

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук

На правах рукописи

ПЕТРАКОВА МАРИНА ЕВГЕНЬЕВНА

**ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
ХОХОЛЬСКО-РЕПЬЁВСКОГО БАТОЛИТА ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНА
ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА**

Специальность: 1.6.3 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Савко Константин Аркадьевич

Научный консультант

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Балтыбаев Шаукет Каимович

Санкт-Петербург – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ	8
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА.....	10
2.1. Краткая характеристика геологических комплексов западной части Волго-Донского орогена.....	10
2.2. Павловский и Хохольско-Репьёвский батолиты Донского террейна ВДО.....	17
Глава 3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	25
Глава 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ПОТУДАНСКОГО И ПАВЛОВСКОГО ТИПОВ ХОХОЛЬСКО- РЕПЬЁВСКОГО БАТОЛИТА.....	33
4.1. Петрография и минералогия.....	33
4.1.1. Кварцевые монцонаббро–гранодиориты потуданского типа.....	34
4.1.2. Гранитоиды павловского типа.....	51
4.1.3. Гибридные породы.....	60
4.2. Геохимическая характеристика пород.....	63
4.2.1. Потуданский тип.....	63
4.2.2. Павловский тип.....	74
4.2.3. Гибридный тип.....	81
Глава 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	86
5.1. Результаты геохронологических U-Pb исследований циркона.....	86
5.2. Результаты Sm-Nd исследований.....	94
5.3. Результаты Lu-Hf изотопные исследования циркона.....	95
Глава 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС.....	99
6.1. Условия кристаллизации магм.....	99
6.2. Типизация пород потуданского типа и сравнение со смежными комплексами Донского террейна	102
6.2.1. Сравнение со смежными комплексами Донского террейна.....	102
6.2.2. Моделирование эволюции магм павловского и потуданского типов.....	104
6.2.3. Гибридный тип пород и признаки смешения магм в верхнекоровых условиях.....	110
6.2.4. Геохимическая типизация.....	115
6.4. Условия генерации магм и магматические источники.....	119
6.4.1. Условия генерации магм.....	119
6.4.2. Источники магм.....	122
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	127
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	129

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Породы Хохольско-Репьёвского батолита Донского террейна образуют один из крупнейших плутонов в западной части протерозойского Волго-Донского орогена. Геологическое строение и развитие Хохольско-Репьёвского батолита в палеопротерозойское время фактически не освещено в литературе. Породы батолита хотя и относили к палеопротерозойскому гранитоидному павловскому комплексу (Государственная..., 2011), петротипичным представителем которого является Павловский батолит в южной части Донского террейна, но никаких прецизионных изотопно-геохронологических и геохимических данных, подтверждающих это, нет. Положение усугубляется тем, что в 80-90е годы прошлого века во внутренней части батолита были выявлены массивы меланократовых пород, которые по многим параметрам значительно отличаются от вмещающих их пород павловского комплекса. Одни исследователи включали эти массивы в состав павловского комплекса, а другие относили их к метаморфизованному архейскому белогорьевскому комплексу (Чернышов и др., 1998; Государственная..., 2011). Эти специфические меланократовые породы были ранее предварительно выделены нами как особый потуданский тип (Петракова, Терентьев, 2018), требующий дополнительного изучения и уточнения тектонической обстановки и происхождения.

Актуальность данной работы определяется необходимостью выяснить разнообразие и возрастное соотношение пород в составе изучаемого батолита, оценить физико-химические параметры кристаллизации, уточнить геодинамическую обстановку формирования пород. Знание возраста магматических пород Хохольско-Репьёвского батолита дало бы возможность решить вопрос отнесения их к архейскому белогорьевскому или протерозойскому павловскому комплексу. Кроме того, обоснование возраста, условий образования пород батолита расширило бы представления о роли и значении мантийных и коровых источников в формировании вещественных комплексов Донского террейна Волго-Донского орогена.

Целью работы является установление строения, возраста, условий образования и происхождения пород Хохольско-Репьёвского батолита. Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

1. Реконструировать строение Хохольско-Репьёвского батолита и провести типизацию пород на основе изучения минералогических, петрографических и геохимических особенностей;
2. Оценить время кристаллизации пород батолита на основе U-Pb изотопного датирования циркона;

3. Провести сравнительный анализ пород Хохольско-Репьёвского батолита с породами смежных магматических комплексов;
4. Оценить условия внедрения и кристаллизации магм Хохольско-Репьёвского батолита;
5. Оценить роль фракционной кристаллизации (FC) и возможной ассимиляции и контаминации (AFC) в эволюции составов пород батолита;
6. Уточнить роль коровых и мантийных источников в образовании изучаемых пород при помощи Sm-Nd и Lu-Hf изотопно-геохимических исследований.

Фактический материал и методы исследования.

Фактическую основу работы составляют оригинальные авторские данные, собранные за время исследования (2017–2021 гг.) и материалы, полученные из фондовых и опубликованных в открытой печати источников. Картографический материал (геофизические данные по Хохольско-Репьёвскому батолиту и плутону Потудань) был собран из фондов ООО "Воронежгеология" (г. Воронеж).

В ходе исследований был изучен керн из 28 скважин, 65 прозрачно-полированных шлифов. Вещественный состав пород и минералов изучался комплексом методов оптической и электронно-зондовой микроскопии и включает количественно-минералогический анализ 13 образцов в шлифах, 246 микронзондовых определений петрогенных компонентов в породообразующих минералах. Выполнено и использовано в работе 53 химических анализа пород (XRF), 29 анализов содержаний редких и рассеянных элементов, для 3-х проб определен изотопный возраст U-Pb методом по циркону, для 6 проб проведены исследования изотопного состава Nd и для одной пробы было выполнено изучение Lu-Hf изотопного состава циркона.

Помимо перечисленного, в работе использовались дополнительные фактические и аналитические материалы, предоставленные К. А. Савко и Р. А. Терентьевым (НИИ Геологии ВГУ, г. Воронеж).

Анализы химического состава производились на рентгенофлуоресцентном спектрометре «S8 Tiger» (Bruker AXS GmbH, Германия), анализы составов породообразующих минералов выполнены на растровом электронном микроскопе, результаты исследований получены на оборудовании ЦКПНО ВГУ. Содержания редких элементов определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определение изотопного возраста циркона U-Pb локальным методом и Sm-Nd изотопные анализы пород выполнены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Lu-Hf изотопные исследования циркона проведены в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург). Моделирование магматического минералообразования было выполнено на основе пакета «MELTS». Термо- и барометрия пород, оценка водонасыщенности магм

производились с применением комплекса «классических» минеральных термометров, барометров и фугометров.

Обработка полученной геологической, минералогической, геохимической и изотопно-геохимической информации осуществлялась с использованием программ Microsoft Office, CorelDraw, Photo-Shop CS6, GCDKit, Grapher, Isoplot.

Положения, выносимые на защиту:

1. Хохольско-Репьёвский батолит сформировался 2050-2080 млн лет назад и сложен двумя магматическими ассоциациями пород: потуданской монцогаббро-гранодиоритовой и павловской монцодиорит-лейкогранитовой, которые относятся к железистой и магнезиальной сериям соответственно.

2. Кристаллизация расплавов магматических пород потуданского типа происходила при начальной температуре 1150–1000°C, а павловского – при 980–900°C на глубине около 9 км. Преобладание в потуданском типе ильменитсодержащих пород, а в павловском – магнетитсодержащих, является следствием разной водонасыщенности магм, а также разной фугитивности кислорода в них.

3. Геохимические и изотопно-геохимические особенности пород потуданского типа свидетельствуют о происхождении магм из обогащенного мантийного источника и павловского типа – из смешанного мантийно-корового.

Научная новизна.

Получены новые данные о строении и возрасте Хохольско-Репьёвского батолита и впервые выделены в его составе две серии пород с различными петро- и геохимическими параметрами. Впервые установлены режимы кристаллизации магматических пород по комплексу методов геотермо- и барометрии и получены оценки водонасыщенности и фугитивности кислорода в магмах изученного батолита. Установлено, что породы батолита кристаллизовались в верхнекоровых условиях и, что в их образовании принимали участие расплавы из обогащенного мантийного источника.

Практическая значимость.

Результаты исследований могут быть использованы при разработке и составлении геологических карт докембрийского фундамента различного масштаба, а также для составления моделей магматизма для раннего докембрия Восточно-Европейской платформы.

Соответствие результатов работы научным специальностям.

Результаты работы соответствуют пункту 1 (магматическая геология) и 2 (магматическая петрология) паспорта специальности 1.6.3.

Апробация работы и публикации.

Результаты исследований по теме диссертации изложены в 9 работах, из них 3 статьи в журналах из списка ВАК. Основные результаты представлены на научных конференциях и совещаниях: XXXI Молодежной научной школе-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (г. Санкт-Петербург, 2020); X Российской молодежной научно-практической Школе «Новое в познании процессов рудообразования» (г. Москва, 2020); Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 90-летию ИГЕМ РАН «Породо-, минерало- и рудообразование: Достижения и перспективы исследований» (г. Москва 2020); XIII Всероссийском Петрографическом совещании (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов» (г. Иркутск, 2021); Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, 2021). Отдельные части работы докладывались на ежегодных научных конференциях и семинарах геологического факультета и НИИ Геологии ВГУ в 2017–2018 гг.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения, изложена на 142 страницах, содержит 53 рисунка и 22 таблицы. Список литературы включает 158 наименований.

Во введении обоснованы актуальность темы, ее научная и практическая значимость, сформулирована цель исследования и задачи, приведены используемые аналитические методы и фактический материал, положенный в основу работы. Даются сведения об апробации результатов, раскрывается структура изложения работы.

Первая глава включает в себя постановку проблемы и раскрывает актуальность изучения гранитоидов исследуемого Донского террейна Волго-Донского орогена.

Во второй главе дается краткая геологическая характеристика магматических комплексов западной части Волго-Донского орогена, особое внимание уделяется характеристике гранитоидов в пределах Донского террейна.

В третьей главе приводится подробное описание методики исследования.

В четвертой главе рассмотрены петрографо-минералогические и геохимические особенности изученных магматических пород, являющихся составной частью Хохольско-Репьёвского батолита. Кроме общей характеристики изученных пород, породы павловского типа из Хохольско-Репьёвского батолита сравниваются с аналогичными гранитоидами другого крупного (Павловского) батолита с целью проверки их принадлежности к единому павловскому магматическому комплексу. Породы потуданского типа предложено выделить из состава павловского комплекса и рассматривать как отдельный тип пород (или отдельный магматический комплекс). Материалы главы частично легли в основу 1-го и 2-го защищаемых положений.

В пятой главе представлены изотопно-геохимические (Nd, Hf) и изотопно-геохронологические (U-Pb) данные. На основании полученного возраста циркона гранитоидов предлагается отнести изученный этап магматической активности к постколлизионному. Геохимические и изотопно-геохимические результаты дают основание предполагать обогащенную природу источника для магматических комплексов Хохольско-Репьёвского батолита. Материалы главы легли в основу 1-го и 3-го защищаемых положений.

Шестая глава - заключительная, посвящена геохимической типизации магматических пород Хохольско-Репьёвского батолита и их петрогенезису. Здесь приведены результаты исследований по термо- и барометрии, которые позволяют определить условия кристаллизации исследуемых массивов. Представлено петрохимическое моделирование фракционной кристаллизации и эволюции составов двух типов магм (потуданской и павловской), а также их кристаллизации с учетом возможной ассимиляцией боковых пород. На основе геохимических и изотопно-геохимических характеристик определены условия генерации магм и предложена тектоническая интерпретация развития магматических комплексов Хохольско-Репьёвского батолита в составе Донского террейна.

Благодарности.

Искреннюю благодарность за научное руководство автор выражает своим научным руководителям: доктору геолого-минералогических наук, профессору К.А. Савко и доктору геолого-минералогических наук, профессору Ш.К. Балтыбаеву. В выполнении своей работы автор благодарит научных сотрудников НИИ Геологии ВГУ преподавателей и сотрудников кафедры полезных ископаемых и недропользования за неоценимую поддержку и постоянную консультацию (к.г.-м.н. Холину Н.В, к.г.-м.н. Стрика Ю.Н., к.г.-м.н. Лебедева И.П., к.г.-м.н. Базикова Н.С., к.г.-м.н. Кориш Е.Х.), а также сотрудников ИГГД РАН (д.г.-м.н. А.Б. Кузнецова, д.г.-м.н. А.Б. Котова, д.г.-м.н. А.М. Ларина к.г.-м.н. Е.Б. Сальникову, к.г.-м.н. В.П. Ковача, к.г.-м.н. В.М. Саватенкова, Е.Ю. Рыцка, , к.г.-м.н. П.Я. Азимова, к.г.-м.н. О.Л. Галанкину, к.г.-м.н. Д.В. Доливо-Добровольского, А.В. Юрченко, Р.Л. Анисимова). Отдельно автор хочет отметить большую помощь, оказанную д.г.-м.н. О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н., чл.-корр. РАН А.В. Самсоновым (ИГЕМ РАН) при подготовке диссертации. Особую благодарность автор выражает кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику НИИ Геологии ВГУ Р.А. Терентьеву за внимание, требовательность и ценные советы, которые способствовали выполнению исследований на всех этапах работы.

Также хочу выразить свою признательность моим родным за поддержку, мотивацию и веру, что эта работа будет сделана.

Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стабилизация платформ, которой предшествовали субдукционные или коллизионные события, влечет за собой масштабный магматизм разнообразного состава, и особенно огромную массу составляют гранитоиды, которые принято обозначать как «постколлизионные» (Liégeois et al., 1998; Bonin, 2004). В некоторых ранних исследованиях отмечалось, что магмы постколлизионного этапа по своему составу в основном калиевые и, в частности высококалиевые, известково-щелочные, с подчиненным количеством шшонитовых пород, и могут быть от высоко- до умеренноглиноземистых. В источник таких магм обычно вовлечен ювенильный компонент, мантийный или субстраты новообразованной коры магматического и осадочного происхождения (Clemens et al., 2009; Laurent et al., 2013).

Одна из основных черт постколлизионного магматизма – это разнообразие магматических образований контрастного состава. Так, некоторые исследователи подразделяют образовавшиеся в постколлизионный этап гранитоиды на две серии: «магнезиально-калиевую» (Mg-K) и «железо-калиевую» (Fe-K).

Докембрийскими примерами совместного нахождения обеих серий могут быть гранитоидные комплексы Карельской части Фенноскандинавского щита (Mikkola et al., 2011), плутон Маток в кратоне Каапвааль в Южной Африке (Laurent et al., 2014).

Фанерозойским примером, где Mg-богатые гранитоидные комплексы сосуществуют с гранитоидами обогащенными Fe, могут служить комплексы в Западных Альпах (Bonin, 2004; Debon, Lemmet, 1999).

Обе серии гранитоидов по составу являются щелочно-известковыми и известково-щелочными, умеренноглиноземистыми, различаются по соотношениям FeO_{tot}/MgO , Al_2O_3 , K_2O , и содержанию некоторых микроэлементов.

Петрогенезис умеренноглиноземистых гранитоидных магм предполагает вовлечение двух источников – корового и мантийного (Liégeois et al., 1998; Barbarin, 1999; Kemp, Hawkesworth, 2003; Bonin, 2004; Clemens et al., 2009).

Примером совместного нахождения субщелочных, известково-щелочных до шшонитовых Mg-K и Fe-K ассоциаций пород в Волго-Донском орогене являются гранитоиды павловского и потуданского типов, которые расположены в композитном Хохольско-Репьёвском батолите (ХРБ).

История геологического развития Волго-Донского орогена связана с предшествующими коллизионными событиями 2.1 млрд лет назад (Щипанский и др., 2007; Бибикова и др., 2009;

Bogdanova et al., 2005; 2012; Terentiev 2014). Этот этап является одним из ключевых в геологической истории орогена, а сами постколлизийные гранитоиды являются хорошими индикаторами процессов эволюции крупных структур и их изучение имеет важное значение в понимании природы магматического источника и тектонических обстановок во время роста континентальной коры (Pitcher, 1983; Pearce et al., 1984; Barbarin, 1999; Розен, Федоровский, 2001).

Геологическое развитие Хохольско-Репьёвского батолита в палеопротерозойское время фактически не освещено в литературе. Малые объемы основного субщелочного магматизма, который представлен породами потуданского типа, многими исследователями рассматривались в составе архейского белогорьевского комплекса, или в составе павловского гранитоидного (Чернышов и др., 1998; Государственная..., 2011).

В результате анализа ранее проведенных работ нами было обращено внимание на следующие факты и проблемные вопросы:

1) Субщелочные железистые породы потуданского типа встречаются только в пределах павловского гранитоидного комплекса, но при этом сильно отличаются от последних по ряду петрографических, минералогических и геохимических свойств.

2) Нет полных данных о возрасте пород Хохольско-Репьёвского батолита. Необходимо выяснить возрастное соотношение пород потуданского и павловского типов в составе батолита, что позволит уточнить интерпретацию их тектонической позиции. Знание возраста потуданских пород даст возможность решить вопрос правомочности отнесения их к архейскому ультраосновному белогорьевскому комплексу, как это полагалось некоторыми исследователями региона.

3) Обоснование геологической позиции, возраста, условий образования пород потуданского типа расширит представления о роли и значении различных мантийных и коровых источников вещества, вовлеченных в магматические процессы протерозойского Волго-Донского орогена.

Поиски решений вышеуказанных вопросов легли в основу представляемой диссертационной работы.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА

2.1. Краткая характеристика геологических комплексов западной части Волго-Донского орогена

Наиболее актуальной и обоснованной на сегодня представляется модель геодинамического развития Восточно-Европейского кратона, согласно которой в его строении принимают участие три различных раннедокембрийских мегаблока: Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия (рис. 2.1а), спаянные орогенами в конце палеопротерозоя (Shchipansky, Bogdanova, 1996; Bogdanova et al., 2006, 2008; Claesson et al., 2001). Эта модель подтверждается контрастными различиями в составе, возрасте и истории формирования Фенноскандии и Сарматии, выведенных на поверхность, соответственно, в северной части Восточно-Европейского кратона – Фенноскандинавского щита, на юге – Украинского щита и Воронежского кристаллического массива соответственно.

Характеристике Воронежского кристаллического массива (ВКМ) посвящено довольно много работ (Зайцев 1979; Крестин 1972, 1980, 1988; Ненахов, 1992; Чернышев, 1994; Чернышев, Ненахов, 1997; Лебедев, 1998; Лосицкий и др., 1999; Савко, 2004; Савко и др., 2018). Основные сведения о геологическом строении региона базируются на материалах геолого-разведочных работ, проведенных в 70–90-е годы XX века, по результатам которых выделяют два крупных сегмента: западный – блок Курской магнитной аномалии, известный мощными отложениями железисто-кремнистых формаций, и восточный (ныне - Воронцовский террейн) – где, нет железистых кварцитов и соответственно сильных магнитных аномалий, но распространены формации платиноносных медно-никелевых руд. Ввиду промышленного значения регионов, эти территории достаточно хорошо изучены при помощи бурения, в отличие от их краевой зоны, которая тянется вдоль Лосево-Мамонского глубинного разлома и до недавнего времени называлась Липецко-Лосевским вулcano-плутоническим поясом, а также Лосевской шовной зоной, ныне описываемыми как Лосевский и Донской террейны (рис. 2.1б).

Для объяснения различий в геологическом строении отдельных областей в палеопротерозойское время рядом исследователей (Щипанский и др., 2007; Бибикина и др., 2009; Bogdanova et al., 2005; 2016; Samsonov et al., 2016) была предложена новая геодинамическая модель развития восточной части Сарматского сегмента. Эта модель подразумевает субдукционные процессы в период 2.2–2.1 млрд лет назад в Волго-Донском

океане с существованием островных дуг, его последующее закрытие с образованием одноименного Волго-Донского орогена (ВДО).

По данным бурения (Чернышов и др., 1998а) и геофизических исследований (Mints et al., 2015) террейны Волго-Донского орогена простираются более чем на 700 км от Рязани до Волгограда. На севере они перекрываются мезо-неопротерозойскими отложениями Пачелмского авлакогена, а на юге – образованиями Днепровско-Донецкого авлакогена и Прикаспийской впадины. В состав западной части Волго-Донского орогена, с запада на восток входят: Донской, Лосевский и Воронцовский террейны, разделенные крупными региональными разломами и зонами дробления (рис. 2.1 б).

По мнению ряда исследователей (Щипанский и др., 2007; Савко и др., 2015) коллизия Волго-Уралии и Сарматии около 2.1 млрд лет назад приводит к складкообразованию и метаморфизму палеопротерозойских пород Курского блока, Лосевского и Воронцовского террейнов. Несмотря на то, что сведения о метаморфизме пород этого региона приводятся в ряде работ (Савко, 1990, 1994а, 1994б; Савко, Скрыбин, 1999; Савко, Полякова, 2001; Савко, Герасимов, 2002), все же надо отметить скудность и схематичность их для Лосевского и Донского террейнов. Пока можно только констатировать, что гнейсы Донского террейна метаморфизованы в условиях амфиболитовой, а породы Лосевского террейна, главным образом, в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Воронцовский террейн с запада ограничен Лосево-Мамонским глубинным разломом, отделяющим его от Донского и Лосевского террейнов, сложенных палеопротерозойскими породами (Terentiev, 2014а; Terentiev et al., 2014b), продолжается далеко в сторону Волго-Уралии, где вероятным аналогом воронцовской серии выступает южно-волжский комплекс (Бибилова и др., 2009), южную его часть окаймляет Прикаспийская впадина.

В последние годы рядом исследователей принято считать (Щипанский и др., 2007; Базиков и Савко, 2013), что Воронцовский террейн развивался как аккреционная призма над зоной субдукции, в пределах которой накапливались осадки турбидитового типа (воронцовская серия), представленные флишоидным чередованием метапесчаников и сланцев с различной долей углеродистого материала (Лебедев и др., 1999).

По сейсмическим данным мощность воронцовской серии меняется от 2–3 км в юго-западной части до 6–8 км в восточной части (Тарков, 1974). Период накопления и метаморфизма осадочных толщ воронцовской серии сменился магматической активизацией, о чем свидетельствует появление многочисленных, в разной степени дифференцированных основных-ультраосновных интрузий мамонского и еланского комплексов с возрастом ~2070–2050 млн лет (Чернышов, 1998а,б; Савко и др., 2014, 2015; Терентьев и Савко, 2016; Terentiev et al., 2016). Эти магматические породы сосредоточены в основном вдоль Лосево-Мамонского

глубинного разлома и имеют толеитовые и известково-щелочные геохимические характеристики. На смену им приходят более молодые диориты новомеловатского (2058–2053 млн лет) (Terentiev et al., 2016) и граниты А- и S- типов бобровского (2050–2070 млн лет) (Савко и др., 2014) комплексов, несущие признаки корово-мантийного взаимодействия.

Лосевский террейн на западе граничит с архейскими образованиями обоянского комплекса Сарматского сегмента, с севера ограничен Пачелмским авлакогеном. Для Лосевского террейна предлагается формирование в системе окраинный бассейн – островная дуга. Формирование этой системы определено как 2170–2120 млн лет назад (Терентьев, 2016; Terentiev et al., 2017). Состав и характер магматизма в это время проявлен от толеитового (+ риолиты с адакитовой геохимией) до известково-щелочного (Щипанский 2007; Терентьев, 2016; Terentiev et al., 2017).

Лосевская серия – основа одноименного террейна – сложена метаморфизованными терригенными образованиями с различной долей туфогенного и вулканомиктового материалов, вулканитами контрастной базальт-плагиориолитовой (~2.14 млрд лет) (Терентьев, 2002; Terentiev et al., 2014a,b) и полимодальной базальт-андезит-плагиориолитовой ассоциаций (стрелицкая и подгоренская толщи, соответственно).

В доколлизийный период породы лосевской серии прорывают интрузии рождественского габбрового комплекса с возрастом 2.12–2.16 млрд лет (Терентьев, 2014б), который комагматичен метатолеитам лосевской серии и в последствие метаморфизован в результате коллизии Волго-Уралии и Сарматии около 2.1 млрд лет назад (Щипанский и др., 2007).

Усманский трондьемит-тоналит-гранодиоритовый комплекс прорывает породы лосевской серии. U-Pb возраст гранитов составляет 2.09–2.07 млрд лет (Терентьев, Савко, 2015). Породы комплекса относятся к низко-кальциевым, высоконапоровым низкощелочным гранитам с ТТГ-характеристиками.

Ольховский кварцдиорит-кварцмонцодиорит-лейкогранодиоритный внедряется в период 2.07–2.04 млрд лет назад (Терентьев, Савко, 2015; Terentiev et al, 2018), прорывает породы воронежской свиты и относится к известково-щелочной серии и близок к I-гранитам.

Группа интрузивов макареевского комплекса представлена ранней габбродиорит-тоналит-трондьемитовой ассоциацией, и поздней – монцодиорит-кварцдиоритовой. По геолого-структурному положению в стратифицированных толщах и взаимоотношениям с вмещающими породами лосевской серии, вероятный интервал внедрения пород макареевского комплекса определен как ~2.10–2.09 млрд лет (Терентьев, 2014а).

Все гранитоиды Лосевского террейна характеризуются положительными величинами ϵ_{Nd} .

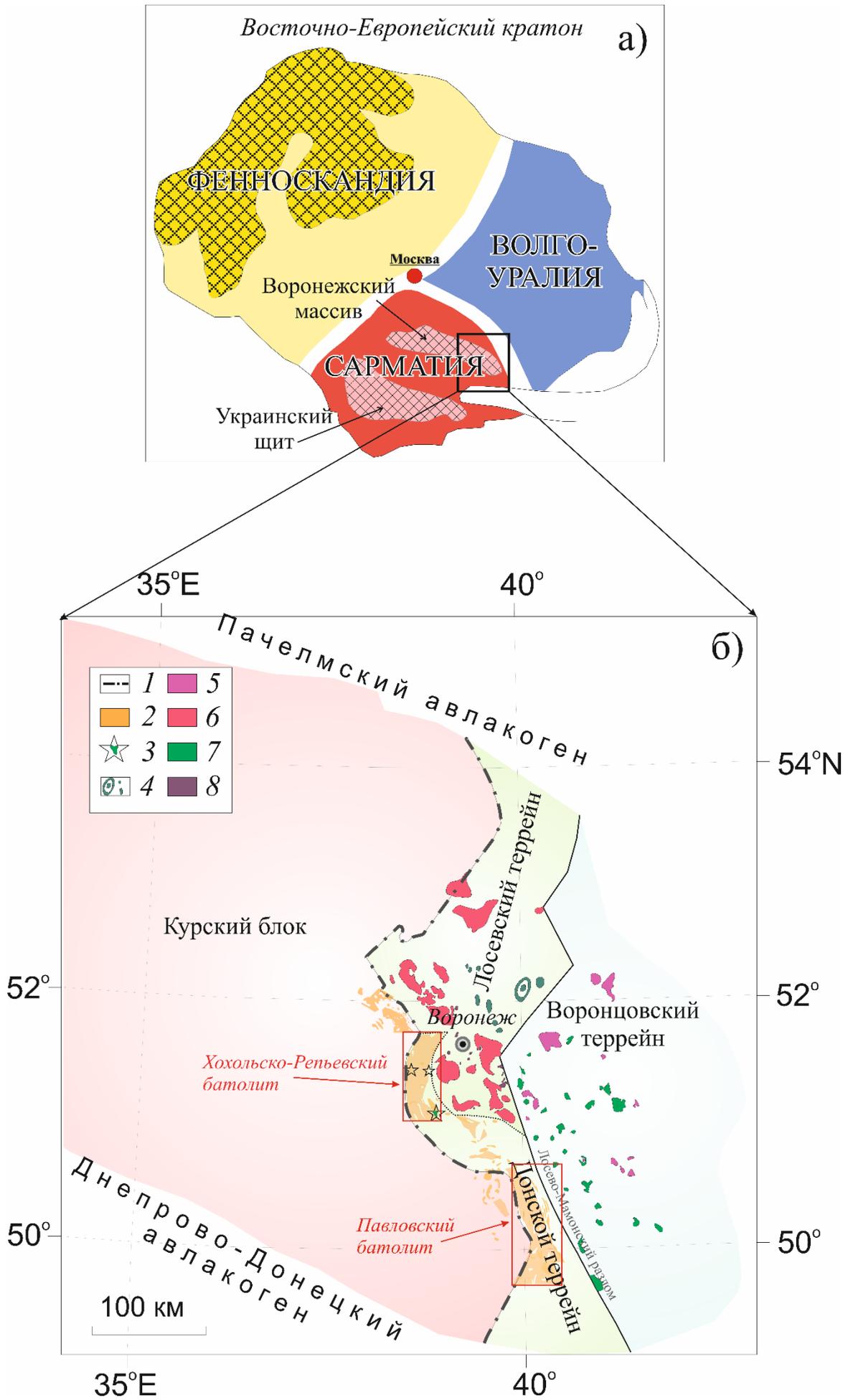


Рисунок 2.1. Схема расположения структур Волго-Донского орогена в восточной части Сарматии (а) и (б) – структурно-формационное районирование ВКМ и расположение палеопротерозойских магматических комплексов (внемасштабно). Обозначения на карте: 1 – западная граница Волго-Донского орогена; магматические комплексы: 2 – павловский гранитоидный; 3 – потуданский монцогаббро–гранодиоритовый; 4 – ольховский кольцевой плутон и группа макарьевских интрузивов; 5 – граниты А- и S-типа бобровского комплекса; 6 – усманский тоналит–диорит–гранодиоритовый; 7 – мамонский и еланский базит-гипербазитовые; 8 – метаморфизованные габброиды рождественского комплекса.

Донской террейн сложен ассоциацией пород донской серии. Южную его часть обрамляет Днепрово-Донецкий авлакоген, с западной части он ограничен архейскими образованиями Россошанского блока Сарматского сегмента (рис. 2.1 б). Донская серия – основа одноименного террейна – сложена мелкозернистыми биотитовыми, биотит-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами, мраморами и кальцифирами (Терентьев, 2018). Достоверные данные о возрасте гнейсов донской серии отсутствуют и вызывают острые дискуссии (Терентьев, 2018). Биотитовые, биотит-амфиболитовые гнейсы, ранее относимые к донской серии/ассоциации (Корреляционная схема..., 1998), являются директивными и контаминированными аналогами пород павловского магматического комплекса в широком эндоконтактовом глубинном ореоле батолитов (Терентьев, 2018). Так как часто биотит-амфиболитовые гнейсы чередуются с вмещающими мелкозернистыми амфиболитами/гнейсами, образуя широкую макрополосчатость и проникая по трещинам и вдоль сланцеватости/полосчатости ксенолитов, их было принято отнести к инъекционным мигматитам (Терентьев, 2018).

Вулканогенная часть разреза. Установить исходно эффузивную или пирокластическую/вулканогенно-осадочную природу разрезов амфиболитов Донского террейна крайне сложно, однако маломощные прослои сланцеватых амфиболитов/гнейсов больше типичны для пирокластики и/или вулканогенно-осадочных пород. Мощные (более 1–2 м) слои, могут представлять собой эффузивные аналоги, что косвенно подтверждается находками пироксенолитов (скарноидов, как доказательство горячего контакта) на границе амфиболитов и мраморов (Терентьев, 2018).

Мафитовый (до среднего) химический состав, в целом однородный минеральный состав, единые тренды на петрохимических диаграммах амфиболитов и биотит-амфиболитовых гнейсов позволяют отнести их к исходно вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям (Терентьев, 2018).

Накопление толщ донской серии в морском бассейне подтверждается прослоями мраморов и известково-силикатных пород (протолиты – известняки и мергели).

Все вулканиты относятся к известково-щелочной высококалийевой серии, однако разделяются на железистую и высокомагнезиальную ветви. По химическому составу вулканиты донской серии в первом приближении близки известково-щелочным породам из терригенной толщи лосевской серии, однако отличаются более высокими содержаниями калия, тория (Терентьев, 2018).

Исходя из того, что метабазиты метаморфизованы в условиях, отвечающих, как минимум, амфиболитовой фации метаморфизма, их протолиты имеют отношение к доколлизийным событиям. Метаморфизм, приведший к полной потере реликтовых структур в амфиболитах/гнейсах, отличает их от большей части амфиболитов лосевской серии.

В Донском террейне известны интрузивные тела белогорьевского комплекса с предполагаемым предшественниками архейским возрастом. Считается, что комплекс метаморфизован и представлен горнблендитами, габбро-амфиболитами и пироксенитами (рис. 2; 2.2), которые слагают линзовидные, изометричные тела площадью 0.5–2 км² не установленной мощности (Одокий, 1962).

Обширные объемы гранитоидного магматизма были проявлены в Донском террейне ~2.04–2.08 млрд лет назад. Так, здесь широко развит павловский гранитоидный комплекс, представленный крупными батолитами (1500–2000 км² каждый): в северной части террейна – Хохольско-Репьёвским, в южной – петротипическим Павловским; серией разобщенных массивов в Лискинском районе с возрастом ~2.07 млрд лет (Terentiev et al., 2020). Западнее Донского террейна в пределах архейского обоянского плутоно-метаморфического комплекса Курского блока – Олымская (~2.06 млрд лет) (Terentiev et al., 2020) и Россошанская группы (~2.08 млрд лет) (Terentiev et al., 2020) (рис. 2.1 б).

Другим представителем является изучаемый нами потуданский известково-щелочной - субщелочной комплекс. Подробные сведения о нем будут представлены ниже.

Все перечисленные магматические породы перекрываются чехлом несогласно залегающих фанерозойских осадков мощностью от 0.5 до 300 м.

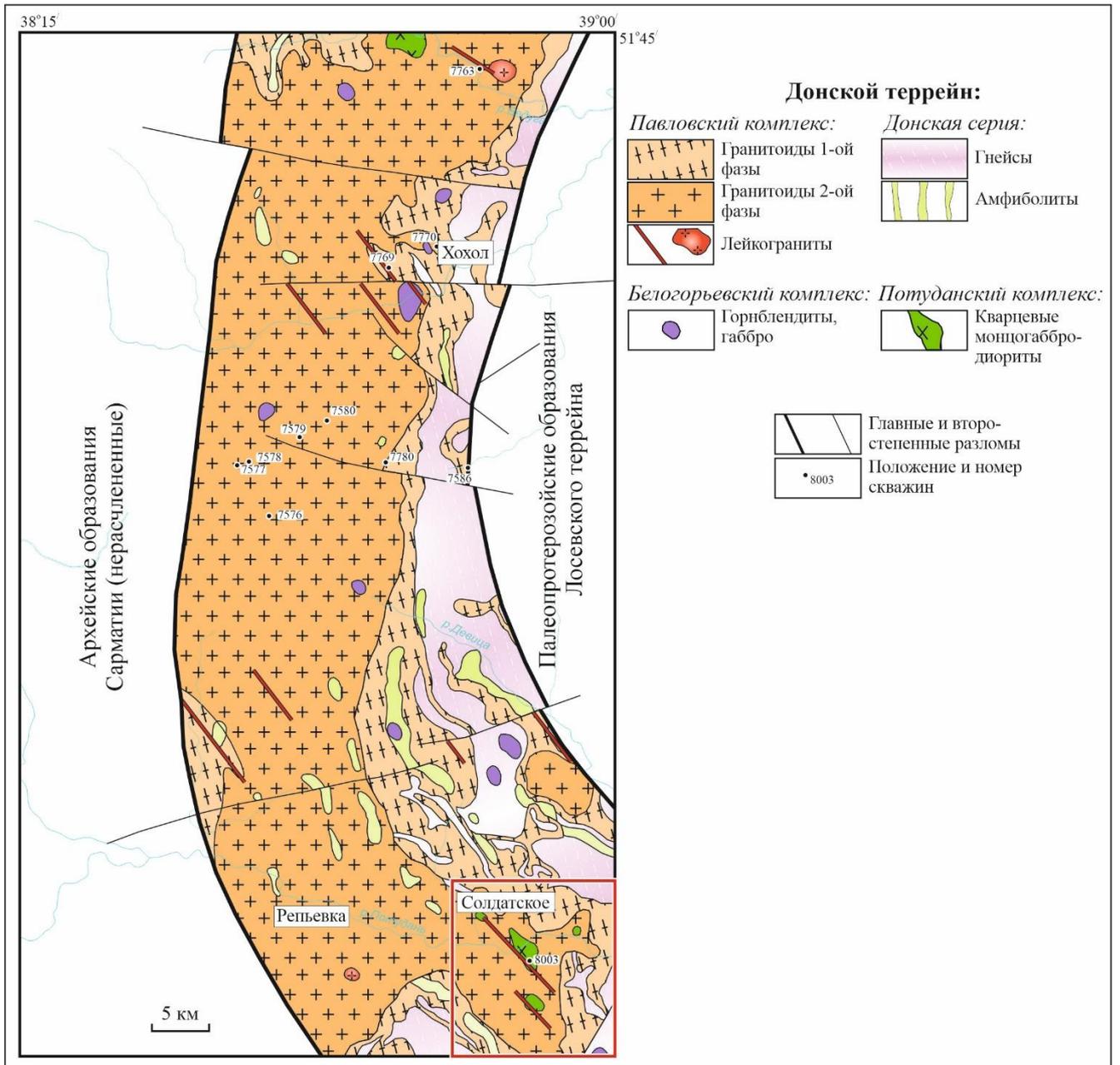


Рисунок 2.2. Геологическая карта Хохольско-Репьевского батолита.

Карта-врезка: плутон Потудань

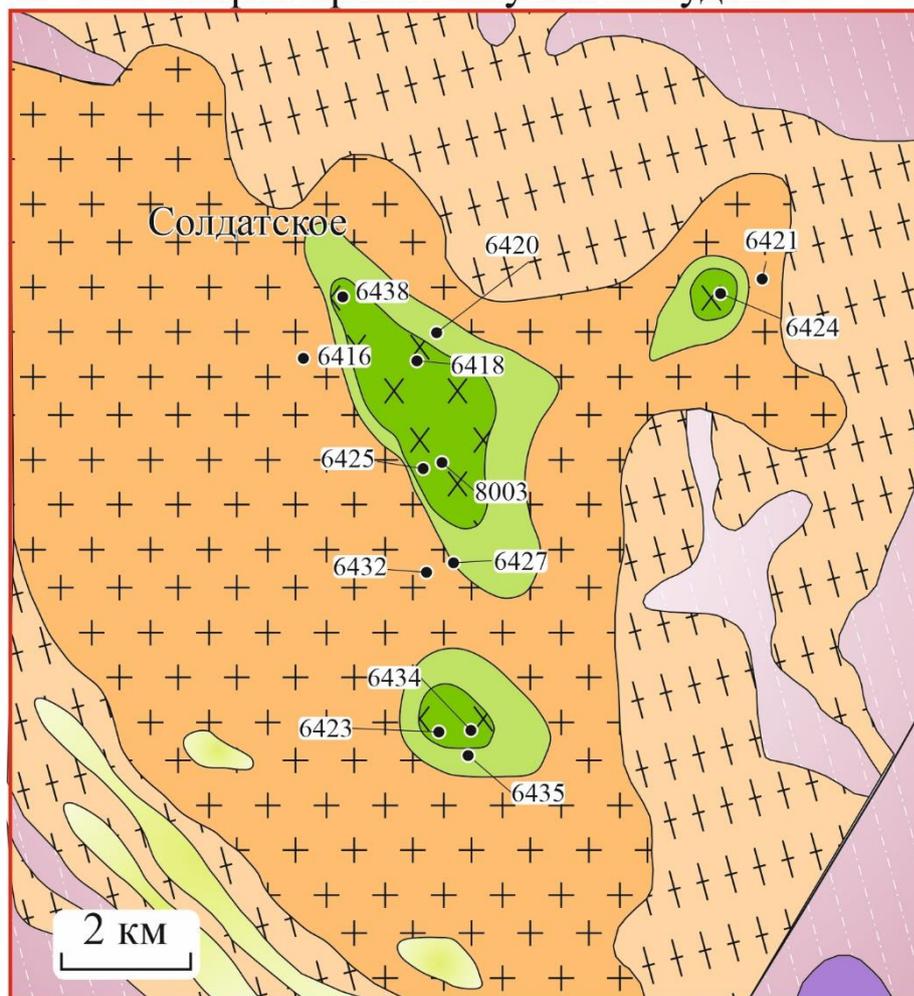


Рисунок 2.3. Схематическая геологическая карта плутона Потудань в составе Хохольско-Репьёвского батолита, условные обозначения см. рис. 2.2.

2.2. Павловский и Хохольско-Репьёвский батолиты Донского террейна ВДО

Ниже приводится краткая характеристика магматических пород двух типов – павловского и потуданского. Они являются основным объектом изучения, и, хотя имеют неравномерное распределение в пределах Донского террейна, их исследование дает важные сведения об эволюции эндогенных магматических событий в стадию развития коры Донского террейна.

Павловский тип

Гранитоиды павловского комплекса образуют самые крупные в регионе батолиты площадью до 2000 км² и суммарной протяженностью более 330 км, являются единственным

раннедокембрийским комплексом, который вскрыт не только скважинами и карьерами, но и обнажается на дневной поверхности.

Несмотря на то, что первые геологические описания обнажений гранитоидов у сел Русской и Украинской Буйволок было произведено Н.П. Барбот-де-Марни в 1871 году, а последующие детальные петрографические и петрохимические изучения были сделаны самим В.Н. Лодочниковым (1927) в русле реки Дон у г. Павловска, они остаются недостаточно изученными с применением современных аналитических возможностей, в частности, изотопной геохимии, и вопросы их петрогенезиса оставались открытыми до последнего времени (Терентьев, Савко, 2017).

Многие десятилетия изучение гранитоидов в составе Павловского батолита приковывало взгляды исследователей благодаря доступности выходящих на поверхность обнажений. Первым, кто высказал представление о немагматическом происхождении гранитоидов, был В.И. Лучицкий в 1949 году, который сопоставил их с архейскими мигматитами Украинского щита (Лучицкий, 1949). Эта точка зрения развивалась долгое время. Так в 1959–1960 годах, когда было обнаружено и разведано Шкурлатское месторождение гранитоидов, В.И. Беляевой с соавторами было высказано мнение, что породы имеют метасоматическое происхождение (Беляева и др., 1961). В 1962 году по материалам поискового и разведочного бурения, вскрытые плагиомикроклиновые гранитоиды были названы *павловским комплексом* и отнесены к архею (Одокий и др., 1962). В 1971 году О.И. Египко гранитоиды Павловского батолита были отнесены к мигматит-гранитовой формации, а их происхождение связывалось с процессами ультраметаморфического преобразования вмещающих пород (Египко, 1971).

Немного позже, М.Д. Бердников рассматривал гранитоиды ядерной части Павловского плутона уже как интрузивные образования. Кроме того, было высказано предположение, что вмещающие породы донской серии являются полностью или частично переработанными (мигматизированными и гранитизированными) позднеархейскими гранитоидами, а не павловскими (Бердников, Молотков, 1977).

Большинство исследований других массивов пород павловского типа концентрировались на полевых и петрографических описаниях, редких петрохимических данных, их интерпретации без детальных геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований. Первые детальные исследования, проведенные по изучению конкретно гранитоидов петротипического Павловского батолита, были сделаны относительно недавно (Щипанский и др., 2007; Бибилова 2009; Терентьев и Савко, 2017). Был впервые получен палеопротерозойский возраст Павловского батолита 2077 ± 3 млн лет, определенный по микронавескам циркона из порфировидных гранитов Шкурлатского карьера (Бибилова и др., 2009), опровергающий отношение гранитоидов к архейскому эону.

Таким образом, была опровергнута и немагматическая природа этого батолита, в пользу интрузивного происхождения выступили магнезиальный характер магм (mg#) и высокие начальные температуры кристаллизации, более того, батолит сопоставлялся с гранитоидами Клосепет-типа и архейскими санукитоидами мантийного происхождения (Терентьев, Савко, 2017). По результатам изотопно-геохимических исследований предложен корово-мантийный источник магм, где коровой компонентой могли служить ТТГ-гнейсы архейской обоянской серии, а мантийный близкий по составу лосевским вулканитам (Щипанский и др., 2007; Терентьев, Савко, 2017; Terentiev et al., 2020).

Кроме того, значительную часть территории прилегающего с запада Курского блока занимают разнообразные по составу гранитоиды (Олымская и Россошанская группы), которые до недавнего времени относились к раннеархейским образованиям (Государственная..., 2005; Петров и др., 1998 и др.), но схожесть по составу с павловскими, а также полученный палеопротерозойский возраст близкий времени внедрения Павловского батолита позволяет их отнести к одноименному комплексу (Terentiev et al., 2020).

Сопоставим по размерам с Павловским батолитом в северной части Донского террейна пока слабо изученный объект нашего исследования – Хохольско-Репьёвский батолит (рис. 2.1 б, 2.2), сложенный породами, в ряде случаев отвечающими по составу гранитоидам павловского комплекса.

Информация о геологической характеристике, взаимоотношениях гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита с вмещающими породами, а также какие-либо петрографо-минералогические, геохимические данные очень скудны, а изотопные и геохронологические вовсе отсутствуют.

Начало изучения Хохольско-Репьёвского батолита связано с проведением крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ на территории юго-востока ВКМ. Результаты геолого-геофизического картирования в 1972–1981 годах позволили выявить магнитные и гравитационные аномалии, а также определить форму и размеры залегающих тел. По имеющимся редким материалам проведенного геолого-минералогического картирования, выполненного Белгородской экспедицией в 1988–1995 годах на поиски полиметаллических руд (Горяшин, Соколов, 1995ф), сохранились описания некоторых скважин (7576, 7577, 7578, 7579, 7581, 7586) в центральной части батолита, которые представляют интерес нашего исследования. К сожалению, не все части кернового материала сохранились, поэтому полностью восстановить геологическую картину объекта исследования не представляется возможным.

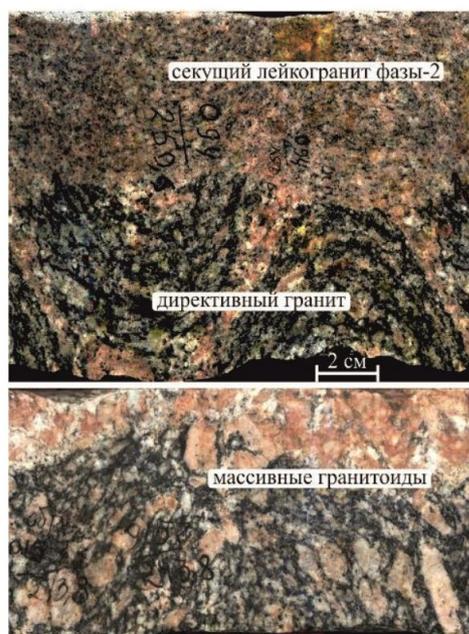
По структурной позиции и составу среди гранитоидов павловского типа в составе одноименного комплекса выделяют две фазы внедрения по (Египко, 1971; Терентьев, Савко,

2017): (1) синскладчатую, которую образуют равномернозернистые с директивной текстурой, и без нее, гранитоиды, включая порфиоровидные; (2) постскладчатую, представленную лейкогранитами, аплитами и пегматитами. Породы ранней фазы наблюдаются в составе крупных неоднородных массивов. Породы поздней фазы прорывают гранитоиды ранней фазы и супракрystalльные породы в виде малых тел и жил.

Породы ранней фазы павловского комплекса подразделяется на две главные фации: (1) розовые до серых, мелко- или среднезернистые равномернозернистые с директивной текстурой гранитоиды, как правило, согласные с директивностью вмещающих пород, реже с секущими контактами, и содержащие значительное количество ксенолитов вмещающих амфиболитов и гнейсов и (2) розовые до красных порфиоровидные, часто крупнозернистые, гранитоиды со слабой ориентировкой темноцветных минералов или без нее. По количественному соотношению кварц-полевошпатовой части пород фации не различимы, за исключением обогащенности калиевым полевым шпатом мегапорфиоровых (до 5 см) разновидностей, в связи с чем мы их рассматриваем совместно. Главные минералы представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, амфиболом, биотитом.

Павловский тип

Павловский батолит
из работы (Терентьев, 2018)



Хохольско-Репьевский батолит

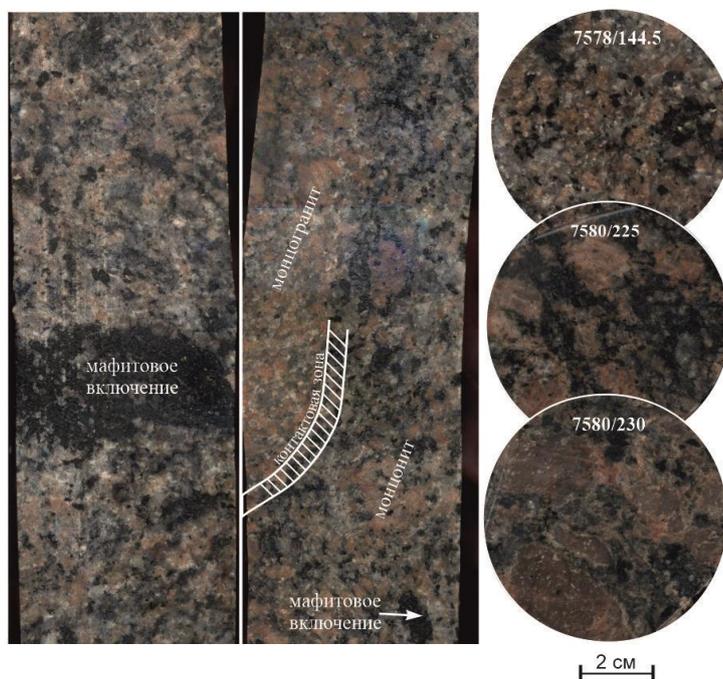


Рисунок 2.4. Фотографии образцов пород павловского типа из керна скважин Павловского и Хохольско-Репьевского батолита.

Потуданский тип

В южной части Хохольско-Репьёвского батолита по геофизическим данным (контрастные положительные аномалии гравитационного поля) выявлен массив меланократовых пород – плутон Потудань (рис. 2.2-врезка, рис. 2.3). Он находится в районе с. Солдатское в 25 км к северу от города Острогожска и в 86 км к югу от города Воронежа, на левом и правом берегах реки Потудань, от которого и получил свое название. Сам плутон представляет собой серию разобщенных штоков общей площадью около 15 км² (рис. 2.2-врезка, рис. 2.3), вскрыт более чем 10 скважинами (скв. 6416, 6418, 6420, 6421, 6423, 6424, 6425, 6427, 6432, 6434, 6435, 6438, 8003) с максимальной глубиной 405 м.

Сведения о вещественном составе плутона Потудань очень скудны и хранятся исключительно в геологических фондах Белгородской области. Недостаточная изученность вещественного состава пород потуданского типа явилась причиной неоднозначного определения формационной принадлежности данной ассоциации пород. Так на карте докембрия ВКМ масштаба 1:500 000 он был включен в состав белогорьевского комплекса указанного террейна, или сергиевского комплекса Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона (ВЕК), которые традиционно коррелируются (Чернышов и др., 1998; Государственная..., 2011).

Петротипичным следует считать плутон Потудань. В его центральной части штоки сложены равномернозернистыми, массивными породами дифференцированной кварцмонцогаббро–гранодиоритовой серии, содержащими клинопироксен. К краевой части зернистость пород увеличивается, исчезает клинопироксен, породы сменяются порфиroidными роговообманково-биотитовыми гранитоидами, аналогичными породам павловского комплекса. Главными минералами пород потуданского типа являются клинопироксен, амфибол, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц.

В северной части Хохольско-Репьёвского батолита скважинами 7577, 7576, 7581, 7586 вскрыты массивы, сходные с породами плутона Потудань, что позволяет их отнести к одной серии пород. По гравиметрическим параметрам, аномалий в этих местах выявлено не было. По имеющимся описаниям и нашим данным породы потуданского типа перемежаются с гранитоидами павловского типа, иногда представлены в виде ксенолитов потуданских диоритов в порфиroidных гранодиоритах павловского типа (скв. 7578) (рис. 2.7).

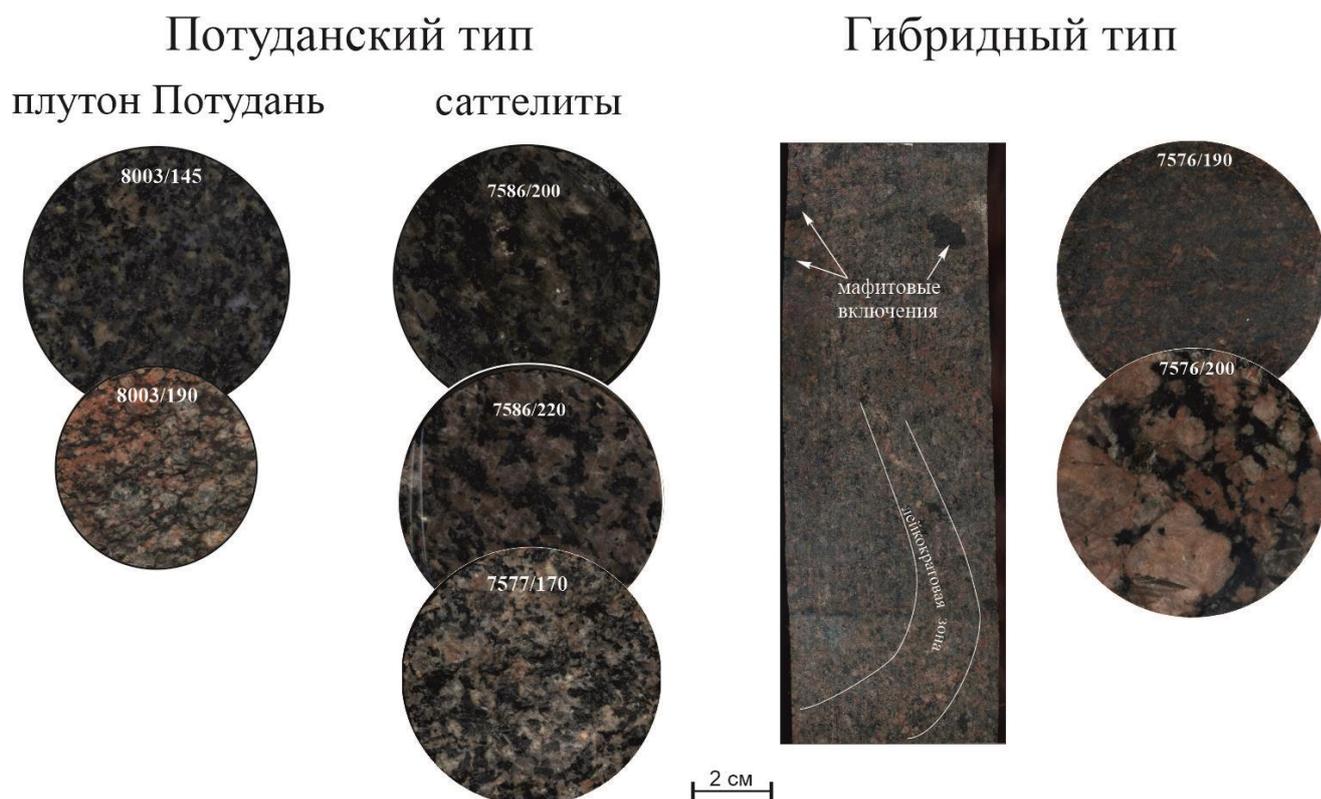


Рисунок 2.5. Фотографии образцов пород потуданского и гибридного типов из керн скважин Хохольско-Репьёвского батолита.

В некоторых скважинах (6424, 6434, 8003, 7576) наблюдаются участки гибридных директивных пород (рис 2.4, 2.5), несущих структурные и вещественные признаки как габброидов плутона Потудань, так и гранитоидов павловского типа.

К завершающей фазе магматической активности в пределах Хохольско-Репьёвского батолита относятся дайки мелкозернистых розовых лейкогранитов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, имеющих секущие взаимоотношения со всеми остальными геологическими телами. Ввиду единичных находений малых дайковых тел и их слабой изученности, они не отнесены ни к павловскому ни к потуданскому типу.

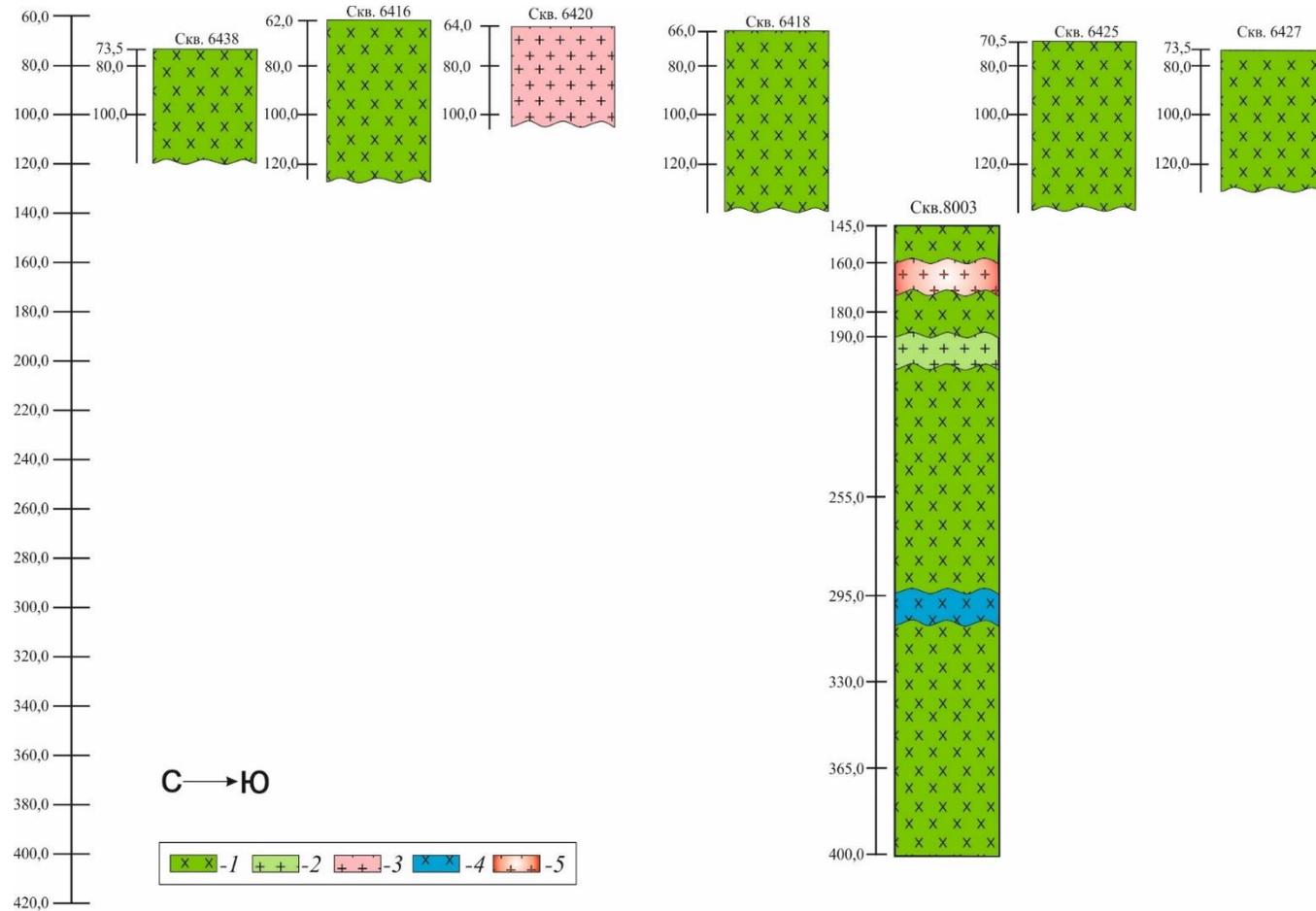


Рисунок 2.6. Разрезы скважин, вскрывшие образования субцелочных кварцевых монцогаббродиоритов в районе plutона Потудань. Условные обозначения к рисунку 2.6: 1 – кварцевые монцогаббро – монцодиориты потуданского типа; 2 – гранодиорит потуданского типа; 3 – граниты павловского типа; 4 – гибридные породы; 5 – лейкогранитные дайки.

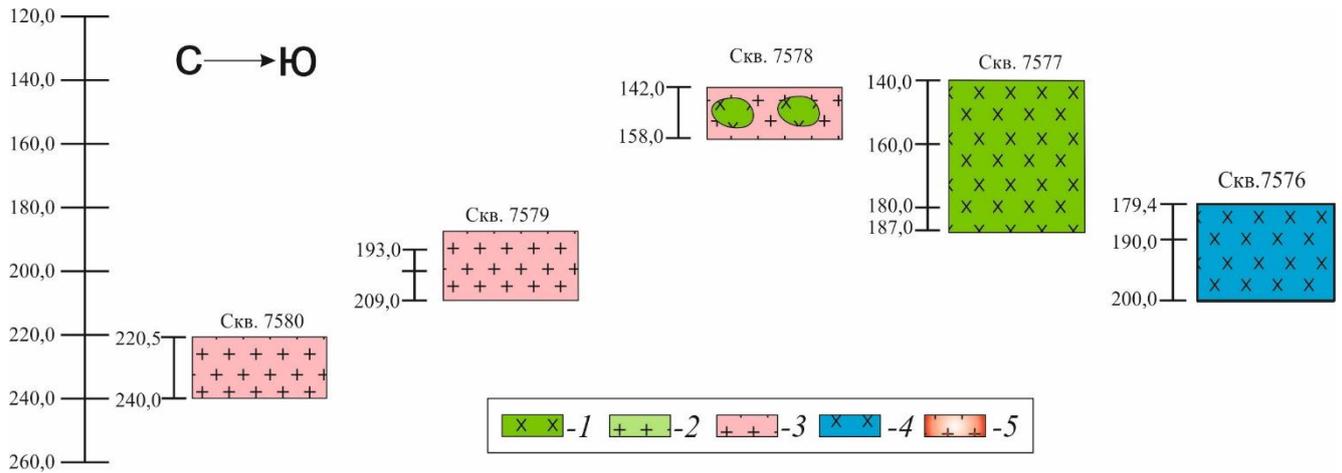


Рисунок 2.7. Разрезы скважин, вскрывшие образования субщелочных кварцевых монцогаббродиоритов в северной части Хохольско-Репьёвского батолита. Условные обозначения см. рис.2.6.

Ряд особенностей пород рассматриваемого плутона Потудань, такие как присутствие кварца, калиевого полевого шпата, химический состав и микроструктурные особенности сближают его с наиболее меланократовыми породами павловского комплекса. С другой стороны, обилие пироксена и равномерная зернистость пород плутона контрастно отличают их от порфиридных, беспироксеновых павловских гранитоидов. Эти и другие характеристики сравниваемых пород более подробно будут рассмотрены в следующих главах, в которых также обосновывается необходимость выделения двух геохимических типов гранитоидов.

Глава 3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал

Фактическую основу работы составляют как оригинальные авторские данные, так и материалы, полученные из фондовых и опубликованных в открытой печати источников.

Коллекция образцов из керна скважин Хохольско-Репьёвского батолита была предоставлена Р.А. Терентьевым (НИИ Геологии ВГУ), а по сравниваемому Павловскому батолиту в основном используются опубликованные данные.

За период 2017-2021 гг. автором были получены оригинальные аналитические данные при работе с предоставленным каменным материалом.

В ходе исследований был изучен керн из 28 скважин, 65 прозрачно-полированных шлифов.

Вещественный состав пород изучался комплексом методов оптической и электронно-зондовой микроскопии и включает количественно-минералогический анализ 13 образцов в шлифах, 246 микронзондовых определений петрогенных компонентов в породообразующих минералах.

Выполнено и использовано в работе 53 химических анализа пород, 29 анализов содержаний редких и редкоземельных элементов, для 3-х проб определен изотопный возраст уран-свинцовым методом по циркону, и для цирконов одной пробы были определены концентрации и изотопный состав Lu и Hf, для 6 проб проведено исследование радиогенного Nd в породе.

Помимо перечисленного, в работе автор использовал дополнительные фактические и аналитические материалы, предоставленные К.А. Савко и Р.А. Терентьевым (ВГУ, г. Воронеж).

Картографический материал был собран частично (геофизические данные по Хохольско-Репьёвскому батолиту и плутону Потудань) из фондов ООО "Воронежгеология".

Методы исследования

1. Петрографическое описание горных пород, взаимоотношения минералов, их кристаллооптические свойства изучались при помощи оптического поляризационного микроскопа «OLYMPUS BX51-P». Количественно-минеральный подсчет в шлифах осуществлен линейным методом на интеграционном столике конструкции Андина.

Объектив 10^x , количество линий от 7 до 10, расстояние между линиями 0.1мм. Для наименования пород применена QAP диаграмма А. Штрекайзена (Streckeisen, 1976).

2. Микронзондовые исследования проводились на растровом электронном микроскопе «Jeol 6380 LV» с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (аналитик Н.С. Базиков, ЦКПНО ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 мА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 1-3 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.

3. Кристаллохимические формулы минералов и расчет модальных количеств минералов в горных породах рассчитывались при помощи программы «МС» К.В. Чудненко с соавторами (К.В. Чудненко, О.В. Авченко, А.С. Вах) и программы MINSQ (Herrmann, Berry, 2002) с использованием VBA в среде Microsoft Excel. В этих программных приложениях используется расчет формул амфиболов по (Schumacher, 1997), пироксенов – по (Cawthorn, Collerson, 1974), плагиоклазов – на $8 O^{2-}$, биотитов – на $11 O^{2-}$. Название амфиболов приводится по классификации (Leake et al., 1997; 2004); для наименования пироксенов использовались классификации (Morimoto et al., 1988).

Программа МС (Modal composition) работает на алгоритме линейного программирования, в ее возможности входят: расчет количеств минералов в минеральном парагенезисе (в весовых, объемных или мольных процентах) по общему химическому составу породы и составу минералов, выраженному в кристаллохимических формулах или в весовых процентах окислов. Программа также может выполнять обратную задачу – рассчитать теоретический состав горной породы, исходя из заданных составов минералов. Эта возможность дает надежный контроль расчета модальных количеств и позволяет обнаружить неоднозначности расчета.

4. Химический состав проб определен на рентгенофлуоресцентном спектрометре «S8 Tiger» (Bruker AXS GmbH, Германия). Результаты исследований получены на оборудовании ЦКПНО ВГУ (аналитик Е.Х. Кориш).

Образцы пород для силикатного анализа были истерты в порошок с крупностью зерен ~ 50 мкм. Затем методом квартования отобрана навеска массой 1г. Далее образцы были высушены при температуре $110^\circ C$ до состояния воздушно-сухой пробы, затем – прокалены до постоянной массы при температуре $1000^\circ C$. Подготовка излучателей для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития и 2 г метабората 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 1–2% отн. % для элементов с концентрациями выше 1–5 мас. % и до 5 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

5. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитики В.А. Шишлов и В.Л. Кудряшов). Разложение образцов осуществляли по методике кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. В качестве стандартного образца использовался внутрिलाбораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составили от 0.005–0.01 г/т для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) до 0.01–3 г/т для легких элементов (Ba, Rb и др.).

6. Определение U-Pb возраста по циркону изучаемых пород произведено с помощью мультиколлекторного вторично-ионного масс-спектрометра высокого разрешения «SHRIMP-II» в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург по стандартной методике (аналитик Н.В. Родионов), следуя процедуре, описанной (Larionov et al., 2004), с использованием эталонных цирконов «91500» (Wiedenbeck et al., 1995) и «Темора» (Black et al., 2003). Проба весом 0.7 кг отбиралась из керна наименее измененных образцов, затем дробилась до крупности 0.5 мм, промывалась до серого шлиха и разделялась в бромформе. Кристаллы циркона отбирались под биноклем вручную. Выделенные зерна циркона были помещены в эпоксидную смолу, отшлифованы приблизительно на половину своей толщины и приполированы. Катодолюминесцентные изображения (КЛИ) зерен циркона были получены на сканирующем электронном микроскопе «CamScan MX2500» (ВСЕГЕИ, Санкт Петербург). Полученные аналитические результаты обрабатывались с помощью программы «Isoplot Ex ver. 3.6» (Ludwig, 2008).

7. Sm-Nd изотопный анализ был выполнен с использованием термоионизационного многоколлекторного масс-спектрометра «TRITON TI» в статическом режиме во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Сначала предварительно измельченные навески проб массой 100–150 мг смешивались со взвешенным количеством ^{149}Sm - ^{150}Nd -индикатора. Затем образцы расщеплялись в смеси HCl+HNO₃+HF при температуре 110° С. Разделение Sm и Nd для изотопного анализа выполнялось в два этапа. Первой стадией являлась катионообменная хроматография со смолой AG1-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов. Второй этап предусматривает

экстракционную хроматографию с использованием катионообменного растворителя HDEHP на тефлоновом слое. Коррекция изотопного фракционирования Nd выполнялась путем нормирования измеренных значений к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Затем нормированные отношения сводились к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований обычно составляет 0.03-0.2 нг для Sm, 0.1-0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2сигмы).

Изотопные отношения для однородного хондритного резервуара, использованного для расчета значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, составляют: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ по (Jacobsen, Wasserburg, 1984). 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).

8. 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, аналитик М.В. Червяковская). 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 $^{176}\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$ были использованы для вычисления начальных изотопных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношений. Параметр эpsilon гафния (ϵ_{Hf}), выражающий отклонение начального отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженное на 104, был рассчитан с использованием $^{176}\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$ и параметров хондритового резервуара.

При определении модельного возраста циркона $t_{\text{Hf(DM)}}$, представляющего собой минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, было применено уравнение для двухстадийного возраста $t_{\text{Hf(DM)}^{\text{C}}}$, полученное проецированием инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin et al., 2000). Неопределенность единичного измерения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в виде 2SD – в интервале 0.005-0.008%. Неопределенность единичного определения значения ϵ_{Hf} в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5-9 %. Полученные значения изотопных

отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов MudTank 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).

9. Оценка P-T условий кристаллизации расплавов проводилась с учетом детального петрографического изучения пород и определения последовательности кристаллизации минералов и/или минеральных ассоциаций. Для определения условий кристаллизации использовались несколько минеральных геотермометров.

Ликвидусные температуры родоначальных расплавов для гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита оценены по геотермометру клинопироксен–расплав (Putirka, 2008). Оценка температур ранних стадий кристаллизации была проведена на основе геотермометра насыщения фосфором (Harrison, Watson, 1984), фиксирующего степень насыщения расплава фосфором в зависимости от температуры и состава этого расплава. Также был применен геотермометр насыщения цирконием, разработанный этими же авторами (Watson, Harrison, 1983).

Оценки субсолидусных температур были получены при помощи амфибол-плагиоклазового геотермометра (Holland, Blundy, 1994). Он применялся для пород, в которых обнаруживались признаки сосуществования амфибола и плагиоклаза. Для расчетов были выбраны кристаллы амфибола близкие к идиоморфным, с минимальным количеством или отсутствием включений и граничащие с плагиоклазом. Т. Холланд и Дж. Бланди (Holland, Blundy, 1994) предложили геотермометр, зависящий от давления, на основе тетраэдрического содержания алюминия в кальциевых амфиболах и содержания альбита в плагиоклазе. Этот термометр основан исключительно на реакции 1) эденит-тремолит и 2) эденит-рихтерит. Этот геотермометр может применяться в широком диапазоне составов и p-T условий в диапазоне 1–15 кбар, 500 – 1100° С.

Величины литостатического давления были получены с применением «Al-в-амфиболе» геобарометра (Anderson, Smith, 1995; Mutch et al., 2016).

Геобарометрия, основанная на содержании Al в амфиболах, широко используется для определения глубины внедрения магм. На основании содержания Al^{tot} , Hammarstrom and Zen (1986) предложили эмпирический геобарометр для известково-щелочных интрузивных пород, содержащих минеральные ассоциации: кварц + плагиоклаз + щелочной полевой шпат + роговая обманка + биотит + титанит + оксидная фаза (магнетит и ильменит). В этом геобарометре амфибол рассчитан на 23 атома кислорода. Он оказался чувствителен к изменениям фугитивности кислорода и температуры, поэтому позднее был

пересмотрен и откалиброван (Anderson, Smith, 1995). Дж. Андерсон и Д. Смит (1995) указали, что без контроля температуры барометрия «Al-in-amphibole» может показать завышенные оценки мощности плутона. Общее содержание алюминия в амфиболе, используемое для оценки давления, определяется на основе метода нормализации 13eCNK (13 катионов, исключая Ca, Na, K), но следует учитывать другие факторы, помимо температуры и летучести кислорода, такие как $Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg) < 0.65$ и отношения $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+}) = \sim 0.2-0.25$ в составах амфибола и плагиоклаза ($\sim An_{25-35}$). Несмотря на то, что эта калибровка потенциально применима к высокотемпературным интрузиям, ее не следует применять к плутонам, кристаллизовавшимся при температуре выше $800^{\circ}C$ (Anderson and Smith, 1995).

Учитывая вышеизложенные трудности применения амфиболового геобарометра, были дополнительно произведены оценки давления с использованием уравнения, разработанного коллективом авторов (Mutch et al., 2016). Они представили новые экспериментальные данные о магматических амфиболах для различных составов гранита, полученные при температурах и давлениях, близких к солидусу (0.8-10 кбар), и предложили новое уравнения для барометрии по содержанию алюминия в роговой обманке:

$$P \text{ (kbar)} = 0.5 + 0.331 \times Al_{tot} + 0.995 \times (Al_{tot})^2$$

В этом уравнении структурная формула амфибола была оценена на основе модифицированной формулы Holland and Blundy (1994), которая учитывает аппроксимацию октаэдрического участка Fe^{3+} в пределах стехиометрических ограничений. Разработанный барометр применим к гранитным породам с малодисперсной минеральной ассоциацией, состоящей из: амфибол + плагиоклаз (An_{15-80}) + биотит + кварц + щелочной полевой шпат + ильменит/титанит + магнетит + апатит. Этот барометр можно использовать (Mutch et al., 2016) для широкого диапазона валовых составов, если соответствующие минеральные ассоциации образовались при температуре $725 \pm 75^{\circ}C$ (т.е. температуры были близкие к солидусу гаплогранита).

Параметры окислительно-восстановительного потенциала системы оценивались по сосуществующим парам минералов ильменит-магнетит в титаномагнетите, применяя геотермобарометр с функцией расчета фугитивности кислорода по (Anderson and Lindsley, 1985). Вместе с этим геотермобарометром для расчета температур субликвидуса был использован амфибол-плагиоклазовый геотермометр (Holland and Blundy, 1994).

10. Моделирование магматического минералообразования было выполнено на основе пакета «MELTS», который в настоящее время включает в себя версии: pMELTS,

rhyolite-MELTS версии 1.0.x, 1.1.x и 1.2.x (<http://melts.ofm-research.org>) (Ghiorso, Sack, 1995; Asimov, Ghiorso, 1998; Ghiorso et al., 2002; Gualda et al., 2012; Ghiorso, Gualda, 2015).

MELTS – это программный комплекс, предназначенный для расчета последовательности выделения минеральных фаз и оценки химической эволюции остаточного расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации. Расчеты эволюции магматической системы в MELTS могут быть смоделированы в виде серии шагов с изменением температуры и давления (минимизация энергии Гиббса системы), температуры и объема (минимизация энергии Гельмгольца), энтальпии и давления (максимизация энтропии) или энтропии и давления (минимизация энтальпии).

Пакет MELTS использует модель двенадцатикомпонентного силикатного расплава в системе $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$. Эта модель учитывает состояние термодинамических свойств твердых растворов магматических породообразующих минералов: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca})$ – оливины, $(\text{Na}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca})^{\text{M2}} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})^{\text{M1}} (\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Si})_2^{\text{TET}} \text{O}_6$ – пироксены, $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})$ – полевые шпаты, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) (\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Cr})_2 \text{O}_4 - (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \text{TiO}_4$ шпинели и $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}^{2+}) \text{TiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ – ромбоэдрические оксиды.

Для калибровки расчетов авторы пакета MELTS использовали более 2500 экспериментально определенных составов силикатных расплавов, сосуществующих в заданных параметрах температуры, давления и фугитивности кислорода с минеральной ассоциацией: апатит ± полевой шпат ± лейцит ± оливин ± пироксен ± кварц ± ромбоэдрические оксиды ± шпинель ± витлокит ± вода. Модель применима к натуральным магматическим системам (как водным, так и безводным), от калийных анкаратритов до риолитов, в диапазоне температур (Т) 900 – 1700° С и давлений (р) до 4 ГПа.

Для нашего исследования выбрана версия rhyolite-MELTS 1.1.0, оптимизированная для высококремнистых составов с присутствием кварца, двух полевых шпатов и H_2O и которая лучше воспроизводит эволюцию кислых магм в верхней коре. В пакете MELTS фазовые равновесия с участием амфибола и биотита недостаточно хорошо моделируются и, следовательно, моделирование эволюции от промежуточных до богатых кремнеземом известково-щелочных систем не рекомендуется. В связи с ограничениями в данных продуктах MELTS, мы моделировали ранний этап кристаллизационной дифференциации – до появления указанных водосодержащих минералов.

Для моделирования равновесной кристаллизации средних и кислых составов с возможным появлением биотита и амфибола использовали версию MELTS-Excel - интерфейс Rhyolite-MELTS, который использует веб-сервисы MELTS.

Программное обеспечение MELTS также не располагает удобными средствами расчета ассимиляции вмещающих пород или взаимодействия двух и более магм. Для устранения этого недостатка коллектив авторов (Bohrson et al., 2014, 2020; Heinonen et al., 2020) разработал программный пакет MCS – Magma Chamber Simulator, который позволяет более полно и удобно использовать расчетные алгоритмы из пакета MELTS. Благодаря этому, нами применялся в работе совместно с MELTS также вспомогательный набор инструментов из MCS (Bohrson et al., 2014, 2020).

MCS моделирует фазовые равновесия и эволюцию содержания основных элементов сложной системы, состоящей из подсистем, которые представляют собой кристаллизующееся тело исходного магматического состава (Magma), породу рамы (Wallrock) и новые порции добавочных магм (Recharge).

Глава 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ПОТУДАНСКОГО И ПАВЛОВСКОГО ТИПОВ ХОХОЛЬСКО-РЕПЬЁВСКОГО БАТОЛИТА

В данной главе рассмотрены петрографо-минералогические и геохимические особенности изученных магматических пород, являющихся составной частью Хохольско-Репьёвского батолита. Специфика их составов, наряду со структурно-текстурными особенностям позволяет выделить в исследуемых породах 3 типа:

(1) потуданский тип – преимущественно кварцевые монцогаббро–монцодиориты, монцониты, гранодиориты, содержащие клинопироксен;

(2) павловский тип – порфировидные кварцевые монцогаббро–монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, монцограниты, преимущественно беспироксеновые;

(3) гибридный тип – группа пород, в которой имеются признаки смешения магм, а сами породы отличаются директивной текстурой (рис. 4.1).

Кроме общей характеристики изученных пород, породы павловского типа из Хохольско-Репьёвского батолита сравнивались с аналогичными гранитоидами другого крупного (Павловского по (Терентьев и Савко, 2017)) батолита с целью подтверждения их принадлежности к единому магматическому комплексу.

4.1. Петрография и минералогия

При определении видовых названий пород использовалась терминология и метод предложенные в работах Альберта Штрекайзена (Strekeisen, 1967, 1976) и усовершенствованные Лэ Мэтром (Le Maitre, 2002).

Базируясь на количественно-минеральном подсчете в шлифах и с последующим пересчетом химического состава породы на минеральный состав в программе МС (Чудненко и др., 2010), дискриминация пород производилась с помощью QAP-модальной диаграммы (рис.4.1).

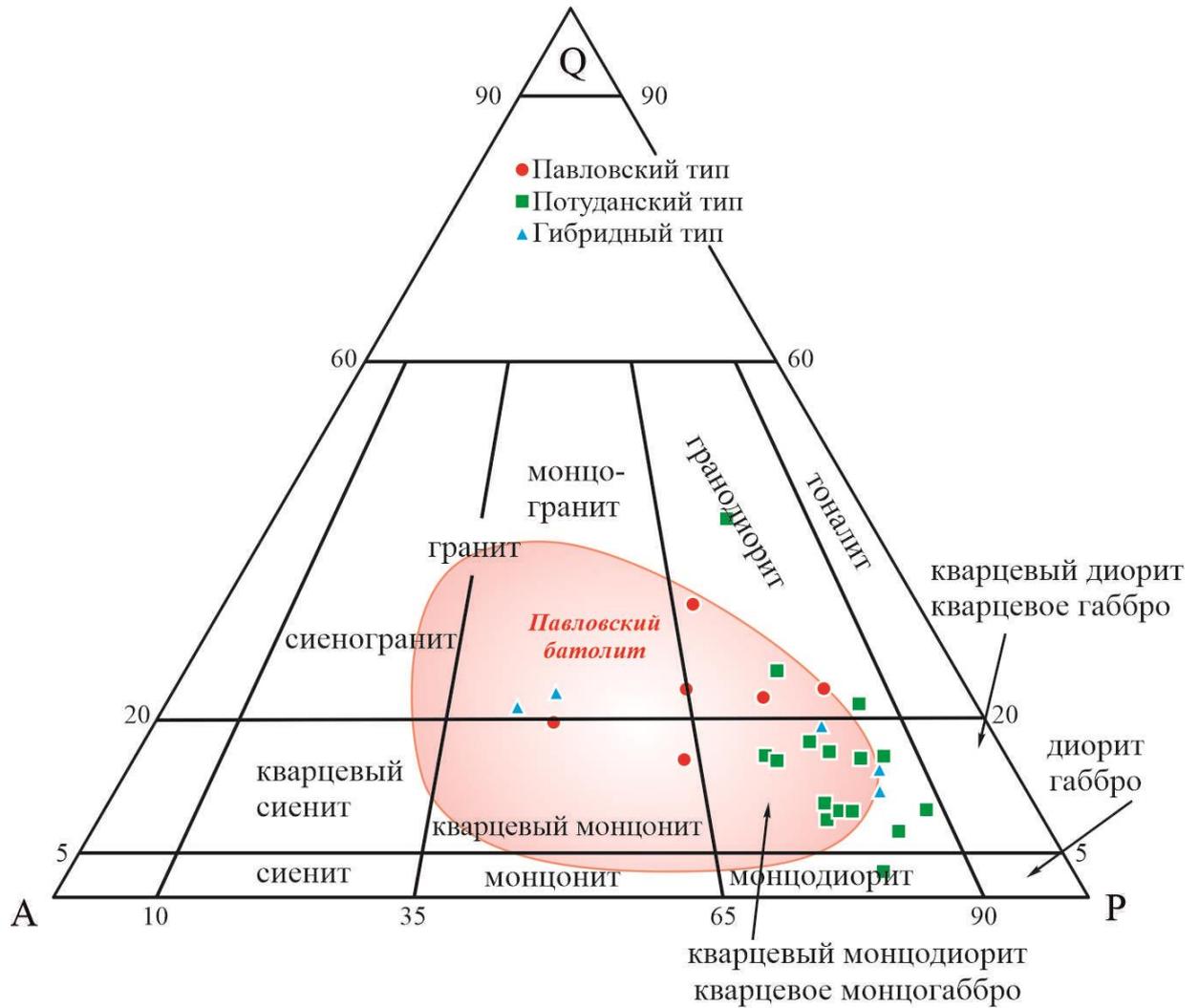


Рисунок 4.1. Модальный минеральный состав пород Хохольско-Репьёвского батолита на диаграмме QAP (Le Maitre, 2002): Q – кварц, A – щелочные полевые шпаты, P – плагиоклаз.

4.1.1. Кварцевые монцогаббро–гранодиориты потуданского типа

Потуданский тип пород представлен образцами непосредственно из скважин plutона Потудань (8003, 6418, 6416, 6425, 6427, 6435) и некоторыми образцами из северных массивов, находящихся на удалении от plutона (7577, 7578, 7581, 7586).

Макроскопически эти меланократовые породы представляют собой темно-серые, серые до розовато-серых массивные, мелко- и среднезернистые разновидности. Для них характерно наличие хорошо сохранившегося клинопироксена или его реликтов, замещенных амфиболом и/или биотитом (чаще наблюдаются сростания амфибола и

биотита). По модальному составу и среднему содержанию анортита в плагиоклазе из представительных образцов, породы этой группы классифицируются как кварцевые монцогаббро, кварцевые монцогаббродиориты, кварцевые монцодиориты и гранодиориты (рис. 4.1). Главные минералы представлены плагиоклазом (32–54%; здесь и далее - объемные %), калиевым полевым шпатом (6–22%), биотитом (9–22%), роговой обманкой (0.5–12%), кварцем (5–12%), клинопироксеном (5–10%). Акцессорные минералы представлены преимущественно магнетитом (до 6%), ильменитом, апатитом, титанитом, цирконом, пирротинном, в редких случаях, титаномagnetитом, пиритом, халькопиритом (рис. 4.2).

Полевые шпаты. Плагиоклаз представлен тремя генерациями (рис. 4.2- 4.5):

- 1) P_1 – высококальцевые (An_{50-52}) ядра в зональных кристаллах (рис. 4.2 а);
- 2) P_2 – ситовидные зональные кристаллы (рис. 4.2 б, 4.5);
- 3) P_3 – интерстиции и каймы среднего и кислого состава (An_{25-49}) (рис. 4.2 а, б).

Интерстиционный плагиоклаз характеризуется изометричными зернами размером 0.4–1.5 мм. По составу основная масса интерстициальных кристаллов и кайм отвечает олигоклазу An_{25-30} .

Зональность проявлена в крупных и средних идиоморфных и гипидиоморфных кристаллах в виде резкого уменьшения анортитового минала от центра к краю (An от 52 до 24%) (рис. 4.18 а). В ситовидных плагиоклазах (рис. 4.2 б, 4.5), включения выполнены преимущественно магнетитом, биотитом, роговой обманкой. В менее серицитизированных зернах отчетливо заметно двойникование. На границе с калиевым полевым шпатом наблюдаются мирмекиты.

Плагиоклаз содержит включения биотита, калиевого полевого шпата, апатита, рудных минералов.

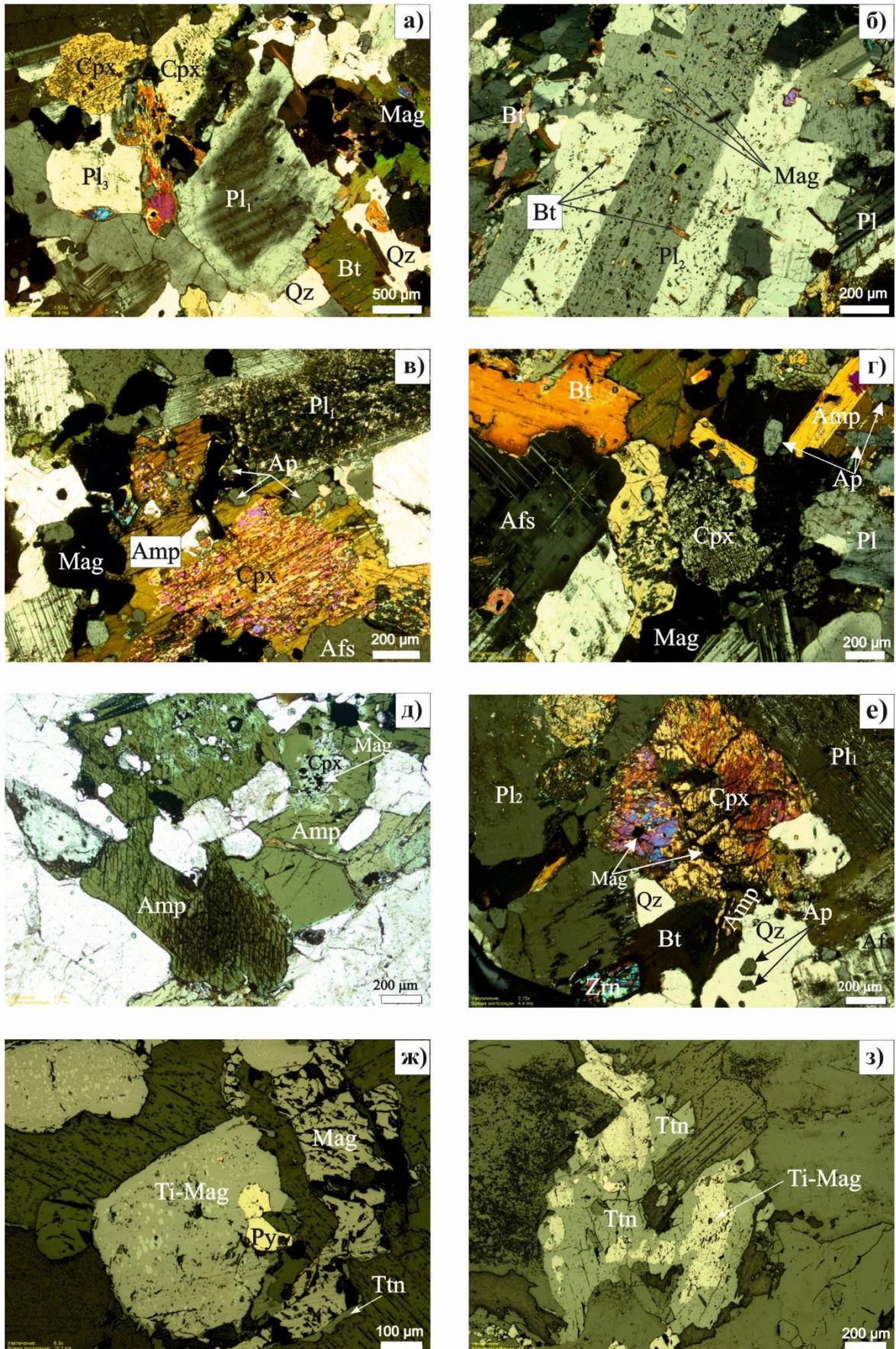


Рисунок 4.2. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов пород потуданского типа: а – зональный плагиоклаз с высококальциевым ядром (Pl₁),

клинопироксен с включениями (роговая обманка, магнетит); б – ситовидный (Pl_2) и интерстициальный (Pl_3) плагиоклазы; в – клинопироксен с каймой амфибола, идиоморфный магнетит; г – пироксен, гипидиоморфный амфибол, биотит, щелочной полевой шпат; д – клинопироксен с включениями магнетита и ксеноморфной каймой амфибола; е – клинопироксен, замещенный роговой обманкой, магнетит: гипидиоморфный и как включения в клинопироксене; ж – рудные минералы; з – каймы титанита по титаномагнетиту. Здесь и далее сокращения названий минералов по (Whitney, Evans, 2010).

Калиевый полевой шпат по характерной решетчатой внутренней структуре относится к микроклину (рис. 4.2 г, е). В некоторых крупных кристаллах (размером 1.5–2.5 мм) микроклина отчетливо видны пертитовые вроски плагиоклаза (рис. 4.5 а). Более мелкие зерна (до 1.5 мм) микроклина и плагиоклаза слагают интерстиции.

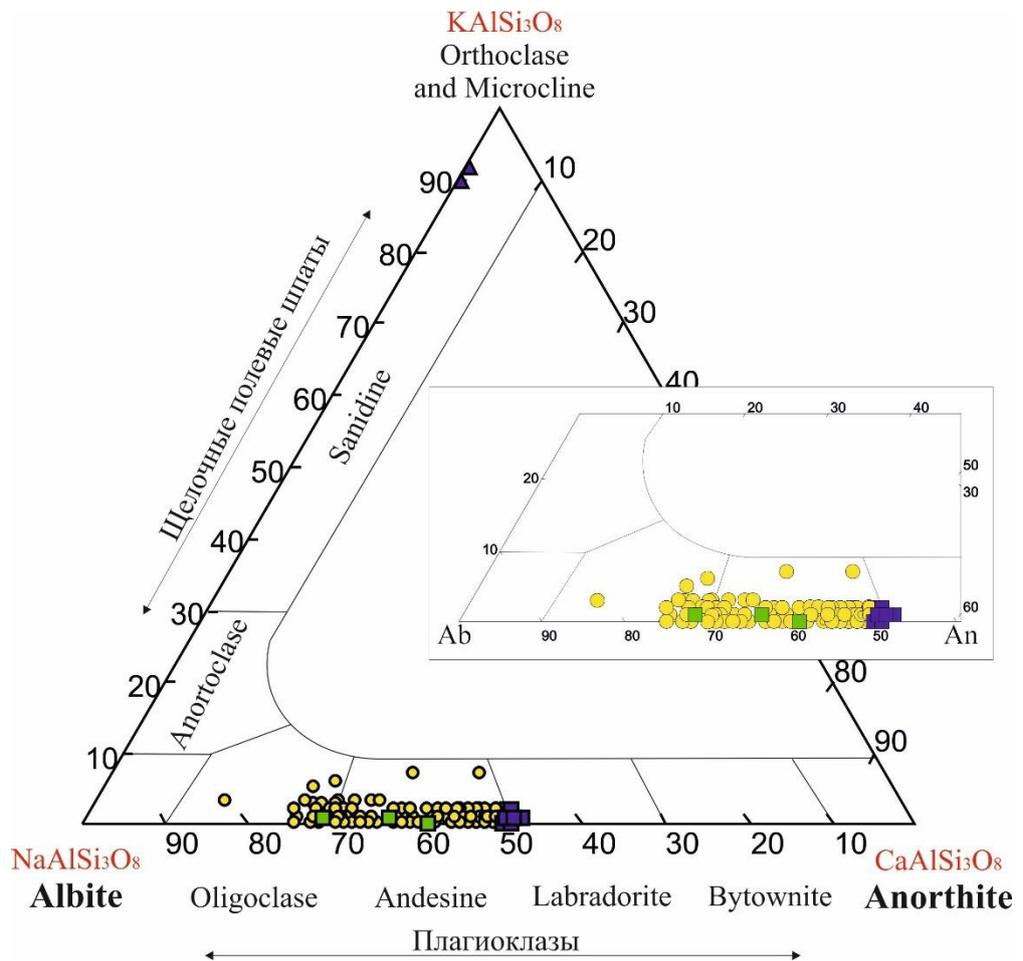


Рисунок 4.3. Диаграмма Ab-Or-An (Deer et al., 1992) с фигуративными точками составов полевых шпатов пород потуданского типа, диаграмма выполнена с применением программы «TriQuick», разработанной Д.В. Доливо-Добровольским (<http://dimadd.ru/ru/Programs/triquick>).

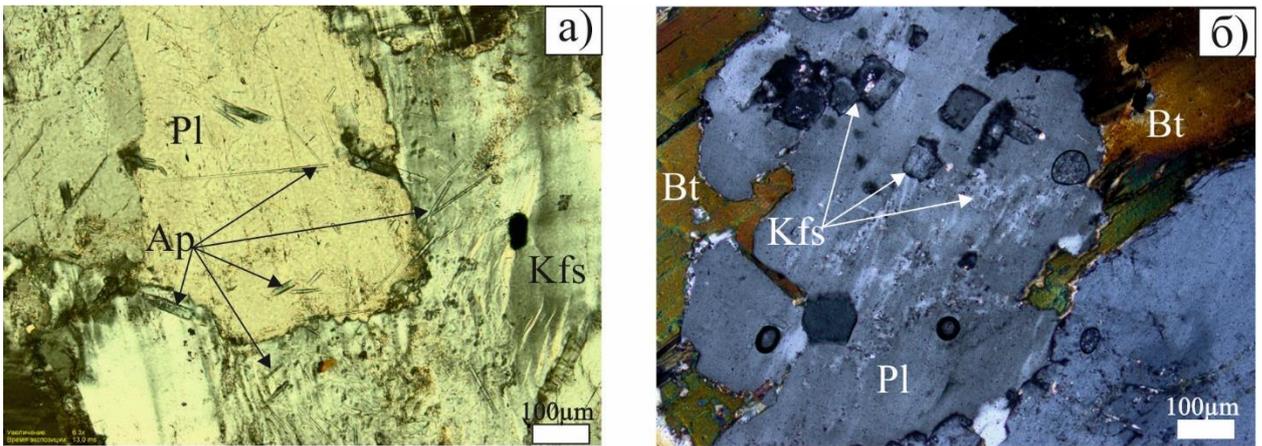
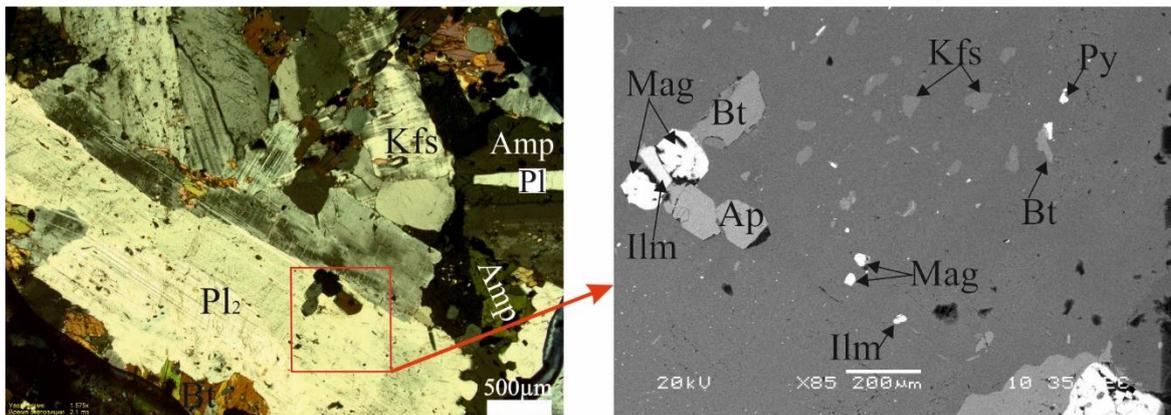


Рисунок 4.4. Микрофотографии участка прозрачно-полированного шлифа из образцов потуданских пород: а – мельчайшие иголки апатита, пронизывающие кристаллы плагиоклаза и калиевого полевого шпата; б – плагиоклаз с антипертитами и включениями калиевого полевого шпата.

Ситовидный плагиоклаз образец 6416/62,5



Ситовидный плагиоклаз образец 6418/66

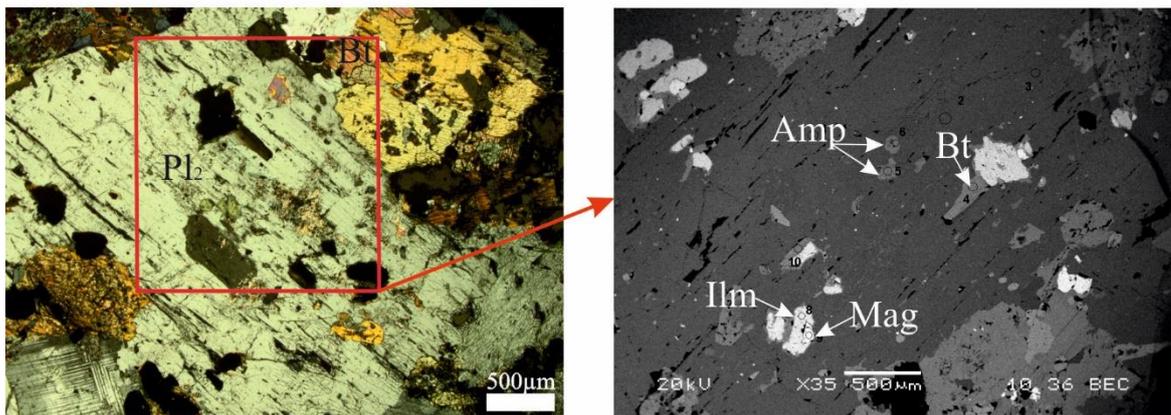


Рисунок 4.5. Микрофотографии участка прозрачно-полированного шлифа из образцов потуданских пород в проходящем свете и в режиме отраженных электронов.

Таблица 4.1. Химический состав и кристаллохимические формулы полевых шпатов потуданских кварцевых монцогаббро–гранодиоритов.

№ образца	6418/62.5	6418/62.5	6418/66.0	6418/66.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0	6416/62.0
минерал	Pl ₃	Pl ₃	Pl ₃	Pl ₃	Kfs	Pl ₂	Pl ₁	Pl ₂					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	58.5	56.92	54.53	60.69	61.34	61.15	55.17	56.39	55.52	61.59	60.22	55.29	55.62
TiO ₂	-	-	0.21	0.07	0.46	-	-	-	-	-	-	0.44	-
Al ₂ O ₃	26.54	27.55	26.54	25.41	18.64	25.15	28.06	25.47	28.22	24.14	24.52	28.35	27.26
FeO	0.23	0.02	-	-	-	-	-	0.34	0.39	0.38	-	-	1.11
MnO	0.17	-	0.03	0.01	-	-	-	0.00	0.00	-	-	0.32	-
MgO	-	-	0.03	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	0.67
CaO	7.93	9.09	8.27	6.13	-	5.71	9.73	7.77	9.59	5.28	6.57	10.09	9.77
Na ₂ O	6.67	6.2	6.52	8.49	0.8	8.12	5.88	7.17	6.34	8.45	7.79	5.55	5.83
K ₂ O	0.23	0.05	0.07	0.15	14.19	0.19	0	0.19	0.26	0.46	0	0.21	0.25
Сумма	100.27	99.83	96.20	100.95	95.43	100.32	98.84	97.33	100.32	100.30	99.10	100.25	100.51
Количество катионов в пересчете на 8 анионов O ²⁻													
Si	2.62	2.56	2.53	2.66	2.97	2.71	2.51	2.58	2.48	2.73	2.71	2.49	2.49
Al	1.40	1.46	1.45	1.31	1.06	1.31	1.50	1.37	1.48	1.26	1.30	1.50	1.44
Fe ²⁺	0.01	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.04
Ca	0.38	0.44	0.41	0.29	-	0.27	0.47	0.38	0.46	0.25	0.32	0.49	0.47
Na	0.58	0.54	0.59	0.72	0.08	0.70	0.52	0.64	0.55	0.72	0.68	0.48	0.51
K	0.01	-	0.00	0.01	0.88	0.01	-	0.01	0.01	0.03	-	0.01	0.01
Компонентный состав													
An	0.39	0.45	0.41	0.28	0.00	0.28	0.48	0.37	0.45	0.25	0.32	0.50	0.47
Ab	0.60	0.55	0.59	0.71	0.08	0.71	0.52	0.62	0.54	0.72	0.68	0.49	0.51
Or	0.01	-	-	0.01	0.92	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	-	0.01	0.01

Продолжение таблицы 4.1.

№ образца	6416/62.0	6416/62.0	8003/400	8003/400	8003/400	8003/400	8003/400	8003/400	8003/400	8003/400	8003/400	7586/200	7577/170	7577/170
минерал	Pl ₂	Pl ₂	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₃	Pl ₃	Pl ₁	Pl ₁	Pl ₃				
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	26
SiO ₂	58.84	59.45	56.44	55.86	55.06	53.97	55.85	52.94	55.45	58.85	58.98	62.97	60.33	
TiO ₂	0.42	-	-	-	-	-	-	0.32	-	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	28.38	24.68	27.83	29.15	27.64	28.74	27.82	27.38	26.83	22.57	26.21	21.57	24.88	
FeO	0.32	-	-	-	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	
CaO	9.56	6.18	10.67	10.25	10.61	6.83	8.99	9.58	10.06	5.36	7.77	3.27	6.15	
Na ₂ O	6.32	7.66	5.32	5.79	5.59	5.66	5.47	5.22	5.29	8.03	6.8	9.55	7.81	
K ₂ O	0.21	0.23	0.24	0.27	0.4	2.72	1.26	0.24	0.22	0.17	0.37	0.55	0.24	
Сумма	104.05	98.20	100.50	101.32	100.00	97.92	99.39	95.68	97.85	94.98	100.13	97.91	99.41	
Количество катионов в пересчете на 8 анионов O ²⁻														
Si	2.54	2.70	2.54	2.48	2.48	2.46	2.53	2.49	2.56	2.74	2.64	2.83	2.70	
Al	1.45	1.32	1.47	1.52	1.47	1.55	1.48	1.52	1.46	1.24	1.38	1.14	1.31	
Fe ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.44	0.30	0.51	0.49	0.51	0.33	0.44	0.48	0.50	0.27	0.37	0.16	0.29	
Na	0.53	0.67	0.46	0.50	0.49	0.50	0.48	0.48	0.47	0.73	0.59	0.83	0.68	
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.16	0.07	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	
Компонентный состав														
An	0.45	0.30	0.52	0.49	0.50	0.34	0.44	0.50	0.51	0.27	0.38	0.15	0.30	
Ab	0.54	0.68	0.47	0.50	0.48	0.50	0.49	0.49	0.48	0.72	0.60	0.81	0.69	
Or	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.16	0.07	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	

Примечание: Pl₁ – плагиоклаз первой генерации, Pl₂ – плагиоклаз второй генерации, Pl₃ – плагиоклаз третьей генерации.

Пироксен по составу отвечает диопсиду и авгиту (табл. 4.2, рис. 4.6), магнезиальность варьирует слабо $X_{(Mg)} = 0.65-0.75$, зональных кристаллов не обнаружено. Средний размер зерен составляет 1.3 мм, часто пироксен замещен роговой обманкой или же срастаниями роговой обманки с биотитом. Содержит включения магнетита, апатита, амфибола. Наблюдаются ситовидные кристаллы, в которых заметен распад клинопироксена с выделением магнетита (рис. 4.7). Вокруг ядер клинопироксена в некоторых образцах образуется широкая кайма роговой обманки (рис. 4.2 в).

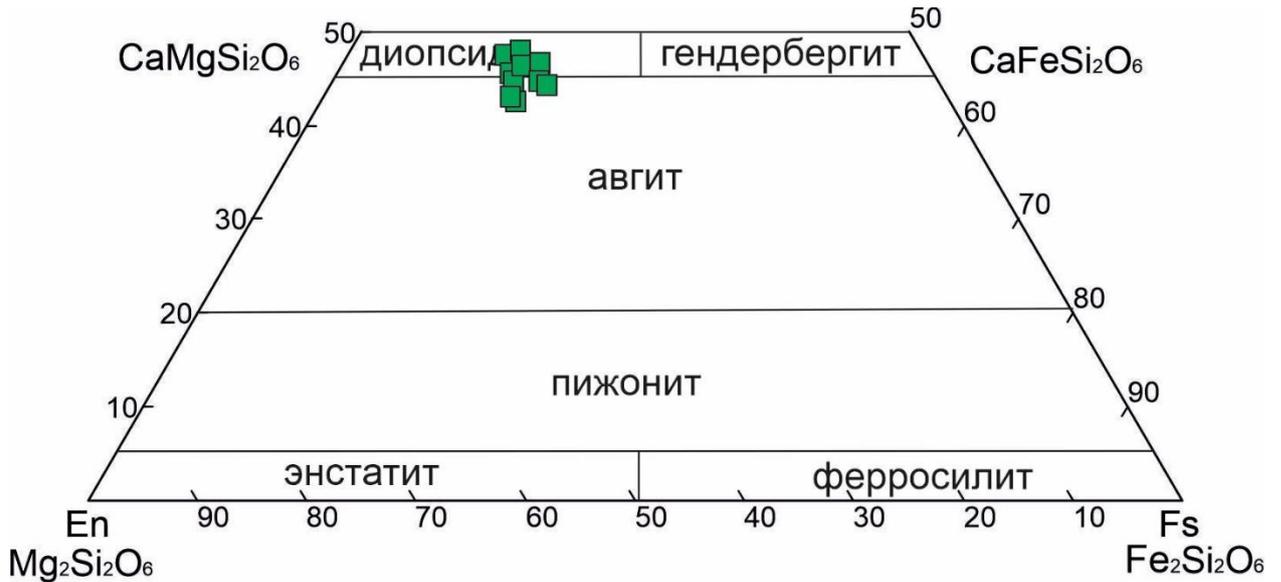


Рисунок 4.6. Состав пироксенов пород потуданского типа на диаграмме En-Wo-Fs no (Poldervaart, Hess, 1951; Morimoto et al., 1988).

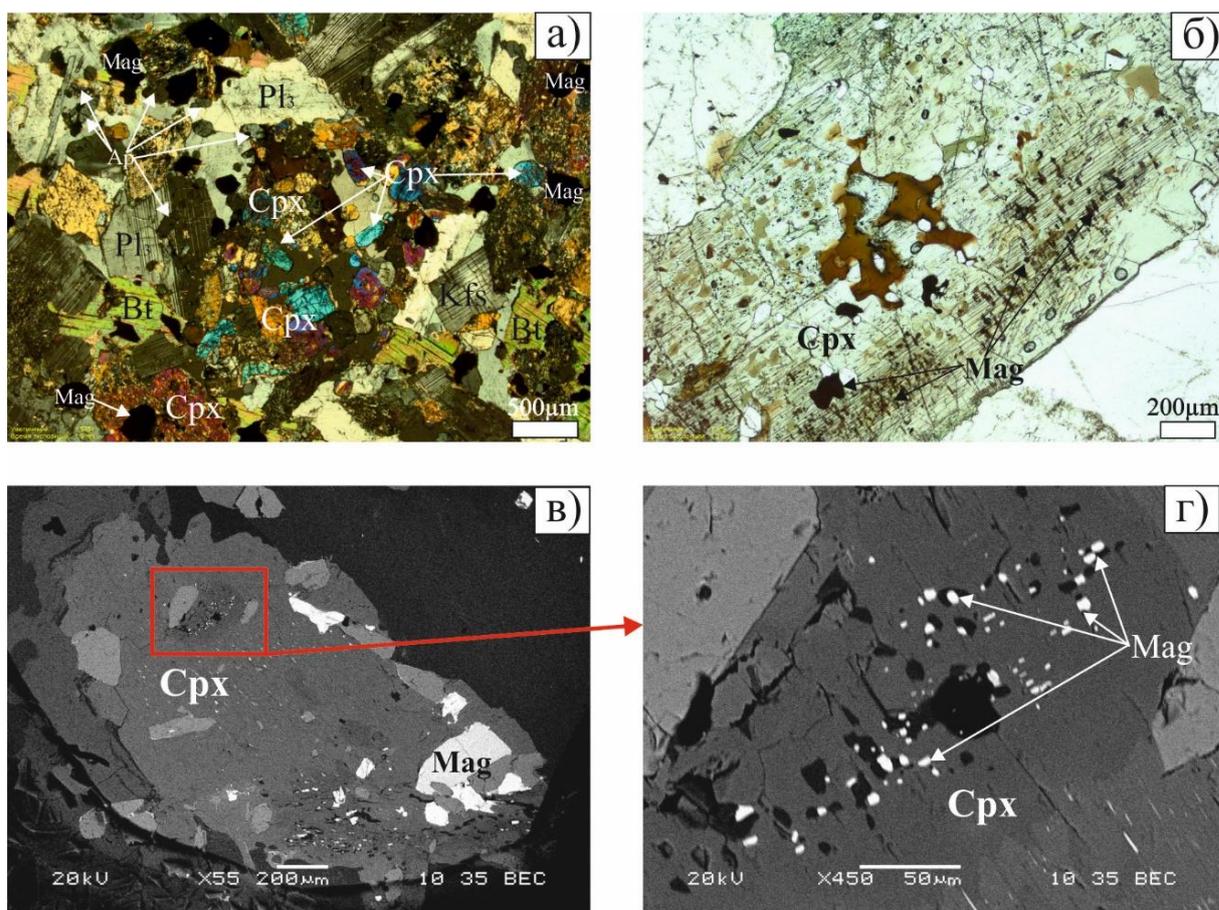


Рисунок 4.7. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов из образцов потуданских пород: а – обогащение клинопироксеном; б – ситовидный клинопироксен с включениями амфибола и рудных; в, г – микрофотографии одного участка пши в режиме отраженных электронов ситовидного клинопироксена с многочисленными включениями зерен магнетита.

Продолжение таблицы 4.2.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
X _(Mg)	0.65	0.74	0.74	0.73	0.75	0.71	0.75	0.70	0.70	0.72	0.72	0.69	0.69
Компонентный состав													
Wol	46.7	47.0	47.1	47.4	44.6	42.8	46.0	45.6	42.7	47.3	44.4	44.6	43.5
En	35.4	37.5	38.0	36.7	38.9	39.6	37.7	38.5	39.6	38.3	36.1	36.5	36.3
Fs	17.9	15.5	14.8	15.9	16.5	17.6	16.2	15.8	17.7	14.4	19.4	18.9	20.2

Кальциевые амфиболы встречаются как самостоятельные идиоморфные, гипидиоморфные вытянутые призматические так и ксеноморфные кристаллы размером до 2.5 мм, но в большинстве случаев находятся в виде кайм вокруг клинопироксена и в сростании с биотитом, замещая пироксен (рис. 4.2 в, д). Всегда содержат включения апатита, ильменита, магнетита, биотита, сульфидов. Более мелкие зерна (до 0.2 мм) встречаются вместе с биотитом в виде интерстиций. Большинство амфиболов имеют $(Ca+Na)_B > 1.5$ и $(Na+K)_A < 0.5$ и относятся к магниальным роговым обманкам (Leake et al., 1997, 2004) (рис. 4.8, табл. 4.3). Единичные составы амфиболов соответствуют эденитам. В том случае, когда амфибол замещает пироксен, центр растущего кристалла представлен эденитом, а край выполнен магниальной роговой обманкой. Характеризуются умеренной магниальностью ($X_{Mg} = 0.56–0.68$) и содержанием глинозема (7.0–8.9 мас.%). Вторичные амфиболы по химическому составу соответствуют актинолиту.

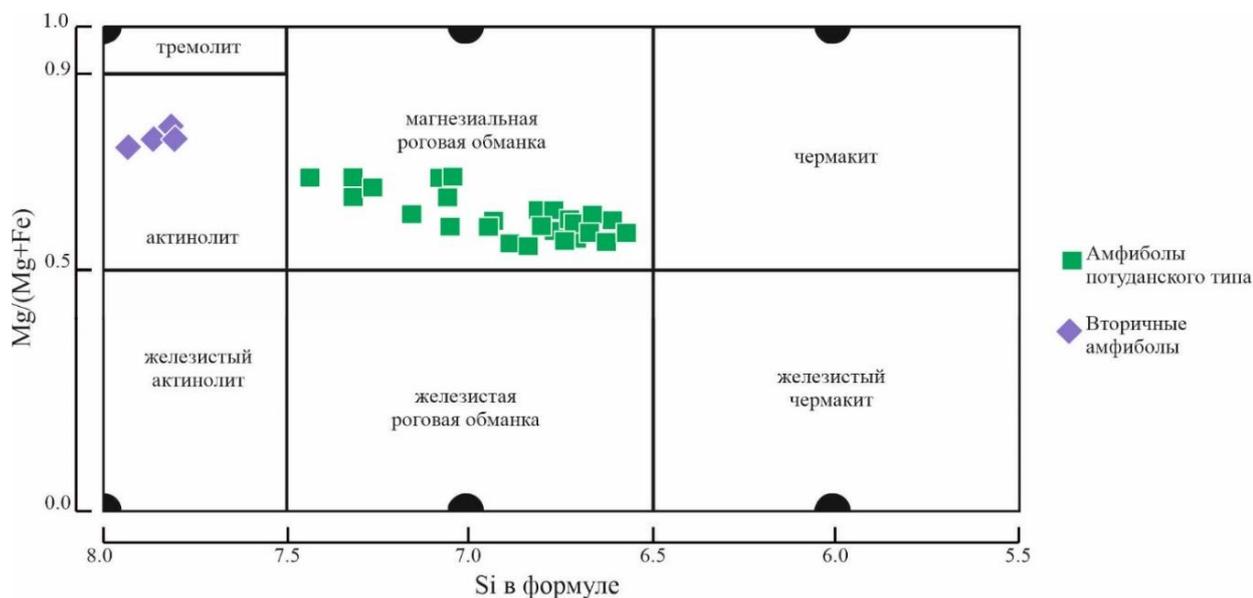


Рисунок 4.8. Составы амфиболов из кварцевых монцогаббро–гранодиоритов потуданского типа на классификационной диаграмме по (Leake et al., 1997).

Таблица 4.3. Химический состав и кристаллохимические формулы амфиболов пород потуданского типа.

№ образца	6418/62.5	6418/62.5	6418/62.5	6418/62.5	6418/62.5	6418/66	6418/66	6418/66	6416/62	6416/62	6416/62	7577/170	7577/170	7577/170
минерал	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-3	Hbl-4	Hbl-5	Hbl-6	Hbl-7	Hbl-8	Hbl-9	Hbl-10	Hbl-11	Hbl-12	Hbl-13	Hbl-14
SiO ₂	44.9	44.80	45.57	48.77	45.43	48.50	48.32	48.33	45.04	45.33	45.83	44.17	43.18	42.64
TiO ₂	1.9	2.05	1.82	0.25	1.83	0.94	0.87	1.16	2.22	1.63	1.62	1.75	1.12	0.81
Al ₂ O ₃	7.93	8.02	7.89	6.15	8.15	7.51	8.22	7.09	8.45	7.46	8.10	7.81	8.08	8.72
FeO	16.26	17.03	16.61	17.22	17.08	14.16	14.39	13.95	16.46	17.15	16.85	19.6	19.89	19.6
MnO	0.7	0.32	0.25	0.30	0.41	0.32	0.44	0.32	0.47	0	0.47	0.54	0.53	0
MgO	11.53	11.77	11.56	12.37	11.15	12.60	12.13	13.01	11.68	12.16	11.77	10	10.7	10.61
CaO	11.58	10.96	11.43	11.76	11.53	10.95	10.70	11.20	11.05	10.83	11.12	11.18	11.35	12.03
Na ₂ O	1.33	1.93	1.71	0.71	1.22	1.26	1.14	1.19	1.69	1.46	1.31	1.49	1.23	0.78
K ₂ O	0.93	1.11	1.15	0.47	1.20	0.77	0.79	0.75	0.93	0.9	0.94	1.09	1.32	0.86
Сумма	97.06	98.00	98.00	98.00	98.00	97	97	97	98	96.92	98	97.63	97.4	96.05
Кристаллохимические формулы														
Si	6.64	6.63	6.76	7.10	6.74	7.09	7.05	7.07	6.64	6.71	6.72	6.64	6.48	6.47
Al (IV)	1.36	1.37	1.24	0.90	1.26	0.91	0.95	0.93	1.36	1.29	1.28	1.36	1.43	1.53
Al (IV)	0.10	0.03	0.14	0.15	0.16	0.38	0.46	0.29	0.10	0.01	0.12	0.03	0.00	0.02
Ti	0.25	0.23	0.20	0.03	0.20	0.10	0.09	0.13	0.25	0.18	0.18	0.20	0.13	0.09
Fe ³⁺	0.62	0.65	0.34	0.73	0.45	0.40	0.49	0.40	0.62	0.89	0.76	0.69	1.09	1.02
Fe ²⁺	1.40	1.46	1.72	1.36	1.67	1.33	1.26	1.31	1.40	1.23	1.31	1.78	1.41	1.46
Mn	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.00	0.06	0.07	0.07	0.00
Mg	2.56	2.60	2.56	2.69	2.46	2.75	2.64	2.84	2.56	2.68	2.57	2.24	2.40	2.40
Ca	1.74	1.74	1.82	1.83	1.83	1.71	1.67	1.75	1.74	1.72	1.75	1.80	1.83	1.95
Na	0.48	0.55	0.49	0.20	0.35	0.36	0.32	0.34	0.48	0.42	0.37	0.43	0.36	0.23
K	0.18	0.21	0.22	0.09	0.23	0.14	0.15	0.14	0.18	0.17	0.18	0.21	0.25	0.17
Компонентный состав														
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.26	0.26	0.18	0.17	0.17	0.29	0.32	0.25	0.26	0.28	0.25	0.20	0.17	0.05
(Na+K) (A)	0.40	0.50	0.53	0.12	0.41	0.21	0.15	0.23	0.40	0.31	0.29	0.44	0.44	0.35
X(Mg)	0.65	0.64	0.60	0.66	0.60	0.67	0.68	0.68	0.65	0.69	0.66	0.56	0.63	0.62

Биотит как правило гипидиоморфен, образует прямоугольные вытянутые чешуи, размером 0.3–0.5 мм. Наблюдаются сростания с роговой обманкой, часто хлоритизирован. Также встречается в виде мелких включений в плагиоклазе (размер зерен менее 0.1 мм). Характеризуется умеренной магнезиальностью ($X_{Mg} = 0.47–0.55$).

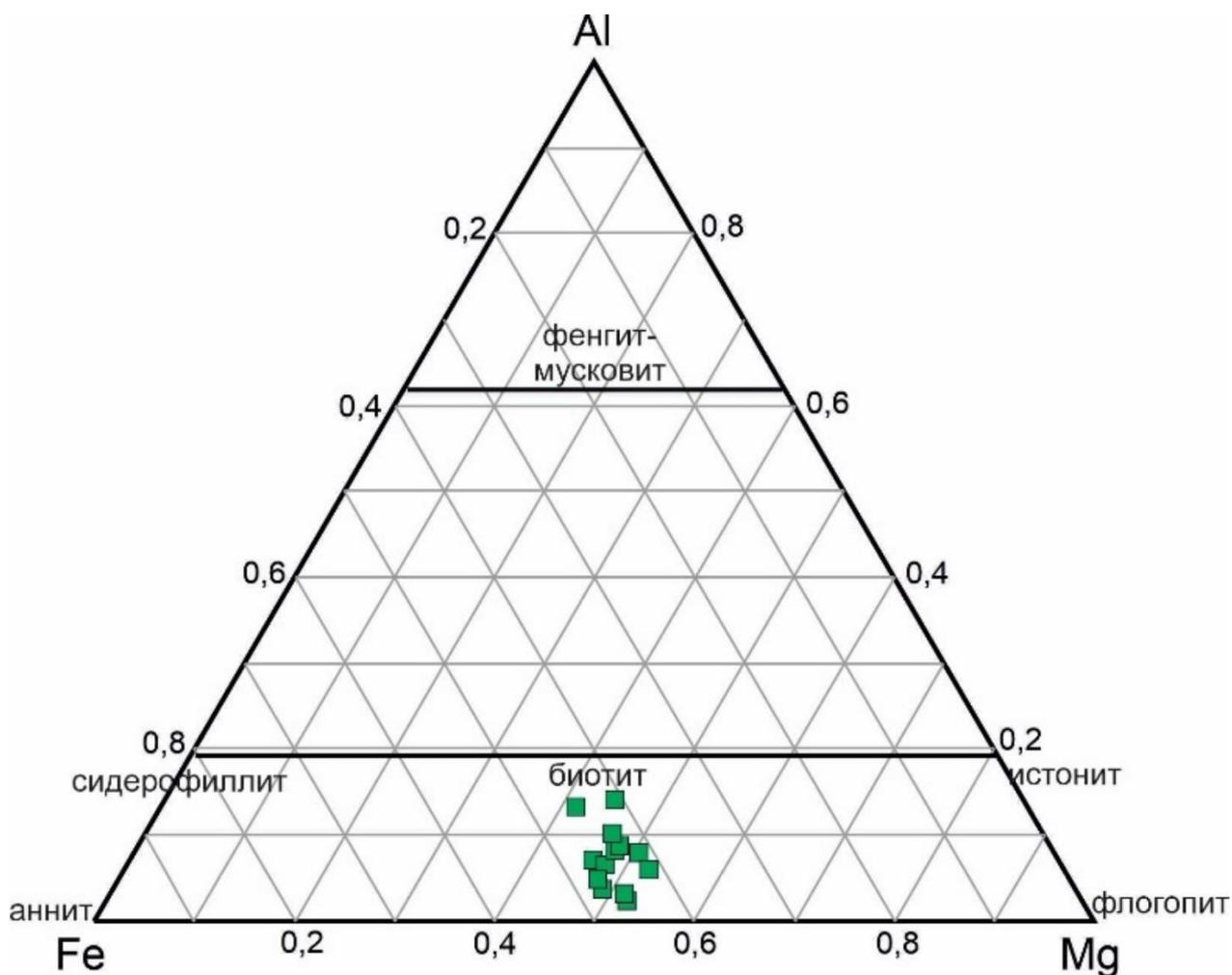


Рисунок 4.9. Диаграмма с фигуративными точками составов слюд пород потуданского типа по (Rieder et al., 1998).

Продолжение таблицы 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
X(Mg)	0.494	0.504	0.506	0.547	0.517	0.479	0.520	0.532	0.554	0.527	0.519	0.502	0.527
Компонентный состав													
Sd	16.23	8.95	14.82	16.64	17.99	28.21	27.41	5.06	12.85	17.87	21.78	10.25	7.01
East	15.83	9.11	15.20	20.08	19.28	25.89	29.67	5.76	15.95	19.88	23.52	10.34	7.81
Ann	34.40	40.60	34.54	28.68	30.27	23.93	20.61	41.69	31.76	29.47	26.30	39.53	40.30
Phl	33.54	41.33	35.44	34.60	32.46	21.97	22.31	47.49	39.44	32.78	28.40	39.88	44.88

Примечание: Sd – сидерофиллит, East – истонит, Ann – аннит, Phl – флогопит.

Кварц представлен ксеноморфными зернами размером до 1.5 мм, в среднем 0.4 мм и меньше, слагает интерстиции.

Титаниум наблюдается в виде двух генераций: 1) самостоятельные идиоморфные клиновидные, конвертообразные кристаллы и 2) ксеноморфные зерна, размером до 0.2–0.8 мм, и каймы вокруг титаномагнетита или магнетита (рис. 4.2. з).

Апатит представлен в виде укороченных призм размером до 0.012 мм и шестигранников размером 0.05–0.08 мм. В некоторых образцах из скв. 6416 наблюдаются тончайшие иглы апатита, пронизывающие кристаллы плагиоклаза и калиевого полевого шпата (рис. 4.4а).

Оксиды представлены в преобладающей части идиоморфными ильменитом, магнетитом и ксеноморфным титаномагнетитом, нередко наблюдаются ильменит-магнетитовые структуры распада (рис. 4.10.)

Сульфидные минералы: идиоморфные пирит и пирротин, редко халькопирит (рис. 4.10).

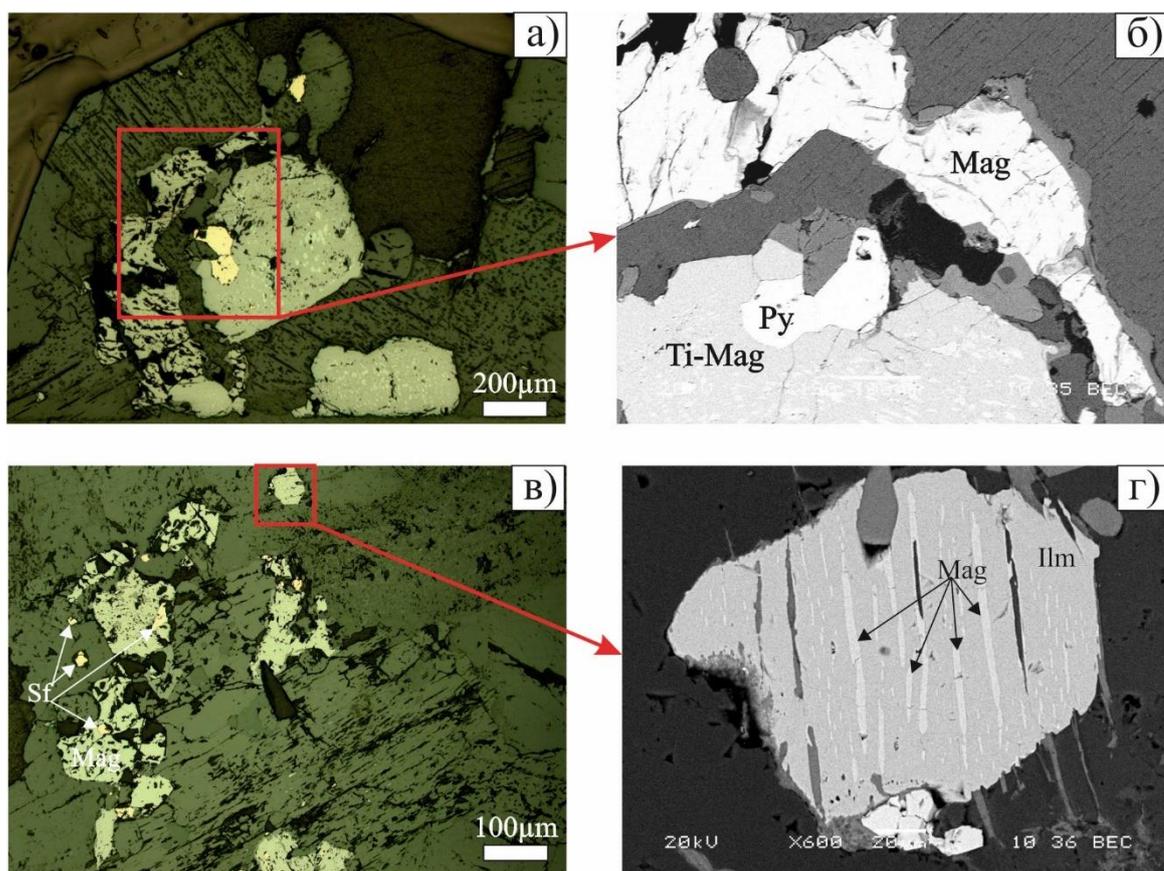


Рисунок 4.10. Микрофотографии пши потуданских кварцевых монцогаббро-гранодиоритов: а, б – титаномагнетит с включениями пирита, магнетит; в, г – магнетиты с включениями сульфидов, на фото в режиме отраженных электронов – магнетит-ильменитовая структура распада, магнетитовые ламели в ильменитовом матриксе.

4.1.2. Гранитоиды павловского типа

Преобладающие разновидности пород павловского типа - крупнозернистые, порфировидные гранитоиды, розовые до красных (порфировидные кристаллы представлены калиевым полевым шпатом). Встречаются также средне- или мелкозернистые, равномернозернистые, розовые до серых, гранитоиды с директивной текстурой, содержащие ксенолиты амфиболитов.

По модальному составу породы павловского типа относятся к кварцевым монцодиоритам, кварцевым монцонитам, монцогранитам и гранодиоритам, реже к монцодиоритам, монцонитам, кварцевым сиенитам и сиеногранитам (рис. 4.1). Главные минералы представлены плагиоклазом (41–50 %), калиевым полевым шпатом (22–35 %), амфиболом (3–10 %), кварцем (18–26 %), биотитом (3–10%). Акцессорные минералы (3–5 %): магнетит, титанит, апатит, циркон, ильменит, эпидот (рис. 4.11).

Плагиоклаз более кислый по сравнению с потуданскими кварцевыми монцогаббро-диоритами, его состав соответствует андезину-олигоклазу (в среднем, An₂₅) (Терентьев, Савко, 2017), гипидиоморфный, незональный, либо с нормальной зональностью со слабо заметным снижением кальциевости от центра к краю кристаллов (рис. 4.18 б). Составы плагиоклазов изученных образцов в пределах Хохольско-Репьёвского батолита вынесены на диаграмму (рис. 4.12).

Микроклин отчетливо пертитовый, содержит включения преобладающего плагиоклаза (рис. 4.11 б). На границе калишпатовых кристаллов наблюдаются мирмекиты. В редких случаях вокруг фенокристаллов калишпата образуется олигоклазовая кайма, что придает породам структуру рапакиви.

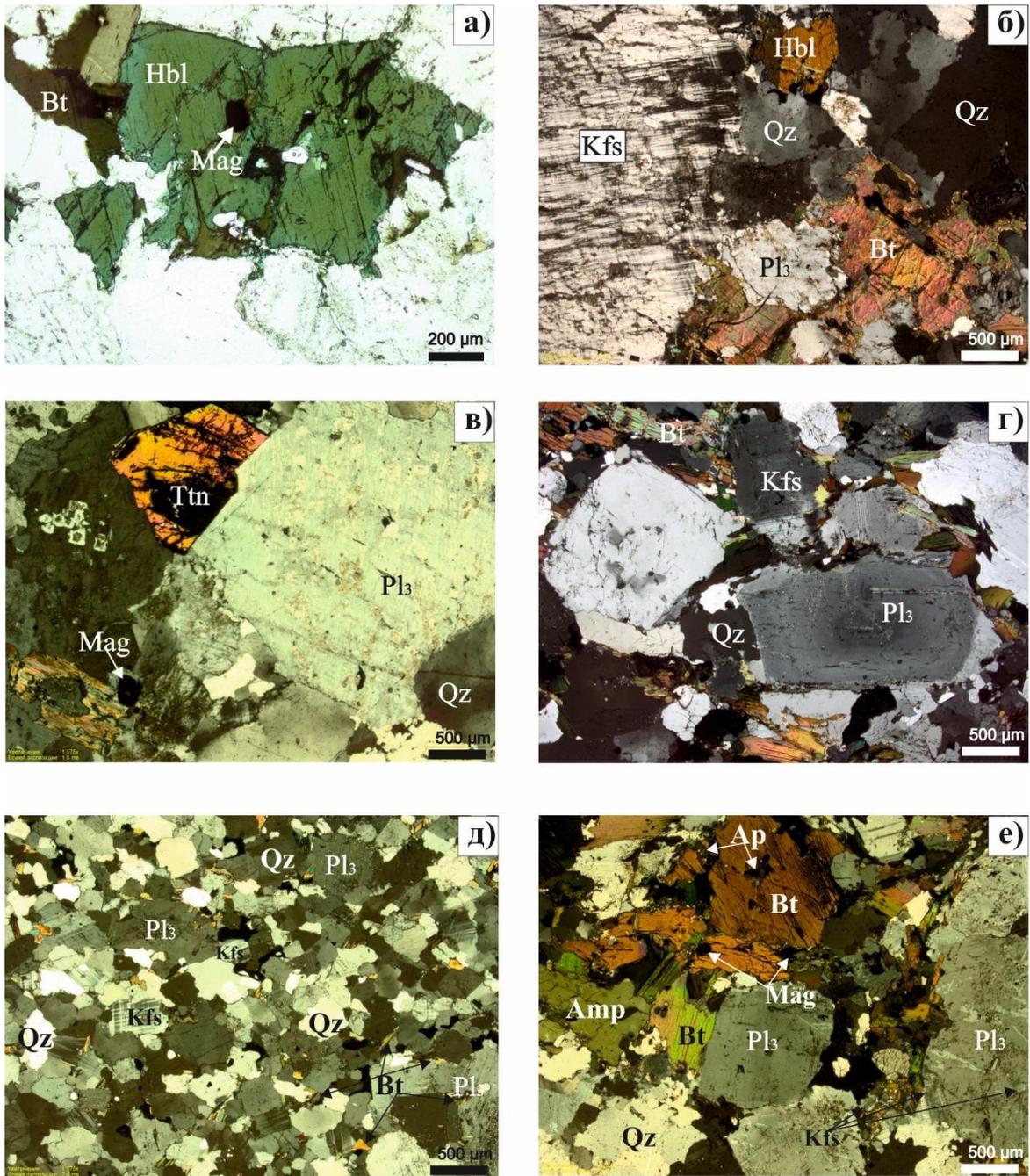


Рисунок 4.11. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов пород павловского типа Хохольско-Репьёвского батолита: а – кристалл амфибола с включениями магнетита; б – пертитовый калиевый полевой шпат, незональный плагиоклаз, биотит, кварц; в – идиоморфный титанит, плагиоклаз с антипертитами, идиоморфный магнетит; г – слабозональный плагиоклаз, калиевый полевой шпат; д – мелко-среднезернистый гранодиорит; е – включения микроклина в плагиоклазе.

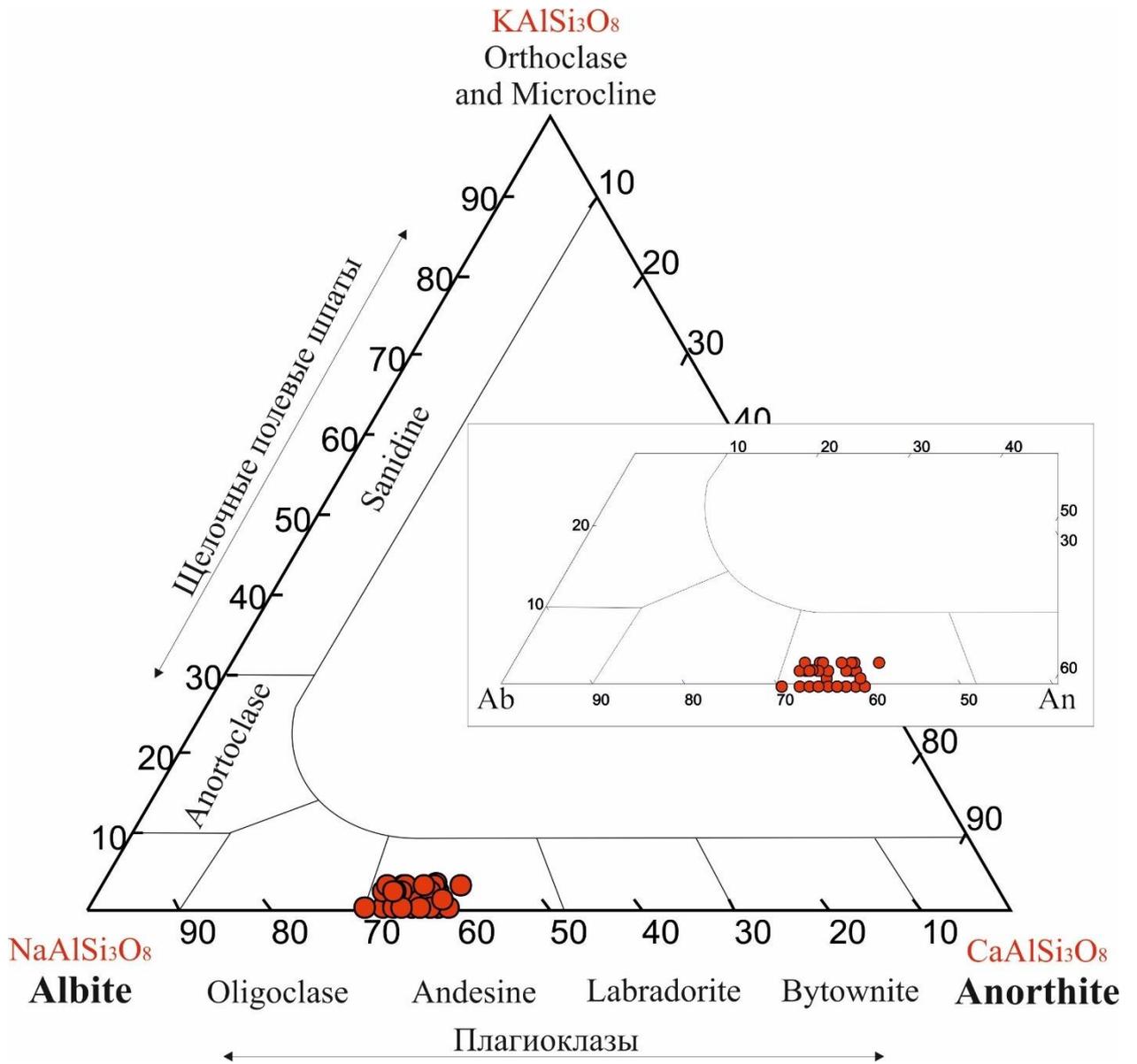


Рисунок 4.12. Диаграмма Ab-Or-An (Deer et al., 1992) с фигуративными точками составов полевых шпатов пород павловского типа.

Таблица 4.5. Химический состав и кристаллохимические формулы плагиоклазов гранитоидов павловского и пород гибридного типов Хохольско-Репьёвского батолита.

Павловский тип						Гибридный тип							
№ образца	6423/100	6423/100	6423/100	6423/100	6423/100	6434/102	6434/102	6434/102	6434/102	6434/102	6434/102	6434/102	6434/102
минерал	Pl ₃	Pl ₂	Kfs	Pl ₂	Pl ₂								
SiO ₂	63.17	60.99	56.76	57.80	62.22	56.42	56.12	59.24	57.94	60.22	63.71	65.59	59.94
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.27	-	-
Al ₂ O ₃	25.68	25.35	25.47	25.07	25.72	28.27	28.18	26.65	26.74	24.95	17.97	22.36	26.12
FeO	-	-	-	-	0.37	-	0.27	-	0.33	-	0.28	0.21	-
CaO	6.26	6.71	7.95	7.37	7.06	9.60	1-	7.40	8.55	6.78	-	2.87	6.98
Na ₂ O	8.26	7.81	7.00	7.36	8.14	6.14	6.06	7.53	6.91	8.04	0.78	10.47	8.05
K ₂ O	-	0.31	0.20	0.55	0.41	0.16	-	0.20	0.15	-	15.22	-	0.20
Сумма	103.37	101.17	97.38	98.15	103.92	100.59	100.63	101.02	100.62	99.99	98.23	101.5	101.29
Количество катионов в пересчете на 8 анионов O ²⁻													
Si	2.72	2.69	2.60	2.62	2.67	2.52	2.51	2.61	2.58	2.68	2.99	2.84	2.63
Al	1.30	1.32	1.38	1.34	1.30	1.49	1.48	1.38	1.40	1.31	1.00	1.14	1.35
Fe ²⁺	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	-
Ca	0.29	0.32	0.39	0.36	0.32	0.46	0.48	0.35	0.41	0.32	-	0.13	0.33
Na	0.69	0.67	0.62	0.65	0.68	0.53	0.52	0.64	0.60	0.69	0.07	0.88	0.68
K	-	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	-	0.01	0.01	-	0.91	-	0.01
Компонентный состав													
An	0.30	0.32	0.38	0.35	0.32	0.46	0.48	0.35	0.40	0.32	-	0.13	0.32
Ab	0.70	0.67	0.61	0.62	0.66	0.53	0.52	0.64	0.59	0.68	0.07	0.87	0.67
Or	-	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	-	0.01	0.01	-	0.93	-	0.01

Кальциевые амфиболы проявлены в виде ксеноморфных, гипидиоморфных до идиоморфных зерен, всегда содержат включения магнетита, плагиоклаза, апатита, титанита. Большинство амфиболов имеют $(Ca+Na)_B > 1.5$ и $(Na+K)_A > 0.5$ и относятся к эденитам и магнезиогастингситам. Единичные анализы менее щелочных амфиболов соответствуют магнезиальной роговой обманке. В большинстве разновидностей пород амфиболы достаточно гомогенные по составу, характеризуется умеренной магнезиальностью ($X_{Mg} = 0.49-0.67$) и умеренными содержаниями глинозема ($Al_2O_3 = 7.8-9.0$ мас. %).

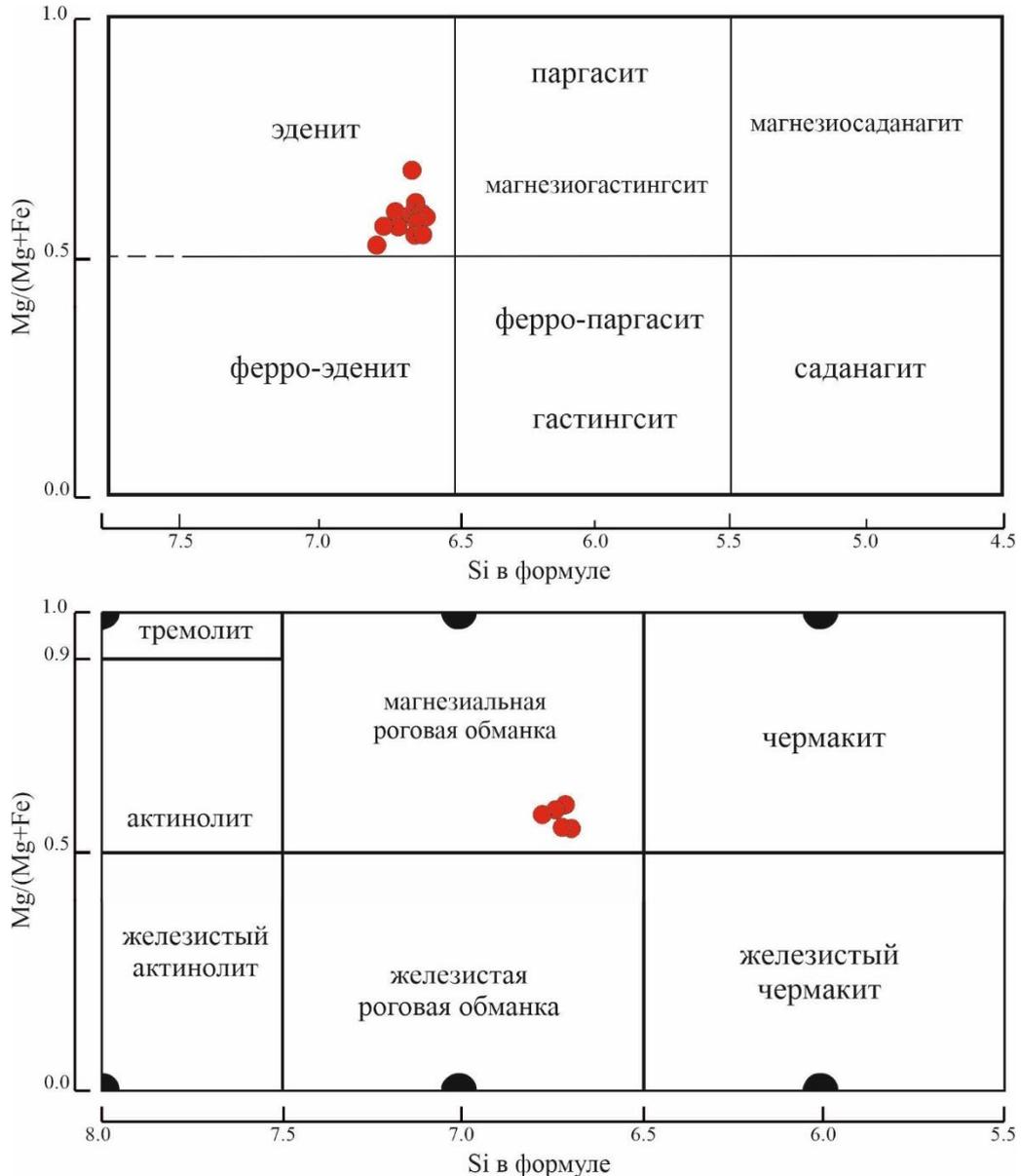


Рисунок 4.13. Составы амфиболов пород павловского типа на классификационной диаграмме по (Leake et al., 1997).

Таблица 4.6. Химический состав и кристаллохимические формулы амфиболов пород павловского и гибридного типов.

№ образца	Павловский тип			Гибридный тип	
	6423/100	6423/100	6423/100	6434/102	6434/102
минерал	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-3	Hbl-1	Hbl-2
SiO ₂	44.2	44.69	45.33	53.09	53.5
TiO ₂	1.75	-	0.76	-	-
Al ₂ O ₃	8.45	8.91	9.22	2.05	2.07
FeO	17.78	18.31	17.69	13.02	13.25
MnO	-	-	-	0.55	0.39
MgO	10.64	11.57	11.71	15.52	15.5
CaO	11.16	11.33	11.24	11.32	12.03
Na ₂ O	0.85	1.55	1.09	0.61	-
K ₂ O	1.29	1.01	1.05	0.2	0.14
Сумма	96.12	97.37	98.09	96.36	96.88
Si	6.67	6.62	6.62	7.67	7.69
Al (IV)	1.33	1.38	1.38	0.33	0.31
Al (VI)	0.17	0.18	0.21	0.02	0.04
Ti	0.20	-	0.08	-	-
Fe ³⁺	0.67	0.97	0.98	0.60	0.54
Fe ²⁺	1.57	1.30	1.18	0.97	1.05
Mn	-	-	-	0.07	0.05
Mg	2.39	2.56	2.55	3.34	3.32
Ca	1.80	1.80	1.76	1.75	1.85
Na	0.25	0.45	0.31	0.17	-
K	0.25	0.19	0.20	0.04	0.03
ОН*	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	1.92	1.85
Na (B)	0.20	0.20	0.24	0.17	0.00
(Na+K) (A)	0.30	0.43	0.26	0.04	0.03
X(Mg)	0.60	0.66	0.68	0.77	0.76

Биотит как правило, гетиморфный, магнезиальность (X_{Mg}) слабо варьирует от 0.47 до 0.61 (табл. 4.7 и по (Терентьев, Савко, 2017)).

Циркон и апатит участками бывают многочисленны, формируют идиоморфные кристаллы, которые включены почти во всех породообразующих минералах.

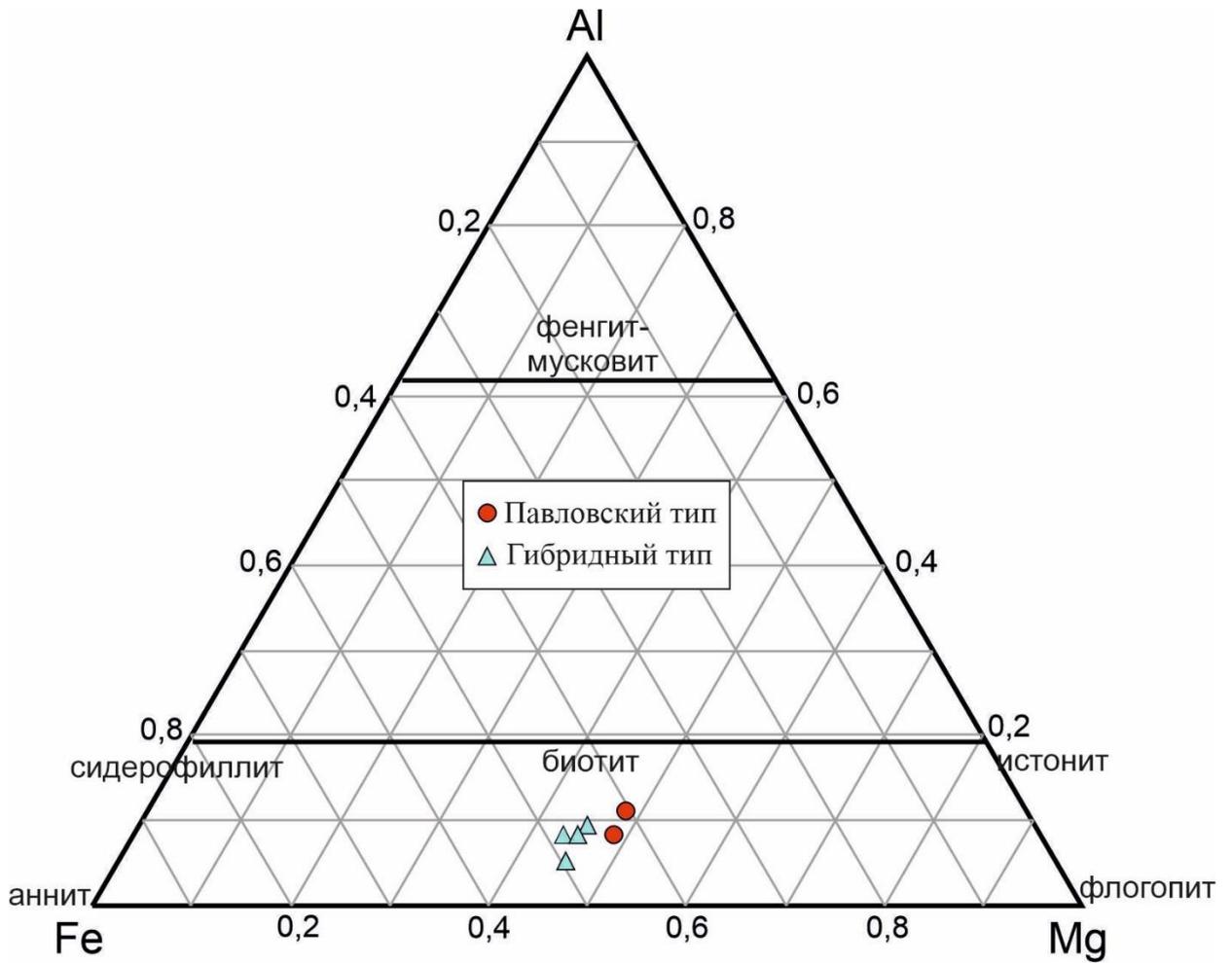


Рисунок 4.14. Диаграмма с фигуративными точками составов слюд пород павловского и гибридного типов (по Rieder et al., 1998).

Оксиды представлены преобладающим идиоморфным магнетитом. Редко встречается ксеноморфный ильменит (рис. 4.15).

Титанит представлен двумя генерациями: одна – идиоморфная конвертообразная и вторая – ксеноморфная в виде кайм по магнетиту и ильмениту (рис. 4.15).

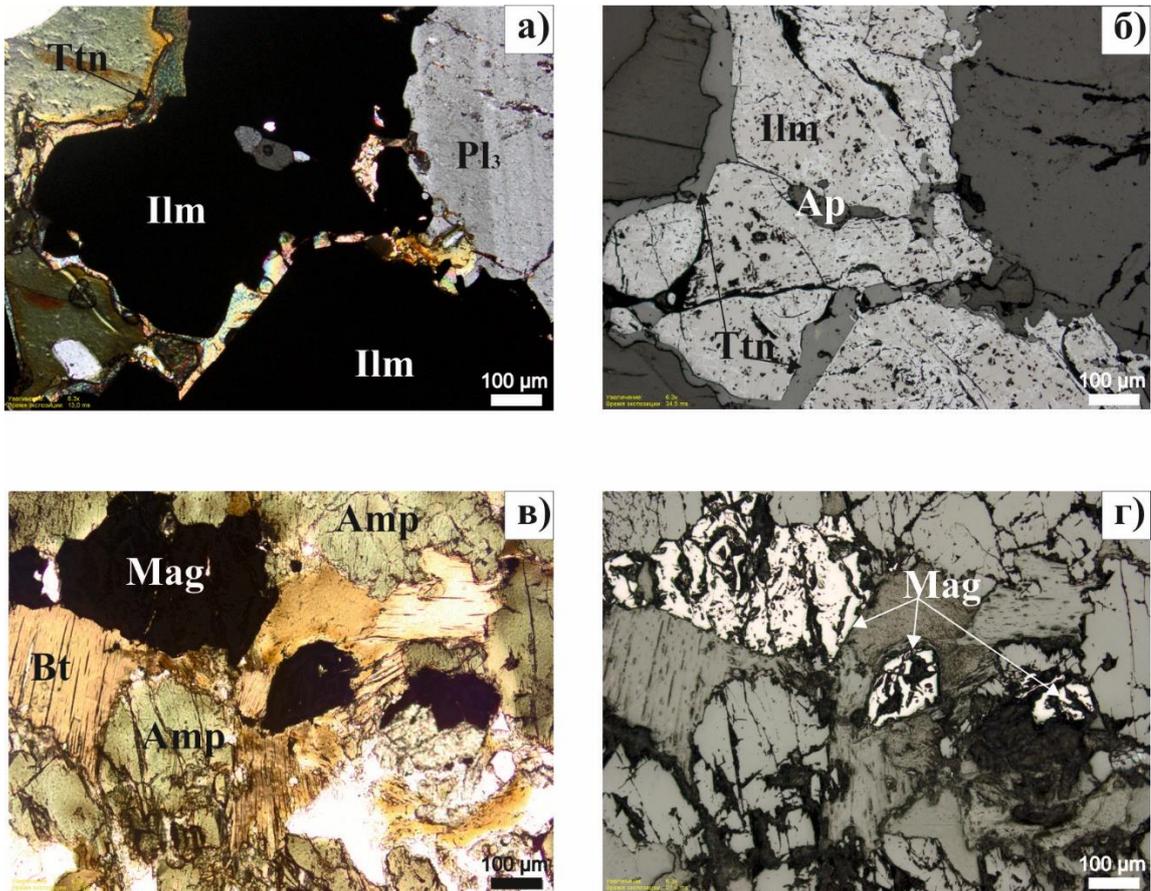


Рисунок 4.15. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов акцессорных минералов пород павловского типа.

Таблица 4.7. Химический состав и кристаллохимические формулы слюд пород павловского и гибридного типов.

№ образца	Павловский тип		Гибридный тип			
	6423/100	6423/100	6434/102	6434/102	6434/102	6434/102
минерал	Vt-1	Vt-2	Vt-3	Vt-4	Vt-5	Vt-6
SiO ₂	36.54	38.16	35.31	36.42	35.2	37.34
TiO ₂	2.04	2.51	2.9	3.15	3.28	4.22
Al ₂ O ₃	14.41	16.21	14.5	15.15	12.95	14.52
Cr ₂ O ₃	0	0	0.2	0	0	0.38
FeO	19.38	19.17	20.46	19.37	19.81	19.76
MnO	0.54	0.39	0.32	0.26	0	0
MgO	12.12	12.69	10.34	10.9	10.19	10.66
CaO	0	0	0	0.21	0	0.26
Na ₂ O	0	0	0.23	0.32	0.87	0.38
K ₂ O	8.85	9.14	8.82	9.27	8.83	9.59
Сумма	94.00	98.39	93.08	95.05	91.13	97.11
Кристаллохимические формулы						
Si	2.89	2.88	2.85	2.86	2.89	2.89
Ti	0.12	0.14	0.18	0.19	0.20	0.25
Al	1.34	1.44	1.38	1.40	1.25	1.33
Al (IV)	1.11	1.12	1.15	1.14	1.11	1.11
Al (VI)	0.24	0.32	0.23	0.26	0.14	0.22
Fe ²⁺	1.28	1.21	1.38	1.27	1.36	1.28
Mn	0.04	0.02	0.02	0.02	-	-
Mg	1.43	1.43	1.24	1.27	1.24	1.23
Ca	-	-	-	0.02	-	0.02
Na	-	-	0.04	0.05	0.14	0.06
K	0.89	0.88	0.91	0.93	0.92	0.95
ОН	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98
X(Mg)	0.52	0.54	0.47	0.50	0.48	0.49
Компонентный состав						
Sd	16.98	20.58	17.89	18.60	11.38	16.85
East	18.42	23.82	15.88	18.43	10.45	16.22
Ann	30.98	25.77	35.09	31.63	40.76	34.10
Phl	33.62	29.82	31.15	31.34	37.41	32.83

Примечание: Sd – сидерофеллит, East – истонит, Ann – аннит, Phl – флогопит.

4.1.3. Гибридные породы

Эта группа пород сложена теми же пороодообразующими минералами, что и первые две группы и объединяет в себе особенности как габброидов плутона Потудань, так и гранитоидов павловского комплекса. Гибридные породы выделены по минералого-петрографическому и химическому составам и занимают промежуточное положение между составами изученных габброидов и гранитоидов. Для гибридных пород характерна ориентировка темноцветных минералов и наличие порфировидных вкрапленников, мелкозернистая, часто разномзернистая структура основной массы (рис. 4.16). Фенокристаллы выполнены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом в гетерозернистой основной массе породы. По составу они отвечают кварцевым монцодиоритам, а один образец с обилием мегапорфировых вкрапленников калиевого шпата (до 5 см) попадает в поле монцогранитов (рис. 4.1).

Гибридные породы состоят из плагиоклаза (32–45%), микроклина (7–20%), кварца (10–37%), биотита (7–17%), роговой обманки (0–11%), клинопироксена (0–11%), акцессорных минералов (0.2–4%). Наибольшим идиоморфизмом обладают акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон, сульфиды; и порфировые вкрапленники плагиоклаза и микроклина.

Плагиоклаз соответствует андезину, является контрастно зональным, широко проявлена ситовидная структура (табл. 4.5, рис. 4.16 е, рис. 4.17).

Роговая обманка слагает либо шлировидные агрегаты, либо проявлена как результат замещения клинопироксена в виде ксеноморфных кайм и новообразований в центре кристаллов (табл. 4.6).

Для клинопироксена также характерна ситовидная структура; включениями являются магнетит, ильменит, титаномагнетит.

Биотит в некоторых образцах демонстрирует сагенитовую структуру, трещины спайности в которой выполнены тончайшими кристаллами рутила (рис. 4.14, 4.16д). Часто биотит образует шлировидные скопления.

Преобладающая форма **анатита** – игольчатая (рис. 4.16е).

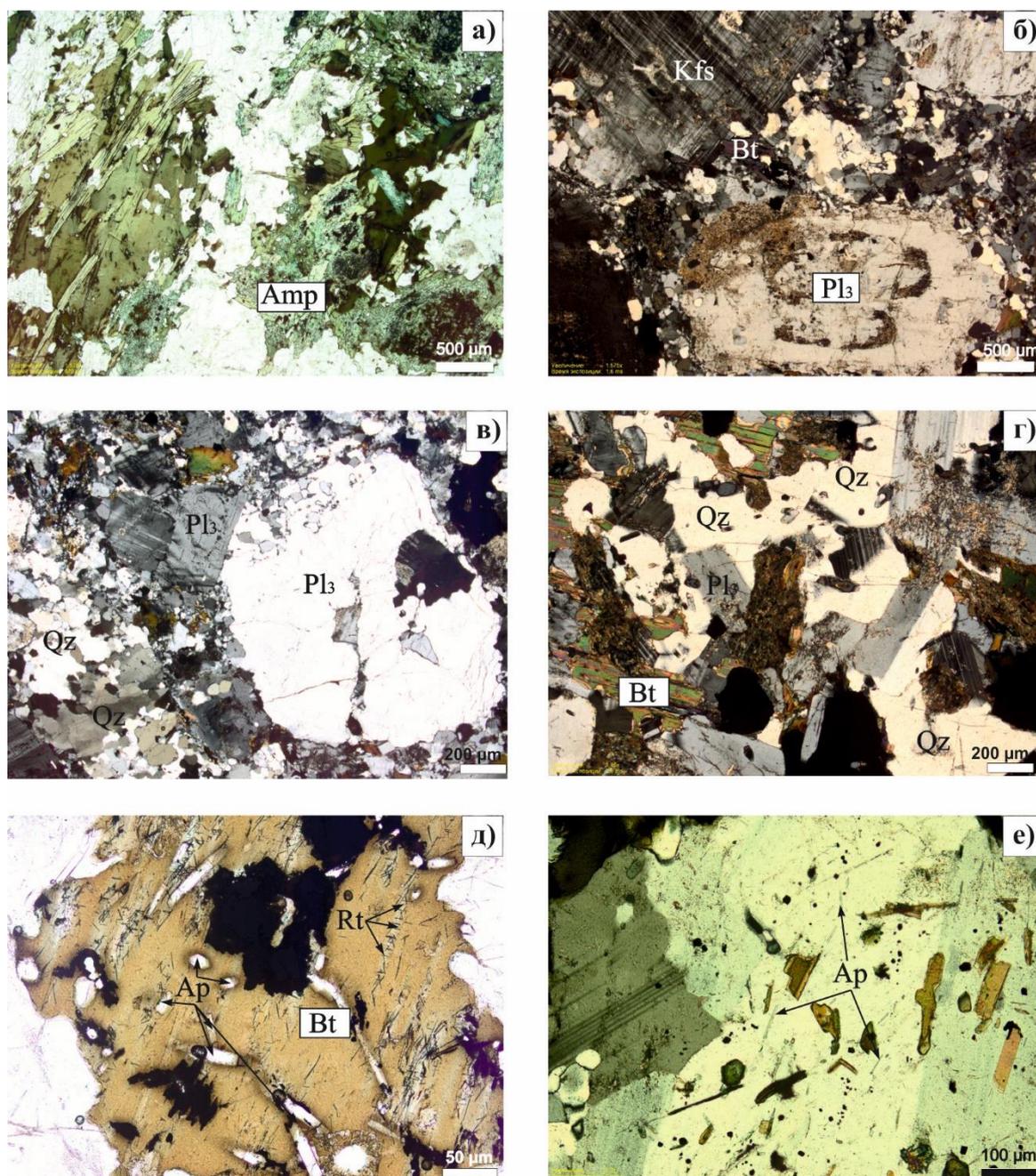


Рисунок 4.16. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов пород гибридного типа: а – шлиры биотита и амфибола; б) фенокристаллы калиевого полевого шпата и плагиоклаза; в – разнотельная порфировидная структура, порфир выполнен плагиоклазом, обилие кварца; г – обогащение кварцем; д) биотит с сагениковой структурой; е) игольчатый апатит в ситовидном плагиоклазе.

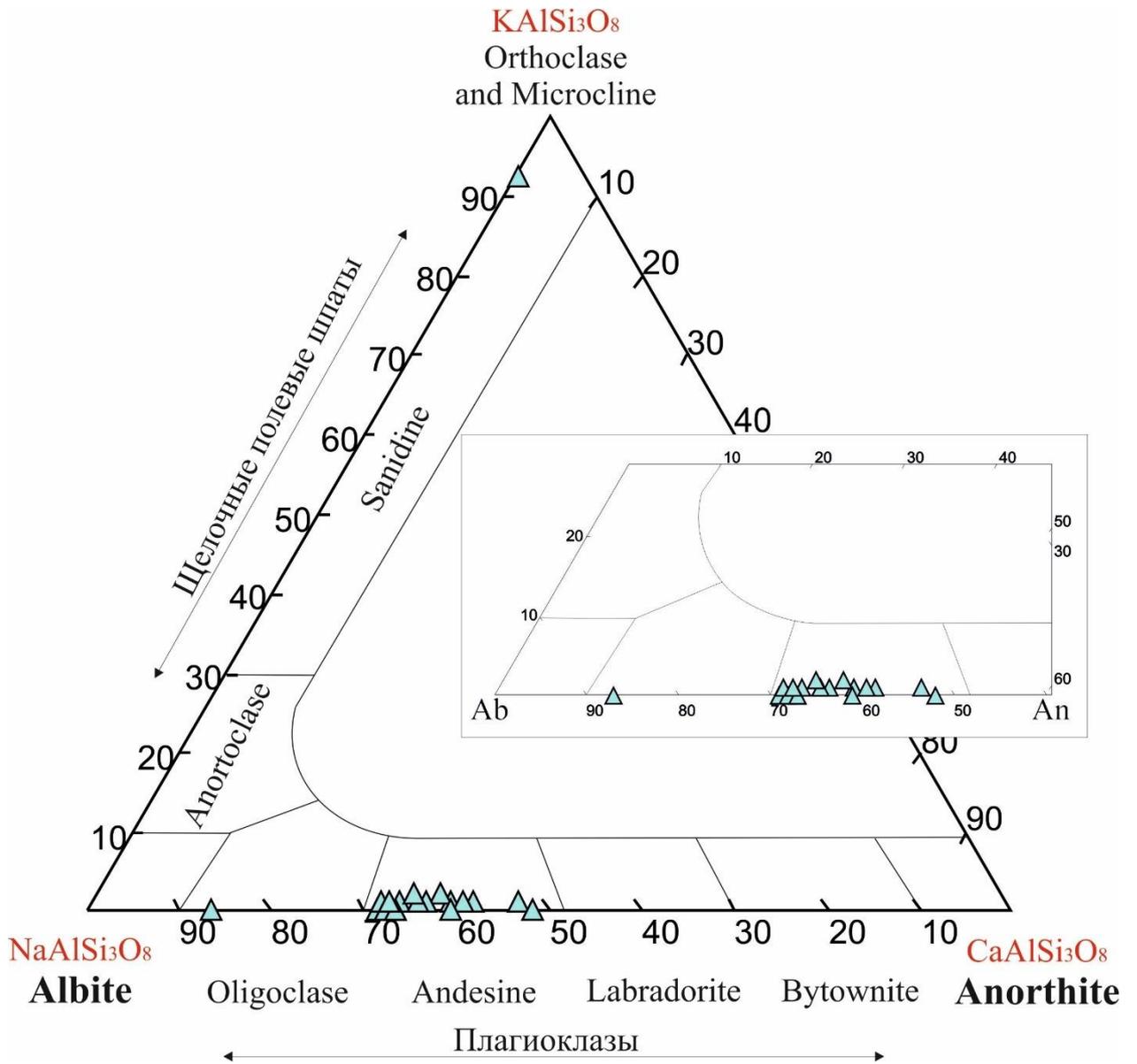


Рисунок 4.17. Диаграмма Ab-Or-An (Deer et al., 1992) с фигуративными точками составов полевых шпатов пород гибридного типа.

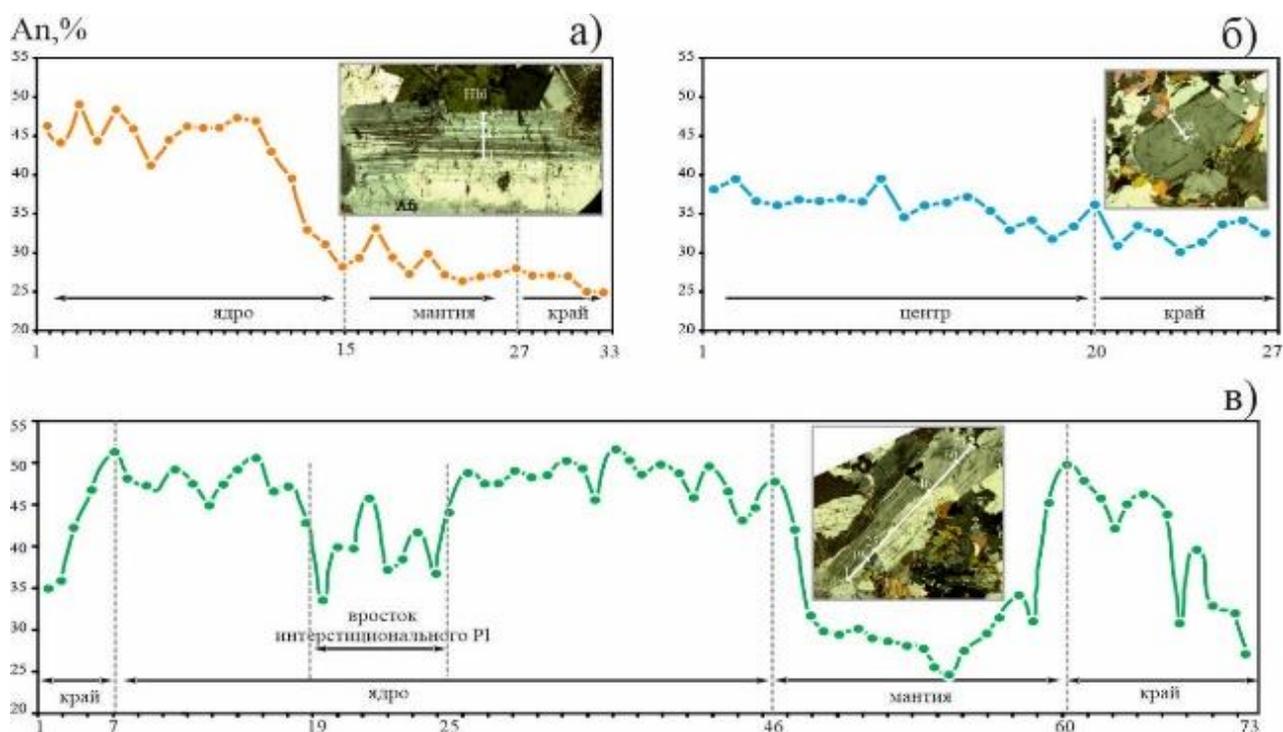


Рисунок 4.18. Зональность кристаллов плагиоклазов по анортитовому миналу: а – типичный зональный плагиоклаз с высококальциевым ядром из габброидов потуданского типа; б – слабозональный плагиоклаз из гранитоидов павловского типа; в – сидеритовидный плагиоклаз с реверсивной зональностью из гибридных пород.

4.2. Геохимическая характеристика пород

Ниже рассмотрены геохимические особенности выделенных типов пород по собственным и опубликованным данным. На классификационные диаграммы вынесены составы главных элементов, пересчитанные на безводный остаток и приведенные к сумме 100%. Представительные химические анализы пород приведены в таблицах 4.8–4.10.

4.2.1. Потуданский тип

По петрохимическим характеристикам породы потуданского типа представляют дифференцированную серию пород от основного до кислого состава. По составу и соотношению главных элементов породы потуданского типа являются железистыми, щелочно-известковыми до щелочных (рис. 4.19, 4.20), метаглиноземистыми [A/CNK

($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O < 1$] (табл. 4.8). Следует отметить, что образцы с более высоким содержанием кремнезема попадают в поле магнезиальных пород (рис. 4.21а), являются высококалийевыми и известково-щелочными. Отмечаются высокие содержания щелочей Na_2O (2.7–4.7 % (здесь и далее в мас. %) и K_2O (2.5–4.4 %) в породах основного состава. Кроме того, по классификационным критериям (Le Maitre, 2002) значения содержаний Na_2O-2 меньше содержаний K_2O , что позволяет отнести породы к шошонитовой серии, это дополнительно подтверждается на диаграмме SiO_2-K_2O по (Ewart, 1982), где точки составов кварцевых монцогаббро–диоритов попадают в поле шошонитовой серии (рис. 4.20б).

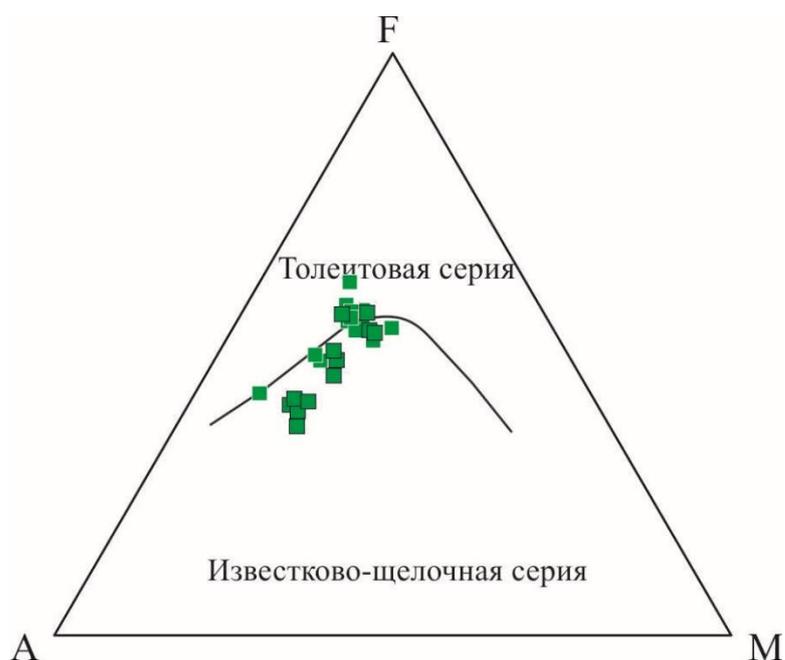


Рисунок 4.19. Диаграмма AFM для пород потуданского типа по (Irvine, Baragar, 1971). Квадратики с белым контуром – габброиды плутона Потудань, с черным контуром – потуданские аналоги из северных массивов.

Кварцевые монцогаббро–монцодиориты характеризуются содержанием SiO_2 в интервале от 49.1 % до 62.9 %, высокими концентрациями $FeO_{общ}$ (5.6–13.9 %), CaO (4.8–8.7 %), и MgO (1.5–6.1 %), повышенными значениями TiO_2 (0.5–2.3 %) и P_2O_5 (0.3–1.8 %) (рис. 4.22).

В образцах гранодиоритов с содержанием кремнезема 64.1–64.3 % концентрации $FeO_{общ}$ (6.0–6.3 %), MgO (1.5–2.3 %), CaO (4.0–4.9 %), TiO_2 (0.4–0.8 %) и P_2O_5 (0.3–0.4 %) значительно ниже, чем в породах основного и среднего состава. На диаграммах Харкера (рис. 4.22) демонстрируется закономерное уменьшение $FeO_{общ}$, CaO и увеличение K_2O с увеличением SiO_2 . Все образцы потуданского типа выделяются высокими содержаниями Sr (380–2020 г/т), Ba (505–3060 г/т) и элементов группы железа V (67–219 г/т), Ni (6–61 г/т) и Cr (23–196 г/т) (табл. 4.9).

Наблюдается закономерное уменьшение концентраций V, Cr, Ni от кварцевых монцогаббро к гранодиориту (рис. 4.22).

Для кварцевых монцогаббро–монцодиоритов характерно резко фракционированное распределение редкоземельных элементов (REE) ($(La/Yb)_N = 25.9–29.2$ и $(Gd/Yb)_N = 3.8–4.2$) (табл. 4.9). Наблюдается слабая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.67–0.76$) (рис. 4.23). Кроме того, они обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) Rb и Ba, имеют умеренные концентрации Th, U, Ti и обеднены Nb (рис. 4.23).

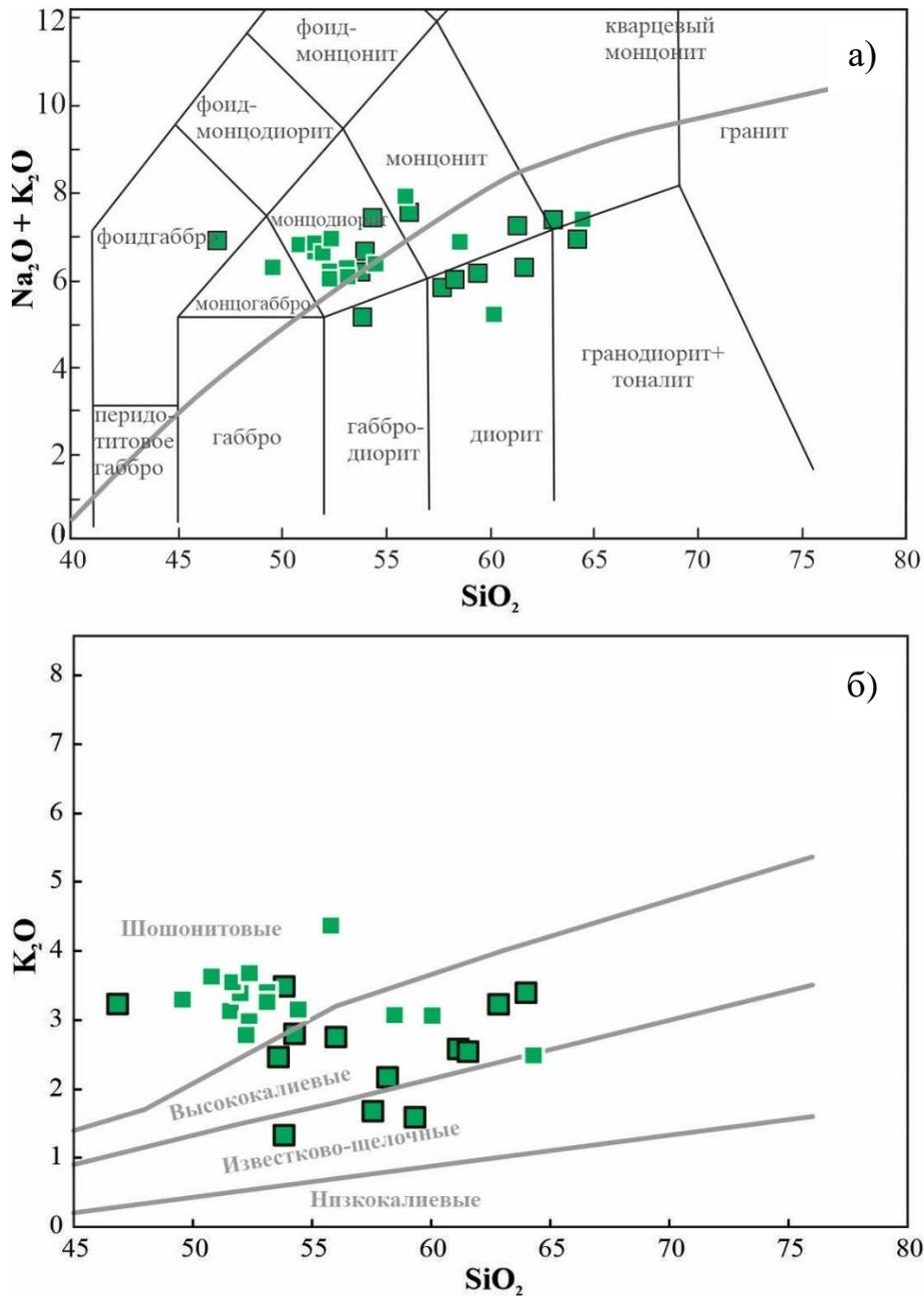


Рисунок 4.20. Классификационная петрохимическая диаграмма а) $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ по (Middlemost, 1994): нижняя пунктирная линия, отделяющая щелочную и субщелочную серию по (Kuno, 1966), верхняя граница по (Irvine, Baragar, 1971); и б) $SiO_2 - K_2O$ по (Ewart, 1982) с фигуративными точками составов пород потуданского типа.

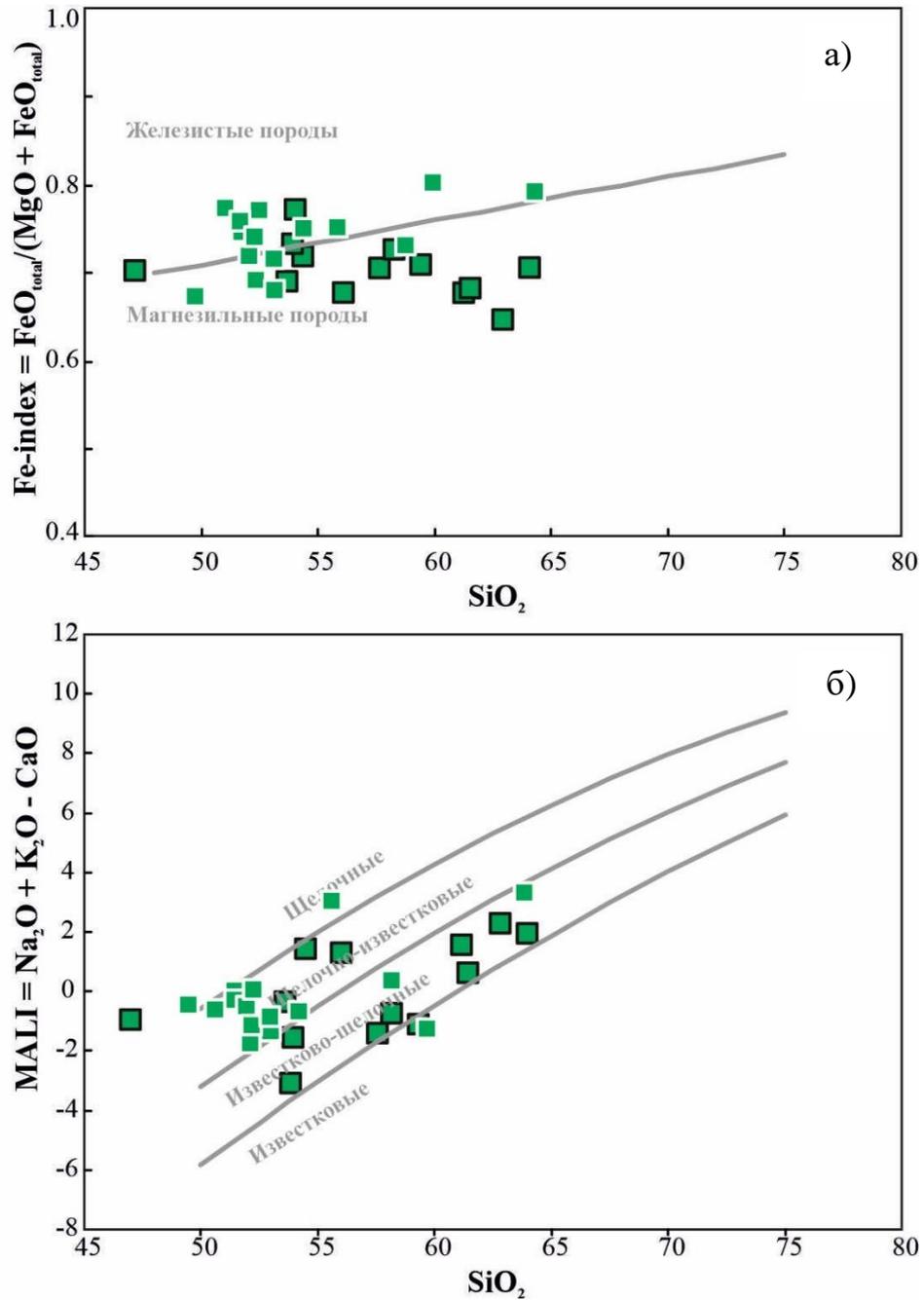


Рисунок 4.21. Классификационная петрохимическая диаграмма **а)** SiO_2 – $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO})$ и **б)** SiO_2 – индекс MALI по (Frost et al., 2001) с фигуративными точками составов потуданских пород. Условные обозначения см. рис. 4.19.

Таблица 4.8. Содержание петрогенных элементов в породах потуданского типа Хохольско-Репьёвского батолита.

Скважина/ глубина	7577/ 185	8003/ 255	6418/ 66	6438/ 73.5	6416/ 62	6425/ 73	8003/ 145	8003/ 330	6425/ 70.5	8003/ 370	8003/ 400	7763/ 207.5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46.95	49.56	50.82	51.60	51.68	51.98	52.30	52.29	53.15	52.34	53.17	53.62
TiO ₂	1.87	2.03	2.30	1.72	1.63	2.11	2.19	1.84	1.69	2.04	2.22	1.04
Al ₂ O ₃	15.69	14.23	13.86	14.89	13.89	14.22	14.01	13.49	14.54	14.12	13.29	14.91
FeO(общ)	13.34	14.03	13.65	12.77	13.50	12.01	12.89	12.91	11.23	11.61	11.97	12.08
MnO	0.14	0.14	0.13	0.12	0.18	0.11	0.14	0.11	0.11	0.11	0.12	0.16
MgO	5.14	6.17	3.53	3.85	3.86	4.17	3.39	4.06	4.78	4.69	4.28	4.92
CaO	7.77	6.71	7.44	6.98	6.93	7.13	6.92	7.61	7.23	7.19	7.21	6.45
Na ₂ O	3.58	2.90	3.07	3.50	3.16	3.16	3.17	3.05	2.67	3.08	2.81	3.65
K ₂ O	3.22	3.30	3.64	3.13	3.56	3.43	3.68	2.85	3.34	2.91	3.31	2.44
P ₂ O ₅	1.84	0.85	1.44	1.24	1.34	1.50	1.23	1.64	0.83	1.66	1.51	0.57
Сумма	99.55	99.92	99.88	99.81	99.73	99.81	99.90	99.84	99.57	99.75	99.89	99.85
FeOобщ/(MgO + FeOобщ)	0.70	0.67	0.78	0.75	0.76	0.72	0.77	0.74	0.68	0.69	0.72	0.69
Na ₂ O+K ₂ O	6.81	6.20	6.71	6.63	6.72	6.59	6.85	5.90	6.01	5.99	6.13	6.09
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	-0.96	-0.51	-0.73	-0.35	-0.21	-0.55	-0.07	-1.71	-1.22	-1.20	-1.09	-0.36
Молекулярные количества												
A/NK	1.67	1.71	1.54	1.63	1.53	1.60	1.52	1.67	1.82	1.72	1.62	1.73
A/CNK	0.67	0.69	0.62	0.68	0.64	0.65	0.64	0.62	0.69	0.66	0.62	0.73
Mg#	0.43	0.47	0.34	0.37	0.36	0.41	0.34	0.38	0.46	0.44	0.41	0.45
Fe#	0.57	0.53	0.66	0.63	0.64	0.59	0.66	0.62	0.54	0.56	0.59	0.55
Ca/(Mg+Fe)	0.47	0.36	0.51	0.49	0.47	0.50	0.50	0.52	0.50	0.49	0.50	0.42

Продолжение таблицы 4.8.

Скважина/ глубина	7577/ 170	7586/ 280	7769/ 201	8003/ 180	6427/ 75	7769/ 186	7586/ 200	7586/ 220	8003/ 365	7586/ 250	6427/ 73.5	7583/ 240	7578/ 150	7580/ 239.5	7577/ 145	8003/ 190
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	53.98	53.86	54.31	54.43	55.86	56.05	57.61	58.23	58.47	59.38	60.05	61.51	61.23	62.91	64.07	64.34
TiO ₂	0.93	1.39	0.91	1.98	1.96	0.84	1.15	1.19	1.27	0.90	2.18	0.79	0.80	0.94	0.80	0.46
Al ₂ O ₃	13.90	15.96	18.60	13.44	14.91	18.11	16.62	15.69	14.45	17.96	9.92	14.04	15.96	14.57	14.46	15.86
FeO(общ)	12.35	10.93	8.64	11.40	10.29	7.20	7.96	8.60	8.78	5.66	12.19	7.75	6.17	5.78	6.06	6.28
MnO	0.16	0.14	0.12	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11	0.08	0.07	0.12	0.09	0.09	0.09	0.07	0.09
MgO	3.32	3.62	3.07	3.44	3.08	3.11	3.03	2.95	2.91	2.11	2.66	3.28	2.67	2.87	2.30	1.46
CaO	8.13	8.17	6.05	7.07	4.86	6.16	7.15	6.68	6.40	7.15	6.43	5.59	5.49	5.01	4.88	4.00
Na ₂ O	3.08	3.76	4.55	3.12	3.46	4.72	4.07	3.77	3.72	4.47	2.07	3.64	4.50	4.09	3.45	4.73
K ₂ O	3.48	1.30	2.78	3.14	4.38	2.74	1.65	2.15	3.05	1.56	3.05	2.57	2.55	3.21	3.39	2.53
P ₂ O ₅	0.49	0.61	0.64	1.53	0.90	0.60	0.51	0.46	0.70	0.36	1.21	0.27	0.42	0.45	0.43	0.26
Сумма	99.81	99.74	99.67	99.67	99.82	99.62	99.85	99.82	99.84	99.63	99.89	99.52	99.88	99.93	99.90	100.00
FeO _{общ} /(MgO + FeO _{общ})	0.77	0.73	0.72	0.75	0.75	0.68	0.70	0.72	0.73	0.71	0.80	0.68	0.68	0.64	0.70	0.79
Na ₂ O+K ₂ O	6.56	5.06	7.33	6.26	7.85	7.45	5.73	5.92	6.78	6.04	5.12	6.21	7.05	7.30	6.83	7.26
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	-1.56	-3.11	1.28	-0.81	2.98	1.30	-1.42	-0.75	0.38	-1.12	-1.31	0.62	1.56	2.29	1.95	3.26
Молекулярные количества																
A/NK	1.57	2.10	1.77	1.58	1.43	1.69	1.96	1.84	1.53	1.99	1.48	1.60	1.57	1.43	1.55	1.51
A/CNK	0.59	0.71	0.87	0.63	0.77	0.83	0.77	0.76	0.69	0.81	0.54	0.74	0.79	0.75	0.79	0.89
Mg#	0.35	0.40	0.41	0.37	0.37	0.46	0.43	0.40	0.40	0.42	0.30	0.46	0.46	0.50	0.43	0.32
Fe#	0.65	0.60	0.59	0.63	0.63	0.54	0.57	0.60	0.60	0.58	0.70	0.54	0.54	0.50	0.57	0.68
Ca/(Mg+Fe)	0.61	0.64	0.59	0.55	0.42	0.66	0.73	0.66	0.63	1.04	0.52	0.56	0.68	0.62	0.66	0.62

Примечание: A/NK, A/CNK, где A = Al₂O₃, N = Na₂O, K = K₂O, C = CaO.

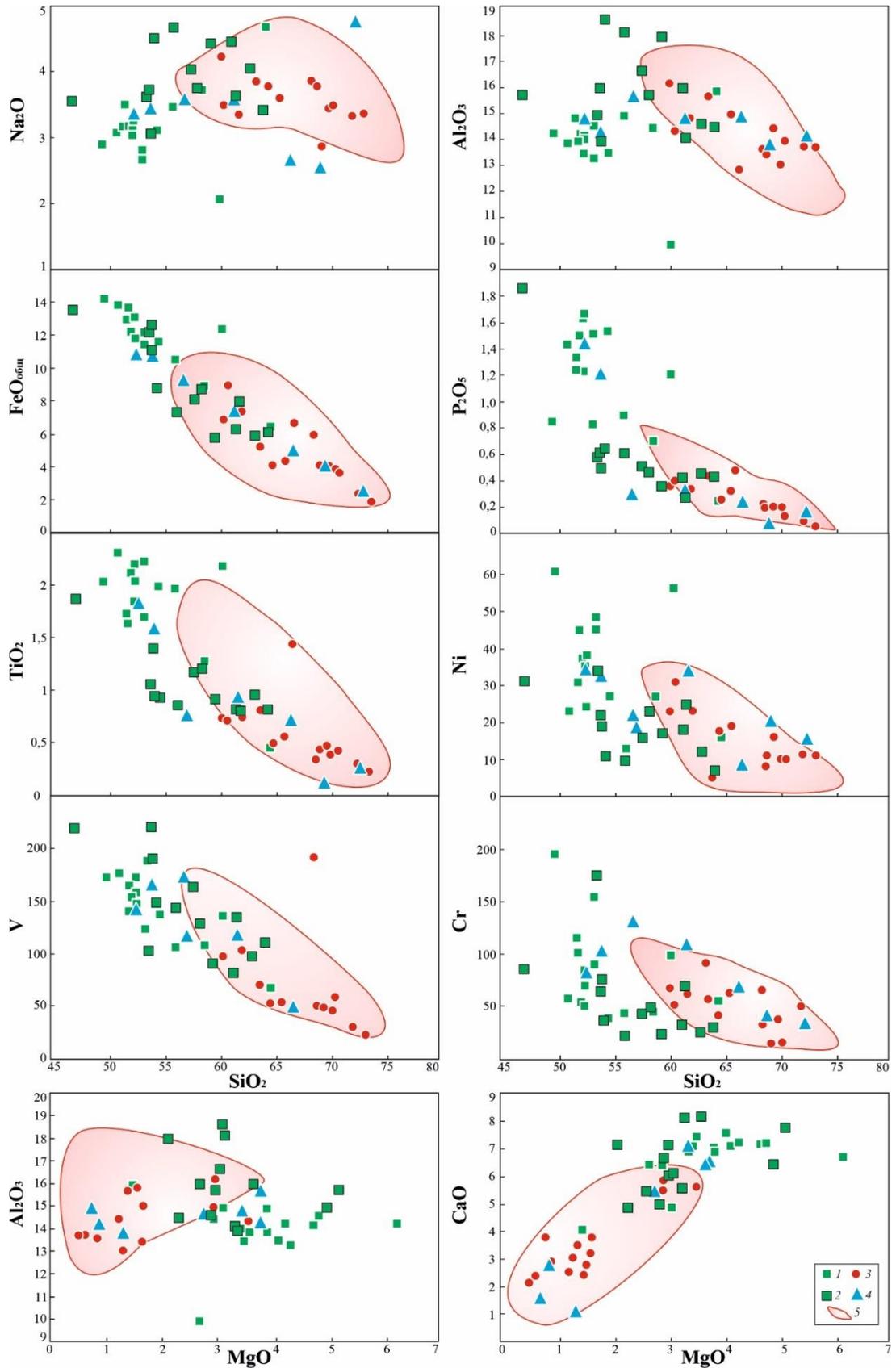


Рисунок 4.22. Бинарные диаграммы с фигуративными точками составов потуданского (1-2), павловского (3) и гибридного (4) типов пород Хохольско-Ревьёвского батолита, в сравнении с составами гранитоидов Павловского батолита (5) по (Терентьев, Савко, 2017).

Для гранодиоритов характерно фракционированное распределение легких и тяжелых РЗЭ ($(La/Yb)_N = 19-52$ и $(Gd/Yb)_N = 3.2-3.7$), с отчетливым европиевым минимумом и его отсутствием ($Eu/Eu^*=0.6-1$) (рис. 4.22). Порода обогащена Rb, Ba, U, La, Ce, наряду с пониженными содержаниями Nb, Zr, Ti и Th.

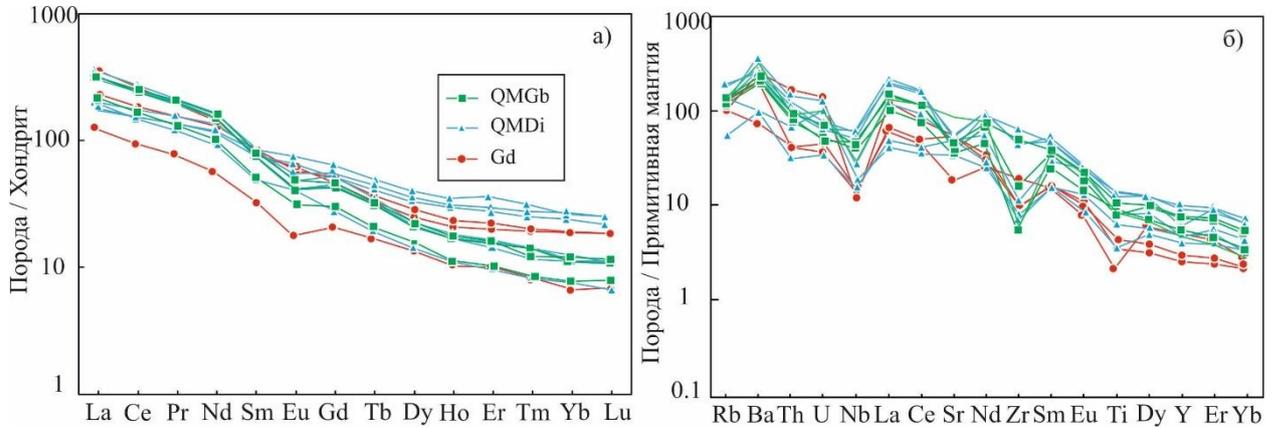


Рисунок 4.23. Спектры распределения редких элементов в породах потуданского типа, нормированные к (а) хондриту и (б) примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

От кварцевых монцогаббро–диоритов к гранодиориту происходит уменьшение содержаний Ba, Th, U, Sr, Ti и значений отношений $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$, Eu/Eu^* .

Таблица 4.9. Содержания редких и редкоземельных элементов в породах потуданского типа Хохольско-Репьёвского батолита

Скважина/ глубина	7577/ 185	8003/ 255	6418/ 66	6438/ 73.5	6416/ 62	6425/ 73	8003/ 145	8003/ 330	6425/ 70.5	8003/ 370
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MGb	Qtz MDi	Qtz MGb
Sc	15.5						24.3	13.0	10.0	
P	7869	3681	6197	5328	5751	6524	5306	7118	3537	7192
Ti	10952	12018	13641	10108	9617	12545	13000	10940	9892	12102
V	219	173	176	164	140	153	148	172	123	158
Cr	88.1	196	57	115	101	53.7	49.8	84.0	154	69.0
Co	11.0	22.2	2.84	9.43	9.41	7.65	8.53	7.00	13.0	11.0
Ni	31.2	60.7	22.9	30.8	44.8	37.3	24.2	35.0	45.0	38.0
Cu	48.7	42.4	21.4	27.0	47.4	28.8	20.7	26.0	23.0	37.0
Zn	157	112	81	124	122	131	141	89	69	95
Ga	28.4	19.7	24.0	22.9	20.1	20.8	22.0	13.0	14.0	15.0
Rb	80.3	75.0	82.6	85.6	88.0	84.0	86.1	44.0	56.0	51.0
Sr	1770	723	890	770	886	898	785	554	601	611
Y	21.3	24.1	33.2	32.5	32.7	31.9	33.1	17.0	18.0	20.0
Zr	66.0	56.3	530	176	280	286	357	52	237	161
Nb	20.7	27.0	27.3	31.6	27.6	27.4	33.1	13.0	21.0	17.0
Mo	1.21	2.69	2.29	3.38			2.84			
Sn	3.00							3.00	2.00	3.00

Cs	9.00	16.742	14.172	13.583	14.5	17.2	17.2	16.0	13.0	15.0
Ba	2150	1340	1510	1310	2227	2542	1340	2518	2001	2502
La	87.9	67.5	98.8	99.4			108	53.5		
Ce	201	135	203	198	167	91.6	217	72.0	70.0	72.0
Pr	26.0	16.3	24.7	24.3			25.6			
Nd	102	60.7	96.1	90.5			95.1			
Sm	16.2	10.4	16.4	15.1			16.3			
Eu	3.55	2.36	3.59	3.03			3.46			
Gd	10.1	8.01	12.0	11.1			13.0			
Tb	1.15	0.99	1.57	1.51			1.56			
Dy	5.00	5.09	7.14	6.81			6.69			
Ho	0.77	0.81	1.23	1.2			1.23			
Er	1.98	2.18	3.35	3.22			3.24			
Tm	0.23	0.28	0.4	0.46			0.44			
Yb	1.35	1.65	2.57	2.35			2.49			
Lu	0.16	0.26	0.37	0.35			0.34			
Hf	3.32	2.29	10.4	4.18			8.41			
Ta	1.16	1.38	1.51	1.49			1.69			
Th	7.56	6.47	7.20	6.34	10.67	10.82	7.74	7.00	8.00	8.00
U	2.05	1.15	1.40	0.98	12.0	12.1	1.08	9.00	10.0	10.0
Pb	11.9							11.0	11.0	10.0
Ti/Y	514	499	411	311	295	394	393	644	550	605
Th/Yb		3.92	2.80	2.70			3.11			
Ta/Yb		0.84	0.59	0.63			0.68			
Eu/Eu*	0.79	0.76	0.75	0.69			0.70			
(La/Sm) _N	3.41	4.08	3.79	4.14			4.17			
(La/Yb) _N	43.9	27.6	25.9	28.5			29.2			
(Gd/Yb) _N	6.04	3.92	3.77	3.81			4.21			
K ₂ O/Rb	392	436	436	359	398	406	423	643	583	567
Hf/Ta	2.86	1.66	6.89	2.81			4.98			
Rb/Zr	1.22	1.33	0.16	0.49	0.31	0.29	0.24	0.85	0.24	0.32
ΣREE	457	312	471	457	167	92	494	126	70	72
Zr+Nb+Ce+Y	309	242	794	438	507	437	640	154	346	270

Продолжение таблицы 4.9

Скважина/ глубина	8003/ 400	7763/ 207.5	7577/ 170	7586/ 280	7769/ 201	8003/ 180	6427/ 75	7769/ 186	7586/ 200
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi
Sc			19.8	17.6	11.4		15.3	9.63	14.4
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
P	6563	2485	2114	2638	2769	6620	3865	2616	2197
Ti	13222	6192	5491	8257	5401	11754	11581	4988	6862
V	188	102	190	220	148	137	106	143	163
Cr	89.2	177	77.4	65.9	38.2	38.0	42.6	23.3	44.5
Co	12.3	14.0	13.0	26.7	20.6	8.00	3.00	8.00	7.00
Ni	48.3	34.0	18.9	21.9	10.8	27.0	12.9	9.54	15.8

Cu	39.8	12.0	35.6	44.4	22.8	25.0	21.0	41.4	35.1
Zn	185	69.0	119	103	104	96.00	139	95.9	89.9
Ga	21.0	16.0	24.9	26.4	31.5	16.0	25.5	24.9	23.2
Rb	80.6	123	35.9	34.5	95.3	72.0	50.7	66.2	28.1
Sr	847	436	1390	1030	2020	638	868	1500	949
Y	30.1	14.0	22	21.9	11.2	24.0	32.0	11.7	17.1
Zr	373	133	136	76.0	212	193	520	201	57.0
Nb	29.7	18.0	14.6	10.9	10.7	21.0	39.9	8.42	8.91
Mo	2.36			1.06	0.85		1.73	3.52	1.00
Sn		5.00		1.3	1.34	2.00	2.00	1.00	
Cs	17.1	5.00	6.00	1.49	1.01	13	13	6.00	9.00
Ba	1410	1115	2040	678	3060	2370	3050	2190	627
La	93		35.1	33.5	83.1		106	62.3	29.7
Ce	193	15.0	92.2	73.7	150	90.0	220	119	62.6
Pr	22.6		13.6	9.49	17.1		26.9	14	7.86
Nd	88.9		57.0	39.1	58.7		104	52.2	31.9
Sm	14.8		11.6	6.89	9.02		17.2	7.68	5.98
Eu	2.94		2.7	2.21	3.39		3.99	2.46	1.85
Gd	11.2		8.06	6.34	5.62		11.5	5.07	4.83
Tb	1.45		1.03	0.84	0.65		1.48	0.57	0.65
Dy	6.56		4.90	4.26	2.62		6.97	2.66	3.3
Ho	1.17		0.81	0.79	0.43		1.18	0.47	0.64
Er	2.92		2.04	2.41	1.24		2.97	1.2	1.7
Tm	0.35		0.27	0.31	0.13		0.4	0.15	0.23
Yb	2.25		1.47	1.57	0.86		2.42	1.00	1.4
Lu	0.35		0.22	0.23	0.11		0.37	0.14	0.19
Hf	8.26		6.38	3.5	7.4		16	7.94	2.36
Ta	1.50		0.95	0.62	0.39		2.11	0.64	0.68
Th	7.50	6.00	5.93	2.66	5.24	8.00	4.83	5.14	2.85
U	1.21	8.00	2.36	0.72	0.73	10.0	1.38	1.55	0.93
Pb		10.0	14.2		7.0	13.0	17.1	14.4	8.64
Ti/Y	439	442	248	377	482	490	362	426	401
Th/Yb	3.33		4.03	1.69	6.09		2.00	5.14	2.04
Ta/Yb	0.67		0.65	0.39	0.45		0.87	0.64	0.49
Eu/Eu*	0.67		0.81	1.01	1.36		0.82	1.1	1.0
(La/Sm) _N	3.95		1.90	3.06	5.80		3.88	5.1	3.1
(La/Yb) _N	27.9		16.1	14.4	65.1		29.5	42.0	14.3
(Gd/Yb) _N	4.02		4.42	3.26	5.27		3.83	4.1	2.8
K ₂ O/Rb	409	197	957	374	289	432	853	410	586
Hf/Ta	5.51		6.72	5.65	19.0		7.58	12.4	3.47
Rb/Zr	0.22	0.92	0.26	0.45	0.45	0.37	0.10	0.329	0.49
ΣREE	441	15	231	182	333	90	505	269	153
Zr+Nb+Ce+Y	625	180	265	183	384	328	812	340	146

Продолжение таблицы 4.9

Скважина/ глубина	7586/ 220	8003/ 365	7586/ 250	6427/ 73.5	7583/ 240	7578/ 150	7580/ 239.5	7577/ 145	8003/ 190
	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Qtz MDi	Gd	Gd	Gd
Sc	22.0	11.0			15.8		11.3	9.03	
P	2000	3048	1537	5245	1162	1830	1961	1852	1114
Ti	7102	7563	5311	12940	4665	4778	5599	4749	2713
V	128	108	90.0	136	134	81.0	97.0	110	67.0
Cr	49.0	44.0	25.0	98.2	70.9	34.0	26.7	31.4	55.0
Co	8.00	6.00	4.00	8.79	10.00	6.00	4.00	4.00	0.00
Ni	23.0	27.0	17.0	56.2	24.8	18.0	12.0	6.89	15.8
Cu	31.0	20.0	16.0	26.2	51.4	4.00	9.22	6.39	4.17
Zn	66.0	76.0	41.0	128	78.1	47.0	79.1	64.6	85.0
Ga	17.0	17.0	16.0	22.8	21.0	18.0	22.3	22.3	22.0
Rb	44.0	53.0	22.0	89.5	83.9	69.0	84.6	63.1	66.2
Sr	587	755	642	807	710	582	1120	1070	380
Y	12.0	16.0	7.00	32.3	18.3	11.0	13.6	11.7	21.8
Zr	63.0	93.0	24.0	181	89.0	100	107	109	208
Nb	7.00	14.0	5.00	29.3	13	9.00	9.72	9.02	10.2
Mo					0.61			0.75	1.71
Sn		3.00	1.00			3.00	2.00		
Cs	11.0	11.0	37.0	12.6	6.00	5.00	6.00	5.00	3.159
Ba	1499	1920	1020	2013	693	854	1390	1730	505
La		62.1			27.8		45.4	82.1	39.1
Ce	13.0	119	13.0	132	61.5	94.0	86.6	139	76.6
Pr		14.5			8.00		10.4	13.8	9.18
Nd		55.3			33.2		40.3	45.9	33.8
Sm		9.39			6.81		7.47	6.45	6.53
Eu		2.97			1.46		1.68	1.84	1.28
Gd		7.08			5.21		5.00	4.4	5.44
Tb		0.89			0.73		0.59	0.51	0.79
Dy		4.49			3.67		2.88	2.38	4.36
Ho		0.78			0.68		0.49	0.42	0.73
Er		1.98			1.87		1.34	1.16	2.09
Tm		0.26			0.26		0.18	0.17	0.27
Yb		1.56			1.64		1.08	1.06	1.38
Lu		0.21			0.24		0.16	0.16	0.22
Hf		3.51			4.14		4.89	11.2	5.57
Ta		1.09			0.85		0.35	0.74	0.37
Th	8.00	8.74	9.00	9.78	5.63	9.00	3.44	13.9	3.53
U	9.00	1.95	10.0	11.23	2.09	9.00	0.76	2.87	0.92
Pb		16.0	6		13.5	15.0	18.6	14.5	
Ti/Y	592	473	759	401	255	434	412	406	124
Th/Yb		5.60			3.43		3.19	13.11	2.56
Ta/Yb		0.70			0.52		0.32	0.70	0.27

Продолжение таблицы 4.9

	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Eu/Eu*		1.1			0.7		0.8	1.0	0.6
(La/Sm) _N		4.2			2.6		3.8	8.0	3.8
(La/Yb) _N		26.8			11.4		28.3	52.2	19.1
(Gd/Yb) _N		3.7			2.6		3.7	3.3	3.2
K ₂ O/Rb	485	572	702	338	302	369	377	533	379
Hf/Ta		3.22			4.87		14.0	15.1	15.1
Rb/Zr	0.70	0.57	0.92	0.49	0.94	0.69	0.79	0.58	0.32
ΣREE	13	281	13	132	153	94	204	299	182
Zr+Nb+Ce+Y	95	242	49	375	182	214	217	269	317

Примечание: (Gd/Yb)_N, (La/Yb)_N и Eu/Eu = Eu_n/√(Sm_n*Gd_n) - отношения, нормированные к хондриту.*

4.2.2. Павловский тип

Породы павловского типа Хохольско-Репьёвского батолита характеризуются содержанием SiO₂ 60–73 %.

По составу и соотношениям главных элементов павловские гранитоиды являются магнезиальными, высококалиевыми, известково-щелочными до щелочных (рис. 4.24, 4.25), метаглиноземистыми [A/CNK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) < 1] породами (табл. 4.10). По соотношению FeO* (FeO_{общ}/[FeO_{общ}+MgO]) и SiO₂ выделяются две серии - умеренно- и высокомагнезиальная (рис. 4.25). По химическому составу более дифференцированные дериваты павловского типа попадают в поле железистых гранитов с высокими содержаниями калия (рис. 4.24). Эти граниты демонстрируют ограниченную вариацию составов по SiO₂, относятся к щелочно-известковой серии. Обобщенно тренды составов павловских гранитоидов демонстрируют уменьшение Al₂O₃, TiO₂, FeO_{общ}, MgO, CaO, P₂O₅ и увеличение K₂O с увеличением SiO₂ (рис. 4.22). Однако, высокомагнезиальные образцы часто не обнаруживают ясной корреляции главных элементов с кремнеземом (Терентьев, Савко, 2017).

По сравнению с породами потуданского типа они являются магнезиальными и, демонстрируют меньшие значения CaO, TiO₂ и повышенные содержания щелочей Na₂O и K₂O в более кислых дифференциатах.

Хондрит-нормализованные спектры редкоземельных элементов гранитоидов павловского типа Хохольско-Репьёвского батолита близки к кварцевым монцодиоритам потуданского типа и к кварцевым монцодиоритам, монцонитам, гранодиоритам Павловского батолита (поле павловских гранитоидов по Терентьев, Савко, 2017) (рис.

4.26)): LREE более фракционированы, чем HREE – $(La/Yb)_N = 12.0-73.2$ и $(Gd/Yb)_N = 3.1-4.1$, также отмечается отсутствие или слабая европиевая аномалия Eu/Eu^* (0.6–0.8), но в одном образце гранита ($SiO_2=72\%$) наблюдается положительная аномалия Eu/Eu^* (2.26), а также Sr, что может быть связано с аккумуляцией полевых шпатов. Обогащение Rb, Ba, U и обеднение Ti, Nb, Sr, Zr относительно примитивной мантии выражено более контрастно, чем в породах потуданского типа (рис. 4.26).

В отличие от потуданских монцогаббро-диоритов павловские гранитоиды Хохольско-Репьёвского батолита демонстрируют меньшие содержания Sr (210–940 г/т) и Ba (399–2840 г/т), характеризуются умеренными содержаниями V (22–191 г/т) и Ni (5–31 г/т), Cr (16–93 г/т).

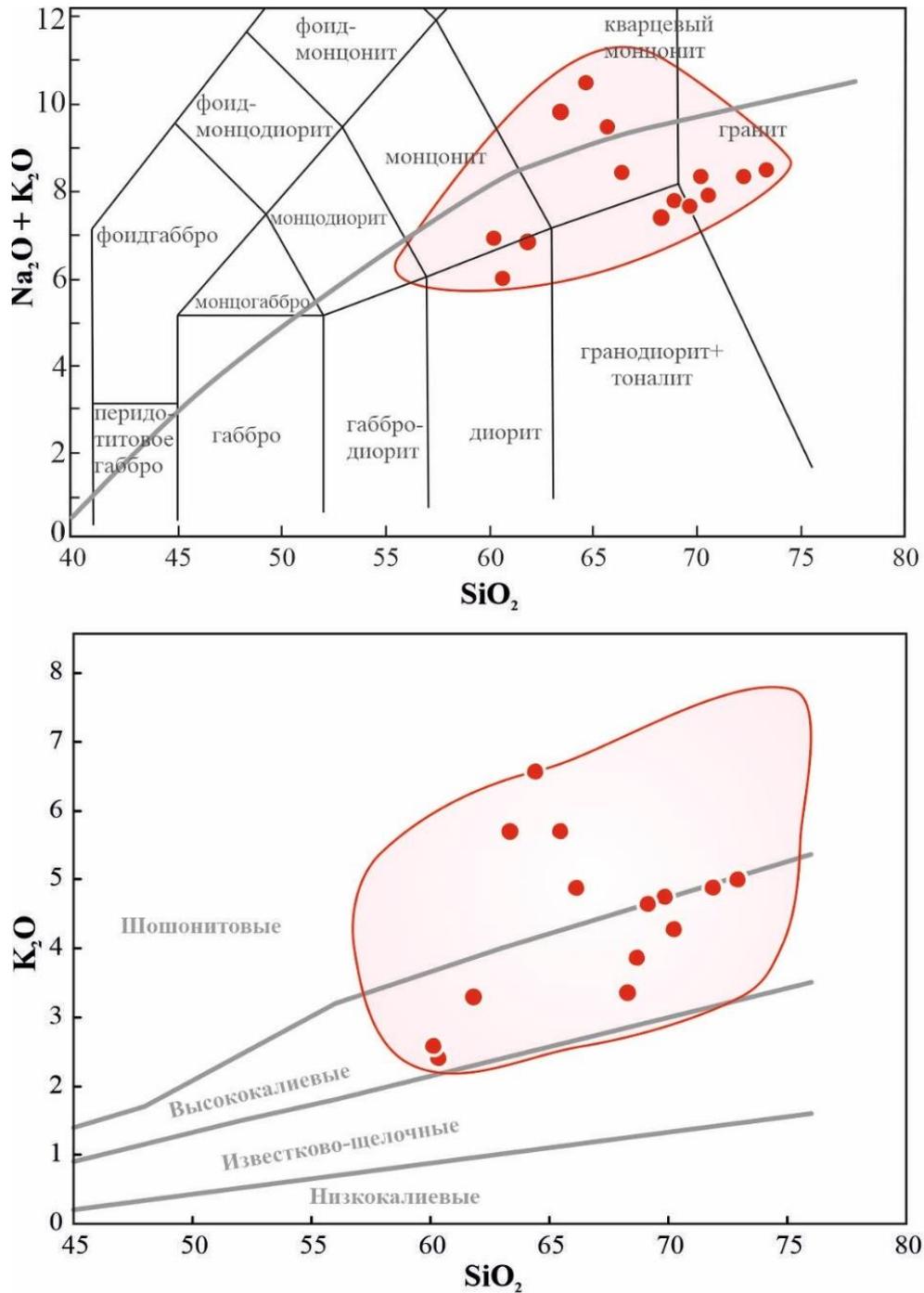


Рисунок 4.24 Классификационная петрохимическая диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по (Middlemost, 1994): нижняя пунктирная линия, отделяющая щелочную и субщелочную серию по (Kuno, 1966), верхняя граница по (Irvine, Baragar, 1971); и диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ по (Ewart, 1982) с фигуративными точками составов пород павловского типа. Красные кружочки – гранитоиды павловского типа Хохольско-Репьёвского батолита, выделенная область – поле составов гранитоидов Павловского батолита по (Терентьев и Савко, 2017).

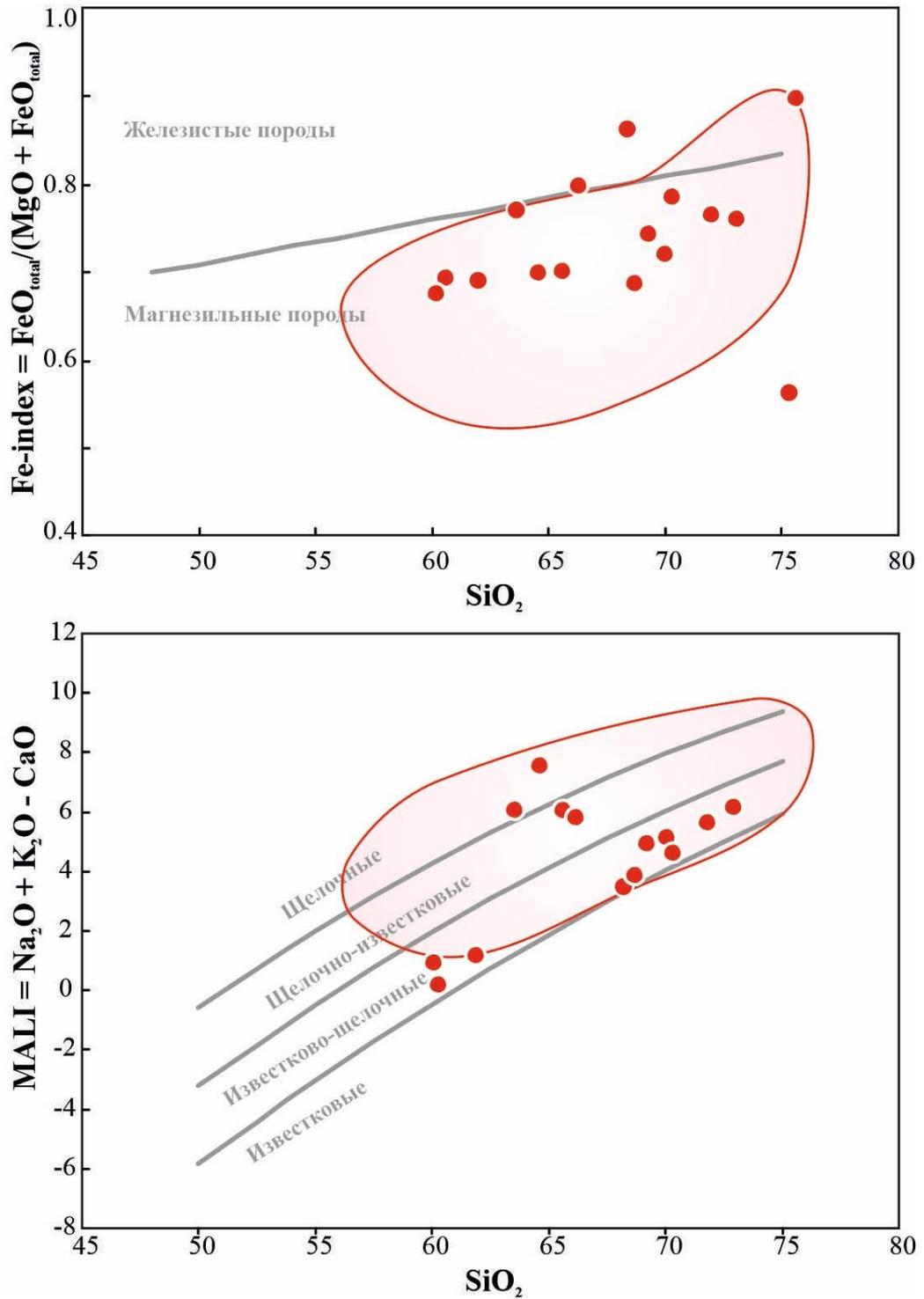


Рисунок 4.25. Классификационная петрохимическая диаграмма SiO_2 – $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO})$ и SiO_2 – индекс MALI по (Frost et al., 2001) с фигуративными точками составов павловских гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита. Условные обозначения см. рис. 4.24

Таблица 4.10. Содержание петрогенных и редких элементов в породах павловского типа Хохольско-Реньёвского батолита.

Скважина/ глубина	7763/ 200.5	7763/ 175	6423/ 100	6420/ 64	7580/ 230	7580/ 225	6421/ 64	7579/ 195	6432/ 86.7	7578/ 155	7578/ 144.5	7770/ 196	7583/ 245	7770/ 210
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	60.14	60.55	61.78	63.40	64.54	65.55	66.27	69.33	68.24	68.71	69.96	70.35	72.04	73.09
TiO ₂	0.70	0.69	0.74	0.80	0.46	0.54	1.43	0.45	0.34	0.41	0.36	0.40	0.28	0.20
Al ₂ O ₃	16.17	14.31	14.81	15.68	15.85	14.94	12.81	14.40	13.63	13.40	13.00	13.92	13.70	13.68
FeO(общ)	6.75	8.81	7.21	5.09	4.02	4.26	6.55	3.94	5.74	4.02	3.78	3.56	2.26	1.81
MnO	0.09	0.11	0.09	0.05	0.05	0.05	0.10	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03	0.00	0.02
MgO	2.94	3.53	2.89	1.39	1.55	1.63	1.50	1.23	0.81	1.65	1.31	0.89	0.63	0.52
CaO	5.88	5.64	5.47	3.49	2.84	3.25	2.48	2.58	3.72	3.82	3.09	2.88	2.44	2.19
Na ₂ O	4.28	3.51	3.35	3.84	3.81	3.66	3.45	2.89	3.86	3.84	3.47	3.52	3.36	3.39
K ₂ O	2.53	2.39	3.30	5.74	6.57	5.71	4.86	4.65	3.34	3.84	4.75	4.27	4.87	4.99
P ₂ O ₅	0.36	0.40	0.34	0.44	0.26	0.32	0.48	0.19	0.22	0.21	0.19	0.13	0.09	0.06
Сумма	99.85	99.94	99.98	99.91	99.95	99.92	99.93	99.70	99.98	99.96	99.96	99.96	99.67	99.94
FeOобщ/(MgO + FeOобщ)	0.67	0.69	0.69	0.77	0.70	0.70	0.80	0.74	0.86	0.69	0.72	0.78	0.76	0.76
Na ₂ O+K ₂ O	6.81	5.90	6.65	9.58	10.38	9.38	8.31	7.54	7.20	7.68	8.23	7.79	8.22	8.38
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	0.93	0.26	1.18	6.09	7.54	6.12	5.84	4.96	3.48	3.86	5.14	4.91	5.79	6.19
Молекулярные количества														
A/NK	1.65	1.71	1.63	1.25	1.18	1.22	1.17	1.47	1.37	1.28	1.20	1.34	1.27	1.25
A/CNK	0.79	0.77	0.78	0.83	0.85	0.82	0.83	1.00	0.81	0.77	0.79	0.89	0.90	0.91
Mg#	0.46	0.44	0.44	0.35	0.43	0.43	0.31	0.38	0.22	0.45	0.41	0.33	0.36	0.36
Fe#	0.54	0.56	0.56	0.65	0.57	0.57	0.69	0.62	0.78	0.55	0.59	0.67	0.64	0.64
Ca/(Mg+Fe)	0.67	0.51	0.60	0.64	0.57	0.62	0.37	0.58	0.72	0.75	0.69	0.77	0.99	1.10
Содержания редких и редкоземельных элементов в г/т														
P	1555	1729	1472	1886	1127	1389	2061	790	974	891	817	576	410	240
Ti	4182	4114	4395	4725	2737	3180	8479	2629	2006	2467	2168	2383	1647	1174

Продолжение таблицы 4.10														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
V	97.0	115	103	69.8	52.0	53.0	60.0	48.0	191	49.7	46.0	58.0	30.0	22.0
Cr	53.0	64.3	93.0	56.2	37.0	43.0	18.0	69.0	64.9	39.1	64.0	51.6	16.0	17.0
Co	10.0	11.0	8.00		2.00	3.00		1.00		1.00	2.00			
Ni	23.0	31.0	23.0	5.00	17.0	19.0	7.00	16.0	8.00	11.0	10.0	10.0	11.0	11.0
Cu	27.0	14.0	6.0	6.00	8.00	10.0	4.00	10.0	1.00	1.00	3.00	3.00	14.0	2.00
Zn	66.0	68.0	55.0	59.0	37.0	40.0	69.0	27.0	59.0	26.0	34.0	44.0	17.0	12.0
Ga	16.0	18.1	15.0	23.0	15.0	16.1	13.0	14.0	23.2	18.1	13.0	14.7	11.0	12.0
Rb	94.0	102	97.0	135	90.0	100.0	84.0	85.0	87.0	82.8	89.0	80.5	76.0	70.0
Sr	580	780	442	628	940	904	210	347	912	650	505	658	437	501
Y	10.0	33.0	7.00	28.9	9.00	6.00	26.0	8.00	32.8	16.1	5.00	2.95	2.00	1.00
Zr	104	99.0	121	301	84.0	99.0	576	125	151	74.0	66.0	60.0	77.0	55.0
Nb	12.0	23.6	6.00	37.8	7.00	6.00	30.0	8.00	30.2	18.0	6.00	4.33	5.0	4.00
Mo				2.40					2.50	1.60				
Sn	3.00	5.00		1.00				3.00	4.00				1.0	
Cs	24.0	6.00	6.00	6.00	3.00	4.00	9.00	3.00	3.00	3.00	2.00	2.00	1.0	1.00
Ba	847	1010	1037	2840	887	851	1610	655	1370	659	517	572	399	406
La		49.2		93					94.3	106		23.9		
Ce	27.0	111	77.0	184	331	248	427	162	190	201	145	38.5	205	193
Pr		14.8		22.1					24.1	21.0		3.85		
Nd		58.3		79.1					91.9	68.6		13.0		
Sm		11.2		12.9					15.9	9.20		1.87		
Eu		2.05		3.01					3.22	1.80		1.15		
Gd		9.13		9.41					11.5	5.60		1.11		
Tb		1.16		1.24					1.51	0.70		0.14		
Dy		5.90		6.22					6.97	3.40		0.57		
Ho		1.14		1.09					1.13	0.60		0.10		

	1	2	3	4	5	6	7		9	10	11	12	13	14
Er		3.12		2.80					3.23	1.60		0.25		
Tm		0.43		0.42					0.43	0.20		0.04		
Yb		2.76		2.43					2.50	1.30		0.22		
Lu		0.4		0.34					0.34	0.20		0.03		
Hf		3.71		14.9					7.97	4.20		2.47		
Ta		2.11		1.42					1.51	1.50		0.20		
Th		20.8		8.37					7.08	30.9		3.52		
U		4.89		1.58					1.46	2.1		0.53		
Pb	11.0	11.0	13.0	21.0	22.0	22.0	15.0	14.0		16.0	17.0	15.0	14.0	17.0
Ti/Y	418	125	627.9	163	304	530	326	329	61.2	153	434	808	823	1174
Th/Yb				3.44					2.83	23.7				
Ta/Yb				0.58					0.60	1.20				
Eu/Eu*		0.60		0.80					0.70	0.70		2.26		
(La/Sm) _n		2.76		4.53					3.73	7.20		8.04		
(La/Yb) _N		12.0		25.8					25.4	54.1		73.2		
(Gd/Yb) _N		2.67		3.12					3.71	3.4		4.07		
K ₂ O/Rb	267	232	337	421	720	565	574	535	382	461	532	526	637	707
Hf/Ta		1.76		10.5					5.28	2.70		12.4		
Rb/Zr	0.90	1.03	0.8	0.45	1.07	1.01	0.1	0.68	0.58	1.10	1.35	1.34	1.00	1.27
Rb/Sr	0.20	0.13	0.2	0.21	0.10	0.11		0.24	0.10	0.10	0.18	0.12	0.20	0.14
Sm/Nd		0.19		0.16					0.17	0.10		0.14		
Yb/Ta		1.31		1.71					1.66	0.87		1.10		
ΣREE		271		418					447	421		84.7		
Zr+Nb+Ce+Y	153	267	211	552	431	359	1059	303	404	309	222	106	289	253

Примечание: A/NK, A/CNK, где A = Al₂O₃, N = Na₂O, K = K₂O, C = CaO.

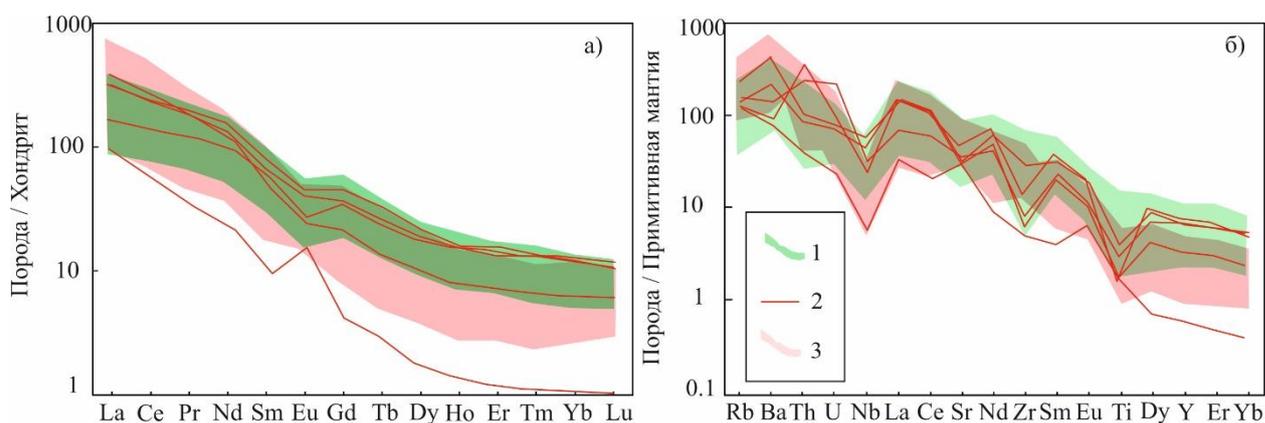


Рисунок 4.26. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах павловского типа, нормированные к (а) хондриту и (б) примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989); цифрами на рисунке показаны: 1 –потуданский тип, 2 – гранитоиды павловского типа ХРБ; 3 – составы пород Павловского батолита по (Терентьев, Савко, 2017).

4.2.3. Гибридный тип

Этот тип пород по соотношению кварц-полевошпатовой части достаточно сильно варьирует, относясь и к гранодиоритам, и к кварцевым сиенитам за счет порфировых и мегапорфировых вкрапленников калиевого полевого шпата в некоторых образцах (рис. 4.1). По содержанию кремнезема являются средними и кислыми породами ($\text{SiO}_2 = 52.5\text{--}72.3\%$), по соотношению $\text{FeO}_{\text{общ}}/[\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO}]$ характеризуются умеренной магниальностью (0.7–0.9), метаглиноземистостью, являются высококалиевыми и кальцево-щелочными. Однако, образцы, в которых выделены мегапорфиры калиевого полевого шпата, с повышенным содержанием SiO_2 являются железистыми и щелочными (рис. 4.27, табл. 4.11).

Хондрит-нормализованные спектры близки к более кислым разновидностям павловских гранитоидов: сильно обогащены LREE относительно HREE – $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 33\text{--}300$ и $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4\text{--}11$, европиевая аномалия отсутствует, в кислых дифференциатах положительна ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}1.6$) (табл.4.11, рис. 4.28). Относительно примитивной мантии они демонстрируют сильное обогащение Rb, Ba, Th, U и обеднение Nb, Zr и Ti.

По содержаниям редких и рассеянных элементов гибридные породы занимают промежуточное положение между павловскими гранитоидами и потуданскими диоритоидами: Sr (465–1370 г/т), Ba (339–3930 г/т), V (15–173 г/т), Cr (34–130 г/т) и Ni (7–34 г/т).

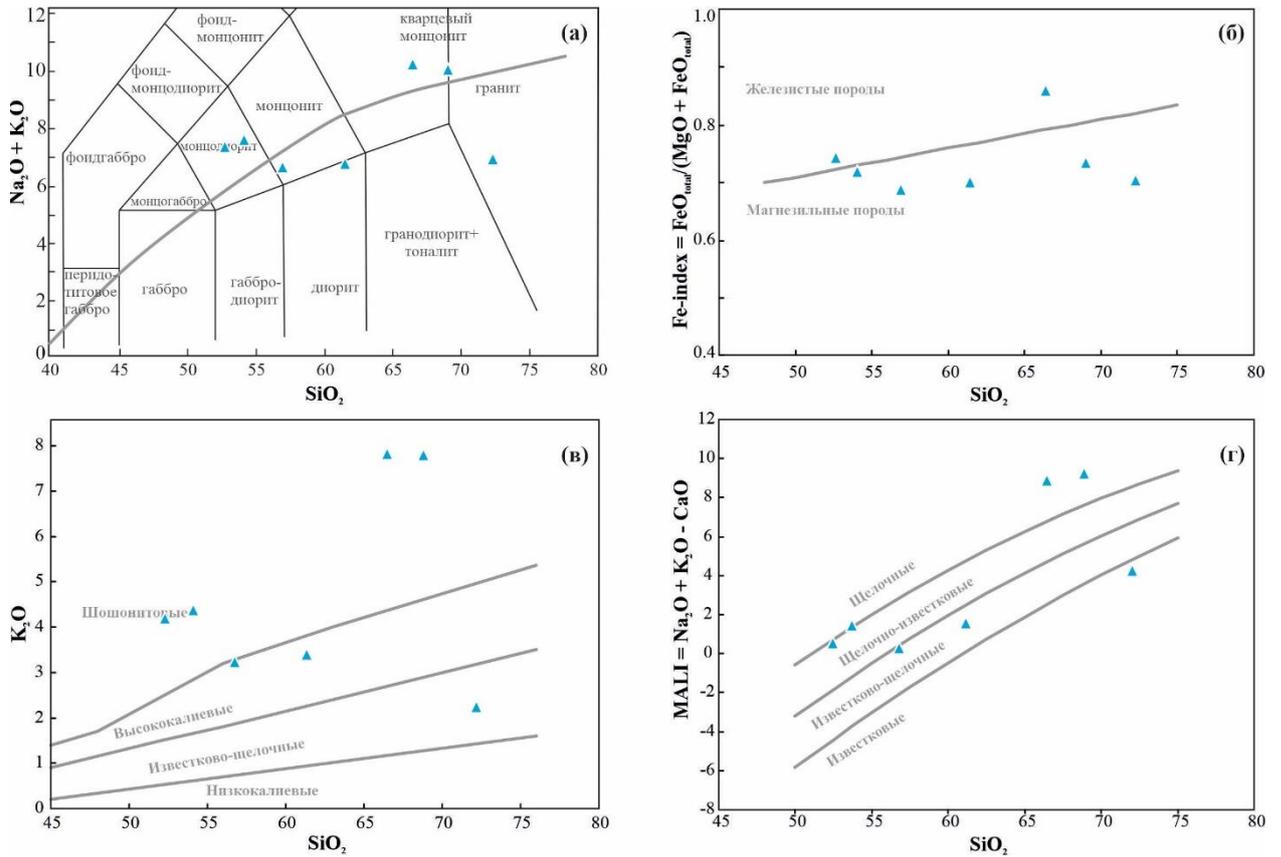


Рисунок 4.27 Классификационные петрохимические диаграммы: **а)** SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по (Middlemost, 1994): нижняя пунктирная линия, отделяющая щелочную и субщелочную серию по (Kuno, 1966), верхняя граница по (Irvine, Baragar, 1971); **б)** SiO_2 – $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$; **в)** SiO_2 – K_2O по (Ewart, 1982) и **г)** SiO_2 – индекс MAlI по (Frost et al., 2001) с фигуративными точками составов гибридных пород Хохольско-Репьёвского батолита.

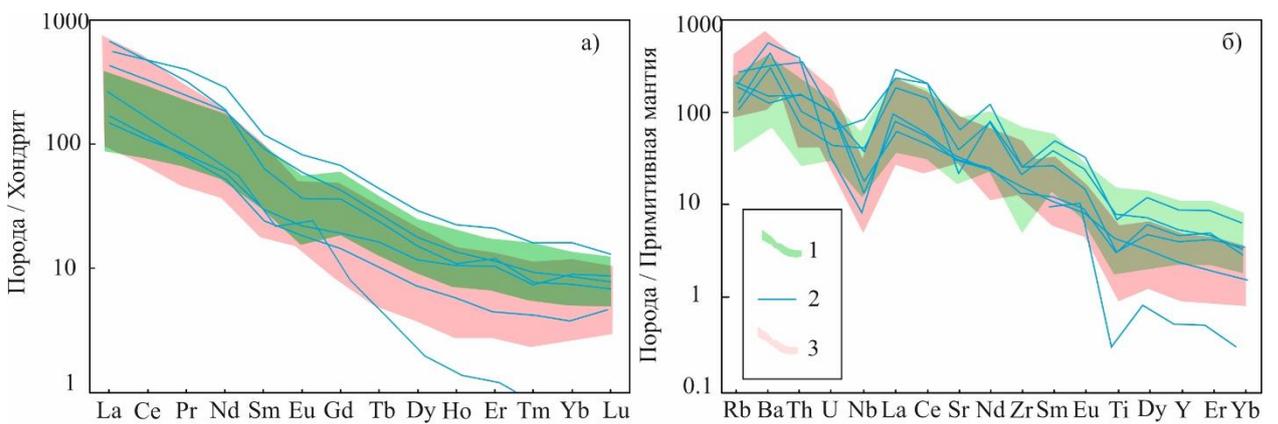


Рисунок 4.28. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах гибридного типа, нормированные к (а) хондриту и (б) примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989); цифрами на рисунке показаны: 1 –потуданский тип, 2 –составы пород гибридного типа; 3 – гранитоиды павловского типа (по Терентьев и Савко, 2017) и авторские данные.

Таблица 4.11. Содержания главных и редких элементов в породах гибридного типа Хохольско-Репьёвского батолита

Скважина/ глубина, м	7576 /183	7576 /190	6434 /102	8003 /295	6424 /67	7576 /200	7576 /186
SiO ₂	52.51	53.94	56.80	61.41	66.39	69.03	72.30
TiO ₂	1.82	1.58	0.74	0.93	0.71	0.07	0.24
Al ₂ O ₃	14.79	14.27	15.68	14.80	14.88	13.80	14.09
Fe ₂ O ₃ (общ)	10.70	10.46	9.05	7.16	4.86	3.97	2.30
MnO	0.14	0.12	0.13	0.10	0.04	0.10	0.02
MgO	3.42	3.72	3.75	2.78	0.73	1.31	0.88
CaO	7.02	6.49	6.62	5.49	1.60	1.10	2.84
Na ₂ O	3.37	3.44	3.59	3.55	2.67	2.55	4.82
K ₂ O	4.19	4.38	3.22	3.39	7.85	7.83	2.23
P ₂ O ₅	1.41	1.20	0.29	0.33	0.25	0.07	0.14
Сумма	99.38	99.60	99.86	99.95	99.96	99.82	99.87
FeOобщ/(MgO + FeOобщ)	0.74	0.72	0.68	0.70	0.86	0.73	0.70
Na ₂ O+K ₂ O	7.56	7.81	6.81	6.94	10.52	10.38	7.04
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	0.54	1.32	0.19	1.46	8.92	9.28	4.20
Молекулярные кол-ва							
A/NK	1.47	1.37	1.67	1.56	1.16	1.09	1.36
A/CNK	0.65	0.64	0.73	0.76	0.94	0.94	0.91
Mg#	0.39	0.41	0.45	0.43	0.23	0.40	0.43
Fe#	0.61	0.59	0.55	0.57	0.77	0.60	0.57
Ca/(Mg+Fe)	0.57	0.52	0.57	0.62	0.36	0.24	1.00
Содержание редких и редкоземельных элементов в г/т							
Be		1.85	1.13		1.66		
Sc	14.3	16.3	16.2		7.54	3.19	
P	6061	5175	1249	1441	1057	301	616
Ti	10760	9323	4377	5527	4198	395	1413
V	142	163	173	118	66.1	15.0	25.0
Cr	83.5	103	130	108	70.3	40.1	34.0
Co	8	27.9	25.4	11.0	6.62	2.00	1.00
Ni	34.5	32.3	21.7	34.0	7.68	20.1	15
Cu	63.9	43.3	27.5	10.0	12.6	36.1	7.00
Zn	124	136	78.5	73.0	45.2	45.2	19.0
Ga	29.9	29.3	24.8	18.5	22.7	17.0	13.0
Rb	71.5	77.6	135	118	177	127	37.0
Sr	883	1370	693	597	483	729	465
Y	26.1	42.5	19.9	10.6	22.6	2.44	1.00
Zr	249	307	162	186	296		88
Nb	30.7	62.1	13.5	9.15	27.9	6.05	4.00
Mo	1.03	1.76	2.41	2.02	3.85	1.51	
Sn	3.00	3.46	1.44		1.34		3.00
Cs	12.0	0.4	4.72	7.00	1.15		2.00
Ba	2180	3100	1100	845	2270	3930	339
La	130	165	45.4	53.5	204	66.7	

Ce	258	377	85.6	93.5	370	110	81
Pr	30.3	47.9	9.93	9.38	38.3	10.9	
Nd	109	172	35.5	31.3	112	33.8	
Sm	17.7	23.1	5.81	4.68	12.3	4.29	
Eu	4.30	5.98	1.61	1.34	2.66	1.79	
Gd	10.9	17.3	4.96	3.87	9.29	2.09	
Tb	1.29	2.07	0.77	0.50	1.12	0.19	
Dy	5.68	9.34	3.76	2.36	4.82	0.63	
Ho	0.97	1.61	0.76	0.43	0.78	0.098	
Er	2.40	4.41	2.18	0.96	2.54	0.25	
Tm	0.30	0.52	0.24	0.14	0.25	0.026	
Yb	1.79	3.36	1.88	0.80	1.55	0.15	
Lu	0.25	0.42	0.28	0.15	0.22	0.023	
Hf	9.19	13.5	4.98	5.35	11.6	0.28	
Ta	1.02	3.51	0.68	0.33	1.36	0.20	
Th	6.28	8.95	13.1	12.4	31.1	33.1	6.00
U	0.96	1.40	2.21	2.01	1.89	0.71	8.00
Ti/Y	412	219	220	521	186	162	1413
Th/Yb	3.51	2.66	6.97	15.5	20.1	221	
Ta/Yb	0.57	1.04	0.36	0.41	0.88	1.33	
Eu/Eu*	0.88	0.88	0.90	0.94	0.73	1.62	
(La/Sm) _N	4.62	4.49	4.92	7.19	10.43	9.78	
(La/Yb) _N	49	33	16	45	89	300	
(Gd/Yb) _N	4.91	4.15	2.13	3.90	4.84	11.24	
K ₂ O/Rb	578	555	236	285	437	606	588
Hf/Ta	9.01	3.85	7.32	16.2	8.53	1.40	
Rb/Zr	0.29	0.25	0.83	0.63	0.60		0.42
Rb/Sr	0.08	0.06	0.19	0.20	0.37	0.17	0.08
Sm/Nd	0.16	0.13	0.16	0.15	0.11	0.13	
Yb/Ta	1.75	0.96	2.76	2.42	1.14	0.75	
Y/Nb	0.85	0.68	1.47	1.16	0.81	0.40	0.25
ΣREE	388	542	199	147	574	177	81
Zr+Nb+Ce+Y	564	789	281	299	717	118	174

Примечание: A/NK, A/CNK, где A = Al₂O₃, N = Na₂O, K = K₂O, C = CaO.

Выводы по главе

Проведенные исследования показали, что при широком разнообразии структурно-текстурных характеристик, минералогических и геохимических особенностей, магматические породы Хохольско-Репьёвского батолита обладают рядом сходных черт, отличаются лишь в породах с разной кремнекислотностью. Но при этом для одних и тех же разновидностей пород в различных массивах и комплексах выявляется много общего, что должно указывать на сходные условия становления интрузий.

Для абсолютного большинства пород типичен порфирированный облик. Это может быть следствием многоэтапной истории формирования плутонов. Кристаллизация магм, по-видимому, начиналась в ходе их подъёма (образование вкрапленников полевых шпатов, а также кристаллизация акцессорных минералов) и завершалась уже непосредственно на уровне становления интрузий. Более основные разновидности (монцогаббро, монцодиориты), как правило, равномернозернистые, но в них фиксируются признаки длительной кристаллизации, такие как наличие раннего и позднего минеральных парагенезисов.

Необходимо отметить, что ранее относимые к павловскому типу породы потуданского типа резко отличаются от первых (собственно Павловского батолита) по ассоциации пород и их количественным соотношениям. Эти отличия также фиксируются при анализе геохимических особенностей пород. Указанное делает целесообразным не только выделять их как отдельный тип, но и рассматривать как самостоятельный магматический комплекс. При этом гранитоиды павловского типа в пределах Хохольско-Репьёвского батолита, соответствуют по всем критериям аналогичным породам Павловского батолита и тем самым подтверждают их отнесение к павловскому комплексу. Другие особенности формирования этих гранитоидов рассматриваются в следующих главах.

Глава 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

5.1. Результаты геохронологических U-Pb исследований циркона

Для геохронологических исследований (методом SIMS по циркону на приборе SHRIMP-II) были выделены цирконы из проб равномернозернистого кварцевого монцогаббро и кварцевого монцодиорита потуданского типа (обр. 6418/66 и обр. 7577/170), порфириовидного монцогранита гибридного типа (7576/200) Хохольско-Репьевского батолита.

Результаты изотопного датирования кварцевого монцогаббро плутона Потудань (обр. 6418/66), приведены в таблице 5.1 и на рисунке 5.1.

Циркон из образца 6418/66 представлен удлиненно-призматическими кристаллами и обломками кристаллов длиной от 200 мкм до 600 мкм и шириной от 150 мкм до 240 мкм, в некоторых зернах хорошо проявлена грубая осциляционная зональность, что характерно для циркона из габброидов и предполагает их исходную магматическую природу (рис. 5.1а).

Конкордантный U-Pb возраст составляет 2056 ± 7 млн лет (СКВО = 5.7; вероятность конкордантности = 0.017; рис. 5.1б). В пределах ошибки он совпадает со средневзвешенным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 2061 ± 5 млн лет (СКВО = 1.19). Отношение Th/U варьирует от 0.4 до 2.79, что также характерно для циркона магматического происхождения.

Результаты изотопного датирования кварцевого монцодиорита потуданского типа пробы 7577/170 представлены в таблице 5.2 и на рисунке 5.2.

Циркон из кварцевого монцодиорита (обр. 7577/170) образует, главным образом, призматические и удлиненно-призматические прозрачные кристаллы светло-желтого цвета, размер которых изменяется от 20×90 до 190×330 мкм, идиоморфные с грубой зональностью в центре, а в неоднородных кристаллах проявлена тонкая зональность в краевых частях и грубая – в центральных. В режиме катодолюминесценции циркон неоднороден по оттенкам серого цвета, тем не менее в нем наблюдается тонкая осциляционная зональность (рис. 5.2а). Верхнее пересечение дискордии (рис. 5.2б) соответствует возрасту 2067 ± 8 (± 10) млн лет (СКВО = 0.62), который совпадает со средневзвешенным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 2067 ± 8 млн лет (СКВО = 2.5) (табл. 5.2). Отношение Th/U варьирует от 0.2 до 2.1, что также характерно для циркона магматического происхождения.

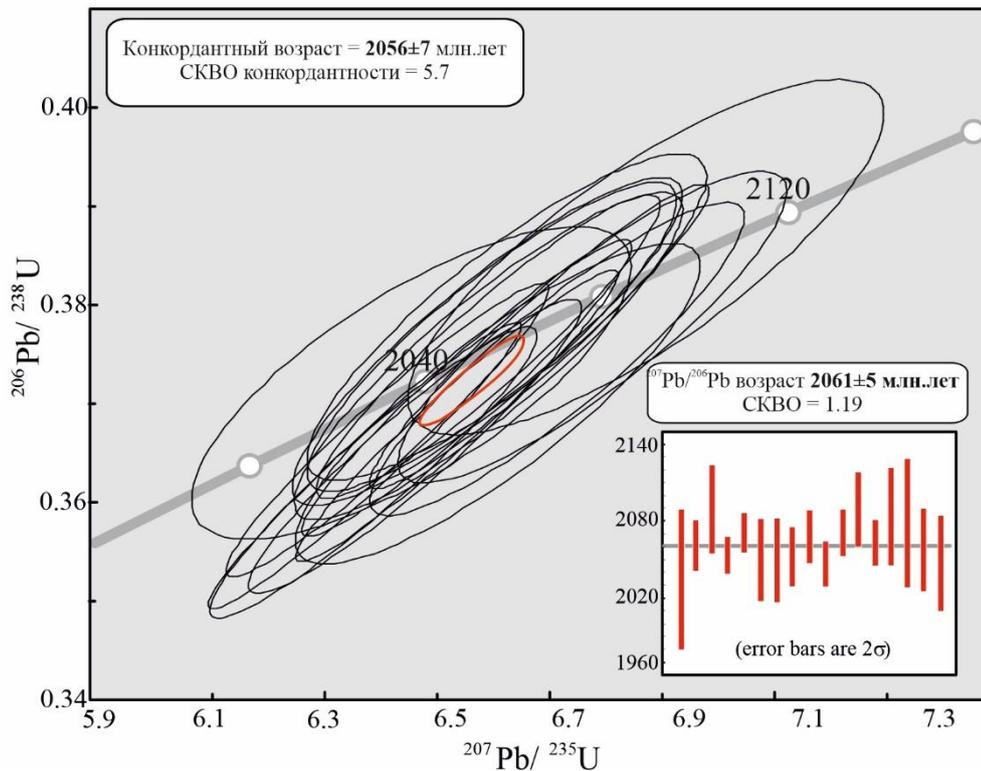
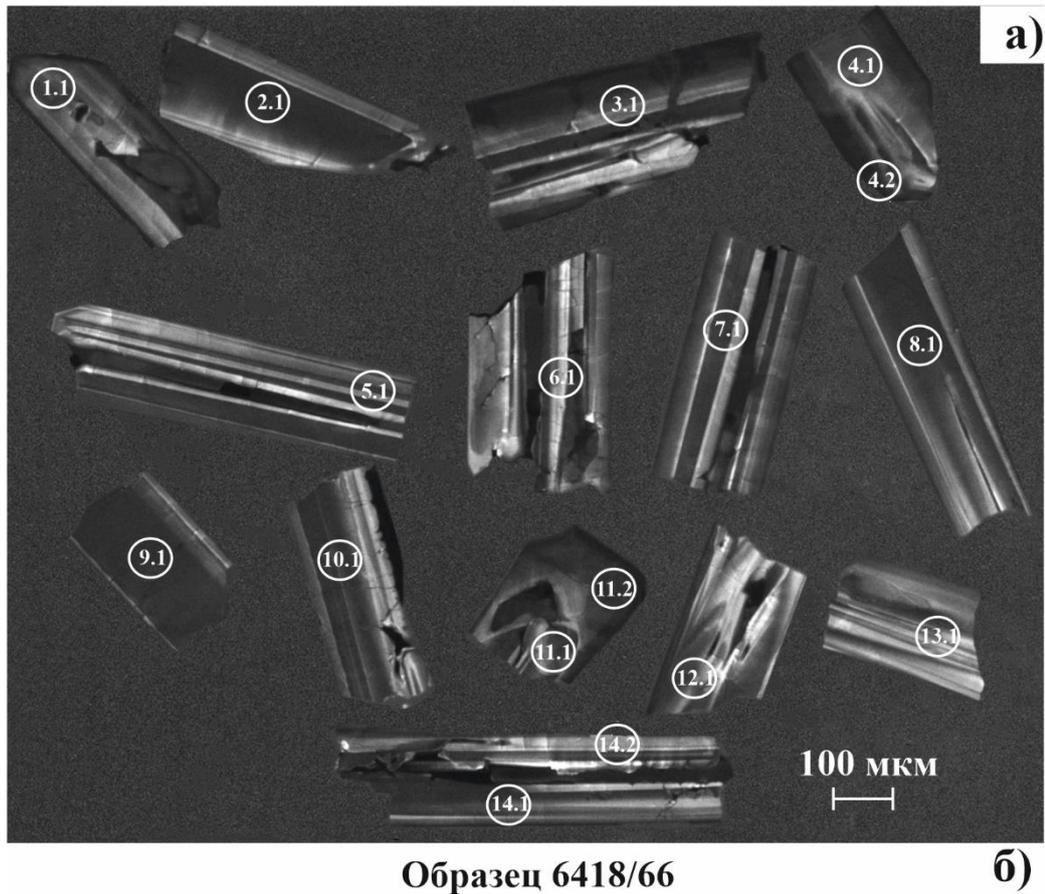
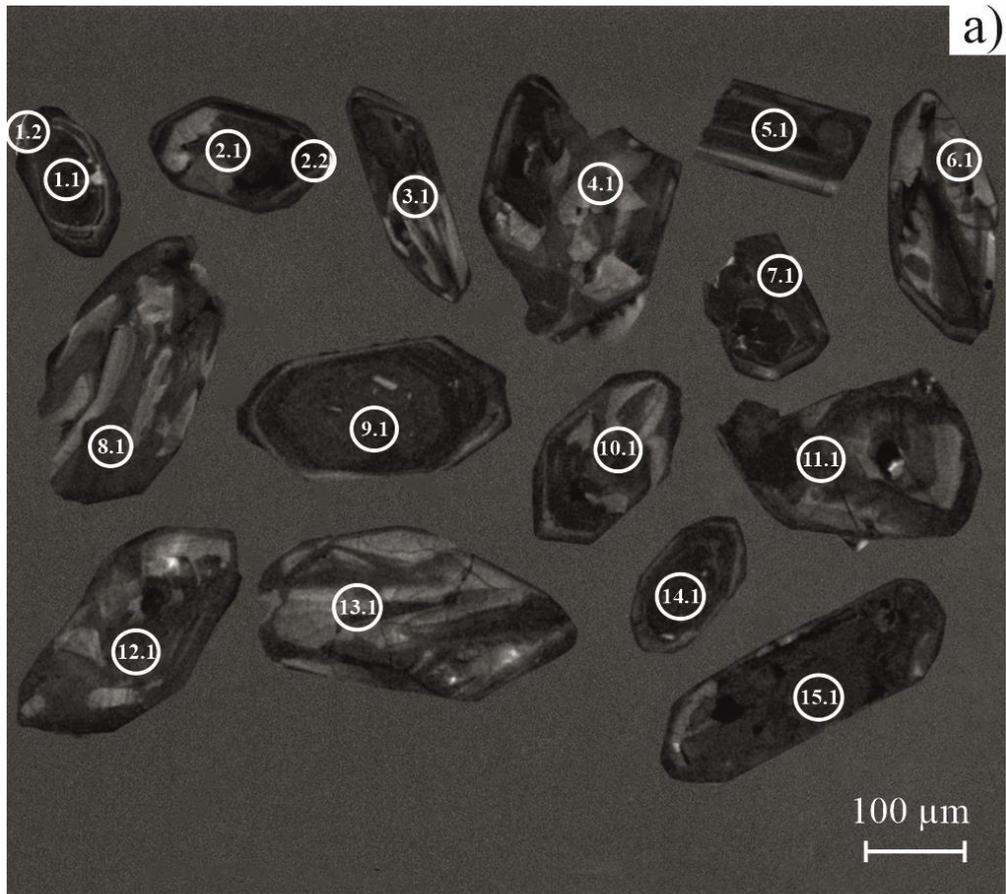


Рисунок 5.1. а) Микрофотографии зерен циркона пробы 6418/66.0, выполненные в режиме катодолуминесценции, б) U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевого монцогаббро плутона Потудань (проба 6418/66.0).

Таблица 5.1. Результаты U-Pb исследований циркона из кварцевого монзогаббро плутона Потудань (обр. 6418/66).

№, п/п	Номер анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* ppm	(1)Возраст ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U млн лет		(1)Возраст ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb млн лет		D, %	(1) ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	коррекция ошибок
1	1.1	0.17	85	76	0.93	27.2	2040	±30	2034	±27	0	2.686	±27	0.13	1.60	6.44	2.3	0.372	1.7	0.747
2	2.1	0.06	213	459	2.23	66.5	1997	±29	2061	±9.9	3	2.753	±9.9	0.13	0.56	6.37	1.8	0.363	1.7	0.948
3	3.1	0.29	201	287	1.48	65.4	2067	±30	2089	±17	1	2.646	±17	0.13	0.98	6.74	2.0	0.378	1.7	0.869
4	4.1	0.04	469	568	1.25	147.0	2001	±28	2053	±6.9	3	2.748	±6.9	0.13	0.39	6.36	1.7	0.364	1.6	0.972
5	4.2	0.02	395	168	0.44	125.0	2024	±29	2071	±7.4	2	2.710	±7.4	0.13	0.42	6.51	1.7	0.369	1.6	0.969
6	5.1	0.06	146	288	2.03	47.4	2062	±30	2049	±16	-1	2.653	±16	0.13	0.90	6.57	1.9	0.377	1.7	0.885
7	6.1	0.03	83	130	1.62	26.7	2060	±32	2049	±16	-1	2.656	±16	0.13	0.92	6.56	2.0	0.377	1.8	0.891
8	7.1	0.09	201	401	2.06	64.9	2058	±30	2052	±11	0	2.660	±11	0.13	0.62	6.57	1.8	0.376	1.7	0.937
9	8.1	0.01	217	451	2.15	68.2	2010	±29	2067	±10	3	2.733	±10	0.13	0.57	6.44	1.8	0.366	1.7	0.946
10	9.1	0.00	312	841	2.79	98.5	2018	±29	2046	±8.6	1	2.721	±8.6	0.13	0.49	6.40	1.7	0.368	1.7	0.959
11	10.1	0.00	298	672	2.33	96.6	2062	±30	2070	±8.7	0	2.652	±8.7	0.13	0.50	6.65	1.7	0.377	1.7	0.959
12	11.1	0.02	105	196	1.94	33.7	2052	±30	2088	±14	2	2.668	±14	0.13	0.82	6.68	1.9	0.375	1.7	0.904
13	11.2	0.02	297	258	0.9	94.8	2038	±29	2062	±8.7	1	2.690	±8.7	0.13	0.49	6.53	1.7	0.372	1.7	0.959
14	12.1	0.10	66	104	1.63	21.0	2030	±31	2084	±19	3	2.701	±19	0.13	1.10	6.58	2.1	0.370	1.8	0.857
15	13.1	0.13	40	52	1.33	13.3	2100	±34	2079	±25	-1	2.596	±25	0.13	1.40	6.83	2.4	0.385	1.9	0.805
16	14.1	0.03	89	147	1.72	28.6	2053	±32	2057	±16	0	2.666	±16	0.13	0.90	6.57	2.0	0.375	1.8	0.896
17	14.2	0.03	74	108	1.52	24.0	2072	±32	2046	±18	-1	2.639	±18	0.13	1.00	6.60	2.1	0.379	1.8	0.865

Примечание: Pb_c и Pb* общий и радиогенный свинец; (1) коррекция на Pb_c по измеренному ²⁰⁴Pb; D, % дискордантность 100×{(возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1}; ошибки калибровки – 0.50.



Образец 7577/170

б)

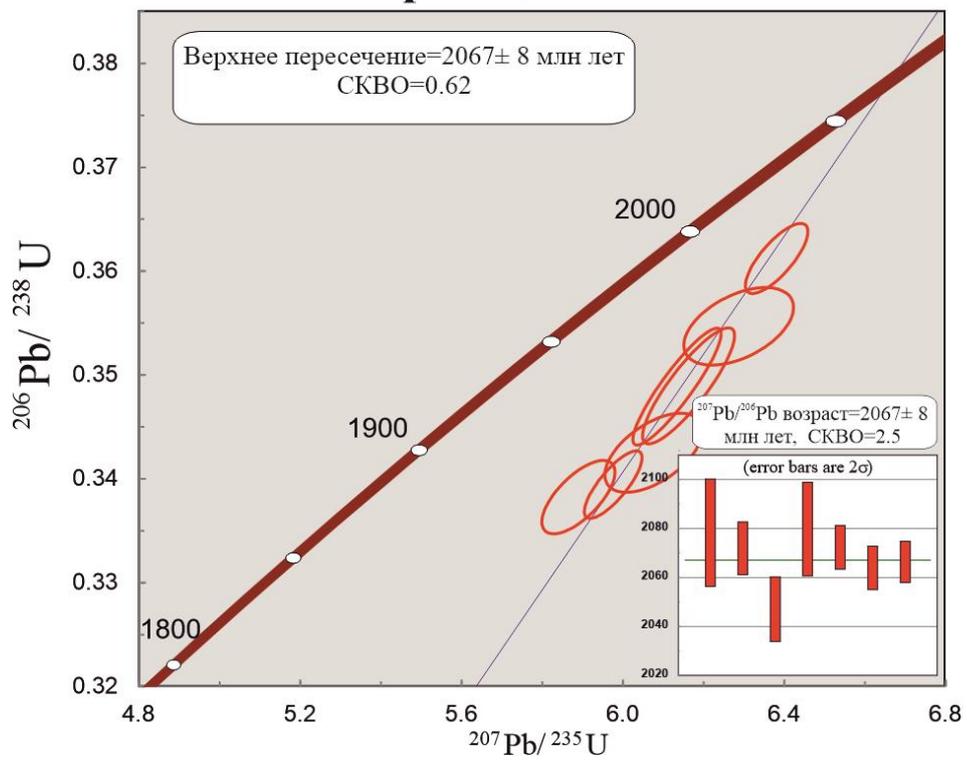


Рисунок 5.2. а) Микрофотографии зерен циркона пробы 7577/170; б) результаты изотопного датирования циркона образца монцодиорита потуданского типа 7577/170.

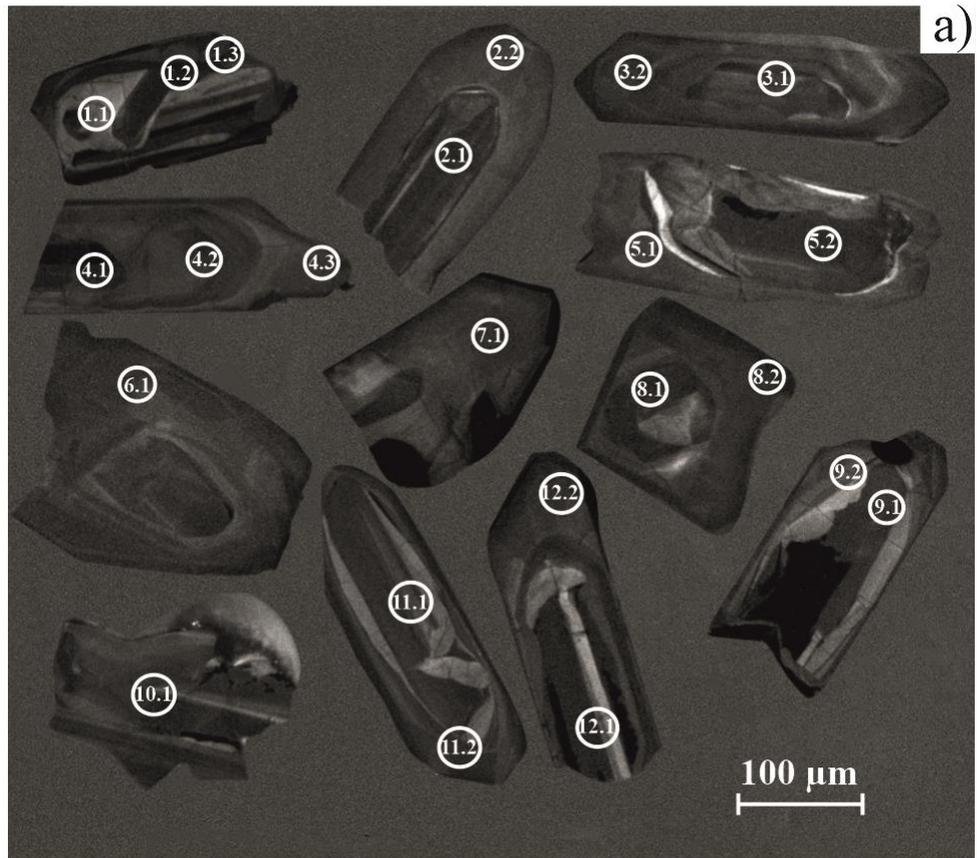
Таблица 5.2. Результаты U-Pb исследований циркона из кварцевого монцодиорита потуданского типа (обр. 7577/170).

	Номер анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	(1) Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет		(1) Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ млн лет		D, %	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	коррекция ошибок
							1929	±18	2064	±9		2.866		0.13		0.50		1.2		
1	1.1	0.06	549	323	0.61	164.0	1929	±18	2064	±9	8	2.866	1.1	0.13	0.50	6.13	1.2	0.349	1.1	0.905
2	2.2	0.05	225	71	0.33	65.5	1878	±11	2047	±13	10	2.957	0.7	0.13	0.74	5.89	1.0	0.338	0.7	0.680
3	5.1	0.05	286	578	2.08	85.8	1930	±18	2072	±11	8	2.866	1.1	0.13	0.61	6.16	1.2	0.349	1.1	0.866
4	8.1	1.24	265	63	0.25	78.0	1899	±12	2080	±19	10	2.92	0.7	0.13	1.09	6.07	1.3	0.343	0.7	0.559
5	9.1	0.01	423	354	0.86	131.0	1988	±11	2072	±9	5	2.768	0.6	0.13	0.51	6.38	0.8	0.361	0.6	0.770
6	12.1	1.33	243	57	0.24	74.2	1957	±12	2078	±22	7	2.819	0.7	0.13	1.25	6.29	1.4	0.355	0.7	0.486
7	14.1	0.04	508	309	0.63	148.0	1884	±10	2066	±8	10	2.946	0.6	0.13	0.47	5.98	0.8	0.339	0.6	0.800

Примечание: Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец; (1) коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb ; D, % дискордантность $100 \times \{(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1\}$; ошибки калибровки – 0.50.

Циркон в пробе 7576/200 представлен идиоморфными, удлиненно-призматическими, прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтовато-коричневатого цвета. Размеры кристаллов циркона изменяются от 70×145 до 175×300 мкм. В отраженном свете и в режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдаются тонкая, слабо выраженная магматическая зональность, свойственная циркону кислых пород, и ядерные части с грубой зональностью, типичной для габброидов (рис. 5.3 а). U-Pb изотопные исследования выполнялись для наиболее прозрачных и наименее метамиктизированных кристаллов циркона (табл. 5.3). Расчеты для ядерных частей и кайм перекрываются в пределах погрешностей 2082 ± 11 и 2067 ± 9 млн лет. Характер зональности – тонкой в каймах и грубой в ядрах, свидетельствует, что генерации циркона сформированы в результате кристаллизации из расплава. Верхнее пересечение дискордии (рис. 5.3 б), рассчитанной для всех результатов измерений изотопного состава изученного циркона, соответствует возрасту 2068 ± 6 млн лет (СКВО = 0.56), который близок средневзвешенному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасту 2069 ± 6 млн лет (СКВО = 2.6). Отношение Th/U варьирует от 0.03 до 0.84, что характерно для циркона из магматического кислого расплава.

Таким образом, полученные близкие оценки возраста пород потуданского и гибридного типов в интервале 2056–2068 млн лет (при степени дискордантности менее 10) фиксируют время магматической кристаллизации пород. А морфологические особенности изученного циркона во всех пробах указывают на его магматическое происхождение и отсутствие высокотемпературной перекристаллизации.



Образец 7576/200

б)

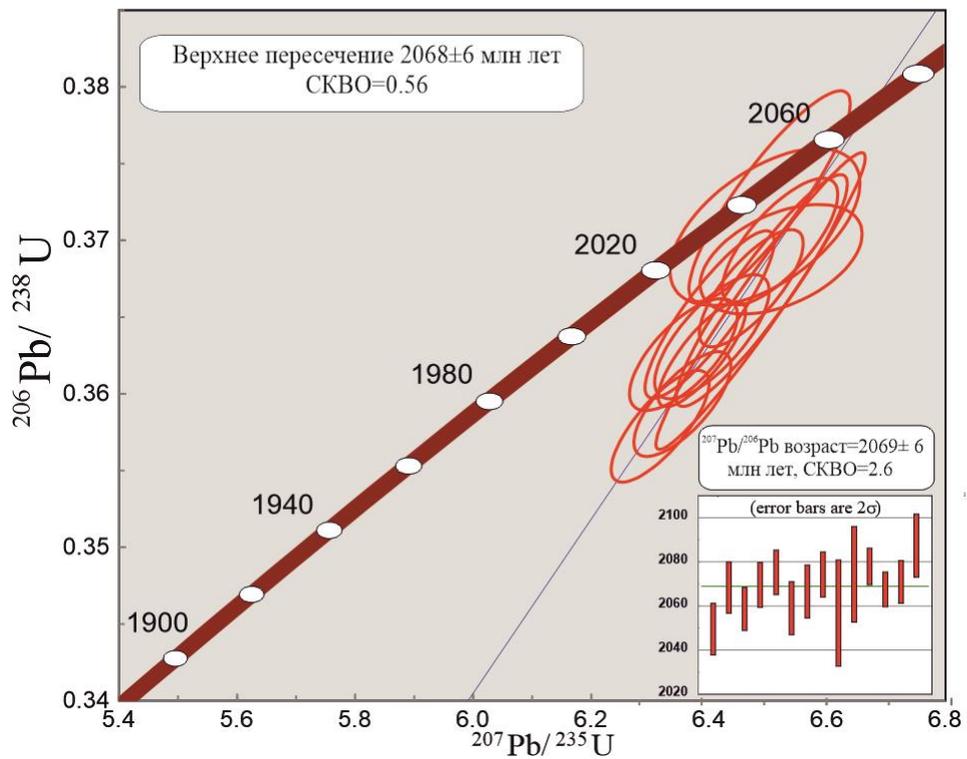


Рисунок 5.3. а) Микрофотографии зерен циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции б) результаты изотопного датирования циркона образца монцогранита гибридного типа 7576/200.

Таблица 5.3. Результаты U-Pb исследований циркона из монцогранита гибридного типа (обр. 7576/200).

	Номер анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* ppm	(1) Возраст ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U млн.лет		(1) Возраст ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb млн.лет		D, %	(1) ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb* ±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb* ±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U ±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U ±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U ±%	корреляция ошибок			
							2034	±16	2057	±24										
1	1.1	0.36	85	3	0.03	0.0	2034	±16	2057	±24	1	2.7	0.91	0.13	1.36	6.49	1.638	0.371	0.910	0.5558187
2	1.2	0.11	361	47	0.13	0.1	1979	±11	2074	±10	5	2.8	0.63	0.13	0.58	6.35	0.855	0.359	0.627	0.733369
3	2.1	0.03	584	307	0.54	0.5	1994	±11	2068	±8	4	2.8	0.62	0.13	0.45	6.39	0.766	0.363	0.623	0.8133926
4	2.2	0.12	272	159	0.60	0.6	1994	±11	2059	±12	4	2.8	0.66	0.13	0.68	6.36	0.949	0.363	0.664	0.6990061
5	3.1	0.00	357	114	0.33	0.3	1972	±11	2071	±10	6	2.8	0.67	0.13	0.55	6.32	0.868	0.358	0.671	0.7723001
6	3.2	0.03	395	225	0.59	0.6	2007	±17	2059	±10	3	2.7	0.99	0.13	0.55	6.40	1.129	0.365	0.985	0.8728421
7	4.3	0.03	241	144	0.62	0.6	2000	±13	2067	±12	4	2.7	0.73	0.13	0.68	6.40	0.999	0.364	0.734	0.7344761
8	5.1	0.02	453	366	0.84	0.8	2011	±30	2078	±8	4	2.7	1.74	0.13	0.47	6.49	1.806	0.366	1.743	0.9654331
9	5.2	-0.02	252	131	0.54	0.5	2029	±13	2068	±12	2	2.7	0.74	0.13	0.66	6.52	0.991	0.370	0.737	0.7435056
10	8.1	0.37	108	22	0.21	0.2	1952	±14	2047	±21	5	2.8	0.82	0.13	1.21	6.16	1.466	0.354	0.824	0.5618607
11	8.2	0.03	332	211	0.65	0.7	2015	±12	2070	±10	3	2.7	0.69	0.13	0.58	6.47	0.897	0.367	0.687	0.7653956
12	9.1	0.03	513	355	0.71	0.7	2024	±11	2074	±22	3	2.7	0.64	0.13	1.23	6.52	1.389	0.369	0.639	0.460021
13	11.1	0.67	315	133	0.44	0.4	1945	±29	2087	±14	8	2.8	1.72	0.13	0.81	6.28	1.905	0.352	1.724	0.904777
14	11.2	0.04	330	195	0.61	0.6	2014	±24	2075	±10	3	2.7	1.36	0.13	0.57	6.49	1.475	0.367	1.360	0.9218242
15	12.2	0.08	272	177	0.67	0.7	2043	±21	2050	±12	0.4	2.7	1.22	0.13	0.66	6.50	1.386	0.373	1.217	0.8776767

Примечание: Pb_c и Pb* общий и радиогенный свинец; (1) коррекция на Pb_c по измеренному ²⁰⁴Pb; D, % дискордантность $100 \times \{(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1\}$; ошибки калибровки – 0.50.

5.2. Результаты Sm-Nd исследований

Для определения источников расплавов изучаемых пород Хохольско-Репьёвского батолита были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования. Все породы имеют низкорadioгенный изотопный состав Nd, полученные данные приведены в таблице 5.4.

На диаграмме в координатах возраст – $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 5.4) все точки опробования располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойской коры Донского террейна, лишь изотопный состав Nd гибридного гранодиорита попадает в поле между палеопротерозойской корой Донского террейна и архейской континентальной корой Курского блока.

Величины $\epsilon_{Nd}(2.06)$ кварцевых монцогаббро–диоритов плутона Потудань варьируют от –3.1 до –3.7. Для аналогичных пород из массива, расположенного на севере (рис. 2.1, 2.2) получены значения $\epsilon_{Nd}(2.07) = -1.7$.

Гранитоиды павловского типа характеризуются $\epsilon_{Nd}(2.08)$ от +0.3 до –4.2 и $t_{Nd(DM)} = 2.4 - 2.7$ млрд лет (по Терентьев, Савко, 2017; собственные данные). Проанализированный нами образец павловского гранодиорита 7578/155 характеризуется менее низкими величинами $\epsilon_{Nd}(2.07) = -1.7$, по сравнению с кварцевыми монцогаббро потуданского типа $\epsilon_{Nd}(t) = -3.7$.

Для монцогранита гибридного типа характерен сильно низкорadioгенный изотопный состав Nd с величиной $\epsilon_{Nd}(2.07) = -8.8$, и модельным возрастом $t_{Nd(DM)} = 2.8$ млрд лет, который свидетельствует о более длительной коровой предыстории источника.

Таблица 5.4. Sm-Nd изотопные данные для палеопротерозойских пород Хохольско-Репьёвского батолита.

тип	образец	порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	t, млн лет* *	ϵ_{Nd}	$t_{Nd(DM)}^{***}$, млн лет
потуданский	6418/66	Qtz MGb	15.7	94.8	0.1000	0.511136 \pm 3	2061	-3.7	2687
	8003/365	Qtz MGD	9.1	53.1	0.1031	0.511212 \pm 4	2061	-3.1	2658
	7577/170	Qtz MGD	10.9	56.2	0.1175	0.511472 \pm 4	2067	-1.7	2647
гибридный	7576/200	Gd	3.8	34.0	0.0672	0.510426 \pm 6	2068	-8.8	2819
павловский	7578/155	Gd	9.9	74.3	0.0812	0.510975 \pm 3	2073	-1.7	2491

Примечание: *Предполагаемая ошибка $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0.2 %; ** t – U-Pb изотопный возраст; при расчете величин $\epsilon_{Nd}(t)$ и модельных возрастов $^{***}t_{Nd(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$).

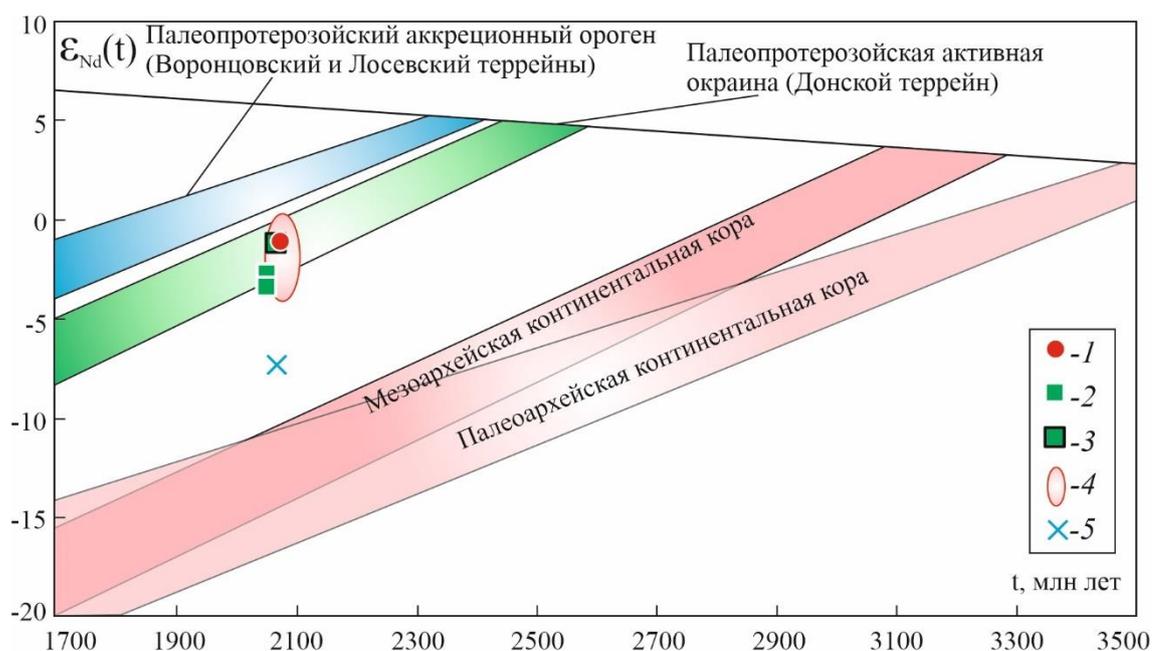


Рисунок 5.4. Диаграмма t (млн лет)– ϵ_{Nd} для пород Хохольско-Репьёвского батолита: 1–породы павловского типа ХРБ; породы потуданского типа: 2– плутон Потудань, 3–северные массивы; 4–поле изотопных составов пород Павловского батолита по (Terentiev et al., 2020); 5–породы гибридного типа. Поля эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойской коры террейнов и архейской коры Курского блока по (Terentiev et al., 2017; Савко и др., 2018).

5.3. Результаты Lu-Hf изотопные исследования циркона

Как известно Lu-Hf и Sm-Nd изотопные системы ведут себя сходным образом в породах магматического происхождения. Благодаря тому, что в процессе магматической дифференциации отношения Sm/Nd и Lu/Hf ведут себя когерентно, в обедненных источниках будут наблюдаться повышенные значения Lu/Hf и Sm/Nd, а в обогащенных – пониженные. Это объясняется тем, что обогащенное вещество, которое отделяется от примитивной мантии на протяжении всей истории Земли, имеет более низкие Lu/Hf и Sm/Nd, а обедненный рстит, комплементарно, приобретает более высокие значения Lu/Hf и Sm/Nd (Salters, White, 1998; Vervoort et al., 1999).

В то время как Nd распространен во всех силикатных породообразующих минералах, Hf по своим химическим свойствам близок к Zr, поэтому больше всего его накапливается в минерале-концентраторе цирконе. Поэтому Nd более мобилен по сравнению с Hf, который в больших концентрациях изолируется в весьма тугоплавком акцессорном минерале. Это может объяснить, почему изотопное изучение Nd дает доказательства ассимиляции коры магмой, тогда как изучение Hf не приводит к этому заключению. Коровый Hf с его низкими отношениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в ходе петрогенезиса извлекается не столь охотно, как Nd. В

результате коровая контаминация магмы с помощью изотопов Hf не фиксируется достаточно хорошо. Изотопное изучение Hf, однако, имеет другие достоинства, поскольку Hf служит чувствительным индикатором процессов в мантии, приводящих к возрастанию отношения Lu/Hf за счет преимущественного удаления Hf по сравнению с Lu, тогда как изотопное изучение Nd позволяет оценить вклад коровой составляющей в образовании магмы (Фор, 1989).

Исходя из вышеперечисленного, дополнительно для идентификации источников была проанализирована Lu-Hf изотопная система. Изотопный состав Hf в цирконе кварцевых монцогаббро измерен в тех же точках, где проводился U-Pb анализ, результаты приведены в таблице 5.5 и на рисунке 5.5.

В отличие от Sm-Nd изотопной системы, которая дает значение для кварцевого монцогаббро $\epsilon_{Nd}(2061) -3.7$, то полученные Lu-Hf изотопные величины $\epsilon_{Hf}(2061)$ в цирконах этого же образца дают вариации от -4.3 до -10.3 (табл. 5.5) и попадают в поле эволюции архейской коры Курского блока Сарматии (рис. 5.5).

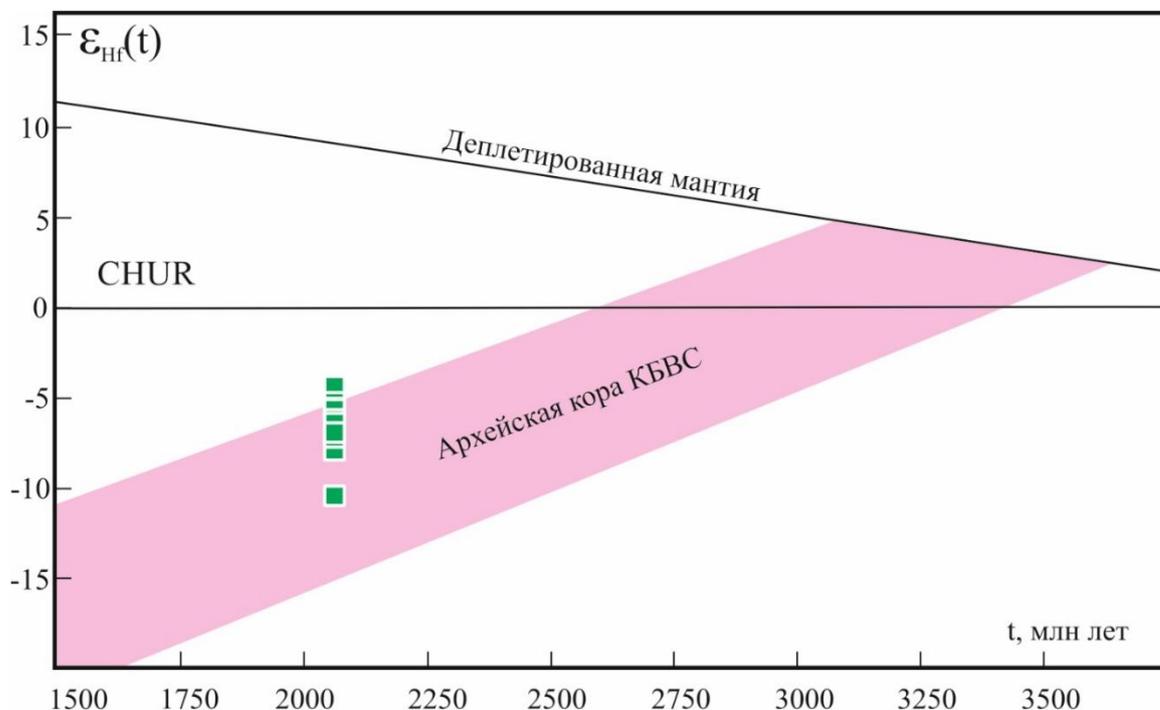


Рисунок 5.5. Диаграмма t (млн лет)– ϵ_{Hf} для циркона пород потуданского типа. КБВС – Курский блок Восточной Сарматии по ((Savko et al., 2019).

Таблица 5.5. Результаты Lu-Hf изотопных исследований циркона из потуданского кварцевого монцогаббро.

Точка	t, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	2SD	$t_{\text{Hf(DM)}}$	$t_{\text{Hf(C)}}$
6418_10.1	2061	0.042824	0.001467	0.281407	0.000031	1.467224	0.281348	-4.3	1.1	2608	2948
6418_4.2	2061	0.012489	0.000470	0.281348	0.000023	1.467344	0.281329	-5.0	0.8	2622	2971
6418_7.1	2061	0.024249	0.000811	0.281353	0.000025	1.467248	0.281321	-5.3	0.9	2638	3009
6418_5.1	2061	0.026383	0.000843	0.281353	0.000047	1.467201	0.281320	-5.3	1.7	2638	3011
6418_9.1	2061	0.078844	0.002449	0.281409	0.000045	1.467309	0.281314	-5.6	1.6	2655	3041
6418_12.1	2061	0.023686	0.000877	0.281340	0.000032	1.467294	0.281305	-5.8	1.1	2659	3022
6418_11.1	2061	0.062560	0.002192	0.281387	0.000042	1.467241	0.281299	-6.0	1.5	2685	3063
6418_14.2	2061	0.033398	0.001152	0.281344	0.000029	1.467190	0.281299	-6.1	1.0	2670	3065
6418_3.1	2061	0.022400	0.000810	0.281327	0.000023	1.467283	0.281295	-6.2	0.8	2672	3041
6418_4.1	2061	0.022578	0.000776	0.281325	0.000033	1.467289	0.281295	-6.2	1.2	2672	3063
6418_8.1	2061	0.055156	0.001744	0.281356	0.000053	1.467391	0.281287	-6.5	1.9	2696	3093
6418_1.1	2061	0.019124	0.000628	0.281311	0.000034	1.467324	0.281286	-6.5	1.2	2681	3091
6418_11.2	2061	0.015585	0.000604	0.281309	0.000022	1.467312	0.281286	-6.5	0.8	2681	3072
6418_14.1	2061	0.014658	0.000513	0.281292	0.000029	1.467268	0.281272	-7.0	1.0	2693	3095
6418_6.1	2061	0.042170	0.001381	0.281320	0.000027	1.467250	0.281266	-7.2	1.0	2720	3143
6418_2.1	2061	0.052194	0.001646	0.281310	0.000034	1.467286	0.281246	-7.9	1.2	2755	3193
6418_13.1	2061	0.009521	0.000355	0.281193	0.000045	1.467263	0.281179	-10.3	1.6	2818	3285

Выводы по главе

Результаты проведенных изотопных исследований выявили широкие вариации изотопного состава Nd в породе и Hf в отдельных зернах магматического циркона. Весьма отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(t)$ и особенно $\epsilon_{Hf}(t)$ отражают некоторую гетерогенность магматического источника, унаследованную от разных по составу и возрасту его протолитов.

Глава 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС

6.1. Условия кристаллизации магм

В данном разделе главы приводятся результаты оценки P-T-параметров образования изучаемых пород с использованием различных минеральных термометров и барометров. Кроме того, на основе термодинамического моделирования условий кристаллизации магм делаются выводы об эволюции P-T-режимов.

Подробное обоснование выбора конкретных геотермометров и геобарометров, а также описание алгоритмов расчетов приведены в главе 3, полученные оценки температур и давлений представлены в таблице 6.1.

Как отмечалось в главе 4, порфировидная, неравнозернистая структура пород Хохольско-Репьёвского батолита предполагает кристаллизацию расплава в малоглубинных условиях, что способствует относительно быстрому остыванию магмы. Последнее определяет появление вышеописанных структурно-текстурных особенностей пород.

Величины литостатического давления были получены при помощи амфибол-плагиоклазового геотермометра (Holland, Blundy, 1994) и Al-в-амфиболе геобарометра (Anderson, Smith, 1995). Для расчетов были выбраны кристаллы амфибола близкие к идиоморфным, с минимальным количеством или отсутствием включений и граничащие с плагиоклазом. В самых основных по составу образцах потуданского типа оценки температур выше или близки (около 800 °C) к предельному значению температуры, выше которой геобарометр по (Anderson, Smith, 1995) не калиброван. Поэтому, величины давления были дополнительно рассчитаны с использованием геобарометра по (Mutch et al, 2016), который используется в более широком интервале температур. Параметры литостатического давления для трех типов пород Хохольско-Репьёвского батолита составили 2.7–3.2 кбар, что соответствует глубине становления интрузивов около 9 км.

Температуры ликвидуса для магм потуданского типа оценены по геотермометру клинопироксен–расплав (Putirka, 2008). Центры кристаллов клинопироксена формировались при температурах 1047–1154°C, а краевые части при 1076–1114°C.

Температуры кристаллизации, рассчитанные по геотермометру насыщения фосфором (Harrison, Watson, 1983) составили: для кварцевых монцогаббро-гранодиоритов потуданского типа 1000–1100°C, а для директивных порфировидных мелкозернистых кварцевых монцодиоритов гибридного типа – 815–900°C. Идиоморфный габитус апатита, включения апатита в породообразующих минералах, уменьшение P₂O₅ с увеличением

кремнезема, говорит о том, что апатит был ликвидусной фазой, а полученные температуры соответствуют начальной стадии кристаллизации плутона и гибридных пород, соответственно.

Геотермометр по циркониевому насыщению расплава (Watson, Harrison, 1983) показывает температуры значительно ниже, что свидетельствует о том, что циркон формировался позднее апатита и является субсолидусным. Для массивных габброидов потуданского типа температуры кристаллизации циркона варьируют от 612 до 800 °С, для гибридных пород от 730 до 847°С.

Оценки температур по амфибол-плаггиоклазовому (Holland, Blundy, 1994) и титаномагнетитовому (Andersen, Lindsley, 1985) геотермометрам подтверждают, что субсолидусные температуры пород потуданского типа находятся в пределах 700–800°С (рис. 6.1). Наблюдается понижение температуры от центра к краю кристаллов амфибола (от 851°С до 713°С) при постоянном давлении ~ 3 кбар.

Таблица 6.1. Параметры кристаллизации пород Хохольско-Репьёвского батолита

Параметр (геобарометр, геотермометр)	Источник	Плутон Потудань	Гибридные породы	Павловский комплекс
Давление (Al-in-Amp)	E.J.F.Mutch and Blundy (2016)	2.7–3.2 кбар	–	3.0–3.5 кбар
Давление (Al-in-Amp)	J.L. Anderson and D.R. Smith (1995)	2.4–3.4 кбар	–	2.3–3.4 кбар
Температура (Срх-расплав)	K. Putirka (2008)	1047–1154 °С	–	–
Температура (Ar насыщения)	E.B. Harrison and T.M. Watson (1984)	1000–1100 °С	815–900 °С	838–980 °С
Температура (Hbl-Pl)	Holland and Blundy (1994)	713–851 °С	–	704–731 °С
Температура (Ti-Mag/Ilm)	D.J. Andersen and D.H. Lindsley (1985)	702–779 °С	–	–
Температура (Zr насыщения)	E.B. Watson and T.M. Harrison (1983)	612–800 °С	730–847 °С	701–857 °С

Наряду с опубликованными данными по Павловскому батолиту (Герентьев, Савко, 2017), и полученными параметрами для гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита, температуры начала кристаллизации пород павловского типа по данным геотермометра

апатитового насыщения составили 838–980°C. Температуры кристаллизации циркона в магмах значительно ниже 701–857 °С.

Субсолидусные температуры, рассчитанные по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру составили 704–731°C, и являются ниже, чем в потуданских, но близки к температурам магм гибридного типа.

Литостатическое давление гранитоидов павловского типа, слагающих композитный Хохольско-Репьёвский батолит, колеблется около среднего значения 3 кбар (табл. 6.1), что также соответствует величине давления в породах Павловского батолита.

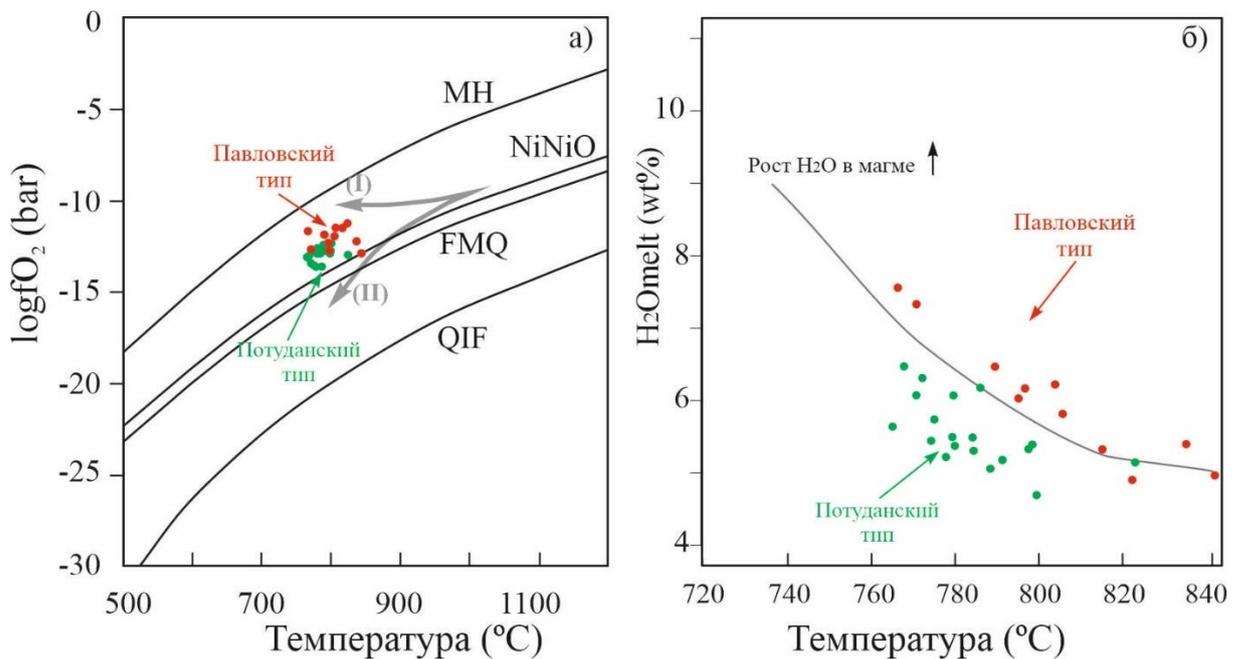


Рисунок 6.1. Положение расчетных параметров потуданских магм: **а)** на диаграмме фугитивность кислорода – температура по (de Albuquerque, 1973). Буферы: *MH* – магнетит-гематит; *NiNiO* – никель-оксид никеля; *FMQ* – фаялит-магнетит-кварц; *QIF* – кварц-железо-фаялит. Стрелками показаны направления дифференциации магм в окислительных (I) и восстановительных (II) условиях по (Wones, Eugster, 1965); **б)** содержание воды в системе, основанное на составах амфиболов по (Ridolfi, 2021). Голубые кружочки – Fe-Ti оксиды из пород плутона Потудань, зеленые – амфиболы плутона Потудань; черные – амфиболы из северных массивов потуданского типа.

Особенности распределения примесей магнетита, ильменита, титаномагнетита в породах потуданского и павловского типов свидетельствуют о различии в окислительно-восстановительных условиях. Расчетные уравнения по составам амфиболов (Ridolfi, 2021) показали, что фугитивность кислорода в магме павловского типа повышается от -13 log до -11 log с понижением температуры от 830°C до 760°C (рис. 6.1 а – красные кружки). Близкие параметры рассчитаны для магм Павловского батолита (неопубликованные

данные Р. А. Терентьева) и находится вблизи буфера NNO ($NNO - NNO+1$). Оценки фугитивности кислорода в магме потуданского типа измерялись аналогичным методом (Ridolfi, 2021), и изменяются от $-12 \log$ до $-14 \log$ при снижении температуры от 840°C до 780°C (рис. 6.1 а - зеленые кружки).

Оценка содержания воды в магме при кристаллизации амфибола, по уравнениям предложенным (Ridolfi, 2021), показала ясное отличие между павловскими и потуданскими магмами по этому параметру: практически все составы амфиболов пород павловского типа указывают на большую водонасыщенность магмы (5 вес.% – 8 вес.%), по сравнению с потуданской (5 вес.% – 6 вес.%) (рис. 6.2 б).

Таким образом, можно заключить, что составы амфиболов в двух сравниваемых типах пород свидетельствуют о разной водонасыщенности магматических систем и статистически заметной разнице в величине фугитивности кислорода. Так, павловские магмы были более водонасыщенными и с несколько большей величиной фугитивности кислорода по сравнению с потуданскими. Последнее согласуется с преимущественным развитием в павловских гранитоидах магнетита вместо ильменита, более характерного для потуданских пород.

6.2. Типизация пород потуданского типа и сравнение со смежными комплексами Донского террейна

6.2.1. Сравнение со смежными комплексами Донского террейна

В главе 2 отмечены смежные магматические комплексы, с которыми у пород потуданского типа могли бы наблюдаться генетические связи. Эти местные геологические подразделения представлены белогорьевским горнблендит-габбровым и павловским гранитоидным комплексами.

Массивы белогорьевского комплекса предполагаются в районе Хохольско-Репьёвского батолита (рис. 2.2). По геофизическим данным отдельные маломощные тела вскрыты единственной скважиной (7770) на севере батолита.

Белогорьевский комплекс представлен преобладающими горнблендитами, реликтовыми пироксенитами и редкими габброидами, как правило, метаморфизованными вплоть до образования габбро-амфиболитов (Одокий, 1962). Кроме того, ультраосновные-основные породы Белогорьевского петротипа характеризуются высокой

магнезиальностью пород и слагающих их темноцветных минералов, клинопироксенов и амфиболов (Терентьев, неопубликованные данные) по сравнению с породами потуданского типа. Высокие содержания щелочей, особенно калия, железистый химизм (рис. 4.19–4.21) разностей основного состава также контрастно отличают габброиды потуданского типа от ультраосновных-основных разновидностей белогорьевского комплекса. Полученные оценки возраста кристаллизации циркона пород потуданского типа 2056 ± 7 млн лет свидетельствуют о том, что они не могут относиться к раннеархейскому белогорьевскому комплексу (Одокий, 1962; Чернышев и др., 1998).

Возраст пород павловского комплекса: для Павловского батолита данные U-Pb изотопного датирования акцессорных цирконов составили 2077 ± 3 млн лет (Бибикова и др., 2009), возраст пород Лискинской группы массивов 2066 ± 15 млн лет (Terentiev et al., 2020), Олымской 2063 ± 9 млн лет (Terentiev et al., 2020) и Россошанской групп 2077 ± 11 млн лет (Terentiev et al., 2020). Наряду с полученными автором оригинальными геохронологическими данными по гранитоидам Хохольско-Репьёвского батолита в составе павловского комплекса формирования пород павловского и потуданского типов происходило в интервале 2050–2080 млн лет и в тесной пространственной сопряженности, что доказывает субсинхронность их формирования. Выявленный временной интервал базитового и гранитоидного магматизма, согласно современным представлениям исследователей (Shchipansky, Bogdanova, 1996; Claesson et al., 2001; Bogdanova et al., 2006, 2008; Савко и др., 2014; Терентьев, Савко, 2017 и др.) тесно связан с НТ-LP метаморфизмом (2.07 млрд лет, (Savko et al., 2015)) и отвечает этапу постколлизийного магматизма, широко проявленного в соседних Лосевском и Воронцовском террейнах.

Наряду с близким временем внедрения плутонов выявленные петрографические и минералогические особенности пород потуданского типа, такие как присутствие кварца, калиевого полевого шпата, химический состав ряда образцов и микроструктурные особенности сближают его с наиболее меланократовыми породами павловского типа. Магнезиальность амфиболов и клинопироксенов потуданских пород среднего состава идентична магнезиальности амфиболов из гранитоидов павловского типа Хохольско-Репьёвского батолита и составам ядер клинопироксенов из меланократовых пород петротипического Павловского батолита (Терентьев, Савко, 2017). Близкие оценки температур кристаллизации (ликвидуса $1114\text{--}1154$ °С, субсолидуса $700\text{--}800$ °С) и давлений (2.3–3.5 кбар), наряду с пространственной сопряженностью гранитоидов павловского и пород потуданского типов в пределах единого композитного батолита, наводят на мысль о их генетической связи.

Возможные, на наш взгляд, варианты такой связи:

(1) породы потуданского типа – это кумулаты средних–кислых магм павловского типа;

(2) павловские гранитоиды – продвинутые дериваты родоначальных магм потуданского типа;

(3) смешение в разных пропорциях близкоодновозрастных магм контрастного состава.

Типичных кумулятивных структур и текстур в потуданских кварцевых монцогаббродиоритах не наблюдается. Для кумулатов, как правило, характерно сильное обогащение совместимыми элементами, например Mg, Cr, V, Ni, Co, что не свойственно породам изученных плутонов. Эти признаки позволяют отвергнуть первый вариант генезиса.

Дифференциация (версия №2) от потуданских габброидов к гранитоидам павловского типа не реализуемый процесс по следующим причинам: железистый химизм первых и повышенная магнезиальность вторых; противоположные эволюционные тренды обоих типов на бинарных диаграммах (рис. 4.20-4.22), например, по K_2O и Al_2O_3 , но следует отметить, что некоторые образцы из северных массивов потуданского типа перекрываются полем павловских гранитоидов.

Наиболее правдоподобный вариант №3 (взаимодействие контрастных магм) подтверждается петрографическими, минералогическими и геохимическими особенностями, которые рассмотрены в разделе 6.2.3.

6.2.2. Моделирование эволюции магм павловского и потуданского типов

С целью поиска дополнительных критериев возможности или невозможности происхождения потуданских и павловских пород из одного расплава (см. выше, версии 1, 2) была предпринята попытка смоделировать тренды эволюции расплавов рассматриваемых типов пород, используя для ряда начальных составов термодинамическое моделирование фракционной кристаллизации (FC), а также кристаллизации с возможной ассимиляцией боковых пород (AFC).

Моделирование FC и AFC процессов и критерии отбора образцов для расчета

Термодинамическое моделирование выполнено с применением программы MCS (Bohrson et al., 2014), которая позволяет изучить FC (фракционная кристаллизация) и AFC (ассимиляция и фракционная кристаллизация) процессы в многокомпонентно-

многофазной системе на основе программ «семейства» MELTS (Ghiorso, Sack, 1995; Asimov, Ghiorso, 1998). На основе минимизации свободной энергии Гиббса системы расчеты выявляют порядок кристаллизации минералов из расплава, их пропорции и составы с учетом изменяющихся P - T параметров и разных кислородных буферов. Для нашего исследования выбрана версия rhyolite-MELTS 1.1.0, оптимизированная для высококремнистых составов с присутствием кварца, двух полевых шпатов и H_2O .

Для моделирования FC процесса подбирались параметры, близкие к рассчитанным по геотермобарометрам сосуществующих минералов. Температуры ликвидуса программа рассчитывает автоматически, учитывая ограничения модели, конечные температуры задавались до $850^{\circ}C$ – моделируется только ранний этап кристаллизационной дифференциации до (или раннего) появления водосодержащих минералов. Давление выбрано 3 кбар по «Al-in-Amf» геобарометру (Anderson, Smith, 1995). Фугитивность системы определена на основе результатов ильменит-магнетитового фугометра (для потуданских пород) по (Anderson, Lindsley, 1985) и по составам амфиболов по (Anderson, Smith, 1995; Ridolfi, Renzulli, 2010) для павловского типа пород. Содержания воды в системе оценивалось методом подбора для достижения наилучшего совпадения природных и расчетных трендов, ассоциаций и составов минералов. Для этого были протестированы варианты с содержанием H_2O от 0.5 до 4 вес. %.

Первоначально испытывались составы наименее дифференцированных пород потуданского и павловского типов (табл. 6.2). Были взяты образцы с минимальным содержанием кремнезема и наиболее высоким содержанием MgO. Учитывая изотопные Nd характеристики исследуемых образцов Хохольско-Репьёвского батолита и то, что породы батолита граничат с архейскими образованиями Курского блока, в качестве возможного контаминанта (при AFC) был взят состав ТТГ гнейса архейского обоянского комплекса Курского блока образец 7538 из работы (Щипанский и др., 2007).

Таблица 6.2. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) в выбранных образцах.

	Потуданский тип	Павловский тип	ТТГ Курского блока
Образец	8003/255	6423/100	7538
SiO ₂	49.05	61.23	70.67
TiO ₂	2.01	0.73	0.3
Al ₂ O ₃	14.09	14.68	14.93
Fe ₂ O ₃ (общ)	13.89	7.14	3.2
MnO	0.14	0.09	0.14
MgO	6.11	2.86	0.88
CaO	6.64	5.43	2.54

Na ₂ O	2.87	3.32	4.39
K ₂ O	3.27	3.28	2.84
P ₂ O ₅	0.84	0.34	0.1

Обсуждение результатов моделирования

Для состава образца 8003/255 потуданского типа при заданных условиях: постоянном давлении 3 кбар, фугитивности кислорода на уровне QFM, содержание воды до 1 %, расплав эволюционирует до гранодиоритового состава (SiO₂=64%) в поле субщелочного тренда. Конечное содержание воды в системе 4.3%. Ликвидусные температуры высокие - от 1229°C (табл. 6.3, рис. 6.3):

Таблица 6.3. Порядок кристаллизации минералов при разном содержании воды в магме потуданского типа в модуле MCS.

1% H ₂ O	4% H ₂ O
1224°C (Ol)	1187°C (Ol)
1124°C (Ol+Spinel+Cpx)	1127°C (Ol+Spinel)
1119°C (Cpx+ Spinel)	1052°C (Cpx+ Spinel)
1079°C (Cpx+ Spinel+Ap)	1022°C (Cpx+ Spinel+Ap)
1064°C (Cpx+ Spinel+Ap+Pl ₅₇)	902°C (Cpx+ Spinel+Ap+Pl ₆₇)
1029°C (Spinel+Ap+Pl ₄₇ +Opx)	882°C (Cpx+Spinel+Pl ₆₂)
924°C (Spinel+Ap+Pl ₂₇ +Opx+Fsp)	857°C (Spinel+Pl ₅₆ +Bt)
909–849°C(Cpx+Ap+Pl ₂₈ +Fsp+Rhm-Oxid)	

Здесь стоит отметить, что в достаточно сухих условиях (до 1% H₂O) для выбранного состава устойчивы парагенезисы с Opx в диапазоне температур 1020–900°C, т.е. та магматическая фаза, которую мы непосредственно наблюдаем. Однако, его отсутствие в наших реальных образцах говорит о том, что это неподходящие условия кристаллизации для потуданских кварцевых монцогаббро-диоритов.

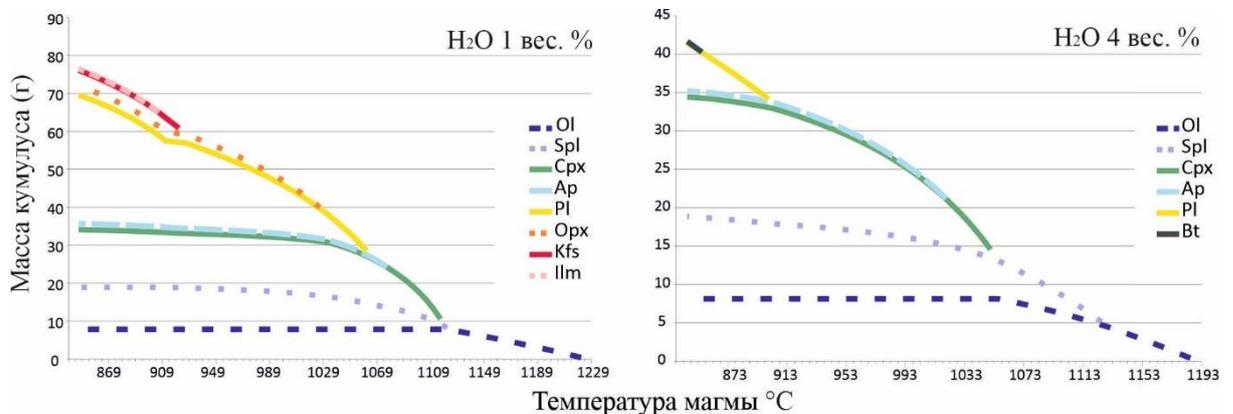


Рисунок 6.2. Порядок кристаллизации минералов при разном содержании воды в магме потуданского типа в модуле MCS.

При увеличении содержания воды до 4 % парагенезис с Орх сменяется парагенезисом с Vt (его появление при температуре около 900°C). Ликвидусные температуры снижаются на 20–40°C, эволюционный тренд сокращается до диоритового (монцонитового) состава ($\text{SiO}_2=58\%$), конечное содержание воды в системе 6.7%. Такие содержания Fe-Mg и K-Na составляющих в расплаве при высоких температурах еще позволяют кристаллизоваться сухим минеральным парагенезисам (Ol+Cpx), но при достижении температуры 900°C и накопления воды в системе до 4.5%, начинают кристаллизоваться водосодержащие минералы (Vt) и предполагается поздняя кристаллизация калиевого полевого шпата.

Также присутствуют парагенезисы с Ol в высокотемпературных условиях, однако, отсутствие пород, содержащих Ol, может объясняться его ранним фракционированием из расплава.

При моделировании состава 6423/100 монцодиорита павловского типа, в идентичных условиях, наблюдаем, что при содержании воды до 1 %, расплав эволюционирует до гранитного состава ($\text{SiO}_2=72\%$) в поле известково-щелочного тренда (рис. 6.4). Конечное содержание воды в системе 2.4 %. С увеличением начального содержания воды до 4 % характерно позднее появление плагиоклаза, остаточный расплав эволюционирует до гранодиоритового состава ($\text{SiO}_2=65\%$), конечное относительное содержание воды в системе увеличивается до 5.4%.

Для павловского типа магм характерны первые минеральные парагенезисы с Орх, в отличие от потуданского типа, где первым фракционирует Ol (табл. 6.4, рис. 6.4.). Ведущую роль в эволюции состава магмы здесь играет кристаллизация Pl и Cpx, более кислого Pl, что также подтверждается минералого-петрографическими наблюдениями.

Таблица 6.4. Порядок кристаллизации минералов при разном содержании воды в магме павловского типа в модуле MCS.

1% H ₂ O	4% H ₂ O
1149°C (Орх)	1082°C (Орх)
1099°C (Срх)	1017°C (Срх)
1074°C (Срх+Pl ₅₃)	972°C (Срх+ Spinel)
1004°C (Срх+Pl ₄₂ +Spinel)	912–847°C (Срх+Spinel +Pl ₅₆₋₄₄)
884°C (Срх+ Pl ₂₂ +Spinel+Fsp)	
879°C (Срх+ Pl ₂₂ +Spinel+Ap+ Fsp)	
854°C (Срх+ Pl ₂₂ +Spinel+Ap+ Fsp+Qtz)	

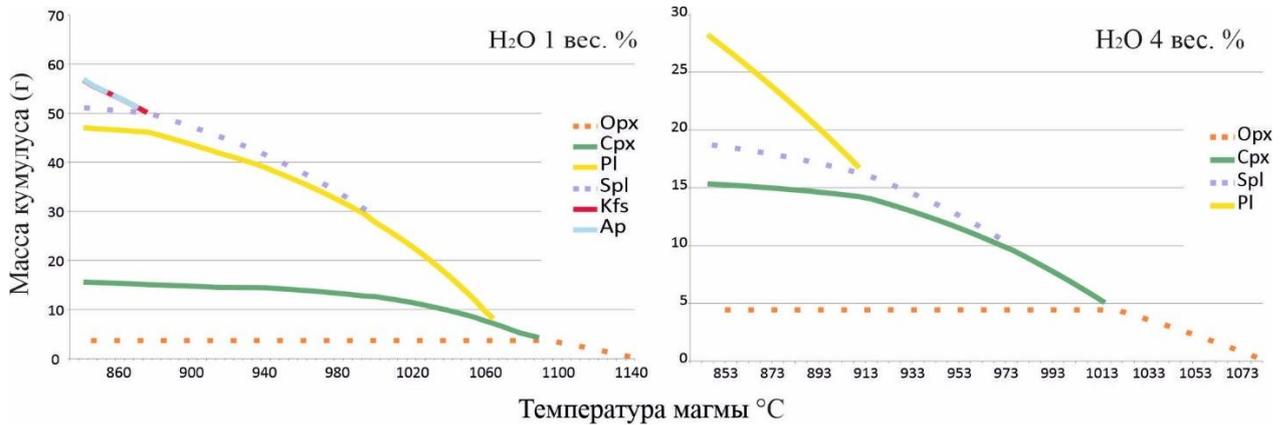


Рисунок 6.3. Порядок кристаллизации минералов при разном содержании воды в магме павловского типа в модуле MCS.

При расчете трендов для более кислых составов павловского типа с содержанием SiO_2 от 60 мас.% до 72 % в условиях равновесной кристаллизации (модуль Melts.excel) были получены следующие результаты: ликвидусная температура для всех составов оказалась на уровне 1000°C, а солидусная – близка к 700°C. Также характерно снижение T°C кристаллизации минералов при увеличении содержания H_2O .

Таблица 6.5. Порядок кристаллизации минералов при заданном содержании воды в магме павловского типа при равновесной кристаллизации.

3-4% H_2O
1040 – Spinel
1000 – Spinel+Pl ₆₄
900 – Pl ₄₇ +Cpx+ Spinel
840 – Pl ₃₉ +Cpx+ Spinel +Bt
820 – Pl ₃₅ +Cpx+ Spinel +Bt
750 – Pl ₃₄ + Spinel +Cpx+Qtz+Bt
710 – Pl ₃₅ + Kfs + Qtz+ Spinel + Cpx+ fluid+ Bt+Ap
700 (солидус)– Pl ₃₃ +Kfs+Qtz+Cpx+ Spinel +fluid +Bt

При данном составе не кристаллизуются ильменит и титанит, при моделировании эволюции расплавов более кислых составов они присутствуют.

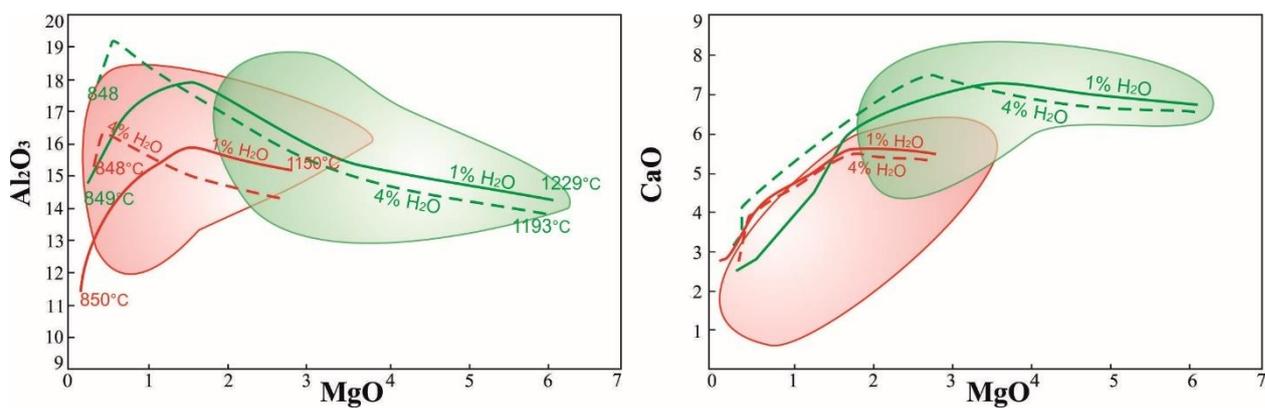


Рисунок 6.4. Эволюция павловского (красные линии) и потуданского (зеленые линии) составов в сухих и водных условиях, залитые поля-составы реальных образцов, цвет поля соответствует линиям (зеленый- составы потуданского типа, красный- павловского типа).

Проведенное моделирование подтверждает разные эволюционные тренды (известково-щелочной и субщелочной) при кристаллизации родоначальных расплавов в водных условиях, с присутствием H_2O от 2%.

При моделировании AFC-процесса существенного изменения в наклоне кривой тренда эволюции составов магмы потуданского типа не выявлено (рис. 6.6). Согласно экспериментальным данным по дегидратационному плавлению высокоглиноземистого тоналита и гранодиорита при давлении $P \leq 4$ кбар, $T > 900^\circ C$ и содержании $H_2O \leq 4\%$ (Patino Douce et al., 1997), контаминация горячих водонасыщенных магм потуданского типа в верхнекоровых условиях (3 кбар) будет происходить уже в условиях сильно дифференцированного состава ($SiO_2=60-63\%$), и никак не изменит переход эволюции составов из субщелочного тренда в известково-щелочной на ранних этапах. Заданные условия контаминации предполагают прогрев вмещающей породы до определенной температуры с образованием 10% анатектических выплавов и привноса их в магму. Для выплавления 10% ТТГ-гнейсов на уровне 3 кбар понадобилось прогреть вмещающую породу до $710^\circ C$, в это время температура магмы потуданского типа близка к солидусным ($750^\circ C$).

Таким образом, результаты моделирования показали, что контаминация расплава архейскими ТТГ-гнейсами в верхнекоровых условиях не повлияла на эволюцию составов потуданской и павловской магм из-за позднего и незначительного вовлечения материала гнейсов в расплав, а также подтверждает, что эволюция павловских гранитов из магмы потуданского типа – нереализуемый процесс.

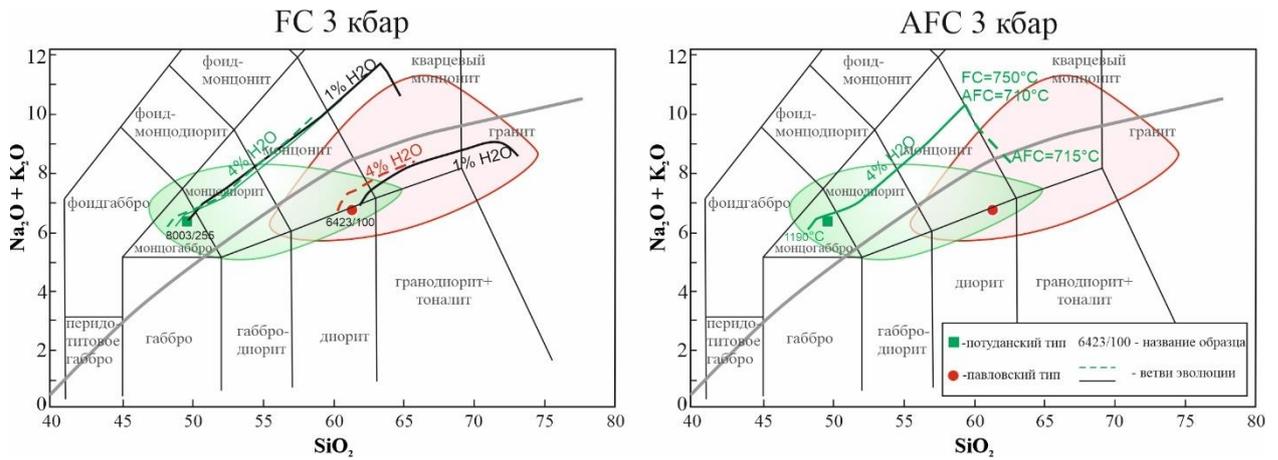


Рисунок 6.5. Модельные тренды эволюции павловской (красные линии) и потуданской магм (зеленые линии) в условиях FC (фракционной кристаллизации) при содержании $H_2O=1\%$ (черная линия) и 4% (пунктирные линии), и в условиях AFC (ассимиляция и фракционная кристаллизация).

6.2.3. Гибридный тип пород и признаки смешения магм в верхнекоровых условиях

Смешение контрастных по составу магм подтверждается находками гибридных пород, которые наследуют петрографо-минералогические признаки габброидов plutона Потудань и гранитоидов павловского комплекса. Кроме того, гибридные породы по химическому составу занимают промежуточное положение между составами изученных габброидов и гранитоидов.

Петрографические и минералогические признаки смешения основных и кислых магм на верхнекоровом уровне (до 15 км) следующие:

(1) Типичные кристаллы плагиоклаза из пород потуданского типа характеризуются высококальциевым ядром, окруженным более кислым плагиоклазом. Граница между двумя зонами резкая как проявлено под микроскопом, так и по изменению анортитового минала (рис. 4.18 а). Резкое изменение состава плагиоклаза от основного к кислому с последующим переуравновешиванием системы и фракционированием минеральной фазы, возможно, путем добавления кислого расплава к основному или наоборот (Janoušek et al., 2004).

(2) Ситовидные кристаллы плагиоклаза характерны для гибридных пород, спорадически они встречаются в габброидах потуданского типа. Их необычная зональность с резким падением кальциевости в мантийной части и таким же резким

повышением анортитового минала к краю свидетельствуют не только о добавлении кислого расплава в основной, но и о повторной порции габброидной магмы. Показано, что ситовидная структура плагиоклаза является следствием переохладения гибридной магмы (Hibbard, 1981; Vernon, 1990). Также и в нашем случае, породы, отнесенные к гибридным, имеют стартовые температуры кристаллизации более чем на 100°C ниже по сравнению с породами потуданского типа (табл. 6.1).

(3) Кварцевые и/или калишпатовые ойкокристаллы спорадически проявленные в породах потуданского типа и обильные в гибридных породах. Считается, что такие ойкокристаллы формируются после смешивания магм (Vernon, 1990; Baxter, 2002) при достижении термального равновесия между основным и кислым расплавами (Castro et al., 1991).

(4) Игольчатый апатит встречается в некоторых образцах габброидов Потуданского плутона и обилён в гибридных породах. Другая генерация апатита из габброидов характеризуется изометричной бочонкообразной формой. Экспериментально показано, что игольчатые кристаллы формируются в условиях переохладения и соответственно считаются косвенным доказательством смешения горячей основной и относительно холодной кислой магм (Hibbard et al., 1991).

(5) Дополнительными аргументами в пользу смешения можно считать наличие в гибридных породах шпировидных агрегатов биотита и амфибола, неравномернозернистые структуры основной массы, присутствие «дендровидного» Fe-Ti-оксида, сагенитовая структура биотита.

Поскольку гибридные породы составляют не более 5% керна скважин, вскрывших плутон Потудань и северные массивы потуданских пород, а минералогическо-петрографические признаки смешения установлены в габброидах спорадически, то, скорее всего, смешение с кислыми магмами павловского типа происходило в разных и небольших пропорциях. Малый объём гибридизации не смог затушевать другие процессы, например, дифференциацию, характер и направленность которой различны в габброидной и гранитоидной ветвях композитного Хохольско-Репьёвского батолита.

Наличие пород с признаками гибридизации даёт возможность предположить механизм смешения в разных пропорциях габброидной потуданской и гранитной павловской магм в верхнекоровых условиях. Существование двух типов магм и их смешение подтверждается петрографическими и геохимическими данными, близким возрастом внедрения, а также морфологией цирконов гибридных пород. О почти одновременном внедрении магм основного и кислого составов, а также гибридного происхождения части пород Хохольско-Репьёвского батолита свидетельствуют границы

между внутренними и внешними частями циркона (рис. 6.7). В одних случаях они четкие и секущие структуру внутренних частей, изредка имеют прерывистые яркие в катодолюминесцентном свечении оторочки, в других случаях зональность внутренних частей, если и срезается, то под острым углом, а границы трудно различимы.

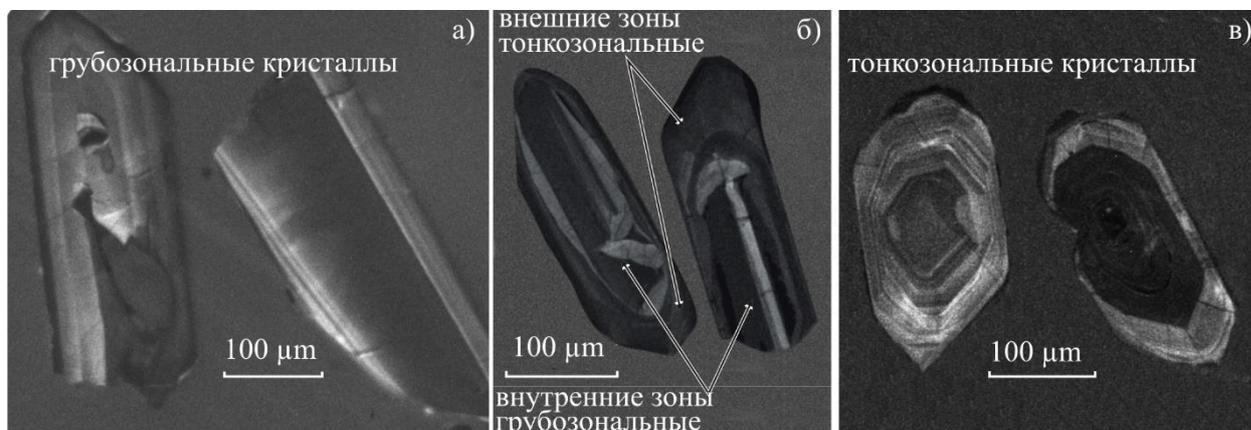


Рисунок 6.6. Микрофотографии зерен циркона из разных типов пород, выполненные в режиме катодолюминесценции: **а)** кварцевое монцогаббро потуданского типа, **б)** гибридный монцогранит, **в)** кварцевый монцодиорит павловского типа.

Характер границ свидетельствует как о непрерывном, так и дискретном росте циркона, и подтверждает близкое время протекания двух магматических процессов, один из которых – кристаллизация циркона с грубой зональностью в расплаве габброидного состава (рис. 5.1, 6.7а), а второй – дорастание циркона с тонкой зональностью после примешивания порции средне-кислого расплава (рис. 6.7б).

Согласно петрографическим наблюдениям, порядок кристаллизации магм потуданского типа следующий (от ранних к поздним):

- (1) Срх, Маg, Ар, Тtn₁ и сульфиды;
- (2) Zrn, Аmp, Вt, Pl₁ и Тtn₂;
- (3) Qtz, Kfs и Pl₂₋₃.

Сходный порядок кристаллизации установлен для гранитоидов павловского типа (Терентьев, Савко, 2017) и по нашим наблюдениям. Можно говорить о достаточно близких температурах начала кристаллизации минералов и близком давлении образования габброидов потуданского типа и наиболее меланократовых пород павловского типа.

Таким образом, минералого-петрографическое сходство пород потуданского и павловского типов, а также близость условий кристаллизации их магм свидетельствуют о потенциальной возможности гибридации. Единственным препятствием для смешения контрастных расплавов является различие их вязкости (Sparks, 1986; Oldenburg et al., 1989). Средняя расчетная вязкость при сухих и водонасыщенных условиях составляет 2.8 и 3.1 Па·с для потуданских габброидов и 6.8 и 5.5 Па·с для гранитоидов павловского типа.

Несмотря на большую разницу вязкости, высокие стартовые температуры более 1000 °С обоих типов магм, при условии низкой доли кристаллов в расплаве, нивелируют контрастность физических свойств расплавов (Laumonier et al., 2014).

Для подтверждения возможности гибридного происхождения пород была рассчитана модель смешения двух расплавов: «потуданского» и «павловского». За состав основной магмы потуданского типа был взят образец 7577/185 как наименее фракционированное габбро, а в качестве образца кислой павловской – образец 7770/196 кварцевого монцонита Хохольско-Репьёвского батолита (табл. 6.6).

Таблица 6.6. Результаты модельных расчетов.

	потуданский тип	павловский тип	M1	Г1	M2	Г2	M3	Г3
	7577 /185	7770 /196	79%/21%	6434 /102	41%/59%	8003 /295	6%/94%	6424 /67
SiO ₂	45.88	69.72	56.37	56.21	61.07	60.95	65.40	65.46
TiO ₂	1.83	0.40	1.38	0.73	0.95	0.92	0.55	0.70
Al ₂ O ₃	15.34	13.80	14.36	15.52	14.33	14.68	14.30	14.68
Fe ₂ O ₃	13.04	3.53	9.73	8.95	7.30	7.11	5.05	4.79
MnO	0.13	0.03	0.11	0.12	0.08	0.10	0.06	0.04
MgO	5.02	0.88	3.23	3.71	2.44	2.76	1.72	0.72
CaO	7.59	2.86	6.14	6.55	4.92	5.44	3.80	1.57
Na ₂ O	3.50	3.49	3.38	3.55	3.47	3.53	3.55	2.63
K ₂ O	3.15	4.24	3.22	3.19	3.76	3.37	4.25	7.74
P ₂ O ₅	1.80	0.13	0.86	0.29	0.56	0.33	0.29	0.24
P	7869	576	2263	1249	1757	1441	1291	1057
Ti	10952	2383	5471	4377	4349	5527	3316	4198
V	219	58	101	173	99	118	97	66
Cr	88	52	54	130	54	108	55	70
Co	11	0.00	5.82	25	4.17	11.00	2.66	6.62
Ni	31.2	10.00	17	22	15.21	34.00	13.32	7.68
Cu	49	3.00	16	28	10.76	10.00	5.84	12.60
Zn	157	44	68	79	60	73	52	45
Ga	28	15	16	25	18	19	19	23
Rb	80	81	54.49	135	75	118	94	177
Sr	1770	658	613	693	667	597	717	483
Y	21.3	2.95	16.92	20	20	11	22	23
Zr	66	60.00	132	162	134	231	137	296
Nb	20.7	4.33	15.48	13.50	19.00	9.15	22.23	27.90
Mo	1.21	<0.6	1.00	2.41	1.14	2.02	1.27	3.85
Sn	3	0.00	0.97	1.44	1.47		1.92	1.34
Cs	9	2.00	7.46	4.72	5.80	7.00	4.26	1.15
Ba	2150	572	1043	1100	1162	845	1271	2270
La	87.9	24	46	45	59	54	71	204
Ce	201	39	96	86	120	94	141	370
Pr	26	3.85	11.5	9.93	14.2	9.38	16.7	38

Nd	102	13	44	36	53	31	61	112
Sm	16.2	1.87	7.42	5.81	8.77	4.68	10.0	12.3
Eu	3.55	1.15	1.69	1.61	1.96	1.34	2.20	2.66
Gd	10.1	1.11	5.45	4.96	6.37	3.87	7.21	9.29
Tb	1.15	0.14	0.70	0.77	0.82	0.50	0.92	1.12
Dy	5	0.57	3.32	3.76	3.95	2.36	4.52	4.82
Ho	0.77	0.10	0.58	0.76	0.69	0.43	0.79	0.78
Er	1.98	0.25	1.54	2.18	1.85	0.96	2.14	2.54
Tm	0.23	0.04	0.20	0.24	0.25	0.14	0.30	0.25
Yb	1.35	0.22	1.19	1.88	1.51	0.80	1.80	1.55
Lu	0.16	0.03	0.17	0.28	0.22	0.15	0.26	0.22
Hf	3.32	2.47	4.06	4.98	5.30	5.35	6.45	11.6
Ta	1.16	0.20	0.81	0.68	1.07	0.33	1.31	1.36
Th	7.56	3.52	6.36	13.10	10.1	12.4	13.5	31.1
U	2.05	0.53	1.99	2.21	2.05	2.01	2.10	1.89

Примечание: М1,2,3 – расчетные модельные составы, которым соответствуют реальные образцы гибридных пород: Г1,2,3.

Смешение двух расплавов рассчитывалось с помощью уравнения:

$$C_{mix} = C_a f_a + C_b (1 - f_a),$$

где C_{mix} – концентрация элемента в смеси, C_a и C_b – концентрации элемента в двух расплавах, f_a – доля расплава a (потуданского) в смеси. Состав потуданской магмы-габбро ($SiO_2=45\%$), состав павловской – гранит (69%).

Расчеты показали, что при смешении 76–37% потуданского и 24–63% павловского расплавов образуются кварцевые монцодиориты и монцониты гибридного типа, а для образования состава гибридных гранодиоритов и гранитов доля потуданского расплава составляет 18–8%, а павловского 82–92% соответственно.

Реальные и смоделированные составы содержаний редких и редкоземельных элементов в образцах гибридного типа в целом совпали за исключением содержаний некоторых LILE (рис. 6.8).

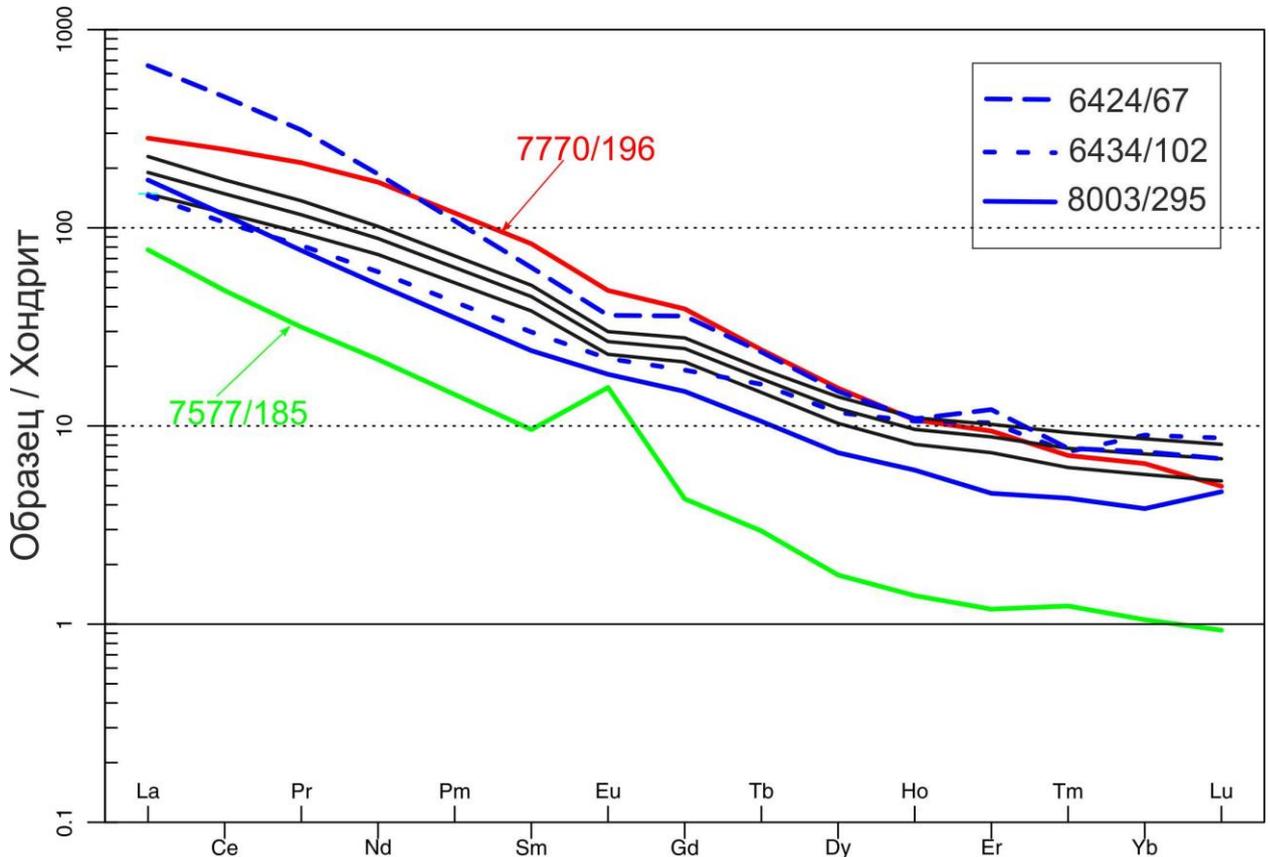


Рисунок 6.7. Сопоставление содержания редких элементов по (Boynston, 1984) в реальных и смоделированных образцах гибридного типа пород: зеленым-потуданский тип, красным-павловский, синим-гибридный тип, черным-модельные составы.

6.2.4. Геохимическая типизация

Если рассматривать потуданский тип пород как дифференцированную серию от кварцевого монцогаббро до гранодиорита, а павловский тип как дифференцированную серию от кварцевого монцодиорита до монцогранита, то для геохимической классификации можно применить общепринятую «алфавитную» классификацию гранитоидов, разработанную австралийскими геологами Б. Чапелом и А. Уайтом (Chappell, White, 1974) в 70-80-ых годах прошлого века. В зависимости от состава гранитоидов и характера источника их магм сейчас чаще всего выделяют 4 типа: I-, S-, M-, A-граниты.

Для гранитов M-типа (mantle), которые образуются из ювенильного материала или являются результатом дифференциации магм основного состава, характерно преобладание меланократовых разностей, отсутствие калиевого полевого шпата. Среди

меланократовых минералов преобладают кальциевые амфибол и клинопироксен. Широко развит биотит, но этот минерал является сквозным для всех типов гранитоидов и только в редких случаях имеет диагностическое значение (Туркина, 2014). Породы относятся преимущественно к известковой серии. Этот тип гранитоидов имеет слабо фракционированные спектры распределения РЗЭ.

Граниты S-типа (sedimentary) образуются при плавлении метаосадочных пород и являются сильно перглиноземистыми, характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (64–77%), относительно обеднены CaO , Na_2O , K_2O , Sr , но имеют высокие содержания Rb . Это наиболее лейкократовые представители гранитоидного семейства. Характерным отличием является присутствие глиноземистых минералов – мусковита, граната, редко кордиерита.

Граниты I-типа (igneous) формируются из метамагматических, преимущественно мафических источников. Представлены широким спектром пород по кремнекислотности (56–77%), являются метаглиноземистыми, имеют схожие характеристики фракционирования мультиэлементных спектров с S-гранитами, только для них характерны низкие содержания Rb и более высокие Sr . По классификации Б.Барбарина (Barbarin, 1999) подразделяются на два подтипа: низко- и высококалиевые, для вторых характерно преобладание калиевого полевого шпата. Типоморфным темноцветным минералом служит роговая обманка, а аксессуарными – магнетит, титанит, ортит.

Граниты A-типа (alkaline, anhydrous, anorogenic) по своему структурному положению (Loiselle, Wones, 1979) образуются после орогенических событий и редко деформированы. По петрохимическим характеристикам являются субщелочными и щелочными, железистыми, метаглиноземистыми, для них характерно обогащение высоkozарядными и редкоземельными элементами в сочетании с низкими концентрациями Sr , P , Ti , что определяет резкие минимумы на мультиэлементных спектрах. Граниты A-типа обычно содержат безводные высокотемпературные фазы, такие как пироксен и фаялит, и кристаллизующиеся последними высокожелезистый биотит, щелочной амфибол.

Геохимическая типизация гранитоидов павловского и потуданского типов в рамках «алфавитной» классификации не вполне однозначна. На дискриминационных диаграммах (Whalen et al., 1987) точки составов легли в поля нефракционированных гранитов I-, S- и M-типов, а также в поле A-типа (рис. 6.9).

Граниты S-типа являются перглиноземистыми ($A/\text{CNK} > 1.1$), содержат глиноземистые минералы, такие как мусковит, кордиерит или гранат, в цирконах присутствуют унаследованные ядра, для M-типа характерна характерна толеитовая

геохимия с обедненными спектрами распределения РЗЭ и положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, что не характерно для изученных гранитоидов и опровергает их принадлежность к S- и M-типу.

Павловские и потуданские гранитоиды являются метаглиноземистыми, известково-щелочным и субщелочным, для них характерно обогащение высокозарядными катионами и легкими литофильными элементами (Rb, Ba, La, Th, U, Nb, Ta), содержат высокотемпературные безводные фазы (Срх), что сближает их с гранитами I- и A-типов.

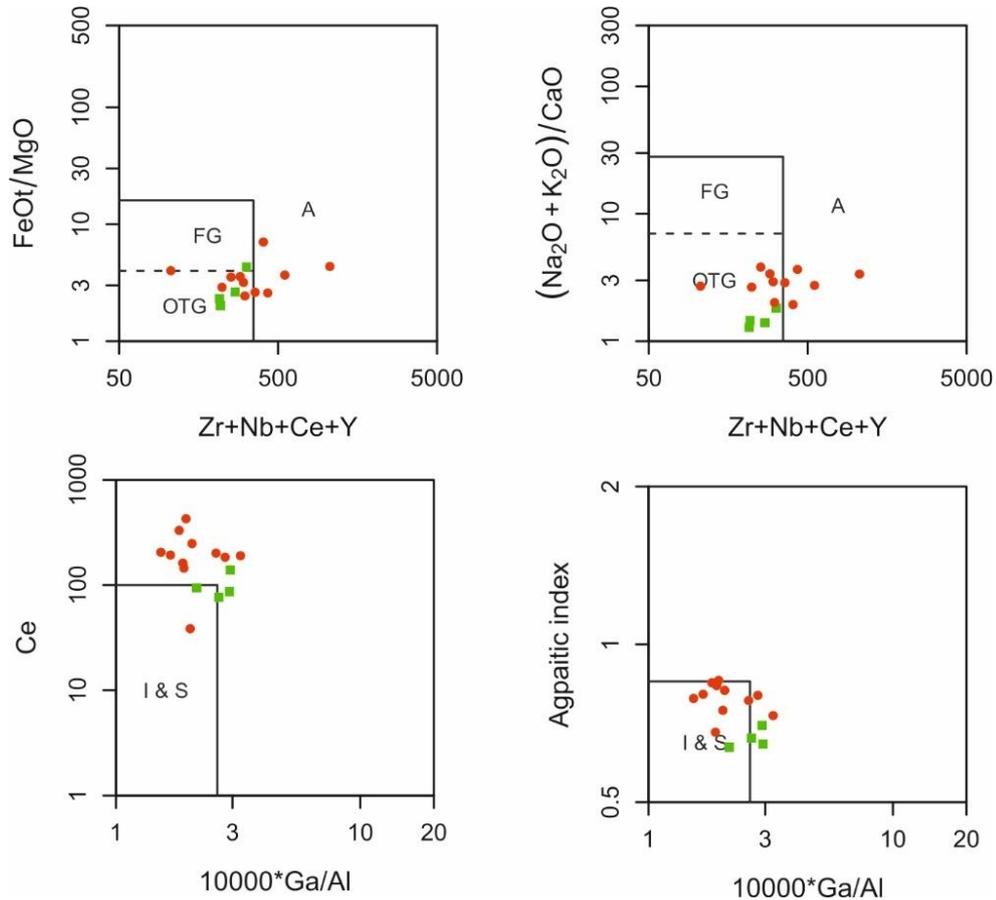


Рисунок 6.8. Дискриминантные диаграммы по (Whalen et al., 1987) с фигуративными точками составов гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита: зеленым цветом - потуданские, красным – павловские, вынесены составы с $SiO_2 = 62-72\%$.

Судя по отношениям $Sr/Y > 20$, $Nb/Y > 0.4$, $Ta/Yb > 0.3$, $La/Yb > 10$, $Gd/Yb > 2$, $Sm/Yb > 2.5$ (Whalen, Hildebrant, 2019), породы павловского и потуданского типов могут быть производными магматической активности, спровоцированной отрывом слэба (рис. 10). Эти критерии позволяют различить породы геохимически сходные с доколлизийными обстановками магматизма вулканических дуг и постколлизийным отрывом слэба. Кроме того, значения $Nb+Y > 60$ и $Ta+Yb > 6$, позволяют отличить A-

граниты от других постколлизийных пород. Во всяком случае из указанных дискриминационных диаграмм следует, что рассматриваемые нами породы скорее всего не связаны с плюмовым источником.

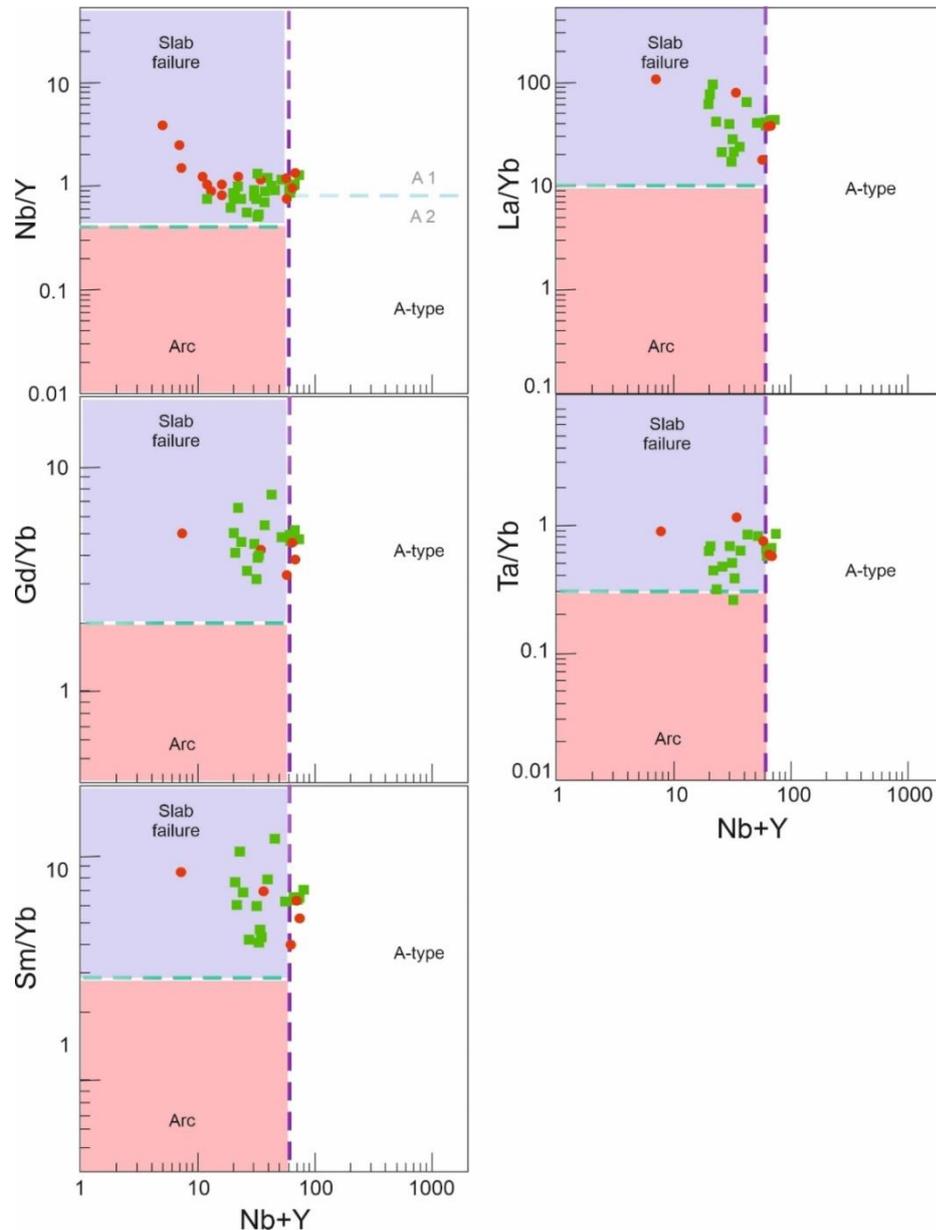


Рисунок 6.9. Дискриминационные диаграммы, отделяющие магматизм обстановок доколлизийных дуг от магматизма постколлизийного отрыва слэба и внутрилитных А-гранитов по (Whalen, Hildebrandt, 2019) с фигуративными точками составов гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита: зеленым цветом - потуданские, красным – павловские.

От типичных А-гранитов все рассматриваемые породы отличаются отсутствием железистых темноцветных минералов, а также более водными условиями магмообразования в отличие от сухих магм А-гранитов. Другой отличительной особенностью является то, что потуданские гранитоиды дифференцированы от субщелочной преимущественно железистой к известково-щелочной, магнезиальной серии

(менее железистый тренд характерен для потуданских гранитоидов из северных массивов). Противоположная картина наблюдается для павловских гранитоидов, здесь очевидные тренды от известково-щелочной серии к субщелочной, от магнезиальной (и даже высокомагнезиальной), и только в поздних (70–75% SiO₂) дериватах, к железистой.

Б. Фрост с соавторами (Frost et al., 2001) попытались обосновать связь классификационных индексов с генетическими особенностями железисто-щелочных гранитоидов. На индекс железистости влияет характер дифференциации. Кристаллизация безводных силикатов может привести к росту железистости расплава, тогда как ранняя кристаллизация магнетита понижает ее. Отсюда следует, что железистые расплавы могут быть производными восстановленных базитовых источников. Наоборот, магнезиальные гранитоиды связаны с магмами, для которых характерны более высокое содержание воды и окислительный потенциал. Рост железистости, который проявлен в образцах с повышенной кремнекислотностью вероятно связан с составом коровых выплавов.

6.4. Условия генерации магм и магматические источники

6.4.1. Условия генерации магм

Как было упомянуто в предыдущих разделах, для пород потуданского и павловского типов установлен сходный порядок кристаллизации.

Согласно петрографическим наблюдениям, на ранней стадии (1) кристаллизуются Crx, Mag, Ap, Ttn₁ и сульфиды. Это подтверждается и геохимическими характеристиками пород. На бинарных диаграммах (рис. 4.22) прослеживается возрастание CaO при слабом увеличении концентрации Al₂O₃ по мере снижения содержания MgO, а также отрицательная корреляция Ni и Cr с SiO₂, что обусловлено фракционированием клинопироксена на ранней стадии кристаллизационной дифференциации родоначального расплава. Четкая отрицательная корреляция между TiO₂, Fe₂O₃, и уменьшение содержания TiO₂ со снижением концентраций MgO предполагает фракционирование Fe–Ti оксидов на этой стадии.

Кристаллизация Zrn, Amp, Vt, Pl₁ и Ttn₂ на следующей стадии (2) подтверждается полученными оценками температур кристаллизации циркона (800–612°C). В магмах он является субсолидусной фазой и кристаллизуется после высокотемпературного апатита.

Близкие постоянные значения K_2O и Na_2O в потуданских породах может отражать фракционирование амфиболов на этой стадии. Это подтверждают и полученные субсолидусные температуры по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру ($851-713^{\circ}C$). Кристаллизация плаггиоклаза обусловила слабую отрицательную европиевую аномалию. Плаггиоклаз является основным минералом, накапливающим Eu^{2+} (рис. 4.23).

Заключительная стадия (3) характеризует кристаллизацию Qtz, Kfs и Pl₂₋₃, что подтверждается обогащением LILE элементами, такими как Ba, Sr, Rb в породах потуданского и павловского типов.

Обогащенные спектры LILE и LREE характерны для контаминации расплава коровым веществом. Контаминация павловских гранитоидов материалом коры подтверждается как обнаружением ксенолитов амфиболитов донской серии в гранитоидах, так и присутствием древних ядер цирконов с возрастом ~ 2.8 млрд лет (Terentiev et al., 2020). Но, несмотря на указанные свидетельства контаминации коровым веществом павловских гранитоидов, этот процесс в геохимических характеристиках пород для обоих комплексов не проявлен однозначно.

В сравнении с мантийными базитовыми породами, компоненты земной коры обычно характеризуются низкими содержаниями Nb/Ta, Nb/La, Sm/Nd, и высокими La/Sm, Th/La, Th/Nb (например, Foland et al., 1993; Fowler, 1988; Wang et al., 2014). Каких-либо отчетливых корреляций между этими элементами с mg# (рис. 6.10) изученных пород не выявлено. Однако стоит отметить высокие содержания отношений La/Sm (4–12), Th/Ta (2–20) в породах обоих нами изученных комплексов. Учитывая, что Th/Ta = 2.1 в примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989), можно предполагать контаминацию коровым веществом, и как следствие увеличение Th/Ta отношения.

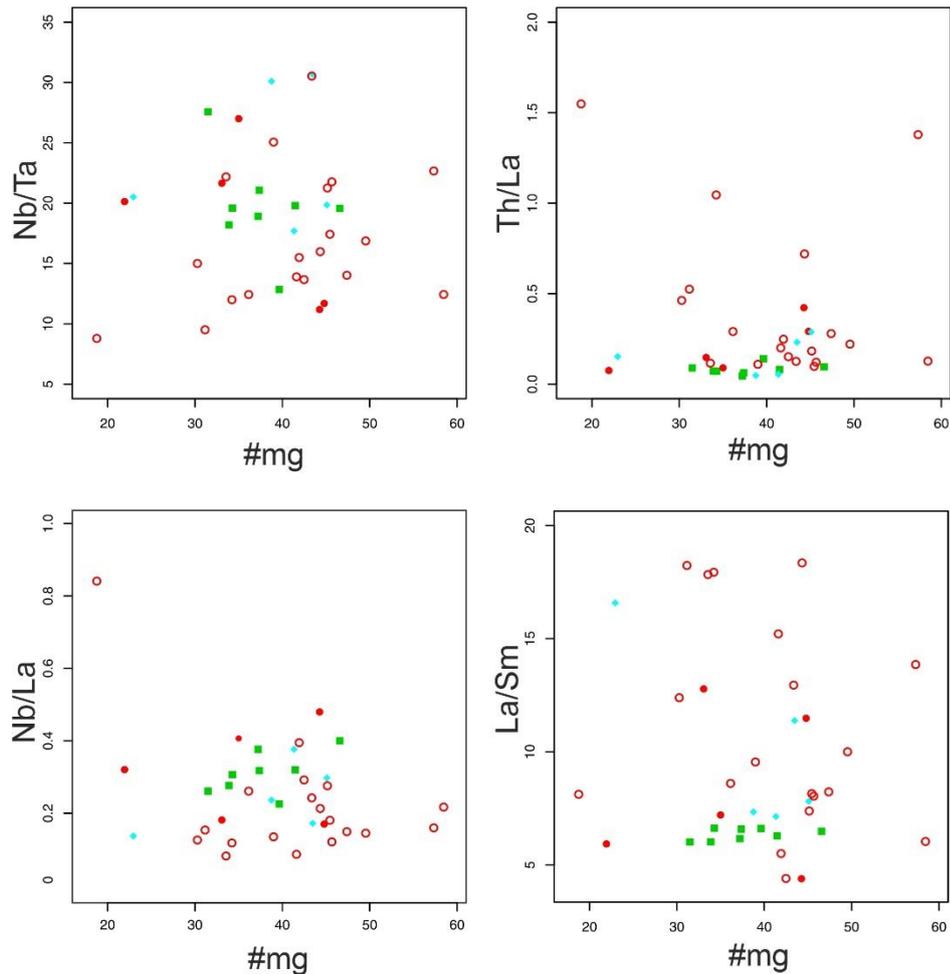


Рисунок 6.10. Бинарные диаграммы индикаторных отношений редких элементов к магниальности породы. Зеленые – потуданский тип, красные – павловский тип (залитые – Хохольско-Репьевский батолит, незалитые – Павловский батолит (Terentiev et al., 2020)), синие – гибридный тип.

Отдельного внимания заслуживают достаточно высокие значения Nb/Ta для потуданских пород (Nb/Ta = 13–21, что близко к хондритовым значениям), и широкие его вариации для павловских (Nb/Ta = 9–27, при том, что в коровых породах это отношение составляет 12–13, в астеносфере – 14–16, Pfänder et al., 2007).

Умеренные и постоянные содержания Th и Pb, низкое значение Th/Yb отношения (2.56–3.92), отсутствие значимой положительной Zr аномалии на спайдер-диаграммах для габброидов плутона Потудань и основных и средних дифференциатов павловских магм (рис. 4.23) выступают против значительной контаминации коровым веществом, что нельзя сказать о гибридных породах и кислых дифференциатах павловских магм, у которых эти показатели выше (Th/Yb = 7–128, Терентьев, Савко, 2017).

Следует отметить присутствие отрицательных аномалий Nb-Ta-Ti, появление которых характерно для пород, сформировавшихся в субдукционных обстановках

(Kelemen et al., 2003) или из литосферной метасоматизированной мантии, сформированной под воздействием субдукционных процессов предшествующих этапов.

6.4.2. Источники магм

Связь источника магм с предшествующей субдукцией подтверждается высокими отношениями $\text{Th/Yb} - \text{Ta/Yb}$ (рис. 6.12), что характерно для всех магматических комплексов соседних террейнов во временном интервале 2080–2050 млн лет. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (Pearce, 1984) составы пород павловского и потуданского типов попадают в область постколлизийных гранитоидов и поля вулканических дуг, что характерно для пород, образующихся в обстановках растяжения и тесно ассоциирующих в пространстве или во времени с конвергентными окраинами, в зависимости от природы источника. (рис. 6.13).

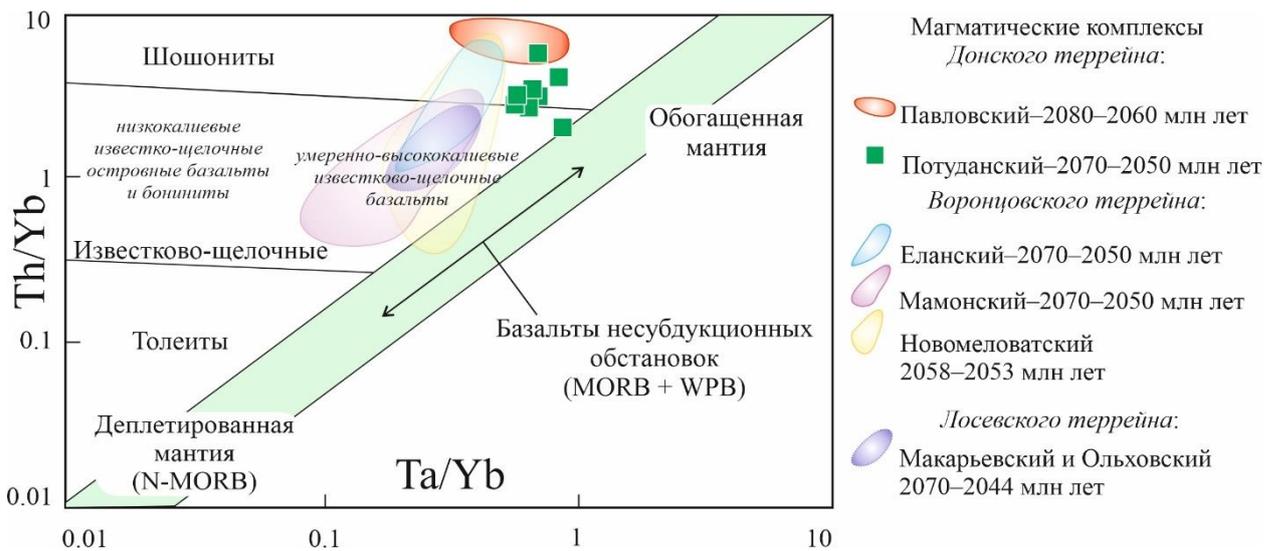


Рисунок 6.11 Дискриминантная диаграмма $\text{Th/Yb}-\text{Ta/Yb}$ по (Pearce, 1983), разделяющая мантийные источники, связанные и не связанные с субдукцией. На диаграмму вынесены значения для пород с SiO_2 менее 60 %.

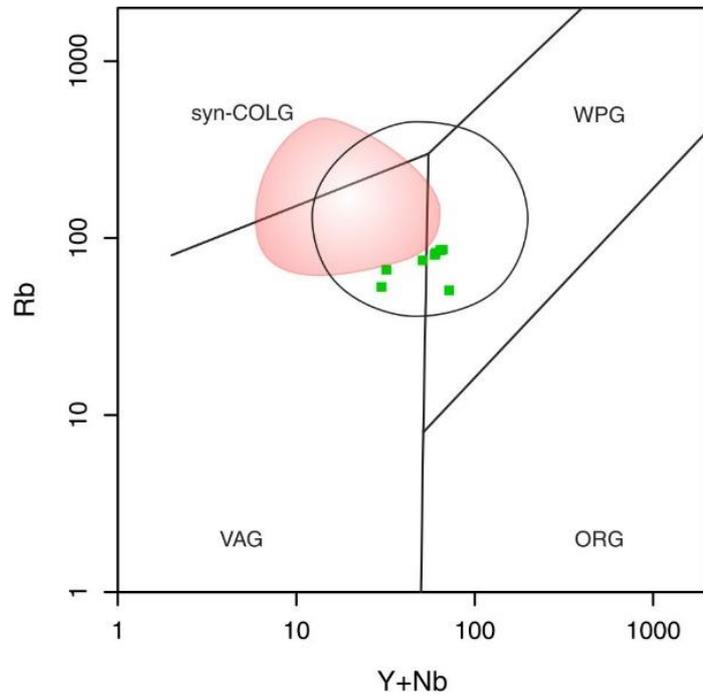


Рисунок 6.12. Дискриминантная диаграмма Дж. Пирса (Pearce, 1984) с фигуративными точками составов пород Хохольско-Репьёвского батолита: зеленые квадраты – потуданский тип, красное поле – павловский тип.

Отрицательные аномалии Nb, Ti, P как в породах потуданского типа, так и в павловских гранитоидах Хохольско-Репьёвского батолита с одной стороны, и обогащенность LILE и LREE с другой, характерно для субдукционных обстановок (Pearce et al., 1984). Невысокие значения Y/Nb (0.7–2.1) и Yb/Ta (1.2–3.7), напротив, свидетельствуют о том, что магмы выплавлялись из мантии с OIB геохимическими характеристиками (Ебу, 2006). Породы плутона Потудань имеют локальное распространение, и по геохимии они далеки от среднего состава базальта океанических островов (OIB), что ставит под сомнение связь исследуемых пород с плюмовым магматизмом (рис. 6.14).

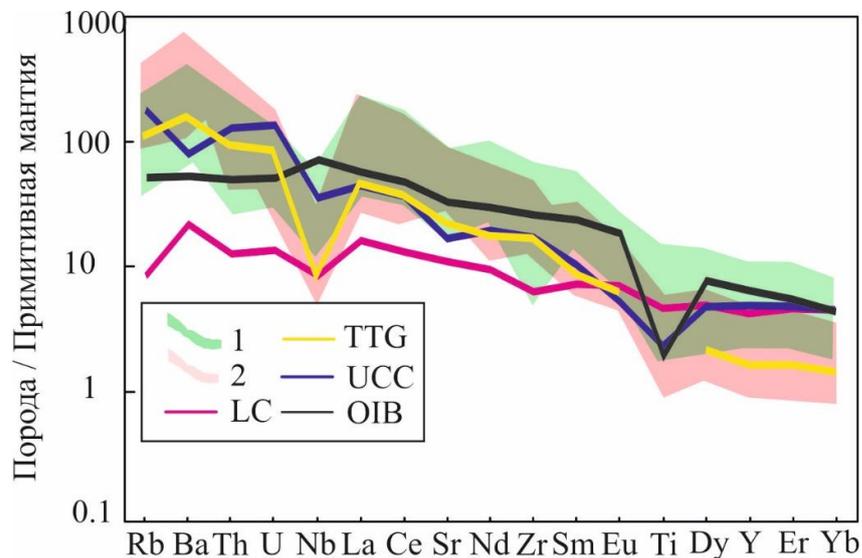


Рисунок 6.13. Спектры распределения редких и рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии: 1 – потуданский тип, 2 – павловский тип, LC – нижняя кора, UCC – верхняя континентальная кора, TTG – архейские TTG Курского блока, OIB – базальты океанических островов.

Возможность участия глубинного источника в образовании пород потуданского и павловского типов подтверждают высокие отношения Sr/Y, (La/Yb)_n, (Dy/Yb)_n, что указывает на образование исходного расплава из источника с гранатом в рестите. Отсутствие или слабые Eu аномалии можно рассматривать как индикатор генерации первичной магмы ниже поля стабильности плагиоклаза.

В пользу образования материнских мафических магм/субстратов потуданских пород из обогащенного мантийного источника свидетельствуют высокие концентрации некогерентных элементов, особенно Ba (до 3060г/т) и низкие значения изотопного состава пород ϵ_{Nd} (–3.7) и цирконов ϵ_{Hf} (от –4.3 до –10.3) (рис. 5.4, рис. 5.5).

На прямую связь с образованием непосредственно из мантийного источника указывают высокие температуры ликвидуса минералов (>1000°C), присутствие фаз с низкой кремнекислотностью (50–55%) и высокими содержаниями фемических компонентов ($FeO_{общ}+MgO = 20–7\%$) с обогащением TiO_2 и P_2O_5 .

Таким образом, представленные геохимические характеристики скорее предполагают гетерогенность их источника с большим вкладом мантийного компонента. Выраженная в породах потуданского и павловского комплексов двойственность: с одной стороны обогащенность мантийными компонентами (MgO, Cr, Ni, Nb и пр.), с другой – сильное обогащение LILE и LREE являются характерной особенностью постколлизийного магматизма (Liegeois, 1998). Для постколлизийного магматизма, которому предшествовали обстановки активной окраины и коллизии, характерно: 1) внедрение значительных объёмов известково-щелочных, преимущественно высококалиевых пород, 2) магматизм приурочен к шовным зонам, 3) магматические источники могут образовываться в результате предшествующих процессов субдукции и коллизии, с вовлечение корового материала или литосферной/астеносферной мантии.

Подобную связь с обогащенной литосферной мантией обнаруживают палеопротерозойские породы на юго-западе Сибирского кратона. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцодиориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнекитойского массивов Шарыжалгайского выступа образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ba и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав циркона и

меланократовых гранитоидов Тойсукского (ϵ_{Hf} от -6.0 до -10.7 и ϵ_{Nd} от -5.3 до -10.2) и Нижнекитойского (ϵ_{Hf} от -5.0 до -8.1 и ϵ_{Nd} -4.0 и -5.1) массивов свидетельствует в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неархейских субдукционных процессов на рубеже 2.7 млрд лет назад (Туркина, Капитонов, 2019).

Проявление неархейского внутриплитного магматизма в Курском блоке представлено вулканоплутонической ассоциацией высококалиевых А-типа гранитов-риолитов и подстилающих их базитов возрастом 2.7–2.6 млрд лет (Savko et al., 2019). Цирконы из этих гранитов и риолитов характеризуются низкими значениями ϵ_{Hf} от $+0.4$ до -8.9 и модельным палеоархейским возрастом $t_{\text{Hf}}^{(C)}=3.0\text{--}3.6$ млрд лет, данные по базитам неизвестны. Внутриплитному магматизму предшествовало объединение палеоархейского и мезоархейского сегментов с образованием неархейского террейна (Курского блока) на рубеже 2.8 млрд лет назад (Savko et al., 2021). Этот этап также знаменуется пиком гранулитового метаморфизма (Савко и др., 2010), широко проявленного во всех породах Курского блока.

Находки цирконов с древними ядрами ~ 2.8 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2017; Terentiev et al., 2020) только в некоторых массивах павловского комплекса говорит о возможной контаминации архейской корой, неравномерно распространённой в Донском террейне (Минц и др., 2017). Изотопный состав Nd гранитоидов павловского комплекса по сравнению с вмещающими архейскими породами обоянского комплекса (ϵ_{Nd} до -8 , Щипанский и др., 2007; Savko et al., 2020) более радиогенный, что еще раз указывает на невозможность образования этих гранитоидов только в результате плавления пород древнее на 1 млрд лет. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от $+0.2$ до -4.2 гранитов ранней фазы павловского комплекса указывают на возможное участие в качестве источников вещества ювенильной палеопротерозойской континентальной коры ВДО. Магматические и осадочные породы смежных террейнов западной части ВДО образовались из истощенного и метасоматизированного мантийного и ювенильного корового источников с $\epsilon_{\text{Nd}}(t=2.18\text{--}2.05$ млрд лет) в диапазоне от $+1.8$ до $+6.0$ (Щипанский и др., 2007; Савко и др., 2014; Terentiev et al., 2017), которые контрастно отличаются от данных по павловским гранитоидам и ассоциирующим породам потуданского типа.

Таким образом, связь палеопротерозойского этапа образования магматических комплексов Донского террейна Волго-Донского орогена с коллизией архейских блоков земной коры определила их изотопный и редкоэлементный состав. Имеющиеся данные показывают, что большинство пород потуданского и павловского типов характеризуются высокими содержаниями Ba, Sr, низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, модельным возрастом

гранитоидов $t_{Nd(DM)} \geq 2.5$ млрд лет что, вероятно, отражает вклад обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. В пользу выплавления/дифференциации из мантийного источника говорят повышенные содержания феррических компонентов наравне с низкими содержаниями SiO_2 пород и высокие ликвидусные температуры кристаллизации минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В пределах Донского террейна Волго-Донского орогена в период 2050–2080 млн лет назад проявлен известко-щелочной–субщелочной постколлизийный магматизм, представленный субщелочными железистыми породами потуданского типа, распространенными локально среди обширных масс известково-щелочных, субщелочных магнезиальных гранитоидов павловского типа. Время кристаллизации для кварцевых монцогаббродиоритов потуданского типа определено как 2056–2067 млн лет, для гранитоидов павловского типа Хохольско-Репьёвского батолита - 2067–2068 млн лет.

2. Ранее относимые к павловскому комплексу породы потуданского типа резко отличаются от павловского геохимического типа (собственно Павловского батолита) по ассоциации пород и их количественным соотношениям. Эти отличия также фиксируются при анализе геохимических особенностей пород. Указанное делает целесообразным не только выделение их как отдельный тип, а рассматривать как самостоятельный магматический комплекс. При этом гранитоиды павловского типа в пределах Хохольско-Репьёвского батолита соответствуют по всем критериям аналогичным породам Павловского батолита и тем самым подтверждают их отнесение к павловскому комплексу. Редкие породы гибридного типа являются результатом смешения магм павловского и потуданского типов в верхнекоровых условиях.

3. По данным минеральной термобарометрии начальные температуры кристаллизации магм потуданского типа 1150–1000 °С, а породы павловского типа кристаллизовались при 980–900 °С на той же глубине около 9 км (2.5–3.2 кбар). Содержание воды в магмах колеблется от 5 до 6 вес.% для потуданских и от 5 до 8 вес.% для павловских.

4. Окислительно-восстановительный потенциал в магмах потуданского типа оценивается на уровне буферов NNO–QFM, что отвечает более восстановительным условиям, по сравнению с магмой павловского типа и ряда северных массивов потуданского типа. Смена окислительно-восстановительных условий (за счет повышения фугитивности кислорода и содержания воды) в процессе формирования павловских пород привела к смене ильменита магнетитом и его преобладанию, в отличие от потуданских пород, в которых преобладают ильменит и титаномагнетит.

5. Павловские и потуданские породы являются метаглиноземистыми, повышенной щелочности и обогащенные LREE, содержат высокотемпературные безводные фазы (клинопироксен), а также амфибол и биотит, что сближает их с гранитами I- и A-типов.

Геохимические и изотопно-геохимические особенности потуданских кварцевых монцогаббро–монцодиоритов и павловских гранитоидов свидетельствует о вовлечении в их петрогенезис обогащенной литосферной мантии.

Возраст, условия кристаллизации, геохимические и петрографические особенности потуданских кварцевых монцогаббро–монцодиоритов и павловских гранитоидов близки, что свидетельствует скорее о едином мантийном источнике. Изотопно-геохимические различия пород свидетельствуют о вовлечении в генезис магм павловского типа разновозрастных протолитов, преимущественно ювенильных коровых, что подтверждают более высокие значения ϵ_{Nd} .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*Опубликованная литература*

1. Бердников, М. Д. Раннедокембрийский гранитоидный комплекс юго-востока ВКМ / М. Д. Бердников, С. П. Молотков // Вопросы геологии и металлогении докембрия ВКМ. – Воронеж, 1977. – С. 14–20.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-37. Воронеж, М-37. – СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ. – 2011.
3. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-37. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005.
4. Донская, Т.В. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия / Т.В. Донская, Е.Б. Сальникова, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, Н.Г. Бережная // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 382. – № 5. – С. 663–667.
5. Донская, Т.В. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона / Д.П. Гладкочуб, В.П. Ковач, А.М. Мазукабзов // Петрология. – 2005. – Т. 13. – № 3. – С. 253–279.
6. Донская, Т.В. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон / Т.В. Донская, Е.В. Бибилова, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.Б. Баянова, А.Н. Диденко, А.А. Бухаров, Т.И. Кирилова // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 5. – С.452–479.
7. Египко, О. И. Некоторые минералогические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива: дисс. ... канд. геол.-минерал. наук / О. И. Египко. – Воронеж, 1971. – 367 с.
8. Егорова, Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники: автореф...канд. геол.- минерал. Наук / Ю.С. Егорова. – СПб., 2014. – 22 с.
9. 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.

10. Крестин, Е.М. Вулканизм нижнего протерозоя Курско-Воронежского кристаллического массива / Е.М. Крестин // Вулканизм докембрия (материалы 113 Второго Всесоюзного палеовулканического симпозиума). – Петрозаводск, 1976. – С. 111–118.
11. Крестин, Е.М. Вулканогенные формации и ассоциирующие оруденения докембрия Курско-Воронежского кристаллического массива / Е.М. Крестин // Глобальные палеовулканические реконструкции. – Новосибирск, 1979. – С. 66–71.
12. 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, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 242–265.
13. 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.
14. Лебедев, И.П. Структурно-геологические особенности воронцовской серии Воронежского кристаллического массива / И.П. Лебедев, С.П. Молотков, И.И. Кривцов, В.И. Лосицкий // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 1999. – № 7. – С. 25–30.
15. Лодочников, В.Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы / В.Н. Лодочников // Изд. Геол. ком. – 1927.– № 69. – 124с.
16. Лучицкий, В.И. Петрография / В.И. Лучицкий. – М.: Госгеолтехиздат, 1949. – Том 2. – 1949. – 466 с.
17. Минц, М. В. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры / М.В. Минц, В. Н. Глазнев, О. М. Муравина // Вестник ВГУ. Серия. Геология. – 2017. – № 4, С. 5–23.
18. 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.
19. Ножкин, А.Д. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb-геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные / А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Т.Б. Баянова // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 428. – № 3. – С. 386–391.

20. Одокий, А. А. Некоторые данные по докембрию юго-восточной части Воронежской области / А. А. Одокий // Тезисы межобластного геологического совещания по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО, Воронеж, 1962. – С.103– 106.
21. Петров, Б.М. Корреляционная схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива / Б.М. Петров, Н.М. Чернышев // МПР РФ. – Центрgeo. – 1998.
22. Розен, О.М. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры /О.М. Розен, В.С. Федоровский. – М.: Научный мир. – 2001. – 188 с.
23. Савко, К.А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) / К.А. Савко // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1990. – № 11. – С. 79–87.
24. Савко, К.А. Петрология ксенолитов метапелитов в постметаморфических габброноритах и диоритах востока ВКМ / К.А. Савко // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. – № 10. – С. 61–73.
25. Савко, К.А. Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ / К.А. Савко // Геология и геофизика. – 1994а. – № 3. – С. 50–59.
26. Савко, К.А. Силлиманит-мусковитовая зона в метаморфическом комплексе воронцовской серии ВКМ / К.А. Савко // Геология и геофизика. – 1994б. – № 6. – С. 73–86.
27. Савко, К.А. Цинковый ставролит в высокометаморфизованных гнейсах Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко // Вестник. Воронежского ун-та. Сер. геол. – 1997. – № 3. – С. 76–84.
28. Савко, К.А. Петрохимия габбродолеритов восточной части Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко, В.Л. Бочаров // Известия вузов. Геология и разведка. 1988. – № 7. – С. 42–51.
29. Савко, К.А. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива/ К.А. Савко, Ю.В. Герасимов // Труды НИИГ Воронежского ун-та. – Воронеж. – 2002. – Вып. 8. – 131 с.
30. Савко, К.А. Петрология форстерит-клиногумитовых мраморов Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко, В.Ю. Скрыбин // Геология и геофизика. –1999. – Т. 40. – №4. – С. 592–605.
31. Савко, К.А. Зональный метаморфизм и петрология метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив / К.А. Савко, Т.Н. Полякова // Петрология. –2001. – Т. 9. – № 6. – С. 593–611.

32. Савко, К.А. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива / К.А. Савко, Ю.В. Герасимов // Труды НИИ Геологии ВГУ. – Воронеж: ВГУ, 2002. – 131 с.
33. Савко, К.А. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неоархейской 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.
34. Савко, К.А. Геохронология и вещественный состав габбродиорит-тоналитовых и гранодиорит-гранитных пород Таловской интрузии (Воронежский кристаллический массив) / К.А. Савко, В.Ю. Скрябин // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. – 2012. – № 2. – С. 95–104.
35. Савко, К.А. Архейская тоналит-грандиорит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита / К.А. Савко, А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов, А.Н. Ларионов, Е.Х. Кориш, Н.С. Базиков // ДАН. – 2018. – Т. 478. – № 3. – С. 335–341.
36. Тарков, А.П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным / А.П. Тарков. – М.: Недра, 1974. – 171 с.
37. Терентьев, Р.А. Метавулканы лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) / Р.А. Терентьев // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2002. – № 1. – С. 150–160.
38. Терентьев, Р.А. Габбродиорит-тоналит-грандиоритовая и монцодиорит-кварцдиоритовая ассоциации макарьевских интрузивов (Воронежский кристаллический массив) / Р.А. Терентьев // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2014а. – № 1. – С. 62–72.
39. Терентьев, Р. А. Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика / Р. А. Терентьев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014б. – Т. 22. – № 2. – С. 7–31
40. Терентьев, Р.А. Возраст детритовых цирконов из метапелитов Воронцовской серии Воронежского кристаллического массива / Р.А. Терентьев // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. VI Российская конференция по изотопной геохронологии. – 2015. – С. 295–297.
41. Терентьев, Р. А. Геохимия цирконов из метаплагиориолитов и трондьемитов Лосевской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива/Р. А. Терентьев, К. А. Савко//Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. -2015. -№ 2. -С.53-62.

42. Терентьев, Р.А. Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро–гранитные серии в палеопротерозое восточной Сарматии: геохимия и условия формирования / Р.А. Терентьев, К.А. Савко // Геология и геофизика. – 2016. – С. 1155–1183.
43. Терентьев, Р. А. Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон / Р.А. Терентьев, К.А. Савко // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2017. – № 3. – С. 34–45.
44. Терентьев, Р.А. Геология донской серии докембрия Воронежского кристаллического массива / Р.А. Терентьев // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2018. – №2 – С. 5–19.
45. 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. 282–303.
46. Туркина, О.М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных / О.М. Туркина // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 2. – С. 168–187.
47. Туркина, О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов: учеб. пособие / О.М. Туркина. – Новосибирск: РИЦ НГУ. – 2014. – 118 с.
48. Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – М.: Мир. – 1989. – 590 с.
49. Чернышов, Н.М. Формационно-генетические типы платинометалльных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М. – 1994. – С. 85–103.
50. 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.
51. Чернышов, Н.М. Структурно-тектоническое районирование ВКМ (по геологическим и геофизическим данным) / Н. М. Чернышов [и др.] // Современные проблемы геологии: материал юбилейной научной сессии геолог. ф-та ВГУ. – Воронеж, 1998. – С. 5–7.
52. Чудненко, К.В. Программа MS – петрологический инструмент для вычисления реальных количеств минералов в горной породе / К.В. Чудненко, О.В. Авченко, А.С. Вах // Новосибирск: Академическое издательство «Гео». – 2010. – 19 с.
53. 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.
54. Щипанский, А.А., Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А.А. Щипанский, А.В. Самсонов, А.Ю. Петрова, Ю.О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – №1. – С. 43–70.

55. Abdel-Rahman, A.F.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // *Journal of Petrology*. – 1994. – V. 35. – № 2. – P. 525–541.
56. Aldanmaz, E. petrogenetic evolution of late cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey / E. Aldanmaz, J.A. Pearce, M.F. Thirlwall, J.G. Mitchell // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2000. – T. 102. – № 1-2. – C. 67–95.
57. Andersen, D. J. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer / D.J. Andersen and D.H. Lindsley // *Abstract AGU, Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union* 66. – 1985. – V. 18 – 416 p.
58. Anderson, J. L. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer / J.L. Anderson and D.R. Smith // *Am. Mineral.* – 1995. – V. 80. – P. 549–559.
59. Asimow, P.D. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations / P.D. Asimow, M.S. Ghiorso // *American Mineralogist*. – 1998. – V. 83. – P. 1127–1131.
60. Barbarin, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. – 1999. – V. 46. – P. 605–626.
61. Baxter, S. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland / S. Baxter and M. Feely // *Mineralogy and Petrology*. – 2002. – V. 76. – P. 63–74.
62. 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. – № 2. – P. 365–401.
63. Black, L.P. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology / L.P. Black, S.L. Kamo, C.M. Allen J. N. Aleinikoff, D.W. Davis, R.J. Korsch, C. Foudoulis // *Chemical Geology*. – 2003. – V. 200. – P. 155–170.
64. 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.
65. Bogdanova, S.V. East European Craton / S.V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R.G. Garetzky eds. R. Selley, R. Cocks, I. Plimer // *Encyclopedia of Geology*. Amsterdam: Elsevier. – 2005. – V. 2. – P. 34–49.
66. Bogdanova, S.V. EUROPE|East European Craton / S.V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R.G. Garetzky // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier. – 2016.
67. Bohron, W.A. Thermodynamic model for energy-constrained open-system evolution of crustal magma bodies undergoing simultaneous recharge, assimilation and crystallization: the magma

chamber simulator / W.A. Bohron, F.J. Spera, M.S. Ghiorso, G.A. Brown, J.B. Creamer, A. Mayfield // *J Petrol.*, – 2014. – V. 55. – P. 1685–1717. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu036>.

68. Bonin, B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review / B. Bonin // *Lithos.* – 2004. – V. 78. – P. 1–24.

69. 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.

70. Castro, A. H. (Hybrid)-type granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature / A. Castro, I. Moreno-Ventas, J.D. De la Rosa // *Earth-Sci. Rev.* – 1991. – V. 31. – P. 237–253.

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

72. Condie, K.C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth / K.C. Condie, C. O'Neill, R.C. Aster // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2009. – V. 282. – P. 294–298.

73. 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.

74. Davidson, J.P. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro-Pellado Volcanic Complex Southern Chilean Andes / J.P. Davidson, M.A. Dungan, K.M. Ferguson, M.T. Colucci // *Geology.* – 1988. – V.15. – P.443–446.

75. Davidson, J.P. The origin of magmas from the San-Pedro-Pellado Volcanic Complex, South Chile: multicomponent sources and open system evolution / J.P. Davidson, K.M. Ferguson, M.T. Colucci // *Colucci Contribution to Mineralogy and petrology.* – 1987. – V.100. – P.429–445.

76. De Albuquerque, C.A.R. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1973. – V. 37. – P. 1779–1802.

77. Deer, W.A. An introduction to the rock forming minerals (second edition) / W.A. Deer, R.A. Howie, J. Zussman, // Essex: Longman Scientific and Technical, New York: Wiley. – 1992. – 696 p.

78. DePaolo, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic // *Nature.* – 1981. – V. 291. – P. 193–196.

79. Eby, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications / G.N. Eby // *Geology.* – 1992. – V. 20. – P. 641–644.

80. Ewart, A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: Thorp, R.S. (ed.) *Andesites:*

Orogenic Andesites and Related Rocks. / A. Ewart // New York: John Wiley and Sons. – 1982. – P. 25–95.

81. 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. // *Journal of Petrology*. – 2001. – V.42(11). – P. 2033–2048.

82. 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.

83. Ghiorso, M.S. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures / M.S. Ghiorso, R.O. Sack // *Contrib Mineral Petrol.* – 1995. – V. 119. – P. 197–212. <https://doi.org/10.1007/bf00307281>

84. 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.

85. 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.

86. Griffin, W.L. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites / W.L. Griffin, N.J. Pearson, E. Belousova // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2000. – V. 64. – P. 133–147.

87. Harker, A. The Tertiary igneous rocks of skye / A. Harker // *Mem. Geol. Surv.* – United Kingdom. – 1904. – 481 p.

88. Harrison, T.M. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations / T.M. Harrison and E.B. Watson // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1984. – V. 48. – P. 1467–1477.

89. Heilimo, E., Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland) / E. Heilimo, J. Halla, P. Hölttä // *Lithos*. – 2010. – V. 115. – P. 27–39.

90. Herrmann, W. MINSQ – a least squares spreadsheet method for calculating mineral proportions from whole rock major element analyses / W. Herrmann, R.F. Berry // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. – 2002. – V. 2. – P. 361–368.

91. Hibbard, M. J. The magma mixing origin of mantled feldspars / M.J. Hibbard // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1981. – V. 76. – P. 158–170.

92. Hibbard, M. J. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems / In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam – 1991. – P. 431–444.

93. Hole, M.D. Subduction of pelagic sediments: Implications for the origin of Cenozoic anomalous basalts from the Mariana islands / M.D. Hole, A.D. Saunders, G.F. Marriner, J. Tarney // Geological Society London. – 1984. – V.141. – P. 453–472.
94. Holland, T. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry / T. Holland, J. Blundy // Contrib. Mineral. Petrol. – 1994. – V. 116. – P. 433–447.
95. Irvine, T.N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T.N. Irvine, W.R.A. Baragar, // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1971. – V. 8. – P. 523–548.
96. 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.
97. Jacobsen, S.B. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites /S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg // Earth Planet. Sci. Lett. – 1984.– V. 67. – P. 137–150.
98. Janoušek, V. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic / V. Janoušek, C.J.R. Braithwaite, D.R. Bowes, A. Gerdes // Lithos. – 2004. – V. 78. – P. 67–99.
99. Kelemen P. B. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust / P. B. Kelemen, K. Hanghøj, A. R. Greene // Treatise on Geochemistry. – 2003. – V. 3(18). – P. 594-649.
100. Koester, E. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntranscurrent Perfluorinated Granites in Southern Brazil / E. Koester, A.R. Pawley, L.A.D. Fernandes, C.C. Porcher, E. Soliani // Journal of petrology. – 2002. – V. 43. – Iss. 8. – P. 1595–1616.
101. Kuno, H., Lateral variation of basaltic magma types across continental margins and island arcs / H. Kuno. // Bulletin of Volcanology. – 1966. – V. 29. – P. 195–222.
102. 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.
103. Laumonier, M. On the conditions of magma mixing and its bearing on andesite production in the crust / M. Laumonier, B. Scaillet, M. Pichavant, R. Champallier, J. Andujar, L. Arbaret // Nature Communications. – 2014. – V. 5. – P. 5607.
104. Le Maitre, R. W. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. / R. W. Le Maitre (ed.) // Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. Geol. Mag. – 2002. – V. 140. – 367 p.

105. 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.
106. Leake, B.E. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature / B.E. Leake, A.R. Woolley, C.E.S. Arps, W.D. Birch, M.C. Gilbert, J.D. Grice, F.C. Hawthorne, A. Kato, H.J. Kirsh, V.G. Krivovichev, K. Linthout, J. Laird, J.A. Mandarino, W.V. Maresch, E.H. Nickel, N.M.S. Rock, J.C. Schumacher, D.C. Smith, N.C.N. Stephenson, L. Ungaretti, E.J.W. Whittaker, G. Youzhi, // *American Mineralogist.* – 2004. – V. 89. – P. 883–887.
107. Liégeois, J.P. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization / J.P. Liégeois, J. Navez, J. Hertogen, R. Black // *Lithos.* – 1998. – V 45. –P. 1–28.
108. Lobach-Zhuchenko, S. B. Petrology of a late archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late archaean mantle metasomatism / S.B. Lobach-Zhuchenko, H. Rollinson, V. P. Chekulaev // *J. Petrol.* – 2008. – V. 49. – № 3. – P. 393–420.
109. Lobach-Zhuchenko, S. B. The Archean formation of the Sarmatian continental crust / S.B. Lobach-Zhuchenko, M.V. Ryborak, T.E. Saltykova, S.A. Sergeev, K.I. Lokhov, E.M. Bobrova, V.V. Sukach, S.G. Skublov, N.G. Berezhnaya, A.Yu. Al'bekov // *Russ. Geol. Geophys.* – 2017. – 58 (12). P. 1494–1517. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.03.003>
110. Loiselle, M.C. Characteristics and origin of anorogenic granites / M.C. Loiselle, D.R. Wones // *Geological Society of America Abstracts with Programs.* – 1979. – V. 11 – 468p.
111. Ludwig, K. R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel / K.R. Ludwig // *Berkeley Geochronology Center Special Publication.* – 2008.
112. Middlemost, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system / E.A.K. Middlemost // *Earth Science Reviews* 1994. – V. 37. – P. 215–224.
113. Morimoto, N. Nomenclature of pyroxenes / N. Morimoto, J. Fabries, A.K. Ferguson, I.V. Ginzburg, M. Ross, F.A. Seifert, J. Zussman, K. Aoki, G. Gottardi // *American Mineralogist.* – 1988. – V 73. – P. 1123–1133.
114. Moyen, J.F. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India) / J.F. Moyen, H. Martin, M. Jayananda // *Precambrian Res.* – 2001. – V.112. – P. 87–105.
115. Mutch, E. J. F. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer / E.J.F. Mutch, J.D. Blundy, B.C. Tattitch, F.J. Cooper, R.A. Brooker // *Contrib Mineral Petrol.* – 2016. – V. 171:85. – P. 27.

116. Oldenburg, C. M. Dynamic mixing in magma bodies: theory, simulations and implications / C.M. Oldenburg, F.J. Spera, D.A. Yuen, G. Sewell // *J. Geophys. Res.* – 1989. – V. 94. – P. 9215–9236.
117. 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.
118. 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.
119. Pitcher, W.S. Granite: typology, geological environment and melting relationships // *Migmatites, melting and metamorphism.* London: Shiva Geol. Series, 1983. – P. 277–285.
120. Poldervaart, A. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma / A. Poldervaart, H.H. Hess // *Journal of Geology.* – 1951. – V. 59(5) – P. 472–489.
121. Putirka, K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems / K. Putirka, Tepley F. (eds.) // *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry,* Mineralogical Soc. Am. – 2008. – V. 69. – P. 61–120.
122. Rapp, R.P. Dehydration melting of metabasalts at 8–32 kbar: implication for continental growth and crust-mantle recycling / R.P. Rapp, E.B. Watson // *Journal of Petrology.* – 1995. – V. 36. – N 4. – P. 891–931.
123. Rapp, R.P. Continent formation in the archaean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 Gpa and petrogenesis of archaean mg-diorites (Sanukitoids) / R. Rapp, M. Norman, D. Laporte, G. Yaxley, H. Martin, S. Foley // *Journal of Petrology.* – 2010. – V. 51. – P. 1237–1266.
124. Rickwood, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements / P. C. Rickwood // *Lithos.* – 1989. – V. 22. – P. 247–263.
125. Ridolfi, F. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes / F. Ridolfi, A. Renzulli, M. Puerini // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2010. – V.160. P. 45–66.
126. Ridolfi, F. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa / F. Ridolfi, A. Renzulli // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2012. V.163. – P. 877–895.
127. Ridolfi, F. Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry / F. Ridolfi // *Minerals.* – 2021. V. 11(324). - P. 1–9. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
128. Rieder, M. Nomenclature of the micas / M. Rieder, G. Cavazzini, Yu. S. D'yakonov, V.A. Frank-Kamenetskii, G. Gottardi, S. Guggenheim, P.W. Koval', G. Moller, A.M.R. Neiva, E.W. Radoslovich, J-L Robert, F.P. Sassi, H. Takeda, Z. Weiss, D.R. Wones // *Clays and Cloy Minerals.* – 1998. – V. 46. – No. 5. – P. 586–595.

129. Salters, J.M. Hf isotope constraints on mantle evolution / J.M. Salters, W.M. White // *Chemical Geology*. – 1998. – V. 145. P. 447–460.
130. Samsonov, A.V. Pleoproterozoic history of assemblage of the East European Craton: Evidence from basement of the Russian platform / A.V. Samsonov, V.A. Spiridonov, Yu.O. Larionova, A.N. Larionov, E.V. Bibikova, V.Y. Gerasimov // In book: *Moscow International School of Earth Sciences. Abstracts of International conference*. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS Vernadsky State Geological Museum RAS Lomonosov Moscow State University; Editor-in-chief L.N. Kogarko. – 2016. – P. 21–22.
131. Savko, K.A. Paleoproterozoic A- and S-granites in the eastern Voronezh Crystalline Massif: Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of origin / K.A. Savko, A.V. Samsonov, A.N. Larionov, Yu.O. Larionova, N.S. Bazikov // *Petrology*. – 2014. – V.22 – No. 3. – p. 205–233.
132. Savko, K.A. HT/LP metamorphic zoning in the eastern Voronezh Crystalline Massif: Age and parameters of metamorphism and its geodynamic environment / K.A. Savko, A.V. Samsonov, E.B. Salnikova, A.B. Kotov, N.S. Bazikov // *Petrology* 2015. – V. 23(6). – P. 559–575.
133. Savko, K.A. The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia / K. A. Savko, A.V. Samsonov, A.B. Kotov, E.B. Salnikova, E.H. Korish, A. Larionov, I.V. Anisimova, N.S. Bazikov // *Precam. Research*. – 2018. – V. 311. – P. 1– 23.
134. 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 / Savko, K.A., Samsonov, A.V., Kholina, N.V., Larionov, A.N., Zaitseva, M.V., Korish, E.H., Bazikov, N.S., Terentiev, R.A. // *Precambrian Research*. – 2019 – V.322 – P. 170–192.
135. Savko, K.A. A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application / Konstantin A. Savko, Alexander V. Samsonov, Alexander N. Larionov, Mariya V. Chervyakovskaya, Ekaterina H. Korish, Yuliya O. Larionova, Nikolay S. Bazikov, Sergey V. Tsybulyaev // *Precambrian Research*. – 2021– V.353 – P. 1–25.
136. Skryabin, V.Yu. Trondhjemite-granodiorite intrusive magmatism of Losevo structural and formational zone, Voronezh Crystal Massif / V.Yu. Skryabin, R.A. Terentiev // *Doklady Earth Sciences* 2014. – V. 458 (2). – P. 1261–1264.
137. Sparks, S. R. J. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas / S.R.J. Sparks, L.A. Marshall // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 1986. – V. 29. – P. 99–124.
138. 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.

139. Streckeisen, A. Classification and nomenclature of igneous rocks (Final Report of an Inquiry) / A. Streckeisen // *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen.* – 1967.– Vol.107. – P.144–214.
140. Streckeisen, A. To each plutonic rock its proper name / A. Streckeisen // *Earth Science Review.* – 1976. – V. 12. – P. 1–33.
141. Sun, S.S. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.S. Sun, W.F. McDonough // *Geological Society London Special Publications.* – 1989. – V.42. – P. 313–345.
142. Terentiev, R.A. Paleoproterozoic Sequences and Magmatic Complexes of the Losevo Suture Zone of the Voronezh Crystalline Massif: Geological Position, Material Composition, Geochemistry, and Paleogeodynamics // *Stratigraphy and Geological Correlation.* –2014a. – V. 22 (2). – P. 123–146.
143. Terentiev, R.A., Geochronology and Geochemistry of Acid Metavolcanites, Losevo Series, Voronezh Crystalline Massif / R.A. Terentiev, K.A. Savko, A.V. Samsonov, A.N. Larionov // *Doklady Earth Sciences.* – 2014b. – V. 454 (2). – P. 136–139.
144. Terentiev, R.A. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic implications on Columbia supercontinent / R.A. Terentiev, V.Yu. Skryabin, M. Santosh // *Precambrian Research.* – 2016a. – V.273. – P. 165–184.
145. Terentiev, R.A. Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications / R.A. Terentiev, K.A. Savko, M. Santosh, E.H. Korish, L. Sarkisyan // *Precambrian Research.* – 2016b. – V. 287. – P. 48–72.
146. Terentiev, R.A. Paleoproterozoic Evolution of the Arc-back-arc System in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): Zircon SHRIMP Geochronology and Geochemistry of the Losevo Volcanic Suite / R.A Terentiev, K.A Savko, M. Santosh // *American Journal of Science.* – 2017. – V. 317. – P. 707-753.
147. Terentiev, R.A. Post-collisional two-stage magmatism in the East Sarmatian Orogen, East European Craton: evidence from the Olkhovsky ring complex / R.A. Terentiev, K.A. Savko, M. Santosh // *Journal of the Geological Society.* – 2018. – V. 175. – P. 86–99.
148. Turkina, O.M. The source of Paleoproterozoic collision granitoids (Sharyzhalgai Uplift, Southwestern Siberian Craton): from lithospheric mantle to upper crust / O.M. Turkina, I.N. Kapitonov // *Russian Geology and Geophysics.* – 2019. V. 60. – P. 414–434.
149. Vernon, R. H. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence / R.H. Vernon // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – P. 17849– 17859.

150. Vervoort, J.D. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system / J.D. Vervoort, P.J. Patchett, J. Blichert-Toft, F. Albarede // *EPSL.* – 1999. – V. 168. – P. 79–99.
151. Watson, E. B. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types / E.B. Watson and T.M. Harrison // *Earth Plan. Sci. Lett.* – 1983. – V. 64. – P. 295–304.
152. Weidentbeck, M. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses / M. Weidentbeck, P. Alle, F. Corfu, W. L. Griffin, M. Meier, F. Oberli, A. von Quadt, J.C. Roddick, W. Spiegel // *Geostandarts Newsletter.* – 1995. – V. 19. – P. 1–23.
153. 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.
154. Whitney, D.L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L. Whitney, B.W. Evans // *American Mineralogist.* – 2010. – V. 95. – P. 185–187.
155. Wones, D.R. Stability of biotite: Experiment, theory, and application / D. R. Wones, H.P Eugster // *American Mineralogist.* – 1965. – V. 50. – P. 1228–1272.

Фондовая

156. Беляева, В.И. Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных на Шкурлатовском месторождении гранитов в Павловском районе Воронежской области в 1959–1960 гг. пос. Стрелица / В.И. Беляева, А.С. Самусина. – 1961.
157. Горяшин, В.И. Отчет о результатах геолого-минерагенического картирования докембрия м-ба 1 : 500000 в центральной части металлогенической провинции КМА на апатит, молибден, золото и полиметаллы в пределах листов М–37-А; Б за 1988–95 гг. / В.И. Горяшин, Н.А. Соколов. – Т. II. Кн. 2. Описание керн скважин. Белгородгеология. Белгород. – 1995. – 258 с.
158. Лосицкий, В.И. Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-минерагенических карт м-ба 1:5000000 за 1991–1999 гг. Окончательный отчет / В.И. Лосицкий [и др.]. – 1999. – 1125 с.