	16,7	129	13	1,1	238	3,15	0,84	2,41
36	P-10-100	N-40-VI*	55,5264	59,7957	281	107	52,7	78,4	89,3	105	68,9	209	22,1	43,9	3,48	0,21	578	1,3	0,36	4,45
37	P-11-100	N-40-VI*	55,5265	59,7945	341	40,4	42,3	70,6	26,3	86,3	41,8	338	29,6	206	16,6	0,79	437	5,43	1,02	5,55
38	7184-100	N-40-VI*	55,4618	59,5669	266	210	51,9	188	99,7	82,4	15,9	554	22,3	180	13,8	1,09	472	4,77	0,95	5,94
39	3001-100	N-40-VI*	55,3218	59,4437	289	50,4	40,3	24	32,5	113	25,6	509	22	95,3	10,5	1,2	560	2,63	0,68	6,95
40	3002-100	N-40-VI*	55,4067	59,4589	290	289	56,3	242	98,6	89,7	17,2	553	23	190	14,8	0,72	477	5,16	1,05	3,63
41	1245-100	N-40-VI*	55,3575	59,5038	262	58,6	46,8	58,4	38,3	94,6	44,2	573	20,8	121	12,2	0,58	548	3,41	0,62	4,82
42	1032-2	N-40-VI*	55,3576	59,5036	248	17	44	62	46	67	42,8	643	19	128	15	0,52	649	3,89	0,84	4,8
43	1036	N-40-VI*	55,3674	59,4217	272	5	34	13	48	103	31,4	622	28	164	21,9	0,27	1274	4,77	1,14	7,6
44	EQ-03-07-1	Ernst et al., 2006	54,9190	58,7873	273	67	47	58	178	69	23	273	19	125	11	0,6	264	3,6	0,4	
45	EQ-03-08-01	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	235	424	37	103	40	65	39	49	18	100	7	3,8	288	2,9	0,3	
46	EQ-03-08-02	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	152	592	81	623	41	77	17	71	11	52	4	3,7	127	1,5	0,1	7
47	EQ-03-08-03	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	209	404	48	204	74	67	36	279	16	72	5	1,5	1080	2	0,3	6
48	EQ-03-08-04	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	207	430	40	178	68		38	248	15	71	5	1,6	919	2	0,2	
49	EQ-03-09-01	Ernst et al., 2006	55,1568	59,1273	359		65	77	80	111	109	391	21	110	8	4	919	3,2	0,4	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb
50	EQ-03-09-02	Ernst et al., 2006	55,1568	59,1273	359	25	67	90	78	105	90	370	19	102	7	2,8	899	3	0,4	
51	EQ-10-01	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	234	35	42	47	35	89	22	477	20	125	10	0,8	774	3,4	0,5	6
52	EQ-10-02	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	239	49	38	43	28	107	21	560	20	128	11	0,7	749	3,4	0,6	
53	EQ-10-03	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	221	36	38	51	58	74	25	509	18	120	10	1,3	602	3,2	0,5	6
54	EQ-10-04	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	266	57	41	52	29	77	22	517	22	139	12	0,8	782	3,7	0,6	
55	EQ-10-05	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	213	33	38	44	29	109	24	556	17	104	9	0,9	656	2,9	0,5	
56	EQ-10-06	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	94	86	16	39	20		159	32	16	112	9	3,6	585	3,2	0,8	
57	EQ-11-01	Ernst et al., 2006	55,3465	59,4128	230	473	36	164	79	83	33	291	17	96	8		753	2,7	0,5	
58	EQ-11-02	Ernst et al., 2006	55,3465	59,4128	34	228	40	87	48	97	42	532	18	107	9	0,9	555	2,8	0,5	
59	EQ-12-01	Ernst et al., 2006	55,3463	59,4087	262	55	47	100	115	100	85	334	21	161	14	7	620	4,4	0,9	
60	EQ-13-01	Ernst et al., 2006	55,3460	59,4035	270	59	38	55	76	90	40	365	22	166	16	2,9	662	4,5	1	
61	6528-2	N-40-VI*	55,5890	59,8228	102,31	18,42	19,55	26,79	35,13	166,74	31,05	738,21	38,69	25,58	27,66	0,06	1604,20	1,05	0,93	20,30
62	3558-1	N-40-VI*	55,5561	59,7951	133,48	67,84	34,09	52,40	51,10	96,99	39,21	384,48	18,88	12,71	10,53	0,15	496,90	0,61	0,45	4,05
63	3603-1	N-40-VI*	55,6222	59,8875	164,30	23,21	26,82	25,11	42,75	123,42	6,52	493,82	32,91	16,07	26,74	0,03	415,96	0,76	1,07	4,33
64	3552-1	N-40-VI*	55,5441	59,8246	340,99	34,53	38,60	16,09	20,65	139,40	59,86	286,44	38,95	103,82	13,36	0,42	811,20	3,04	0,55	7,86
65	1010	N-40-VI*	55,5623	59,8059	58,27	14,66	9,87	7,39	25,28	135,69	52,34	337,67	52,95	118,03	17,94	0,19	2422,91	4,64	0,65	9,09
66	3613-1	N-40-VI*	55,6056	59,8624	304,19	24,65	31,78	6,88	22,75	125,97	55,94	272,71	28,90	98,75	9,16	0,48	542,64	2,44	0,33	5,40
67	6516-1	N-40-VI*	55,5582	59,8423	361,93	80,03	43,45	21,88	31,16	186,31	36,63		38,00	213,51	14,51	0,61	528,98	6,08	1,22	8,19
68	1107	N-40-VI*	55,5461	59,7655	253,45	74,56	26,78	11,35			79,82	211,87	52,27	373,38	24,28		1707,97	9,74	2,64	15,52
69	3517-2	N-40-VI*	55,5390	59,6933	198,50	30,58	34,46	40,28	51,75	111,51	27,48	91,30	22,88	114,56	12,62	0,17	785,13	4,35	1,08	4,78
70	3001-5	N-40-VI*	55,3218	59,4437	176,43	30,18	28,49	34,25	92,33	47,20	24,20	407,05	13,75	72,20	7,95	0,91	578,00	2,96	0,63	3,37
71	2040-8	N-40-VI*	55,3664	59,5797	200,46	203,84	37,38	152,47	127,14	54,21	13,02	381,66	14,38	72,92	12,08	0,25	338,00	3,51	0,98	22,29
72	2040-9	N-40-VI*	55,3664	59,5797	211,10	191,03	36,18	138,59	111,14	46,94	15,65	274,09	16,26	84,86	12,02	0,36	503,00	3,95	1,04	8,00
73	3018-6	N-40-VI*	55,4656	59,6618	222,47	24,49	24,62	9,64	19,53	54,81	60,84	145,10	28,54	146,19	9,73	0,61	724,17	6,33	0,82	9,91
74	3012-7	N-40-VI*	55,4819	59,6569	182,39	75,58	28,85	29,86	37,23	49,19	49,66	247,31	22,36	98,31	7,95	0,42	611,00	4,13	0,65	7,70
75	P-3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	183,78	8,86	19,11	8,16	36,06	70,16	38,08	226,30	19,58	147,47	11,06	0,43	684,48	6,22	0,93	9,02
76	3608-1	N-40-VI*	55,6154	59,8714	302,42	207,10	31,84	101,76	127,62	172,16	59,69		30,79	137,84	9,61	0,80	696,34	4,66	1,01	17,03
77	3577-1	N-40-VI*	55,5385	59,7320	533,56	44,16	48,83	99,82			45,86	206,60	29,63	155,39	12,15		682,26	4,04	3,12	7,12
78	3601-1	N-40-VI*	55,6180	59,8759	312,49	87,31	32,72	10,91			50,35	278,91	27,74	152,52	12,72		580,31	4,27	2,53	8,02
79	3008-1	N-40-VI*	55,5854	59,7492	194,37	64,21	27,72	33,01	67,35	49,40	66,07	171,79	24,20	116,44	8,14	0,32	681,00	4,62	0,72	6,67
80	3560-1	N-40-VI*	55,5583	59,7989	252,76	5,74	35,17	12,55	50,04	145,49	14,08	397,33	49,93	31,23	26,24	0,07	290,26	1,31	0,91	5,14
82	1245	N-40-VI*	55,3575	59,5038	310,13	57,86	51,99	70,37	50,95	287,96	42,09	705,40	24,09	223,36	16,53	0,18	317,57	6,19	1,11	3,61
84	1245-2	N-40-VI*	55,3575	59,5038	307,37	88,03	46,95	69,95	57,20	301,46	27,15	455,66	24,43	244,52	16,39	0,11	342,63	6,50	1,11	7,24
85	1245-3	N-40-VI*	55,3575	59,5038	305,93	58,55	55,34	55,58	50,59	298,04	40,59	466,43	25,27	249,88	17,31	0,12	329,74	6,47	1,13	9,27
86	3612-1	N-40-VI*	55,6070	59,8678	48,17	29,37	4,66	6,88	4,95	75,63	16,58		8,76	34,72	6,61	0,27	154,03	1,33	0,98	4,46
87	EQ-03-04-03	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	276		27		23	118	28	340	36	300	16		621	7,7	0,9	16
88	KURG3-1	Носова и др., 2012	53,0518	57,1451	429	57	53	93	193	123	13	205	44	193	14		208	4,6	0,9	9,1
89	KURG4-2	Носова и др., 2012	53,0572	57,1470	470	54	52	52	160	130	23	206	44	179	15		258	4,3	0,9	4,3
90	KURG4-1	Носова и др., 2012	53,0572	57,1470	354	51	52	89	159	121	26	204	43	184	13		333	4,7	0,9	5,5

Таблица 7Б. Химический состав пород кургасского комплекса (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	проба	источник	N	E	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
1	11422-0	XI	54,9284	58,9016	31,7	49,9	6,3	24,2	4,94	1,09	4,65	0,78	4,21	0,86	2,26	0,32	1,88	0,27	2,21	0,136
2	11423-0	XI	54,9293	58,9043	22,6	44,6	5,77	22,7	4,26	1,44	4,26	0,75	4,18	0,86	2,31	0,33	2,22	0,33	2,21	0,38
3	11428-1	N-40-XI*	54,9508	58,7876	15,7	32,2	4,56	20,8	5,27	1,76	4,82	0,72	3,75	0,6	1,43	0,2	1,03	0,135	1,8	0,39
4	13061-1	N-40-XI*	54,9624	58,8750	11,4	19,6	2,56	9,72	2,13	0,63	2,24	0,37	2,36	0,46	1,37	0,2	1,29	0,188	1,93	0,5
5	13063-1	N-40-XI*	54,9613	58,8702	11,6	21,6	2,64	10,9	2,19	0,77	2,35	0,41	2,48	0,49	1,45	0,21	1,38	0,191	2,04	0,45
6	13065-1	N-40-XI*	54,9564	58,8816	19,8	39,5	5,88	26,9	6,01	1,87	5,2	0,82	3,99	0,71	1,76	0,22	1,39	0,2	1,23	0,006
7	13066-1	N-40-XI*	54,9644	58,8834	15,5	26,6	3,49	13,9	2,9	0,92	3,13	0,52	2,96	0,65	1,8	0,26	1,75	0,24	2,53	0,155
8	13067-0	N-40-XI*	54,9657	58,8834	17,3	35,6	5,25	23,8	5,63	2,05	5,44	0,77	3,88	0,65	1,57	0,189	1,16	0,139	0,77	<0.004
9	13068-0	N-40-XI*	54,9703	58,8868	16	28,7	3,61	14,2	3	1,19	3,28	0,54	3,36	0,65	1,79	0,26	1,71	0,28	2,58	0,179
10	15024-1	N-40-XI*	54,9283	58,9767	19	38	5,0	21	5,5	1,5	5,4	0,86	5,5	1,1	3,0	0,44	2,9	0,49	1,2	0,33
11	15024-2	N-40-XI*	54,9283	58,9767	16	33	4,3	17	4,8	0,97	4,8	0,74	4,5	0,94	2,5	0,35	2,3	0,36	1,4	0,41
12	15024-3	N-40-XI*	54,9283	58,9767	25	54	6,9	29	7,1	1,6	6,5	0,91	4,9	0,89	2,3	0,29	1,8	0,26	3,1	0,59
13	18022-1	N-40-XI*	54,9513	58,7981	12,8	23,7	3,37	13,2	3,01	1,23	3,15	0,54	3,13	0,68	1,94	0,29	1,86	0,25	1,35	0,092
14	18023-1	N-40-XI*	54,9508	58,7990	18	26,8	3,7	15	3,24	1	3,38	0,6	3,46	0,72	2,12	0,29	1,94	0,27	1,7	0,131
15	18024-1	N-40-XI*	54,9497	58,7997	10,1	19,5	2,63	10,8	2,42	1,48	2,68	0,47	2,78	0,57	11,4	0,24	1,64	0,21	1,2	0,161
16	18024-2	N-40-XI*	54,9497	58,7997	12,5	21,5	2,9	11,9	2,47	0,88	2,73	0,49	2,91	0,58	1,72	0,25	1,66	0,22	1,12	0,017
17	18024-3	N-40-XI*	54,9497	58,7997	9,84	18,5	2,56	10,7	2,44	1,33	2,89	0,47	2,87	0,59	10,8	0,25	1,6	0,22	1,07	<0.004
18	18024-4	N-40-XI*	54,9497	58,7997	12,7	24,2	3,26	13,2	3	0,97	3,22	0,54	3,25	0,66	1,87	0,28	1,85	0,26	1,49	0,104
19	18024-5	N-40-XI*	54,9497	58,7997	12,3	17,8	2,55	10,4	2,27	0,81	2,57	0,44	2,45	0,53	1,57	0,23	1,44	0,2	1,03	0,074
20	5007M	N-40-XI*	54,9293	58,9041	24,1	49,4	5,47	22,6	4,48	1,11	4,66	0,68	4,09	0,84	2,4	0,34	2,13	0,33	2,44	0,69
21	Б3	N-40-XII*	55,1539	59,1402	31	30,1	4,26	18,1	3,87	1,53	3,7	0,61	3,21	0,66	1,77	0,24	1,64	0,21	0,59	0,064
22	Б4	N-40-XII*	55,1565	59,1282	19,4	23,1	5,34	24,3	6,3	1,44	7,37	1,14	6,69	1,31	3,61	0,47	2,66	0,41	0,33	<0.004
23	13221-1	N-40-XI*	54,9178	58,8472	10	21	2,5	10	2,4	0,75	2,6	0,41	2,6	0,58	1,5	0,24	1,5	0,23	1,4	0,32
24	13221-2	N-40-XI*	54,9178	58,8472	11	22	2,6	10	2,4	0,80	2,6	0,41	2,6	0,58	1,5	0,24	1,5	0,23	1,5	0,36
25	13221-3	N-40-XI*	54,9178	58,8472	12	24	2,9	12	2,7	1,12	3,0	0,45	2,9	0,65	1,7	0,26	1,6	0,25	1,8	0,40
26	13221-4	N-40-XI*	54,9178	58,8472	12	25	2,9	11	2,7	0,82	3,0	0,45	2,9	0,65	1,7	0,27	1,7	0,27	1,8	0,57
27	13221-5	N-40-XI*	54,9178	58,8472	8,2	18	2,1	8,2	1,9	0,48	2,1	0,29	1,9	0,44	1,1	0,18	1,2	0,18	1,0	0,28
28	13221-7	N-40-XI*	54,9178	58,8472	8,4	17	2,1	8,0	1,9	0,62	2,1	0,31	1,9	0,45	1,1	0,18	1,1	0,18	1,2	0,28
29	18102-1	N-40-XII*	55,1283	59,1265	14	30,2	4,13	18,7	3,94	1,42	4,44	0,66	3,72	0,63	1,81	0,28	1,61	0,22	0,72	0,18
30	18102-2	N-40-XII*	55,1283	59,1265	14,5	32,3	4,32	18,9	4,46	1,36	4,69	0,66	3,84	0,78	1,96	0,28	1,71	0,24	0,81	0,2
31	18102-4	N-40-XII*	55,1283	59,1265	15,1	32,1	4,57	20,2	4,31	1,57	4,56	0,63	3,42	0,6	1,66	0,24	1,33	0,19	1	0,25
32	18102-6	N-40-XII*	55,1283	59,1265	12,4	26,7	3,55	15,8	3,76	1,16	3,86	0,58	3,55	0,63	1,73	0,27	1,51	0,23	0,93	0,18
33	18102-7	N-40-XII*	55,1283	59,1265	12,8	26	3,56	16,1	3,56	1,23	3,66	0,53	3,5	0,62	1,66	0,25	1,48	0,21	1,04	0,2
34	18102-8	N-40-XII*	55,1283	59,1265	12,4	27,4	3,65	16,2	3,92	1	4,45	0,59	3,71	0,71	2	0,3	1,7	0,25	1,3	0,28
35	18102-10	N-40-XII*	55,1283	59,1265	13,1	32,6	4,5	19,8	4,53	1,6	4,57	0,69	3,62	0,61	1,68	0,23	1,26	0,21	0,94	0,29
36	P-10-100	N-40-VI*	55,5264	59,7957	16,5	39,2	4,69	19,9	4,03	1,41	4,31	0,65	4,04	0,88	2,51	0,37	2,32	0,37	0,97	0,157
37	P-11-100	N-40-VI*	55,5265	59,7945	47,6	102	12,2	51,1	10,1	3,15	9,34	1,26	6,63	1,25	3,29	0,4	2,25	0,32	4,55	2,56
38	7184-100	N-40-VI*	55,4618	59,5669	29,1	66,1	8,18	35,6	7,57	2,49	7,2	0,96	5,1	0,96	2,73	0,31	1,88	0,26	2,3	0,46
39	3001-100	N-40-VI*	55,3218	59,4437	30,6	64,4	7,67	32,5	6,32	2,14	6,13	0,85	4,64	0,91	2,36	0,33	1,95	0,29	1,76	0,37
40	3002-100	N-40-VI*	55,4067	59,4589	30,3	68,1	8,28	36,3	7,74	2,57	7,32	1	5,35	1,01	2,6	0,35	2,03	0,3	2,6	0,53
41	1245-100	N-40-VI*	55,3575	59,5038	31,8	68,5	8,31	35,5	7,16	2,39	6,76	0,9	4,63	0,89	2,21	0,29	1,67	0,25	2,56	0,6
42	1032-2	N-40-VI*	55,3576	59,5036	29,6	64,3	9,24	36,4	7,6	2,61	15,75	1,13	4,96	0,88	2,15	0,29	1,83	0,24	2,85	0,43
43	1036	N-40-VI*	55,3674	59,4217	49,7	104,3	14,45	57,2	12,01	4,05	25,33	1,74	7,29	1,25	3,19	0,42	2,6	0,34	4,68	0,39
44	EQ-03-07-1	Ernst et al., 2006	54,9190	58,7873	13,5	31,9	3,86	17,7	4,5	1,69	4,6	0,8	4,2	0,8	2,3	0,31	1,9	0,26	1,7	0,4
45	EQ-03-08-01	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	16,1	34,4	3,65	14,5	3,2	0,99	3,3	0,6	3,5	0,7	2,2	0,34	2	0,29	3,7	0,6
46	EQ-03-08-02	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	10	21	2,27	9,1	2	0,64	2,1	0,4	2,2	0,4	1,3	0,2	1,2	0,17	2,2	0,3
47	EQ-03-08-03	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	14,3	29,5	3,13	12,7	2,8	0,88	2,9	0,5	3	0,6	1,9	0,28	1,7	0,25	3,1	0,5
48	EQ-03-08-04	Ernst et al., 2006	54,9168	58,8464	14,2	30,1	3,26	13	3	0,91	2,9	0,5	3,2	0,6	1,9	0,28	1,8	0,26	3	0,5
49	EQ-03-09-01	Ernst et al., 2006	55,1568	59,1273	12,9	31,7	4,06	19,1	5,1	1,88	5,1	0,8	4,5	0,8	2,3	0,33	2	0,26	0,7	0,2

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические составы пород магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

	проба	источник	N	E	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
50	EQ-03-09-02	Ernst et al., 2006	55,1568	59,1273	11,4	28,9	3,71	17,4	4,5	1,71	4,8	0,8	4,1	0,8	2,2	0,29	1,7	0,25	0,6	0,1
51	EQ-10-01	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	29,4	62,5	6,97	28,9	5,9	2,06	5,2	0,8	4,1	0,8	2,3	0,3	1,9	0,27	1,8	0,4
52	EQ-10-02	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	28,4	60,9	6,81	28,3	5,8	2	5	0,8	4,1	0,7	2,2	0,3	1,9	0,26	1,7	0,4
53	EQ-10-03	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	27,1	58	6,53	27	5,5	1,81	4,6	0,7	3,9	0,7	2,1	0,28	1,8	0,26	1,7	0,4
54	EQ-10-04	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	29,7	64,8	7,33	30,2	6,1	2,04	5,4	0,8	4,4	0,8	2,4	0,33	2,1	0,29	1,9	0,4
55	EQ-10-05	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	23,4	51,1	5,79	24,1	5	1,72	4,4	0,7	3,6	0,7	1,9	0,27	1,6	0,23	1,4	0,3
56	EQ-10-06	Ernst et al., 2006	55,3218	59,4437	40,8	79,3	8,46	31	5,4	1,12	3,7	0,6	3,3	0,6	2	0,32	1,9	0,28	12,2	2
57	EQ-11-01	Ernst et al., 2006	55,3465	59,4128	18,8	40,8	4,75	20,2	4,4	1,37	4	0,7	3,5	0,6	2	0,28	1,7	0,23	1,4	0,3
58	EQ-11-02	Ernst et al., 2006	55,3465	59,4128	20,4	43,9	5,13	22,1	4,5	1,61	4,1	0,7	3,5	0,7	1,9	0,27	1,7	0,23	1,4	0,3
59	EQ-12-01	Ernst et al., 2006	55,3463	59,4087	32,4	72,3	8,42	35,8	7,4	2,44	6,2	1	4,6	0,8	2,3	0,29	1,8	0,24	2,2	0,5
60	EQ-13-01	Ernst et al., 2006	55,3460	59,4035	32,7	73,8	8,67	36,5	7,5	2,49	6,2	0,9	4,7	0,8	2,3	0,3	1,9	0,27	2,4	0,4
61	6528-2	N-40-VI*	55,5890	59,8228	94,83	196,31	23,36	85,78	13,94	2,69	8,83	1,30	7,57	1,35	3,50	0,44	2,53	0,33	0,48	0,12
62	3558-1	N-40-VI*	55,5561	59,7951	32,32	68,77	7,83	28,88	5,36	1,26	3,63	0,55	3,28	0,61	1,70	0,23	1,42	0,20	0,43	0,04
63	3603-1	N-40-VI*	55,6222	59,8875	50,04	113,68	14,45	59,07	10,99	2,00	7,65	1,10	6,55	1,12	3,03	0,38	2,21	0,29	0,44	0,05
64	3552-1	N-40-VI*	55,5441	59,8246	45,82	96,83	11,87	46,68	9,07	2,04	6,85	1,08	6,55	1,25	3,65	0,51	3,16	0,44	5,03	0,57
65	1010	N-40-VI*	55,5623	59,8059	88,45	227,20	28,38	118,99	25,06	2,54	21,14	2,90	16,35	2,99	7,23	0,90	4,50	0,59	7,98	1,71
66	3613-1	N-40-VI*	55,6056	59,8624	28,61	58,93	7,15	28,08	5,54	1,35	4,78	0,71	4,63	0,93	2,66	0,41	2,51	0,33	4,22	0,37
67	6516-1	N-40-VI*	55,5582	59,8423	36,60	68,10	9,35	39,22	8,13	2,49	8,44	1,34	7,85	1,48	4,39	0,58	3,76	0,56	6,09	1,03
68	1107	N-40-VI*	55,5461	59,7655	63,43	127,13	15,45	61,80	12,17	3,04	12,33	1,94	11,17	2,09	6,27	0,81	5,31	0,78	11,10	1,65
69	3517-2	N-40-VI*	55,5390	59,6933	38,62	84,36	11,06	47,71	9,53	3,08	8,10	1,09	6,52	1,27	3,40	0,43	2,64	0,34	2,77	0,77
70	3001-5	N-40-VI*	55,3218	59,4437	20,97	44,08	5,58	23,40	4,87	1,70	4,06	0,61	3,78	0,77	2,02	0,28	1,71	0,25	1,39	0,38
71	2040-8	N-40-VI*	55,3664	59,5797	23,64	54,51	7,31	33,06	6,98	2,20	6,21	0,81	4,82	0,85	2,27	0,28	1,58	0,24	1,38	0,14
72	2040-9	N-40-VI*	55,3664	59,5797	25,02	58,50	7,85	35,60	7,40	2,30	6,93	0,94	5,29	1,01	2,38	0,31	1,80	0,24	1,48	0,20
73	3018-6	N-40-VI*	55,4656	59,6618	42,92	87,97	10,45	42,73	8,56	2,21	8,16	1,21	7,90	1,61	4,64	0,67	4,03	0,62	8,74	1,33
74	3012-7	N-40-VI*	55,4819	59,6569	31,45	64,60	7,60	31,41	6,22	1,64	5,63	0,90	5,82	1,23	3,54	0,51	2,99	0,48	4,74	0,81
75	P-3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	40,05	80,79	9,52	39,36	7,42	2,42	6,53	0,92	5,70	1,09	2,93	0,42	2,41	0,36	4,71	0,71
76	3608-1	N-40-VI*	55,6154	59,8714	35,91	72,96	8,64	34,45	6,70	1,91	6,77	1,07	6,37	1,18	3,61	0,50	3,23	0,48	8,74	0,94
77	3577-1	N-40-VI*	55,5385	59,7320	27,51	52,75	6,68	27,17	5,60	1,65	6,09	0,99	5,98	1,16	3,58	0,47	3,25	0,46	4,46	0,85
78	3601-1	N-40-VI*	55,6180	59,8759	33,19	65,97	8,10	32,41	6,38	1,80	6,90	1,02	5,97	1,11	3,46	0,46	3,11	0,44	6,34	0,78
79	3008-1	N-40-VI*	55,5854	59,7492	31,38	64,03	7,76	31,64	6,40	1,75	6,42	0,99	6,44	1,34	3,73	0,53	3,32	0,48	5,36	1,05
80	3560-1	N-40-VI*	55,5583	59,7989	67,26	176,81	23,28	88,51	15,71	1,94	10,35	1,52	9,04	1,59	4,51	0,58	3,27	0,42	1,57	0,21
82	1245	N-40-VI*	55,3575	59,5038	33,27	73,72	9,30	39,76	8,27	2,51	7,54	0,94	5,39	0,90	2,55	0,24	2,04	0,21	0,34	3,22
84	1245-2	N-40-VI*	55,3575	59,5038	31,17	70,28	9,02	38,28	7,66	2,29	7,46	0,92	5,40	0,90	2,54	0,26	1,96	0,21	0,38	3,11
85	1245-3	N-40-VI*	55,3575	59,5038	33,89	74,67	9,48	40,84	8,49	2,50	7,74	0,96	5,56	0,93	2,66	0,28	2,09	0,23	0,42	3,25
86	3612-1	N-40-VI*	55,6070	59,8678	8,83	18,93	2,31	9,43	1,89	0,48	1,94	0,31	1,84	0,35	1,08	0,15	1,03	0,15	2,82	0,89
87	EQ-03-04-03	Ernst et al., 2006	55,5265	59,7958	56,3	116	13	50,7	9,7	3,12	9,1	1,3	7,1	1,3	4	0,54	3,4	0,49	7,8	0,7
88	KURG3-1	Носова и др., 2012	53,0518	57,1451	23	50	6,4	27	6,3	1,92	6,7	1,08	6,87	1,45	4,03	0,6	3,76	0,56	1,7	0,4
89	KURG4-2	Носова и др., 2012	53,0572	57,1470	20	45	6	27	6	1,89	6,64	1,07	6,63	1,4	3,99	0,6	3,65	0,55	1,5	0,4
90	KURG4-1	Носова и др., 2012	53,0572	57,1470	19	45	5,9	26	6,1	1,85	6,78	1,08	6,91	1,47	4,16	0,6	3,84	0,59	1,8	0,5

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса) и N-40-XI (Бакал);

** Координаты данным точкам присвоены условно по привязкам, приведенным в [Петров, 1995ф]

Таблица 8. Химический состав пород повальненского комплекса (петрогенные оксиды). Содержания приведены в весовых процентах

	проба	источник	N	E	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	ППП	сумма
1	13024-1	N-40-XI*	54,8525	58,2240	46,92	2,91	13,79	8,76	7,15	0,23	4,11	6,57	2,94	1,70	0,60	0,09	0,54	3,40	99,71
2	13046-1	N-40-XI*	54,9508	58,9144	52,91	1,68	17,40	3,57	9,41	0,12	5,78	0,34	0,21	1,21	0,19	0,09	0,50	6,30	99,71
3	13047-1	N-40-XI*	54,9545	58,9237	45,63	1,83	18,15	3,02	12,64	0,10	8,33	0,60	2,67	0,22	0,22	0,09	0,38	5,88	99,76
4	13053-1	N-40-XI*	54,8574	58,9629	47,06	4,01	10,29	12,15	7,54	0,30	2,45	5,55	2,87	0,71	0,54	0,09	1,04	5,52	100,12
5	13053-2	N-40-XI*	54,8574	58,9629	47,95	2,30	12,20	5,93	10,52	0,20	5,05	9,11	2,77	0,94	0,29	0,09	0,26	2,22	99,83
6	13054-2	N-40-XI*	54,8557	58,9606	51,87	2,90	11,66	11,41	5,06	0,27	2,10	5,96	3,00	0,90	0,68	0,09	0,68	3,30	99,88
7	13055-2	N-40-XI*	54,8541	58,9550	54,05	1,93	12,51	2,62	9,02	0,22	4,87	7,11	2,96	1,43	0,27	0,09	0,46	2,19	99,73
8	13055-4	N-40-XI*	54,8541	58,9550	48,21	1,07	18,82	1,41	7,18	0,16	4,78	10,55	2,78	1,37	0,15	0,09	0,28	3,02	99,87
9	13056-1	N-40-XI*	54,8534	58,9536	49,06	1,92	13,81	4,04	9,66	0,22	5,20	9,39	1,89	1,61	0,25	0,09	0,36	2,14	99,64
10	15015-1	N-40-XI*	54,8793	58,9826	50,75	2,38	13,40	3,79	8,19	0,20	5,06	6,83	3,67	0,77	0,25			3,40	98,69
11	15018-1	N-40-XI*	54,8826	58,9908	49,94	1,67	7,07	4,39	8,48	0,22	12,37	9,22	1,72	0,50	0,13			2,54	98,25
12	15018-2	N-40-XI*	54,8826	58,9908	59,44	1,36	15,81	0,83	3,16	0,06	2,79	4,20	7,85	0,80	0,54			1,12	97,96
13	15022-1	N-40-XI*	54,9256	58,9948	48,80	1,26	13,84	2,63	9,20	0,15	6,93	9,45	3,13	0,04	0,10			3,41	98,94
14	15022-2	N-40-XI*	54,9256	58,9948	48,21	1,23	14,94	3,36	8,48	0,22	6,68	10,15	3,00	0,04	0,10			3,31	99,72
15	15022-4	N-40-XI*	54,9256	58,9948	49,35	1,18	13,83	3,72	8,62	0,20	6,05	9,45	2,39	0,20	0,09			3,23	98,31
16	15022-5	N-40-XI*	54,9256	58,9948	48,77	1,28	14,03	2,65	9,70	0,20	7,33	7,35	2,12	0,08	0,12			4,71	98,34
17	15022-6	N-40-XI*	54,9256	58,9948	47,47	1,18	13,25	1,22	10,13	0,17	5,80	7,70	1,72	0,41	0,11			9,49	98,65
18	15022-7	N-40-XI*	54,9256	58,9948	45,41	1,13	13,45	1,53	9,99	0,11	6,05	8,05	2,59	0,08	0,08			10,87	99,34
19	15023-1	N-40-XI*	54,9290	58,9897	48,96	1,34	13,84	4,03	9,55	0,22	6,30	9,10	2,36	0,05	0,09			3,21	99,05
20	15025-1	N-40-XI*	54,9282	58,9935	48,77	2,46	8,85	3,93	8,62	0,25	12,49	6,00	1,75	0,14	0,22			4,56	98,04
21	5021-1	N-40-XI*	54,9184	58,7892	44,78	2,91	12,91	2,05	9,14	0,15	6,10	8,49	2,44	0,24	0,35	5,15	0,14	9,96	104,81
22	50216-1	N-40-XI*	54,9184	58,7892	48,45	2,19	14,70	2,32	9,65	0,11	6,37	4,75	2,50	0,36	0,40	2,69	0,13	7,60	102,22
23	5119-1	N-40-XII*	55,0559	59,0428	47,37	1,84	14,91	3,84	7,86	0,15	6,74	7,51	3,10	1,42	0,36	1,79	0,14	4,38	101,41
24	Б1	N-40-XII*	55,1140	59,0605	49,73	1,83	14,66	3,25	8,12	0,20	6,95	9,70	3,70	0,31	0,22	0,09	0,14	0,75	99,65
25	Б2	N-40-XII*	55,1536	59,1389	50,86	1,94	14,61	13,41	1,86	0,09	3,95	1,26	3,48	0,86	0,27	0,09	0,82	6,34	99,84
26	19016-1	N-40-XI*	54,9808	58,9035	50,55	0,76	13,96	10,05		0,15	7,73	9,33	3,19	1,71	0,11			2,42	99,96
27	19018-0	N-40-XI*	54,9818	58,9081	46,10	0,56	9,92	11,91		0,16	16,95	7,50	1,53	0,21	0,09			4,83	99,76
28	19021-1	N-40-XI*	54,9864	58,9199	59,57	1,52	14,45	11,58		0,11	1,57	1,40	4,11	1,43	0,69			3,35	99,78
29	13224-1	N-40-XI*	54,9288	59,0005	48,77	1,48	13,22	14,67		0,21	6,21	9,46	2,63	0,33	0,22			2,60	99,80
30	13227-1	N-40-XI*	54,9314	58,9903	47,41	1,45	14,42	14,11		0,22	6,60	9,00	3,54	0,19	0,15			2,75	99,84
31	13228-1	N-40-XI*	54,9320	58,9917	44,22	2,43	12,21	18,54		0,24	6,84	8,86	2,19	0,18	0,43			3,65	99,79
32	13231-1	N-40-XI*	54,9381	58,9920	47,52	1,56	14,09	13,52		0,19	7,11	9,87	2,77	0,22	0,17			2,81	99,83
33	13232-1	N-40-XI*	54,9379	58,9904	47,88	2,07	12,75	15,50		0,20	5,77	7,82	3,62	0,43	0,23			3,53	99,80
34	13233-1	N-40-XI*	54,9411	58,9843	47,67	2,72	13,66	15,97		0,19	6,20	5,76	3,01	0,62	0,33			3,59	99,72
35	13235-1	N-40-XI*	54,9403	58,9815	46,01	2,37	12,84	15,53		0,21	6,89	9,81	2,50	0,39	0,19			3,14	99,88
36	7805	N-40-XI*	54,9598	58,7387	48,00	2,18	13,50		7,97	0,17	6,09	10,20	2,66	0,10	0,28			3,45	94,60
37	7811	N-40-XI*	54,9651	58,7307	41,80	3,02	16,00		9,96	0,27	6,35	7,53	2,42	0,23	0,46			4,58	92,62
38	7812	N-40-XI*	54,9666	58,7343	45,70	2,49	15,60		8,49	0,21	5,74	10,50	2,28	0,20	0,32			2,94	94,47
39	18102-3	N-40-XII*	55,1283	59,1265	49,10	1,93	15,70	12,60	6,07	0,19	3,34	6,22	5,29	1,42	0,57			3,59	106,02
40	18102-5	N-40-XII*	55,1283	59,1265	52,40	0,82	18,40	9,04	5,93	0,16	2,24	4,14	5,88	2,69	0,52			3,66	105,88
41	18102-9	N-40-XII*	55,1283	59,1265	50,00	3,00	13,80	9,03	5,36	0,17	3,55	13,30	3,53	1,99	0,58			1,02	105,33
42	1577	Пискунов, 1977ф			47,66	2,56	12,52	4,18	9,88	0,20	8,29	9,22	2,76	0,66	0,35			1,60	99,88
43	1758	Пискунов, 1977ф			50,14	0,76	12,81	2,28	8,94	0,12	10,14	10,15	1,20	0,88	0,11			2,42	99,95
44	1762	Пискунов, 1977ф			46,68	2,64	14,07	8,37	6,13	0,16	6,63	7,72	2,04	1,50	0,35			3,64	99,93

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площади листа N-40-XI (Бакал);

Таблица 9А. Химический состав пород повальненского комплекса (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	проба	источник	N	E	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb
1	13024-1	N-40-XI*	54,8525	58,2240	384,0	64,1	38,9	42,0	47,1	108,0	41,5	223,0	50,4	170,0	23,6	0,7	387,0	4,8	1,3	5,7
2	13046-1	N-40-XI*	54,9508	58,9144	345,0	41,5	52,9	52,6	41,9	175,0	64,1	35,4	12,3	42,8	5,0	2,1	1012,0	1,0	0,4	21,4
3	13047-1	N-40-XI*	54,9545	58,9237	436,0	148,0	60,4	86,5	112,0	156,0	13,2	95,7	10,0	67,4	2,7	0,7	51,7	1,5	0,2	5,8
4	13053-1	N-40-XI*	54,8574	58,9629	127,0	6,5	39,2	5,2	183,0	184,0	42,3	214,0	58,8	178,0	21,2	7,3	1360,0	4,9	1,3	7,5
5	13053-2	N-40-XI*	54,8574	58,9629	478,0	77,7	47,2	51,9	168,0	131,0	54,7	188,0	42,9	116,0	9,3	5,5	1272,0	3,4	0,5	5,9
6	13054-2	N-40-XI*	54,8557	58,9606	64,0	10,1	34,0	0,9	224,0	198,0	42,1	218,0	77,7	199,0	21,1	6,5	558,0	5,3	1,3	14,8
7	13055-2	N-40-XI*	54,8541	58,9550	360,0	122,0	36,7	75,9	184,0	110,0	47,7	150,0	35,3	128,0	7,3	0,6	538,0	3,4	0,4	0,5
8	13055-4	N-40-XI*	54,8541	58,9550	228,0	123,0	34,7	85,0	104,0	93,3	57,1	249,0	14,7	76,0	3,9	0,6	249,0	1,9	0,3	0,4
9	13056-1	N-40-XI*	54,8534	58,9536	393,0	140,0	45,4	53,1	175,0	99,0	66,6	428,0	33,0	92,7	8,0	1,9	507,0	2,4	0,4	7,7
10	13069-2	N-40-XI*	54,8663	58,9968	438,6	75,9	49,2	57,7	212,1	85,2	27,4	188,8	39,1	167,6	13,5	1,5	934,0	4,5	0,8	4,3
11	15015-1	N-40-XI*	54,8793	58,9826	441,9	95,7	32,3	59,0	55,8	83,2	23,3	409,8	39,8	238,5	20,4	0,6	550,4	6,0	1,0	3,1
12	15018-1	N-40-XI*	54,8826	58,9908	272,7	1106,4	53,5	313,0	64,0	87,1	12,0	253,2	19,2	119,9	14,0	0,1	175,4	3,4	0,7	4,7
13	15018-2	N-40-XI*	54,8826	58,9908	105,9	198,0	27,1	65,8	15,4	25,8	15,2	344,5	27,9	359,3	25,8	0,1	288,1	9,0	1,5	4,6
14	15022-1	N-40-XI*	54,9256	58,9948	310,9	119,0	51,4	67,0	192,0	63,8	1,3	299,5	23,1	65,0	5,2	0,1	39,0	2,1	0,3	9,7
15	15022-2	N-40-XI*	54,9256	58,9948	351,4	138,1	50,4	71,0	181,4	80,2	1,2	380,8	25,2	36,6	5,8	0,2	38,5	1,2	0,4	6,2
16	15022-4	N-40-XI*	54,9256	58,9948	337,8	116,2	49,3	63,1	191,5	64,6	5,1	250,2	25,7	86,2	5,7	0,3	81,3	2,3	0,4	4,9
17	15022-5	N-40-XI*	54,9256	58,9948	335,3	110,1	46,7	60,1	166,8	58,4	2,4	213,0	25,9	75,4	5,7	0,2	45,0	2,0	0,4	4,1
18	15022-6	N-40-XI*	54,9256	58,9948	312,8	94,9	48,3	59,8	176,2	334,0	21,0	147,8	24,0	80,6	5,3	1,0	122,5	2,1	0,3	10,5
19	15022-7	N-40-XI*	54,9256	58,9948	322,6	111,0	48,4	60,6	153,1	73,2	2,5	115,0	25,6	82,4	5,5	0,1	26,6	2,0	0,3	56,1
20	15022-8	N-40-XI*	54,9256	58,9948	327,8	132,3	50,5	83,6	147,1	99,4	8,8	98,1	20,8	82,4	4,9	0,6	58,2	2,2	0,3	113,3
21	15023-1	N-40-XI*	54,9290	58,9897	308,8	89,3	54,1	75,1	190,9	68,5	2,4	334,5	25,5	97,2	10,2	0,2	58,7	2,7	0,5	9,3
22	15025-1	N-40-XI*	54,9282	58,9935	261,8	925,8	64,1	544,4	138,0	85,4	5,1	177,3	26,2	253,7	19,6	0,5	86,2	6,2	1,1	4,8
23	5021-1	N-40-XI*	54,9184	58,7892	240,0	89,6	51,6	106,0	114,0	100,0	12,0	214,0	15,8	53,7	3,8	0,9	68,4	1,4	0,3	10,3
24	50216-1	N-40-XI*	54,9184	58,7892	252,0	76,6	56,6	110,0	134,0	108,0	17,9	169,0	16,7	51,3	3,0	0,6	89,2	1,2	0,2	21,1
25	5119-1	N-40-XII*	55,0559	59,0428	260,0	76,1	49,1	92,6	80,7	84,4	25,0	680,0	18,2	72,2	11,0	1,5	680,0	2,1	0,6	5,6
26	Б1	N-40-XII*	55,1140	59,0605	385,0	205,0	49,5	76,0	41,6	91,4	4,7	166,0	35,6	16,1	2,5	0,3	31,7	0,9	0,3	1,3
27	Б2	N-40-XII*	55,1536	59,1389	286,0	14,4	36,9	21,2	2,9	107,0	67,1	88,1	64,1	53,1	3,2	0,4	128,0	1,4	0,3	3,7
28	19016-1	N-40-XI*	54,9808	58,9035	229,1	520,3	41,4	121,0	82,0	51,8	36,3	120,4	17,1	87,8	4,4	0,3	1155,0	2,5	0,6	3,0
29	19018-0	N-40-XI*	54,9818	58,9081	177,0	625,6	75,9	559,9	63,4	97,8	6,0	45,2	12,6	62,3	3,0	1,0	95,8	1,6	0,2	1,1
30	19021-1	N-40-XI*	54,9864	58,9199	55,6	12,8	15,9	11,8	8,9	185,1	45,3	96,2	69,0	777,4	45,8	1,6	401,4	17,7	2,3	11,4
31	13224-1	N-40-XI*	54,9288	59,0005	357,2	82,3	43,2	46,1	78,0	129,2	16,6	397,4	28,3	119,4	6,0	1,0	220,3	3,1	0,4	5,0
32	13227-1	N-40-XI*	54,9314	58,9903	358,8	98,7	49,9	84,9	200,4	114,0	5,4	488,8	25,4	84,2	6,5	0,8	129,1	2,4	0,6	2,0
33	13228-1	N-40-XI*	54,9320	58,9917	389,6	109,3	48,3	72,9	80,3	176,0	7,0	639,2	32,6	172,1	13,9	2,1	131,5	4,3	1,1	4,3
34	13231-1	N-40-XI*	54,9381	58,9920	312,8	142,4	45,0	94,1	111,8	103,1	8,2	331,1	22,9	100,8	9,1	1,4	137,0	2,8	0,6	2,2
35	13232-1	N-40-XI*	54,9379	58,9904	404,5	83,4	48,4	75,3	132,7	145,9	18,2	833,8	31,6	157,5	12,2	2,4	496,7	4,2	0,6	3,3
36	13233-1	N-40-XI*	54,9411	58,9843	377,1	114,6	53,8	104,3	179,1	124,8	14,8	268,6	35,6	236,7	19,5	1,2	380,4	5,9	1,2	2,2
37	13235-1	N-40-XI*	54,9403	58,9815	452,4	169,5	52,0	82,2	273,2	95,2	10,0	234,0	32,8	135,6	9,7	0,5	156,8	4,1	1,0	3,2
38	7805	N-40-XI*	54,9598	58,7387	272,0	140,0	55,7	100,0	108,0	110,0	3,9	903,0	19,5	145,0	15,4	0,3	193,0	3,9	1,0	5,7
39	7811	N-40-XI*	54,9651	58,7307	352,0	121,0	44,4	40,3	49,0	158,0	5,9	745,0	42,5	213,0	22,7	0,2	52,5	5,5	1,3	5,6
40	7812	N-40-XI*	54,9666	58,7343	306,0	148,0	42,1	47,7	61,5	111,0	4,1	627,0	31,5	162,0	16,5	0,4	56,7	4,1	1,1	3,3
41	18102-3	N-40-XII*	55,1283	59,1265	125,0	3,8	25,5	6,0	11,9	99,2	75,1	309,0	32,8	315,0	45,8	0,8	669,0	6,6	2,7	7,9
42	18102-5	N-40-XII*	55,1283	59,1265	11,9	2,3	7,8	2,1	18,2	80,2	35,8	423,0	34,0	493,0	52,9	0,2	1030,0	10,8	3,1	3,9
43	18102-9	N-40-XII*	55,1283	59,1265	273,0	4,5	10,7	6,1	3,3	67,8	29,5	740,0	29,5	242,0	16,1	0,2	586,0	6,1	1,0	60,3

Таблица 9Б. Химический состав пород повальненского комплекса (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	проба	источник	N	E	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
1	13024-1	N-40-XI*	54,8525	58,2240	30,3	69,6	8,9	39,3	9,4	2,6	10,6	1,6	9,9	2,0	5,6	0,8	5,0	0,7	3,8	1,1
2	13046-1	N-40-XI*	54,9508	58,9144	13,9	24,4	3,8	15,1	3,5	1,1	3,5	0,5	3,1	0,6	1,5	0,2	1,2	0,2	0,6	0,4
3	13047-1	N-40-XI*	54,9545	58,9237	12,6	23,4	3,2	13,5	2,8	0,5	2,7	0,4	2,1	0,4	1,1	0,2	1,1	0,1	0,7	0,3
4	13053-1	N-40-XI*	54,8574	58,9629	38,7	72,0	9,9	43,7	10,5	3,2	10,8	1,8	10,2	2,1	9,6	0,8	5,0	0,7	2,5	0,5
5	13053-2	N-40-XI*	54,8574	58,9629	18,7	41,2	5,8	24,8	6,0	2,2	6,9	1,2	7,2	1,5	8,2	0,6	3,7	0,5	1,3	0,3
6	13054-2	N-40-XI*	54,8557	58,9606	54,9	100,0	13,6	59,9	13,9	3,8	14,7	2,4	14,0	2,9	8,0	1,1	6,6	1,0	3,5	0,7
7	13055-2	N-40-XI*	54,8541	58,9550	19,7	40,0	5,7	24,2	5,5	1,5	5,9	1,0	5,9	1,2	3,5	0,5	3,2	0,5	1,9	0,4
8	13055-4	N-40-XI*	54,8541	58,9550	9,1	19,4	2,7	11,4	2,6	1,1	3,0	0,5	2,9	0,6	1,6	0,3	1,6	0,2	0,8	0,3
9	13056-1	N-40-XI*	54,8534	58,9536	16,6	36,3	5,1	21,7	5,3	1,7	5,8	0,9	5,6	1,1	3,1	0,5	3,0	0,5	1,3	0,3
10	13069-2	N-40-XI*	54,8663	58,9968	20,2	45,0	5,7	23,2	6,6	1,5	6,8	1,1	7,3	1,5	4,1	0,6	4,0	0,7	1,7	0,4
11	15015-1	N-40-XI*	54,8793	58,9826	28,0	62,7	7,8	31,8	8,2	1,7	8,1	1,3	7,7	1,6	4,2	0,6	4,1	0,7	2,6	0,8
12	15018-1	N-40-XI*	54,8826	58,9908	18,6	43,4	5,6	23,6	6,2	1,5	5,6	0,8	4,4	0,8	2,0	0,3	1,6	0,2	1,9	0,4
13	15018-2	N-40-XI*	54,8826	58,9908	45,7	100,5	12,0	46,7	10,7	2,7	9,6	1,2	6,2	1,1	2,8	0,4	2,5	0,4	6,7	1,3
14	15022-1	N-40-XI*	54,9256	58,9948	7,6	17,7	2,4	10,5	3,4	0,9	3,8	0,7	4,3	0,9	2,4	0,3	2,0	0,3	0,7	0,2
15	15022-2	N-40-XI*	54,9256	58,9948	8,0	18,7	2,6	11,3	3,7	0,9	4,0	0,7	4,6	1,0	2,6	0,4	2,4	0,4	0,8	0,2
16	15022-4	N-40-XI*	54,9256	58,9948	7,9	18,1	2,4	10,8	3,5	0,9	3,9	0,7	4,6	1,0	2,6	0,4	2,6	0,4	0,8	0,2
17	15022-5	N-40-XI*	54,9256	58,9948	7,6	17,8	2,4	10,7	3,5	0,9	3,9	0,7	4,7	1,0	2,7	0,4	2,6	0,4	0,7	0,2
18	15022-6	N-40-XI*	54,9256	58,9948	7,3	16,9	2,3	10,0	3,3	1,0	3,6	0,6	4,3	0,9	2,5	0,4	2,4	0,4	0,6	0,2
19	15022-7	N-40-XI*	54,9256	58,9948	7,6	17,4	2,3	10,5	3,5	1,5	3,8	0,7	4,5	1,0	2,6	0,4	2,5	0,4	0,7	0,2
20	15022-8	N-40-XI*	54,9256	58,9948	9,1	19,2	2,6	10,7	3,4	0,6	3,5	0,6	4,1	0,9	2,4	0,4	2,3	0,4	0,6	0,2
21	15023-1	N-40-XI*	54,9290	58,9897	13,1	28,9	3,6	15,0	4,2	1,0	4,4	0,7	4,8	1,0	2,7	0,4	2,6	0,4	1,3	0,4
22	15025-1	N-40-XI*	54,9282	58,9935	31,6	73,8	9,5	40,5	9,8	2,3	8,5	1,1	5,8	1,0	2,6	0,3	2,0	0,3	3,1	0,7
23	5021-1	N-40-XI*	54,9184	58,7892	18,2	41,6	5,1	22,4	4,6	1,5	4,9	0,7	3,6	0,7	1,6	0,2	1,1	0,2	1,0	0,5
24	50216-1	N-40-XI*	54,9184	58,7892	19,0	41,1	5,0	22,1	4,6	1,2	4,8	0,7	3,9	0,7	1,8	0,2	1,2	0,2	1,1	0,4
25	5119-1	N-40-XII*	55,0559	59,0428	31,6	68,2	7,9	34,2	6,3	2,3	5,9	0,8	4,1	0,8	1,9	0,3	1,4	0,2	1,8	0,5
26	Б1	N-40-XII*	55,1140	59,0605	4,5	11,7	2,1	11,5	4,0	1,5	5,4	1,0	6,7	1,4	4,1	0,6	3,8	0,5	0,2	0,5
27	Б2	N-40-XII*	55,1536	59,1389	44,7	35,4	8,5	36,3	8,2	0,8	10,2	1,7	10,4	2,4	6,7	1,0	5,8	0,9	2,3	3,5
28	19016-1	N-40-XI*	54,9808	58,9035	13,5	28,1	3,3	13,2	3,2	1,1	3,3	0,5	3,2	0,7	1,9	0,3	1,8	0,3	2,3	0,5
29	19018-0	N-40-XI*	54,9818	58,9081	9,4	19,8	2,4	9,6	2,3	0,6	2,4	0,4	2,4	0,5	1,5	0,2	1,4	0,2	1,3	0,3
30	19021-1	N-40-XI*	54,9864	58,9199	163,5	320,6	36,3	135,3	23,5	5,1	21,4	2,8	13,9	2,7	7,5	1,0	6,8	1,0	10,6	1,6
31	13224-1	N-40-XI*	54,9288	59,0005	17,4	37,3	4,8	20,8	4,9	1,6	5,2	0,9	5,3	1,1	3,2	0,5	3,0	0,4	0,8	0,3
32	13227-1	N-40-XI*	54,9314	58,9903	8,6	19,7	2,8	12,6	3,6	1,3	4,3	0,8	4,8	1,0	2,8	0,4	2,7	0,4	0,1	0,1
33	13228-1	N-40-XI*	54,9320	58,9917	25,7	55,4	7,2	30,6	7,0	2,2	7,2	1,1	6,3	1,3	3,6	0,5	3,4	0,5	1,1	0,3
34	13231-1	N-40-XI*	54,9381	58,9920	12,5	27,6	3,7	16,2	4,1	1,4	4,5	0,7	4,4	0,9	2,5	0,4	2,4	0,4	0,5	0,3
35	13232-1	N-40-XI*	54,9379	58,9904	18,3	40,4	5,3	23,2	5,7	1,8	6,0	1,0	6,1	1,3	3,5	0,5	3,5	0,5	1,1	0,4
36	13233-1	N-40-XI*	54,9411	58,9843	29,7	64,9	8,4	35,3	8,2	2,3	8,2	1,3	7,1	1,4	3,9	0,6	3,6	0,5	2,5	0,6
37	13235-1	N-40-XI*	54,9403	58,9815	10,0	24,8	3,6	16,9	5,1	1,6	5,7	1,0	6,3	1,3	3,6	0,5	3,3	0,5	0,4	0,3
38	7805	N-40-XI*	54,9598	58,7387	27,7	60,2	7,7	28,7	6,4	2,0	5,6	0,7	4,0	0,8	2,0	0,3	1,5	0,2	2,1	0,5
39	7811	N-40-XI*	54,9651	58,7307	21,1	47,7	6,7	27,1	7,4	2,3	7,2	1,2	7,8	1,7	4,6	0,7	4,0	0,6	2,1	0,6
40	7812	N-40-XI*	54,9666	58,7343	15,9	35,3	4,8	21,1	5,6	1,7	5,7	0,9	5,8	1,3	3,3	0,5	3,0	0,4	1,5	0,4
41	18102-3	N-40-XII*	55,1283	59,1265	56,5	112,0	12,9	52,6	9,3	2,7	8,9	1,3	6,7	1,1	3,3	0,5	2,8	0,4	6,1	1,0
42	18102-5	N-40-XII*	55,1283	59,1265	57,1	122,0	14,3	55,9	9,8	2,7	9,5	1,3	7,1	1,2	3,4	0,5	3,2	0,5	5,0	1,1
43	18102-9	N-40-XII*	55,1283	59,1265	33,5	68,5	8,5	34,4	6,8	1,8	7,0	1,0	5,7	1,0	2,8	0,5	2,6	0,4	5,1	0,6

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площади листа N-40-XI (Бакал);

Таблица 10А. Химический состав пород инзерского комплекса (петрогенные оксиды). Содержания в весовых процентах

	проба	источник	Nd	Ed	порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	S	сумма
1	11443-0	N-40-XI*	55,1080	58,8543	габбро	47,84	2,33	13,31	4,55	8,62	0,18	5,74	7,47	3,4	1,46	0,41	2,52		97,83
2	11443-2	N-40-XI*	55,1080	58,8543	сиениты, граносиениты	64,8	0,87	15,28	1,6	2,16	0,06	1,28	1,58	4,28	5,23	0,14	1,03		98,31
3	13220-1	N-40-XI*	55,1081	58,8544	габбро	47,64	1,95	12,97	13,41		0,170	8,77	7,30	2,73	1,91	0,25	2,71		99,81
4	13220-2	N-40-XI*	55,1081	58,8544	кора выветривания по габбро	47,78	2,38	13,89	13,78		0,164	6,10	7,18	3,22	2,46	0,34	2,50		99,794
5	15607-1	N-40-XI*	54,8605	58,4608	габброиды	45,37	3,18	12,54	15,33		0,188	4,92	5,72	0,07	1,93	0,38	10,04		99,668
6	15607-2	N-40-XI*	54,8605	58,4608	габброиды	44,38	3,28	12,45	15,07		0,179	4,56	6,59	0,09	1,95	0,37	10,78		99,699
7	29	Глызин, Малков, 1977ф			габбро-диабаз	48,24	1,32	15	4,34	5,83	0,14	9,03	9,4	2,6	1,56		2,68	0,1	100,24
8	412	Глызин, Малков, 1977ф			габбро-диабаз	46,7	4,04	14,95	2,94	11,36	0,2	5,83	7,03	2,72	1,22		2,3	0,13	99,42
9	484	Глызин, Малков, 1977ф			габбро-диабаз	47,77	1,16	14,67	3,44	10,02	0,19	6,69	11,01	1,9	1,05		2,4	0,01	100,31
10	794	Глызин, Малков, 1977ф			габбро-диабаз	46,49	4,24	14,77	2,74	10,16	0,15	5,59	8,83	2,8	1,26		2,5	0,05	99,58
11	с25-191.3	Глызин, Малков, 1977ф			диабаз	46,2	2,12	11,33	2,54	11,5	0,17	11,87	8,35	1,2	1,52		1,46	0,32	98,58
12	с-56-77.5	Глызин, Малков, 1977ф			габбро-диабаз	47,97	4	12,59	4,22	11,11	0,2	5,67	6,03	3	1,2		2,34	0,43	98,76
13	С-59-147	Глызин, Малков, 1977ф			диабаз миндалекаменный	47,33	2,57	14,51	2,09	10,65	0,17	3,64	6,4	4,14	3		4,14	0,57	99,21
14	Ш-1104-2	Глызин, Малков, 1977ф			диабаз	48,08	2,5	14,78	4,21	9,41	0,16	5,32	6,58	3,12	1,89		4,18	0,1	100,33
15	2	Варлаков, 1967ф			диабаз хлоритизированный	44,17	0,55	6,39	13,42		0,17	21,44	4,83	0,63	0,52		7,09		99,21
16	1010/1543	Варлаков, 1967ф			габбродиабаз	45,82	1,71	18,5	1,42	10,26	0,18	5,37	9,86	2,01	1,8		3,28		100,21
17	1643/415	Варлаков, 1967ф			диабаз среднезернистый	46,06	1,45	19,1	2,65	8,43	0,19	5,06	12,24	2,16	1,38		2,02		100,74
18	1	Варлаков, 1967ф			диабаз среднезернистый	46,37	1,72	17,14	6,74	6,22	0,19	5,86	9,87	1,71	1,43		3,06		100,31
19	425/226.2	Варлаков, 1967ф			диабаз среднезернистый	46,92	3,49	15,16	4,56	11,25	0,27	5,64	8,16	1,86	0,5		2,96		100,77
20	2118/291.3	Варлаков, 1967ф			конгдиабаз	60,36	0,72	18	0,52	5,86	0,09	3,14	1,39	2,36	4,4		3,39		100,23
21	2905/262	Глызин, Малков, 1977ф				48,07	1,87	13,02	1,89	8,94	0,17	10,58	5,81	1	2		6,33		99,68
22	31/317	Глызин, Малков, 1977ф			габбродиабаз	49,34	3,36	13,4	2,68	11,52	0,2	6,45	5	4,72	0,12		2,91		99,7
23	765	Пискунов, Малков, Шаповал, 1983ф				52,51	0,69	12,92	2,33	6,66	0,14	9,32	8,36	1,78	2,48		3,05		100,24

Таблица 10Б. Химический состав пород инзерского комплекса (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	проба	источник	Nd	Ed	порода	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Pb	Th	U
1	11443-0	N-40-XI*	55,1080	58,8543	габбро	318	98	52	86	160	55	32	664	22	164	19	0,34	819	4,4	1,6	0,78
2	11443-1	N-40-XI*	55,1080	58,8543	габбро	378	76	57	109	241	73	38	595	16	119	10	0,47	730	6,3	1,1	0,26
3	11443-2	N-40-XI*	55,1080	58,8543	сиениты, граносиениты	40	141	10	11	23	18	50	230	22	325	21	0,19	813	7,3	6,8	1,6
4	13220-1	N-40-XI*	55,1081	58,8544	габбро-диориты	299	216	58	191	156	102	30	433	18	127	11	0,72	818	4,4	0,88	0,31
5	13220-2	N-40-XI*	55,1081	58,8544	кора выветривания по габбро	315	101	43	76	101	95	44	562	20	141	13	0,81	1234	4,0	0,81	0,34
6	15607-1	N-40-XI*	54,8605	58,4608	габброиды	377	61	45	39	115	126	60	59	41	225	21	2,0	308	3,5	1,7	0,67
7	15607-2	N-40-XI*	54,8605	58,4608	габброиды	344	63	44	34	95	162	65	58	35	155	19	1,4	310	2,7	1,4	0,57
	проба	источник	Nd	Ed	порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
1	11443-0	N-40-XI*	55,1080	58,8543	габбро	35	77	9,4	38	8,7	2,0	7,6	0,99	5,1	0,92	2,3	0,30	1,8	0,28	4,4	0,97
2	11443-1	N-40-XI*	55,1080	58,8543	габбро	24	50	6,3	25	5,9	1,5	5,2	0,67	3,5	0,63	1,6	0,20	1,2	0,19	3,4	0,62
3	11443-2	N-40-XI*	55,1080	58,8543	сиениты, граносиениты	61	117	12	43	8,6	2,2	7,7	0,93	4,6	0,84	2,3	0,30	1,9	0,29	8,2	1,5
4	13220-1	N-40-XI*	55,1081	58,8544	габбро-диориты	25	54	7,0	29	6,1	2,0	5,7	0,77	4,0	0,79	1,9	0,27	1,6	0,24	3,4	0,59
5	13220-2	N-40-XI*	55,1081	58,8544	кора выветривания по габбро	31	65	8,2	34	7,2	2,4	6,5	0,86	4,4	0,84	2,1	0,28	1,7	0,24	3,8	0,69
6	15607-1	N-40-XI*	54,8605	58,4608	габброиды	20	44	6,1	27	7,5	2,0	7,9	1,3	8,0	1,7	4,5	0,64	4,2	0,60	5,6	1,2
7	15607-2	N-40-XI*	54,8605	58,4608	габброиды	18	44	5,7	25	6,6	1,66	6,8	1,2	6,7	1,41	3,8	0,55	3,5	0,51	4,0	0,97

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площади листа N-40-XI (Бакал);

Таблица 11. Химический состав дайки андезитов карьера Радостный. Содержания петрогенных оксидов в весовых процентах, рассеянных элементов в мкг/г

	проба	источник	Nd	Ed	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	ППП	SUM	
1	P-5-100-2	N-40-VI*	55,5264	59,7955	53,66	2,47	14,53	5,18	7,11	0,15	2,35	6,33	3,18	1,12	0,55	0,42	0,23	2,82	99,68	
2	P51002PL ¹	N-40-VI*	55,5264	59,7955																
3	P51002R ²	N-40-VI*	55,5264	59,7955																
4	P/3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	55,23	2,34	15,49	5,34	7,44	0,17	2,20	6,54	3,65	1,65					100,03	
	проба	источник	Nd	Ed	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Pb	Th	U
1	P-5-100-2	N-40-VI*	55,5264	59,7955	272,0	19,6	29,7	4,9	22,0	98,1	36,9	319,0	27,7	142,0	12,1	0,5	577,0	10,5	4,6	0,6
2	P51002PL ¹	N-40-VI*	55,5264	59,7955	12,5	3,0	1,9	1,4	9,9	15,0	114,5	529,7	1,2	8,8	0,8	0,2	2173,3	20,2	0,3	0,1
3	P51002R ²	N-40-VI*	55,5264	59,7955	272,8	11,6	29,6	10,8	34,3	84,3	28,5	284,9	35,3	327,6	17,8	0,5	578,3	10,3	6,5	0,7
4	P/3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	183,8	8,9	19,1	8,2	36,1	70,2	38,1	226,3	19,6	147,5	11,1	0,4	684,5	9,0	4,7	0,7
	проба	источник	Nd	Ed	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
1	P-5-100-2	N-40-VI*	55,5264	59,7955	50,2	105,0	11,8	47,9	8,7	2,9	8,4	1,1	6,1	1,2	3,1	0,4	2,3	0,3	3,9	0,6
2	P51002PL ¹	N-40-VI*	55,5264	59,7955	3,5	6,1	0,6	0,7	0,4	0,5	0,4	0,1	0,3	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,2
3	P51002R ²	N-40-VI*	55,5264	59,7955	52,0	103,9	12,0	45,8	10,0	2,3	9,6	1,3	6,9	1,3	3,6	1,4	3,4	0,6	8,2	1,4
4	P/3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	40,0	80,8	9,5	39,4	7,4	2,4	6,5	0,9	5,7	1,1	2,9	0,4	2,4	0,4	6,2	0,9
	проба	источник	Nd	Ed	Li	Be	Sc	Mn	Ga	Ge	As	Se	Mo	Cd	Sn	Sb	Te	W	Tl	Bi
1	P-5-100-2	N-40-VI*	55,5264	59,7955	9,8	1,4	20,8		4,8	54,2			9,7	0,3	0,5	0,3		0,3	0,2	
2	P51002PL ¹	N-40-VI*	55,5264	59,7955	0,1		1,2	282,6					2,7							
3	P51002R ²	N-40-VI*	55,5264	59,7955	7,7		26,2	1169,4					4,5					0,5		
4	P/3	N-40-VI*	55,5264	59,7955	7,1	1,0	13,8	722,4	17,1	0,3	0,7		1,5	0,1	1,3		0,1	0,3	0,3	0,0

1 – анализ по монофракции плагиоклаза из пробы P-5-100-2

2 – повторный анализ андезитов, аналогичных пробе P-5-100-2

* Авторские данные, полученные при проведении работ по геологическому доизучению площадей листов N-40-VI (Куса);

Таблица 12А. Химический состав пород расслоенных интрузивных тел (петрогенные оксиды). Содержания в весовых процентах

	Проба**	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	SUM
1	51/29,8	38,40	1,27	11,50	11,60	0,07	17,40	2,33	0,09	0,63	0,18	12,11	95,58
2	51/34,5	38,80	0,80	11,60	10,70	0,08	17,20	3,14	0,13	0,87	0,22	12,40	95,94
3	51/37,5	48,60	1,12	9,08	8,71	0,08	15,40	1,98	0,09	0,23	0,14	10,41	95,84
4	51/44,7	29,50	1,50	12,30	12,70	0,10	20,00	3,45	0,14	0,41	0,17	14,43	94,69
5	51/46,1	38,40	1,60	12,50	11,40	0,07	17,60	1,60	0,13	0,60	0,17	10,99	95,06
6	51/50,3	34,30	1,26	11,00	9,96	0,13	16,40	6,05	0,09	0,90	0,10	16,05	96,24
7	53/132,7	38,30	0,74	13,60	7,23	0,11	8,43	7,21	0,09	5,68	0,11	15,44	96,94
8	53/133,8	39,70	0,49	8,96	8,12	0,10	18,30	5,57	0,09	0,55	0,06	14,56	96,50
9	53/134,5	39,80	0,42	8,96	8,56	0,11	21,60	3,82	0,09	0,37	0,05	13,07	96,85
10	53/137,4	42,90	0,48	8,58	7,75	0,11	22,50	3,35	0,15	0,96	0,07	9,93	96,78
11	53/138,3	45,00	0,54	9,94	8,12	0,10	19,60	3,81	0,52	0,95	0,08	8,11	96,77
12	53/139,2	40,20	0,60	11,20	7,53	0,10	16,00	5,80	0,21	1,93	0,08	13,56	97,21
13	53/140,1	40,90	0,58	10,60	8,86	0,11	15,90	4,95	0,09	1,62	0,08	12,80	96,50
14	53/141,8	44,40	0,57	10,60	7,68	0,15	15,80	7,61	0,86	0,64	0,09	8,39	96,79
15	53/142,2	41,60	0,59	10,90	8,86	0,17	12,10	7,76	0,90	1,18	0,10	13,66	97,82

Таблица 12Б. Химический состав пород расслоенных интрузивных тел (рассеянные элементы). Содержания в мкг/г

	Проба**	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
1	51/29,8	339	1050	83.2	637	203	571	8.61	30.3	12.2	97.5	8.03	2.21	73.7	2.46	0.49	45.1	10.4	23.9	3.02	11.8	2.93	0.67	3.03	0.46	2.47	0.5	1.15	0.15	0.98	0.15	2.2	0.63
2	51/34,5	128	55.4	41.7	555	38.2	465	7.69	64.4	28.5	421	29.3	1.2	204	9.57	1.86	18.7	19.7	44.9	5.94	24.3	6.52	1.5	5.84	0.87	5.31	1.32	3.34	0.54	3.83	0.54	11.1	1.59
3	51/37,5	177	749	67	571	163	1600	6.57	36.8	15.1	71.5	5.92	1.29	138	2.09	0.35	149	10.5	23.9	3.03	11.8	2.91	0.89	3.14	0.48	2.94	0.58	1.37	0.2	0.99	0.13	1.76	0.38
4	51/44,7	270	1190	116	687	99.8	549	11.5	51.2	13.2	112	9.28	2.04	89	2.77	0.56	45.3	13.5	30	3.82	15.8	3.96	0.89	3.44	0.44	2.63	0.59	1.19	0.17	1.23	0.2	2.44	0.53
5	51/46,1	319	1220	109	720	111	223	12.8	28.4	12	98	8.86	1.61	49.8	2.52	0.53	20	11	24.9	3.25	13.4	3.13	0.68	2.81	0.4	2.49	0.54	1.29	0.19	0.97	0.16	2.19	0.44
6	51/50,3	277	870	110	568	119	726	17.9	79.5	11.2	68.5	5.2	2.04	93.7	1.7	0.35	24.3	8.83	19.2	2.62	10.2	2.86	0.79	2.99	0.39	2.44	0.46	1.02	0.18	0.89	0.14	1.48	0.32
7	53/132,7	148	1720	45.6	420	3.21	59.9	15.8	78.9	7.39	43.4	2.01	1.72	29.8	1.08	0.13	2	4.43	9.32	1.22	4.45	1.23	0.25	1.38	0.2	1.3	0.32	0.73	0.13	0.74	0.12	0.77	0.19
8	53/133,8	140	1630	128	975	118	136	14.6	75.8	7.21	43.3	1.92	1.77	29.1	1.09	0.14	2.58	4.58	9.06	1.11	4.74	1.04	0.3	1.29	0.21	1.43	0.29	0.79	0.13	0.72	0.11	0.84	0.15
9	53/134,5	130	1590	102	1030	53.5	82.6	9.32	308	8.09	35.2	1.45	0.9	21.8	0.91	0.12	1.92	3.92	8.65	1.13	4.49	1.23	0.42	1.34	0.19	1.29	0.34	0.75	0.14	0.76	0.15	0.61	0.14
10	53/137,4	137	1290	93.4	968	58.6	66.3	33.3	126	8.56	42	1.78	3.46	144	0.93	0.12	1.47	4.96	10.6	1.28	5.34	1.11	0.31	1.35	0.24	1.4	0.37	0.89	0.13	0.89	0.15	0.79	0.21
11	53/138,3	158	1230	95.2	866	72.9	75.7	30.1	139	10.4	45.7	2.17	3.6	237	1.09	0.14	1.52	5.63	12.2	1.5	6.03	1.16	0.53	1.61	0.3	1.67	0.44	1.13	0.15	0.98	0.15	0.84	0.22
12	53/139,2	186	1260	94.6	787	56.2	181	45.2	77.8	12.1	51.1	2.55	2.96	274	1.25	0.15	2.96	6.2	12.9	1.76	6.67	1.63	0.42	1.81	0.33	1.79	0.46	1.24	0.23	1.25	0.17	0.88	0.24
13	53/140,1	175	1070	99.6	707	79.6	161	39.6	49.2	9.74	49.7	2.12	2.85	188	1.27	0.15	3.87	5.82	12.2	1.53	6.14	1.6	0.41	1.66	0.3	1.64	0.43	1.08	0.17	1.02	0.12	1	0.31
14	53/141,8	168	860	78.8	636	77.9	79.1	20.5	169	11.3	47.8	2.26	4.39	170	1.21	0.14	2.66	5.99	12.6	1.71	6.04	1.52	0.47	1.89	0.35	1.94	0.43	1.14	0.19	1	0.17	0.86	0.18
15	53/142,2	177	796	86.3	565	83.6	92.6	30.6	170	12.6	53.5	2.59	2.48	212	1.36	0.13	6.17	6.36	13.8	1.69	6.84	1.86	0.46	1.92	0.32	2.12	0.45	1.36	0.17	1.14	0.16	0.98	0.21

** в номере пробы 53/142,2: 53 – номер скважины, 142,2 – глубина отбора образца

Координаты скважины №51 – N55,1150 E58,8756; скважины №53 – N55,1152 E58,8764

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

№	название комплекса/свиты по данным авторов датировки	Возраст, млн лет	2σ	метод	источник	порода
1	палеозойские	403	17	Ar-Ar	Эрнст и др., 2008	долериты
2	миселино-авашлинский	419		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	щелочные диабазы
3	ерохинский	420		K-Ar	Петров, 1975ф	
4	палеозойские	434,8	6,7	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
5	палеозойские	437	11	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
6	палеозойские	437	7,2	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
7	палеозойские	441,8	8,2	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
8	палеозойские	447	3,6	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
9	палеозойские	454,5	5,8	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
10	палеозойские	455	5,6	U-Pb	Пучков и др., 2011	долериты
11	инзерский	534		K-Ar	Глызин, 1977ф	
12	инзерский	549	7	K-Ar	Глызин, 1977ф	
13	миселино-авашлинский	576		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	щелочные диабазы
14	миселино-авашлинский	602	7,5	K-Ar	Алексеев, 1984	
15	ерохинский	620		K-Ar		
16	ерохинский	628	50	K-Ar	Петров, 1975ф	
17	криволукско-мисаелгинский	628		K-Ar		щелочные диабазы
18	лысогорский	628	50	K-Ar	Алексеев, 1984	пикриты
19	миселино-авашлинский	642		Pb-Pb		
20	миселино-авашлинский	648		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	щелочные диабазы
21	миселино-авашлинский	658		Pb-Pb	Легенда..., 2009ф	
22	инзерский	665		K-Ar	Глызин, 1977ф	
23	инзерский	670		K-Ar	Алексеев, 1984	долериты
24	миселино-авашлинский	671		Pb-Pb	Легенда..., 2009ф	

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

№	название комплекса/свиты по данным авторов датировки	Возраст, млн лет	2σ	метод	источник	порода
25	миселино-авашлинский	671		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	щелочные диабазы
26	криволукско-мисаелгинский	674		K-Ar		
27	лысогорский	674	9	K-Ar	Алексеев, 1984	пикриты
28	инзерский	691	2	K-Ar	Пискунов, 1977ф	
29	инзерский	703		K-Ar	Глызин, 1977ф	
30	барангуловский	714,8		U-Pb	Легенда. ..., 2009ф	лейкограниты
31	инзерский	717		K-Ar	Алексеев, 1984	
32	навышский	717	78	Rb-Sr	Горожанин и др., 2008	
33	инзерский	721	6,9	U-Pb		
34	барангуловский	723	10	U-Pb	Мосейчук, 2008ф	граниты
35	мисаелгинский	726	13	Rb-Sr	Ковалев, 2006	пикриты
36	инзерский	727	22	K-Ar	Глызин, 1977ф	
37	инзерский	728		K-Ar	Алексеев, 1984	
38	верхнемазаринский	728	8	U-Pb	Мосейчук, 2008ф	габбро-долериты
39	инзерский	747		K-Ar	Алексеев, 1984	
40	вариолиты	753		K-Ar	Степанов, 1978ф	
41	лысогорский	780		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	пикриты
42	мисаелгинский	780		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	пикриты
43	шумгинский	790	50	K-Ar	Краснобаев и др., 1983	
44	инзерский	795	12	K-Ar	Пискунов, 1977 ф	
45	инзерский	805		K-Ar	Алексеев, 1984	
46	инзерский	805		K-Ar	Алексеев, 1984	
47	навышский	846	24	Rb-Sr	Краснобаев и др., 1992	
48	инзерский	925		K-Ar	Алексеев, 1984	

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

№	название комплекса/свиты по данным авторов датировки	Возраст, млн лет	2σ	метод	источник	порода
49	инзерский	925		K-Ar	Алексеев, 1984	
50	инзерский	932		K-Ar	Алексеев, 1984	
51	инзерский	932		K-Ar	Алексеев, 1984	
52	повальненский	1000		K-Ar	Легенда..., 2009ф	
53	повальненский	1004		K-Ar	Алексеев, 1984	долериты
54	повальненский	1013		K-Ar	Алексеев, 1984	долериты
55	повальненский	1060		K-Ar	Легенда..., 2009ф	
56	повальненский	1070		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
57	повальненский	1078		Rb-Sr	Легенда..., 2009ф	
58	корсакаловский	1078		Rb-Sr	Петров, 1995ф	
59	повальненский	1096		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	диабазы с ромбическим пироксеном
60	кусино-копанский	1110	100	Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
61	повальненский	1113		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
62	монастырский	1128	6	K-Ar	Степанов, 1978ф	
63	повальненский	1128		K-Ar	Алексеев, 1984	долериты
64	повальненский	1155		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
65	повальненский	1161		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	диабазы с ромбическим пироксеном
66	кусино-копанский	1210	110	Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
67	повальненский	1241		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	диабазы с ромбическим пироксеном
68	повальненский	1246		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	диабазы с ромбическим пироксеном
69	повальненский	1252		K-Ar	Легенда..., 2009ф	
70	повальненский	1261		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	диабазы с ромбическим пироксеном
71	повальненский	1271		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	диабазы с ромбическим пироксеном
72	бердяушский	1273		Pb-Pb	Аулов, 2005ф	

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

№	название комплекса/свиты по данным авторов датировки	Возраст, млн лет	2σ	метод	источник	порода
73	ишлинский	1291	67	Sm-Nd	Сазонова и др., 2011	пикриты
74	кургасский	1318	10	Ar-Ar	Мосейчук, 2015ф	габбро
75	бердяушский	1322		Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
76	кусино-копанский	1330	16	U-Pb	Ронкин и др., 2016	Губенский массив, граниты
77	кусино-копанский	1330	27	U-Pb	Ронкин и др., 2016	Губенский массив, граниты
78	кусино-копанский	1330	50	U-Pb	Аулов, 2005ф	
79	кусино-копанский	1337		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
80	бердяушский	1339		Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
81	кургасский	1343	110	Sm-Nd	Мосейчук, 2015ф	габбро
82	машакская	1346	41	Rb-Sr	Краснобаев и др., 1985	базальты
83	багрушинский	1348,6	3,2	U-Pb	Пучков и др., 2017а,б	риодациты
84	кургасский	1349	11	U-Pb	Мосейчук, Тевелев, 2017ф	долериты
85	машакская	1350		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
86	кусино-копанский	1350	50	Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
87	бердяушский	1350	20	Rb-Sr	Аулов, 2005ф	
88	бердяушский	1350		Sm-Nd	Аулов, 2005ф	
89	кусино-копанский	1353	16	U-Pb	Ронкин и др., 2016	гранит-порфиры
90	бердяушский	1358		Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
91	кургасский	1359		K-Ar	Легенда..., 2009ф	
92	бердяушский	1359	16	Rb-Sr	Аулов, 2005ф	
93	кургасский	1360	9	Ar-Ar	Эрнст и др., 2008	долериты
94	машакская	1360	35	Rb-Sr	Ellimies et al., 2000	базальты
95	навышский	1362	17	U-Pb	Puchkov et al., 2013	
96	бердяушский	1367		Sm-Nd	Аулов, 2005ф	

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

№	название комплекса/свиты по данным авторов датировки	Возраст, млн лет	2σ	метод	источник	порода
97	бердяушский	1367	3,2	U-Pb	Аулов, 2005ф	
98	бердяушский	1368,4	6,2	U-Pb	Синдерн и др., 2003	нефелиновый сиенит
99	бердяушский	1369	13	U-Pb	Ронкин и др., 2005	граниты рапакиви
100	машакская	1370	16	U-Pb	Ронкин, 2008	дациты
101	бердяушский	1370	120	Rb-Sr	Аулов, 2005ф	
102	бердяушский	1372	12	U-Pb	Ронкин и др., 2005	сиено-диорит
103	бердяушский	1373	21	U-Pb	Синдерн и др., 2003	нефелиновый сиенит
104	кусино-копанский	1379	8	U-Pb	Краснобаев и др., 2006	Медведевский массив, анортозиты
105	бердяушский	1379,6	2,9	U-Pb	Ронкин и др., 2016	
106	кургасский	1380		K-Ar	Легенда..., 2009ф	
107	машакская	1380,2	0,5	U-Pb	Puchkov et al., 2014	
108	ахмеровский	1381		U-Pb	Краснобаев и др., 2008	граниты
109	машакская	1381	0,7	U-Pb	Пучков, 2010	
110		1382	2	U-Pb	Puchkov et al., 2013	Долериты, скв. 183 Мензелино-Актаныш
111	бердяушский	1382	3	U-Pb	Belyaev et al., 1996	
112	машакская	1383		U-Pb		
113	машакская	1385		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
114	машакский	1385	13	U-Pb	Мосейчук, 2008ф, Ирмель	риодацит
115	кусино-копанский	1385	25	U-Pb	Краснобаев и др., 2006	
116	кургасский	1385,3	1,4	U-Pb	Ernst et al., 2006	долериты
117	рябиновский	1386	34	U-Pb	Краснобаев и др., 2006	граниты
118	бердяушский	1386	9,9	U-Pb	Ронкин и др., 2006	габбро
119	кусино-копанский	1388	53	Sm-Nd	Ронкин и др., 2006	габбро-норит
120	бердяушский	1388	28	U-Pb	Ронкин и др., 2016	габбро

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Изотопные датировки магматических комплексов северной части Башкирского мегантиклинория

№	название комплекса/свиты по данным авторов датировки	Возраст, млн лет	2σ	метод	источник	порода
121		1391	2	U-Pb	Puchkov et al., 2013	Долериты, скв. 183 Мензелино-Актаныш
122	кусино-копанский	1392		U-Pb		
123	рябиновский	1394	6	Rb-Sr	Холоднов и др., 2010	граниты
124	навышский	1400	25	Rb-Sr	Краснобаев и др., 2013б	базальты
125	навышский	1400	10	U-Pb	Ронкин и др., 2008	
126	кусино-копанский	1400	120	U-Pb	Аулов, 2005ф	
127	маломиасский	1415	11	U-Pb	Тевелев и др., 2014	дациты
128	кусино-копанский	1460	110	Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
129	суимский	1497		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	толеиты
130	кусино-копанский	1530	130	U-Pb	Аулов, 2005ф	
131	навышский	1608	30	U-Pb	Краснобаев и др., 1992	
132	навышский	1615	45	U-Pb	Краснобаев и др., 1992	
133	кусино-копанский	1630	140	Pb-Pb	Аулов, 2005ф	
134	навышский	1635		U-Pb	Легенда..., 2009ф	
135	суимский	1639		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	толеиты
136	суимский	1659		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	толеиты
137	кусино-копанский	1660	140	U-Pb	Аулов, 2005ф	
138	суимский	1664		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	толеиты
139	суимский	1716		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	толеиты
140	навышский	1752	11	U-Pb	Краснобаев и др., 2013б	
141	суимский	2052		K-Ar	Ленных, Петров, 1978а	толеиты