

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ ВОРОНЕЖСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
(ФГБОУ ВО ВГУ)

На правах рукописи



ХОЛИНА Наталья Викторовна

**НЕОАРХЕЙСКИЙ ВЫСОКОКРЕМНИСТЫЙ МАГМАТИЗМ КУРСКОГО
БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ: ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ,
ПЕТРОЛОГИЯ**

Специальность: 25.00.04 – петрология, вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Савко Константин Аркадьевич

Воронеж – 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	12
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ.....	16
2.1. Геологическое строение архейского фундамента Курского блока.....	16
2.2. Геологическая позиция образований неархейского кислого магматизма.....	19
Глава 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	28
Глава 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОАРХЕЙСКОГО КИСЛОГО МАГМАТИЗМА КУРСКОГО БЛОКА	33
4.1. Кислые метавулканы.....	33
4.2. Граниты.....	44
4.3. Геохимическая характеристика.....	57
4.3.1. Метариолиты.....	57
4.3.2. Граниты.....	67
Глава 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	73
5.1. Геохронологические исследования.....	73
5.2. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования.....	82
5.3. Lu-Hf изотопно-геохимические исследования.....	83
Глава 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС НЕОАРХЕЙСКИХ ВЫСОКОКРЕМНИСТЫХ РИОЛИТОВ И ГРАНИТОВ КУРСКОГО БЛОКА	87
6.1. P-T параметры кристаллизации риолитовых расплавов.....	87
6.2. Источники расплавов и условия генерации кислых магм.....	94
6.2.1. Геохимическая типизация.....	94
6.2.2. Риолиты и граниты как единая вулcano-плутоническая	

ассоциация.....	95
6.2.3. Источники расплавов.....	97
6.2.4. Условия генерации магм.....	100
6.3. Тектоническая обстановка образования.....	104
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	108
ЛИТЕРАТУРА.....	110

ВВЕДЕНИЕ

Граница архея и протерозоя характеризуется фундаментальными изменениями геологических процессов на Земле, связанных с завершением стабилизации архейских кратонов [Kusky, Polat, 1999]. Это также нашло отражение в появлении широкого спектра калиевых гранитоидов в интервале 3,0-2,5 млрд лет [Laurent et al., 2014]. Неоархейские калиевые граниты были обнаружены во многих древних кратонах [Frost et al., 1998; Bandyopadhyay et al., 2001; Barros et al., 2001; Moreno et al., 2017; Zhou et al., 2015; Wang et al., 2018]. Особое место среди них занимают "high silica granitoids", отражающие специфические малоглубинные и высокотемпературные условия формирования магм. Считается, что железистые щелочно-известковые и известково-щелочные магмы (гранитоиды А-типа) возникают при частичном плавлении коровых пород и/или дифференциации толеитов, а магнезиальные известково-щелочные и известковые магмы образуются при дифференциации пород семейства базальтов и андезитов [Frost et al., 2001; Frost et al., 2016].

Архейский Курский блок Восточной Сарматии представляет собой гранит-зеленокаменную область, состоящую из доминирующих гранито-гнейсовых ареалов и осадочно-вулканогенных зеленокаменных поясов.

Объектом исследований автора являются вулканогенные и интрузивные образования неоархейского высококремнистого магматизма в пределах Курского блока Восточной Сарматии: кислые вулканиты лебединской свиты михайловской серии и гранитоиды атаманского комплекса. Их проявления локально сосредоточены в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры и на перемычке между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими синформами.

Актуальность темы. Смена в конце архея ТТГ ассоциаций калиевыми гранитоидами установлена в пределах многих древних кратонов, включая Амазонский, Дхарвар, Каапвааль, Пилбара, Северо-Китайский, Сан-Франциско и другие [Almeida et al., 2013; Romano et al., 2013; Laurent et al., 2014; Farina et al., 2015]. Калиевый магматизм отмечался в широком временном диапазоне – от

≈2,95 млрд лет в кратоне Пилбара до ≈2,55 млрд лет в Дхарвар и Северо-Китайском кратонах [Laurent et al., 2014].

Самые ранние калиевые граниты и риолиты неоархея, сменившие ТТГ ассоциации мезоархея, отражают кардинальные изменения природы геодинамических процессов, которые характерны для всех древних кратонов. Закономерная смена характера кислого магматизма от мезо- к неоархею отмечается и для Курского блока Сарматии, где после формирования палео- и мезоархейской коры был проявлен неоархейский высококремнистый калиевый гранитный магматизм. Высококремнистые граниты и риолиты представляют собой редкий случай совместного проявления в пределах одного магматического центра [Frost et al., 2016].

Оценка возрастных и пространственных взаимоотношений неоархейских вулканитов и гранитов, определение их тектонической природы позволили выяснить условия возникновения и источники расплавов пород, дали важные свидетельства геодинамической эволюции коры Восточной Сарматии на границе неоархея и палеопротерозоя. Кроме того, возраст излияний риолитов зафиксировал время начала накопления мощных толщ терригенных пород и железисто-кремнистых формаций курской серии на границе неоархея и палеопротерозоя, которые лежат в основе палеотектонических реконструкций, позволивших обосновать принадлежность мегаблока Сарматии к суперконтиненту Ваалбаре в период 2,6-2,2 млрд лет [Савко и др., 2017]. Это и определяет актуальность диссертационной работы.

Результаты предшествовавших исследований. Риолиты (кварцевые порфиры) с голубым кварцем давно известны в составе лебединской свиты неоархея в Курском блоке [Плаксенко и др., 1980; Плаксенко и др., 1981; Двойнин и др., 1990; Полищук и др., 1972; Быкова, Крестин, 1972], однако до сих пор остаются невыясненными источники и условия образования их расплавов, которые могут дать важные свидетельства эволюции процессов континентального корообразования Восточной Сарматии на границе неоархея и палеопротерозоя. Важно уточнить возраст излияний риолитов, так как они фиксируют время начала

накопления мощных толщ терригенных пород и железисто-кремнистых формаций курской серии на границе неоархея и палеопротерозоя, которые используются для палеотектонических реконструкций.

В районе излияний риолитов давно были известны интрузивы гранитов атаманского комплекса, который был выделен в 1972 г. [Быкова, Крестин, 1972] и объединял все раннедокембрийские существенно калиевые субщелочные гранитоиды Воронежского кристаллического массива. Впоследствии оказалось, что многочисленные проявления калиевых гранитов в Волго-Донском орогене, относимые к атаманскому комплексу, имеют палеопротерозойский возраст 2050-2070 млн лет [Савко и др., 2014; Terentiev et al., 2016; Терентьев, 2016] и образовались после коллизии Сарматии и Волгоуралии на рубеже около 2,1 млрд лет [Bogdanova et al., 2006]. Таким образом, проявлений архейских гранитоидов, достоверно относимых к атаманскому комплексу, за пределами палеопротерозойских структур осталось не так уж много. Их возраст оценивался как 2615 ± 70 млн лет [Найденков и др., 1996]. Они сосредоточены преимущественно на перемычке между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими синформами.

Цель и задачи исследования. Целью работы является установление петрогенезиса и тектонической обстановки формирования неоархейских высококремнистых риолитов лебединской свиты михайловской серии и гранитов атаманского комплекса. В соответствии с этой целью при проведении исследований были определены следующие задачи:

1. Установление закономерностей геологического положения неоархейских кислых вулканитов и гранитов в пределах Курского блока;
2. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика кислых пород;
4. Оценки изотопного возраста риолитов и гранитов по циркону;
5. Изотопная (Nd, Hf) систематика пород по циркону и валовым пробам;
6. Определение P-T параметров кристаллизации кислых расплавов;

7. Идентификация источников расплавов и расшифровка коровой предыстории протолитов.

Научная новизна. Для Курского блока впервые даны детальные минералогическая, петрографическая и геохимическая характеристики неоархейских высококремнистых риолитов и гранитов, выполнена их геохимическая типизация и определены P-T параметры кристаллизации пород. На основе результатов геохронологических и изотопно-геохимических исследований установлены источники расплавов, механизм формирования материнских магм и геодинамическая обстановка высококремнистого магматизма в неоархее Восточной Сарматии.

Теоретическая и практическая значимость работы. Данные о тектонической обстановке формирования неоархейских высококремнистых гранитов и вулканитов Курского блока в совокупности с результатами геохронологических и изотопно-геохимических исследований могут быть использованы при разработке и составлении региональных геологических карт докембрийского фундамента различного масштаба, составлении схем корреляции и магматизма для раннего докембрия Восточно-Европейской платформы, палеотектонических карт.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы легли авторские материалы, собранные за время работы (2006-2019 гг.) в составе научной группы кафедры полезных ископаемых и недропользования и выполнения научно-исследовательских работ в НИИ Геологии ВГУ, а также во время обучения в аспирантуре. Автором задокументирован и изучен керн более 50 скважин, методами оптической микроскопии изучено более 300 прозрачно-полированных шлифов, обработано свыше 250 «мокрых» силикатных анализов риолитов и гранитов. Часть образцов была отобрана в гидрогеологической шахте под Лебединским железорудным карьером.

Основными методами исследования являлись: электронно-микроскопический и микрозондовый анализ, методы изотопной геохронологии, изотопной и элементной геохимии.

Анализы химического состава проб выполнялись в лабораториях ВГУ и ИГЕМ РАН (г. Москва). Содержания редких элементов определялись в АСИЦ ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Анализы составов породообразующих минералов производились на растровом электронном микроскопе в ВГУ. Определение изотопного возраста цирконов U-Pb методом и Sm-Nd изотопные анализы выполнены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Lu-Hf изотопные исследования цирконов проведены в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург). Содержания Ti и других элементов примесей в кварце и цирконах определялись в Ярославском Филиале Физико-Технологического Института РАН (ЯФ ФТИАН РАН).

Обработка информации осуществлялась при помощи методов математической статистики на ЭВМ с использованием программного пакета «Microsoft Office» и ряда специализированных программ («PetroExplorer», «MAKE MINER»), графика и фотоматериалы обработаны с помощью программ «CorelDraw», «Photo-Shop CS6», «ArcView GIS», «ArcMap».

Положения, выносимые на защиту:

1. Высококремнистые риолиты и граниты А-типа Курского блока Восточной Сарматии образовались одновременно в конце неогархея 2,61 млрд лет, имеют близкие петрогеохимические и изотопные характеристики и представляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

2. Зарождение неогархейских высококремнистых магм происходило при дегидратационном плавлении пород Курского блока при высокой температуре (около 900°C), низком давлении (около 2,5 кбар), в условиях верхней коры в равновесии с ортопироксен-плагиоклазовым рститом.

3. Основные источники неогархейских высококремнистых магм имели длительную коровую предысторию ($\epsilon_{\text{Nd}2.61}$ = от -5,4 до -6,7; $\epsilon_{\text{Hf}2.61}$ = от -0,6 до -8,9) и представлены мезогархейскими ТТГ ассоциациями и палеогархейскими метапелитами Курского блока, слагающими архейское ядро Восточной Сарматии.

4. Проявления неоархейского высококремнистого магматизма в Курском блоке имеют внутриплитную природу и связаны с плавлением вещества верхней коры за счет подъема базальтовых магм, производные которых подстилают высококремнистые риолиты и вмещают граниты.

Степень достоверности результатов исследования определяется значительными объемами изученного кернового материала и выполненными аналитическими работами.

Апробация результатов исследования. Результаты работы докладывались и обсуждались на следующих научных конференциях: VI Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы» (г. Санкт-Петербург, 2015); III Международной научной конференции «Науки о Земле: вчера, сегодня, завтра» (г. Санкт-Петербург, 2017); XI Международной научно-практической конференции «Российская наука в современном мире» (г. Москва, 2017); VII Российской конференции по изотопной геохронологии «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород» (г. Москва, ИГЕМ РАН, 2018); 14-th European Workshop on Laser Ablation (Pau, France, June 26-29, 2018); VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (г. Санкт-Петербург, ИГГД РАН, 2019). Отдельные части работы докладывались на ежегодных научных конференциях геологического факультета и НИИ Геологии ВГУ в 2015–2019 гг. Материалы диссертации опубликованы в 9 научных работах, в том числе 3 в изданиях, рекомендованных ВАК.

Личный вклад автора. Автор принимал непосредственное участие на всех этапах научной работы – от отбора и подготовки образцов для различных видов исследований до интерпретации результатов. Автором проведен сбор и систематизация геологической информации, а также результатов аналитических лабораторных исследований по неоархейским кислым магматическим породам Курского блока. Выполнен анализ и интерпретация полученных в процессе

исследований геологических, минералогических, геохимических и геохронологических данных.

Объем и структура работы. Диссертация общим объемом 133 страницы, состоит из введения, 6 глав и заключения, включает 19 таблиц, 47 рисунков и список литературы из 200 наименований.

В первой главе рассмотрено современное состояние проблемы и постановка задачи исследования.

Во второй главе описано геологическое строение пород Курского блока Восточной Сарматии. Особое внимание уделяется особенностям геологии архейского фундамента Курского блока и неархейского высококремнистого магматизма.

В третьей главе приводится описание методики исследований.

В четвертой главе на основании химических анализов пород и минералов дана петрографическая и минералого-геохимическая характеристика неархейских высококремнистых калиевых вулканитов и гранитов Курского блока. Проведена их геохимическая типизация. Материалы этой главы частично легли в основу 1-го защищаемого положения.

В пятой главе приводятся данные, уточняющие возрастное положение неархейских риолитов и гранитов в пределах Курского блока. На основе изотопной (Nd, Hf) геохимии устанавливается гетерогенность корового источника для неархейских гранитоидов. Материалы главы легли в основу 1-го и 3-го защищаемых положений.

Шестая глава посвящена петрогенезису неархейского высококремнистого магматизма Курского блока. Представлены результаты исследований по термобарометрии, которые позволили определить температуру и давление при кристаллизации риолитового расплава. Определены источники расплавов и условия генерации кислых магм. Приводятся расчетные данные выплавления неархейских гранитов А-типа из смешанного источника. Обосновывается геодинамическая обстановка проявления неархейского высококремнистого

магматизма. Материалы главы легли в основу 2-го и 4-го защищаемых положений.

Благодарности. Неоценимую помощь в подготовке и написании диссертации внесли доценты кафедры полезных ископаемых и недропользования кандидаты геол.-мин. наук Ю.Н. Стрик, В.М. Холин, И.П. Лебедев, Т.Н. Полякова; ведущий научный сотрудник НИИ Геологии ВГУ кандидат геол.-мин. наук Р.А. Терентьев; главный научный сотрудник ИГЕМ РАН чл.-корр. РАН доктор геол.-мин. наук А.В. Самсонов. Большую помощь в выполнении аналитических работ оказали А.Н. Ларионов (ЦИИ ВСЕГЕИ), В.К. Карандашев (ИПТМ РАН), М.В. Червяковская (ИГГ УРО РАН), С.Г. Симакин (ЯФ ТИАН РАН), Н.С. Базиков и Е.Х. Кориш (ВГУ). Им всем автор выражает свою искреннюю признательность. Отдельно своим долгом автор считает поблагодарить руководителя диссертационной работы, заведующего кафедрой полезных ископаемых и недропользования ВГУ, доктора геол.-мин. наук, профессора К.А. Савко.

Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проявления архейских калиевых гранитоидов в временном интервале 3,0-2,5 млрд лет известны во многих древних кратонах. Древние калиевые граниты установлены на Балтийском [Ветрин, Родионов, 2009; Zozulya et al., 2005; Mikkola et al., 2011], Бразильском [Barros et al., 2001; Sardinha et al., 2006; Moreno et al., 2017] и Северо-Американском щитах [Frost et al., 1998], в кратонах Йилгарн [Smithies, Champion, 1999] и Северо-Австралийском [Drüppel et al., 2009], Каапвааль [Laurent et al., 2014], Янцзы [Chen et al., 2013; Zhou et al., 2015], Сингхбхум-Орисса [Bandyopadhyay et al., 2001], Дхарвар в Индии [Jayananda et al., 2006; Moyné et al., 2003] и Конго [Tchameni et al., 2000].

В пределах Курского блока Восточной Сарматии тоже известны проявления неоархейского высококремнистого калиевого магматизма. Период геологической истории Курского блока (2,8-2,6 млрд лет) после формирования мезоархейской коры до эпохи мощного накопления железисто-кремнистых формаций в самом начале палеопротерозоя фактически не освещен в литературе. Это касается и природы источников и геодинамической обстановки проявления гранитного магматизма. Самые ранние калиевые граниты и риолиты неоархея, сменившие ТТГ ассоциации мезоархея в Курском блоке, отражают кардинальные изменения природы геодинамических процессов, которые характерны для всех древних кратонов.

Представления о геологическом строении Курского блока Воронежского кристаллического массива основываются на материалах геологических работ, проведенных в 70-80-е гг. XX века. В работах ряда авторов [Полищук и др., 1972, 1973; Быкова, Крестин, 1972; Кононов и др., 1977] дано описание разнообразия состава пород михайловской серии архея. Ими наряду с основными вулканитами, преобразованными в процессе метаморфизма в амфиболиты, установлены кислые метавулканиты (кварцевые порфиры), метатерригенные осадочные породы, а также мощные прослои безрудных и малорудных железистых кварцитов.

Е.М. Крестин в 1980 г. [Крестин и др., 1980] в разрезе зеленокаменных образований верхнего архея выделял две толщи (снизу-вверх): собственно михайловскую серию, включающую александровскую и дичнянскую свиты, и лебединскую серию, представленную губкинской и долгополянкой свитами. Александровская свита слагает низы разреза и представлена переслаиванием коматиитов и магнезиальных базальтов, переходящих вверх по разрезу в базальты. Дичнянская свита установлена лишь в районе Белгородско-Михайловского пояса и представлена пачками сланцев с небольшими телами амфиболитов. Губкинская свита залегает с резким несогласием и размывом и по составу представлена метапесчаниками и сланцами. Долгополянская свита, по мнению Е.М. Крестина, развита на Лебединском участке в пределах Старооскольского района, располагается локально в основании палеопротерозойского железорудного пояса и сложена кварцевыми порфирами.

Позже по результатам проведенных в пределах Курского блока съемочных работ были существенно уточнены литологические составы метаморфических образований мезо-неоархея, составлены геологические карты и карты прогноза и размещения полезных ископаемых докембрия [Кононов и др., 1980; Полищук и др., 1984]. В 1999 г. была разработана "Рабочая корреляционная стратиграфическая схема нижнего докембрия Воронежского кристаллического массива" [Легенда..., 1999], в которой образования михайловской серии представлены породами нижней александровской свиты и верхней лебединской свиты. Лебединская свита ограничено распространена на Дичнянском участке (Тарасовские аномалии), где она представлена средними и кислыми вулканитами и их туфами, metabазальтами, сланцами и амфиболитами. Ультракалиевые риолиты (кварцевые порфиры) и их туфы с прослоями сланцев и метапесчаников, относимых к лебединской свите, наблюдаются в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры Орловско-Тимского зеленокаменного пояса.

Изотопный возраст, определенный U-Pb методом по циркону из метариодацитов Коробковского участка (скв. 6066, инт. 377,5-403,0; изохрона по 4 точкам), составляет 2590 ± 88 млн лет [Артеменко, 1995]. U-Pb возраст

магматических цирконов из метариолитов лебединской свиты оказался равным 2590 ± 88 и 2600 ± 82 млн лет [Щербак и др., 1992; Артеменко, 1998].

Согласно существовавшим до недавнего времени представлениям, граниты атаманского комплекса считались одними из молодых магматических образований и объединяли тогда все раннедокембрийские существенно калиевые субщелочные гранитоиды Воронежского кристаллического массива [Кононов и др., 1973, 1977; Кононов и др., 1980]. Их возраст определялся как палеопротерозойский, что было основано на геологических наблюдениях, согласно которым жилы калиевых гранитов часто имеют секущие контакты с палеопротерозойскими железисто-кремнисто-сланцевыми образованиями. Данный комплекс гранитов, получивший название атаманского, интерпретировался как комплекс гранитов, завершающих этап палеопротерозойского орогенеза.

Согласно данным Ю.А. Деревянкина [1991], радиологический возраст этих гранитов в пределах Старооскольского района Курского блока (участки Дубравинский, Атамановский, Петровский, Сев. Волотовский), определенный уран-свинцовым изохронным методом по циркону, находится в интервале 2615-2370 млн лет. При составлении схемы корреляции стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива [Афанасьев и др., 1998] положение гранитов атаманского комплекса было пересмотрено на основании полученных новых датировок. Исходя из полученных И.В. Найденковым (2615 ± 70 млн лет) и Г.В. Артеменко (2586 ± 100 млн лет) результатов по грейзенизированным гранитам Лебединского участка [Найденков и др., 1996; Артеменко, 1998], возраст гранитов атаманского комплекса был признан как неоархейский.

Позже в результате проведенных геохронологических исследований оказалось, что многочисленные проявления гранитов в Лосевском и Донском террейнах Воронежского кристаллического массива, относимые к атаманскому комплексу, имеют палеопротерозойский возраст 2050-2070 млн лет [Terentiev et al., 2016; Терентьев, 2016]. Таким образом, проявления архейских гранитоидов,

достоверно относимых к атаманскому комплексу, в пределах Курского блока отмечаются только между Волотовской и Тим-Ястребовской структурами.

В результате анализа ранее проведенных работ и постановки цели исследования, было обращено внимание на следующие факты:

1) Калиевые высококремнистые вулканиты, относимые к лебединской свите, встречаются только в пределах Орловско-Тимской рифтогенной структуры и отсутствуют в пределах Белгородско-Михайловского зеленокаменного пояса.

2) Уточнение возраста формирования калиевых кислых вулканитов лебединской свиты и калиевых гранитов атаманского комплекса позволит уточнить их тектоническую позицию на границе неоархея и палеопротерозоя.

3) Возможное близкое временное и пространственное положение калиевых кислых вулканитов и калиевых гранитов в южном борту Тим-Ястребовской структуры в пределах Курского блока может быть основанием для отнесения их к единой вулкано-плутонической ассоциации.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

2.1. Геологическое строение архейского фундамента Курского блока

Курский блок, представляющий собой погребенное блоковое поднятие в фундаменте Восточно-Европейской платформы, относится к северо-восточной части мегаблока Сарматия и является архейской гранит-зеленокаменной областью (ГЗО), которая состоит из доминирующих по площади гранито-гнейсовых ареалов и осадочно-вулканогенных зеленокаменных поясов петельчатой формы (рис. 2.1). Гранито-гнейсовые ареалы составляют до 75 % площади и сложены высокометаморфизованными (в условиях амфиболитовой - гранулитовой фаций метаморфизма) плагио-микроклиновыми гнейсами и мигматитами) породами разнообразного состава от трондьемитов до тоналитов, диоритов, с маломощными прослоями амфиболитов, объединяемые в обоянский комплекс (**AR_{1ob}**) [Лебедев, 1998; Состояние..., 2008]. U-Pb изотопный возраст циркона из мигматизированного плагиогнейса обоянского комплекса в пределах Курско-Бесединского домена составляет 3277 ± 33 млн лет [Артеменко и др., 2006]. Это согласуется с Sm-Nd модельными возрастными гнейсов обоянского комплекса в интервале 3,64–3,03 млрд лет и предполагает мезо- или палеоархейский возраст их протолитов [Щипанский и др., 2007]. Выделяемые зеленокаменные пояса первой генерации с возрастом $\sim 3,2-3,0$ млрд лет (ЗКП-1 - Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимской), породы которых относятся к михайловской серии (**AR_{2mh}**), характеризуются линейным в плане расположением в пределах ГЗО и интерпретируются как внутриконтинентальные рифтогенные структуры. В нижних частях разрезов преобладают ультраосновные и основные вулканические породы коматиит-базальтовой формации [Крестин, Юдина, 1988] (александровская свита **AR_{2al}**), которые вверх по разрезу сменяются толщей известково-щелочных базальтов, андезитов, кислых вулканитов с прослоями метатерригенных осадков и пород железисто-кремнистой формации (лебединская

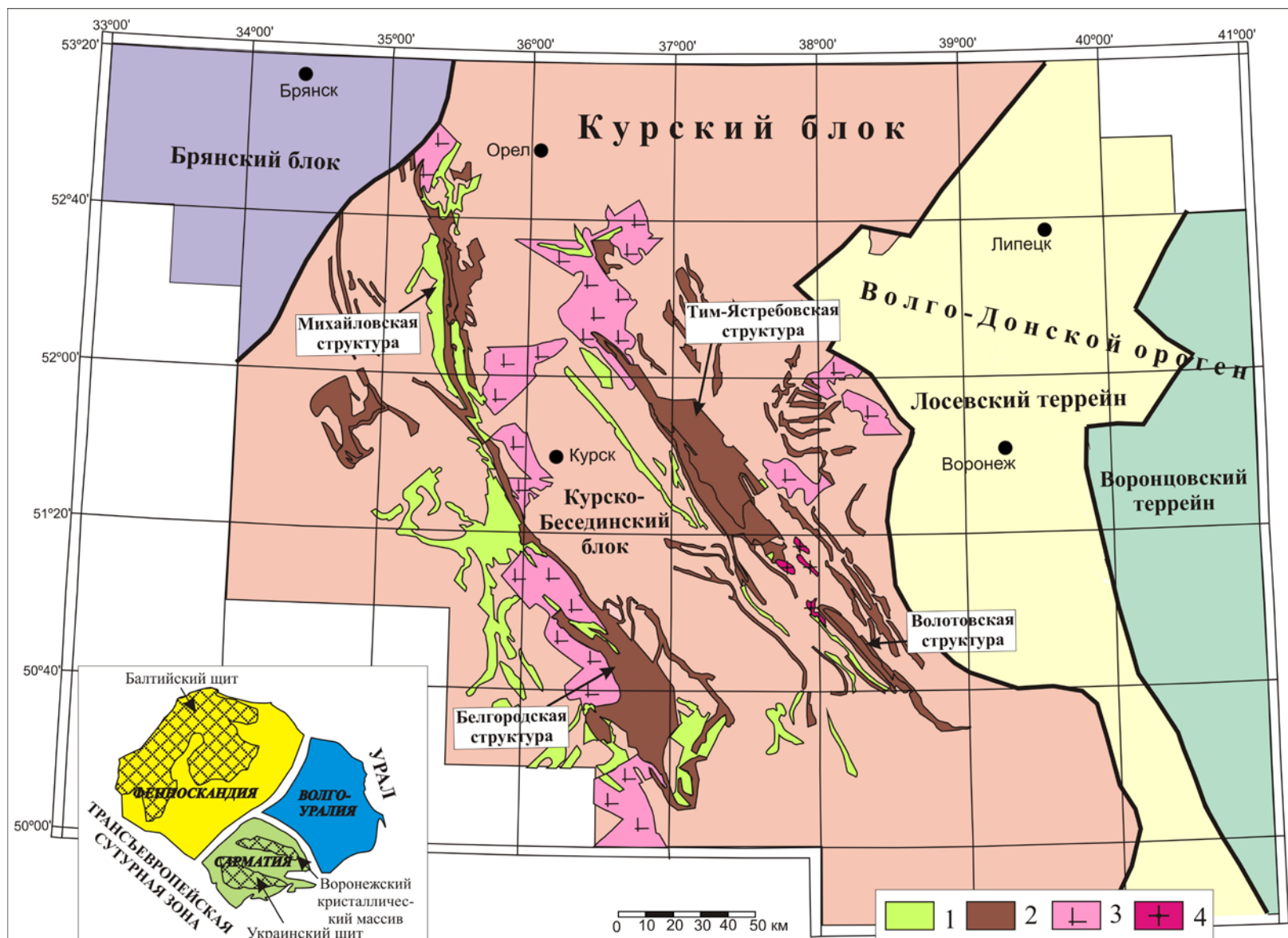


Рисунок 2.1. Схематическая структурная карта архейских образований Курского блока Восточной Сарматии

Условные обозначения к рис. 2.1: 1 - михайловская серия (AR_{2mh}); 2 - курская серия (PR_1); 3 - салтыковский комплекс (AR_{2sl}); 4 - атаманский комплекс (AR_{2at}). Карта Восточно-Европейского кратона и его деление на сегменты по [Gorbatshev and Bogdanova, 1993]

свита AR_{2lb}) [Бочаров и др., 1993; Савко и др., 2004]. Возраст метариолитов из вулканогенно-осадочного разреза александровской свиты (Тарасовский участок), определенный по циркону (SIMS), составляет 3122 ± 9 млн лет [Савко и др., 2019]. В обрамлении зеленокаменных поясов, а также среди гнейсов и мигматитов обоянского комплекса располагаются массивы ТТГ гранитоидов, которые объединяются в салтыковский комплекс (AR_{2sl}). Временной период ТТГ магматизма составляет 2960-3051 млн лет с отдельными импульсами 2960, 3025 и 3051 млн лет [Савко и др., 2018a].

Эти мезоархейские и палеоархейские комплексы представляют наиболее ранний из распознаваемых этап формирования континентальной коры, завершение которого маркируется НТ-LP метаморфизмом на уровне 2,8 млрд лет [Савко и др., 2010; Savko et al., 2018]. В гнейсо-мигматитовых доменах метаморфизм достигает гранулитовой фации ($T \sim 750^\circ\text{C}$, $P \sim 5$ кбар), в то время как в сохранившихся фрагментах зеленокаменных поясов его интенсивность ниже и соответствует эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям.

После стабилизации платформы (в интервале $\sim 2,8-2,6$ млрд лет) на мезоархейском основании впоследствии происходило развитие континентальных рифтовых структур и формирование зеленокаменных поясов второй генерации (ЗКП-2), сопровождавшееся базитовым вулканизмом и терригенным осадконакоплением [Савко и др., 2017]. Эти породы отделены от мезоархейских комплексов структурным и стратиграфическим несогласием, значениями возраста и фиксируют самостоятельный этап геологической эволюции Курского блока в конце архея. На рубеже около 2,6 млрд лет рифтогенез завершился излияниями высокотемпературных риолитов А-типа [Артеменко, 1995; Савко и др., 2015; Холина и др., 2016]. На риолитах отмечается кора выветривания, которая маркирует длительную пенепленизацию Курского архейского блока, предшествовавшую накоплению железо-кремнистых формаций (ЖКФ) в самом

начале палеопротерозоя [Савко и др., 2015]. Стратиграфическое положение пород установлено точно, так как в ряде скважин на толще вулканитов с размывом и угловым несогласием залегают метапесчаники, кварцитопесчаники и метаконгломераты стойленской свиты (**PR_{1st}**) курской серии.

Палеопротерозойские железисто-кремнистые формации и терригенные осадочные комплексы в пределах Курского блока формировались на архейской платформе и имели площадное распространение, но сохранились от размыва только в узких линейных зонах юго-восток-северо-западного простирания. Эти структуры представляют собой внутриконтинентальные рифты, заложенные в середине палеопротерозоя около 2,2 млрд лет назад на архейской платформе [Савко и др., 2017]. Наиболее крупные из них: западная - Белгородско-Михайловская, состоящая из Белгородской и Михайловской синформ, и восточная Щигровско-Оскольская, включающая Тим-Ястребовскую и Волотовскую синформы, протягиваются более чем на 550 км при ширине 8–40 км. Отложения палеопротерозоя Курского блока включают терригенно-хемогенные отложения курской серии и вулканогенно-терригенные оскольской серии. Все они подверглись метаморфизму с возрастом 2070 млн лет в условиях от верхов зеленосланцевой до гранулитовой фации [Savko et al., 2018].

2.2. Геологическая позиция образований неоархейского ультракислого магматизма

Формирование архейских пород Курского блока завершается метариолитами, локально развитыми в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры и на перемычке между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими синформами. Изотопный возраст, определенный U-Pb методом по циркону из метариодацитов Коробковского участка (скв. 6066, инт. 377,5-403,0; изохрона по 4 точкам), составляет 2590 ± 88 млн лет [Артеменко, 1995].

Неоархейские кислые метавулканыты в объеме лебединской свиты михайловской серии распространены локально в южном обрамлении Тим-Ястребовской структуры Орловско-Тимского зеленокаменного пояса (рис. 2.2), где они сохранились от размыва только в палеопротерозойских синформах в районе Коробковского, Лебединского и Стойленского месторождений железистых кварцитов (Старооскольский железорудный район).

Кислые метавулканыты представлены метариолитами и метатуфами риолитового состава. Породы вскрыты профилями скважин (№№ 5329, 5327, 5328, 5321, 2181, 2169, 2173, 6063, 6064, 6066, 6070, 2296 и др.). Мощность пород свиты достигает 400 м (скв. 5328, 5329). В юго-восточном направлении мощность резко уменьшается до 50 м.

В юго-восточной части района среди излияний неоархейских метавулканытов отмечаются интрузии неоархейских гранитов атаманского комплекса, которые сосредоточены на перемычке между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими синформами (рис. 2.2, 2.3). Тела гранитов в основном приурочены к разломам субмеридионального северо-западного направления и чаще дискордантны по отношению к простиранию структур более древнего возраста.

Граниты вскрываются целым рядом скважин (№№ 1539, 1542, 1544, 5003, 5009, 5011, 5017, 2281, 1389, 1391, 1392, 1393, 1395, 1385 и др.) (рис. 2.3). Вмещающими породами являются мезоархейские мигматиты и гнейсы (в объеме обоянского комплекса) и неоархейские metabазиты михайловской серии. Также граниты прорывают мезоархейские плагиограниты и ТТГ гранитоиды салтыковского комплекса. В зоне контакта в metabазитах наблюдаются многочисленные инъекции микроклиновых гранитов. На контактах с породами обоянского комплекса встречаются микроклинизированные ксенолиты последних, выделяющиеся по своим структурно-текстурным особенностям.

Условные обозначения к рис. 2.2: ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ. Оскольская серия: 1 - роговская свита. Кварцево-сланцевые сланцы, известняки и доломиты, метаалевролиты, метапесчаники, конгломераты. Курская серия. 2-7: 2-6 - коробковская свита. Железистые кварциты; сланцы кварц-биотитовые, кварц-амфиболовые, кварц-хлоритовые, углеродистые. 7 - стойленская свита. Сланцы кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые, кварц-двуслюдяные, метапесчаники, кварциты, метагравелиты, метаконгломераты. НЕОАРХЕЙ. 8-9 - Михайловская серия: 8 - лебединская свита. Метариолиты, метатуфы риолитового состава, сланцы кварц-биотитовые, кварц-двуслюдяные, кварц-хлоритовые, иногда метапесчаники, кварциты; 9 - александровская свита. Амфиболиты, сланцы основного и ультраосновного состава. МЕЗОАРХЕЙ. 10 - обоянская серия. Мигматизированные и гранитизированные гнейсы, мигматиты, прослои амфиболитов, амфиболовых сланцев. ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ. Палеопротерозойские: 11 - стойло-николаевский комплекс. Вторая фаза - гранодиориты, диориты, габбродииориты. 12-13 - неoarхейские: 12 - атаманский комплекс. Гранит-порфиры; 13 - салтыковский комплекс. Трондьемиты, тоналиты, гранодиориты; 14 - сергеевский комплекс. Амфиболитизированное габбро, аподиабазовые амфиболиты; 15 - региональные разломы; 16 - буровые скважины и их номера. Схематическая структурная карта Воронежского кристаллического массива по [Савко и др., 2017]

Неoarхейские кислые метавулканииты. Неoarхейские кислые метавулканииты лебединской свиты относятся к покровной фации наземного вулканизма, представленной пирокластическими разностями - риолитами и литокристаллокластическими туфами риолитового состава (рис. 2.2, 2.4, 2.5).

Вулканические тела имеют простое строение. Риолиты обладали высокой вязкостью, о чем свидетельствует присутствие тонкой полосчатости. Породы подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям, в разной степени рассланцованы и в отдельных участках превращены в однородные мусковит-кварцевые сланцы. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации.

В разрезах скважин (№№ 6066, 5321, 5329 и др.) (рис. 2.4) отмечены маломощные прослои метапесчаников, фиксирующие прерывистый характер процесса вулканизма.

Наличие туфов указывает на непосредственную близость к центру извержения. Метатуфы, являясь взрывчатой субфацией, слагают линзовидные, плащеобразные в плане прослои разной размерности, мощности и протяженности с неправильными границами за счет неровностей древнего рельефа.

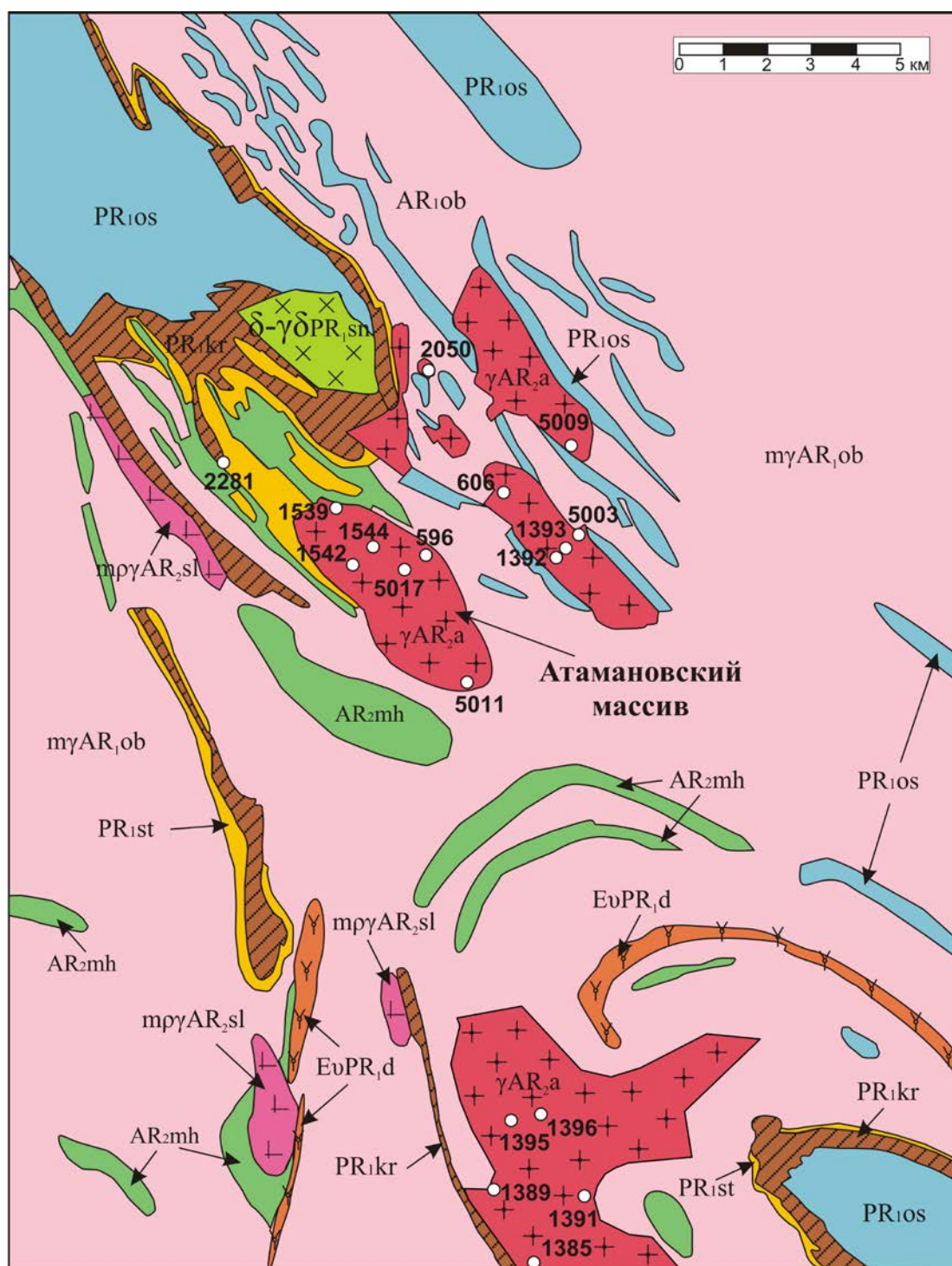


Рисунок 2.3. Схематическая геологическая карта участка Курского блока (перемычка между Тим-Ястребовской и Волотовской палеопротерозойскими синформами) по [Savko et al., 2018] с изменениями (Холина Н.В.)

1 - обоянская серия; 2 - михайловская серия; 3 - стойленская свита; 4 - коробковская свита; 5 - роговская свита; 6 - салтыковский комплекс; 7 - атаманский комплекс; 8 - стойло-николаевский комплекс; 9 - дубравинский комплекс; 10 - буровые скважины и их номера

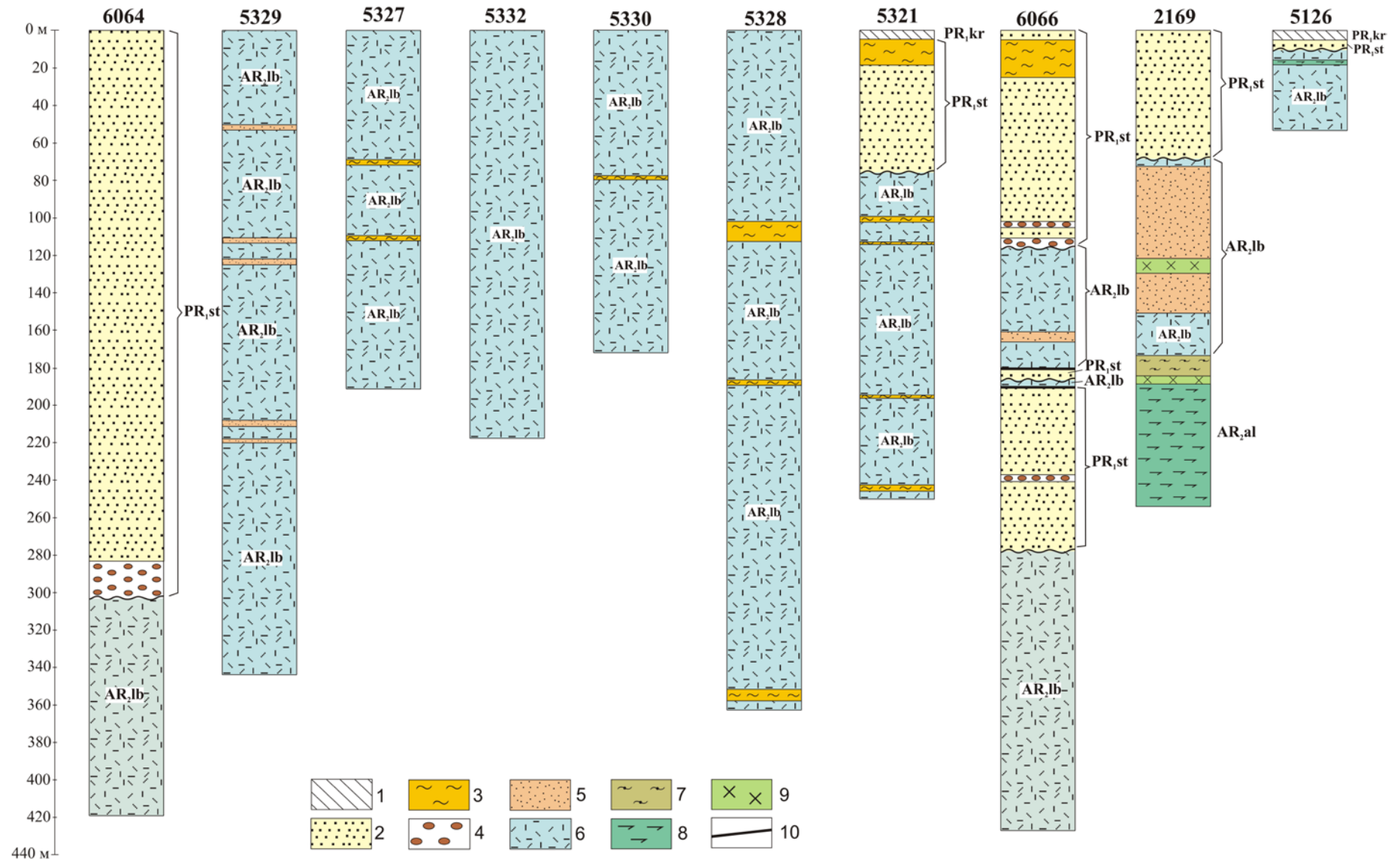


Рисунок 2.4. Разрезы скважин, вскрывшие образования неоархейских кислых метавулканитов Курского блока (участок Коробковского месторождения)

Условные обозначения к рис. 2.4: 1 - сланцы и железистые кварциты курской серии (PR_{1kr}); 2 - кварцевые метапесчаники (PR_{1st}); 3 - сланцы кварц-биотитовые, биотит-мусковитовые; 4 - конгломераты (PR_{1st}); 5 - аркозовые метапесчаники (AR_{2lb}); 6 - метариолиты, метатуфы риолитового состава (AR_{2lb}); 7 - сланцы биотит-амфиболовые; 8 - амфиболиты; 9 - диориты; 10 - разломы

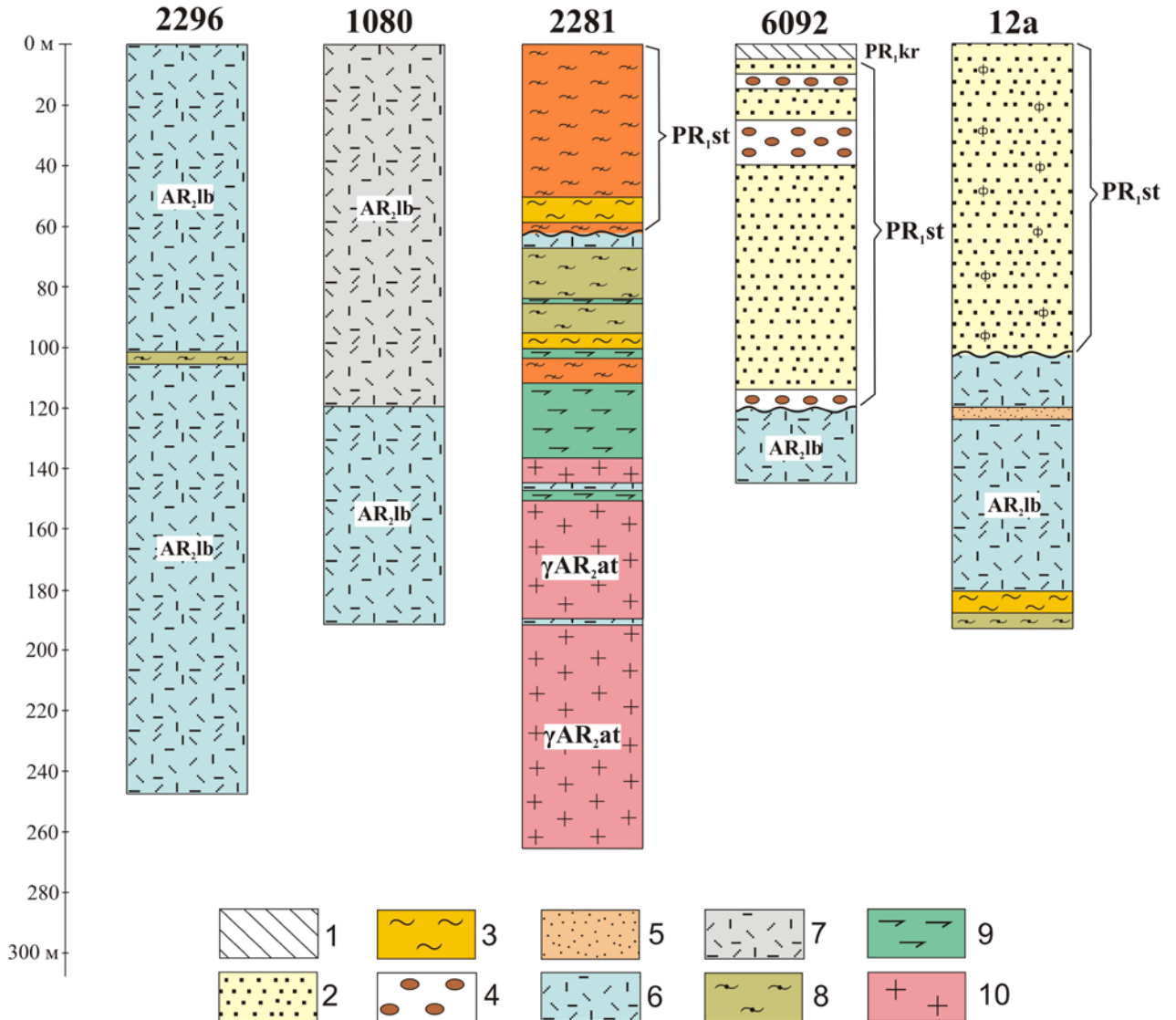


Рисунок 2.5. Разрезы скважин, вскрывшие образования неархейских кислых метавулканитов и гранитов Курского блока

1 - сланцы и железистые кварциты курской серии (PR_{1kr}); 2 - кварцевые метапесчаники (PR_{1st}); 3 - сланцы кварц-биотитовые, биотит-мусковитовые; 4 - конгломераты (PR_{1st}); 5 - аркозовые метапесчаники (AR_{2lb}); 6 - метариолиты, метатуфы риолитового состава (AR_{2lb}); 7 - метариолиты, метатуфы кварц-полевошпатового порфира выветрелые (AR_{2lb}); 8 - сланцы биотит-амфиболовые; 9 - амфиболиты; 10 - граниты (AR_{2at})

В разрезах скважин 2281 и 2169 (рис. 2.4, 2.5) наблюдаются metabазиты, которые подстилают кислые метавулканиты и прорываются гранитами атаманского комплекса.

Неоархейские граниты. Неоархейские граниты образуют штокообразные массивы неправильной или овальной формы размером от 20 до 100 км². Петротипом для атаманского комплекса является Атамановский массив в юго-восточном замыкании Тим-Ястребовской палеопротерозойской структуры, расположенный к северо-востоку от замка Волотовской синклинали. Массив вскрывается профилями скважин глубиной от 10-40 м до 230-340 м (№№ 800-802, 968-989, 994-996, 596-600, 1541-1544), а также отдельными скважинами (№№ 2281, 596, 5017, 1537, 1539 и др.) (рис. 2.5). Площадь массива составляет 7 км².

Структурно-текстурные особенности самих гранитов даже в пределах одного интрузивного тела значительно варьируют, что связано, как с наличием фациальной изменчивости интрузивных пород, так и с процессами их более позднего рассланцевания.

По своему строению массивы неоднородны. В них выделяются участки массивных среднезернистых, крупнозернистых и даже пегматоидных гранитов. В краевых частях отмечаются порфиоровидные роговообманково-биотитовые микроклиновые граниты (скв. 1381, 1385, 1389 и др.). По минеральному составу они близки к средне- и крупнозернистым гранитам. Отличие обусловлено мелкозернистой структурой основной массы, присутствием многочисленных крупных (до 2-3 см) порфиоровидных зерен микроклина и слабо выраженной гнейсовидностью, проявленной в ориентировке чешуек биотита.

Иногда в массивах отмечаются мелкозернистые граниты. Местами в краевых зонах наблюдаются ксенолиты переработанных и ассимилированных сланцев и гнейсов.

Гидротермальные новообразования часто проявлены в виде кварцевых и флюорит-кварцевых прожилков.

В отдельных частях интрузий наблюдается разгнейсование гранитов. Оно сопровождается деформацией чешуек биотита и грануляцией зерен силикатных минералов с образованием линзовидных агрегатов. Степень разгнейсования возрастает по мере приближения к тектоническим зонам, особенно в эндоконтактах интрузий, где породы практически нацело теряют свои первичные

структурно-текстурные особенности и превращены в мелкозернистые гранитогнейсы. Однако при этом они сохраняют типичные химические особенности гранитов атаманского комплекса.

Пегматиты образуют маломощные (10-20 см) жилы в архейских гнейсах. Они, как правило, имеют неправильную форму. Иногда пегматиты образуют нечеткие гнездообразные обособления, без резких контактов с вмещающими породами. Представляют собой крупнокристаллические массивные породы в целом розовой окраски. Микроскопически породы характеризуются крупнозернистыми пегматоидными структурами.

Глава 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основу работы составляют оригинальные данные, собранные автором, а также результаты изучения фондовых и опубликованных материалов пород лебединской свиты михайловской серии и неоархейских гранитоидов [Полищук и др., 1972; Быкова, Крестин, 1972; Плаксенко и др., 1981; Крестин, 1979; Артеменко, 2010; Терентьев, 2016; Савко и др., 2017]. Использовались следующие виды и методы исследования:

1. Изучение и документация керн, а также детальное изучение наиболее характерных разрезов скважин. В процессе работы изучен керновый материал более 50 скважин.

2. Петрографическое и минералогическое исследования для изучения минерального состава и текстурно-структурных особенностей пород. Было просмотрено и описано более 300 шлифов. Кристаллооптические исследования осуществлены на оптическом поляризационном микроскопе OLYMPUS BX51-P.

3. Определение состава породообразующих, акцессорных и вторичных минералов в прозрачно-полированных шлифах. Проведено более 150 определений состава минералов.

Изучение состава породообразующих, акцессорных и вторичных минералов проводилось на растровом электронном микроскопе «Jeol 6380 LV» с системой количественного энергодисперсионного анализа INCA (аналитик Н.С. Базиков, ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

4. Геохимические исследования. Обработано свыше 250 результатов полных силикатных анализов (вулканиты и граниты) и 20 результатов прецизионных анализов содержания редких и редкоземельных элементов.

Содержания петрогенных элементов определялись на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском госуниверситете. Подготовка проб для анализа породообразующих элементов выполнялась путем плавления 0,5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития в муфельной печи с последующим отливом стеклообразного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород – ГСО №8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 1–5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

Часть анализов химического состава проб выполнялась на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании PhilipsAnalytical B.V в ИГЕМ РАН (г. Москва). При калибровке спектрометра использовались отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнялась путем плавления 0,3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %.

Микроэлементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2,

ВМ, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

5. Оценка возраста циркона изучаемых пород U-Pb-Th методом. Было проведено 3 определения возраста циркона.

Были отобраны образцы весом 1-3 кг из керна скважин, которые в дальнейшем измельчались до размера зерен 0,5 мм. Выделение циркона проводилось в ВГУ по стандартной методике под бинокулярным микроскопом с использованием тяжелых жидкостей.

U-Pb-Th датирование циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной [Larionov et al., 2004] с использованием эталонных цирконов «91500» [Wiedenbeck et al., 1995] и «Темора» [Black et al., 2003] (аналитик А.Н. Ларионов). Для выбора участков (точек) исследования использовались данные оптического (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентного (КЛ) изучения циркона, отражающие внутреннее строение зерен циркона. При расчетах использовали константы распада, предложенные в работе [Steiger, Jager, 1977], и вводилась поправка на нерадиоγενный свинец по [Stacey and Kramers, 1975] на основе измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2005a] и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005b]. Общий результат был скорректирован с использованием измеренных значений ^{204}Pb и модели [Stacey and Kramers, 1975].

6. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования. Было выполнено 4 изотопных анализа валовых проб.

Sm-Nd изотопный анализ был выполнен во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) и институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН) (аналитики к.г.-м.н. В.М. Саватенков и Е.Б. Сальникова). Сначала измельченные образцы размером 200-250 мг смешивались со взвешенным количеством ^{149}Sm - ^{150}Nd -

индикатора. Затем образцы расщеплялись в смеси HNO_3 и HF . Разделение Sm и Nd для изотопного анализа выполнялось в два этапа. Первой стадией являлась катионообменная хроматография со смолой AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов от объемного образца (породы или минерала). Второй этап предусматривает экстракционную хроматографию с использованием катионообменного растворителя HDEHP на тефлоновом слое. Изотопный анализ Sm и Nd проводился с использованием многокомпонентного масс-спектрометра TRITON TI в статическом режиме. Коррекция изотопного фракционирования Nd выполнялась путем нормирования измеренных значений против $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Затем нормированные отношения сводились к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115$ изотопного стандарта JNdi-1. Погрешность определения содержаний Sm и Nd составляет 0,5 %. Уровень холостого опыта не превышал 30 pg для Sm и 70 pg для Nd. Ошибки изотопных отношений в пределах 0,5 % для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и 0,003 % для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Изотопные отношения для однородного хондритного резервуара, использованного для расчета значений $\epsilon\text{Nd}(T)$, составляют: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$. Значения модельного возраста (T_{DM}) рассчитывались с использованием следующих соотношений для обедненной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$ [Goldstein, Jacobsen, 1988].

7. Определение Lu-Hf изотопного состава циркона из риолитов.

Изучение Lu-Hf изотопного состава циркона выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции проб NWR 213 в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург). Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Проводилась оптимизация работы масс-спектрометра и приставки для лазерной абляции, подбор стандартов, отработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарических помех ^{176}Yb и ^{176}Lu на ^{176}Hf , оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных с использованием образцов сравнения циркона MudTank, GJ-1 [Black et al., 1978; Jackson et al., 2004]. Измеренные $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения и константа распада $^{176}\text{Lu} = 1,867 \times 10^{-11}$

$^{11} \text{Г}^{-1}$ были использованы для вычисления начальных изотопных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношений. Параметр эpsilon гафния (ϵHf), выражающий отклонение начального отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженное на 10^4 , был рассчитан с использованием $^{176}\text{Lu} = 1,867 \times 10^{-11} \text{Г}^{-1}$ и параметров хондритового резервуара.

Так как модельный возраст циркона ($T_{\text{Hf}}(\text{DM})$) представляет собой минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, то был рассчитан более реалистичный двухстадийный возраст $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$, полученный проецированием инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$. Неопределенность единичного измерения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в виде 2SD – в интервале 0,005-0,008 %. Неопределенность единичного определения значения $\epsilon(\text{Hf})$ в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5-9 %. Полученные значения изотопных отношений Hf/Hf для стандартов Mud Tank и GJ-1 согласуются с базой данных GeoREM. Операционные параметры приставки для лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения – 14 Дж/см², частота повторения импульсов – 20 Гц, диаметр кратера – 25 мкм. Для обработки Lu-Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel [Giovanardi, 2017].

8. Изучение P-T параметров риолитового расплава по данным химического состава циркона.

Содержания Ti и других элементов-примесей в кварце и цирконе определялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии в Ярославском Филиале Физико-Технологического Института РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием вторично-ионного микрозонда CAMECA IMS-4F. Методика измерений в основном соответствовала методике, изложенной в [Smirnov et al., 1995]. Кристаллы циркона для анализа закреплялись эпоксидной смолой в цилиндрических шашках с отполированными верхними поверхностями. На поверхность шашек была напылена тонкая пленка золота толщиной 0,03 мкм. Основные пункты методики измерений изложены в [Федотова и др., 2008].

Глава 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОАРХЕЙСКОГО ВЫСОКОКРЕМНИСТОГО МАГМАТИЗМА КУРСКОГО БЛОКА

4.1. Кислые метавулканиды

Кислые метавулканиды представлены метариолитами и метатуфами риолитового состава. Породы близки по своей окраске и текстурно-структурным особенностям. Степень структурно-метаморфических преобразований пород одинаковая и выразилась в расщеплении, хлоритизации и мусковитизации.

Метариолиты светло-серой окраски с розовым оттенком, массивные, местами сланцеватой и флюидальной текстуры, характеризуются порфиридной структурой, обусловленной наличием в мелкозернистой основной массе фенокристов кварца и микроклина. Микроскопически породы характеризуются порфириной, порфиробластовой структурой с гранобластовой, лепидогранобластовой и микролепидогранобластовой структурами основной массы (рис. 4.1). В метариолитах отсутствует вулканическое стекло, которое, скорее всего, было перекристаллизовано в процессе наложенного метаморфизма.

Основная масса породы представлена равномернозернистым агрегатом зерен кварца, составляющим 55–60 % объема породы, зерен полевого шпата – альбита и микроклина (около 15 %), чешуек мусковита (до 15 %) и биотита (до 5 %), распространенных в породе неравномерно. Акцессорные минералы представлены редкоземельными фосфатами (монацит, ксенотим), силикатами (циркон, эпидот, алланит, клиноцоизит), единичными зернами апатита, рутила и сфена. Рудные минералы представлены пиритом (до 2 %), халькопиритом (до 1 %), ильменитом (около 1 %). В качестве вторичных минералов присутствуют бастнезит, хлорит, кальцит.

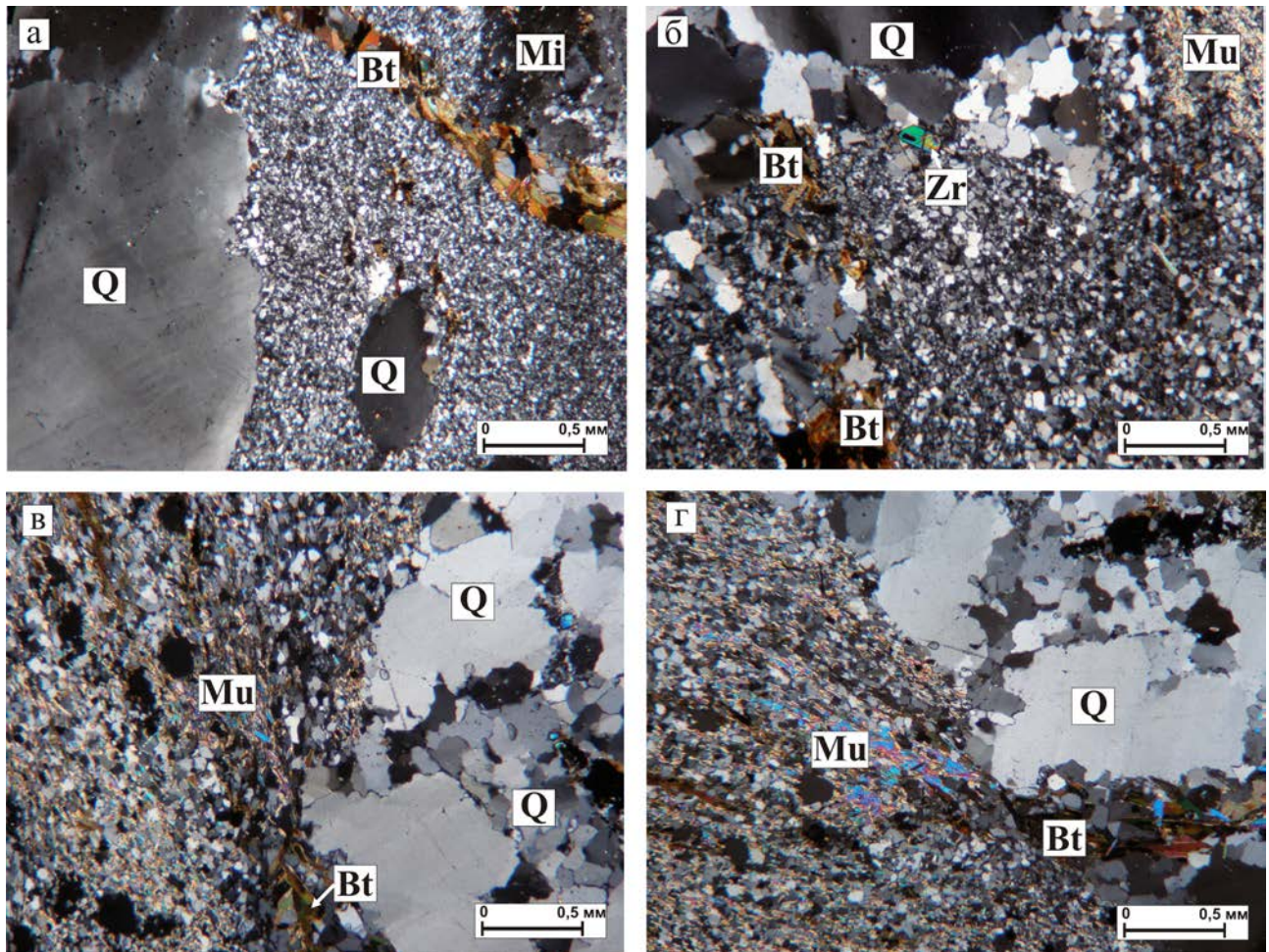


Рисунок 4.1. Микрофотографии прозрачнополированных шлифов из неоархейских метариолитов лебединской свиты Курского блока. При одном никеле, увеличение $\times 4$. Привязка фотографий: а) скв. 2296/250,5 м; б) скв. 2296/211,5 м; в) скв. 2296/149,2 м; г) скв. 2296/149,5 м
 Минералы: Bt – биотит, Mi – микроклин, Mu – мусковит, Q – кварц, Zr – циркон

Фенокристы составляют до 20 % объема породы. Резко преобладающими являются фенокристы кварца характерного бледно-голубого цвета. Их форма преимущественно угловато-округлая, иногда наблюдаются кристаллы, близкие к прямоугольной или шестиугольной формам размером до 5–7 мм. Кварц имеет первично-магматическую природу и нередко содержит многочисленные твердофазные включения биотита, мусковита. Также встречаются фенокристы, состоящие из гранулированного кварца, что свидетельствует о метаморфических изменениях породы в процессе перекристаллизации.

Фенокристы микроклина размером от 1-2 мм до 5-6 мм представлены изометричными, ксеноморфными и призматическими зернами с закругленными краями с хорошо выраженной решетчатой структурой. Среди фенокристов

пертитов присутствуют структуры микропертитового распада, состоящие из альбита и микроклина, неправильной и угловато-округлой формы размером до 5-6 мкм с пятнистыми и пламенными формами вростков (рис. 4.2).

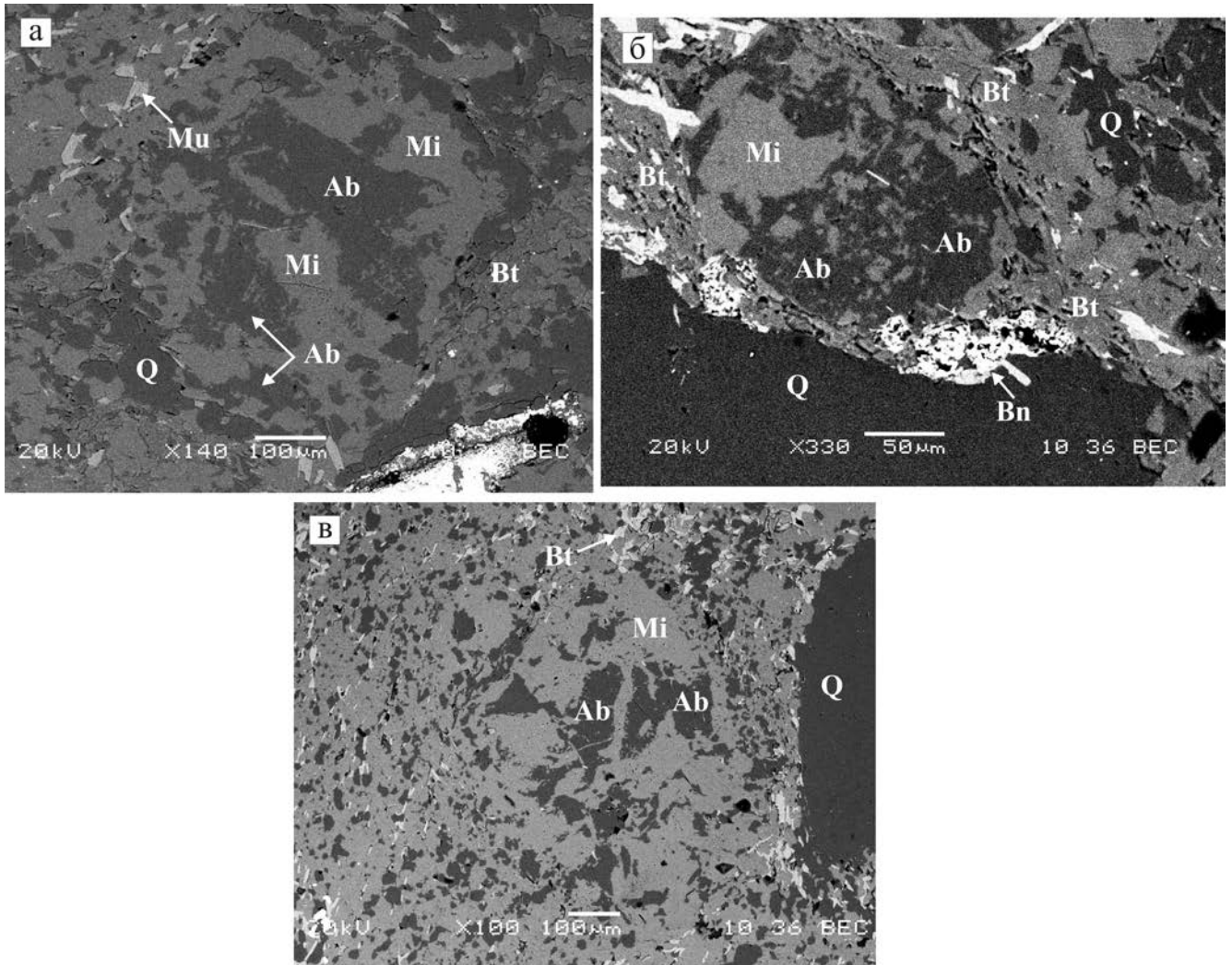


Рисунок 4.2. Микрофотографии участков илифов в отраженных электронах со структурами распада твердых растворов полевых шпатов из неорхейских метариолитов лебединской свиты Курского блока: а) мезопертит из метатUFFа риолитового состава (скв. 5321/473,8); б) антипертит из метариолита (скв. 5329/158,9); в) пертит из метариолита (скв. 5328/217,8).

Минералы: Ab – альбит, Bn - бастнезит, Bt – биотит, Mi – микроклин, Mu – мусковит, Q – кварц

Зерна со структурами распада представлены:

- пертитами – ламели альбита разнообразной формы в матрице калиевого полевого шпата;
- мезопертитами – примерно равное количество ламелей альбита и калиевого полевого шпата);

- антипертитами – ламели калиевого полевого шпата в матрице альбита.

Метатуфы риолитового состава светло-серого цвета, характеризуются порфиробластовой структурой с лепидогранобластовой основной массой. Образовались в результате спекания обломков риолитов, кристаллических биотитовых сланцев и метапесчаников (рис. 4.3). Размер обломков преимущественно до 1 см, форма их угловатая и округлая. Обломки обладают порфировой структурой и занимают до 50-60 % объема породы.

Цементирующее вещество представлено равномернозернистым агрегатом зерен кварца размером 0,05 мм и меньше (до 60 % объема породы), альбитом и калиевым полевым шпатом (около 10 %). Мусковит и биотит (до 15 %) также неравномерно распределены по породе. Для полевых шпатов характерны структуры распада, представленные микроклин-пертитами.

Акцессорные минералы представлены монацитом, алланитом, единичными зернами апатита, рутила. Рудные минералы представлены единичными зернами пирита (до 2 %), сфалерита (до 1 %), ильменита (около 1 %). В качестве вторичных минералов присутствуют бастнезит, хлорит, кальцит.

Главными породообразующими минералами кислых вулканитов являются кварц, полевые шпаты (альбит и микроклин), биотит, мусковит.

Кварц слагает основную массу породы и представлен бесцветными зернами неправильной и изометричной формы размером от 0,05x0,03 до 0,08x0,05 мм. На фоне основной массы отмечаются крупные фенокристы кварца (до 20 %). Иногда содержит включения биотита и мусковита. Размеры порфиробластов от 0,72x0,45 до 6,0 мм.

Полевые шпаты представлены *микроклином*, который присутствует в основной массе (Or_{94-100} до 15 %), а также в виде фенокристов (около 2 % от общего объема в породе) размером от 1-2 мм до 5-6 мм. Фенокристы представлены изометричными, ксеноморфными и призматическими зернами с закругленными краями с хорошо выраженной решетчатой структурой (рис. 4.4, табл. 4.1).

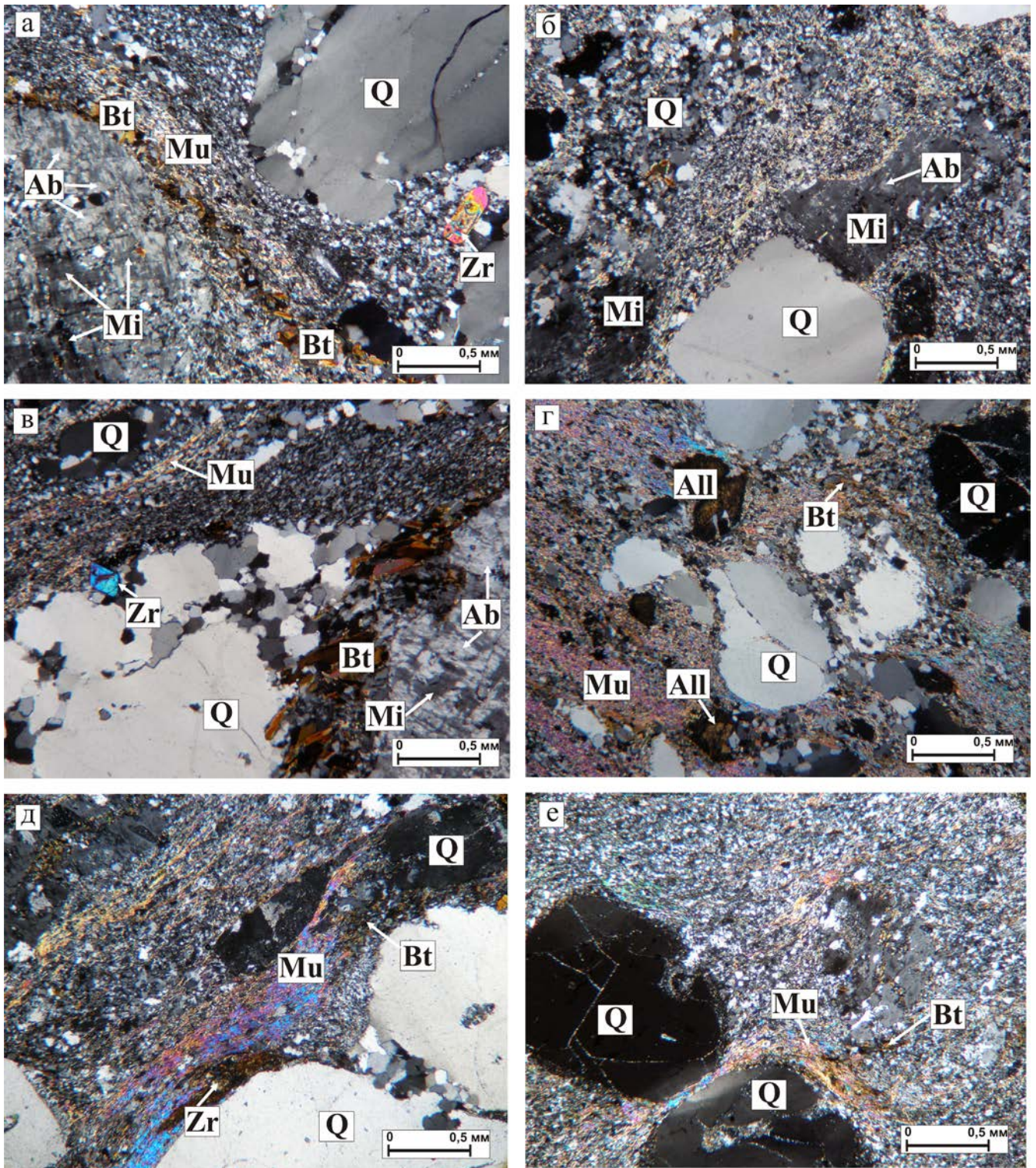


Рисунок 4.3. Микрофотографии участков прозрачнополированных илифов из неоаохейских метатуфов риолитового состава лебединской свиты Курского блока. При одном никеле, увеличение $\times 4$. Привязка фотографий: а) скв. 5327/149,5 м; б) скв. 5329/386,6 м; в) скв. 5329/170,8 м; г) скв. 5328/297,7 м; д) скв. 5321/339,8 м; е) скв. 5321/319,7 м.

Минералы: Ab – альбит, All – алланит, Bt – биотит, Mi – микролин, Mu – мусковит, Q – кварц, Zr – циркон

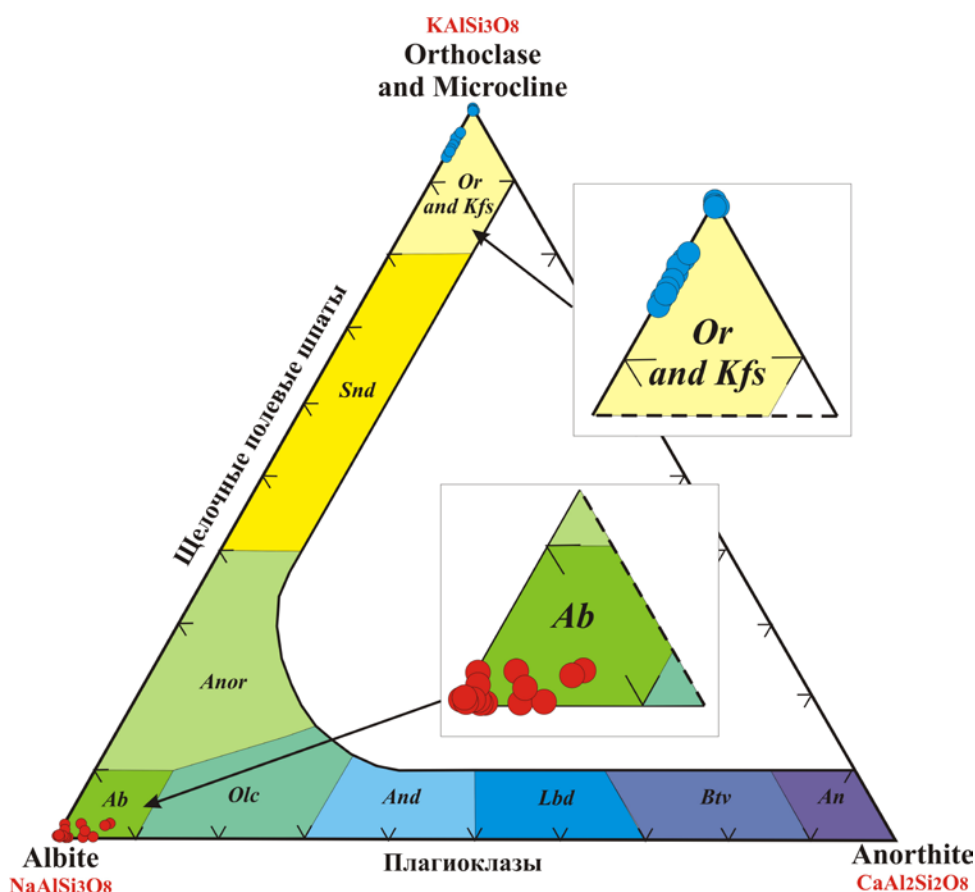


Рисунок 4.4. Диаграмма Ab-Or-An с фигуративными точками составов плагиоклаза из неоархейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока

В микропертитовых сростаниях микроклин чаще всего замещается альбитом, реже встречаются мезопертиты и антипертиты. По распределению основных компонентов и примесей различий между полевыми шпатами основной массы, фенокристов и состава в пертитовых включениях не установлено.

Плагиоклаз встречается в виде короткопризматических и таблитчатых кристаллов изометричной формы в основной массе, представлен альбитом (An_{0-6}) (рис. 4.4, табл. 4.1). Также присутствует в микропертитовых сростаниях совместно с микроклином. По распределению основных компонентов и примесей различий между плагиоклазами основной массы и альбитом в пертитовых включениях не установлено.

Слюды представлены биотитом, мусковитом и фенгитом.

Таблица 4.1. Химический состав и кристаллохимические формулы полевых шпатов и плагиоклаза из неархейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока

№ образца	5329/ 170,8	5328/ 217,8	5328/ 217,8	5329/ 259,0	5329/ 259,0	5329/ 280,0	5329/ 280,0	5329/ 158,9	5329/ 158,9	5329/ 295,0	2296/ 250,5	2296/ 250,5	2296/ 280,2	5321/ 473,8	5321/ 473,8
минерал	Kfs	Kfs-1	Kfs-2	Kfs-1	Kfs-2	Kfs-1	Kfs-2	Kfs-1	Kfs-2	Kfs	Kfs-1	Kfs-2	Kfs	Kfs-1	Kfs-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	64,75	66,57	65,03	63,73	65,32	65,29	66,47	63,96	64,66	63,85	64,79	64,47	66,76	65,82	65,11
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18,37	18,26	18,75	17,8	18,53	18,35	18,68	18,38	18,68	17,98	18,41	18,49	18,72	17,94	18,42
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,39	-	0,51	0,37	-	-	0,63	0,45	-	0,43	-	0,43	-	0,59	-
K ₂ O	15,26	15,16	15,49	15,05	15,54	15,89	16,17	15,12	15,93	15,76	15,77	15,62	16,62	15,18	15,83
BaO	-	-	-	-	-	-	0,73	0,79	0,93	-	-	-	0,99	0,97	-
Сумма	98,77	99,99	99,79	96,95	99,38	99,53	102,68	98,7	100,20	98,02	98,97	99,01	103,09	100,5	99,36
Количество катионов в пересчёте на 8 анионов O ²⁻															
Si	3,036	3,098	3,014	3,046	3,053	3,046	3,004	3,014	3,011	3,012	3,039	3,012	3,023	3,051	3,042
Al	1,015	1,002	1,024	1,003	1,021	1,009	0,995	1,021	1,025	1,0	1,018	1,018	0,999	0,98	1,014
Fe ²⁺									-	-	-	-	-	-	-
Na	0,035	-	0,046	0,034	-	-	0,055	0,041	-	0,039	-	0,039	-	0,053	-
K	0,913	0,900	0,916	0,918	0,927	0,946	0,932	0,909	0,946	0,949	0,944	0,931	0,96	0,898	0,944
Ba	-	-	-	-	-	-	0,013	0,015	0,017		-	-	0,018	0,018	-
Компонентный состав, % моль															
Ab	3,74	-	4,76	3,6	-	-	5,59	4,33	-	3,98	-	4,02	-	5,58	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	96,26	100	95,24	96,4	100	100	94,41	95,67	100	96,02	100	95,98	100	94,42	100

Продолжение таблицы 4.1

№ образца	5328/ 217,8	5328/ 217,8	5329/ 170,8	5329/ 170,8	5329/ 259,0	5329/ 259,0	5329/ 280,0	2296/ 250,5	2296/ 250,5	2296/ 250,5	5329 158,9	5329 158,9	5329 158,9	5321/ 473,8	5321/ 473,8
минерал	Ab-1	Ab-2	Ab-1	Ab-2	Ab-1	Ab-2	Ab	Ab-1	Ab-2	Ab-3	Ab-1	Ab-2	Ab-3	Ab-1	Ab-2
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	68,75	68,69	68,47	67,71	68,86	70,68	68,36	70,04	68,67	67,74	69,26	66,77	68,82	66,61	68,85
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	19,79	19,50	19,07	18,84	19,89	17,95	19,56	20,09	19,17	19,62	19,91	20,71	19,74	20,16	19,13
FeO	-	-	-	-	-	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	0,25	0,24	0,32	0,31	-	0,26	-	0,72	1,20	-	0,72	-
Na ₂ O	12,43	12,25	12,06	11,28	11,24	10,67	12,03	11,71	11,79	11,67	11,87	10,87	12,18	11,07	11,66
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,32	-	-	-	0,21	0,19	0,30	-	-	0,24
Сумма	100,97	100,44	99,60	98,08	100,23	100,40	100,25	101,84	99,89	99,24	101,95	99,85	100,75	98,57	99,87
Количество катионов в пересчёте на 8 анионов O ²⁻															
Si	2,959	2,976	2,994	3,021	3,011	3,109	2,970	3,008	3,001	2,977	2,966	2,931	2,974	2,958	3,012
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,004	0,996	0,983	0,991	1,025	0,931	1,002	1,017	0,987	1,016	1,005	1,071	1,005	1,055	0,986
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	0,017	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	0,012	0,011	0,015	0,014	-	0,012	-	0,033	0,056	-	0,034	-
Na	1,037	1,029	1,023	0,976	0,953	0,910	1,013	0,975	0,999	0,995	0,986	0,925	1,021	0,953	0,989
K	-	-	-	-	-	0,018	-	-	-	0,012	0,010	0,017	-	-	0,013
Компонентный состав, % моль															
Ab	100	100	100	98,79	98,83	96,50	98,60	100	98,80	98,83	95,78	92,66	100	96,53	98,66
An	-	-	-	1,21	1,17	1,60	1,40	-	1,20	-	3,21	5,65	-	3,47	-
Or	-	-	-	-	-	1,90	-	-	-	1,17	1,01	1,69	-	-	1,34

Биотит образует скопления разноориентированных чешуек размером до 0,15 мм и каймы вокруг калиевого полевого шпата. Часто биотит слагает линзы, расположенные в основной массе, а также присутствует в виде включений в фенокристах кварца. В скоплениях нередко единичные идиоморфные зерна эпидота, цоизита. По составу биотит за исключением одного анализа высокожелезистый ($X_{\text{Fe}} = 0,81-0,83$) (рис. 4.5). Плеохроирует от коричневого (Ng) до соломенного (Np) цвета.

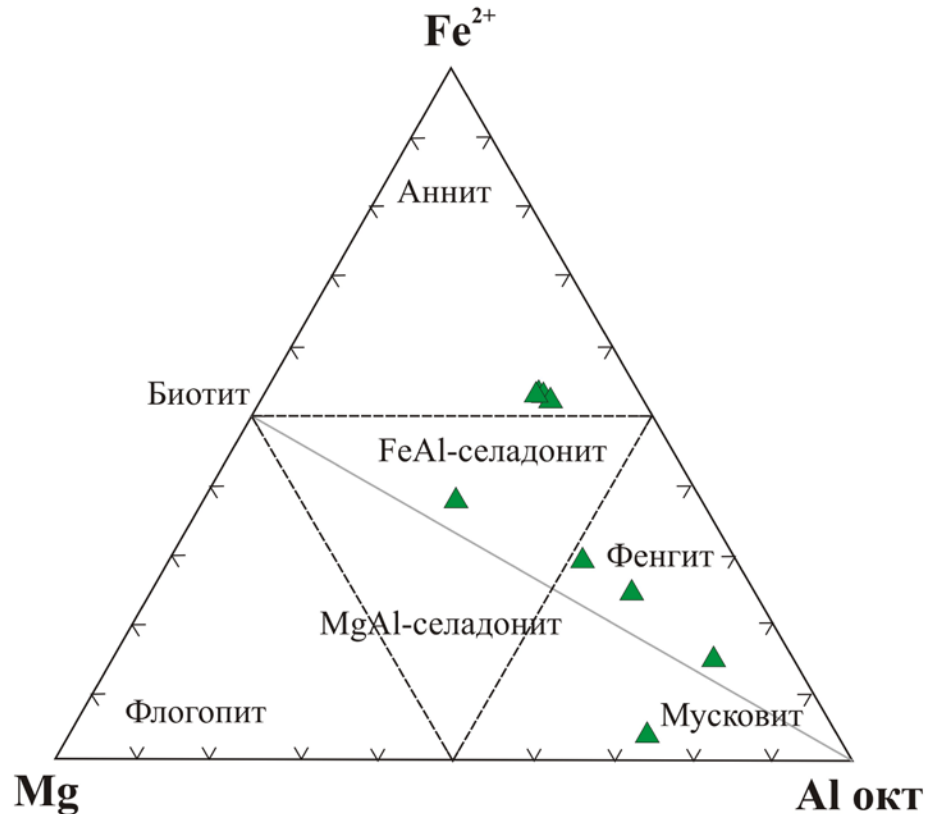


Рисунок 4.5. Диаграмма Fe^{2+} - Mg - $\text{Al}_{\text{окт}}$ с фигуративными точками составов слюд из неоархейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока по [Васильев и др., 2012]

Мусковит представлен как в основной массе породы в виде отдельных зерен, так и в виде отдельных линз. Кристаллы мусковита бесцветные короткостолбчатые, пластинчатые размером от микроскопических до 0,15 мм. Образует листовато-зернистые, чешуйчатые агрегаты. Редко слагает полосы шириной до 0,4-0,6 мм или выполняет промежутки между зернами кварца.

Среди разновидностей мусковита обнаружены мелкочешуйчатый *фенгит* с содержанием $\text{Si}^{4+} = 3,17-3,21$, а также тонкочешуйчатый слюдоподобный

селадонит (рис. 4.5). Химический состав и кристаллохимические формулы слюд приведены в табл. 4.2.

Таблица 4.2. Химический состав и кристаллохимические формулы слюд из неогаргейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока

№ образца	2296/ 149,2	2296/ 149,2	2296/ 149,2	2296/ 149,2	5329/ 203,7	5328/ 217,8	5328/ 217,8	2296/ 369,5	2296/ 369,5
минерал	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Phe	Bt	Sd	Phe	Mu	Phe
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	33,26	34,55	33,22	46,82	35,18	32,14	43,04	33,26	45,01
TiO ₂	2,59	2,5	2,99	0,41	2,47	2,3	0,47	2,59	-
Al ₂ O ₃	15,81	16,95	17,42	31,31	16,35	12,51	25,61	15,81	28,13
FeO	27,24	28,33	28,29	2,91	29,21	20,18	7,78	27,24	5,2
MgO	3,34	3,33	3,34	1,03	3,91	9,06	2,81	3,34	1,91
MnO	0,24	0,33	-	0,3	0,29	-	-	0,24	0,22
CaO	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	0,38	-	0,32	-	0,44	0,54	-	0,35
K ₂ O	8,67	8,86	9,06	10,57	8,96	8,23	9,57	8,67	10,24
Сумма	91,15	95,23	94,32	93,83	96,37	84,86	89,82	91,15	91,06
Количество катионов в пересчёте на 11 анионов O ²⁻									
Si	2,775	2,758	2,684	3,198	2,78	2,808	3,169	2,775	3,215
Al(IV)	1,225	1,242	1,316	0,802	1,220	1,192	0,831	1,225	0,785
Al(VI)	0,329	0,353	0,343	1,718	0,303	0,096	1,392	0,329	1,583
Ti	0,163	0,15	0,182	0,021	0,147	0,151	0,026	0,163	-
Fe ²⁺	1,9	1,891	1,911	0,166	1,930	1,474	0,479	0,055	0,311
Mn	0,017	0,022	-	0,017	0,019	-	-	0,017	0,013
Mg	0,415	0,396	0,402	0,105	0,461	1,180	0,308	0,415	0,203
Ca	-	-	-	0,012	-	-	-	-	-
Na	-	0,059	-	0,042	-	0,075	0,077	-	0,048
K	0,923	0,902	0,934	0,921	0,903	0,917	0,899	0,923	0,933
ОН	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
X _{Mg}	0,18	0,17	0,17	0,36	0,19	0,44	0,39	0,18	0,39
X _{Fe}	0,82	0,83	0,83	0,64	0,81	0,56	0,61	0,82	0,61
Компонентный состав, % моль									
Sd	34,8	36,7	34,13	63,64	32,17	8,27	60,83	34,8	61,43
East	7,54	7,6	7,18	36,36	7,6	6,61	39,17	7,54	38,57
Ann	10,27	9,55	10,2	-	11,51	37,84	-	10,26	-
Phl	47,39	46,15	48,49	-	48,72	47,28	-	47,4	-

Примечание. Bt – биотит, Mu – мусковит, Phe – фенгит, Sd – селадонит

Акцессорные минералы представлены монацитом, цирконом, алланитом, единичными зёрнами апатита, рутила и сфена.

Циркон встречается в виде хорошо ограненных среднепризматических кристаллов размером до 0,4 мм, часто наблюдаются коленные двойники срастания (рис. 4.3). В кристаллах отчетливо видно зональное строение с ядром и периферической частью. Образует кристаллы двух типов:

1) «цирконовый» с хорошо выраженными гранями. Цвет розовый, красновато-розовый. Прозрачен, реже полупрозрачен. Размеры от 0,04x0,03 до 0,38x0,12 мм.

2) «гиацинтовый». Поверхность шероховатая. Прозрачен. Цвет светло-розовый. Размеры от 0,03x0,03 до 0,20x0,08 мм. Первый тип преобладает.

Чаще всего присутствует в виде включений в биотите и в основной массе породы, где вокруг циркона наблюдаются четкие плеохроирующие каемки.

Монацит присутствует в виде округлых, изометричных, неправильной формы окатанных кристаллов размером от 0,01 до 0,05 мм. Встречается как в виде отдельных зерен, так и в виде россыпи мелких кристаллов в основной массе.

Рутил представлен игольчатыми включениями в кварце, а также единичными изометричными зернами в основной массе в сочетании с ильменитом, его количество примерно составляет около 0,5 %.

Алланит присутствует в виде удлиненных пластинчатых, столбчатых кристаллов размером до 0,3 мм. По составу цериевый, содержание Ce_2O_3 до 13,5 %. Образует как отдельные зерна, так и неправильные скопления. Ассоциирует с хлоритом, апатитом, ильменитом. Замещается бастнезитом.

Апатит присутствует в виде единичных бесцветных прозрачных зерен вытянутой и неправильной формы и является фторапатитом. Размеры не превышают 0,20x0,18 мм.

Сфен присутствует не повсеместно. Отмечается в виде зерен неправильной и клиновидной формы в виде включений в кварце. Размеры около 0,15x0,12 мм.

Рудные минералы представлены единичными зернами пирита, халькопирита и ильменита.

Пирит (до 2 %) отмечается в виде зерен аллотриоморфной, реже гипидиоморфной формы размером от 0,001 до 0,4 мм. *Халькопирит* встречается в виде единичных зерен неправильной формы размером не более 0,02 мм. Распределен он неравномерно, вплоть до полного отсутствия. *Ильменит* присутствует редко в виде зерен неправильной формы с округлыми краями

размером от 0,003 до 0,04 мм, образует мелкозернистые скопления и ассоциирует с рутилом.

В качестве *вторичных* минералов присутствуют бастнезит, хлорит и кальцит.

Бастнезит образует зернистые плотные мелкокристаллические агрегаты размером до 0,2 мм. Встречается как в виде отдельных скоплений, так и в качестве вторичного минерала, образующего зернистые землистые массы вокруг алланита. Часто ассоциирует с кальцитом и хлоритом.

Хлорит представлен в виде пластинчатых с несколько изогнутыми гранями кристаллов, образует кайму вокруг алланита. По составу магнезиально-железистый ($X_{Mg} = 0,5-0,63$), содержит повышенное количество катионов кремния ($Si^{4+} = 7,2-7,3$ форм. ед.).

Кальцит встречается в виде различных по облику сложных кристаллов неправильной формы размером от 0,03 до 0,2 мм. Бесцветен. Наблюдается как в виде отдельных зерен в основной массе, так и в ассоциации с бастнезитом.

4.2. Граниты

Наиболее типичными породами атаманского комплекса являются биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, а также порфириовидные биотитовые граниты.

Граниты розовые, розовато-серые, средне- и крупнозернистые, с порфириовой, гнейсовидной текстурой иногда с черным и голубоватым кварцем (рис. 4.6). Структура гранитная, гипидиоморфнозернистая.

Овоиды размером 1-2 см, редко до 5 см представлены или крупными кристаллами микроклина или срастаниями нескольких зерен, которые иногда окаймляются кварцем и плагиоклазом. Также наблюдаются крупные скопления гранулированного кварца с размером зерен 0,2-0,5 мм.

Граниты сложены решетчатым микроклин-микрпертитом (40-50 %), кварцем (30-40 %), плагиоклазом (альбит до 25 %), биотитом (до 7 %) и зеленой

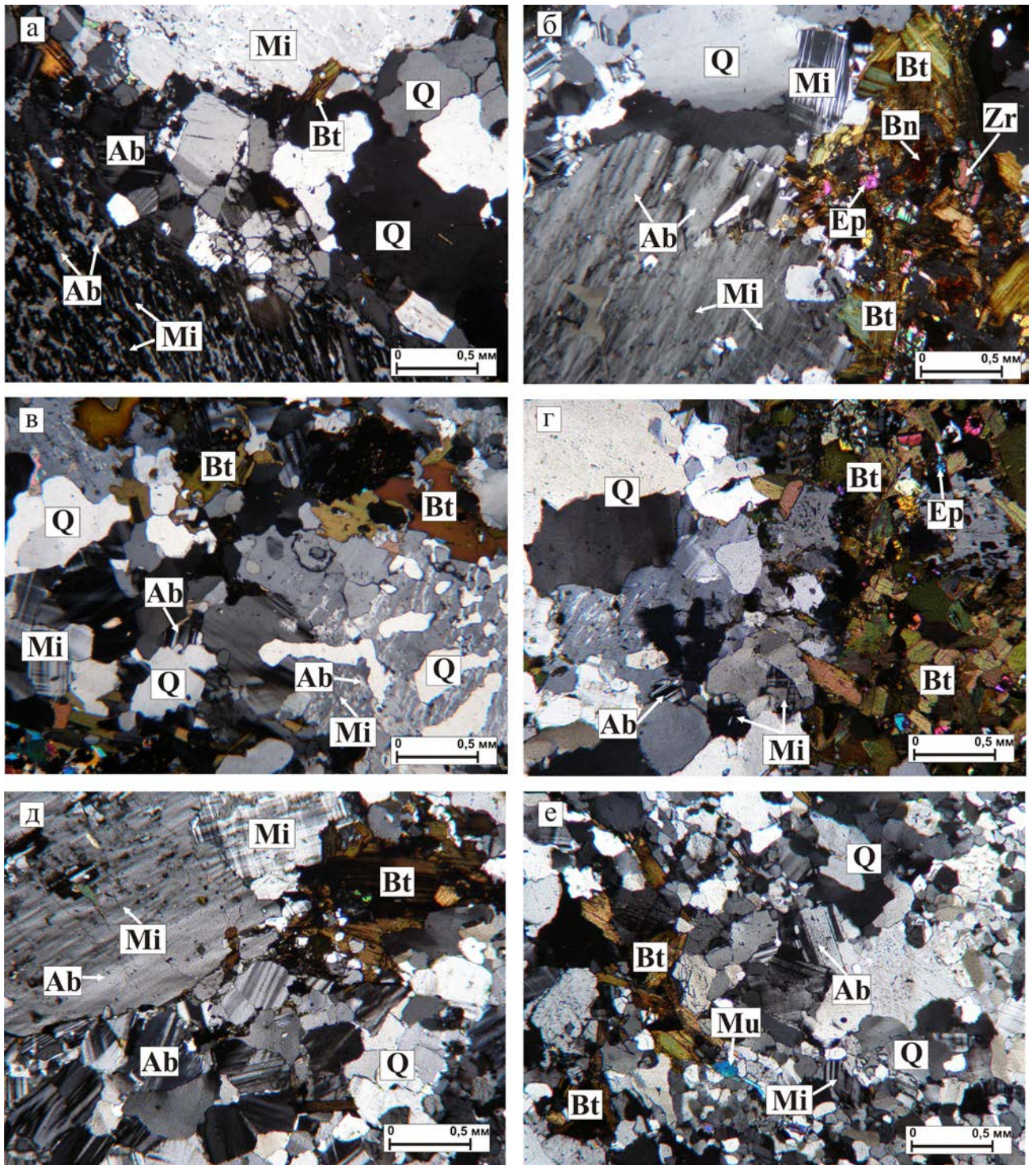


Рисунок 4.6. Микрофотографии участков прозрачнополированных шлифов из неархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока. При одном никеле, увеличение 4х. Привязка фотографий: а) скв. 5017/125,0 м; б) скв. 5017/139,0 м; в) скв. 1544/198,6 м; г) скв. 1544/210,0 м; д) 5017/151,0 м; е) 1542/214,0 м.

Минералы: Ab – альбит, Bn – бастнезит, Bt – биотит, Ep – эпидот, Mi – микролин, Mu – мусковит, Q – кварц, Zr – циркон

роговой обманкой (до 2%). Граниты имеют субтакситовую текстуру, что обусловлено пятнообразными скоплениями чешуек биотита, развивающегося

поболее ранней роговой обманке. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом. Редко присутствуют монацит, сфен.

Среди вторичных минералов присутствуют бастнезит, хлорит, преобладает мусковит (до 2 %), который вместе с редкими зернами эпидота и кальцита развивается по плагиоклазу. Рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом. Структуры микропертитового распада, состоящие из альбита и микроклина, имеют неправильную и угловато-округлую форму размером до 5-6 мм с шнуровидными и прожилковыми формами вростков (рис. 4.6).

Порфиоровидные роговообманково-биотитовые микроклиновые граниты выделяются в качестве фациальной разновидности в интрузиях атаманского комплекса. Представляют собой мелкозернистые породы, близкие по своему минеральному составу вышеописанным биотит-роговообманковым массивным гранитам (рис. 4.7).

Отличие обусловлено мелкозернистой структурой основной массы, присутствием многочисленных крупных (до 2-3 см) порфиоровидных зерен микроклина, кварца и пертитов. Присутствует слабо выраженная гнейсовидность, которая сопровождается деформацией и предпочтительной ориентировкой чешуек биотита, и грануляцией зерен кварца и калиевого полевого шпата с образованием линзовидных агрегатов.

Кристаллы микроклина и кварца размером от 1 мм до 5 мм представлены изометричными и ксеноморфными зернами с закругленными краями. Микроклин с хорошо выраженной решетчатой структурой и по периферии гранулирован зернами кварца размером 0,1-0,3 мм.

Матрикс имеет мелкозернистое строение и сложен агрегатами зерен кварца размером 0,03-0,1 мм, альбитом и калиевым полевым шпатом. Мусковит и биотит (до 10 %) неравномерно распределены в породе. Для полевых шпатов характерны структуры распада, представленные микроклин-пертитами.

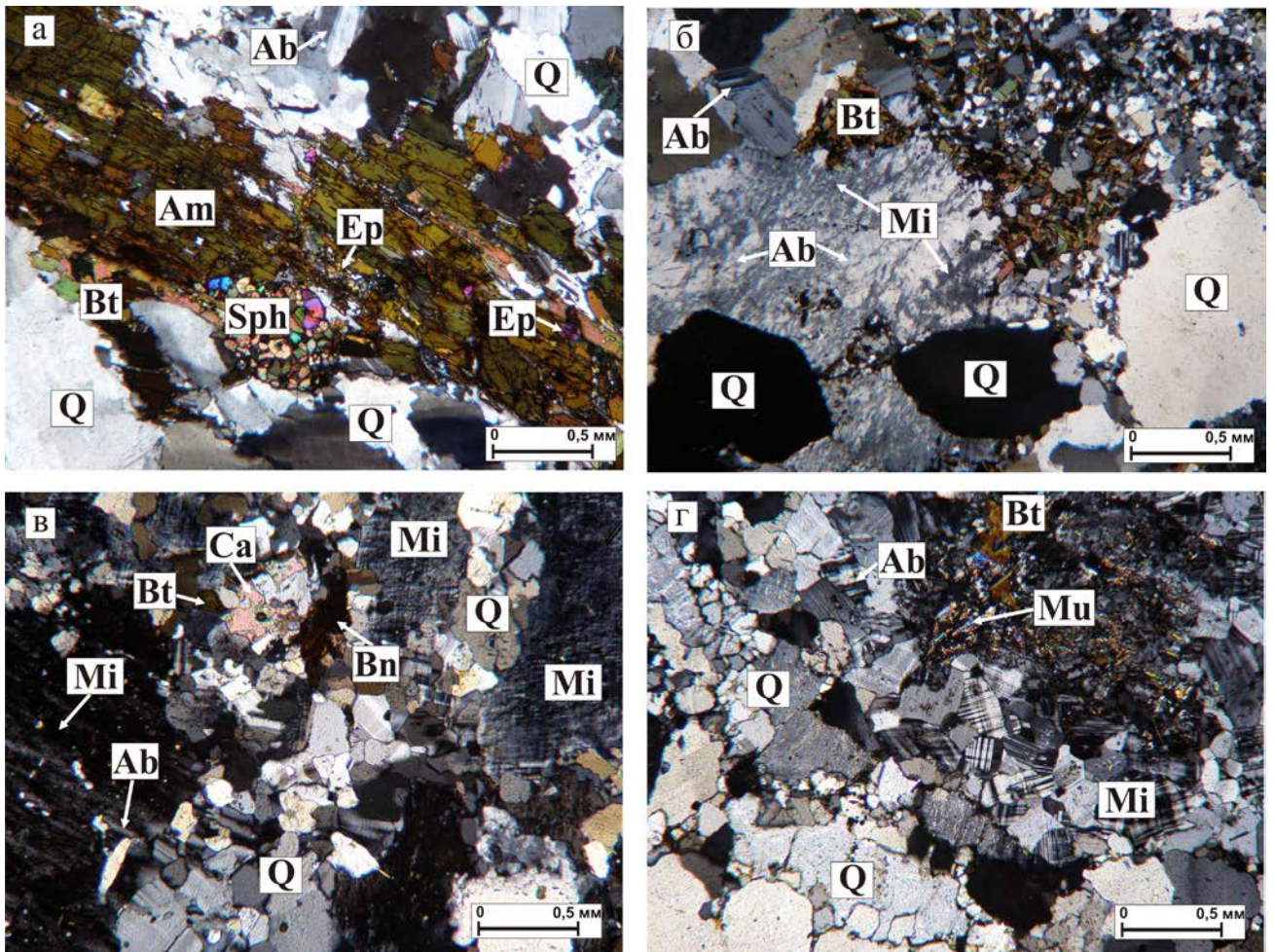


Рисунок 4.7. Микрофотографии участков прозрачнополированных шлифов из неархейских порфировидных гранитов атаманского комплекса Курского блока. При одном никеле, увеличение 4х. Привязка фотографий: а) скв. 5011/154,5 м; б) скв. 1539/191,7 м; в) скв. 1539/200,5 м; г) скв. 1539/177,0 м

Минералы: Ab – альбит, Am – амфибол, Bn – бастнезит, Bt – биотит, Ca – кальцит, Ep – эпидот, Mi – микроклин, Mu – мусковит, Sph – сфен, Q – кварц

Главными породообразующими минералами гранитов являются кварц, плагиоклаз, полевой шпат микроклин, биотит, амфибол.

Кварц слагает основную массу породы и представлен бесцветными зернами неправильной и изометричной формы размером до 0,05 мм. На фоне основной массы отмечаются крупные кристаллы кварца (до 10 %) размером от 0,04 до 4,0 мм неправильной, изометричной формы, которые характерны для порфировидных гранитов. Вкрапленники представлены индивидуальными кристаллами или же сростками индивидов кварца.

Плагиоклаз представлен альбитом (An_{0-8}) (рис. 4.8) и встречается в виде короткопризматических и таблитчатых полисинтетически сдвойникованных

кристаллов изометричной формы в основной массе, а также в виде пертитовых включений в микроклине (рис. 4.9).

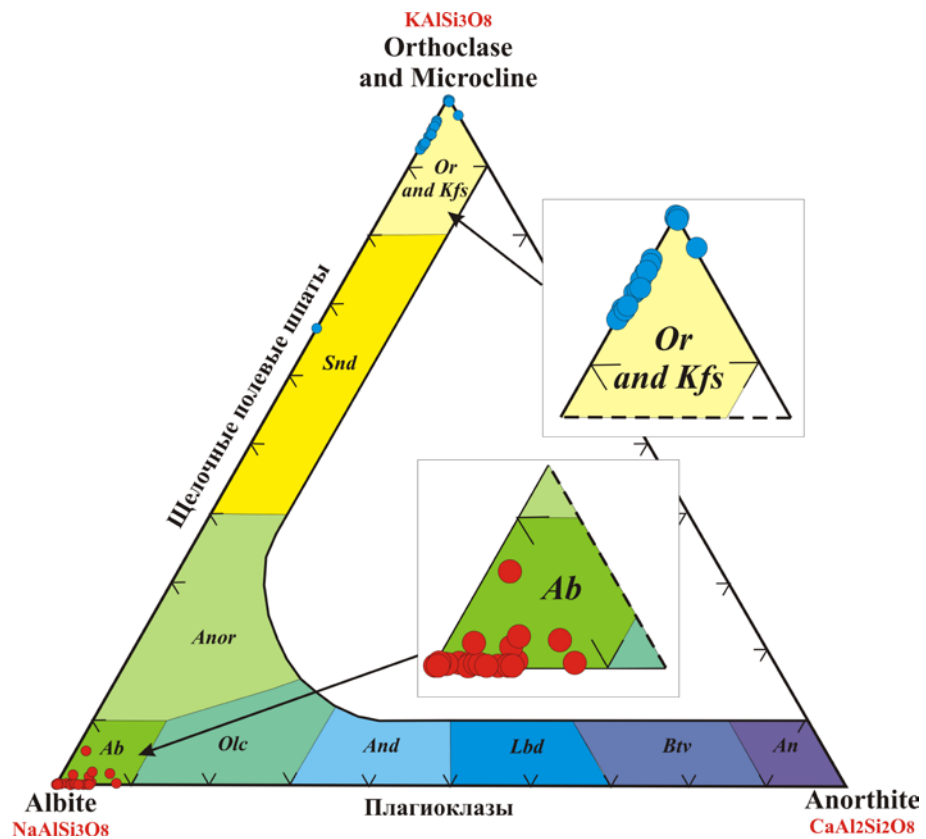


Рисунок 4.8. Диаграмма Ab-Or-An с фигуративными точками составов плагиоклаза из неорархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока

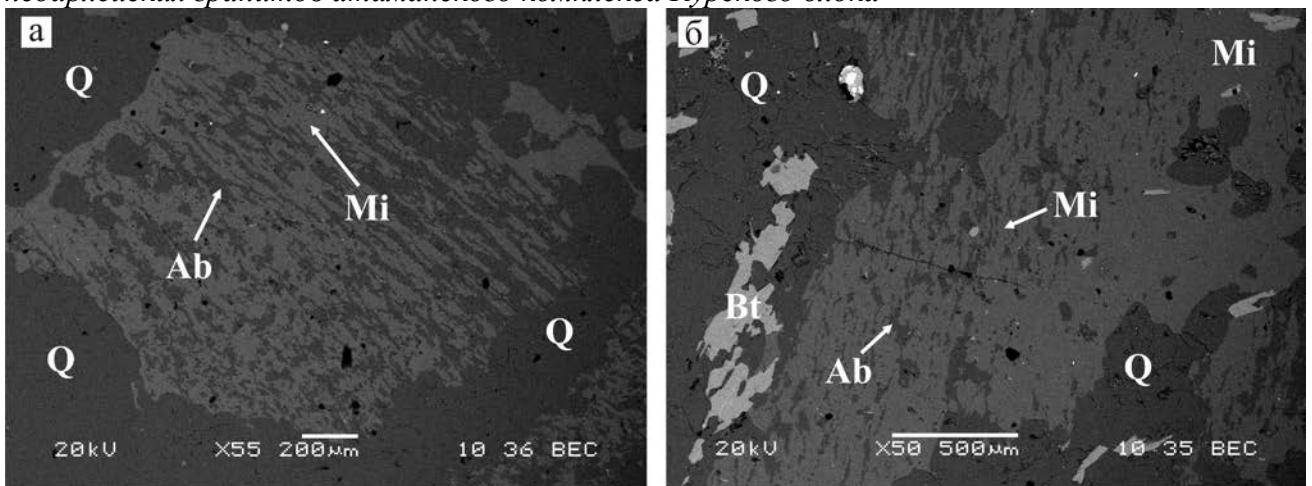


Рисунок 4.9. Микрофотографии участков шлифов в режиме отраженных электронов со структурами распада растворов полевых шпатов из неорархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока: а) скв. 1544/198,6 м; б) скв. 5017/125,0 м

Минералы: Ab – альбит, Bt – биотит, Mi – микроклин, Q – кварц

По распределению основных компонентов и примесей различий между плагиоклазами основной массы и в микропелитовых включениях не установлено. Химический состав и кристаллохимические формулы плагиоклаза представлены в табл. 4.3.

Таблица 4.3. Химический состав и кристаллохимические формулы микроклина и плагиоклаза из неоархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока

№ образца	5011/154,5	5011/154,5	1544/210,0	5017/125,0	5017/125,0	1539/191,7	1539/191,7	1539/200,5	1544/198,6	1544/198,6	5017/129,0	5017/129,0	1542/217,0	1542/217,0	5017/161,0
минерал	Kfs-1	Kfs-2	Kfs	Kfs-1	Kfs-2	Kfs-1	Kfs-2	Kfs	Snd	Kfs	Kfs-1	Kfs-2	Kfs-1	Kfs-2	Kfs
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	64,11	62,32	66,62	66,73	64,58	63,39	66,92	65,08	67,14	67,09	65,29	64,32	65,72	65,64	63,74
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18,82	19,09	19,40	17,78	17,67	17,59	18,11	18,66	19,54	19,32	18,43	17,86	18,50	17,72	17,67
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	0,38	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,34	0,74	0,81	-	0,60	-	-	0,42	3,81	0,55	0,58	-	0,54	-	0,42
K ₂ O	15,87	14,54	15,84	15,85	15,53	16,34	16,37	15,80	11,46	16,75	16,76	15,86	16,36	16,68	15,01
BaO	0,78	4,08	0,80	-	-	-	0,84	1,05	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,91	100,75	103,47	100,36	98,38	97,90	102,23	101,00	101,95	103,70	101,06	98,05	101,12	100,03	96,84
Количество катионов в пересчёте на 8 анионов O ²⁻															
Si	2,982	2,929	2,985	3,092	3,035	3,008	3,056	3,000	2,993	2,987	2,981	3,064	3,003	3,004	3,049
Al	1,032	1,057	1,025	0,971	0,979	0,984	0,975	1,014	1,026	1,014	0,992	0,987	0,996	0,969	0,996
Ca	-	-	-	-	-	0,019	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,031	0,067	0,07	-	0,055	-	-	0,038	0,329	0,047	0,051	-	0,048	-	0,039
K	0,942	0,872	0,906	0,937	0,931	0,989	0,954	0,929	0,652	0,951	0,976	0,949	0,954	0,987	0,916
Ba	0,014	0,075	0,014	-	-	-	-	0,019	-	-	-	-	-	-	-
Компонентный состав, % моль															
Ab	3,15	7,18	7,21	-	5,55	-	-	3,88	33,57	4,75	5,00	-	4,78	-	4,08
An	-	-	-	-	-	1,92	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	96,85	92,82	92,79	100	94,45	98,08	100	96,12	66,43	95,25	95,00	100	95,22	100	95,92

Продолжение таблицы 4.3

№ образца	5011/ 154,5	5011/ 154,5	1544/ 210,0	1544/ 210,0	5017/ 125,0	1539/ 191,7	1539/ 191,7	1544/ 198,6	5017/ 129,0	1542/ 217,0	1542/ 217,0	5017/ 161,0	5017/ 161,0	1539/ 200,5	1539/ 200,5
минерал	Ab-1	Ab-2	Ab-1	Ab-2	Ab	Ab-1	Ab-2	Ab	Ab	Ab-1	Ab-2	Ab-1	Ab-2	Ab-1	Ab-2
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	66,44	65,97	65,37	66,26	67,52	68,95	68,39	67,05	69,68	68,21	68,07	67,93	66,44	67,61	67,80
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	20,39	20,74	20,79	18,92	20,40	19,52	19,57	19,92	20,49	19,51	19,32	18,96	20,82	20,33	20,01
FeO	-	0,58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	1,05	1,42	1,86	-	0,81	0,27	-	0,59	0,93	0,25	0,30	-	0,97	0,67	0,30
Na ₂ O	10,75	11,07	11,05	11,51	12,05	12,06	11,85	11,76	12,01	11,56	11,63	11,64	11,00	12,10	11,43
K ₂ O	-	0,30	-	-	0,24	-	-	-	-	-	0,27	-	0,21	-	1,10
BaO	-	-	-	0,69	-	-	-	-	-	-	-	-	0,74	-	-
Сумма	98,62	100,08	99,07	97,38	101,01	100,79	99,81	99,31	103,11	99,52	99,59	98,53	100,18	100,70	100,98
Количество катионов в пересчёте на 8 анионов O ²⁻															
Si	2,954	2,887	2,885	2,981	2,908	2,982	2,988	2,942	2,950	2,995	2,984	3,010	2,917	2,921	2,934
Al	1,069	1,07	1,081	1,003	1,035	0,995	1,008	1,03	1,022	1,010	0,998	0,990	1,007	1,035	1,020
Fe ²⁺	-	0,021	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,012
Ca	0,05	0,067	0,088	-	0,037	0,013	-	0,028	0,042	0,012	0,014	-	0,046	0,031	0,014
Na	0,927	0,939	0,946	1,004	1,006	1,011	1,004	1,0	0,986	0,984	0,989	1,000	0,936	1,013	0,959
K	-	0,017	-	-	0,013	-	-	-	-	-	0,015	-	0,012	-	0,061
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,013	-	-
Компонентный состав, % моль															
Ab	94,88	91,85	91,49	100	95,21	98,78	100	97,30	95,90	98,82	97,13	100	94,23	97,03	92,78
An	5,12	6,51	8,51	-	3,54	1,22	-	2,70	4,10	1,18	1,39	-	4,59	2,97	1,35
Or	-	1,64	-	-	1,25	-	-	-	-	-	1,48	-	1,18	-	5,87

Примечание. Ab - альбит, Kfs - калиевый полевой шпат, Snd - санидин

Калиевый полевой шпат представлен микроклином (Or_{92-100}), который образует самостоятельные зерна изометричной или неправильной формы с хорошо выраженной решетчатой структурой, а также присутствует в структурах распада - пертитах и замещается альбитом (рис. 4.8, 4.9). По периферии гранулирован зернами кварца размером 0,1-0,3 мм. По распределению основных компонентов и примесей различий между микроклинами основной массы, порфиоровыми вкрапленниками и пертитовыми включениями не установлено, за исключением одного выделения, отвечающего по составу санидину ($\text{Ab}_{33,5}\text{Or}_{66,5}$) в структуре микропертитового распада. Химический состав и кристаллохимические формулы калиевого полевого шпата представлены в табл. 4.3.

Амфибол представлен зеленой роговой обманкой с короткопризматическими и удлиненнопризматическими листоватыми кристаллами размером 0,3x0,8 мм (рис. 4.5а, 4.10).

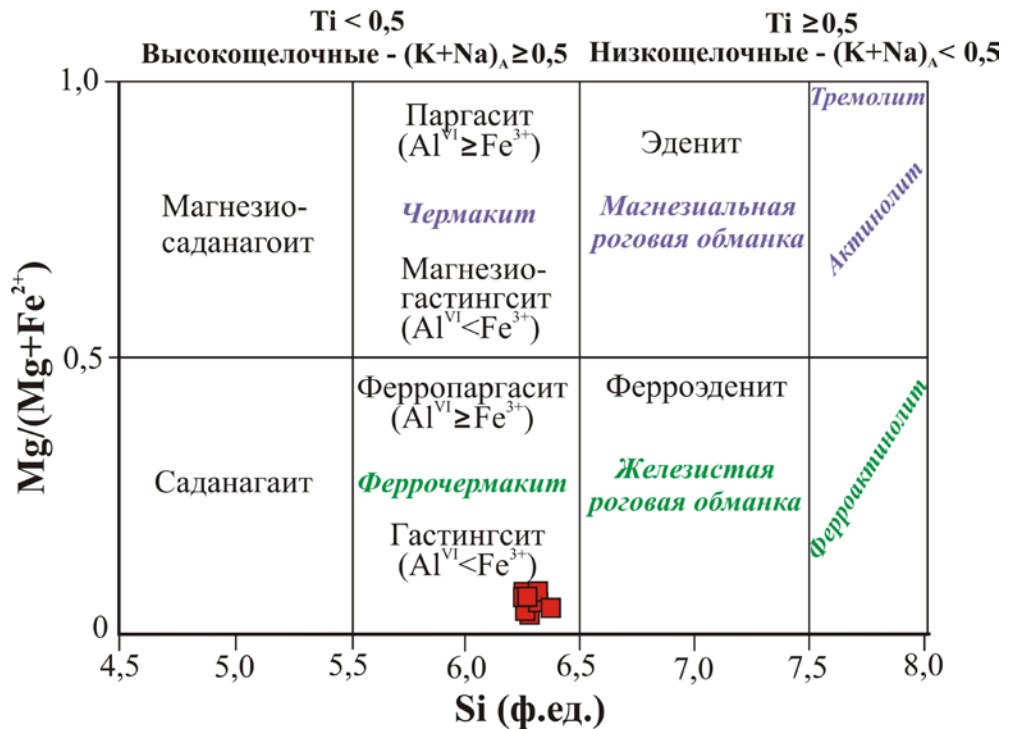


Рисунок 4.10. Классификационная диаграмма Са-амфиболов с фигуративными точками составов амфиболов для неогранитов Атаманского комплекса Курского блока по [Leake et al., 1997, 2004]

Интенсивно окрашен в зеленый цвет с желтыми, коричневыми и голубоватыми оттенками, отвечает по составу гастингситу с очень высокой железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0,94-0,97$) и содержанием K_2O , превышающим Na_2O (табл.

4.4). В кристаллохимической формуле калий (0,34-0,40 ф. е.) преобладает над натрием (ф. е.) в позиции А.

Таблица 4.4. Химический состав и кристаллохимические формулы амфибола из неорархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока

№ образца	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5	5011/ 154,5
минерал	Hst-1	Hst-2	Hst-3	Hst-4	Hst-5	Hst-6	Hst-7	Hst-8	Hst-9	Hst-10
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,36	38,95	40,01	38,36	38,44	38,57	38,52	39,10	39,72	39,98
TiO ₂	0,99	0,65	0,53	1,12	0,90	0,95	0,97	1,03	0,85	0,93
Al ₂ O ₃	10,64	10,92	10,75	10,47	10,76	10,22	10,36	10,27	10,96	10,65
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	32,82	32,51	32,34	31,46	31,57	31,36	31,73	31,97	33,02	32,92
MnO	0,50	0,49	0,71	0,76	0,95	0,73	0,80	0,43	0,60	0,66
MgO	0,61	0,70	0,92	1,10	0,98	1,10	1,02	0,67	1,05	1,08
CaO	11,43	11,29	11,00	10,89	10,67	10,10	11,12	10,74	10,74	10,64
Na ₂ O	1,44	1,29	1,54	1,49	1,11	1,21	1,34	1,34	1,23	1,22
K ₂ O	1,76	1,81	1,89	1,72	1,91	1,91	1,86	1,75	1,81	1,83
Сумма	99,54	98,60	99,70	97,37	97,30	96,13	97,71	97,31	99,98	99,91
Количество катионов в пересчете на 23 аниона O ²⁻										
Si	6,293	6,267	6,364	6,245	6,242	6,333	6,259	6,376	6,265	6,312
Al ^{IV}	1,707	1,733	1,636	1,755	1,758	1,667	1,741	1,624	1,735	1,688
ΣT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,299	0,337	0,379	0,254	0,302	0,310	0,243	0,349	0,303	0,294
Ti	0,119	0,079	0,063	0,137	0,110	0,117	0,119	0,126	0,101	0,110
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0,409	0,522	0,405	0,506	0,644	0,574	0,522	0,366	0,687	0,644
Fe ²⁺	3,980	3,852	3,897	3,778	3,644	3,732	3,789	3,993	3,669	3,703
Mn	0,068	0,067	0,096	0,105	0,131	0,102	0,110	0,059	0,080	0,088
Mg	0,145	0,168	0,218	0,267	0,237	0,269	0,247	0,163	0,247	0,254
Σ C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,958	1,946	1,875	1,900	1,857	1,777	1,936	1,876	1,815	1,800
Na	0,446	0,402	0,475	0,470	0,349	0,385	0,422	0,424	0,376	0,373
Σ B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
K	0,359	0,372	0,384	0,357	0,396	0,400	0,386	0,364	0,364	0,369
Σ A	0,783	0,745	0,792	0,774	0,669	0,667	0,773	0,722	0,642	0,636
X _{Mg}	0,03	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03
X _{Fe}	0,97	0,96	0,95	0,94	0,94	0,94	0,94	0,96	0,97	0,97

Примечание. Hst - гастингсит

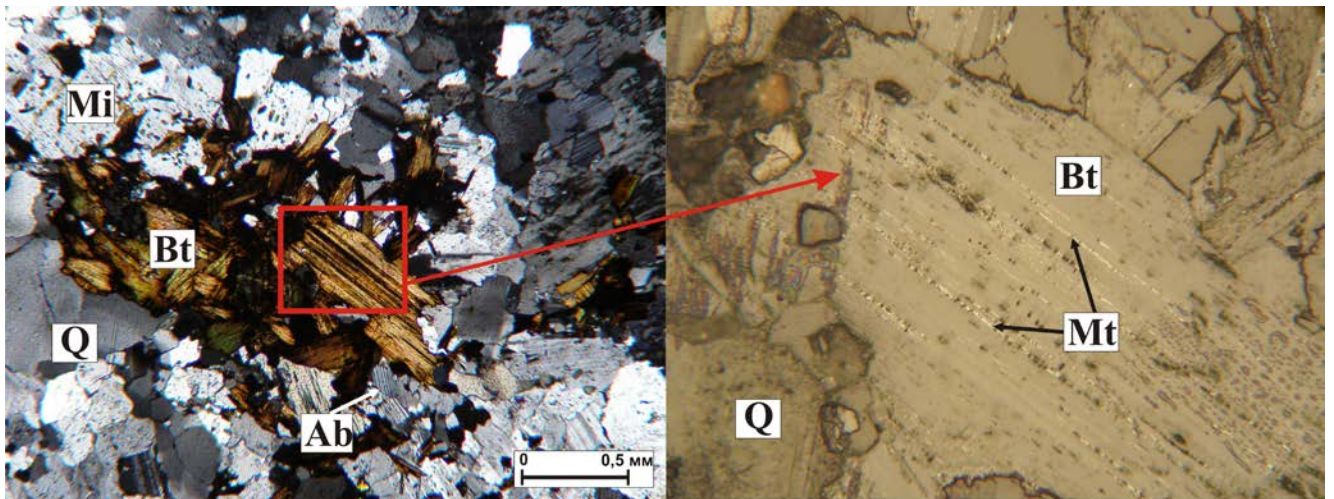
Слюды представлены биотитом, мусковитом.

Биотит встречается в виде идиоморфных удлинённых чешуек размером до 1 мм зеленовато-бурой окраски и их скоплениями (рис. 4.15, 4.17). В некоторых зернах видны тонкие линзовидные прослои магнетита вдоль трещин чешуек. Из-за высокой железистости ($X_{Fe} = 0,83-1,00$) биотит представлен преимущественно железистой разновидностью - *аннитом* (рис. 4.12, табл. 4.5). Частично замещается хлоритом.

Таблица 4.5. Химический состав и кристаллохимические формулы слюд из неоархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока

№ образца	5011/ 154,5	5011/ 154,5	1544/ 210,0	1544/ 210,0	1544/ 198,6	1542/ 217,0	5017/ 129,0	5017/ 129,0	5017/ 125,0	5017/ 125,0	5017/ 161,0	5017/ 161,0	1539/ 191,7	1539/ 200,5	1539/ 200,5
	Ann-1	Ann-2	Phe	Ann	Ann	Ann	Ann-1	Ann-2	Ann-1	Ann-2	Ann-1	Ann-2	Sd	Phe	Ann
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	34,91	33,42	45,54	33,34	33,43	33,07	26,46	32,58	33,45	33,69	33,65	45,48	36,95	46,36	31,64
TiO ₂	1,80	1,40	-	1,77	2,63	3,25	1,17	1,47	1,37	1,95	1,50	-	2,26	-	2,40
Al ₂ O ₃	17,15	16,22	31,27	15,78	15,05	15,41	14,05	16,26	16,14	16,58	14,58	34,34	14,46	28,54	14,52
FeO	33,66	31,40	4,28	32,68	33,14	32,38	39,58	30,55	33,86	32,47	33,70	4,22	19,57	7,33	30,68
MgO	1,74	1,55	0,49	2,57	1,92	-	2,47	1,45	1,07	0,94	1,15	-	11,55	0,40	2,21
MnO	0,40	0,73	-	-	-	0,56	-	-	-	-	-	-	0,43	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33	-	-	-	0,37
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,53	-	-	-	-	-	0,49
K ₂ O	8,88	8,88	10,51	8,33	8,01	9,13	2,51	7,55	8,62	8,47	8,23	10,67	9,39	10,26	7,95
BaO	-	-	0,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,51	-
Сумма	98,55	93,60	92,98	94,48	94,19	93,79	86,24	89,86	95,03	94,11	93,14	94,71	94,61	94,38	90,26
Количество катионов в пересчёте на 11 анионов O ²⁻															
Si	2,751	2,775	3,176	2,743	2,763	2,763	2,469	2,786	2,758	2,774	2,829	3,088	2,846	3,247	2,731
Al(IV)	1,249	1,225	0,824	1,257	1,237	1,237	1,531	1,214	1,242	1,226	1,171	0,912	1,154	0,753	1,269
Al(VI)	0,344	0,362	1,746	0,273	0,228	0,281	0,014	0,424	0,326	0,383	0,274	1,836	0,159	1,604	0,208
Ti	0,107	0,087	-	0,110	0,163	0,204	0,082	0,095	0,085	0,121	0,095	-	0,131	-	0,156
Fe ²⁺	2,218	2,180	0,250	2,248	2,290	2,263	3,008	2,185	2,335	2,236	2,370	0,240	1,261	0,429	2,214
Mn	0,027	0,051	-	-	-	0,040	-	-	-	-	-	-	0,028	-	-
Mg	0,204	0,192	0,051	0,315	0,237	-	0,344	0,185	0,132	0,115	0,144	-	1,326	0,042	0,284
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,030	-	-	-	0,034
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0,085	-	-	-	-	-	0,082
K	0,893	0,941	0,935	0,874	0,844	0,973	0,299	0,824	0,907	0,890	0,883	0,924	0,923	0,917	0,875
Ba	-	-	0,024	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,041	-
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,000	2,000	2,000	2,00	2,00	2,000	2,000	2,00	2,000	2,000
X _{Mg}	0,08	0,08	0,17	0,12	0,09	0	0,10	0,08	0,05	0,05	0,06	0	0,51	0,09	0,11
X _{Fe}	0,92	0,92	0,83	0,88	0,91	1,00	0,90	0,92	0,95	0,95	0,94	1,00	0,49	0,91	0,89
Компонентный состав, % моль															
Sd	39,55	42,04	83,05	31,26	28,25	36,99	1,58	47,77	39,38	45,31	35,75	100	11,94	91,14	24,92
East	3,60	3,62	16,95	4,38	2,92	-	0,18	4,04	2,22	2,34	2,17	-	12,29	8,86	3,20
Ann	4,75	4,30	-	7,92	6,44	-	9,83	3,76	3,11	2,57	3,56	-	38,43	-	8,18
Phn	52,10	50,04	-	56,44	62,39	63,01	88,41	44,43	55,29	49,78	58,52	-	37,34	-	63,70

Примечание. Ann – аннит, Ми – мусковит, Phe - фенгит, Sd - селадонит



при одном никеле

в отраженном свете

Рисунок 4.11. Микрофотографии участка прозрачнополированного шлифа из неорархейского гранита атаманского комплекса Курского блока. При одном никеле. Скв. 5017/151,0 м

Минералы: Ab – альбит, Bt – биотит, Mi – микролин, Mt – магнетит, Q – кварц

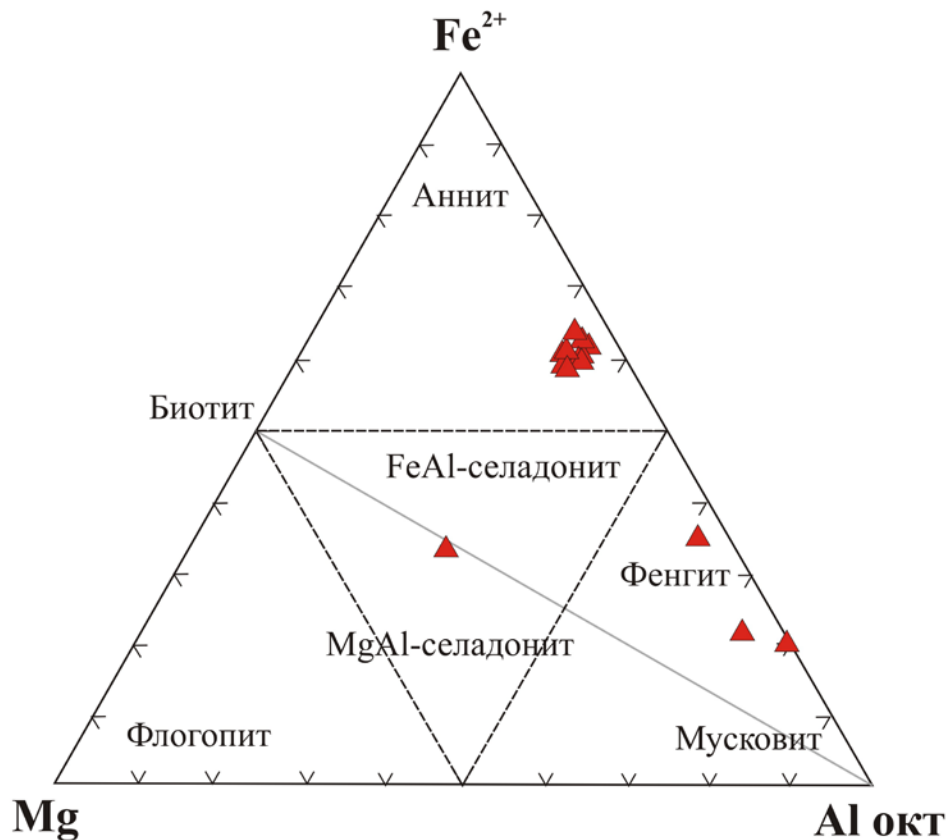


Рисунок 4.12. Диаграмма Fe^{2+} - Mg - $Al_{окт}$ с фигуративными точками составов слюд из неорархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока по [Васильев и др., 2012]

Мусковит распространен как вторичный минерал и вместе с редкими зернами эпидота и кальцита развивается по плагиоклазу. Кристаллы мусковита бесцветные пластинчатые размером от микроскопических до 0,1 мм. Образует

листовато-зернистые мелкие агрегаты. Среди разновидностей мусковита обнаружены мелкие выделения *фенгита* с содержанием $Si^{4+} = 3,20-3,24$ и селадонита (рис. 4.12).

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом. Редко встречается монацит, сфен.

Апатит встречается в виде единичных бесцветных зерен вытянутой и неправильной формы во включениях в биотите и представлен фторапатитом. Размеры не превышают 0,20x0,18 мм.

Циркон представлен прозрачными с бледной желтоватой окраской идиоморфными кристаллами удлиненно-призматического габитуса размером 200–300 мкм по длинной оси и шириной 50–150 мкм.

Монацит присутствует в виде округлых, изометричных, неправильной формы окатанных кристаллов размером от 0,01 до 0,05 мм. Встречается как в виде отдельных зерен, так и в виде их скоплений.

Сфен образует одиночные зерна и их сростки, присутствует в виде включений в калиевом полевом шпате и в ассоциации с амфиболом и биотитом.

Магнетит встречается как в виде отдельных зерен, так и в виде скопления неправильных скелетных выделений в хлорите (рис. 4.14). Также наблюдаются тонкие линзовидные прослои вдоль трещин чешуек биотита (рис. 4.11, 4.13).

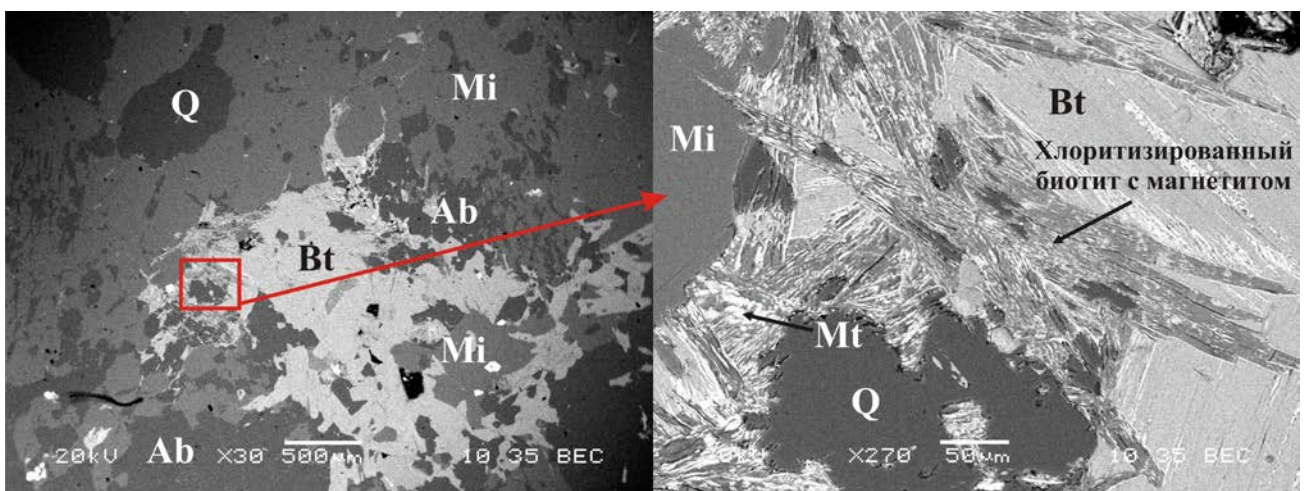


Рисунок 4.13. Микрофотографии участков шифа в режиме отраженных электронов из неоархейского гранита атаманского комплекса Курского блока. Скв. 5017/161,0 м. Минералы: Ab – альбит, Bt – биотит, Mi – микроклин, Mt – магнетит, Q – кварц

Среди *вторичных* минералов преобладает мусковит (до 2%), реже встречается хлорит, бастнезит, эпидот и кальцит.

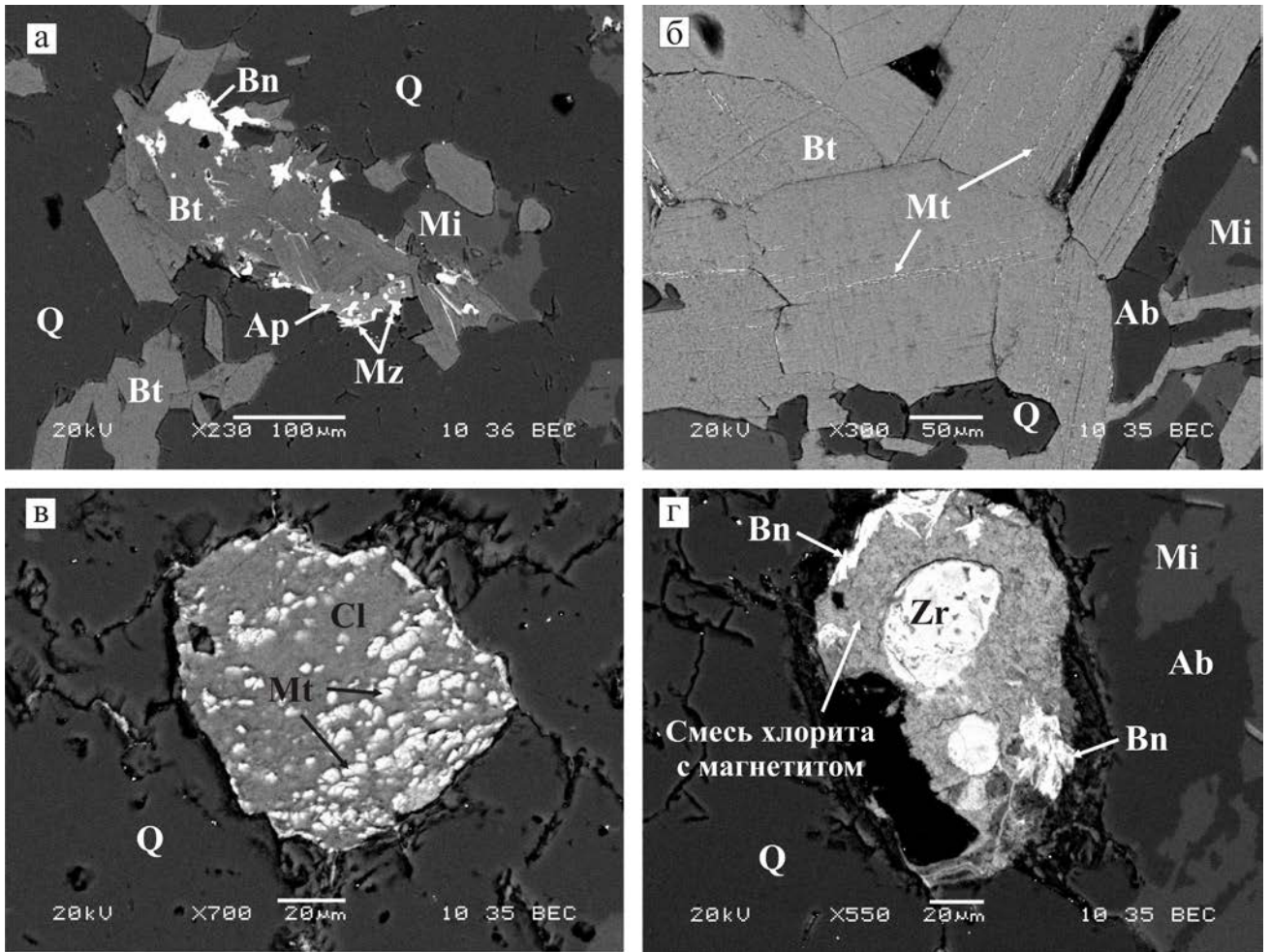


Рисунок 4.14. Микрофотографии участков шлифов в режиме отраженных электронов из неоархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока: а) скв. 1539/191,7 м; б) скв. 5017/125,0 м; в) скв. 5017/125,0 м; г) скв. 5017/125,0 м.

Минералы: Ab – альбит, Ap – апатит, Bt – биотит, Bn – бастнезит, Cl – хлорит, Mi – микроклин, Mt – магнетит, Mz – монацит, Q – кварц

Хлорит представлен пластинчатыми кристаллами и чешуйками, замещает биотит или находится в тесной ассоциации с бастнезитом и магнетитом (рис. 4.14).

Эпидот образует фисташково-зеленые зерна неправильной, реже изометричной формы и развивается в основном по плагиоклазу и амфиболу (рис. 4.4, 4.5). Размеры не превышают 0,12 мм.

Бастнезит образует зернистые плотные мелкокристаллические агрегаты размером до 0,2 мм. Встречается в виде отдельных скоплений, ассоциирует с биотитом, кальцитом и хлоритом (рис. 4.4, 4.5, 4.14).

Кальцит встречается в виде различных по облику кристаллов неправильной формы размером от 0,03 до 0,2 мм. Наблюдается как в виде отдельных зерен в основной массе, так и в ассоциации с бастнезитом (рис. 4.5,в).

Характерной особенностью является очень высокая железистость железомagneзиальных силикатов в гранитах. Биотит имеет зеленовато-бурую окраску, высокую железистость ($X_{\text{Fe}} = 0,88-0,95$) и представлен преимущественно аннитом. Зеленая роговая обманка с характерным голубоватым оттенком отвечает по составу гастингситу [Leak et al., 1997] с очень высокой железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0,92-0,96$) и содержанием K_2O , превышающем Na_2O .

4.3. Геохимическая характеристика

Помимо оригинальных определений содержаний петрогенных оксидов, выполненных методом РФА, использован большой объем «мокрых» химических, в основном, из отчетов о результатах тематических и картировочных работ ВГУ и Белгородской геологоразведочной экспедиции.

4.3.1. Метариолиты

Метариолиты и метатуфы риолитового состава являются высококремнистыми (SiO_2 от 70 до 77 мас. %) (рис. 4.20, табл. 4.6, 4.7), высококалиевыми (K_2O до 7–8 мас. %) (рис. 4.24) породами, характеризуются низкими содержаниями CaO (0,05–1,6 мас. %), варьирующим MgO (0,18–4,4 мас. %), повышенной железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0,51-0,94$) (рис. 4.22) и насыщенностью глиноземом ($A/\text{CNK} = 1,2-2,8$) (рис. 4.21,а), обогащены TiO_2 (от 0,16 до 0,53 мас. %) и имеют невысокие отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (от 2,5 до 14,4).

В них отмечаются широкие вариации в целом повышенных содержаний щелочей ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 3,5-9,5$) с преобладанием калия, часто очень резким ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,4-73,5$). Породы характеризуются аномально низкими содержаниями Na_2O (0,13–3,74 мас. %). На диаграмме $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO})-\text{SiO}_2$

большинство точек составов располагается в пределах известково-щелочной серии пород (рис. 4.21,б).

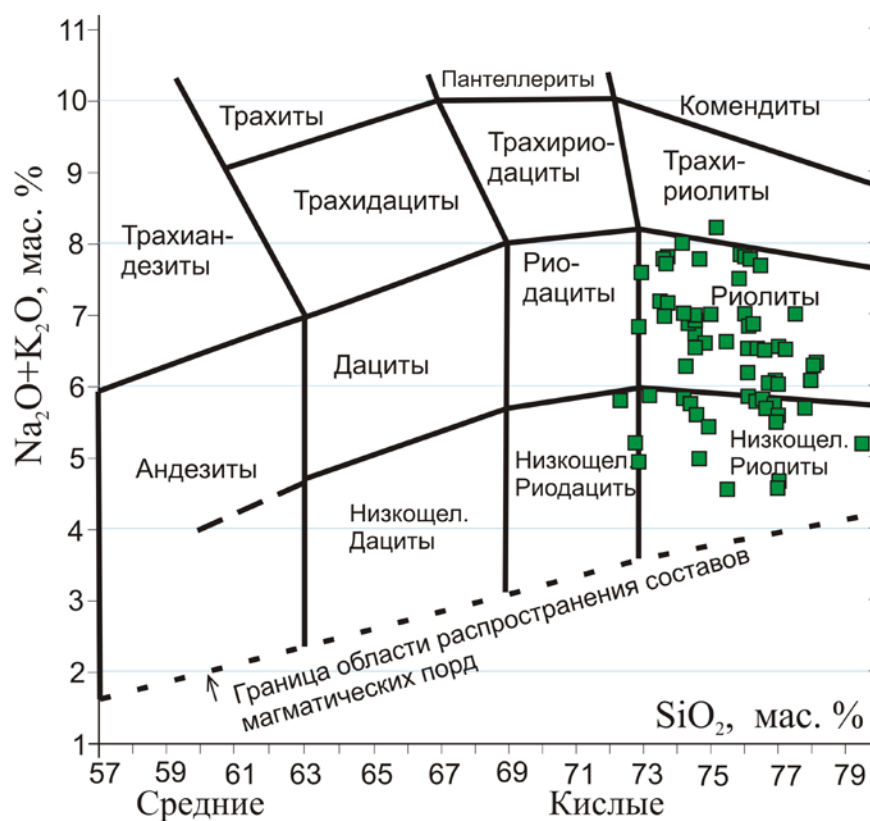


Рисунок 4.20. Классификационная петрохимическая диаграмма $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ с фигуративными точками составов неархейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока

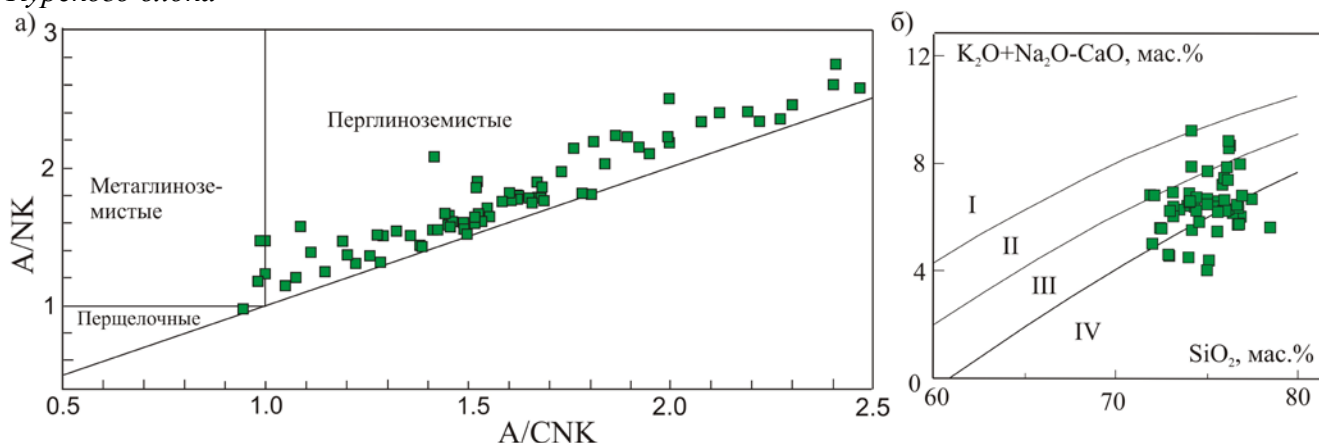


Рисунок 4.21. Классификационные петрохимические диаграммы с фигуративными точками составов неархейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока: а) $A/NK-A/CNK$, где $A = Al_2O_3$, $N = Na_2O$, $K = K_2O$, $C = CaO$ (в молекулярных количествах); б) $(K_2O+Na_2O-CaO)-SiO_2$ по [Frost, Frost, 1997]. Поля: щелочной (I), щелочно-известковой (II), известково-щелочной (III) и известковой (IV) серий

Четкой зависимости изменений содержаний петрогенных оксидов и редких элементов от концентрации SiO_2 на петрохимических диаграммах Харкера [Harker, 1904] не установлено (рис. 4.23, 4.24).

Таблица 4.6. Статистические оценки средних содержаний петрогенных компонентов и петрохимических коэффициентов в неархейских кислых метавулканитах лебединской свиты Курского блока

Порода Компоненты	метариолиты и метатифы риолитового состава				
	$x_{(n=52)}$	S	X_{MIN}	X_{MAX}	доверительный интервал
SiO ₂	75,39	1,43	72,04	77,81	75,0-75,78
TiO ₂	0,312	0,09	0,16	0,47	0,29-0,34
Al ₂ O ₃	12,29	0,93	10,5	14,9	12,04-12,54
FeO _t	2,30	0,81	0,63	4,4	2,08-2,52
MgO	0,69	0,38	0,18	2,17	0,59-0,79
MnO	0,04	0,02	0,05	0,09	0,034-0,045
CaO	0,48	0,34	0,05	1,61	0,39-0,57
Na ₂ O	1,26	0,94	0,13	3,74	1,00-1,52
K ₂ O	5,66	0,93	3,23	8,06	5,41-5,91
P ₂ O ₅	0,038	0,02	0,018	0,1	0,032-0,043
X_{Fe}	0,76	0,11	0,51	0,94	0,73-0,79
X_{Mg}	0,23	0,11	0,06	0,48	0,2-0,26
K ₂ O/Na ₂ O, % мол.к.	9,12	8,67	1,42	43,7	6,76-11,48
Na ₂ O/K ₂ O, % мол.к.	0,23	0,19	0,02	0,7	0,18-0,28
Na ₂ O+K ₂ O, % мол.к.	6,93	1,12	3,46	9,46	6,63-7,23
Fe ₂ O ₃ +MgO+MnO+TiO ₂ , % мол.к.	3,41	1,05	1,15	7,18	3,12-3,7
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂ , % мол.к.	7,60	2,42	2,57	13,5	6,94-8,26
A/CNK, % мол.к.	1,72	0,36	1,2	2,88	1,62-1,82

Примечание. x – среднее содержание, S – среднеквадратичное отклонение, X_{MIN} , X_{MAX} – наблюдаемые минимальные и максимальные содержания, X_{Mg} – коэффициент магнезиальности ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_{\text{общ}})$), X_{Fe} – коэффициент железистости ($\text{Fe}_{\text{общ}}/(\text{Fe}_{\text{общ}}+\text{MgO})$), $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, доверительный интервал для генерального среднего с вероятностью 0.95 (среднее значение при выборке большего объема не выйдет за пределы найденного интервала)

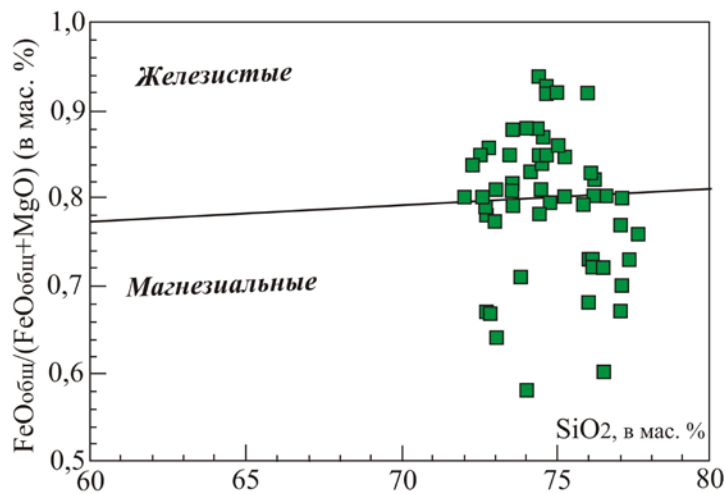


Рисунок 4.22. Классификационная петрохимическая диаграмма $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ с фигуративными точками составов неархейских кислых метавулканитов лебединской свиты Курского блока

Таблица 4.7. Содержание петрогенных элементов в неархейских кислых метавулканитах лебединской свиты Курского блока

Скважина/ глубина	*2296/ 211,5	2296/ 239,8	2296/ 246,5	*2296/ 250,5	2296/ 254,6	2296/ 258,5	2296/ 260,3	2296/ 280,2	2296/ 288,5	2296/ 291,6	2296/ 297,8	2296/ 315,2	2296/ 320,0	*2296/ 324,0
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	76,6	76,0	74,3	75,2	74,3	74,5	74,5	73,5	72,3	75,0	75,8	72,8	74,5	75,2
TiO ₂	0,28	0,40	0,39	0,40	0,47	0,45	0,41	0,39	0,39	0,38	0,37	0,38	0,41	0,23
Al ₂ O ₃	10,5	11,6	11,8	12,2	12,9	12,3	13,0	13,2	13,9	12,0	10,8	12,0	12,0	11,59
FeOt	2,44	2,32	4,40	2,74	3,11	3,15	2,64	3,29	4,38	3,24	3,02	4,78	3,13	2,21
MgO	0,49	0,20	0,60	0,48	0,20	0,56	0,72	0,56	0,76	0,28	0,76	2,35	0,48	0,48
MnO	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,05	0,02
CaO	0,06	0,72	0,39	0,44	0,83	0,33	0,33	0,28	0,72	1,00	0,44	0,33	1,11	0,53
Na ₂ O	0,63	1,87	0,42	1,52	0,35	0,47	0,25	0,59	0,13	1,19	1,76	0,21	2,14	3,7
K ₂ O	8,06	5,94	6,36	6,73	5,89	6,51	6,51	6,60	5,68	5,79	6,09	4,68	4,74	5,33
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,07	0,06	0,04
H ₂ O	0,02	0,06	0,05	0,11	0,06	-	0,02	0,01	0,18	0,02	0,02	0,1	0,05	н.о.
ППП	0,32	0,75	1,01	0,54	1,38	0,95	1,18	1,22	1,91	1,10	0,58	1,92	1,37	0,27
Сумма	99,49	99,99	99,96	100,4	99,69	99,45	99,77	99,83	100,2	100,2	99,82	99,78	100,1	99,34
X _{Fe}	0,83	0,92	0,88	0,85	0,94	0,85	0,78	0,85	0,84	0,92	0,80	0,67	0,86	0,82
X _{Mg}	0,17	0,08	0,12	0,15	0,06	0,15	0,21	0,15	0,15	0,08	0,20	0,33	0,13	0,18
K ₂ O/Na ₂ O	12,80	3,17	15,10	4,40	16,8	13,85	26,04	11,18	43,7	4,86	3,46	22,28	2,21	1,42
Na ₂ O/K ₂ O	0,078	0,31	0,06	0,22	0,05	0,07	0,04	0,08	0,02	0,20	0,28	0,04	0,45	0,70
Na ₂ O+K ₂ O	8,69	7,81	6,78	8,25	6,24	6,98	6,76	7,19	5,81	6,98	7,85	4,89	6,88	9,08
Fe ₂ O ₃ +MgO+ MnO+TiO ₂	3,22	2,97	5,44	3,65	3,81	4,19	3,79	4,27	5,39	3,95	4,17	7,55	4,07	2,95
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	8,71	5,80	11,28	6,85	6,62	7,00	6,44	8,43	11,23	8,52	8,16	12,58	7,63	9,61
A/CNK	1,20	1,36	1,64	1,4	1,82	1,68	1,83	1,77	2,13	1,50	1,30	2,30	1,50	1,20

Продолжение таблицы 4.7

Скважина/ глубина	2296/ 334,2	2296/ 347,0	2296/ 338,5	5321/ 316,4	5321/ 339,8	5321/ 342,8	*5321/ 376,0	5321/ 394,4	5321/ 473,8	5321/ 487,5	5327/ 310,7	5327/ 320,0	*2281/ 322,4
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	72,9	72,7	73,6	75,5	76,9	77,0	76,7	74,2	77,0	77,3	77,5	77,8	76,0
TiO ₂	0,39	0,42	0,38	0,20	0,20	0,28	0,26	0,27	0,21	0,20	0,25	0,31	0,25
Al ₂ O ₃	14,05	14,5	12,3	11,85	11,8	12,25	12,0	12,0	11,7	11,9	13,3	14,9	12,45
FeO _t	2,16	2,23	2,15	2,70	1,82	1,73	2,79	2,63	2,43	2,00	1,15	2,61	1,82
MgO	0,64	0,60	0,48	2,17	0,87	1,06	0,67	1,86	1,02	0,71	0,49	0,66	0,86
MnO	0,05	0,03	0,08	0,04	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02
CaO	0,72	0,61	1,61	0,18	0,12	0,44	0,38	0,18	0,25	0,37	0,37	0,12	0,66
Na ₂ O	1,64	0,68	1,86	0,34	0,35	0,27	0,46	1,28	0,36	0,26	1,41	0,30	2,72
K ₂ O	6,00	6,15	6,00	4,11	5,72	6,00	6,08	5,77	5,62	6,48	5,67	5,41	4,22
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,05	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02
H ₂ O	0,08	0,09	0,03	-	0,11	0,05	0,05	-	0,14	0,05	0,05	0,09	0,04
ППП	1,22	1,30	1,27	1,72	1,28	0,04	1,03	0,97	1,35	1,15	1,14	2,00	0,69
Сумма	99,98	99,44	99,94	98,97	99,18	100,3	99,66	99,34	99,75	99,6	99,49	99,14	99,76
X _{Fe}	0,77	0,79	0,81	0,55	0,67	0,62	0,74	0,58	0,70	0,74	0,76	0,80	0,68
X _{Mg}	0,23	0,21	0,18	0,44	0,32	0,38	0,25	0,41	0,29	0,26	0,24	0,20	0,32
K ₂ O/Na ₂ O	3,66	9,04	3,22	12,08	16,34	22,20	13,22	4,50	15,61	24,90	4,02	18,03	1,55
Na ₂ O/K ₂ O	0,27	0,11	0,31	0,08	0,06	0,04	0,07	0,22	0,06	0,04	0,25	0,05	0,64
Na ₂ O+K ₂ O	7,64	6,83	7,86	4,45	6,07	6,27	6,54	7,05	5,98	6,74	7,08	5,71	6,94
Fe ₂ O ₃ +MgO+ MnO+TiO ₂	3,24	3,27	3,09	5,11	2,92	3,08	2,88	4,80	3,69	2,95	2,33	3,62	2,95
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	5,54	5,31	5,65	13,5	9,10	6,18	10,73	9,74	11,57	10,00	4,60	8,42	7,28
A/CNK	1,68	1,95	1,30	2,56	1,90	1,82	1,73	1,66	1,88	1,67	1,78	2,55	1,64

Продолжение таблицы 4.7

Скважина/ глубина	*2281/ 367,0	5329/ 152,6	5329/ 158,7	5329/ 170,8	5329/ 200,8	*5329/ 203,7	*5329/ 228,0	*5329/ 238,2	*5329/ 386,6	5329/ 391,8	5329/ 476,0	6066/ 505,5	6066/ 399,5	6072/ 351,0	6135/ 682,0
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	76,2	72,8	76,2	74,5	76,2	73,9	72,0	74,2	76,5	76,2	77,0	76,2	76,4	74,2	75,8
TiO ₂	0,18	0,46	0,47	0,46	0,44	0,33	0,34	0,35	0,16	0,28	0,28	0,24	0,25	0,43	0,31
Al ₂ O ₃	12,55	11,5	12,55	12,35	11,5	12,06	13,66	13,03	12,34	12,7	12,8	11,38	10,92	10,76	11,97
FeOt	1,25	6,66	2,79	2,79	1,94	2,90	2,39	2,63	0,63	1,73	1,13	2,03	2,88	1,28	2,73
MgO	0,47	1,10	0,71	0,51	0,47	0,34	0,59	0,48	0,34	0,63	0,94	0,43	1,05	1,28	1,15
MnO	0,01	0,09	0,04	0,03	0,06	0,023	0,073	0,025	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,06	0,05
CaO	0,44	0,66	0,44	0,33	0,60	0,27	1,30	0,18	0,15	0,22	0,22	0,38	0,33	1,40	0,61
Na ₂ O	2,93	0,94	0,71	1,69	1,82	3,74	3,02	2,72	1,28	0,72	1,48	2,15	0,23	1,00	0,55
K ₂ O	4,81	4,38	5,13	4,86	5,03	5,71	5,14	5,36	7,72	6,12	5,13	4,40	3,23	4,70	4,10
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,04	0,06	0,04	0,035	0,02	0,04	0,018	0,03	0,04	0,02	0,06	0,05	0,10
H ₂ O	0,03	0,05	0,02	0,03	0,08	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	0,12	н.о.	н.о.	0,06	0,01
ППП	0,48	1,57	1,39	0,92	0,83	0,31	1,03	0,71	0,35	1,41	0,48	1,31	1,41	1,32	1,57
Сумма	99,38	100,38	100,6	100,6	99,0	99,74	99,60	99,7	99,68	100,1	99,56	99,89	101,4	98,38	99,03
X _{Fe}	0,72	0,86	0,79	0,84	0,80	0,89	0,80	0,84	0,65	0,73	0,54	0,82	0,73	0,80	0,70
X _{Mg}	0,27	0,14	0,20	0,16	0,19	0,10	0,19	0,15	0,35	0,26	0,45	0,17	0,26	0,19	0,29
K ₂ O/Na ₂ O	1,64	4,66	7,22	2,87	2,76	1,52	1,7	1,97	6,00	8,50	3,46	2,04	14,04	4,70	7,45
Na ₂ O/K ₂ O	0,6	0,21	0,14	0,34	0,36	0,65	0,59	0,50	0,16	0,12	0,28	0,48	0,07	0,21	0,13
Na ₂ O+K ₂ O	7,74	5,32	5,84	6,55	6,85	9,46	8,15	8,08	9,00	6,84	6,61	6,55	3,46	5,70	4,65
Fe ₂ O ₃ +MgO+ MnO+TiO ₂	1,91	8,31	4,01	3,69	2,91	3,60	3,39	3,48	1,15	2,64	2,37	2,72	4,20	7,18	4,24
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	6,94	14,48	5,93	6,06	4,41	8,78	7,03	7,51	3,93	6,18	4,03	8,46	11,52	2,97	8,81
A/CNK	1,53	1,92	2,00	1,79	1,54	1,24	1,44	1,57	1,35	1,80	1,87	1,97	2,88	1,51	2,27

Продолжение таблицы 4.7

Скважина/ глубина	5324/ 394,4	5122/ 582,7	5332/ 184,0	5332/ 285,8	*5327/ 310,7	5327/ 320,0	5328/ 187,8	5328/ 217,8	5328/ 289,2	5328/ 326,2	5328/ 343,7	5328/ 440,0	5328/ 533,5	1564/ 335,0	*ЛК- 104
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	74,0	73,2	73,2	74,4	75,2	72,6	75,6	77,3	76,2	74,2	77,6	77,0	75,2	75,6	75,6
TiO ₂	0,27	0,40	0,23	0,30	0,25	0,31	0,22	0,16	0,40	0,43	0,37	0,23	0,20	0,35	0,19
Al ₂ O ₃	12,7	11,8	13,8	12,75	13,3	14,9	12,2	11,8	12,2	12,4	10,9	11,8	13,1	11,0	13,20
FeOt	2,13	3,74	2,63	2,09	1,55	2,61	2,43	1,51	1,03	2,20	1,98	1,10	1,06	2,72	1,24
MgO	1,06	0,80	0,22	0,22	0,49	0,66	0,8	0,76	0,35	0,84	0,18	0,75	0,97	0,76	1,04
MnO	0,02	0,09	0,06	0,07	0,04	0,04	0,05	-	0,04	0,05	0,07	0,06	0,03	0,01	0,005
CaO	0,33	0,86	0,86	0,68	0,37	0,12	0,25	-	0,25	0,68	0,49	0,49	0,25	0,50	0,05
Na ₂ O	0,56	2,17	0,89	1,68	1,41	0,30	0,58	0,78	0,79	1,67	2,73	1,33	1,37	0,97	0,21
K ₂ O	6,40	5,11	5,93	5,77	5,67	5,41	5,88	7,22	7,34	5,62	4,54	4,95	5,41	6,80	6,43
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	-	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,02
H ₂ O	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	н.о.
ППП	1,15	0,77	1,53	0,72	1,14	2,00	1,05	0,24	0,45	0,97	0,53	1,05	1,45	0,66	1,85
Сумма	98,75	99,06	99,49	98,7	99,49	99,14	99,17	99,87	99,12	99,18	99,47	98,82	99,1	99,53	99,83
X _{Fe}	0,66	0,82	0,92	0,90	0,76	0,80	0,75	0,66	0,74	0,72	0,92	0,59	0,52	0,78	0,51
X _{Mg}	0,33	0,17	0,08	0,09	0,24	0,20	0,25	0,33	0,25	0,27	0,08	0,40	0,47	0,22	0,48
K ₂ O/Na ₂ O	11,43	2,35	6,66	3,43	4,02	18,03	10,14	9,21	9,29	3,36	1,66	3,72	3,95	7,01	30,6
Na ₂ O/K ₂ O	0,08	0,42	0,15	0,29	0,24	0,05	0,09	0,10	0,10	0,29	0,60	0,27	0,25	0,14	0,03
Na ₂ O+K ₂ O	6,96	7,28	6,82	7,45	7,08	5,71	6,46	8,00	8,13	7,29	7,27	6,28	6,78	7,77	6,64
Fe ₂ O ₃ +MgO+ MnO+TiO ₂	3,47	5,03	3,14	2,68	2,33	3,62	3,50	2,44	1,82	3,52	2,6	2,14	2,26	3,84	2,35
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	7,88	9,35	11,43	6,96	6,20	8,42	11,04	9,44	2,57	5,11	5,35	4,78	5,30	7,77	6,52
A/CNK	1,74	1,45	1,79	1,57	1,78	2,55	1,82	1,47	1,45	1,55	1,40	1,74	1,86	1,33	1,97

Примечание. * - оригинальные данные

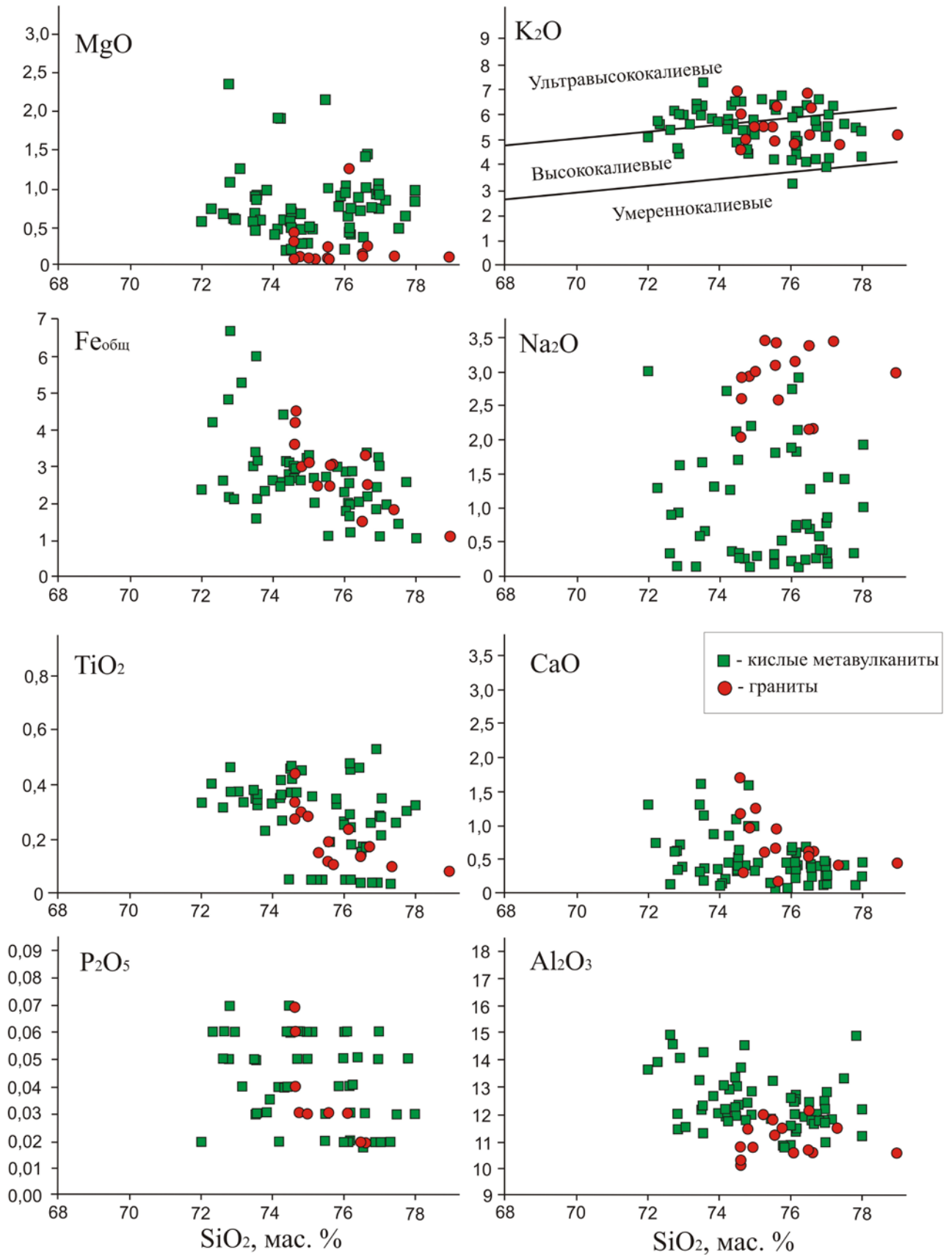


Рисунок 4.23. Вариационные диаграммы Харкера [Harker, 1904] с фигуративными точками составов неархейских кислых metavулканыты лебединской свиты и гранитов атаманского комплекса Курского блока

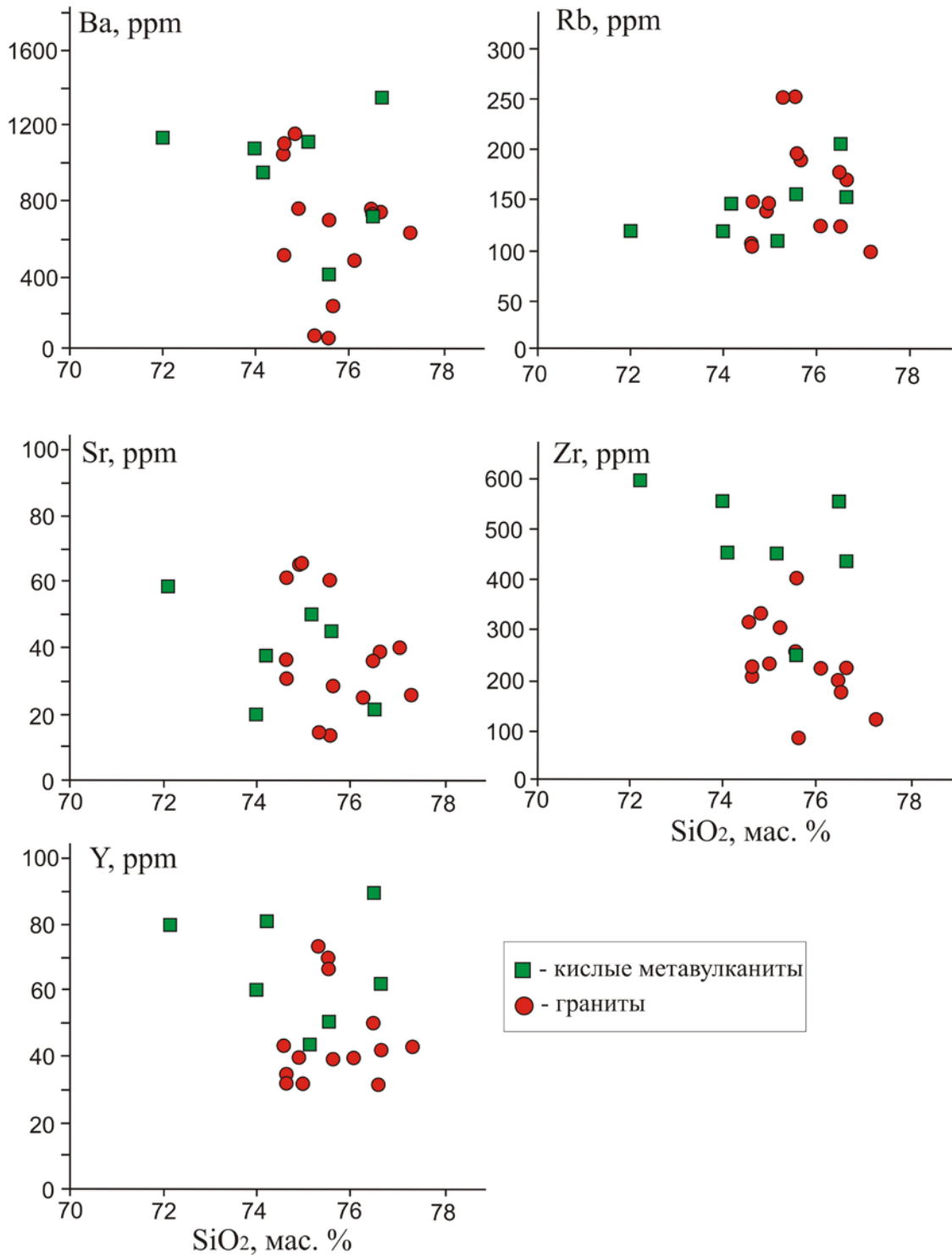


Рисунок 4.24. Вариационные диаграммы Харкера [Harker, 1904] с фигуративными точками составов неархейских кислых метавулканидов лебединской свиты и гранитов атаманского комплекса Курского блока

По геохимическим характеристикам кислые метавулканиды выделяются низкими концентрациями Sr (20-60 ppm) и элементов группы железа Cr, Ni и V, высокими концентрациями Rb (116-208 ppm), Ba (до 1365 ppm), Be (до 5,1 ppm, ср. 2,8 ppm) и всех высокозарядных элементов, включая Zr (243-601 ppm, ср. 471

ppm), Nb (22-75 ppm, ср. 46 ppm), Th (16-29 ppm, ср. 21,5 ppm) (рис. 4.25). Редкоземельные элементы (REE) также имеют высокие уровни содержаний ($\Sigma\text{REE} = 413\text{-}683$ ppm) (табл. 4.8), сильно обогащенные спектры LREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 4,1\text{-}5,0$), умеренно фракционированные спектры HREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,5\text{-}2,2$) и глубокие отрицательные Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,10\text{-}0,39$).

Таблица 4.8. Содержания редких и редкоземельных элементов в неогарейских кислых метавулканитах лебединской свиты Курского блока

Скважина/ глубина	2296/ 211,5	2296/ 244,8	2296/ 288,4	2296/ 307,0- 310,0	2296/ 324,0	ЛК- 104	5329/ 203,7	5329/ 228,0	5329/ 238,2	5329/ 386,6
Be	1,1				5,0	2,9	1,3	2,3	2,2	5,1
Sc	3,1				3,0	2,5	3,0	3,7	2,6	0,58
V	17,7				19,8	9,2	26,5	9,6	7,9	16,6
Cr	14,1				13,5	0,64	25,4	1,9	1,2	18,1
Co	1,2				1,5	0,51	0,80	0,94	0,47	1,7
Ni	0,87				< ПО	0,85	0,69	2,2	0,82	1,2
Cu	54,9				6,9	3,9	4,2	4,8	3,3	8,3
Zn	1301				64,5	17,7	64,8	90,2	80,1	434
Ga	14,0				15,0	18,9	17,6	22,7	21,5	18,0
Rb	154	140	145	145	116	155	118	122	146	208
Sr	200				48,7	45,4	20,1	58,8	36,7	22,0
Y	62,4	64,7	62	65,3	43,2	50,6	60,5	80,2	80,9	89,5
Zr	431				449	243	559	601	454	560
Nb	29,3				36,2	21,6	60,1	51,9	50,1	75,0
Mo	1,9				1,6	0,40	0,64	0,91	0,39	4,2
Cs	1,6				0,86	1,8	0,96	1,2	1,4	0,84
Ba	1365				1113	415	1076	1131	949	718
La	92	94,4	85,9	97,1	97,3	92,4	115	134	146	155
Ce	179	196	184	203	188	191	223	274	293	299
Pr	19,7	22,3	20,7	22,8	20,6	19,1	24,1	30,2	32,2	32,5
Nd	73,3	78,2	74,6	81,2	75,7	63,1	91,7	100	106	119
Sm	12,3	14,4	13,2	14,6	12,7	11,6	15,4	17,8	18,6	20,8
Eu	1,1	1,23	1,24	1,27	1,3	0,58	1,6	1,6	1,7	0,67
Gd	10,9	11,8	11,2	12,2	10,7	10,2	12,5	16,7	16,7	17,9
Tb	1,7	1,89	1,89	1,91	1,4	1,6	1,8	2,6	2,6	2,7
Dy	10,4	11,6	11,3	11,4	7,7	9,0	10,6	14,6	14,3	15,5
Ho	2,0	2,44	2,31	2,33	1,4	1,8	2,0	2,9	2,8	2,9
Er	5,9	6,37	6,39	6,62	4,2	5,4	5,9	8,3	7,9	8,1
Tm	0,80	1,04	1,03	1,08	0,58	0,78	0,81	1,2	1,1	1,0
Yb	5,3	6	6,13	6,32	4,1	5,2	5,5	7,8	6,9	6,7
Lu	0,72	1	0,98	1,03	0,59	0,75	0,78	1,16	0,99	0,88
Hf	8,6				8,7	7,4	11,3	15,2	11,6	14,2
Ta	1,6				1,6	1,6	2,7	3,1	2,8	3,7
W	0,78				0,73	1,6	0,78	0,48	1,3	1,1
Pb	209				28,8	8,1	4,1	18,5	5,7	67,0
Bi	0,13				< ПО	0,056	< ПО	0,024	0,005	< ПО
Th	18,1				22,9	29,3	16,3	21,9	19,3	25,6
U	3,1				2,8	4,6	2,1	2,6	2,2	5,0
ΣREE	415	449	421	463	426	412	510	612	650	683
Eu/Eu*	0,29	0,28	0,3	0,29	0,39	0,16	0,34	0,28	0,29	0,1
(Gd/Yb) _n	1,64	1,59	1,47	1,56	2,11	1,58	1,82	1,72	1,95	2,15

Продолжение таблицы 4.8

(La/Yb) _n	11,6	10,6	9,45	10,3	16	11,9	14	11,6	14,2	15,5
Sr/Y	3,2				1,13	0,89	0,33	0,73	0,45	0,24
La/Yb	17,2	1,45	14	15,4	23,8	17,7	20,8	17,2	21,1	22,9
Ybn	25,5	28,7	29,3	30,2	19,5	24,8	26,5	37,3	33,0	13,2
Nb/Ta	18,7				22,9	13,5	22,6	16,7	17,9	20,2

Примечание. $(Gd/Yb)_n$, $(La/Yb)_n$ и $Eu/Eu^* = Eu_n/\sqrt{(Sm_n \cdot Gd_n)}$ - отношения, нормированные к хондриту

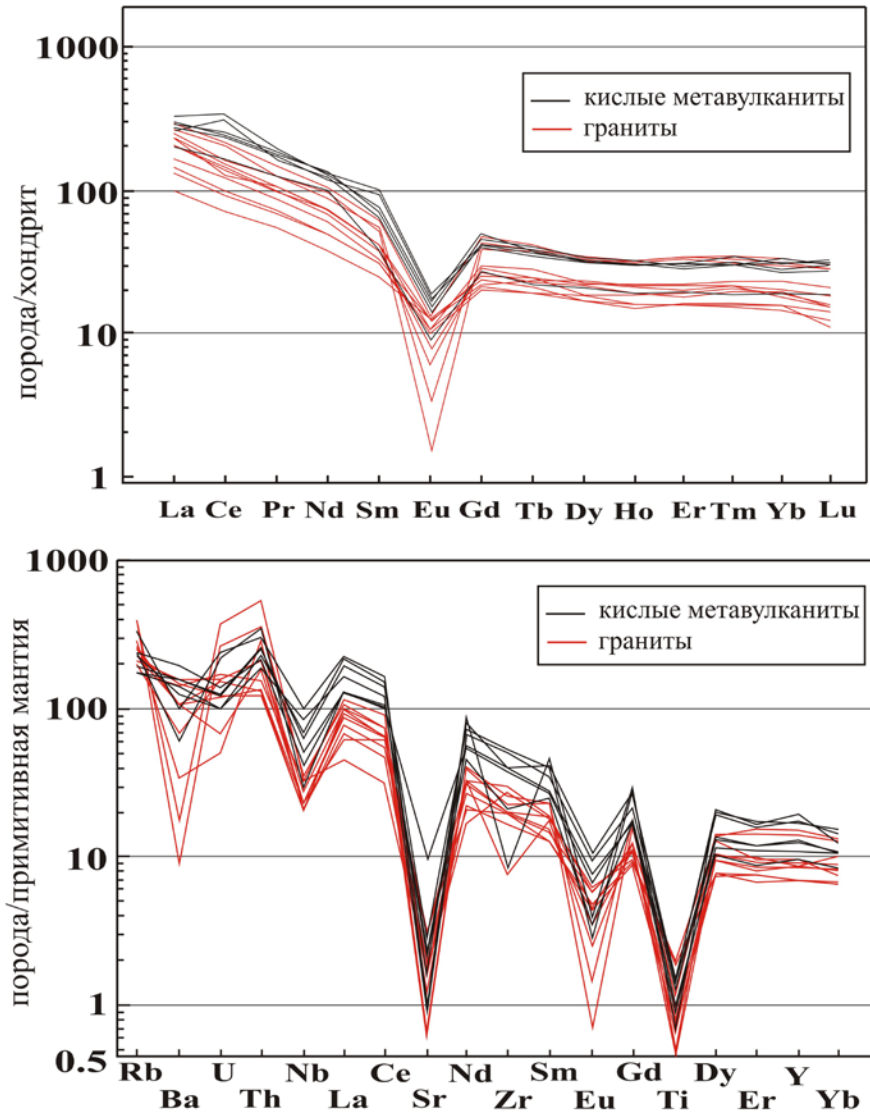


Рисунок 4.25. Нормированные к хондриту [Boynnton, 1984] и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] содержания редкоземельных элементов в неархейских кислых metavулканитах лебединской свиты и гранитах атаманского комплекса Курского блока

4.3.2. Калиевые граниты

Граниты принадлежат породам известково-щелочной и щелочно-известковой серий (рис. 4.27,б). По химическому составу они близки к кислым

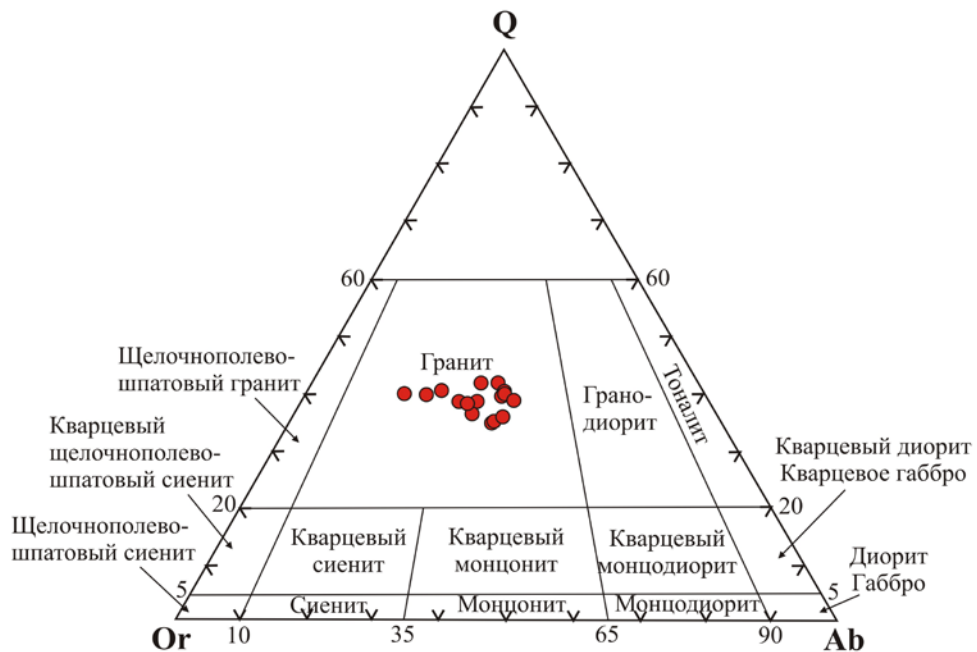


Рисунок 4.26. Классификационная петрохимическая диаграмма Q - Ab - Or [Le Maitre, 2002] с фигуративными точками составов неархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока. Q - кварц, Ab - альбит, Or - ортоклаз

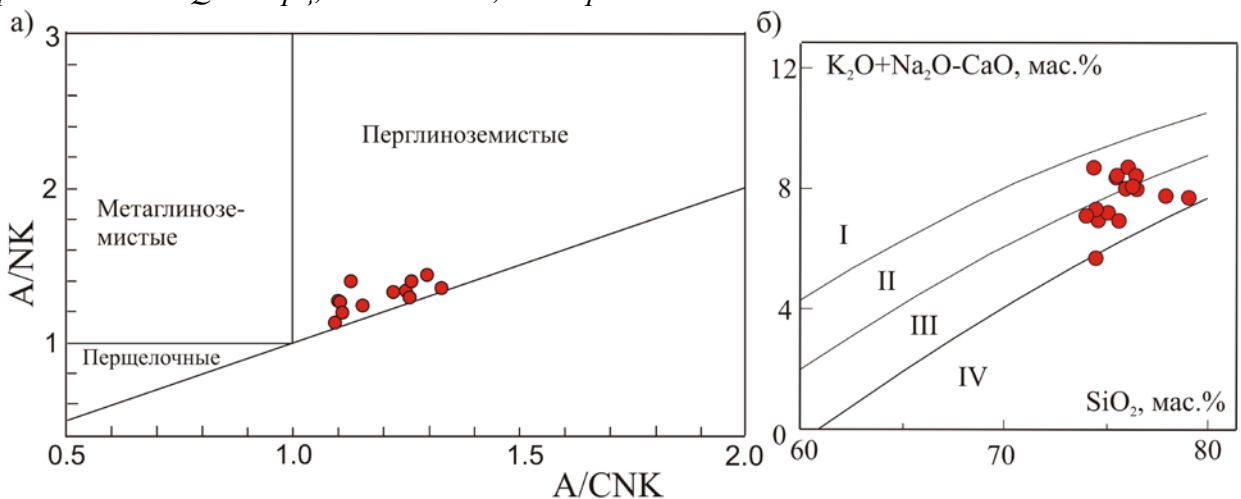


Рисунок 4.27. Классификационные петрохимические диаграммы с фигуративными точками составов неархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока: а) A/NK – A/CNK , где $A = Al_2O_3$, $N = Na_2O$, $K = K_2O$, $C = CaO$ (в молекулярных количествах); б) (K_2O+Na_2O-CaO) - SiO_2 по [Frost, Frost, 1997]. Поля: щелочной (I), щелочно-известковой (II), известково-щелочной (III) и известковой (IV) серий

метавулканитам, но отличаются от них в деталях. Это также высококремнистые (SiO_2 от 74 до 79 мас. %) породы, с более высокими содержаниями CaO (0,2–1,71 мас. %) и Na_2O (2,0–3,4 мас. %), являются умеренно глиноземистыми (A/CNK от 0,8 до 1,02) (рис. 4.27, а), имеют меньшие вариации содержаний щелочей ($K_2O+Na_2O = 7,4–9,0$) и более выдержанные отношения K_2O/Na_2O от 1,4 до 3,4) (табл. 4.9, 4.10). На классификационной диаграмме [Le Maitre, 2002] (рис. 4.26) точки составов попадают в поле гранитов.

Таблица 4.9. Статистические оценки средних содержаний петрогенных компонентов и петрохимических коэффициентов в неархейских гранитах атаманского комплекса Курского блока

Компоненты	$X_{(n=16)}$	S	X_{MIN}	X_{MAX}	доверительный интервал
SiO ₂	75,77	1,25	74,07	79,02	75,1-76,4
TiO ₂	0,21	0,11	0,08	0,44	0,15-0,27
Al ₂ O ₃	11,05	0,62	10,14	12,12	10,72-11,38
FeOt	2,93	1,02	1,14	4,76	2,39-3,47
MgO	0,26	0,28	0,09	1,27	0,11-0,41
MnO	0,025	0,015	0,01	0,05	0,017-0,033
CaO	0,70	0,44	0,20	1,71	0,47-0,93
Na ₂ O	2,88	0,46	2,04	3,46	2,63-3,13
K ₂ O	5,54	0,73	4,58	6,92	5,15-5,93
P ₂ O ₅	0,024	0,023	0,02	0,07	0,012-0,036
ASI	0,81	0,06	0,73	0,89	0,78-0,84
X_{Fe}	0,92	0,06	0,72	0,96	0,89-0,95
X_{Mg}	0,13	0,08	0,07	0,43	0,087-0,17
K ₂ O/Na ₂ O, % мол.к.	2,01	0,62	1,38	3,38	1,68-2,34
Na ₂ O/K ₂ O, % мол.к.	0,53	0,13	0,29	0,72	0,46-0,6
Na ₂ O+K ₂ O, % мол.к.	8,42	0,47	7,44	9,01	8,17-8,67
Fe ₂ O ₃ +MgO+MnO+TiO ₂ , % мол.к.	3,43	1,24	1,34	5,43	2,77-4,09
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂ , % мол.к.	15,17	4,57	10,27	27,72	12,74-17,6
A/CNK, % мол.к.	0,92	0,06	0,81	1,02	0,89-0,95

Примечание. x – среднее содержание, S – среднеквадратичное отклонение, X_{MIN} , X_{MAX} – наблюдаемые минимальные и максимальные содержания, X_{Mg} – коэффициент магнезиальности ($MgO/(MgO+Fe_{общ})$), X_{Fe} – коэффициент железистости ($Fe_{общ}/(Fe_{общ}+MgO)$), $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, доверительный интервал для генерального среднего с вероятностью 0.95 (среднее значение при выборке большего объема не выйдет за пределы найденного интервала)

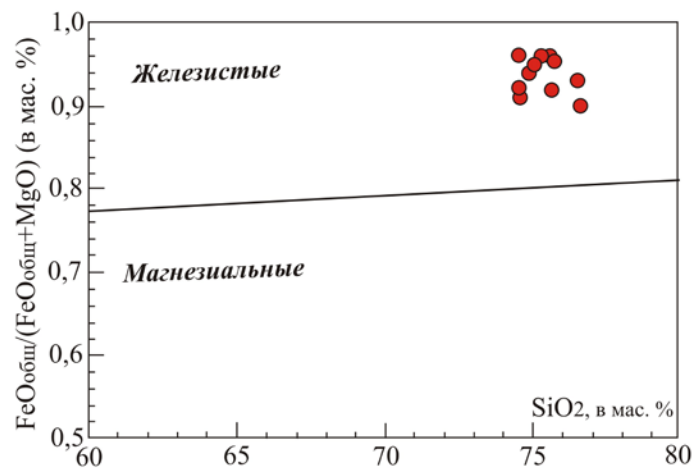


Рисунок 4.28. Классификационная петрохимическая диаграмма $FeO_{общ}/(FeO_{общ}+MgO) - SiO_2$ с фигуративными точками составов неархейских гранитов атаманского комплекса Курского блока

Таблица 4.10. Содержания петрогенных элементов в неархейских гранитах атаманского комплекса Курского блока

Скважина/ глубина	1539/ 177,0	1539/ 185,0	1542/ 210,0	1542/ 217,0	1544/ 198,6	1544/ 209,0	1544/ 210,0	5017/ 129,0	5017/ 134,0	5017/ 139,0	5017/ 161,0	596/ 165,5	2281/ 385,7	2281/ 440,6	2281/ 332,8
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	74,60	74,87	75,63	75,32	75,03	74,66	74,64	75,77	76,61	76,51	75,58	74,07	79,02	76,53	77,37
TiO ₂	0,44	0,29	0,12	0,15	0,28	0,34	0,27	0,11	0,18	0,14	0,19	0,35	0,08	0,13	0,09
Al ₂ O ₃	10,14	11,50	11,83	12,03	10,79	10,36	10,81	11,48	10,59	10,73	11,29	10,40	10,67	12,12	11,46
FeOt	4,52	3,00	2,44	2,47	3,08	4,20	3,65	3,05	2,50	2,41	3,02	4,76	1,14	1,51	1,84
MgO	0,44	0,18	0,09	0,10	0,13	0,35	0,13	0,14	0,25	0,17	0,24	0,28	0,12	0,16	0,12
MnO	-	0,03	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	-	0,02	0,01
CaO	0,28	0,95	0,67	0,61	1,25	1,71	1,20	0,20	0,58	0,60	0,93	0,91	0,42	0,52	0,42
Na ₂ O	2,04	2,91	3,42	3,46	2,98	2,86	2,61	2,59	2,22	2,21	3,11	2,62	2,98	3,39	3,45
K ₂ O	6,92	5,04	5,48	5,53	5,48	4,58	5,97	6,32	6,33	6,80	4,90	5,42	5,21	5,21	4,76
P ₂ O ₅	0,06	0,03	-	-	0,03	0,07	0,04	-	0,02	0,02	0,03	0,06	-	-	-
ППП	0,39	0,91	0,20	0,22	0,68	0,60	0,24	0,23	0,42	0,21	0,38	0,55	0,19	0,27	0,23
Сумма	99,99	99,97	99,95	99,97	99,87	99,85	99,74	99,93	99,86	99,86	99,99	99,68	99,85	99,89	99,86
ASI	0,73	0,87	0,83	0,84	0,75	0,77	0,74	0,83	0,77	0,74	0,85	0,78	0,83	0,89	0,89
X _{Fe}	0,91	0,94	0,96	0,96	0,96	0,92	0,96	0,95	0,90	0,93	0,92	0,94	0,90	0,90	0,94
X _{Mg}	0,16	0,11	0,07	0,08	0,08	0,14	0,07	0,08	0,16	0,12	0,14	0,10	0,17	0,17	0,11
K ₂ O/Na ₂ O	3,38	1,74	1,60	1,60	1,84	1,60	2,28	2,44	2,85	3,08	1,57	2,07	1,75	1,54	1,38
Na ₂ O/K ₂ O	0,29	0,57	0,62	0,62	0,54	0,62	0,44	0,4	0,35	0,32	0,63	0,48	0,57	0,65	0,72
Na ₂ O+K ₂ O	8,96	7,95	8,91	8,99	8,46	7,44	8,59	8,91	8,55	9,01	8,01	8,04	8,19	8,60	8,21
Fe ₂ O ₃ +MgO+MnO+TiO ₂	5,4	3,5	2,67	2,76	3,53	4,94	4,09	3,32	2,96	2,75	3,48	5,43	1,34	1,82	2,06
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	10,27	10,34	20,33	16,46	11,00	12,35	13,52	27,73	13,88	17,21	15,89	13,60	14,25	11,61	20,44
A/CNK	0,89	0,96	0,92	0,94	0,82	0,81	0,83	1,00	0,92	0,89	0,93	0,88	0,94	1,00	0,99
Q	39,9	38,8	35,2	34,4	38,1	41,6	37,9	37,3	40,5	39,2	39,1	37,5	41,6	35,7	38,3
Ab	15,0	29,7	31,0	31,5	26,9	28,7	24,0	23,8	20,0	18,3	30,3	26,0	26,5	32,3	32,3
Or	45,1	31,5	33,8	34,1	35,0	29,7	38,1	38,9	39,5	42,5	30,6	36,5	31,9	32,0	29,4

Отличительной особенностью гранитов является высокая железистость (X_{Fe} от 0,72 до 0,96) и устойчиво более высокие, чем в риолитах, отношения Fe_2O_3/TiO_2 от 10,3 до 27,7.

На петрохимических диаграммах Харкера [Harker, 1904] четкой зависимости изменений содержаний петрогенных оксидов и редких элементов от концентрации SiO_2 не установлено (рис. 4.23, 4.24).

По геохимическим особенностям граниты контрастно отличаются от кислых метавулканитов более высокими содержаниями элементов группы железа (Cr, Ni и V), более низкими концентрациями всех высокозарядных и редкоземельных элементов (REE) ($\Sigma REE = 86-400$ ppm) (рис. 4.25, табл. 4.11). Спектры REE при общем сходстве отличаются более фракционированными LREE ($La_N/Sm_N = 2,7-5,6$) и HREE ($Gd_N/Yb_N = 0,7-1,8$) и большей Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0,04-0,61$). Величины Eu/Eu^* имеют прямую корреляцию с концентрациями Sr, указывая на возможный вклад плагиоклаза в неоднородность геохимических характеристик гранитов.

Таблица 4.11. Содержания редких и редкоземельных элементов в неоархейских гранитах атаманского комплекса Курского блока

Скважина/ глубина	1539/ 177,0	1539/ 185,0	1539/ 191,7	1542/ 210,0	1542/ 217,0	1544/ 198,6	1544/ 209,0	5017/ 129,0	5017/ 134,0	5017/ 139,0	5017/ 161,0	596/ 165,5	2281/ 440,6	2281/ 332,8
V	30,2	38,4	32,9	29,3	31,9	26,2	27,7	21,1	27,8	29,5	33,4	34,8	13,6	16,1
Cr	56,5	68	55,3	71,6	54	53,4	59,8	38,4	56,7	72,9	66,5	85,4	15,7	18,8
Ga	14,3	16,6	15	20,4	20,2	15,6	16,3	20,8	17,8	19,3	21,3	20,1	13,3	12,5
Rb	114	134	125	251	251	145	146	182	168	172	188	154	121	97,5
Sr	36,8	65,3	39,6	12,9	14,1	65,7	62,2	28,5	37,7	35,9	59,7	91,1	24,5	25,7
Y	42,9	38,8	39,2	70,3	73,3	32,2	31,9	38,8	41,3	31,8	66,6	52,6	50,2	42,6
Zr	316	333	223	262	306	229	225	86,1	225	197	406	395	176	119
Nb	23,9	19,6	17	25,9	24,2	16,5	14,6	14,9	17,4	15	29,6	24,9	14,6	14,2
Mo	1,74	3,54	2,13	2	2,1	4,26	2,3	1,41	1,56	1,98	2,03	2,46	1,1	1,8
Ba	1040	1160	481	61,6	75,8	767	1090	242	754	769	704	1280	726	643
La	31,2	71,9	63,4	78,5	83,3	42,6	53,7	72,4	60,7	47,3	90,6	66,7	57,1	34,8
Ce	58	133	119	136	164	75,5	98,3	116	117	84	168	129	122	76,3
Pr	6,81	13,7	12,4	15,9	16,5	8,42	10,7	13,7	12,9	9,05	19	14,40	16,7	10,5
Nd	23,3	45,3	42,3	54	55,1	29,8	37,6	45	45	30,4	65,5	53,8	59,5	38,5
Sm	4,83	8,28	7,27	10,9	10,2	6,01	6,51	8,16	8,29	6,09	12,3	10,8	12,0	8,2
Eu	1,02	0,97	0,58	0,25	0,12	0,81	0,97	0,44	0,76	0,73	1,05	1,6	0,75	0,50

Продолжение табл. 4.11.

Gd	5,69	6,92	7,15	10,9	9,99	5,45	6,24	7,58	7,61	5,19	12,4	10,4	10,6	8,0
Tb	1,12	1,19	1,08	1,8	1,74	0,89	1	1,19	1,3	0,89	1,93	1,68	1,6	1,2
Dy	7,69	6,92	7,01	11,4	10,8	5,76	5,66	7,36	7,46	5,42	11,2	10,10	9,3	7,9
Ho	1,55	1,33	1,37	2,42	2,44	1,15	1,17	1,54	1,56	1,1	2,35	1,97	1,8	1,6
Er	4,53	4,05	3,81	7,36	7,66	3,6	3,28	4,7	4,26	3,58	7,29	5,72	5,3	4,9
Tm	0,7	0,65	0,63	1,09	1,16	0,53	0,49	0,78	0,71	0,53	1,04	0,89	0,71	0,66
Yb	3,75	4,03	3,95	6,64	7,17	3,2	3,26	4,96	4,16	3,33	6,43	5,33	4,8	4,5
Lu	0,51	0,52	0,52	0,93	0,99	0,44	0,37	0,68	0,59	0,48	0,91	0,68	0,70	0,65
Hf	8,44	8,72	6,99	8,93	10,6	6,01	5,81	4,06	6,47	5,76	11,7	11,30	6,3	4,9
Ta	1,48	1,55	1,45	2,38	2,4	1,23	0,97	1,39	1,29	1,18	2,25	1,68	1,3	1,1
Th	13,9	17,8	17,7	31,2	45,9	12,4	10,8	24,4	15,8	12	25,4	17,8	22,8	20,1
U	2,3	3,36	3,6	5,6	8,1	2,7	2,7	1,1	1,5	3,4	3,7	3,8	4,7	3,5
ΣREE	151	299	270	338	371	184	229	284	272	198	400	313	303	198
Eu/Eu*	0,59	0,39	0,25	0,07	0,04	0,43	0,47	0,17	0,29	0,40	0,26	0,46	0,20	0,19
(Gd/Yb) _n	1,26	1,42	1,50	1,36	1,15	1,41	1,58	1,26	1,51	1,29	1,60	1,61	1,83	1,47
(La/Yb) _n	5,97	12,80	11,51	8,48	8,33	9,55	11,82	10,47	10,47	10,19	10,11	8,98	8,53	5,55
(La/Sm) _n	4,17	5,61	5,63	4,65	5,27	4,58	5,33	5,73	4,73	5,01	4,76	3,99	3,07	2,74
Rb/Ba	0,11	1,12	0,26	4,07	3,31	0,19	0,14	0,75	0,22	0,22	0,27	0,12	0,17	0,15
Ba/Sr	28,26	17,76	12,15	4,78	5,38	11,67	17,52	8,49	20,00	21,42	11,79	14,05	29,63	25,02

Примечание. $(Gd/Yb)_n$, $(La/Yb)_n$ и $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{(Sm_n * Gd_n)}$ - отношения, нормированные к хондриту

Глава 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

5.1. Геохронологические исследования

Для геохронологических исследований (ID-SIMS, циркон, U-Pb-Th) был выделен акцессорный циркон из пробы риолитов, отобранной в гидрогеологической шахте под карьером Лебединского железорудного месторождения (обр. ЛК-104) и из проб гранитов из центральной и краевой частей Атамановского массива (скв. 1544/209 м и 5011/154,5 м) [Савко и др., 2015, 2018; Zaitceva et al., 2018; Savko et al., 2019].

Риолиты. Для U-Pb изотопного датирования был отобран циркон: (1) преимущественно призматического облика, прозрачный, цвет кристаллов от бесцветных до коричневатых, с ярким стеклянным блеском, с неровными краями, размером 100-150 мкм по удлинению, без ядер, с единичными включениями других минералов, (2) крупные обломки призматических кристаллов (проба ЛК-104) (рис. 5.1). По интенсивности свечения в режиме катодолюминесценции во всех цирконах отмечается тонкая ритмичная концентрическая (осцилляционная) зональность роста.

Результаты изотопного датирования приведены на рис. 5.2 и в табл. 5.1. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируют от 0,5 до 2,02, что характерно для циркона магматического происхождения. Значение конкордантного возраста составляет 2612 ± 10 млн лет. Верхнее пересечение дискордии 2615 ± 13 млн лет статистически не отличается от значения конкордантного возраста. Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста для конкордантных измерений составило 2612 ± 10 млн лет ($N = 14$, СКВО = 0,48, вероятность = 0,94). Полученное значение интерпретируется как возраст кристаллизации риолитов и существенно уточняет ранее полученную оценку 2590 ± 88 млн лет [Артеменко, 1995]. Значения, полученные по нижним пересечениям дискордии, учитывая сложную историю пород, вероятнее всего не имеют геологического смысла.

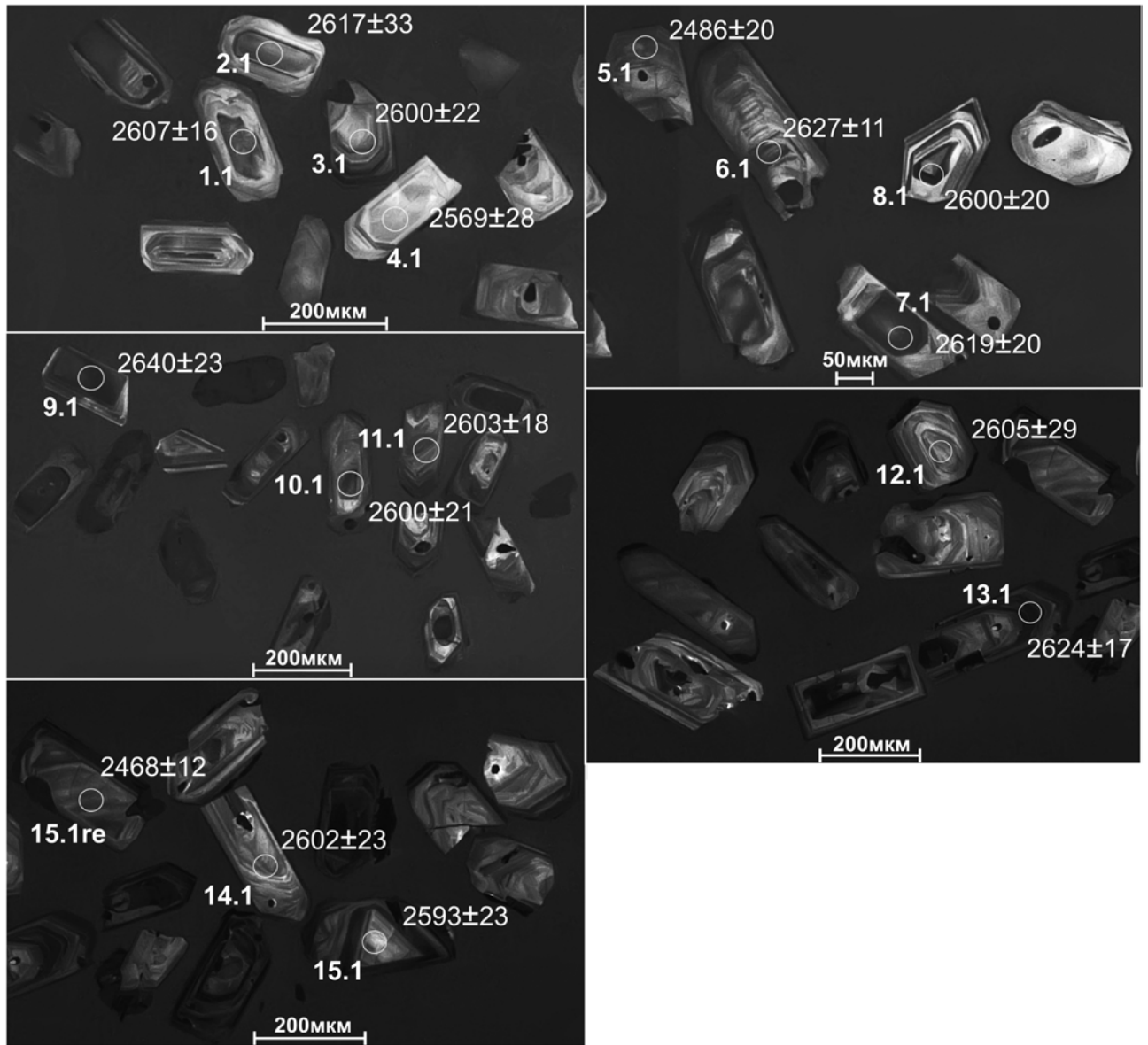


Рисунок 5.1. Микрофотографии циркона из неогархейского метариолита лебединской свиты Курского блока в режиме катодолуминесценции с точками U-Pb датирования

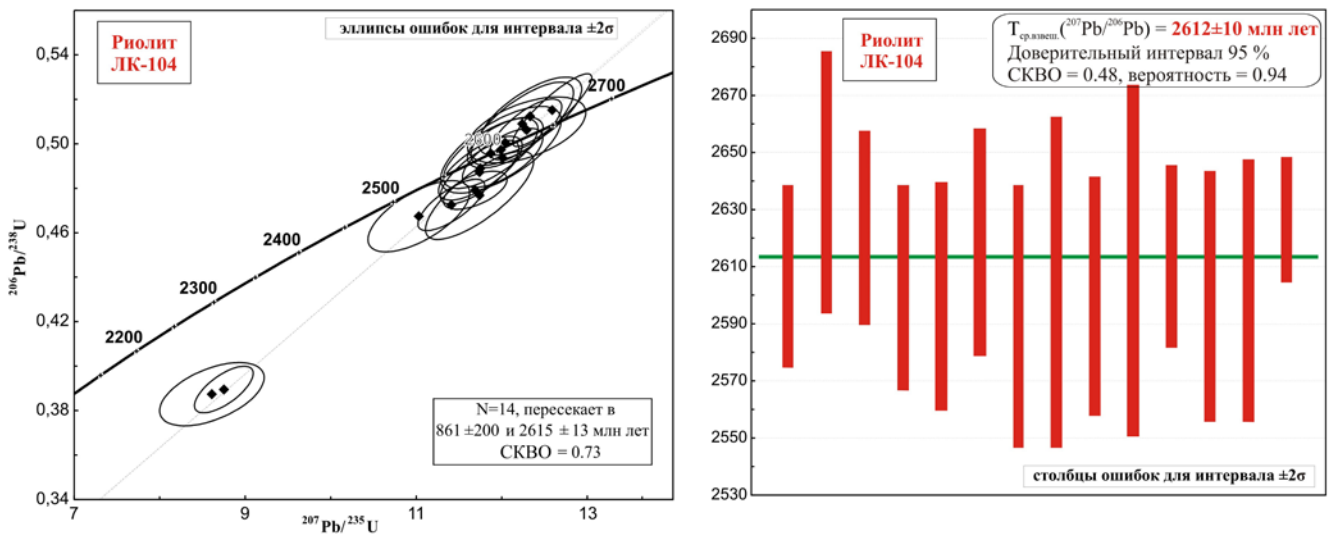


Рисунок 5.2. Результаты изотопного датирования циркона из неогархейского метариолита лебединской свиты Курского блока (обр. ЛК-104)

Таблица 5.1. U-Pb изотопные данные для циркона из неoarхейского метариолита лебединской свиты Курского блока

Точка	% $^{206}\text{Pb}_c$	мкг/г U	мкг/г Th	^{232}Th / ^{238}U	мкг/г $^{206}\text{Pb}^*$	(1) ^{206}Pb / ^{238}U возраст	(1) ^{207}Pb / ^{206}Pb возраст	D. %	Общий ^{238}U / ^{206}Pb %	Общий ^{207}Pb / ^{206}Pb %	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ / ^{235}U %	(1) $^{206}\text{Pb}^*$ / ^{238}U %	Корр. ошиб.					
Образец ЛК-104 (риолит)																		
15.1R	0,73	59	70	1,24	19.7	2111 ±28	2468 ±4	17	2.576	1.5	0.1611	2.5	8.61	2.9	0.387	1.5	0,525	
5,1	0,21	92	51	0,57	30.9	2121 ±20	2486 ±1	17	2.566	1.1	0.1629	1.1	8.75	1.6	0.389	1.1	0,694	
4,1	0,38	45	134	3,07	18.2	2472 ±29	2569 ±2	4	2.137	1.4	0.1712	1.7	11.03	2.2	0.467	1.4	0,654	
1,1	0,17	134	188	1,46	54.4	2494 ±22	2607 ±1	5	2.115	1	0.1751	0.9	11.41	1.4	0.472	1	0,739	
9,1	--	173	175	1,04	70.6	2513 ±35	2640 ±2	5	2.099	1.7	0.1786	1.4	11.74	2.2	0.476	1.7	0,774	
13,1	0,75	406	248	0,63	169	2523 ±15	2624 ±1	4	2.082	0.7	0.1769	1	11.69	1.3	0.479	0.7	0,572	
11,1	0,00	90	57	0,66	37.6	2559 ±26	2603 ±1	2	2.052	1.2	0.1747	1.1	11.74	1.6	0.487	1.2	0,749	
8,1	0,21	63	71	1,15	26.7	2566 ±26	2600 ±2	1	2.044	1.2	0.1743	1.2	11.75	1.7	0.489	1.2	0,712	
7,1	--	88	88	1,03	37.2	2587 ±23	2619 ±2	1	2.026	1.1	0.1764	1.2	12.01	1.6	0.493	1.1	0,673	
15,1	0,24	55	37	0,69	23.4	2595 ±28	2593 ±2	0	2.016	1.3	0.1737	1.4	11.87	1.9	0.495	1.3	0,700	
12,1	0,24	46	42	0,94	19.7	2602 ±35	2605 ±2	0	2.009	1.6	0.1749	1.8	11.99	2.4	0.497	1.6	0,677	
10,1	0,27	156	140	0,93	67.4	2616 ±20	2600 ±2	-1	1.996	0.9	0.1744	1.2	12.04	1.5	0.500	0.9	0,600	
2,1	--	84	77	0,94	36.7	2640 ±26	2617 ±3	-1	1.976	1.2	0.1762	2	12.29	2.3	0.506	1.2	0,523	
1.1re	0,12	84	82	1,00	36.6	2642 ±23	2614 ±1	-1	1.973	1.1	0.1758	0.9	12.28	1.4	0.506	1.1	0,749	
3,1	0,17	49	96	2,02	21.5	2653 ±33	2600 ±2	-2	1.963	1.5	0.1744	1.3	12.24	2	0.509	1.5	0,745	
14,1	0,19	50	39	0,81	22	2667 ±30	2602 ±2	-2	1.95	1.4	0.1746	1.4	12.33	2	0.512	1.4	0,698	
6,1	0,14	139	67	0,50	61.8	2678 ±29	2627 ±1	-2	1.94	1.3	0.1772	0.6	12.59	1.5	0.515	1.3	0,890	

Примечание. Ошибки 1σ , Pb_c и Pb^* - первичный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка в стандартной калибровке 0,33 %. (1) - первичный Pb, скорректированный на измеренный ^{204}Pb . D, % - процент дискордантности

Граниты. Циркон в пробе 1544/209, выделенный из образца керна скважины в центральной части Атамановского массива, представлен прозрачными идиоморфными и субидиоморфными призматическими зернами коричневой и светло-коричневой окраски, размером 200–300 мкм по длинной оси и шириной 50–150 мкм (рис. 5.1). Ребра четкие, грани матовые. В зернах наблюдаются концентрические и радиальные трещины, присутствуют твердофазные включения. В режиме катодолюминесценции видна структура роста – тонкая концентрическая осцилляторная, незональные участки (возможный результат начального роста оболочки кристалла) наблюдаются на вершинах пирамид довольно редко. Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практическое отсутствие значительных высокотемпературных наложенных событий.

Для образца 1544/209 было выполнено 20 измерений в 15 зернах. Анализировались и центральные, и краевые (незональные) их части (рис. 5.3). Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии (рис. 5.4). Невысокая девиация точек от линии регрессии (СКВО = 1.7) предполагает минимальное воздействие высокотемпературных процессов на циркон.

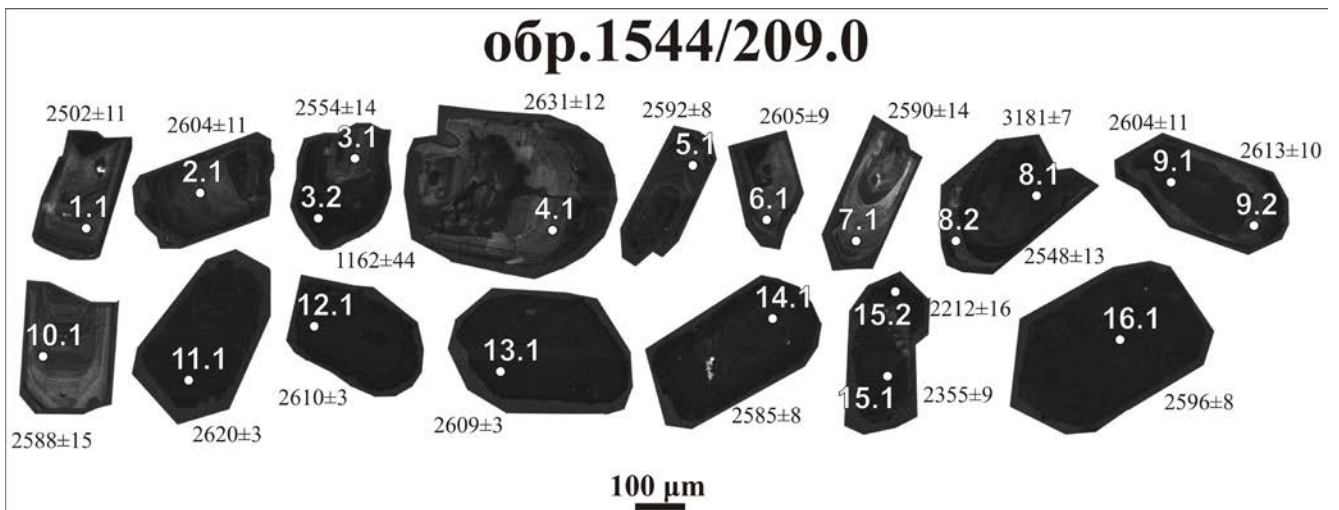


Рисунок 5.3. Микрофотографии циркона из неархейского гранита (обр. 1544/209) атаманского комплекса Курского блока в режиме катодолюминесценции с точками U-Pb датирования и значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста

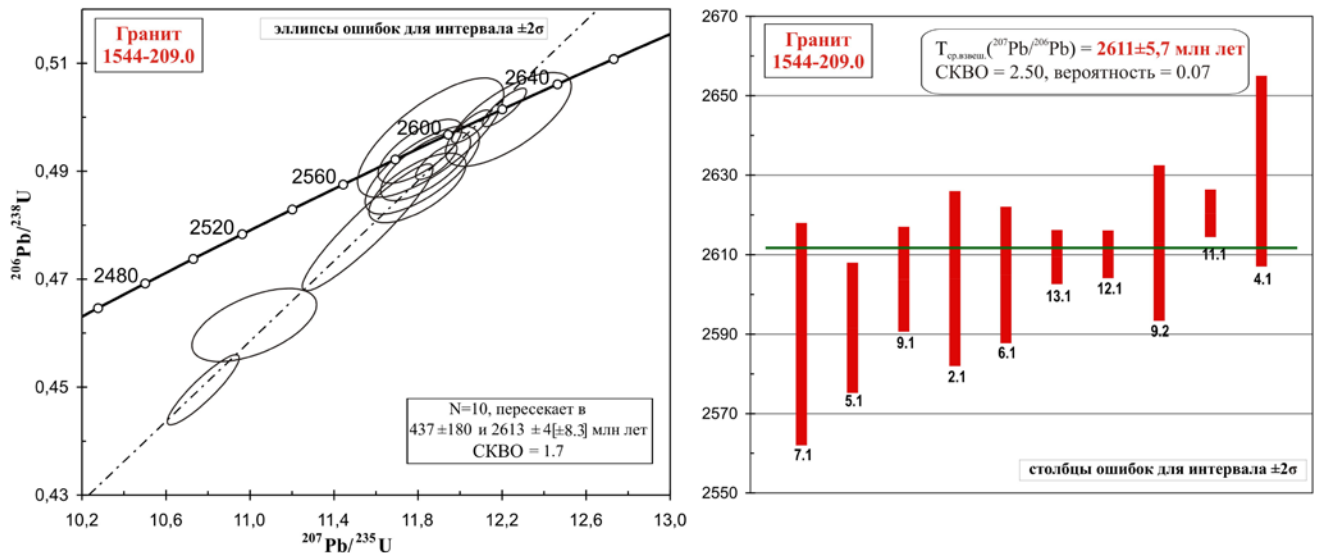


Рисунок 5.4. Результаты изотопного датирования циркона из неоархейского гранита атаманского комплекса Курского блока (обр. 1544/209,0)

Средневзвешенный возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2611 ± 6 млн лет ($N = 10$, СКВО = 2,5). Только в одном зерне циркона из гранитов сохранилось унаследованное ядро, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст которого 3181 ± 7 млн лет (рис. 5.4, табл. 5.2). Значения, полученные по нижним пересечениям дискордии, вероятнее всего, не имеют геологического смысла.

Также были проанализированы зерна циркона из пробы 5011/154,5, взятой из образца керна скважины в краевой части Атамановского массива. Циркон представлен полупрозрачными, призматическими и субидиоморфными зернами светло-коричневого и серого цвета, размером 150-200 мкм по длинной оси (рис. 5.5). Все кристаллы циркона в режиме катодолюминисценции имеют тонкую осцилляционную концентрическую ростовую зональность. Присутствуют расплавные и флюидные включения.

Некоторые зерна в режиме катодолюминисценции имеют темные внешние каймы, которые являются, скорее всего, обогащенными ураном поздними ростовыми зонами. Такая особенность характерна для циркона из кислых магматических пород. Примечательно, что в центральных частях циркона присутствуют (при изучении на РЭМ) слабо зональные или незональные домены, вокруг которых наблюдаются зональные осцилляционные каймы. Их можно интерпретировать как унаследованные ядра и магматические оболочки или же

Таблица 5.2. U-Pb изотопные данные для циркона из неорархейского гранита атаманского комплекса Курского блока

Точка	% ²⁰⁶ Pb _c	мкг/г U	мкг/г Th	²³² Th / ²³⁸ U	мкг/г ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U возраст	(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb возраст	D, %	Общий ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	%	Общий ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	%	Корр. ошиб.		
Образец 1544/209 (гранит)																			
3.2	0,83	2914	2012	0,71	82,3	207	1	1162	44	46	30,660	0,4	0,0786	2,2	0,354	2,2	0,032	0,4	0,193
15.2	0,22	1386	888	0,66	127	651	7	2212	16	24	9,404	1,1	0,1388	0,9	2,035	1,4	0,106	1,1	0,758
15.1	0,05	596	663	1,15	118	1333	4	2355	9	77	4,353	0,4	0,1508	0,5	4,777	0,6	0,229	0,4	0,581
1.1	0,11	144	81	0,58	39,4	1775	11	2502	11	41	3,155	0,7	0,1645	0,7	7,189	1,0	0,317	0,7	0,709
8.2	0,10	105	34	0,33	35,1	2121	12	2548	13	20	2,566	0,7	0,1690	0,8	9,080	1,0	0,389	0,7	0,646
3.1	0,40	147	103	0,72	37,7	1674	9	2554	14	53	3,372	0,6	0,1696	0,8	6,935	1,0	0,296	0,6	0,599
14.1	0,00	375	270	0,74	139	2317	9	2585	8	12	2,312	0,5	0,1728	0,5	10,30	0,6	0,432	0,5	0,695
10.1	0,05	130	74	0,59	51,4	2446	12	2588	15	6	2,167	0,6	0,1731	0,9	11,02	1,1	0,461	0,6	0,557
7.1	0,17	61	31	0,53	25,9	2597	19	2590	14	0	2,016	0,9	0,1733	0,8	11,86	1,2	0,496	0,9	0,734
5.1	0,13	184	112	0,63	78,2	2586	10	2592	8	0	2,026	0,5	0,1735	0,5	11,80	0,7	0,493	0,5	0,704
16.1	0,02	864	574	0,69	334	2393	12	2596	5	8	2,225	0,6	0,1739	0,3	10,77	0,7	0,449	0,6	0,908
9.1	0,04	369	309	0,86	152	2525	21	2604	7	3	2,085	1,0	0,1748	0,4	11,56	1,1	0,479	1,0	0,933
2.1	0,12	105	50	0,49	44,1	2571	14	2604	11	1	2,040	0,7	0,1748	0,7	11,82	0,9	0,490	0,7	0,719
6.1	0,06	147	88	0,61	62,2	2574	11	2605	9	1	2,037	0,5	0,1749	0,5	11,83	0,7	0,490	0,5	0,712
13.1	0,01	1445	731	0,52	610	2578	6	2609	3	1	2,034	0,3	0,1754	0,2	11,88	0,3	0,491	0,3	0,798
12.1	0,02	2006	1364	0,70	859	2606	6	2610	3	0	2,007	0,3	0,1754	0,2	12,05	0,3	0,498	0,3	0,814
9.2	0,08	173	84	0,50	72,3	2557	11	2613	10	2	2,054	0,5	0,1757	0,6	11,79	0,8	0,486	0,5	0,675
11.1	0,00	1901	1584	0,86	820	2621	6	2620	3	0	1,993	0,3	0,1765	0,2	12,21	0,4	0,501	0,3	0,851
4.1	0,03	76	42	0,57	32,8	2612	15	2631	12	1	2,001	0,7	0,1776	0,7	12,23	1,0	0,499	0,7	0,713
8.1	0,05	115	101	0,90	61,7	3124	14	3181	7	2	1,604	0,6	0,2493	0,5	21,44	0,7	0,623	0,6	0,787

Примечание. Ошибки 1σ. Pb_c и Pb* - первичный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка в стандартной калибровке 0,21 %. (1) Первичный Pb скорректирован на измеренный ²⁰⁴Pb. D, % - процент дискордантности

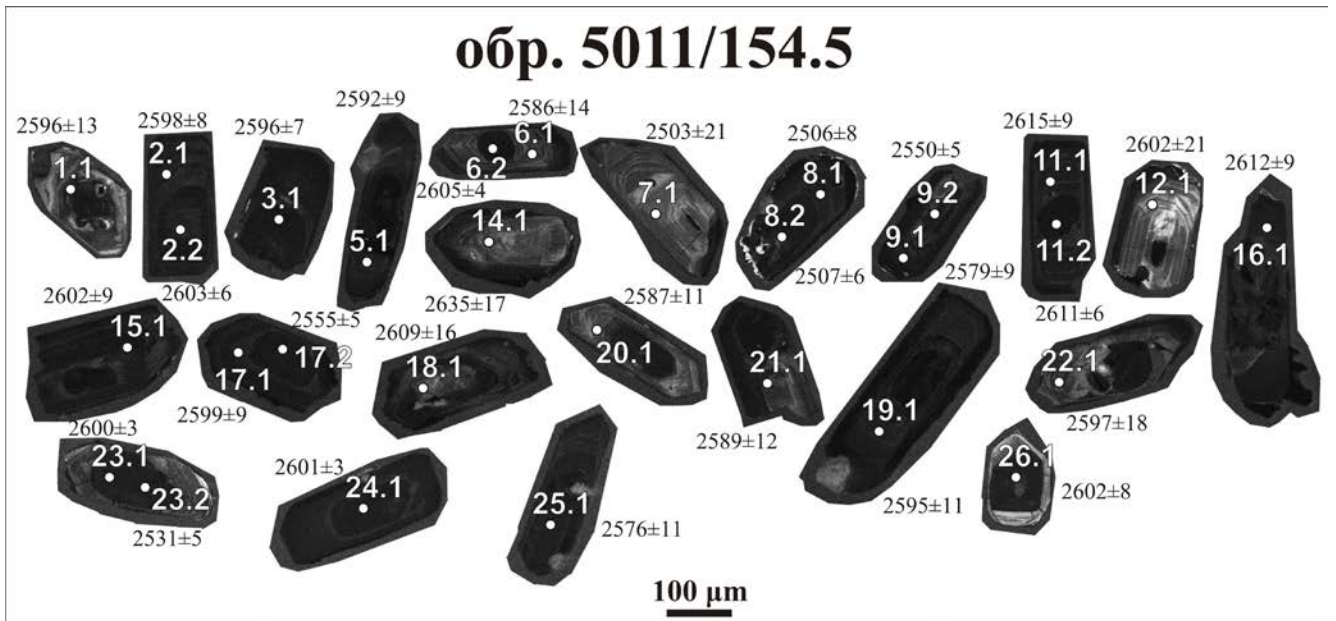


Рисунок 5.5. Циркон из неорархейского гранита (обр. 5011/154,5) атаманского комплекса Курского блока в режиме катодолюминесценции с точками U-Pb датирования и значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста

признаки сложной истории роста цирконов, как описано [Claiborne et al., 2006]. В последнем случае такие структуры образуются в результате роста при повышении температуры и частичным растворением более ранних зон циркона. Описанные выше особенности цирконов указывают на магматическую их природу.

В образце 5011/154,5 было выполнено 20 измерений зональных оболочек и 10 измерений внутренних темных незональных «ядер» (рис. 5.5). Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии (рис. 5.6), причем большинство точек образует конкордантный кластер. Не было обнаружено существенной разницы между зональными оболочками и центральными доменами: средневзвешенный возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2600 ± 6 (N = 16, СКВО = 1,16) и 2603 ± 3 (N = 7, СКВО = 0,59) млн лет соответственно. Для центральных частей, обогащенных U, значение возраста несколько более точные.

Верхнее пересечение линии регрессии, построенной по всем значениям, дает верхний возраст 2601 ± 5 млн лет (СКВО = 1,5), тогда как конкордантный возраст как для зональных, так и для незональных центральных частей составляет 2606 ± 7 млн лет (СКВО = 3,7), что обусловлено слабой отрицательной дискордантностью (рис. 5.6). Средневзвешенный возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ всех

Таблица 5.3. U-Pb изотопные данные для циркона из неoarхейского гранита атаманского комплекса Курского блока

Точка	% ²⁰⁶ Pb _c	мкг/г U	мкг/г Th	²³² Th / ²³⁸ U	мкг/г ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U возраст	(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb возраст	D. %	Общий ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	%	Общий ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	%	Корр. ошиб.		
Образец 5011/154,5																			
c-23.2	0,11	647	590	185	0,94	1856	26	2531	±5	+31	3	1,6	0,167	0,3	7,70	1,7	0,334	1,6	1,0
c-9.2	0,01	464	325	145	0,72	2005	12	2550	±5	+25	3	7,1	0,169	0,3	8,51	7,2	0,365	7,1	1,0
c-17.2	0,06	394	196	130	0,51	2091	21	2555	±5	+21	3	1,2	0,170	0,3	8,96	1,2	0,383	1,2	1,0
5.1	0,02	299	145	105	0,50	2203	20	2592	9	+18	2	1,1	0,174	0,5	9,748	1,2	0,4075	1,1	0,9
21.1	--	171	119	66,6	0,72	2408	23	2589	12	+8	2	1,1	0,173	0,7	10,81	1,3	0,4529	1,1	0,9
c-25.1	0,07	420	304	164	0,75	2414	23	2576	±11	+7	2	1,2	0,172	0,7	10,76	1,3	0,454	1,2	0,9
17.1	--	269	133	111	0,51	2521	20	2599	9	+4	2	1,0	0,174	0,6	11,49	1,1	0,4785	1,0	0,9
11.1	--	246	122	103	0,51	2560	21	2615	9	+3	2	1,0	0,176	0,6	11,82	1,2	0,4875	1,0	0,9
3.1	--	440	239	185	0,56	2563	18	2596	7	+2	2	0,9	0,174	0,4	11,71	1,0	0,4883	0,9	0,9
22.1	0,19	95	51	39,7	0,56	2564	36	2597	18	+2	2	1,7	0,174	1,1	11,71	2,0	0,4884	1,7	0,8
16.1	--	249	115	106	0,48	2586	35	2612	9	+1	2	1,6	0,176	0,6	11,95	1,7	0,4937	1,6	0,9
14.1	--	74	42	31,6	0,59	2614	34	2635	17	+1	2	1,6	0,178	1,1	12,27	1,9	0,5001	1,6	0,8
6.1	0,00	107	62	45,2	0,60	2588	29	2586	14	0	2	1,4	0,173	0,8	11,77	1,6	0,4940	1,4	0,8
2.1	--	314	147	134	0,48	2608	20	2598	8	0	2	0,9	0,174	0,5	11,97	1,1	0,4986	0,9	0,9
18.1	--	97	57	41,7	0,61	2619	30	2609	16	0	2	1,4	0,175	0,9	12,11	1,7	0,5012	1,4	0,8
19.1	--	218	101	92,7	0,48	2588	23	2595	11	0	2	1,1	0,174	0,6	11,84	1,2	0,4940	1,1	0,9
c-2.2	--	250	186	107	0,77	2614	27	2603	±6	0	2	1,2	0,175	0,4	12,04	1,3	0,500	1,2	1,0
8.1	0,00	354	170	152	0,50	2617	20	2606	8	-1	2	0,9	0,175	0,5	12,08	1,0	0,5009	0,9	0,9
20.1	0,03	183	104	78,8	0,59	2618	24	2587	11	-1	2	1,1	0,173	0,6	11,95	1,3	0,5009	1,1	0,9
12.1	0,17	69	40	29,6	0,60	2621	35	2602	21	-1	2	1,6	0,175	1,2	12,07	2,1	0,5016	1,6	0,8
7.1	--	69	42	29,8	0,63	2621	35	2603	21	-1	2	1,6	0,175	1,2	12,08	2,0	0,5017	1,6	0,8
9.1	0,04	239	119	104	0,51	2631	37	2579	9	-2	2	1,7	0,172	0,6	11,96	1,8	0,5039	1,7	0,9
15.1	--	282	214	123	0,79	2644	21	2602	9	-2	2	1,0	0,175	0,5	12,20	1,1	0,5071	1,0	0,9
c-8.2	0,01	334	191	146	0,59	2652	49	2607	±6	-2	2	2,2	0,175	0,3	12,28	2,3	0,509	2,2	1,0
c-23.1	0,01	995	878	433	0,91	2643	24	2600	±3	-2	2	1,1	0,174	0,2	12,19	1,1	0,507	1,1	1,0
1.1	0,11	139	115	60,9	0,86	2654	27	2596	13	-3	2	1,2	0,174	0,8	12,21	1,5	0,5093	1,2	0,8

Продолжение табл. 5.3.

c-26.1	0,01	143	126	62,9	0,91	2667	44	2602	±8	-3	2	2,0	0,175	0,5	12,34	2,1	0,513	2,0	1,0
c-6.2	0,01	948	805	418	0,88	2668	24	2605	±4	-3	2	1,1	0,175	0,2	12,36	1,1	0,513	1,1	1,0
c-11.2	0,01	1511	695	666	0,48	2672	31	2611	±6	-3	2	1,4	0,175	0,4	12,43	1,5	0,514	1,4	1,0
c-24.1	--	1332	943	585	0,73	2660	24	2601	±3	-3	2	1,1	0,174	0,2	12,29	1,1	0,511	1,1	1,0

Примечание. Ошибки 1σ. Pb_c и Pb - первичный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка в стандартной калибровке 0,21 %. (1)
Первичный Pb скорректирован на измеренный ²⁰⁴Pb. D, % - процент дискордантности*

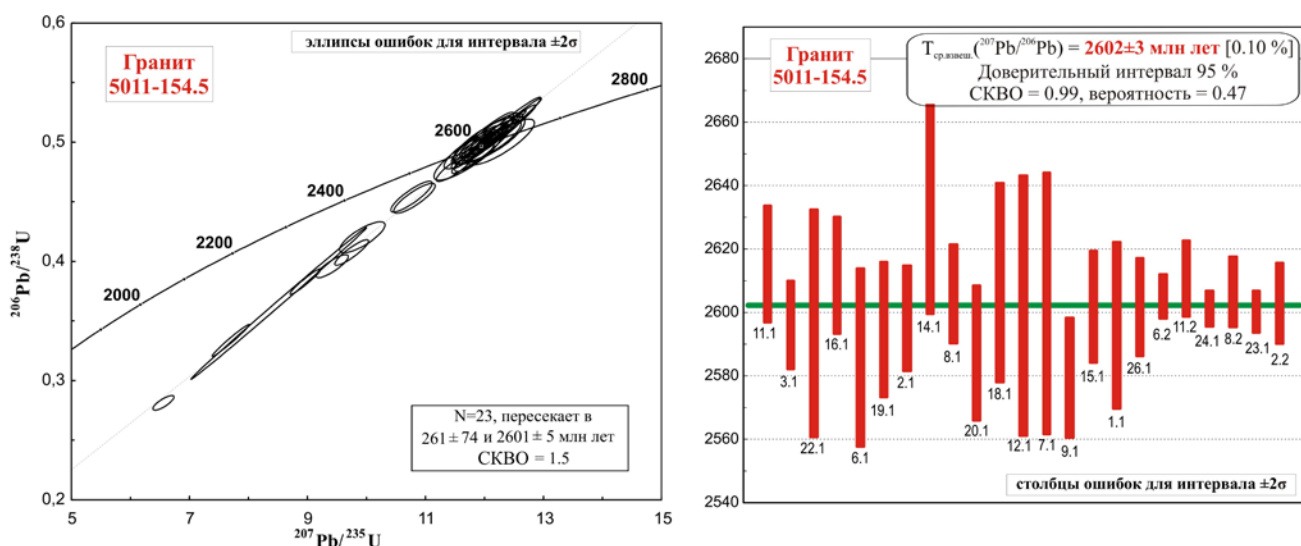


Рисунок 5.6. Результаты изотопного датирования циркона из неоархейского гранита атаманского комплекса Курского блока (обр. 5011/154,5)

результатов составляет 2602 ± 3 млн лет ($N = 23$, СКВО = 0,99). Учитывая длительную магматическую эволюцию породы, конкордантный возраст 2606 ± 7 млн лет следует рассматривать как возраст кристаллизации.

Таким образом, полученные значения возраста для атаманских гранитов 2612 ± 6 млн лет и 2606 ± 7 млн лет совпадают с возрастом метариолитов лебединской свиты - 2612 ± 10 млн лет.

U-Pb изотопная система в цирконах из метариолитов и гранитов надежно фиксирует неоархейский возраст кристаллизации кислых магм.

5.2. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования

Для определения источников расплавов метариолитов и гранитов были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования (табл. 5.4).

На диаграмме в координатах возраст - $\epsilon\text{Nd}(T)$ точки метариолитов и гранитов попадают в поле палеоархейской континентальной коры (рис. 5.5). Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ отрицательные и варьируют от -5,4 до -6,7, что свидетельствует о древнем коровом источнике метариолитов и гранитов (табл. 5.4).

Величины $\epsilon\text{Nd}_{(2612)}$ для метариолитов попадают в тот же интервал (от -6,4 до -6,1) (рис. 5.5, табл. 5.4), что и для атаманских гранитов от -6,7 до -5,4. Их Sm-Nd

модельные возрасты $T_{Nd(DM)} = 3,4-3,6$ млрд лет на 1 млрд лет более древние, чем U-Pb возрасты циркона из этих пород, что свидетельствует о длительной коровой предыстории источника расплавов.

Таблица 5.4. Sm-Nd изотопные данные для неархейских метариолитов и гранитов Курского блока

образец	Порода	Sm мкг/г	Nd мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T**	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T-DM***
ЛК104	метариолит	4,83	25,54	0,1142	0,510892	2612	-6,4	3436
2296/211,5	метариолит	13,78	77,59	0,1073	0,510789	2612	-6,1	3361
1544/209,0	гранит	9,12	42,46	0,1298	0,511146	2612	-6,7	3615
2281/385,7	гранит	8,00	37,23	0,1299	0,511215	2612	-5,4	3496

Примечание. * Предполагаемая ошибка $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0,2 %; ** T - U-Pb изотопный возраст, принятый для расчета ϵNd ; *** Модельный возраст согласно [Goldstein and Jacobsen, 1988]

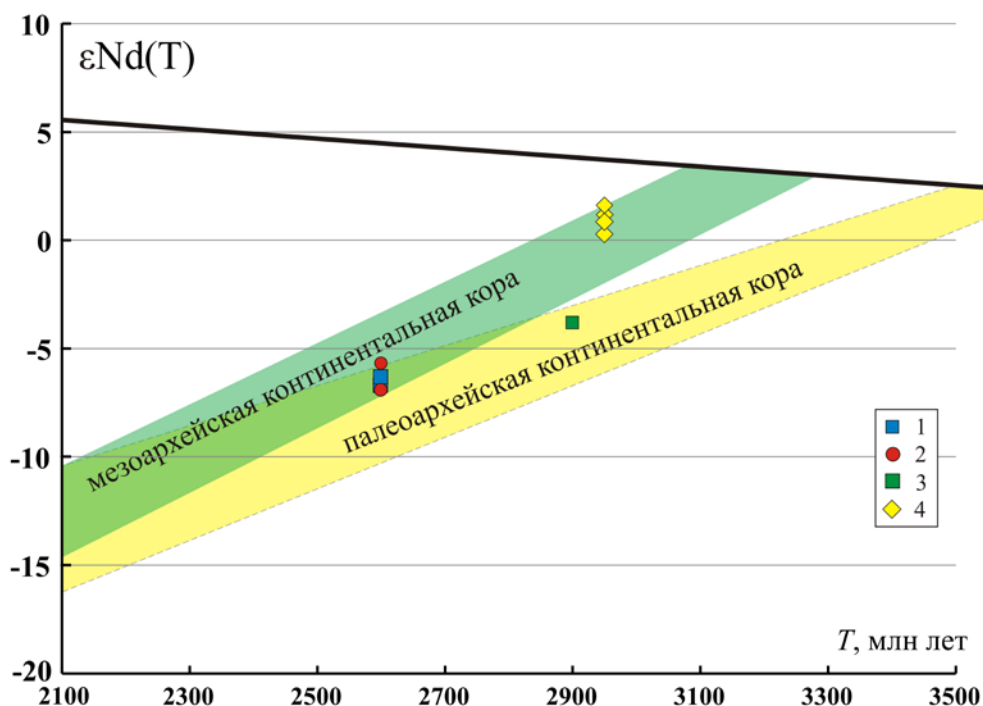


Рисунок 5.5. Диаграмма в координатах возраст - $\epsilon\text{Nd}(T)$ для неархейских метариолитов и гранитов Курского блока

1 - метариолиты лебединской свиты; 2 - граниты атаманского комплекса; 3 - метапелитовый гранулит Курского блока; 4 - ТТГ-гранитоиды обоянского комплекса

5.3. Lu-Hf изотопная система

Дополнительно для идентификации источников и расшифровки коровой предыстории была проанализирована Lu-Hf изотопная система в цирконе.

Измерения изотопного состава Hf в цирконе проводились в тех же точках, где определялся U-Pb изотопный возраст циркона из метариолита (рис. 5.1).

Результаты изотопного изучения циркона представлены в табл. 5.5 и на рис. 5.6, 5.7. Величины первичных отношений изотопов гафния $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и ϵHf для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Циркон из метариолита представляет собой одну магматическую генерацию, дискордантность их возрастов D не превышает 5%. Средняя величина первичного отношения $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ составляет 0,280986.

В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона дает неразлично близкие возраста 2612 млн лет, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует широкие вариации первичного изотопного состава гафния ($\epsilon\text{Hf}(2612)$ от +0,4 до -8,9) (табл. 5.5)).

Значения модельного возраста $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 2895 до 3247 млн лет и показывают минимальный возраст исходного материала магмы, из которой кристаллизовался циркон. Возраст коровой экстракции T_{Hf}^c 3,0–3,6 млрд лет отражает время пребывания в коре источника метариолита.

Пониженные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ по отношению к резервуару деплетированной мантии (DM) и кривой эволюции хондритов (CHUR) свидетельствуют о происхождении магм за счет вещества коры или при контаминации глубинных расплавов древним коровым материалом без привноса мантийного вещества (рис. 5.6). Область составов циркона из метариолита ограничена параллельными линиями эволюции коры с модельными возрастaми в ~3,0 и 3,5 млрд лет, что свидетельствует о контаминации расплавов веществом палео- и мезоархейской коры.

Lu-Hf изотопные анализы выявили широкие вариации изотопного состава гафния в отдельных зернах магматического циркона из метариолита (табл. 5.5). На рис. 5.7 показана гистограмма времени коровой экстракции T_{Hf}^c . Она характеризуется наличием трех кластеров значений возраста: более выраженного пика с возрастом 3,5-3,6 млрд лет и менее выраженных 3,05-3,2 млрд лет и 3,3-

3,4 млрд лет. Это, возможно, отражает некоторую Lu-Hf гетерогенность среды кристаллизации циркона, унаследованную от разных по составу и возрасту пород в коровом источнике расплавов.

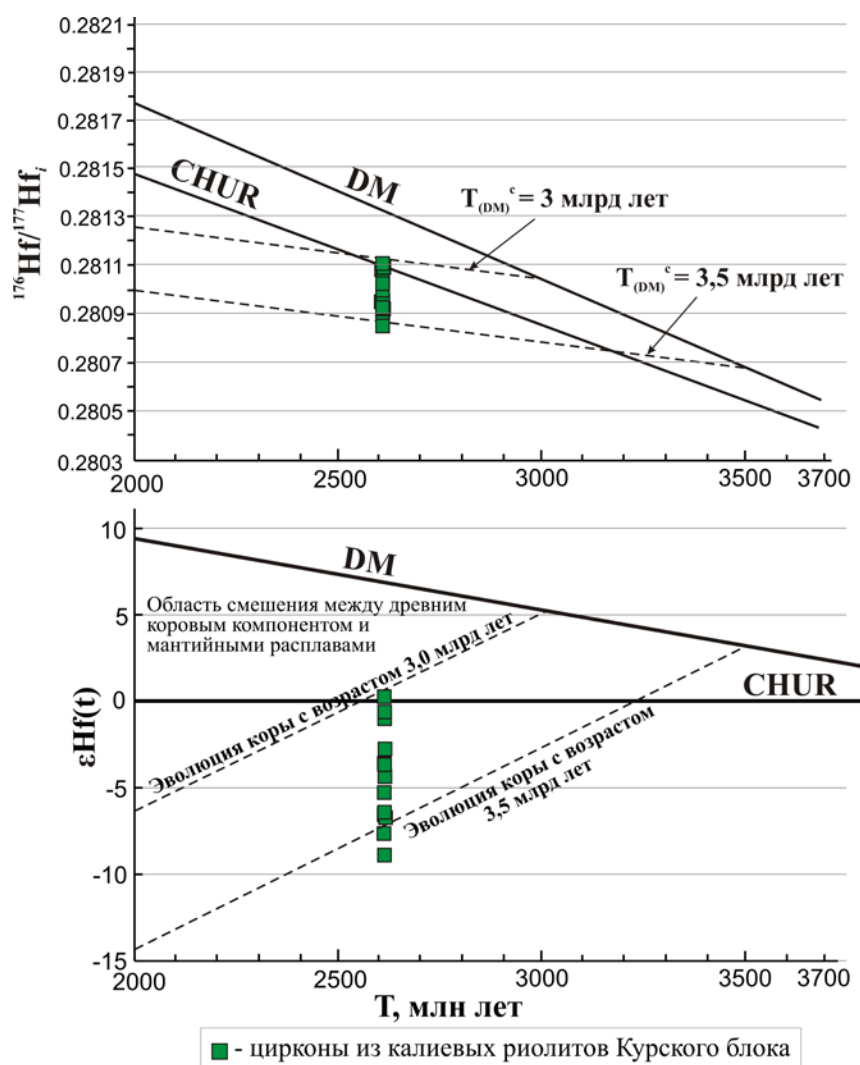


Рисунок 5.6. Диаграммы в координатах возраст T по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $\epsilon\text{Hf}(t)$ и T - $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ для неорхейского метариолита Курского блока

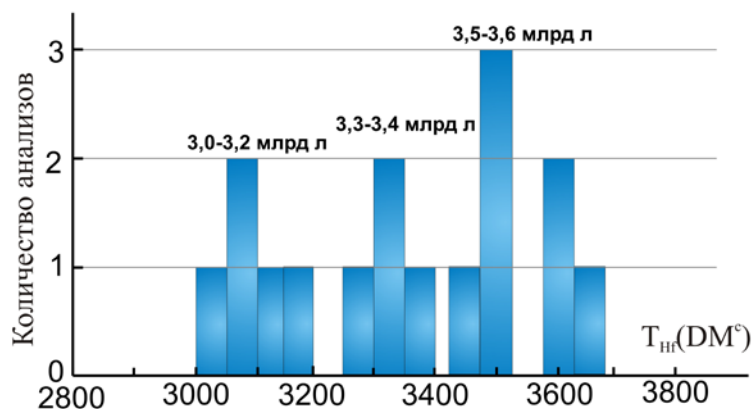


Рисунок 5.7. Гистограмма распределения значений времени коровой экстракции T_{Hf}^c для циркона из неорхейского метариолита Курского блока

Таблица 5.5. Lu-Hf изотопные анализы циркона из неорархейского метариолита Курского блока

№ точки	T, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$	T_{Hf}^c
14	2612	0,055864	0,001081	0,281177	0,000054	1,467256	0,281123	0,4	1,9	2895	3073
7	2612	0,053574	0,000989	0,281146	0,000079	1,467413	0,281096	-0,6	2,8	2929	3129
5	2612	0,106218	0,002077	0,281190	0,000066	1,467240	0,281086	-1,1	2,4	2962	3182
8	2612	0,048718	0,000974	0,281082	0,000079	1,467392	0,281033	-2,8	2,8	3016	3271
13	2612	0,027663	0,000594	0,281046	0,000066	1,467179	0,281017	-3,7	2,3	3045	3320
12	2612	0,026779	0,000562	0,281023	0,000077	1,467319	0,280995	-3,8	2,7	3047	3323
10	2612	0,090048	0,001758	0,281054	0,000081	1,467389	0,280966	-4,4	2,9	3084	3381
1	2612	0,102605	0,001896	0,281060	0,000066	1,467102	0,280965	-5,3	2,4	3120	3441
3	2612	0,037312	0,000748	0,280961	0,000052	1,467301	0,280923	-6,6	1,9	3157	3503
9	2612	0,077758	0,001490	0,281002	0,000068	1,467302	0,280927	-6,6	2,4	3166	3517
15	2612	0,024432	0,000527	0,280954	0,000039	1,467284	0,280928	-6,6	1,4	3152	3494
2	2612	0,092193	0,001735	0,280984	0,000075	1,467375	0,280898	-7,7	2,6	3214	3594
11	2612	0,050811	0,001033	0,280913	0,000043	1,467287	0,280861	-8,9	1,5	3247	3649

Примечание. Первичное отношение изотопов гафния $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ рассчитано с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ рассчитан для возраста 2612 млн лет; T_{DM}^c модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии

Глава 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС НЕОАРХЕЙСКИХ ВЫСОКОКРЕМНИСТЫХ РИОЛИТОВ И ГРАНИТОВ КУРСКОГО БЛОКА

6.1. P-T параметры кристаллизации риолитовых расплавов

Повышенные концентрации титана в кварце и цирконе можно использовать для определения температур их кристаллизации с помощью "Ti-in-quartz" и "Ti-in-zircon" геотермометров [Wark, Watson, 2006; Harrison, Watson, 1983].

Так как кислые метавулканиды характеризуются большим количеством вкрапленников голубого кварца, то для определения температуры кристаллизации расплава использовался "Ti-in-quartz" геотермометр [Wark, Watson, 2006]. Считается, что причиной голубой окраски кварца является присутствие в нем тонких игольчатых включений рутила, который селективно рассеивает голубую часть спектра обычного света [Дэна и др., 1954]. Причем концентрации Ti в метаморфическом и магматическом кварце достаточно высокие (~100-300 ppm). Использование этого геотермометра предполагает изовалентное изоморфное замещение кремния Si^{4+} четырехвалентным ионом Ti^{4+} . Активность Ti во многих системах фиксируется почти чистой фазой TiO_2 (обычно рутилом). Поэтому химический потенциал Ti, а также степень замещения титаном кремния в кварце меняются закономерно с изменением температуры. Это предполагает, что изначально магматический расплав содержал концентрации и Ti, и Si. В процессе кристаллизации расплава образовались кварц и рутил (в виде включений в кварце), находящиеся в равновесии.

Содержания титана в кварце были определены в 25 точках во вкрапленниках из двух образцов (рис. 6.1) [Холина, 2016]. В образце 5329/280,0 вкрапленник кварца обнаруживает довольно высокие содержания титана (до 500 ppm) и его зональное распределение (рис. 6.2, табл. 6.1). Наименьшие значения (211 ppm) отмечаются в центральной части зерна и постепенно увеличиваются к краевой зоне до 518 ppm, где затем несколько снижаются до 300–350 ppm (рис. 6.2, табл. 6.1). Соответственно максимальные температуры

кристаллизации, зафиксированные в большинстве точек, находятся в интервале 900–1000°C, а минимальные в центральной части составляют 850–900°C (рис. 6.3).

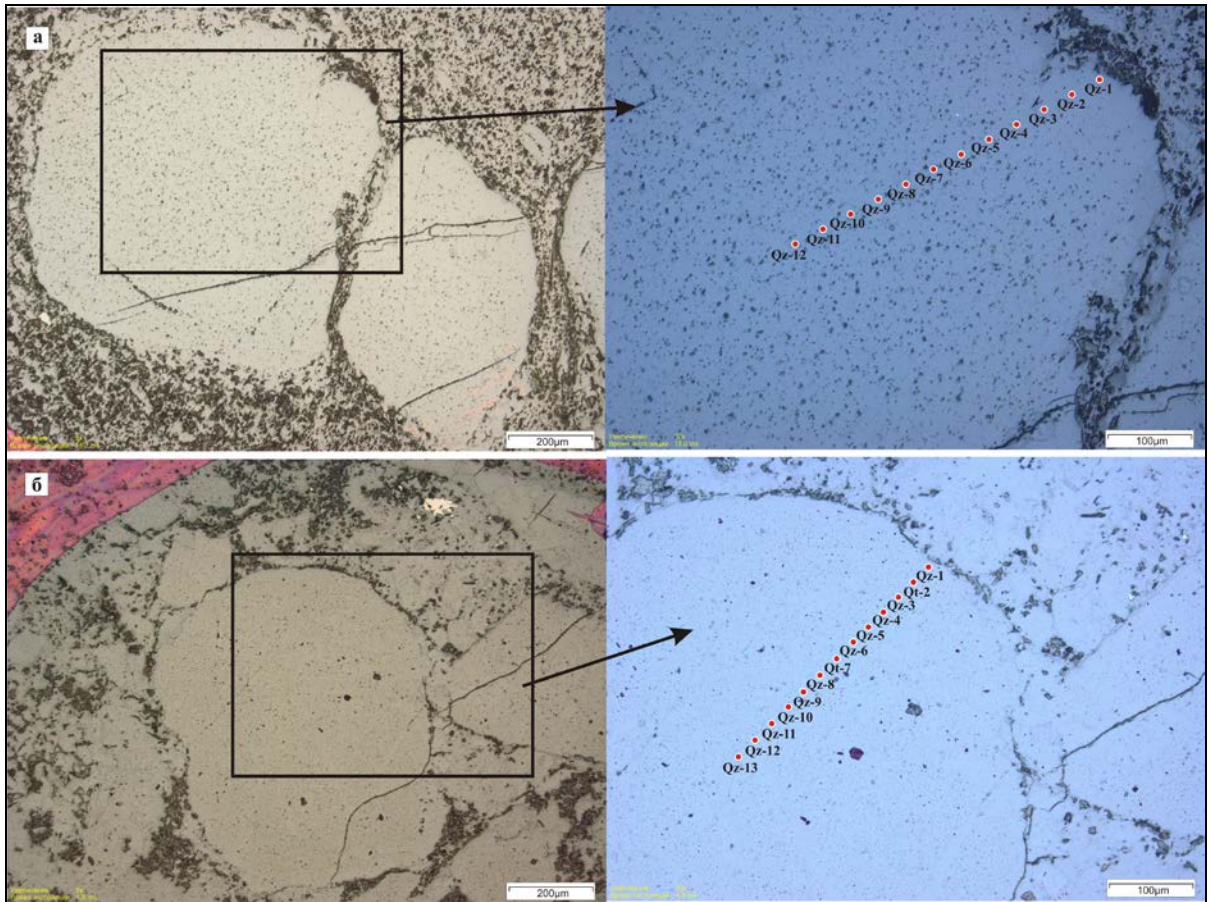


Рисунок 6.1. Точки микрозондовых анализов во вкрапленниках кварца из неархейских метариолитов Курского блока: а) скв. 5327/149,5; б) скв. 5329/280,0

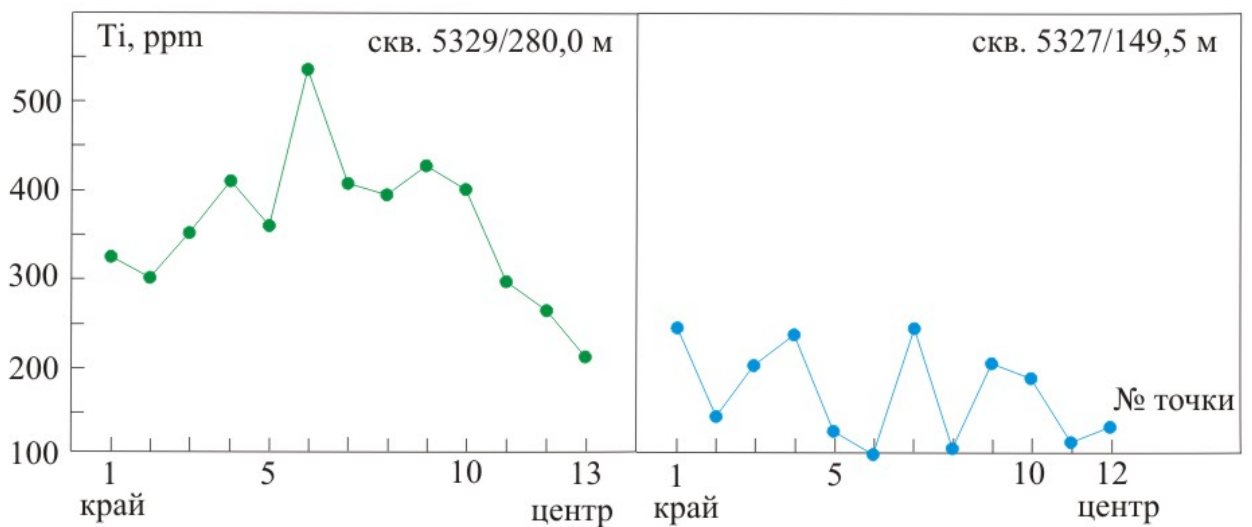


Рисунок 6.2. Распределение содержания титана во вкрапленниках кварца из неархейских метариолитов Курского блока

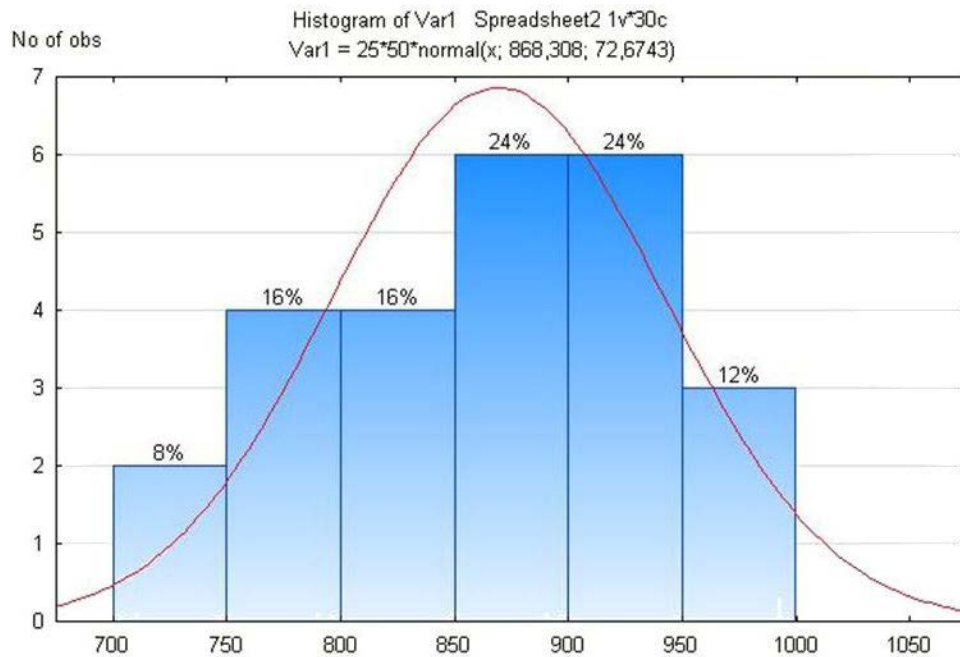


Рисунок 6.3. Распределение температуры кристаллизации расплава для неоархейских метариолитов Курского блока (с использованием "Ti-in-quartz" геотермометра)

Менее высокие содержания титана (90-247 ppm) и, соответственно, температуры кристаллизации зафиксированы во вкрапленнике из образца 5327/149,5. Такой четкой зональности по концентрации титана, как в образце 5329, не наблюдается, но просматривается тенденция увеличения его содержания от центральных частей зерна к краевым (рис. 6.2, табл. 6.1). Максимальные температуры кристаллизации составляют 870°C, минимальные 735°C (рис. 6.3).

Второй геотермометр "Ti-in-zircon" [Harrison, Watson, 1983] основан на изоморфном замещении $Ti \rightarrow Si: ZrSiO_4 + TiO_2 = ZrTiO_4 + SiO_2$. Содержание Ti в цирконе зависит от активностей TiO_2 , SiO_2 и от температуры кристаллизации. Для определения концентраций Ti в цирконе, а также других редких и редкоземельных элементов, использовался ионный зонд (SIMS).

Для определения температур кристаллизации риолитового расплава были измерены содержания Ti в 12 зернах циркона из образца ЛК-104 (рис. 6.4) [Холина, 2016]. Были проанализированы центральные и краевые части зерен. Концентрации Ti характеризуются значительным разбросом от 15 до 38 ppm, и одно значение 98 ppm не использовалось в дальнейших расчетах (табл. 6.2).

Таблица 6.1. Значения температуры и давления расплава для неоархейских метариолитов Курского блока (с использованием "Ti-in-quartz" геотермометра)

$T(^{\circ}\text{C}) = (-3765/(\log(X_{\text{Ti,qtz}})-5,69)) - 273$ [Wark, Watson, 2006] $\log \text{Ti (ppm)} = -0.27943 \cdot 10^4/T - 660.53 (P^{0.35}/T) + 5,6459$ [Huang, Audetat, 2012]				
№ образца/ точки	Ti в Qtz [ppm]	logTi [ppm]	T(°C) TiQtz	P, kbar
5327/1	247	2,392697	869	2,58
5327/2	145	2,161368	794	2,61
5327/3	204	2,30963	841	2,60
5327/4	237	2,374748	863	2,59
5327/5	123	2,089905	773	2,62
5327/6	90,3	1,955688	735	2,62
5327/7	223	2,348305	854	2,59
5327/8	102	2,0086	750	2,63
5327/9	206	2,313867	842	2,58
5327/10	189	2,276462	830	2,59
5327/11	113	2,053078	762	2,61
5327/12	133	2,123852	783	2,62
5329/1	325	2,511883	912	2,57
5329/2	295	2,469822	896	2,57
5329/3	350	2,544068	924	2,57
5329/4	412	2,614897	951	2,54
5329/5	362	2,558709	929	2,55
5329/6	518	2,71433	992	2,53
5329/7	405	2,607455	948	2,54
5329/8	393	2,594393	943	2,55
5329/9	423	2,62634	956	2,55
5329/10	397	2,598791	945	2,55
5329/11	294	2,468347	896	2,58
5329/12	258	2,41162	875	2,57
5329/13	211	2,324282	846	2,60

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам точек на рис. 6.1



● - точки с выполненными анализами ● - дополнительные точки

Рисунок 6.4. Фото шашки с точками анализов (SIMS) в зернах циркона из неоархейского метариолита Курского блока (образец ЛК-104)

Таблица 6.2. Значения температуры кристаллизации расплава для неoarхейского метариолита Курского блока (с использованием "Ti-in-zircon" геотермометра)

$T(^{\circ}\text{C}) = 4800 / (5.711 - \log a_{\text{SiO}_2} + \log a_{\text{TiO}_2} - \log(X_{\text{Ti,zrc}})) - 273$ [Harrison, Watson, 1983]			
Образец/ № точки	Ti в Zrn [ppm]	log Ti [ppm]	T(°C) Ti-in-Zrn
ЛК104/1	18,1	1,256	843
ЛК104/2	18,3	1,261	845
ЛК104/3	17,5	1,243	840
ЛК104/4	18,9	1,277	849
ЛК104/5	24,2	1,384	878
ЛК104/6	14,7	1,167	821
ЛК104/7	15,9	1,201	829
ЛК104/8	23,7	1,373	875
ЛК104/9	14,5	1,162	819
ЛК104/10	38,2	1,582	935
ЛК104/11	98,0	1,991	1073
ЛК104/12	15,5	1,191	827

Примечание. ЛК-104 - образец метариолита, номера точек анализов соответствуют номерам точек на рис. 6.3; $\log a_{\text{SiO}_2} = 1$, $\log a_{\text{TiO}_2} = 0,7$, $\log(X_{\text{Ti,zrc}})$ - соотношение концентрации Ti в цирконе

Температуры кристаллизации циркона, определенные по геотермометру "Ti-in-zircon" [Harrison, Watson, 1983] находятся в интервале 820-935°C, в среднем составляют 850°C (погрешность термометра составляет $\pm 35^{\circ}\text{C}$) (рис. 6.5, табл. 6.2), что в пределах ошибки совпадает с "Ti-in-quartz" термометрией.

Таким образом, неoarхейские метариолиты Курского блока характеризуются высокими температурами кристаллизации, превышающими 900°C, что предполагает еще более высокие температуры плавления, достигавшими порядка 1000°C.

Для оценки давления использовался "Ti-in-quartz" геобарометр [Huang, Audetat, 2012]. Для расчетов были приняты температуры, независимо полученные с помощью "Ti-in-quartz" геотермометра [Wark, Watson, 2006]. Все рассчитанные значения давлений попадают в узкий интервал 2,5-2,6 кбар (табл. 6.1). Риолитовый расплав с температурой, превышавшей 1000°C, до извержения находился на глубине около 7 км.

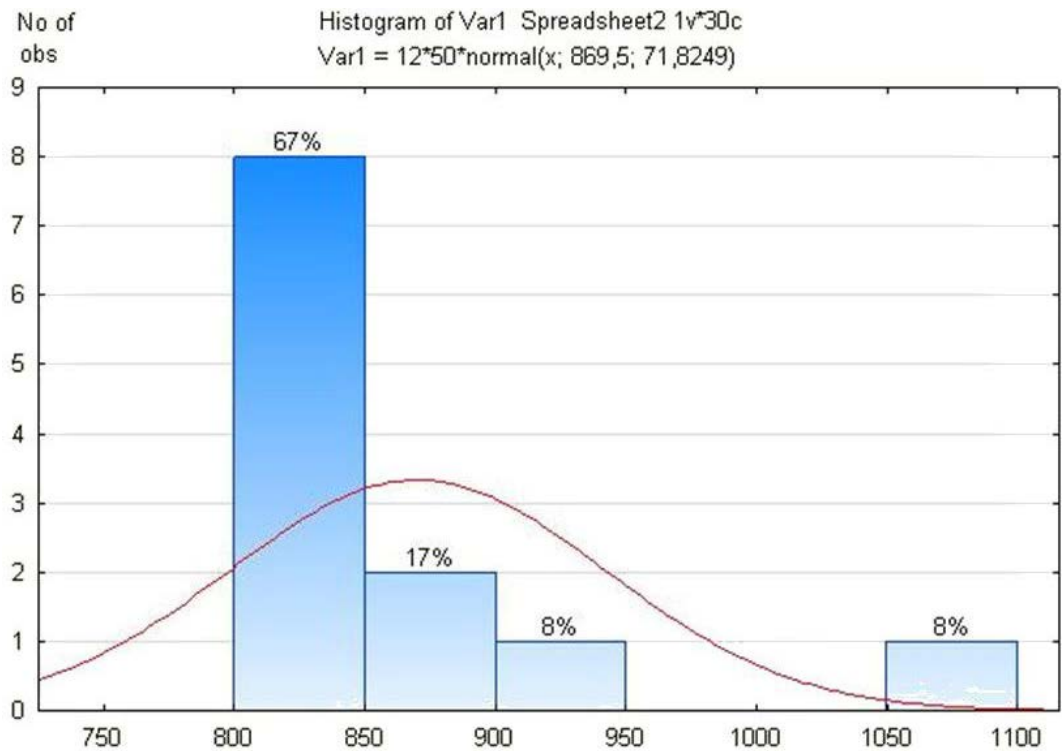


Рисунок 6.5. Распределение температуры кристаллизации расплава для неоархейского метариолита Курского блока (с использованием "Ti-in-zircon" геотермометра)

Микроэлементный состав циркона

Содержания редких и редкоземельных элементов в изученных кристаллах циркона типичны для магматического циркона из кислых пород [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Умеренные концентрации Hf, Th и U в цирконе (табл. 6.3) свидетельствуют о его кристаллизации в составе ликвидусной ассоциации на самой ранней стадии эволюции материнского риолитового расплава.

Этот вывод подтверждается высокими температурами кристаллизации циркона, рассчитанными по "Ti-in-zircon" термометру ($T = 810\text{--}850^\circ\text{C}$). Очень резкие отрицательные Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,05\text{--}0,09$) в цирконе (рис. 6.6, табл. 6.3) дают основание говорить, что его кристаллизация происходила одновременно с массовой кристаллизацией плагиоклаза, который является главным концентратом Eu в кислых магмах. Присутствие на ликвидусе плагиоклаза указывает, что риолитовый расплав имел низкие содержания воды и начал кристаллизоваться в низкобарических условиях.

Таблица 6.3. Содержания редких элементов в цирконе из неогаргейского метариолита Курского блока (образец ЛК-104) (в ppm)

№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
поло- жение	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	край	край	край	край
P	165	182	159	85,2	120	95,5	162	699	112	237	388	239
Rb	1,6	1,0	0,8	0,5	0,6	0,9	0,9	107	2,3	392	505	48,3
Sm	15,2	14,9	18,7	4,2	6,0	3,7	8,3	52,3	2,6	120	210	20,4
Th	117	93,9	129	31,5	33,3	82,9	82,0	273	58,6	203	763	189
U	155	103	108	50,8	51,7	122	123	405	128	492	849	264
Ta	151	144	124	121	117	143	143	213	130	181	227	155
Hf	8059	6742	7718	7456	7569	8160	7998	8715	8552	9524	8785	8164
Lu	86,9	77,1	53,6	36,9	33,4	38,8	64,9	141	34,8	99,2	161	92,4
Dy	218	197	140	74,3	71,5	73,9	149	571	55,8	393	771	228
Nd	9,9	11,9	19,7	2,1	12,9	1,8	5,5	41,6	1,5	157	265	23,6
Ti	18,1	18,3	17,5	18,9	24,2	14,7	15,9	23,7	14,5	38,2	98,0	15,5
Sr	0,7	0,1	3,4	0,4	2,4	0,2	0,4	9,5	0,4	25,0	46,1	3,9
Y	2315	2111	1442	884	834	877	1637	5333	689	3184	5526	2376
Nb	38,0	13,7	10,9	8,3	7,6	47,5	26,1	32,3	21,2	41,7	55,5	27,1
Ba	0,7	1,4	9,3	1,2	2,2	1,1	0,9	18,2	1,4	60,4	126	7,2
La	0,1	0,1	2,2	0,1	12,7	0,1	0,1	13,7	0,1	21,8	39,1	8,2
Ce	14,2	14,6	28,0	7,4	46,9	14,0	11,6	81,4	11,8	205	377	49,4
Pr	0,7	0,8	3,1	0,1	3,5	0,2	0,3	6,1	0,2	26,7	48,7	4,0
Gd	67,9	66,0	49,4	21,0	22,8	19,0	41,4	200	13,1	218	390	72,4
Yb	543	489	337	226	208	255	415	1011	215	659	1119	576
Eu	0,5	0,6	0,9	0,3	0,3	0,1	0,4	3,2	0,1	7,1	11,4	1,0
Er	375	342	225	140	127	150	267	769	121	461	778	381
Eu/Eu*	0,04	0,05	0,08	0,08	0,07	0,04	0,06	0,08	0,04	0,12	0,11	0,07
U/Yb	0,29	0,21	0,32	0,22	0,25	0,48	0,30	0,40	0,60	0,75	0,76	0,46
U/Th	1,3	1,1	0,8	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	2,2	2,4	1,1	1,4
Hf/Y	3,5	3,2	5,3	8,4	9,1	9,3	4,8	1,6	12,4	2,9	1,6	3,4
Yb_N/Gd_N	9,9	9,2	8,4	13,3	11,3	16,6	12,4	6,2	20,3	3,7	3,5	9,8
T °C	843	845	840	849	878	821	829	875	819	935	1073	827

Примечание. Отношение $Eu/Eu^* = Eu_n/\sqrt{(Sm_n * Gd_n)}$, где n – нормированный к хондриту

Сильно фракционированные спектры тяжелых HREE в цирконе (Yb_N/Gd_N от 3,5 до 20) и низкие величины Hf/Y отношений ($Hf/Y = 1,6-9,3$) исключают участие граната в кумулюсной ассоциации, равновесной с риолитовым расплавом, что дает дополнительные свидетельства о малоглубинных условиях его кристаллизации. Таким образом, данные по элементам–примесям в цирконе дают независимую информацию о риолитовом расплаве, который был сухим, высокотемпературным и малоглубинным.

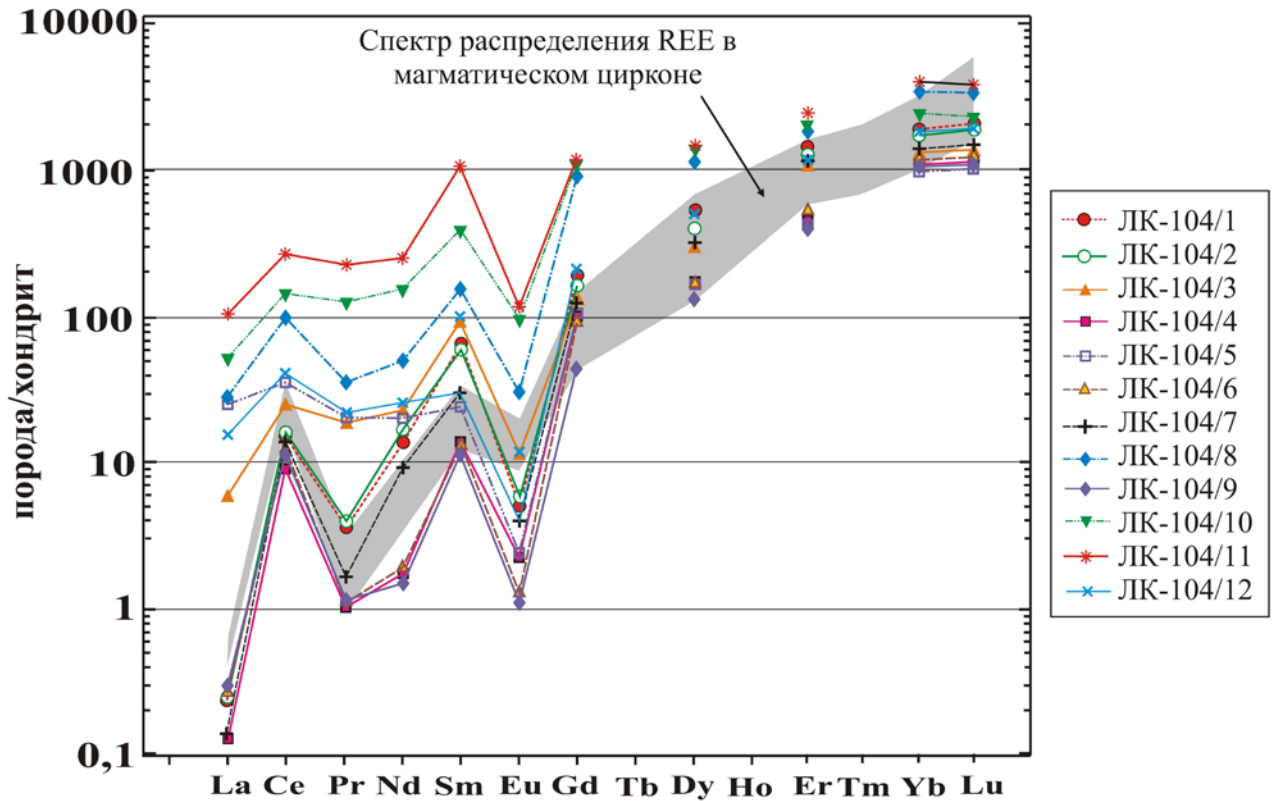


Рисунок 6.6. Нормированные к хондриту содержания REE в цирконе из неогарейского метариолита Курского блока (обр. ЛК-104)

6.2. Источники расплавов и условия генерации кислых магм

6.2.1. Геохимическая типизация

В настоящее время используется классификация, предложенная еще в 1974 году австралийскими геологами Б. Чаппелом и А. Уайтом [Chappell, White, 1974], в которой все существующие граниты в зависимости от геологической обстановки формирования разделяются на группы, обозначаемые буквенными символами – I-, S-, M- и A-граниты.

Граниты А-типа, впервые описанные М. Лойзеллом и Д. Уонесом [Loiselle, Wones, 1979], появились в этой схеме позже других и обозначают их анарогенную природу. Символ «А» расшифровывается как анарогенный – anorogenis, безводный – anhydrous, и иногда как щелочной – alkaline. Эти граниты характерны для рифтовых зон и внутренних областей устойчивых континентальных плит, а также широко развиты в условиях постколлизиионной

обстановки. Субстратом для них служат породы, уже претерпевшие ранее ультраметаморфизм и гранитизацию. Этим объясняется символ «А», используемый для их классификации. Они оказываются безводными (anhydrous) именно потому, что их субстрат был уже «осушен» в процессе развития предшествовавшего регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Повышенная щелочность (alkaline granites), причем с преобладанием калия над натрием, обусловлена тем, что привнос калия является одним из определяющих факторов гранитизации. И, наконец, А-граниты формируются только в блоках литосферы с мощной зоной гранитоидов, то есть – с мощной континентальной корой, что неизбежно определяет их тектоническую позицию как анорогенную (anorogenic) или посторогенную [Whalen et al, 1987].

Неоархейские кислые метавулканыты и граниты Курского блока характеризуются высокими содержаниями кремнезема (от 72 до 79 мас. % SiO_2) и калия (от 6 до 9,5 мас. % K_2O), низкими CaO и Sr , обогащены железом, галием, высокозарядными катионами (Nb , Ta , Y , Th), редкоземельными элементами с сильным фракционированием лантаноидов и резкими отрицательными аномалиями Eu . Такие геохимические особенности сближают их с гранитами А-типа. Это подтверждается положением точек их составов на дискриминантных диаграммах по [Whalen et al., 1987] (рис. 6.7).

6.2.2. Риолиты и граниты как единая вулкано-плутоническая ассоциация

Полученные данные свидетельствуют, что неоархейские высококремнистые метавулканыты и граниты представляют собой единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Доказательством этого служат: (1) синхронность формирования – 2,61 млрд лет; (2) тесная пространственная связь их проявлений – в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры; (3) близкие геохимические характеристики; (4) одинаковый первичный изотопный состав Nd , свидетельствующий о едином источнике кислых магм в вулканической и плутонической фациях.

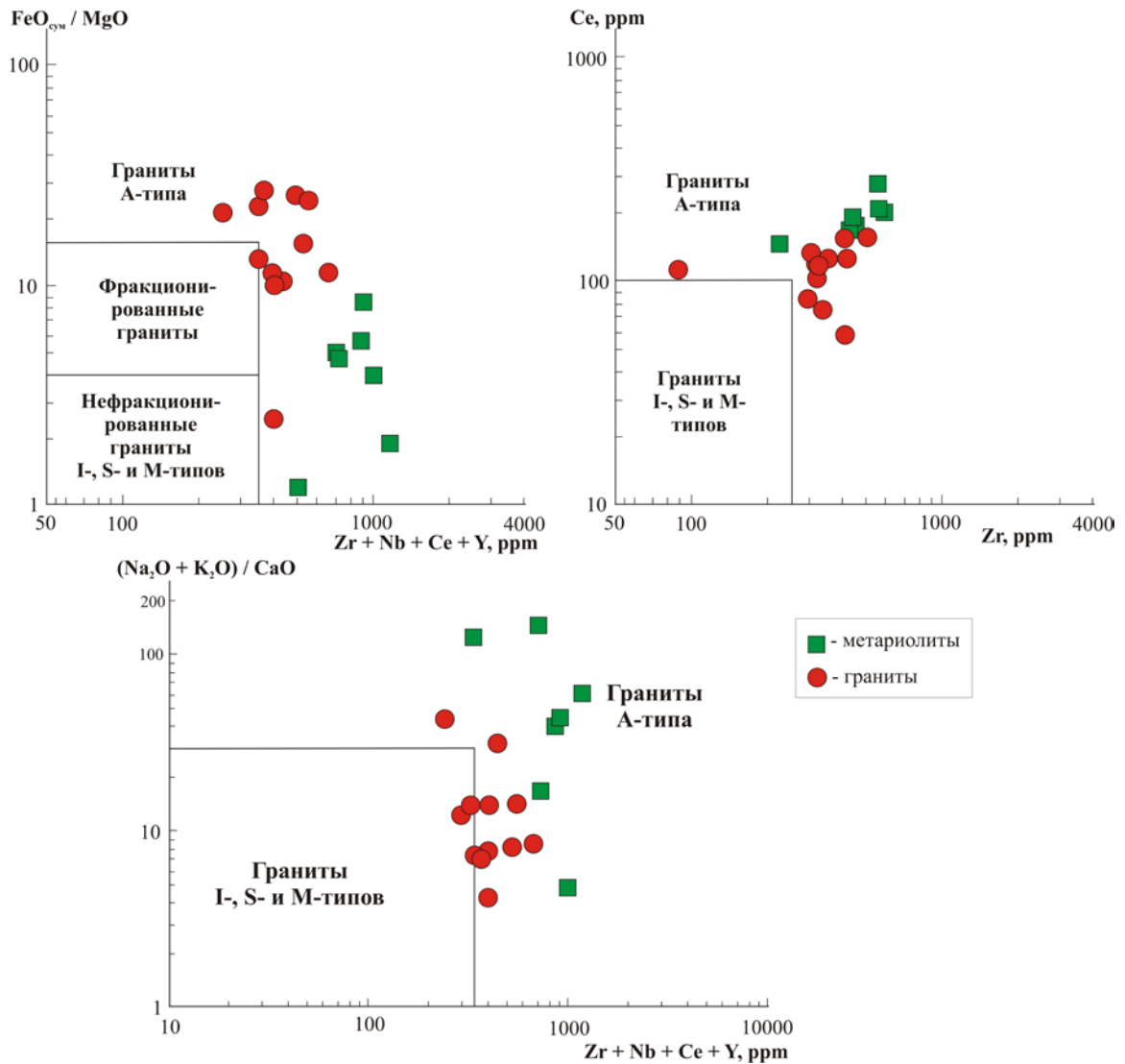


Рисунок 6.7. Дискриминантные диаграммы по [Whalen et al., 1987] с фигуративными точками составов неоархейских метариолитов и гранитов Курского блока

Различия составов кислых метавулканитов и гранитов могли быть сформированы в результате следующих процессов.

Установленные для нескольких образцов метариолитов сильное обеднение Na_2O с ультракалийевым составом щелочей ($K_2O/Na_2O = 31-44$) и сильное пересыщение глиноземом ($A/CNK = 2,0-2,1$), могли быть связаны с метасоматической переработкой риолитов в кварц-мусковитовые сланцы при метаморфизме, которая устанавливается по петрографическим данным.

Отличия во всей совокупности изученных образцов метавулканитов и гранитов по содержаниям элементов группы железа, высокочargedных и редкоземельных элементов, которые малоподвижны при метаморфизме и сопряженных метасоматических процессах, вероятно, отражают специфику

магматических протолитов этих пород. Обогащение гранитов Fe_2O_3 , Sr и другими элементами группы железа при относительном обеднении TiO_2 и высоких $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ отношениях, возможно, обусловлено накоплением в гранитах магнетита. Наблюдаемые в гранитах широкие вариации величин Eu аномалий и их прямая корреляция с концентрациями Sr могло контролироваться кумулюсным плагиоклазом, неравномерно распределенным в объеме изученных гранитных массивов.

На сложную историю формирования кислых пород указывает также и соотношение магнетита и ильменита. При кристаллизации магмы по мере ее охлаждения происходит повышение активности кислорода, что приводит к кристаллизации магнетита в изначально восстановленных (ильменитовых) расплавах. В результате при кристаллизации гранитоидной магмы в случае пород атаманского комплекса ранним оксидом железа, образованным в окислительных условиях, является магнетит. Ильменит же, наблюдаемый в кислых вулканитах, образовался на поздних стадиях кристаллизации магмы при понижении активности кислорода в результате реакции расплава с ранними магматическими минералами [Czamanske, Mihalik, 1972; Крук и др., 2017].

Кислые метавулканиты, обедненные кальцием, элементами группы железа, но обогащенные титаном, высокочargedными и редкоземельными элементами, могли представлять комплементарные гранитному кумулусу остаточные расплавы. Это позволяет рассматривать граниты атаманского комплекса как промежуточные камеры [Lee, Morton, 2015]. Оставшаяся более легкоплавкая и более кислая часть расплава, обогащенная кремнеземом, ушла по трещинам в результате тектонических подвижек и обособилась от ранних продуктов кристаллизации, образуя остаточные риолитовые расплавы.

6.2.3. Источники расплавов кислых магм

Природа гранитоидов А-типа наиболее дискуссионна. Такие гранитоиды кристаллизуются из высокотемпературных, сухих (водоненасыщенных) магм,

обогащенных щелочами. Источниками расплавов могут быть как коровые, так и корово-мантийные магмы. Граниты А-типа могут быть образованы либо при плавлении коровых сиалических и мафически-сиалических источников, либо при плавлении мафических субстратов или дифференциации базитовых расплавов [Eby, 1992].

Для объяснения генезиса высококремнистых гранитов А-типа предложено, по крайней мере, шесть вариантов источников расплавов:

(1) фракционирование мантийных щелочно-базальтовых магм при взаимодействии с континентальной корой [Eby, 1992; Bonin, 2007; Frost & Frost, 2010], а также при формировании первичных магм при низкой степени плавления обогащенных мафических коровых пород [Jahn et al., 2009]. Характерно для формирования преимущественно щелочных гранитов.

(2) высокотемпературное частичное плавление гранулитового остатка в нижней коре [Collins et al., 1982; Anderson, 1983; Whalen et al., 1987; Landenberger, Collins, 1996; King et al., 1997].

(3) близповерхностное (<15 км) дегидратационное плавление щелочно-известковых (с роговой обманкой и биотитом) гранитоидов [Skjerlie, Johnston, 1993; Patino Douce, 1997].

(4) частичное плавление нижнекорового источника при высокой температуре [Frost et al., 2002; Wu et al., 2002].

(5) высокотемпературное плавление гранулитовых метаосадочных пород [Huang et al., 2011].

(6) рециркуляция подводной океанической коры, представляющая собой новый экзотический источник происхождения щелочных гранитов А-типа во внутриплитных обстановках [Yang et al., 2017].

В результате проведенных исследований неоархейских ультракислых риолитов и гранитов ряд возможных вариантов источников расплавов был отвергнут. Данные ультракислые расплавы формировались исключительно из корового материала и не взаимодействовали, и не смешивались с мантийными расплавами.

При высоких температурах ($>900^{\circ}\text{C}$) и средних или низких давлениях (<5 кбар) любой потенциальный магмообразующий субстрат, содержащий водосодержащую фазу (слюды, амфиболы), будет полностью плавиться [Clemens, Vielzeuf, 1987]. Таким образом, породы верхней континентальной коры как возможный магмообразующий субстрат для гранитоидов А-типа исключаются [Ларин и др., 2012].

Высокотемпературное частичное плавление гранулитового остатка в нижней коре, из которой был извлечен кислый расплав, не характерно для неоархейских кислых расплавов Курского блока, так как данный расплав должен был бы характеризоваться низкой щелочностью, отличаться малыми содержаниями Al_2O_3 и иметь более высокие P - T параметры образования (давление 10 и более кбар), что не соответствует полученным ранее результатам по геотермометрии риолитов и геохимическим особенностям изучаемых пород.

Проведенные геохронологические и изотопные исследования позволяют сделать следующие выводы относительно источников расплавов кислых магм.

Sm-Nd изотопно-геохимические данные ($\epsilon\text{Nd}(2612)$) от -5,4 до -6,7) в валовых пробах указывают на то, что кислые магмы формировались или в результате плавления палеоархейских пород или в результате плавления мезоархейских пород с палеоархейскими Nd -метками. В частности, такими породами могли служить мезоархейские метапелитовые гранулиты обоянского комплекса [Савко, 2000], которые известны в виде крупных останцов среди мезоархейских ТТГ, имеют палеоархейские модельные возрасты $T\text{Nd}(\text{DM}) = 3,49\text{-}3,64$ млрд лет [Shchipansky et al., 2007, Савко, 2010] и содержат детритовый циркон с U-Pb возрастaми 3,35-3,55 млрд лет.

U-Pb изотопная система в цирконе из риолитов и гранитов надежно зафиксировала неоархейский возраст кристаллизации кислых расплавов, но высокие температуры этих магм практически полностью стерли коровую предысторию. Из трех проб (более 100 зерен циркона) гранитов и риолитов, сохранилось только одно унаследованное более древнее ядро ксеногенного циркона с возрастaм >3 млрд лет.

Lu-Hf изотопно-геохимические исследования выявили широкие вариации изотопного состава гафния в отдельных зернах магматического циркона из риолита (табл. 5.5, рис. 5.7). Они отражают участие разновозрастных архейских источников кислых магм, что согласуется с возрастной неоднородностью архейской коры Курского блока. В её составе присутствуют метаосадки с палеоархейскими детритовыми цирконами, мезоархейские кислые вулканы зеленокаменных поясов с возрастом около 3,13 млрд лет и ТТГ-гранитоиды с возрастом около 3 млрд лет [Савко и др., 2018].

Таким образом, можно сделать вывод о гетерогенности корового источника для неархейских гранитоидов Курского блока, основными компонентами которого были мезоархейские ТТГ-гранитоиды и метапелиты с палеоархейскими изотопными метками.

6.2.4. Условия генерации магм

Рассмотренные выше результаты геотермометрии, основанные на содержаниях Ti в кварце и цирконе, дают убедительные доказательства высокой (до 1000°C) температуры в источнике генерации кислых магм.

Малоглубинные условия кристаллизации, оцененные с привлечением "Ti-in-quartz" геобарометра [Huang, Audetat, 2012] в интервале 2,5-2,6 кбар, дополняются данными по геохимии минералов и пород. Так, рассмотренные выше геохимические данные по циркону, указывают на его конкурентную кристаллизацию одновременно с плагиоклазом, но не с гранатом, что является указанием на давление менее 5 кбар. Геохимические характеристики валовых проб риолитов и гранитов, такие как высокие отношения Ga/Al и высокие концентрации тяжелых REE с резкой отрицательной Eu аномалией, также предполагают ведущую роль плагиоклаза в реститовой ассоциации кислых магм, что указывает на небольшие глубины. Высокие Fe/Mg отношения пород могут служить указанием на доминанту ортопироксена в реститовой ассоциации, что предполагает небольшие давления и относительно сухие условия генерации

кислого расплава. Таким образом, все полученные данные говорят о формировании кислых магм при высоких температурах и низких давлениях в условиях верхней коры.

Моделирование выплавления гранитов А-типа

Проведенные рядом авторов экспериментальные исследования [Beard and Lofgren, 1991; Patiño Douce and Beard, 1995; Patiño Douce et al., 1997; Safonov et al., 2014] по изучению и моделированию выплавления расплавов кислых пород дают представления о петрогенетических процессах, в результате которых данные расплавы могли сформироваться, учитывая геохимические особенности источников пород, содержание воды в расплаве и давление магмообразования. Рассмотренные выше граничные условия образования кислых расплавов хорошо согласуются с экспериментальными данными по дегидратационному плавлению высокоглиноземистого тоналита и гранодиорита при давлении $P \leq 4$ кбар, $T > 900^\circ\text{C}$ и содержании $\text{H}_2\text{O} \leq 4\%$ [Patiño Douce et al., 1997].

В качестве основы при моделировании для определения степени плавления и состава реститового парагенезиса использовались результаты экспериментальных работ по плавлению пород, химический состав которых отвечал выбранным модельным источникам. Модельные оценки проводились расчетным путем для условий порционного плавления с использованием уравнения $C_L/C_O = 1/(D+F(1-D))$, где C_L и C_O - содержания элемента в выплавке и исходном субстрате соответственно, F - степень плавления, D - суммарный коэффициент распределения соответствующего элемента между минералами и расплавом, рассчитанный для реститового парагенезиса.

Для оценки применимости рассматриваемой модели выплавления кислых магм было проведено моделирование содержаний REE [Savko et al., 2019]. В качестве источника была выбрана смесь 30 мас. % метапелит + 70 мас. % ТТГ, что можно предполагать на основании вариаций Lu-Nf модельных возрастов циркона из риолита. Степень плавления F (20 %) и состав рестита (50 Pl+35 Орх+10 Вt+5 Ilm) были приняты в соответствии с экспериментальными

данными по плавлению тоналита при давлении 4 кбар [Patino Douce et al., 1997]. REE в модельном кислом расплаве и в природных риолитах и гранитах по характеру распределения идентичны [Savko et al., 2019] (рис. 6.8).

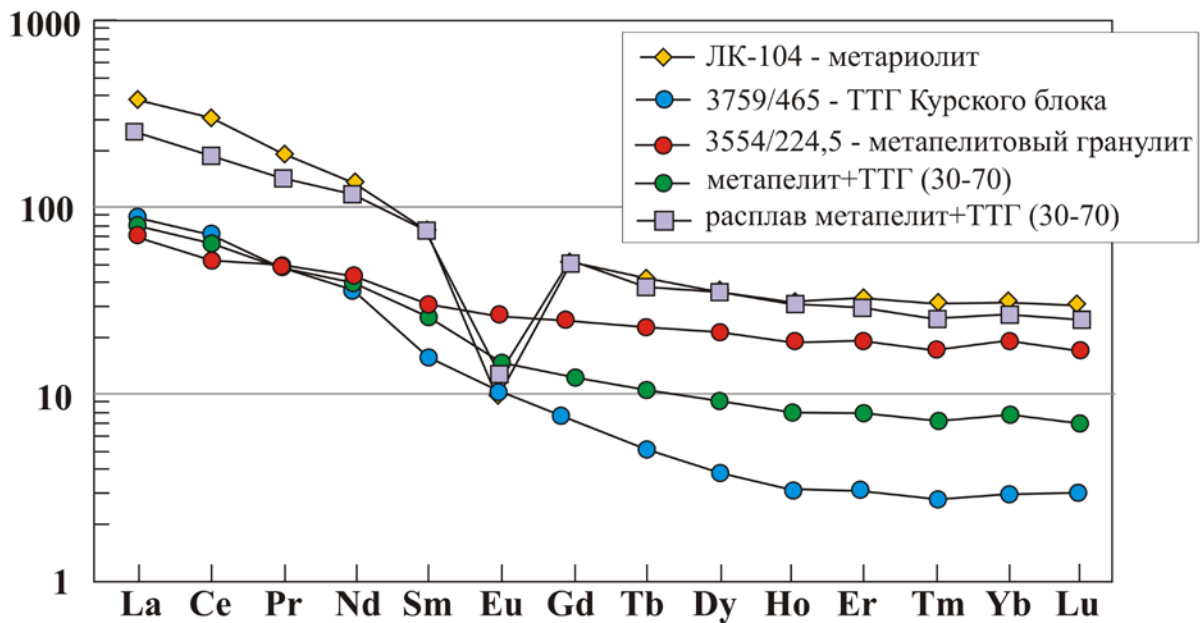


Рисунок 6.8. Нормированные к хондриту содержания редкоземельных элементов в модельном кислом расплаве и в природных риолитах и гранитах по [Savko et al., 2019]

Таким образом, кислые расплавы, материнские для изученных риолитов и гранитов с возрастом 2,61 млрд лет, могли образоваться при 20 % дегидратационном плавлении смеси метапелит-ТТГ в равновесии с Пm-Vt-Орх-Pl реститом при давлении не более 4 кбар.

Граниты атаманского комплекса кристаллизовались на более глубоких уровнях и содержали в себе примесь Орх-Pl реститовой или кумулусной компоненты, что определило их геохимические отличия от кислых вулканитов, освобожденных от этих фаз в ходе перемещения расплавов на более высокие уровни коры. Экспериментальные работы по плавлению показывают, что такие условия, как высокая температура магматического расплава, низкое содержание воды или ее отсутствие, а также низкое давление, хорошо демонстрируют плавление выбранных материнских источников, где не требуется ни гранулитовый состав источника магм, ни источник, обогащенный Fe.

Близким петрогенетическим аналогом неархейских гранитов А-типа Курского блока являются А-граниты в Южно-Китайском блоке (позднеюрская

джиуишанская свита), сформированные при высокотемпературном плавлении ($> 960^{\circ}\text{C}$) гранулитовых метаосадочных пород [Huang et al., 2011].

Согласно петрологическим реконструкциям исходные для метавулканитов и гранитов кислые расплавы были сформированы при дегидратационном плавлении кислых пород при давлении около 4 кбар, т.е. на небольшой глубине 12-14 км [Bonin, 2007].

Это требует источника дополнительного тепла на уровне средней коры, которым могут быть мантийные магмы, вероятно, связанные с подъемом астеносферного плюма, что предполагает резкое утонение литосферы и подъем астеносферной мантии.

В результате в процессе частичного дегидратационного плавления (при недосыщении H_2O) смешанного гетерогенного корового источника образовывались исходные гранитные расплавы в виде промежуточных камер. Под действием поступающего тепла отделялись остаточные комплементарные гранитному кумулусу риолитовые расплавы. Происходило формирование закономерной вулcano-плутонической ассоциации, включающей кислые вулканиты и закристаллизованные гипабиссальные гранитные интрузии.

6.3. Тектоническая обстановка образования

Тектонический режим, инициировавший появление магм А-типа, представляет отдельную проблему при изучении гранитов.

Рассматривая множество дискриминантных петротектонических диаграмм для гранитоидов разных авторов [Arth, 1979; Pearce et al., 1984; Eby, 1992; Gorton and Schandl, 2000] и положения на данных диаграммах А-гранитов, фиксируется некоторая неопределенность отнесения их к тем или иным геодинамическим обстановкам.

Граниты А-типа могут образовываться в рифтогенных и коллизионных обстановках, а также в областях "горячих точек", где присутствует континентальная кора. Они не известны в зонах срединно-океанических хребтов и

достаточно удалены от океанических бассейнов. Они формируются, главным образом, в гипабиссальных условиях в обстановках литосферного растяжения, прямо не связанных с литосферной конвергенцией, т.е. являются внутриплитными образованиями и относятся к посторогенным или анорогенным [Ларин и др., 2012]. В результате данный тип магматизма, так или иначе, связан или с активностью мантийных плюмов или с подъемом астеносферы в результате литосферной деламинации. Ряд авторов [Лобковский и др., 2004] предлагают называть “внутриплитными” все тектонические и магматические процессы, которые протекают внутри самих плит, т.е. вне зон спрединга, субдукции и трансформных границ. Гранитоиды А-типа локализуются в участках и блоках относительно мощной континентальной коры, и их объем тем больше, чем мощнее кора [Туркин, 2005].

На дискриминантных диаграммах Пирса [Pearce et al., 1984] изученные метариолиты и граниты попадают в область перекрытия полей внутриплитных и постколлизийных гранитов (рис. 6.9).

На дискриминантных диаграммах [Eby, 1992] большая часть точек составов метариолитов попадает в поле анорогенных внутриплитных (A1) гранитов (рис. 6.10), а гранитов атаманского комплекса в поле постколлизийных (A2) гранитов.

Имеющаяся на настоящее время информация об эволюции коры Восточной Сарматии (по Курскому блоку и сопряженной территории Украинского щита на Среднеприднепровском и Западноприазовском блоках) не предполагает условий для проявления постколлизийной обстановки. Поэтому высококремнистый магматизм скорее сопряжен с внутриплитной обстановкой, так как:

- 1) в Восточной Сарматии не известны коллизийные события, предшествовавших формированию риолитов и гранитов возрастом 2600 млн лет [Savko et al., 2017; Savko et al., 2018a];

- 2) проявления кислого магматизма с возрастом 2600 млн лет локальны и известны только в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры.

В пределах Курского блока для широко проявленного базитового магматизма отсутствуют датировки с возрастом около 2,6 млрд лет, хотя в разрезах скважин 2281 и 2169 (рис. 2.4, 2.5) metabазиты подстилают метариолиты и прорываются внутриплитными гранитами.

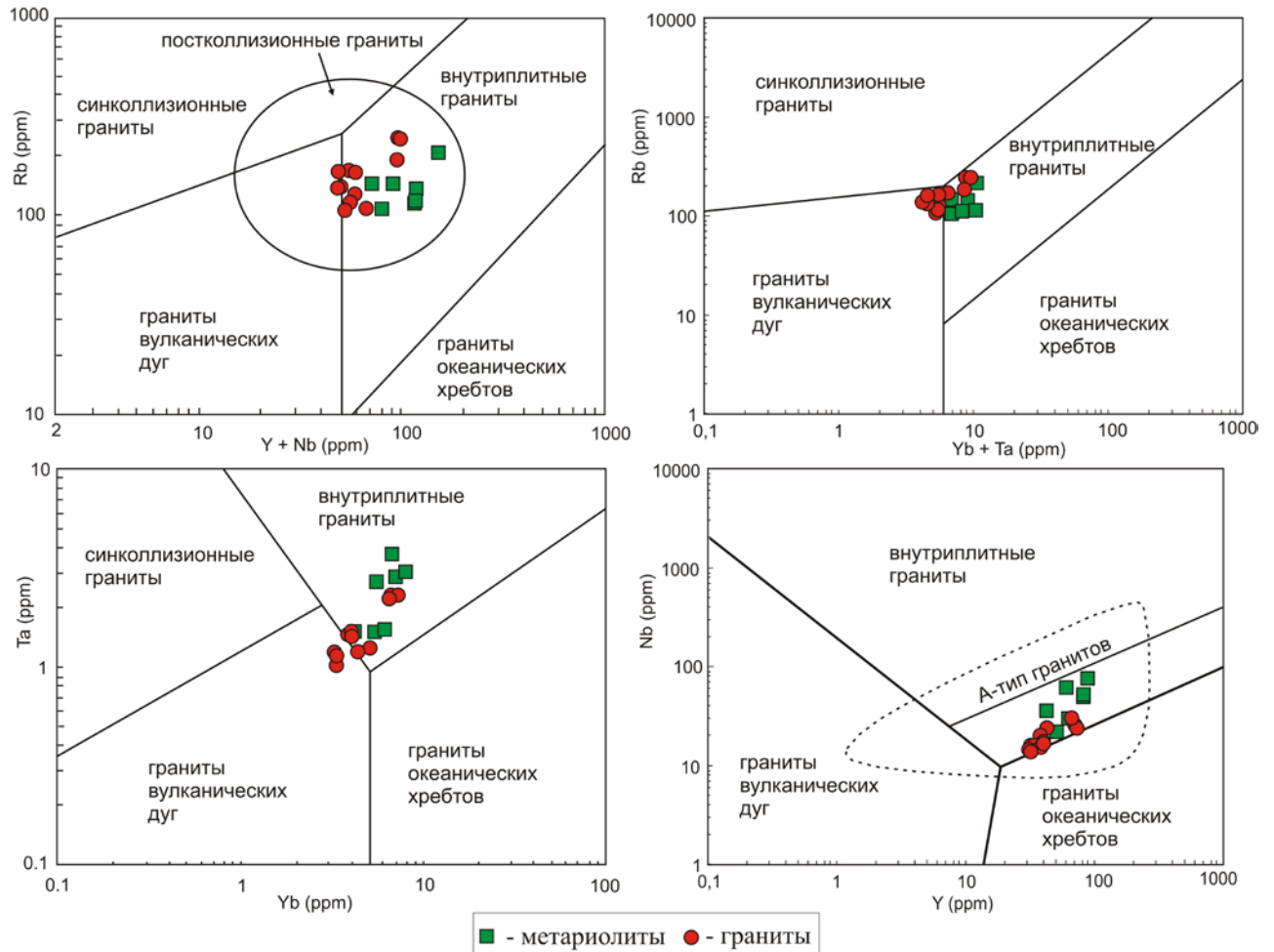


Рисунок 6.9. Дискриминантные диаграммы по [Pearce et al., 1984] с фигуративными точками составов неархейских метариолитов и гранитов Курского блока

На Украинском щите под палеопротерозойскими железисто-кремнистыми породами залегает мощная толща (до 850 м) metabазитов новокриворожской свиты с плюмовыми геохимическими характеристиками [Артеменко и др., 2015]. Под воздействием этого глубинного плюма во внутриплитной обстановке образовались закономерно распространенные, разобщенные малоглубинные очаги плавления самых верхних частей литосферы. Под действием поступающего тепла отделялись остаточные комплементарные гранитному кумулусу риолитовые расплавы. Эти события проявились в образовании вулканоплутонической ассоциации внутриплитных гранитоидов.

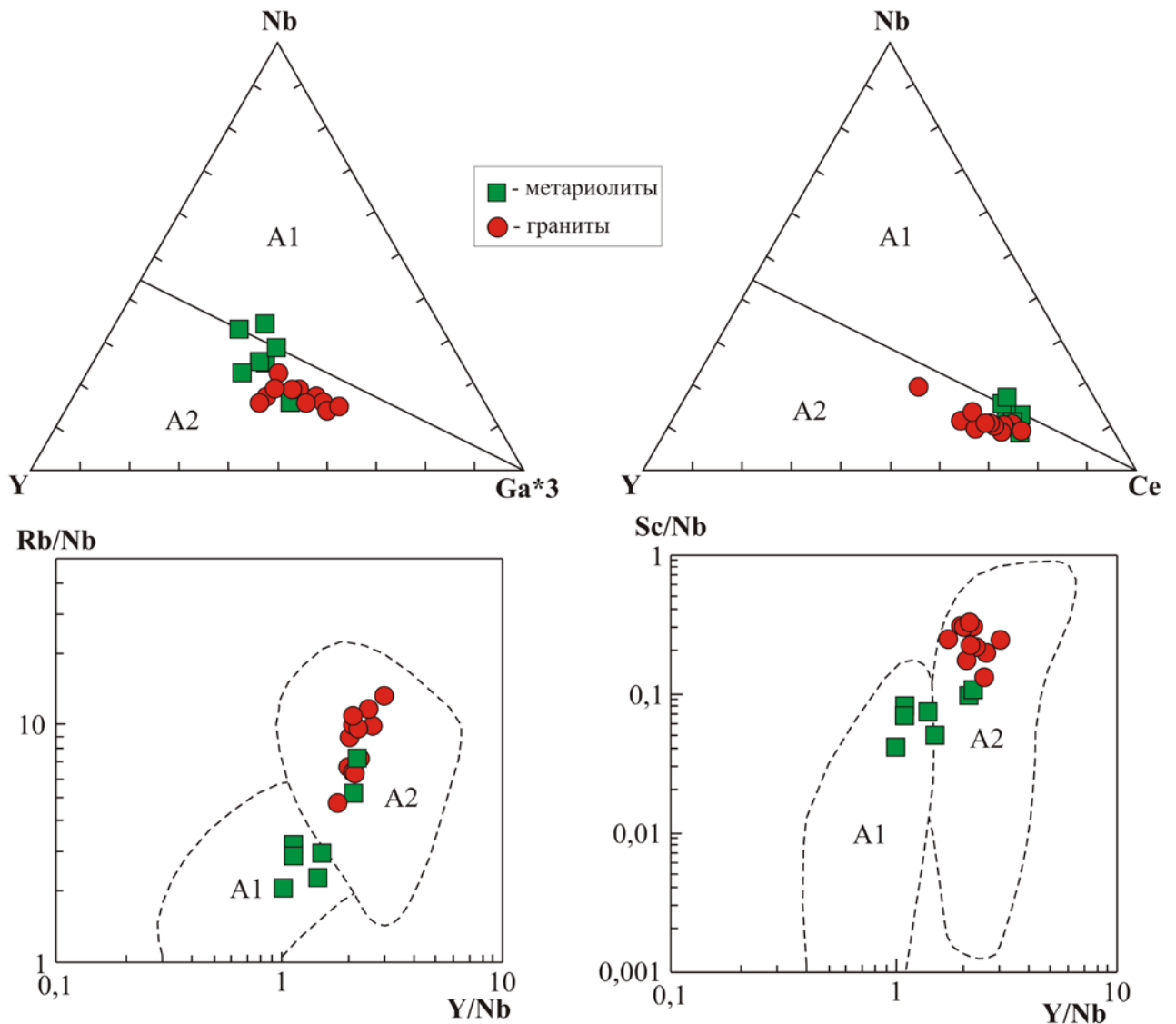


Рисунок 6.10. Дискриминантные диаграммы по [Ебу, 1992] с фигуративными точками составов неархейских метариолитов и гранитов Курского блока

Поля гранитоидов А-типа: А1 – кислые магматические породы океанических островов и континентальных рифтов (анарогенные внутриплитные граниты); А2 – анарогенные гранитоиды постколлизонных обстановок (в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов)

Присутствие гранитоидного внутриплитного магматизма с возрастом 2,61 млрд лет, вызванного плюмовым тепловым источником, известно и в пределах других архейских блоков. Наиболее масштабные проявления кислого магматизма 2,61 млрд лет в виде посторогенных высококалиевых гранитных плутонов присутствуют в западном кратоне Дхарвар в южной части Индии (WDC) [Jayananda et al., 2006]. Они имеют такой же возраст, близкую геохимию, Sm-Nd отношения и ассоциируют с риолитами возрастом 2614 ± 8 млн лет [Nutman et al., 1996; Trendall et al., 1997b]. Их формирование связано со специфическим тектоническим эпизодом, требующим высокотемпературного события до

возрастного рубежа в 2,61 млрд лет. Источником их расплавов считаются породы ТТГ ассоциации, из которых выплавлялись гранитные породы и гнейсы с высококалиевым андезитовым составом [Jayananda et al., 2006]. Частичная переработка древней нижней коры возрастом 2,61 млрд лет и связанные с ней деформации были следствием тепловой адвекции и/или утолщения коры, которые могут относиться к объемному мафическому зеленокаменному вулканизму в то время [Jayananda et al., 2006].

В результате можно сделать вывод, что неоархейские высококремнистые породы образовались в анарогенных внутриплитных условиях и локализовались в пределах мощной архейской коры Курского блока Восточной Сарматии.

Проявление высококремнистого магматизма на границе неоархея и палеопротерозоя является важным геохронологическим репером, маркирующим перерыв и начало образования морского бассейна, где впоследствии формировались палеопротерозойские железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии [Савко и др., 2017].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические, минералого-петрографические, геохимические исследования неархейских пород кислого магматизма, в сочетании с геохронологическими и петрологическими исследованиями позволяют сделать следующие выводы:

1. В пределах Курского блока Восточной Сарматии локально проявлен неархейский высококремнистый гранитоидный магматизм возрастом 2,61 млрд лет, представленный единой вулcano-плутонической ассоциацией риолитов и гранитов. Возраст кристаллизации оценивается для риолитов как 2612 ± 10 млн лет, для калиевых гранитов как 2613 ± 4 млн лет.

2. Проявления неархейских метавулканитов и гранитов находятся в пределах южного борта Тим-Ястребовской структуры Курского блока и характеризуются общими геохимическими особенностями: высокими содержаниями кремнезема (SiO_2 до 75 % и выше) и калия (K_2O до 8 %), низкими концентрациями CaO (< 0,9 %) и MgO (< 1 %), аномально низкими содержаниями Na_2O (0,13–3,74 мас. %), высокой железистостью (X_{Fe} до 0,96), низким содержанием Sr (20–60 ppm), обогащением Ba, REE и высокозарядными элементами с глубокими отрицательными Eu аномалиями, характерными для гранитоидов А-типа.

3. По данным минеральной геотермобарометрии ("Ti-in-quartz" и "Ti-in-zircon") температура кристаллизации магматического расплава составила 850–930°C, и давление, равное 2,5–2,6 кбар. Температуры плавления в магматическом очаге достигали 1000°C.

4. Значительные отрицательные Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,05\text{--}0,09$) в цирконе свидетельствуют, что его кристаллизация происходила одновременно с кристаллизацией плагиоклаза, присутствие которого на ликвидусе указывает, что риолитовый расплав имел низкие содержания воды. Сильно фракционированные спектры тяжелых HREE в цирконе (YbN/GdN от 9,2 до 20) и низкие величины Hf/Y отношений исключают участие граната в кумулюсной ассоциации. Таким

образом, данные по элементам–примесям в цирконе дают независимую информацию о риолитовом расплаве, который был сухим, высокотемпературным и малоглубинным.

5. Кислые расплавы, материнские для изученных риолитов и гранитов с возрастом 2,61 млрд лет, могли образоваться при дегидратационном плавлении мезоархейских ТТГ-гранитоидов в смеси с метапелитом, в равновесии с Пm-Vt-Орх-Pl реститом при давлении не более 5 кбар.

6. В результате сухого малоглубинного плавления смешанного гетерогенного корового источника образовывались исходные гранитные расплавы в виде промежуточных камер с дальнейшим отделением остаточных комплементарных гранитному кумулусу риолитовых расплавов.

7. Lu-Hf изотопные исследования цирконов и Sm-Nd валовых проб свидетельствуют о гетерогенности корового источника для неоархейских гранитоидов Курского блока, компонентами которого были мезоархейские ТТГ ассоциации и палеоархейские метапелиты Курского блока, слагающие архейское ядро Восточной Сарматии. Модельный возраст протолита фиксируется в интервале 3,0–3,6 млрд лет.

8. Неоархейские высококремнистые породы образовались в анарогенных внутриплитных условиях. Причинами малоглубинного плавления коры могли быть мантийные магмы, связанные с подъемом астеносферного плюма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*Опубликованная*

1. Артеменко, Г.В. Геохимическая характеристика и геодинамические условия формирования метабазитов и метакоматиитов Кривбасса (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) / Г.В. Артеменко, И.А. Самборская, А.В. Мартынюк // Минералогічний журнал. – 2015. – Т. 37. – № 2. – С. 76–89.
2. Артеменко, Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии / Г.В. Артеменко // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наукова думка. – 1995. – Вып. 21. – С. 129–154.
3. Артеменко, Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ : автореф. дис. докт. геол.-мин. наук: 04.00.02 / Артеменко Геннадий Владимирович. – Киев, 1998. – 34 с.
4. Артеменко, Г.В. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) / Г.В. Артеменко, И.А. Швайка, Е.А. Татарина // Геол. журн. – 2006. – № 1. – С. 84–87.
5. Артеменко, Г.В. Эволюция кислого и среднего вулканизма в зеленокаменных поясах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива / Г.В. Артеменко // Минералогический журнал. – 2010. – Т. 32. – № 3. – С. 58–71.
6. Афанасьев, Н.С. Корреляционная схема стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива / Н.С. Афанасьев, О.В. Бабайцев, В.М. Богданов [и др.]; под ред. Б.М. Петрова, Н.М. Чернышова. – 1998.
7. Баскина, В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья / В.А. Баскина. – М. : Наука, 1982. – 250 с.
8. Богатиков, О.А. Внутриплитный (внутриконтинентальный) и посторогенный магматизм Восточно-Европейской платформы как отражение

эволюции континентальной литосферы / Богатиков О.А., Шарков Е.В., Богина М.М. [и др.] // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 3. – С. 228–248.

9. Бурштейн, Е.Ф. Позднедевонская формация ультракалиевых риолитов – уникальное явление в геологической истории Казахстана / Е.Ф. Бурштейн, А.Б. Веймарн, И.А. Кошелева, А.В. Тавелев // Гранитоидные вулканно-плутонические ассоциации. – Сыктывкар. – 1997. – С. 115–116.

10. Бурштейн, Е.Ф. Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение / Е.Ф. Бурштейн, И.А. Кошелева, А.В. Тавелев // Московская школа геологов в Казахстане (к 45-летию ЦИЕ геол. ф-та МГУ). – М. : Издательство Московского университета, 1996. – С. 94–109.

11. Веймарн, А.Б. Историко-геологический анализ рубежа франского и фаменского веков в Казахстане – ключ к пониманию причин глобальных событий этого времени / А.Б. Веймарн, А.В. Кузьмин; под ред. Е.Е. Милановского, А.Б. Веймарна // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса (к 90-летию проф. Богданова А.А.): Труды лаборатории складчатых поясов. – М. : Изд-во Московского университета, 1998. – 102 с.

12. Веймарн, А.Б. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации / А.Б. Веймарн, Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич [и др.]. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 190 с.

13. Великославинский, С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок / С.Д. Великославинский // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 4. – С. 363–380.

14. Ветрин, В.Р. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров / В.Р. Ветрин, Н.В. Родионов // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 578–600.

15. Гребенников, А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики / А.В. Гребенников // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 9. – С. 1356–1373.

16. Григорьев, С.И. Вулканы, вулканические процессы и вулканиды: учеб. пособие / С.И. Григорьев. – СПб. : Изд-во С.-Петербур. гос. ун-та, 1995. – 95 с.
17. Григорьев, С.И. Типизация, петрогенезис и геодинамика известково-щелочных и субщелочных гранитоидных комплексов: (на примере фанерозойс. гранитоид. магматизма складчатого обрамления Сиб. платформы) / С.И. Григорьев. – СПб. : Изд-во С.-Петербур. гос. ун-та, 2004. – 105 с.
18. Донская, Т.В. Петрогенезис и возраст вулканидов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон / Т.В. Донская [и др.] // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 5. – С.452–479.
19. Дубровский, М.И. Гранитные системы и граниты / М.И. Дубровский. – Л. : Наука, 1984. – 352 с.
20. Дэна, Дж.Д. Система минералогии : справочник / Дж.Д. Дэна, Э.С. Дэна, Ч. Пэлач [и др.]; пер. с англ. — М. : Изд-во иностр. лит., 1951-.
21. Жариков, В.А. Основы физико-химической петрологии: учеб. пособие для студ. геол. спец. вузов / В.А. Жариков. – М. : Изд-во Московского ун-та, 1976. – 420 с.
22. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканидов) / под ред. С.Б. Лобач-Жученко [и др.]. – Л. : Наука, 1988. – 215 с.
23. Интерпретация геохимических данных / под ред. Е.В. Склярва. – М. : Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
24. Кононов, Н.Д. О новой схеме возрастного расчленения раннедокембрийских образований ВКМ / Н.Д. Кононов, И.Н. Леоненко, Б.Н. Петров // Перспективы обнаружения погребенных рудных месторождений в центральных районах Русской платформы. – М., 1977. – С. 75–78.
25. Коптев-Дворников, В.С. Вулканогенные породы и методы их изучения / В.С. Коптев-Дворников, Е.Б. Яковлева, М.А. Петрова. – М. : Недра, 1967. – 331 с.
26. Крестин, Е.М. Вулканизм нижнего протерозоя Курско-Воронежского кристаллического массива / Е.М. Крестин // Вулканизм докембрия (материалы

Второго Всесоюзного палеовулканического симпозиума). – Петрозаводск, 1976. – С. 111–118.

27. Крестин, Е.М. Вулканогенные формации и ассоциирующие оруденения докембрия Курско-Воронежского кристаллического массива / Е.М. Крестин // Глобальные палеовулканические реконструкции. – Новосибирск, 1979. – С. 66–71.

28. Крестин, Е.М. Ультраосновные вулканиты верхнеархейских и нижнепротерозойских поясов КМА / Е.М. Крестин, В.В. Юдина // Бюлл. МОИП. – 1988. – Т. 63. – Вып. 3. – С. 89–102.

29. Крук, Н.Н. Петрология и возраст гранитоидов атуркольского массива (Горный Алтай): к проблеме формирования внутриплитных гранитоидов / Н.Н. Крук, О.А. Гаврюшкина, С.Н. Руднев [и др.] // Петрология. – 2017. – Т. 25. – № 3. – С. 313–332.

30. Ларин, А.М. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования / А.М. Ларин, А.Б. Котов, С.Д. Великославинский [и др.] // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 242–265.

31. Лебедев, И.П. К вопросу о геологической природе глубинных неоднородностей земной коры Воронежского кристаллического массива и истории их формирования в раннем докембрии / И.П. Лебедев // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Труды международной конференции. – Воронеж : ВГУ, 1998. – С. 308–315.

32. Легенда Воронежской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Объяснительная записка (глав. ред. серии: Б.М. Демченко, Г. В. Холмовой), ОГФ. – 1999.

33. Литвиновский, Б.А. Генезис ультракалиевых кварцевых порфиров на севере Арабо-Нубийского щита / Б.А. Литвиновский, Н.С. Карманов, Е. Вапник // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 11. – С. 1123–1147.

34. Лобковский, Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин. – М. : Научный Мир, 2004. – 612 с.
35. Лучицкий, И.В. Основы палеовулканологии: [в 2 т.] / И.В. Лучицкий; Акад. наук СССР, Сибирское отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. – М. : Наука, 1971. Т. 1 : Современные вулканы. – 1971. – 480 с.
36. Лучицкий, И.В. Основы палеовулканологии: [в 2 т.] / И.В. Лучицкий; Акад. наук СССР, Сибирское отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. – М. : Наука, 1971. Т. 2 : Древние вулканы. – 1971. – 383 с.
37. Лучицкий, И.В. Палеовулканология / И.В. Лучицкий; Акад. наук СССР, Ин-т литосферы; отв. ред. А.М. Дымкин. – М. : Наука, 1985. – 276 с.
38. Малеев, Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов / Е.Ф. Малеев; Акад. наук СССР, Дальневосточный научный центр, Ин-т вулканологии. – М. : Наука, 1975. – 255 с.
39. Масуренков, Ю.П. Вулканы над интрузиями / Ю.П. Масуренков. – М. : Наука, 1979. – 220 с.
40. Милановский, Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах) / Е.Е. Милановский. – М. : Недра, 1983. – 280 с.
41. Найденков, И.В. Новые данные по радиологическому возрасту гранитоидов центральной части Курской магнитной аномалии / И.В. Найденков, Ю.А. Деревянкин, Л.Ф. Деревянкина, А.А. Архипова // Доклады РАН. – 1996. – Т. 351. – № 6. – С. 802–805.
42. Наседкин, В.В. Петрогенезис кислых вулканитов / В.В. Наседкин; Акад. наук СССР; Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. – М. : Наука, 1975. – 207 с.
43. Ненахов, В.М. Геодинамические особенности раннего архея / В.М. Ненахов // Геотектоника. – 2001. – № 1. – С. 3–15.
44. Ненахов, В.М. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением: на примере Воронежского кристаллического массива /

В.М. Ненахов, Ю.Н. Стрик, А.И. Трегуб [и др.]; отв. ред. Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский. – Москва : Геокарт, Геос, 2007. – 283 с.

45. Ненахов, В.М. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В.М. Ненахов, В.В. Иванников, Л.В. Кузнецов, Ю.Н. Стрик. – М. : Роскомнедра, Геокарт, 1992. – 100 с.

46. Ножкин, А.Д. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА) / А.Д. Ножкин, Е.М. Крестин. – М., 1984. – 127 с.

47. Перчук, А.Л. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов: учебное пособие / А.Л. Перчук, П.Ю. Плечов, Л.В. Сазонова [и др.]. – М. : КДУ; Университетская книга, 2015. – 472 с.

48. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: учебник / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатилов [и др.]; под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. – М. : Логос, 2001. – 768 с.

49. Попов, В.К. Геолого-геохимическая корреляция риолитов Якутской и Августовской вулканоструктур (Приморье) / Попов В.К., Гребенников А.В. // Тихоокеанская геология. – Владивосток, 1996. – Т. 15. – № 3. – С. 98–107.

50. Прокопьев, А.В. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона / А.В. Прокопьев, А.К. Худолей, О.В. Королева [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 1. – С. 199–224.

51. Рыборак, М.В. Геохимия и петрогенезис позднеархейской андезит-дацит-риолитовой ассоциации верхней толщи Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) / М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков // Материалы Всероссийской конференции "Современные проблемы магматизма и метаморфизма", 1-5 октября 2012 г. – Т. II. – Санкт-Петербург, 2012. – С. 192–194.

52. Савко, К.А. Реакционные структуры и эволюция метаморфизма шпинелевых гранулитов Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко // Петрология. – 2000. – № 2. – С. 165–181.

53. Савко, К.А. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неархейской железисто-кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий / К.А. Савко, С.М. Пилюгин, М.А. Новикова // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер. : Геология. – Воронеж. – 2004. – № 2. – С. 111–126.

54. Савко, К.А. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты геохронологических U-Pb исследований монацита / К.А. Савко, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова [и др.] // ДАН. – 2010. – Т. 435. – № 5. – С. 647–652.

55. Савко, К.А. Возраст неархейских ультракалийевых риолитов — важный геохронологический репер эволюции раннедокембрийской коры Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко, Н.В. Холина, В.М. Холин, А.Н. Ларионов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб. : Springer, 2015. – С. 247–249.

56. Савко, К.А. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя / К.А. Савко, А.В. Самсонов, В.М. Холин, Н.С. Базиков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2017. – Т. 25. – № 2. – С. 3–26.

57. Савко, К.А. Изотопная геохронология (U-Pb) и геохимия (Nd, Hf) неархейских риолитов и гранитов Курского блока, Восточная Сарматия: петрологические реконструкции для внутриплитных кислых магм / К.А. Савко, А.В. Самсонов, Н.В. Холина [и др.] // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. VII Российская конф. по изотопной геохронологии. – М. : ИГЕМ РАН, 2018. – С. 304–306.

58. Савко, К.А. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита / К.А. Савко А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов [и др.] // ДАН. – 2018а. – Т. 478. – № 3. – С. 335–341.

59. Савко К.А. Внутриплитные граниты атаманского комплекса Воронежского кристаллического массива: геохимия, возраст, источники расплавов / К.А. Савко, Н.В. Холина, А.В. Самсонов [и др.] // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. — СПб. : ИГГД РАН, 2019. — С. 196–197.

60. Сараев, С.В. Среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая / С.В. Сараев, Т.П. Батурина, Н.К. Бахарев [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 10. – С. 1285–1303.

61. Святловский, А.Е. Геодинамическая вулканология / А.Е. Святловский, Ю.И. Китайгородский. – М. : Недра, 1988. – 254 с.

62. Святловский, А.Е. Морфологическая вулканология / А.Е. Святловский. – М. : Недра, 1982. – 255 с.

63. Святловский, А.Е. Региональная вулканология / А.Е. Святловский. – М. : Недра, 1975. – 224 с.

64. Святловский, А.Е. Структурная вулканология / А.Е. Святловский. – М. : Недра, 1971. – 230 с.

65. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 38. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.

66. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана / И.В. Лучицкий, А.И. Анатольева, Л.И. Крыленко [и др.]; Акад. наук СССР, Сибирское отд-ние, Ин-т геологии и геофизики; отв. ред. И.В. Лучицкий. – Новосибирск : Наука, 1966. – 291 с.

67. Терентьев, Р.А. Петрография и геохронология гранитов лискинского плутона Воронежского кристаллического массива / Р.А. Терентьев // Вестник

Воронежского государственного университета. Серия Геология. – 2016. – № 3. – С. 43–52.

68. Туркин, Ю.А. Геологическая позиция и происхождение гранитоидов А-типа (на примере гранитоидных комплексов Горного Алтая) / Ю.А. Туркин // Бюл. Прир.ресурсы Горного Алтая. – Горно-Алтайск: Изд-во FAR ОРГО, 2005. – № 1. – С. 55–62.

69. Туркина, О.М. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона / О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Т.Б. Баянова // Петрология. – 2006. – Т. 14. – № 3. – С. 284–306.

70. Туркина, О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов: учеб. пособие / О.М. Туркина. – Новосибирск : РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.

71. Федотова, А.А. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / А.А. Федотова, Е.В. Бибилова, С.Г. Симакин // Геохимия. – 2008. – № 9. – С. 980–997.

72. Филатова, Л.К. Кремнекислые вулканиты девонской базальт-риолитовой формации Рудного Алтая / Л.К. Филатова, Е.И. Филатов // Вестник РУДН, серия Инженерные исследования. – 2015. – № 1. – С. 37–44.

73. Фромберг, Э.Д. Ультракалиевые риолиты – геология, геохимия, петрология: автореф. дис. докт. геол.-мин. наук: 04.00.08 / Фромберг Эрик Давидович. – Москва, 1993. – 45 с.

74. Холина, Н.В. Высокие температуры кристаллизации неоархейских риолитов Курского блока Воронежского кристаллического массива: результаты минеральной термометрии / Н.В. Холина, К.А. Савко, В.М. Холин // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2016. – № 3. – С. 53–60.

75. Холина, Н.В. Геохимические и петрологические особенности неоархейских высококалийных риолитов лебединской свиты Курского блока Восточной Сарматии / Н.В. Холина // Науки о земле: вчера, сегодня, завтра: материалы III Междунар. науч. конф. – Санкт-Петербург, 2017. – С. 22–25.

76. Холина, Н.В. Геохимические особенности и источники расплавов неархейских ультракалиевых риолитов Курского блока Воронежского кристаллического массива / Н.В. Холина // Вестник Воронеж. гос. ун-та, Серия Геология. – 2018. – № 1. – С. 46–57.

77. Холина, Н.В. Неархейские кислые метавулканиды Курского блока Воронежского кристаллического массива: минералогия, геохимия, возраст / Н.В. Холина // Российская наука в современном мире: Сборник статей XI международной научно-практической конференции. – Москва, 2017. – С. 97–98.

78. Чернов, В.И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая / В.И. Чернов. – М. : Наука, 1974. – 264 с.

79. Чернышов, Н.М. Главнейшие типы геодинамических и минерагенических рядов в общей модели формирования докембрийской литосферы (на примере ВКМ) / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов // Вестник Воронеж. гос. ун-та, Серия Геология. – 2010. – № 2. – С. 47–58.

80. Чернышов, Н.М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев, Ю.Н. Стрик // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.

81. Чернышов, Н.М. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.Л. Бочаров. – Воронеж : изд-во Воронеж. ун-та, 1972. – 240 с.

82. Шарков, Е.В. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита / Е.В. Шарков, О.А. Богатиков, И.С. Красивская // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 3–25.

83. Шинкарев, Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород / Н.Ф. Шинкарев, В.В. Иванников. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л. : Недра, 1983. – 271 с.

84. Щербак, Н.П. Возраст кислых метавулканидов Александровского и Лебединского участков КМА / Щербак Н.П. [и др.] // Докл. АН Украины. – 1992. – № 6. – С. 120–123.

85. Щербак, Н.П. Возраст осадочно-вулканогенных формаций Восточно-Анновской полосы / Н.П. Щербак [и др.] // Докл. АНУССР. Сер. Б. – 1989. – № 2. – С. 30–35.
86. Щипанский, А.А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А.А. Щипанский [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
87. Эволюция изверженных пород: Развитие идей за 50 лет / Дж.М. Браун, Э. Рёддер, Д.К. Пресналл [и др.]; под ред. Х. Йодера; пер. с англ. М.А. Богомолова, Л.Н. Индолева и А.Д. Кузнецова; под ред. А.А. Маракушева. – М. : Мир, 1983. – 527 с.
88. Almeida, J.A.C. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane, Carajás Province, Brazil / J.A.C. Almeida, R. Dall'Agnol, A.A.S. Leite // Journal of South American Earth Sciences. – 2013. – V. 42. – P. 103–126.
89. Anderson, J.L. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America / J.L. Anderson, L.G. Medaris, C.W. Byers, D.M. Mickelson, W.C. Shnaks // Proterozoic geology: selected papers from an international Proterozoic symposium. – Geol. Soc. Amer. Mem. – 1983. – V. 161. – P. 133–154.
90. Arth, J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications / J.G. Arth // Journal of Research of the U.S. Geological Survey. – 1976. – V. 4. – P. 41–47.
91. Arth, J.G. Some trace elements in trondhjemites – their implications to magma genesis and paleotectonic setting / J.G. Arth, F. Barker // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam. – 1979. – V. 6. – P. 123–132.
92. Avanzinelli, R. Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study / R. Avanzinelli, L. Bindi, S. Menchetti, S. Conticelli // Lithos. – 2004. – V. 73. – P. 41–69.
93. Bandyopadhyay, P.K. 2.8 Ga old anorogenic granite-acid volcanics association from Western margin of the Singhbhum-Orissa Craton, Eastern India / P.K.

Bandyopadhyay, A.K. Chakrabarti, M.P. DeoMurari, S. Misra // *Gondwana Research*. – 2001. – V. 4 (3). – P. 465–75.

94. Barros, C.E.M. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Caraja's Mineral Province, Brazil) / C.E.M. Barros, P. Barbey, A.M. Boullier // *Tectonophysics*. – 2001. – V. 343. – P. 93–109.

95. Beard, J.S. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb / J.S. Beard, G.E. Lofgren // *Journal of Petrology*. – 1991. – V. 32. – P. 365–401.

96. Best, M.G. The 36–18 Ma Central Nevada ignimbrite field and calderas, Great Basin, USA: Multicyclic super-eruptions / M.G. Best, S. Gromme, A.L. Deino, E.H. Christiansen, G.L. Hart, D.G. Tingey // *Geosphere*. – 2013. – V. 9. – P. 1562–1636.

97. Black, L.P. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory / L.P. Black, B.L. Gulson // *Journal of Australian Geology & Geophysics*. – 1978. – V. 3. – P. 227–232.

98. Black, L.P. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology / L.P. Black, S.L. Kamo, C.M. Allen [et al.] // *Chemical Geology*. – 2003. – V. 200. – P. 155–170.

99. Bogdanova, S. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton / S. Bogdanova, R. Gorbatshev, M. Grad [et al.] in: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.) // *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London. – 2006. – V. 32. – P. 599–628.

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

101. Bogdanova, S.V. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) / S.V. Bogdanova, O.B. Gintov, D.M. Kurlovich [et al.] // *Lithos*. – 2013. – V. 174. – P. 196–216.

102. Bonin, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems, and prospects / B. Bonin // *Lithos*. – 2007. – V.97. – P. 1–29.
103. Boynton, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / W.V. Boynton, P. Henderson // *Rare earth element geochemistry*. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 63–114.
104. Chappell, B.W. Two contrasting granite types / B.W. Chappell, A.J.R. White // *Pacific Geologist*. – 1974. – № 8. – P. 173–174.
105. Chen, K. 2.6–2.7 Ga crustal growth in Yangtze craton South China / K. Chen, S. Gao, Y.B. Wu [et al.] // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 224. – P. 472–490.
106. Claiborne, L.L. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada / L.L. Claiborne, C.F. Miller, B.A. Walker [et al.] // *Mineralogical Magazine*. – 2006. – V. 70. – P. 517–543.
107. Clemens, J.D. Constraints on melting and magma production in the crust / J.D. Clemens, D. Vielzeuf // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1987. – V. 86. – P. 287–306.
108. Collins, W.J. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia / W.J. Collins, S.D. Beams, A.J.R. White, B.W. Chappell // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1982. – V. 80. – P. 189–200.
109. Czamanske, G.K. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 1, the opaque oxides / G.K. Czamanske, P. Mihalik // *J. Petrol.* – 1972. – V. 13. – № 3. – P. 493–509.
110. Dall’Agnol, R. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites / R. Dall’Agnol, D.C. Oliveira // *Lithos*. – 2007. – V. 93. – P. 215–233.
111. Drüppel, K. High-K granites of the Rum Jungle complex, N-Australia: Insights into the Late Archean crustal evolution of the North Australian craton / K. Drüppel, A.J. McCready, E.F. Stumpfl // *Lithos*. – 2009. – V. 111. – P. 203–219.
112. Eby, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications / G.N. Eby // *Geology*. – 1992. – V. 20. – P. 641–644.

113. Farina, F. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil) / F. Farina, C. Albert, C. Lana // *Precambrian Res.* – 2015. – V. 266. – P. 375–394.
114. Frost, B.R. A geochemical classification for granitic rocks / B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis, C.D. Frost // *J. Petrol.* – 2001. – V. 42. – P. 1771–1802.
115. Frost, B.R. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks / B.R. Frost, C.D. Frost // *Journal of Petrology.* – 2008. – V. 49. – P. 1955–1969.
116. Frost, C.D. The Late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming / C.D. Frost, B.R. Frost, K.R. Chamberlain, T.P. Hulsebosch // *Precambrian Research.* – 1998. – V. 89. – P. 145–173.
117. Frost, C.D. Pedogenesis of the 1-43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite / C.D. Frost, B.R. Frost, K.R. Chamberlain, B.R. Edwards // *Journal of Petrology.* – 1999. – V. 40. – P. 1771–1802.
118. Frost, C.D. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith / C.D. Frost, J.M. Bell, B.R. Frost, K.R. Chamberlain // *Geology.* – 2001b. – V. 29. – P. 515–518.
119. Frost, C.D. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: Evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA / C.D. Frost, B.R. Frost, J. Bell, K. Chamberlain // *Precambrian Research.* – 2002. – V. 119 (1-4). – P. 45–71.
120. Frost, C.D. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin / C.D. Frost, B.R. Frost // *J. Petrol.* – 2011. – V. 52. – P. 39–53.
121. Frost, C.D. On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents / C.D. Frost, B.R. Frost, J.S. Beard // *American Mineralogist.* – 2016. – V. 101. – P. 1268–1284.
122. Giovanardi, T. The Hf-INATOR: A free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis / T. Giovanardi, F. Lugli // *Earth Science Informatics.* – 2017. – P. 1–7.

123. Goldstein, S.J. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution / S.J. Goldstein, S.B. Jacobsen // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1988. – V. 87. – P. 249–265.
124. Gorbatshev, R. Frontiers in the baltic shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // *Precambrian Research*. – 1993. – V. 64. – P. 3–21.
125. Gorton, M.P. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks / M.P. Gorton, E.S. Schandl // *Canadian Mineralogist*. – 2000. – V. 38. – P. 1065–1073.
126. Harker, A. The Tertiary igneous rocks of skye / A. Harker // *Mem. Geol. Surv.* – United Kingdom. – 1904. – 481 p.
127. Harrison, T.M. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content / T.M. Harrison, E.B. Watson // *Contrib Mineral Petrol.* – 1983. – V. 84. – P.66–72.
128. Hildreth, W. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone plateau volcanic field / W. Hildreth, A.N. Halliday, R.L. Christiansen // *Journal of Petrology*. – 1991. – V. 32. – P. 63–138.
129. Hill, M. Geochemical characteristics and origin of the Lebowa granite suite, Bushveld Complex / M. Hill, F. Barker, D. Hunter, R. Knight // *International Geology Review*. – 1996. – V. 38. – P. 195–227.
130. Hoskin, P.W.O. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / Hoskin P.W.O., Schaltegger U. // *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – № 1. – P. 27–62.
131. Huang, H.Q. Formation of high $\delta^{18}\text{O}$ fayalite-bearing A-type granite by high-temperature melting of granulitic metasedimentary rocks, southern China / H.Q. Huang, X.H. Li, W.X. Li, Z.X. Li // *Geology*. – 2011. – V. 39 (10). – P. 903–906.
132. Huang, R. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer / R. Huang, A. Audéat // *Acta*. – 2012. – V. 84. – P. 75–89.

133. Jackson, S.E. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology / S.E. Jackson, J.P. Norman, L.G. Williams, E.A. Belousova // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 211. – P. 47–69.
134. Jayananda, M. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: Tectonic, geochronologic and geochemical constraints / M. Jayananda, D. Chardon, J.-J. Peucat, R. Capdevila // *Precambrian Research*. – 2006. – V. 150. – P. 1–26.
135. King, P.L. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia / P.L. King, A.J.R. White, B.W. Chappell, G.M. Men // *Journal of Petrology*. – 1997. – V. 38. – P. 371–391.
136. Kleeman, G.J. The compositionally zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism / G.J. Kleeman, D. Twist // *Journal of Petrology*. – 1989. – V. 30. – P. 1383–1414.
137. Kusky, T.M. Growth of granite–greenstone terranes at convergent margins and stabilization of Archean cratons / T.M. Kusky, A. Polat // *Tectonophysics*. – 1999. – V. 305. – P. 43–73.
138. Lambert, R.St.I. Earth tectonics and thermal history: review and hot-spot model for the Archaean / R.St.I. Lambert // *Precambrian plate tectonics*, Amsterdam. – 1981. – P. 453–467.
139. Landenberger, B. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia / B. Landenberger, W.J. Collins // *J. Petrol.* – 1996. – V. 37. – P. 145–170.
140. Larionov, A.N. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite / A.N. Larionov, D.G. Gee, V.L.(Eds.) Pease // *Geological Society, London Memoirs*. – 2004. – V. 30. – P. 69–74.
141. Laurent, O. The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonic between 3.0 and 2.5 Ga / O. Laurent, H. Martin, J.F. Moyen, R. Doucelance // *Lithos*. – 2014. – V. 205. – P. 208–235.

142. Le Maitre, R.W. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed. / R.W. Le Maitre [et al.] // Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. *Geol. Mag.* – 2002. – V. 140. – 367 p.
143. Leake, B.E. *Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names* / B.E. Leake [et al.] // *Canad. Miner.* – 1997. – V. 35. – P. 219–246.
144. Leake, B.E. *Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature* / B.E. Leake [et al.] // *Amer. Miner.* – 2004. – V. 89. – P. 883–887.
145. Lee, S.-T.A. *High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers* / S.-T.A. Lee, D.M. Morton // *Earth Planet. Sci. Let.* – 2015. – V. 409. – P. 23–31.
146. Loiselle, M.C. *Characteristics and origin of anorogenic granites* / Loiselle M.C., Wones D.R. // *Abstracts of papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies. San Diego. – California. November 5-8. – 1979. – V. 11. – 468 p.*
147. Ludwig, K.R. *SQUID 1.12 A User's Manual. A Geo-chronological Toolkit for Microsoft Excel* / K.R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2005a. – 22 p. Mode of access: <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>
148. Ludwig, K.R. *User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* / K.R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2005b. – 71 p. Mode of access: <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>
149. Luhr, J.F. *Experimental phase relations of water- and sulfur-saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichon Volcano* / J.F. Luhr // *Journal of Petrology.* – 1990. – V. 31. P. 1071–1114.

150. Manya, S. Geochemistry and Nd-isotopic composition of potassic magmatism in the Neoproterozoic Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania / S. Manya, M.A.H. Maboko, E. Nakamura // *Precambrian Research*. – 2007. – V. 159. – P. 231–240.

151. Martin R.F. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment / R.F. Martin // *Lithos*. – 2006. – V. 91. – P. 125–136.

152. McDougall, I. Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association / I. McDougall // *Geological Society of America Bulletin*. – 1962. – V. 73. – P. 279–316.

153. Mikkola, P. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids / P. Mikkola, H. Huhma, E. Heilimo, M. Whitehouse // *Lithos*. – 2011. – V. 125. – P. 287–307.

154. Moreno, J.A. Geochronological and geochemical evidences for extension-related Neoproterozoic granitoids in the southern São Francisco Craton, Brazil / J.A. Moreno, M.R. Baldim, J. Semprich [et al.] // *Precambrian Research*. – 2017. – V. 294. – P. 322–343.

155. Moyen, J.-F. Late Proterozoic granites: a typology based on the Dharwar Craton (India) / J.-F. Moyen, H. Martin, M. Jayananda, B. Auvray // *Precambrian Res.* – 2003. – V. 127 (1–3). – P. 103–123.

156. Nutman, A.P. SHRIMP U–Pb zircon ages of acid volcanic rocks in the Chitradurga and Sandur groups and granites adjacent to Sandur schist belt / A.P. Nutman, B. Chadwick, Rao B. Krishna, V.N. Vasudev // *Journal of the geological society of India*. – 1996. – V. 47. – P. 153–161.

157. Patiño-Douce, A.E. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbars / A.E. Patiño Douce, J.S. Beard // *Journal of Petrology*. – 1995. – V. 36. – P. 707–738.

158. Patino-Douce, A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids / A.E. Patino-Douce // *Geology*. – 1997. – V. 25. – P. 743–746.
159. Pearce, J.A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J.A. Pearce, N.B.W. Harris, A.G. Tindle // *J. Petrol.* – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
160. Romano, R. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism / R. Romano, C. Lana, F.F. Alkmim [et al.] // *Precambrian Res.* – 2013. – V. 224. – P. 143–159.
161. Safonov, O.G. Interaction of biotite-amphibole gneiss with H₂O-CO₂-(K, Na)Cl fluids at 550 MPa and 750 and 800°C: experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust / O.G. Safonov, S.A. Kosova, Dirk D. van Reenen // *Journal of Petrology*. – 2014. – V. 55. – N. 12. – P. 2419–2456.
162. Sardinha, A.S. Geology, geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil / A.S. Sardinha, C.E.M. Barros, R. Krymsky // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2006. – V. 20. – P. 327–339.
163. Savko, K.A. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia / K.A. Savko, A.V. Samsonov, A.B. Kotov [et al.] // *Precambrian Research*. – 2018a. – V. 311. – P. 1–23.
164. Savko, K.A. Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite association of Kursk block (Voronezh Crystalline Massif): composition age and correlation with Ukrainian Shield complexes / K.A. Savko, A.V. Samsonov, A.N. Larionov [et al.] // *Doklady Earth Sciences*. – 2018b. – V. 478 (1). – P. 115–119.
165. Savko, K.A. 2.6 Ga High-Si Rhyolites and Granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and Application for the Archaean Palaeocontinental Correlations / K.A. Savko, A.V. Samsonov, N.V. Kholina [et al.] // *Precambrian Research*. – 2019. — V. 322. — C. 170–192.
166. Schmitt, A.K. Petrogenesis and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Brandberg Complex, Namibia: Evidence for a major mantle contribution in metaluminous and

peralkaline granites / A.K. Schmitt, R. Emmermann, R.B. Trumbull [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2000. – V. 41. – P. 1207–1239.

167. Shchipansky, A.A. Geodynamics of the eastern margin of Sarmatia in the Palaeoproterozoic / A.A. Shchipansky, A.V. Samsonov, A.Yu.Petrova, Yu.O. Larionova // *Geotectonics*. – 2007. – V. 41 (1). – P. 38–62.

168. Sheraton, J.W. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite facies terrane; the Bungar Hills, East Antarctica / J.W. Sheraton, L.P. Black, A.G. Tindle // *Chemical Geology*. – 1992. – V. 97. – P. 163–198.

169. Smirnov, V.K. Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H₂O / V.K. Smirnov, A.V. Sobolev, V.G. Batanova [et al.] // *EOS Trans. Spring Meet. Suppl. AGU*. – 1995. – V. 17. – P. 270.

170. Smithies, R.H. Late Archean felsic alkaline igneous rocks in the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia: a result of lower crustal delamination / R.H. Smithies, D.C. Champion // *Journal of the Geological Society (London)*. – 1999. – V. 156. – P. 561–576.

171. Spulber, S.D. The origin of rhyolite and plagiogranite in the oceanic crust: an experimental study / S.D. Spulber, M.J. Rutherford // *Journal of Petrology*. – 1983. – V. 24. – P. 1–25.

172. Stacey, J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model / J.S. Stacey, J.D. Kramers // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1975. – V. 26. – P. 207–221.

173. Steiger, R.H. Subcommittee of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology / R.H. Steiger, E. Jager // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1977. – V. 36. – № 2. – P. 359–362.

174. Sun, S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. Sun, W.F. McDonough // *Geological Society of London Special Publication*. – 1989. – N. 42. – P. 313–345.

175. Tchameni, R. Neoproterozoic crustal evolution in the Congo Craton: evidence from K rich granitoids of the Ntem Complex, southern Cameroon / R. Tchameni, K. Mezger, N.E. Nsifa, A. Pouclet // *J. Afr. Earth Sci.* – 2000. – V. 30(1). – P. 133–147.

176. Terentiev, R.A. Paleoproterozoic granitoids of the Iosevo terrane, east European craton: age, magma source and tectonic implications / R.A. Terentiev // *Precambrian Research*. – 2016. – V. 287. – P. 48–72.

177. Trendall, A.F. Further zircon U-Pb age data for the Dagingkatte Formation, Dharwar Supergroup, Karnataka Craton / A.F. Trendall, J.D. Laeter, D.R. Nelson, Y. J. Bhaskar Rao // *Journal of the Geological Society of India*. – 1997b. – V. 50. – P. 25–30.

178. Wang, Z. 2.85 Ga and 2.73 Ga A-type granites and 2.75 Ga trondhjemite from the Zhongxiang Terrain: Implications for early crustal evolution of the Yangtze Craton, South China / Z. Wang, Q. Deng, T. Duan [et al.] // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 61. – P. 1–19.

179. Wark, D.A. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer / D.A. Wark, E.B. Watson // *Contrib Mineral Petrol*. – 2006. – V. 152. – P. 743–754.

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

181. Weidentbeck, M. 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses / M. Weidentbeck, P. Alle, F. Corfu [et al.] // *Geostandarts Newsletter*. – 1995. – V. 19. – P. 1–23.

182. Whalen, J.B. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis / J.B. Whalen, K.L. Currie, B.W. Chappell // *Contrib. Mineral. Petrol*. – 1987. – V. 95. – P. 407–419.

183. Wu, F.Y. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis / F.Y. Wu, D.Y. Sun, H.M. Li [et al.] // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 187 (1–2). – P. 143–173.

184. Yang, W.-B. The role of recycled oceanic crust in the generation of alkaline A-type granites / W.-B. Yang, H.-C. Niu, P. Hollings [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2017. – V. 122. <https://doi.org/10.1002/2017JB014921>.

185. Zaitceva, M.V. Isotopic geochronology (U-Pb) and geochemistry (Nd, Hf) of Neoproterozoic rhyolites and granites of the Kursk block, Eastern Sarmatia: petrological

reconstructions for intraplate acid magmas / M.V. Zaitceva, K.A. Savko, A.V. Samsonov, N.V. Kholina, A.N. Larionov // 14-th European Workshop on Laser Ablation. June 26-29. Pau, France. – 2018. – P. 88.

186. Zhou, G. The 2.65 Ga A-type granite in the northeastern Yangtze craton: Petrogenesis and geological implications / G. Zhou, Y. Wu, S. Gao [et al.] // Precambrian Research. – 2015. – V. 258. – P. 247–259.

187. Zozulya, D.R. Geology and age of the Late Archean Keivy alkaline province, Northeastern Baltic Shield / D.R. Zozulya, T.B. Bayanova, G.N. Eby // Journal of Geology. – 2005. – V. 113. – P. 601–608.

Фондовая

188. Быкова, Т.А. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива и оценка их возможностей рудоносности (окончательный научно-исследовательский отчет по договору № 91 за 1967–72 гг.) / Т.А. Быкова, Е.М. Крестин // Московский ГРИ. – Москва. – 1972. – 280 с.

189. Двойнин, В.В. Отчет о поисках золотоносных конгломератов в пределах Оскольского железорудного района КМА. Лист М-37-VIII. В 3-х томах / В.В. Двойнин [и др.] // Белгородгеология. – Белгород. – 1990. – 295 с.

190. Дервянкин, Ю.А. Отчет о результатах работ по теме: Изучить протерозойские гранитоиды центральной части КМА и уточнить их металлогеническую специализацию и возрастное положение на основе комплекса петрологических, минералогических, геохимических и геохронологических данных / Ю.А. Дервянкин, Л.Л. Шатрубов, А.А. Архипова. – Белгород : БелНИГРИ, 1991. – 151 с.

191. Кононов, Н.Д. Отчет о результатах работ по составлению геологической карты докембрия масштаба 1 : 500 000, уточнению стратиграфической схемы докембрия и картированию разломов, контролирующих гранитоидные интрузии и связанное с ними оруденение на территории Воронежского кристаллического массива / Н.Д. Кононов, Б.М. Петров [и др.] // МНП ЦГФЭ. – Москва. – 1977. – 347 с.

192. Кононов, Н.Д. Отчет о результатах работ по теме: "Детализация стратиграфической схемы раннедокембрийских образований центральной части Воронежского кристаллического массива" (Курская и Белгородская области) / Н.Д. Кононов [и др.] // Московская ГРП. – Москва. – 1980. – 368 с.

193. Кононов, Н.Д. Петрография и металлогения гранитоидных комплексов Воронежского кристаллического массива: отчет / Н.Д. Кононов [и др.] // ТГУЦР Московская КГРЭ; МГРИ, кафедра полезных ископаемых. – Москва. – 1973. – 1177 с.

194. Крестин, Е.М. Мафит-ультрамафитовый магматизм докембрия Воронежского кристаллического массива и оценка его рудоносности (геологический отчет) / Е.М. Крестин [и др.]. – 1980. – 470 с.

195. Лосицкий, В.И. Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-минерагенических карт м-ба 1 : 5 000 000 за 1991–1999 гг. Окончательный отчет / В.И. Лосицкий [и др.]. – 1999. – 1125 с.

196. Плаксенко, Н.А. Изучение геологического строения докембрия Михайловско-Новоялтинского рудного поля с целью установления закономерностей размещения руд черных и других металлов и выявления новых перспективных площадей. Заключительный отчет / Н.А. Плаксенко [и др.]. – Воронеж. – 1981. – 253 с.

197. Плаксенко, Н.А. Минерагения эффузивных формаций территории КМА: отчет. Т.3. Ч.1 / Н.А. Плаксенко [и др.] // ВГУ. – Воронеж, 1980. – 260 с.

198. Полищук, В.Д. Геологическая карта докембрийских образований Воронежской антеклизы масштаба 1 : 500 000 / В.Д. Полищук, В.И. Полищук // Белгородгеология. – Белгород. – 1973. – 327 с.

199. Полищук, В.Д. Отчет картосоставительской партии по геологическому картированию докембрия Воронежской антеклизы (по сост. на 01.01.1972 г.) м-б 1 : 200 000 / В.Д. Полищук, В.И. Полищук, Е.И. Дунай // Белгородгеология. – Белгород. – 1972. – 565 с.

200. Полищук, В.Д. Отчет о результатах работ по глубинному геологическому картированию докембрия в пределах Старооскольского и Белгородского железорудных районов масштаба 1 : 200 000 / Полищук В.Д. [и др.] // Белгородгеология. – Белгород. – 1984. – 1478 с.