

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Шестаков Петр Александрович

**Строение и механизмы формирования интрузивных
комплексов Южного Урала по комплексным данным**

Специальность 1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и
геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических наук,

старший научный сотрудник

Тевелев Александр Вениаминович

доктор технических наук, доцент

Модин Игорь Николаевич

Москва – 2026

Содержание

Содержание.....	2
Список сокращений и терминов.....	6
Введение	7
Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика района исследований	14
1.1. Геолого-геофизическая изученность.....	15
1.2. Тектоническая зональность Южного Урала.....	16
1.3. Плутонические комплексы Южного Урала	22
1.3.1. Общие сведения о массивах Южного Урала	22
1.3.2. Чекинский массив	25
1.3.3. Крыклинский плутон	29
1.3.4. Чилектинский плутон	33
1.4. Петромагнитные и палеомагнитные исследования	36
1.4.1. История исследований.....	36
1.4.2. Палеоположение и передвижения Урала	39
Глава 2. Материалы и методы исследований	42
2.1. Объекты исследований	42
2.1.1. Чекинский массив и вмещающие его породы	42
2.1.2. Крыклинский плутон	43
2.1.3. Чилектинский плутон	44
2.2. Геохимические и изотопные исследования	45
2.2.1. Вещественный состав пород.....	45
2.2.2. Анализ рассеянных элементов.....	46
2.3. U-Pb датировки циркона.....	48
2.4. Анализ трещиноватости	51
2.5. Петромагнитные и палеомагнитные работы	52
2.5.1. Бурение и подготовка образцов для петро-палеомагнитных исследований	52
2.5.2. Магнитная минералогия.....	53
2.5.3. Палеомагнитные исследования	54
2.5.4. Петромагнитные исследования	55
2.6. Магниторазведка	55

Глава 3. Петрографический и геохимический анализ	57
3.1. Чекинский массив	57
3.1.1. Петрографический анализ.....	57
3.1.2. Количественный химический анализ.....	59
3.1.3. Геохимия рассеянных элементов.....	61
3.1.4. Обсуждение геохимических результатов по Чекинскому массиву	63
3.2. Крыклинский плутон	64
3.2.1. Петрографический анализ.....	64
3.2.2. Количественный химический анализ.....	67
3.2.3. Геохимия рассеянных элементов.....	69
3.2.4. Обсуждение геохимических результатов по Крыклинскому массиву	70
3.3. Чилектинский плутон	72
3.3.1. Петрографический анализ.....	72
3.3.2. Количественный химический анализ.....	74
3.3.3. Геохимия рассеянных элементов.....	76
3.3.4. Обсуждение результатов геохимических исследований по Чилектинскому плутону	77
3.4. Обсуждение геохимических результатов.....	78
Глава 4. Изучение возраста гранитоидных плутонов	80
4.1. Чекинский массив и вмещающие породы	80
4.2. Крыклинский плутон	87
4.3. Чилектинский плутон	89
4.4. Обсуждение результатов датировок	93
Глава 5. Петромагнитные исследования и структурный анализ.....	96
5.1. Чекинский массив	96
5.1.1. Анализ трещиноватости	96
5.1.2. Скалярные магнитные характеристики и магнитная минералогия	99
5.1.3. Анизотропия магнитной восприимчивости	102
5.1.4. Структурная модель	106
5.2. Крыклинский плутон	109
5.2.1. Скалярные магнитные характеристики и магнитная минералогия	109
5.2.2. Анизотропия магнитной восприимчивости	112
5.2.3. Интерпретация петромагнитных данных Крыклинского плутона.....	115

5.3.	Чилектинский плутон	115
5.3.1.	Скалярные магнитные характеристики и магнитная минералогия	115
5.3.2.	Анизотропия магнитной восприимчивости	117
5.3.3.	Результаты магниторазведки.....	119
5.3.4.	Интерпретация петромагнитных данных Чилектинского массива	123
5.4.	Обсуждение результатов петромагнитных исследований.....	125
Глава 6.	Палеомагнитные исследования	128
6.1.	Чекинский массив	128
6.2.	Крыклинский плутон	131
6.3.	Чилектинский плутон	140
6.4.	Обсуждение результатов палеомагнитных исследований.....	149
	Заключение	154
	Список литературы	160
	Приложения	175
	Приложение 1. Результаты количественного химического анализа пород Чекинского массива	175
	Приложение 2. Результаты анализа рассеянных элементов пород Чекинского массива	176
	Приложение 3. Результаты количественного химического анализа пород Крыклинского плутона	177
	Приложение 4. Результаты анализа рассеянных элементов пород Крыклинского плутона.....	178
	Приложение 5. Результаты количественного химического анализа пород Чилектинского плутона	179
	Приложение 6. Результаты анализа рассеянных элементов пород Чилектинского плутона.....	180
	Приложение 7. Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона из гранитоидов Чекинского массива	181
	Приложение 8. Разметка проб цирконов с Чекинского массива с фотографиями единичных кристаллов цирконов, датированных SIMS SHRIMP-II.....	185
	Приложение 9. Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона с Крыклинского плутона	187
	Приложение 10. Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона из пробы Ш-1s13 Чилектинского плутона	190
	Приложение 11. Графики ДТМА по всем точкам Чекинского массива.....	191

Приложение 12. Результаты разложения коэрцитивных спектров для сайтов Чекинского массива	192
Приложение 13. Стереогаммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Чекинском массиве до нагрева.....	193
Приложение 14. Графики ДТМА по всем точкам Крыклинского плутона.....	194
Приложение 15. Результаты разложения коэрцитивных спектров для сайтов Крыклинского плутона	196
Приложение 16. Стереогаммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Крыклинском плутоне до нагрева.....	197
Приложение 17. Графики ДТМА по всем точкам Чилектинского плутона.....	198
Приложение 18. Результаты разложения коэрцитивных спектров для сайтов Чилектинского плутона	200
Приложение 19. Стереогаммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Чилектинском плутоне до нагрева.....	201
Приложение 20. Стереогаммы с направлениями остаточной намагниченности по всем сайтам на Чекинском массиве.....	202
Приложение 21. Диаграммы Зийдервельда для сайтов Крыклинского плутона	203
Приложение 22. Диаграммы Зийдервельда для сайтов Чилектинского плутона	205

Список сокращений и терминов

AMS – Анизотропия магнитной восприимчивости

ВЕР – Восточно-Европейская платформа

ВГП – Виртуальный геомагнитный полюс

СФЗ – Структурно-фациальная зона

ЗМЗ – Западная Магнитогорская подзона

ЦМЗ – Центральная Магнитогорская подзона

ВМЗ – Восточная Магнитогорская подзона

ММЗ – Магнитогорская мегазона

ВЕК – Восточно-Европейского континент

КПШ – Калиевые полевые шпаты

Сайт – название точки проведения петро- и палеомагнитных исследований

Аз Пр – Азимут простираения

Аз Пд – Азимут падения

ВКК – Верхняя континентальная кора

СКК – Средняя континентальная кора

НКК – Нижняя континентальная кора

ТКДП – Траектория кажущегося движения палеомагнитного полюса

MS – Магнитная восприимчивость

NRM – Естественная остаточная намагниченность

PSD – Псевдооднодоменные зёрна

SD – Однодоменные зёрна

MD – Многодоменные зёрна

Pj – Степень анизотропии пород

HT – Высокотемпературная компонента

LT – Низкотемпературная компонента

K3, C3, M3 – Крупные зёрна, средние зёрна, мелкие зёрна

Введение

Актуальность темы исследования

Исследование процессов формирования и эволюции горных систем является одной из фундаментальных областей геологии. Такие исследования направлены на выяснение закономерностей возникновения и трансформации горных массивов и важны для решения многих прикладных задач региональных геолого-съемочных работ и обоснования прогнозно-ресурсного потенциала территорий.

Информация о геодинамических обстановках, строении и эволюции горных образований Южного Урала базируется на петрологическом и геохимическом анализе, изотопном определении возраста пород. Несмотря на довольно высокую изученность процессов магматизма и тектоники Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, в настоящее время остается ещё много нерешенных проблем. В связи с этим актуальной задачей является исследование истории возникновения и эволюции гранитоидных интрузивных комплексов с помощью методов петромагнитного и палеомагнитного анализа, которые ранее почти не применялись при изучении массивов Магнитогорской мегазоны. Исключение составляет работа (Коптев и др., 2023), посвященная механизму формирования Неплюевского плутона Восточно-Уральской мегазоны.

Объекты и предмет исследования

В диссертации проведено комплексное сравнительное исследование структурных, геохимических, возрастных, геофизических, петро- и палеомагнитных характеристик трех гранитоидных плутонов с целью выяснения особенностей механизмов их формирования с девонского по триасовый периоды. Чекинский и Чилектинский плутон в пределах Магнитогорской мегазоны были выбраны, как массивы, сложенные сильномагнитными породами с близким составом и содержанием магнитных минералов. Для сравнения были изучены аналогичные характеристики слабомагнитных пород Крыклинского плутона Восточно-Уральской мегазоны. Исследования Крыклинского плутона проводились в пределах распространения пород третьей фазы неплюевского комплекса. На основе комплексного анализа свойств, исследованных плутонов и реконструкций условий их образования рассмотрены возможные модели формирования плутонов в контексте становления горных систем Южного Урала.

Степень разработанности проблемы

Исследования магматизма в целом и в частности гранитоидных массивов на Южном Урале проводились многими исследователями в научных и практических целях с 1930-х годов, но только с 1950-60-х годов опубликованные данные представляют более или менее полноценную оценку их геологического строения, состава и возраста. В силу развития современных методов исследования и наращивания базы данных для проведения сравнительного анализа в последние десятилетия появились принципиально новые данные о магматизме Южного Урала и обобщающие работы (Пучков, 2000, 2010; Салихов и др., 2019; Тевелев и др., 2009; Ферштатер, 2013; Фурина и др., 2010; Червяковский, 1981).

Систематические работы по созданию и обновлению Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 на Южном Урале содержат наиболее свежее представление об объектах исследования (Лисов и др., 2018; Тевелев и др., 2018). Состав и геохимические характеристики гранитоидных плутонов были подробно изучены и перепроверены многими исследованиями. Однако, возраст и последовательность внедрения многих интрузивных комплексов до конца не установлены, вследствие чего существуют различные гипотезы. Так по возрасту Чекинского массива есть две точки зрения – формирование массива в каменноугольном периоде (Салихов и др., 2013) и в триасовом (Тевелев и др., 2009). Интрузивные комплексы, слагающие Чилектинский плутон, не имеют детально верифицированного возраста: средне-позднедевонский краснинский и ранне-каменноугольный куйбасовский комплексы отнесены к соответствующим периодам по геохимическим и геологическим данным, подкрепленным плохо верифицируемыми датировками (Лисов и др., 2018). Для Чекинского массива была предложена структурная модель магматического дуплекса (Тевелев, Тевелев, 1999), основанная на общегеологических данных района (Тевелев, Фурина, 2010).

Цель и задачи

Целью настоящей работы является выявление закономерностей в механизмах формирования разновозрастных (от девонских до триасовых) интрузивов Южного Урала на базе сравнительного анализа магнитных, геохимических, структурных характеристик и возраста гранитоидных массивов.

Для достижения этой цели необходимо было решить следующие задачи:

1. Сравнить петрологические и геохимические характеристики трех массивов с целью выяснения особенностей их состава и определения геодинамических обстановок формирования.
2. Определить (и уточнить) возраст трех массивов с помощью уран-свинцового изотопного датирования циркона.
3. Исследовать методами магнитной минералогии породы плутонов и определить характер анизотропии магнитной восприимчивости, отражающую направление течения магмы и морфологию магматических тел, для реконструкции процессов становления плутонов.
4. Установить палеоположение плутонов при их формировании и описать их дальнейшие передвижения.
5. Построить и рассмотреть модели формирования исследуемых плутонов в рамках геодинамических процессов на Южном Урале.

Научная новизна

Впервые определена верхняя граница возраста Чилектинского плутона в 380 млн лет, что позволило выделить новый плутонический позднедевонский комплекс (ранее считавшийся каменноугольным куйбасовским), входящий наряду с краснинским комплексом в состав полихронного Чилектинского плутона.

Выявлены процессы глубокого фракционирования и сильное влияние континентальной коры при внедрении последней фазы Крыклинского плутона.

Впервые проведены палео- и петромагнитные сравнительные исследования Чекинского, Чилектинского и Крыклинского плутонов и некоторых прилегающих геологических построек. По результатам изучения анизотропии магнитной восприимчивости обнаружены значительные различия в механизмах формирования этих плутонов, близких по параметрам магнитной минералогии. Для Чекинского массива ориентировка течения расплава определялась, в первую очередь, тектоническим фактором, вследствие которого массив сформировался по модели сдвигового магматического дуплекса. В случае Чилектинского полихронного плутона первый комплекс сформировался в схожих с Чекинским массивом условиях сдвигового магматического дуплекса, а второй в виде группы штокообразных тел.

На основе палеомагнитного анализа установлено вращение блоков Чилектинского и Крыклинского плутонов при их формировании. Чилектинский плутон испытал два этапа вращения, а Крыклинский плутон – один этап вращения. Параметры второго этапа вращения Чилектинского плутона сходятся с параметрами вращения

Крыклинского плутона, что свидетельствует о параллельном движении Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон в конце девонского и начале каменноугольного периодов.

Теоретическая значимость работы

Результаты исследования вносят вклад в: понимание закономерностей и механизмов формирования гранитоидных плутонов на Южном Урале. Детализация характеристик конкретных плутонов региона существенно дополняет сведения по региональному геологическому строению и датировкам тектонических событий на Южном Урале.

Практическая значимость работы.

Работа обосновывает применение комплекса магнитных исследований, демонстрирующих высокую эффективность и перспективность использования геофизических методов петро- и палеомагнитного анализа и магниторазведки для реконструкции процессов формирования плутонов, их типизации, понимания истории возникновения и эволюции складчатых систем на Южном Урале. Также на основании результатов исследования можно дополнить легенды геологических карт региона, которые необходимы для региональных исследований.

Фактический материал и методика исследований

Фактический материал, положенный в основу диссертационной работы, был собран автором в течение трех полевых сезонов (2021–2023 годы) на Южном Урале.

Во время первого полевого сезона автором совместно с коллективом, участвующем в работах по гранту РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия_а), было отобрано 10 проб на геохимию и U-Pb датирование по циркону, отбурено 62 образца для петро- и палеомагнитных исследований и сделано более 180 замеров трещиноватости и линейностей на 7 точках исследований Чекинского массива.

В рамках второго полевого сезона автором совместно с коллективом, участвующем в работах по гранту РФФИ, были изучены Крыклинский и Чилектинский плутоны, где суммарно было отобрано 15 проб на геохимию и U-Pb датировки по циркону и 205 образцов для петро- и палеомагнитных исследований.

В 2023 году автор самостоятельно организовал и провел на всех трех объектах полевые работы, результатами которых стали:

- отбор на Крыклинском и Чилектинском плутонах 5 новых образцов и 5 повторных для геохимического анализа РЗЭ;
- отбор бурением 54 новых петро- и палеомагнитных образцов;

– на всех трех массивах была проведена пешая магниторазведка по девяти субширотным профилям (по 3 на объект) общей протяженностью более 29 км.

К этим работам были привлечены двое студентов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Методы исследований включали в себя: геохимические исследования – петрографический анализ шлифов, силикатный химический анализ, анализ ICP-MS; изотопные датировки – U-Pb по циркону методом SIMS SHRIMP-II для образцов Чекинского массива и LA-ICP-MS для образцов Крыклинского и Чилектинского плутонов; анализ трещиноватости для Чекинского массива – путем замера трещин, аэрофотосъемки и анализа космоснимков; магнитную минералогию – дифференциальный термомагнитный анализ (DTMA) и анализ коэрцитивных спектров с помощью спектрометра J-meter; палеомагнитные исследования – замеры величины и направления естественной остаточной намагниченности (ЕОН) на спин-магнетометре JR-6 вместе со ступенчатым терморазмагничиванием; петромагнитные исследования – изучение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) с помощью каппа-моста MFK-1FA; магниторазведку – с применением магнитометров МИНИМАГ-М.

Личный вклад

Автор участвовал во всех полевых этапах и совместно с коллегами выполнял полный комплекс работ по отбору образцов, замерам трещиноватости и проведению магниторазведки. Эти материалы легли в основу всех публикаций автора (Шестаков и др, 2024а; 2024б; Тевелев и др, 2025; Правикова и др., 2025; 2026). Третий полевой сезон организован автором самостоятельно. В рамках лабораторных исследований (лаборатория палеомагнетизма ГИН РАН) непосредственно автором проведены подготовка образцов, четыре цикла терморазмагничивания и сопутствующие замеры NRM и AMS, на основании которых написаны работы (Шестаков и др, 2024а; 2024б; Правикова и др., 2026). Автор провел измерения магнитной минералогии для образцов Крыклинского и Чилектинского плутонов представленные в статье (Шестаков и др, 2024а) в Лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма Казанского Федерального Университета. Автором описаны шлифы для петрографической характеристики пород, которая рассматривается в статье (Тевелев и др., 2025). Геохимические лабораторные исследования и комплекс лабораторных работ по определению возраста пород проведены без прямого участия автора.

Все подсчеты, построение графиков и интерпретация результатов, проведены соискателем под руководством научных руководителей. В подготовку научных публикаций по теме диссертации автор внес значительный вклад на всех этапах работ.

Защищаемые положения

1. Кинематическая модель формирования Чекинского триасового массива соответствует модели сдвигового магматического дуплекса, сформировавшегося в условиях правосторонней транстенсии на попутном изгибе Карабулакского взбросо-сдвига.

2. Полихронный Чилектинский плутон, включающий средне-позднедевонский краснинский и позднедевонский (380 млн лет) чилектинский комплексы, формировался в качестве сдвигового магматического дуплекса в условиях левосторонней транстенсии на попутном изгибе одноименного сдвига.

3. Палеомагнитные данные свидетельствуют о наличии внутриблоковых перемещений и/или вращений Чилектинского и Крыклинского плутонов.

Достоверность и обоснованность полученных результатов

Достоверность полученных данных обеспечивалась большим объемом фактического материала, применением современных методов с использованием высокоточного оборудования. Соблюдены все общепринятые статистические методы обработки данных. Результаты исследований по отдельным методам были сопоставлены между собой для дополнительного подтверждения достоверности.

Публикации и апробация работы

Результаты исследований доложены автором на четырех тематических международных и российских научных конференциях: «LIII (53) Тектоническое совещание» (Москва, 2022), «EGU – 2023» (Вена, Австрия, 2023), «Ломоносов – 2024» (Москва, 2024), «LVI (56) Тектоническое совещание» (Москва, 2025).

Основные положения, результаты и выводы диссертации отражены в 5 научных трудах, все 5 опубликованы в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности и отрасли наук.

Структура и объем работы.

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения, списка литературы и приложений. Работа объемом 206 страниц содержит 55 иллюстраций, 21 таблицу и 22 приложения. Список литературы включает 143 источника.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность своим научным руководителям А. В. Тевелеву за огромный вклад в научную работу и всестороннюю помощь и И.Н. Модину за консультации по геофизике и помощь при проведении научной работы.

Также автор искренне признателен коллективу, который работал по гранту на исследуемых объектах за разностороннюю помощь, в частности Н. В. Правиковой за консультации по геологии региона и оформлению работы и Е. В. Коптеву за ценные советы и помощь в обработке материалов. Автор благодарен Е. А. Володиной, А. А. Тихвинской и И. А. Прудникову за помощь в организации и проведении полевых работ.

Большая часть лабораторных исследований проводилась в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН под руководством В. Ю. Водовозова, автор признателен коллективу лаборатории за помощь в обработке материалов и возможности работать за приборами лаборатории и отдельно благодарит Н. В. Сальную за помощь в лабораторных экспериментах и советы по палеомагнитным вопросам. Автор благодарит сотрудников лаборатории палеомагнетизма и магнетизма горных пород Казанского Федерального Университета за помощь в обработке материалов для магнитной минералогии и предоставление приборов для использования, в частности Д. М. Кузину, А. Р. Юсупову и В. В. Антоненко.

Автор искренне признателен А. Ю. Паленову и Л. А. Золотой за значительную помощь в обработке данных магниторазведки и консультации по этой тематике. Искреннюю благодарность автор выражает А. С. Федоровой и Г. М. Королю за помощь в проведении полевых работ.

Благодарность автор выражает членам своей семьи за поддержку и создание условий для проведения работ при подготовке диссертации.

Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика района исследований¹

Уральская складчатая система является частью Урало-Монгольского складчатого пояса и простирается меридионально на 2500 км от Байдарацкой губы Карского моря на севере до Приаралья (Северо-Туранская платформа) на юге. По флангам Уральские горы ограничены Восточной-Европейской платформой (ВЕП) с запада и Сибирской платформой с востока. По географическому расположению традиционно Урал делится на 4 зоны с севера на юг: Полярный, Северный, Центральный и Южный.

Южный сегмент Уральских гор – наиболее широкая часть, расположенная между Средним Уралом и Мугоджарами, постепенно утолщается к югу в сравнении со Средним Уралом. Южный Урал протягивается на 550 км от широтного участка реки Уфа (в районе посёлка Нижний Уфалей) до реки Урал. Ширина южного сегмента достигает 250 км. Отмечается более низкий холмистый рельеф, свидетельствующий о меньших силах сжатия в процессе орогенеза.

Уральский складчатый пояс сформировался в палеозое в результате закрытия Палеоуральского океана и коллизии окраин Восточно-Европейской платформы с различными террейнами, включая островные дуги. Геологическая эволюция региона отражает полный цикл Вилсона: от рифтинга до формирования океанического бассейна, субдукции, аккреции, коллизии и заполнения впадин молассой. Внутреннее строение Урала выражено в виде субмеридиональных тектонических зон — мегазон — различного возраста, состава и геодинамической природы.

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А. Петромагнитные исследования Чилектинского плутона Южного Урала // Геофизика. 2024. № 6. С. 94–99. EDN: IWFTBQ. Импакт-фактор 0,342 (РИНЦ). 0,69 п.л., вклад автора – 20%.

2. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Кошелева И.А. Структурная эволюция Чекинского массива (Южный Урал): петромагнитные исследования и анализ трещиноватости // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 6. С. 0792. EDN: NORIAC. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,8 п.л., вклад автора – 20%.

3. Тевелев А.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4: Геология. 2025. Т. 64. № 6. С. 37–48. EDN: ESAMJW. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 2,2 п.л., вклад автора 30%.

Tevelev, A.V., **Shestakov, P.A.**, Volodina, E.A., Tihvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid plutonic massif (Southern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2026. vol. 81. № 1. pp. 38–50. EDN: KGSNQM. Импакт-фактор 0,236 (SJR). 1,5 п.л., вклад автора 30%.

1.1. Геолого-геофизическая изученность

Геологическое изучение Уральского складчатого пояса началось около 200 лет назад – в первой половине XIX века. В многочисленных работах исследователей отражена последовательная эволюция научных представлений — от натурфилософских гипотез до современных тектоно-геодинамических моделей в контексте тектоники плит. Урал традиционно рассматривается как один из эталонных регионов для изучения складчатых поясов коллизионного типа (Пучков, 2000, 2010).

В 30-х годах XX века при широком развитии геологоразведочных работ были созданы первые обобщающие стратиграфические схемы, разработаны концепции флишевой формации Зилаирской зоны, установлены офиолитовые ассоциации. Особенно важными стали стратиграфические исследования Л. С. Либровича, касающиеся девонско-каменноугольных стратонов (Либрович, 1934, 1938, 1944), которые впоследствии легли в основу стратиграфической схемы, использующейся на протяжении десятилетий. В эти же годы началось активное систематическое изучение полезных ископаемых — золота, меди, никеля, хрома — и выявление связи их размещения с тектоническими зонами и магматизмом.

Во второй половине XX века в пределах Южного Урала проводятся широкомасштабные геологические съемки масштаба 1:200 000 и 1:50 000 (Гуцаки и др., 1957; Краснова и др., 1959), создаются региональные тектонические и металлогенические схемы. Работы охватывают множество тематик: тектоническое строение (Баринов А.А., Камалетдинов М.А., Мамаев Н.Ф., Чайко Г.И.), литофациальный анализ, палеонтологическое обоснование стратиграфии, в том числе по конодонтам. Уточняются границы зон, выявляются фациальные особенности вулканогенно-осадочных комплексов. Значительный вклад в изучение тектоники, магматизма и океанических реликтов Урала внес А.В. Пейве. В контексте интрузивных образований на основе данных 30-х годов и новых геохимических данных выявляются общие закономерности и маркеры процессов внедрения магм (Бородина Н.С., Борисенко Л.Ф., Ферштатер Г.Б., Штейнберг Д.С., Струве Н.В. (Струве, 1959)).

Параллельно с геологическими методами развиваются геофизические методы: аэромагнитная и гравиметрическая съемка, тематические интерпретации геофизических полей (Бельтенов Е.Б., Данукалов Н.Ф., Хрусталева Н.С., Никифоров А.В.). Закладываются основы современной палеомагнитной корреляции и металлогении.

Начиная с 1990-х годов, под влиянием изменения глобальных парадигм (в первую очередь, разработки тектоники плит), происходит переосмысление тектонической

истории Урала. В.Н. Пучков формулирует палеогеодинамическую модель Урала как результат закрытия Палеоуральского океана с формированием островодужных систем и аккреции океанических террейнов (Пучков, 2000). Большую роль играет обобщение геохимических, изотопных и геохронологических данных, интеграция магнитостратиграфии и корреляции по спорово-пыльцевым комплексам (Пучков, 2010). Развиваются представления о плюм-тектонической эволюции восточных зон, пермском анатектическом магматизме и образовании Главной гранитной оси. Модель Уральского орогена рассматривается в контексте глобального палеогеографического цикла суперконтинента Пангея II.

Последние десятилетия характеризуются переходом от чисто описательных и картографических методов к квантифицированным моделям: широко применяются методы LA-ICP-MS, SHRIMP-датирования, масс-спектрометрии (Nd, Sr, Pb), термобарометрии (Васюкова, Рахимов, 2025; Ковалев и др., 2024; Рязанцев и др., 2015, 2019). Развиваются тектоно-террейновые и геодинамические модели с реконструкциями положения микроконтинентов и островных дуг в составе Урала (Салихов и др., 2019). Выпущены новые издания Государственных геологических карт, учитывающие новые данные по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым, в частности, по интересующим автора территориям (Князев и др., 2013; Лисов и др., 2018; Тевелев и др., 2018).

1.2. Тектоническая зональность Южного Урала

Уральская горно-складчатая система имеет сложное тектоническое строение. В тектоническом районировании выделяют две структурно-тектонические единицы: мегазоны – крупные блоки, разделённые системами разрывных нарушений – шовными зонами. С запада на восток в строении Уральских гор выделяются шесть долготных мегазон: Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская мегазона, Центрально-Уральская мегазона, Тагило-Магнитогорская мегазона, Восточно-Уральская мегазона и Зауральская мегазона.

Основные структурные подразделения Южного Урала включают (рис. 1.2.1): Предуральский краевой прогиб, Башкирскую мегазону, Уралтау, Главный Уральский разлом, Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны. Часть структурно-фациальных зон (СФЗ) Южного Урала имеют связь со Средним Уралом (например, Тагило-Магнитогорская мегазона). Горные хребты Южного Урала рассечены четырьмя крупными разломами (с запада на восток), которые соотносятся с сутурными

зонами: Зюраткульский, Главный Уральский, Чебаркульский и Копейский. Системы разрывных нарушений имеют меридиональное простирание.

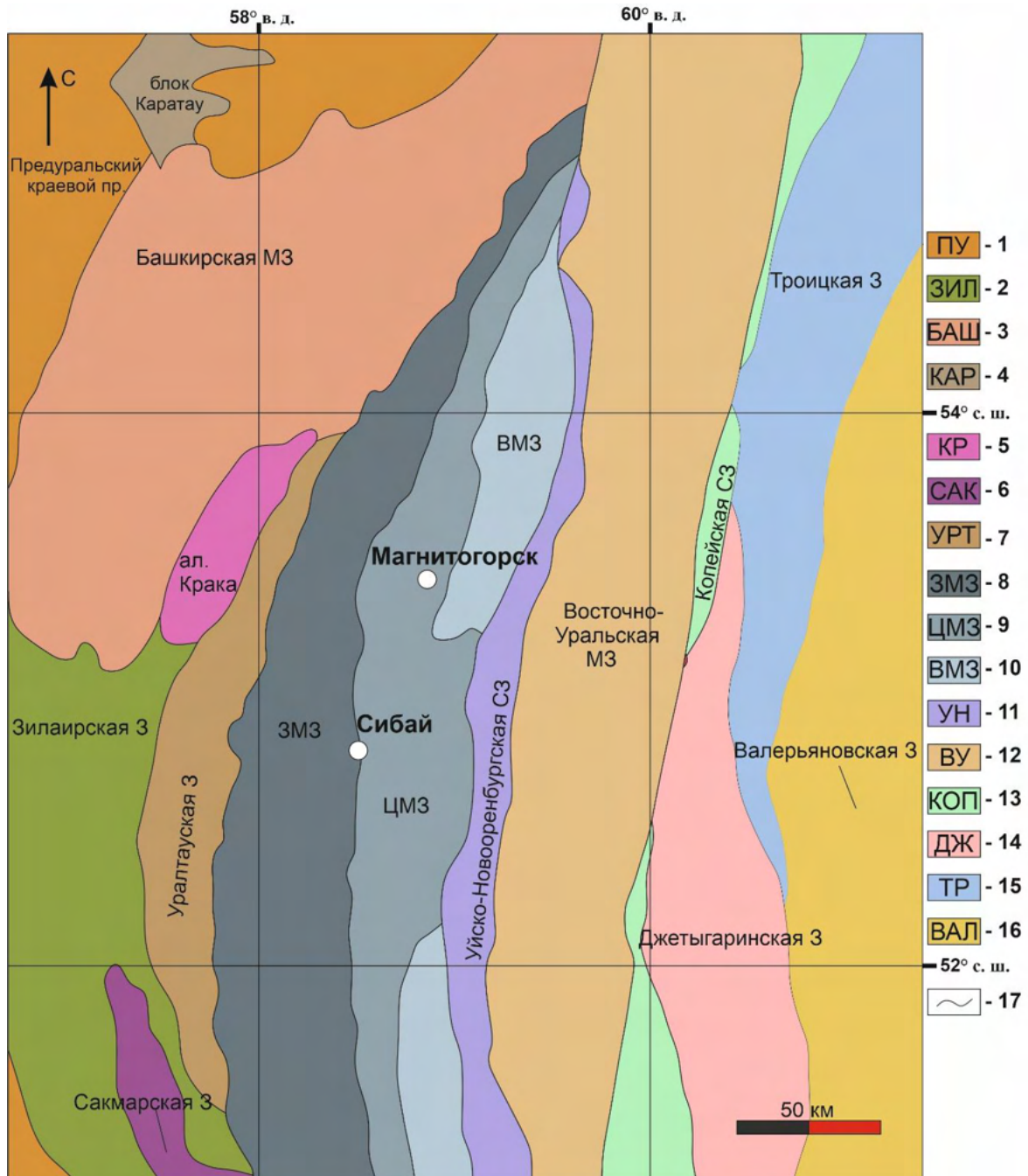


Рисунок 1.2.1 – Схематическая карта структурных подразделений Южного Урала по (Салихов и др., 2019): 1 – Предуральский краевой прогиб (Бельская зона); 2 – Зилаирская зона; 3 – Башкирская мегазона; 4 – блок Каратау; 5 – Аллохтон Крака; 6 – Сакмарская зона; 7 – Уралтауская зона; 8-10 – Магнитогорская мегазона: 8 – Западно-Магнитогорская зона (ЗМЗ), 9 – Центрально-Магнитогорская зона (ЦМЗ), 10 – Восточно-Магнитогорская зона (ВМЗ); 11 – Уйско-Новооренбургская сутурная зона; 12 – Восточно-Уральская мегазона; 13 – Копейская сутурная зона; 14–15 Зауральская мегазона: 14 – Джетыгаринская зона, 15 – Троицкая зона; 16 – Валерьяновская зона; 17 – границы зон. З – зона, МЗ – мегазона, СЗ – сутурная зона

Предуральский краевой прогиб представляет собой крупную синклинальную структуру, начало формирования которой связано с коллизией в московском веке, а конец формирования – с позднепермским временем. В пределах Предуральского краевого прогиба на Южном Урале выделяют Юрюзано-Сылвенскую и Бельскую впадины, заполненные молассовыми и флишевыми допермскими отложениями и соляными толщами нижней перми, и разделяющий их выступ Каратау. Мощность толщи пермских и частично пермо-триасовых осадков, перекрывающих ордовикско-каменноугольные шельфовые и рифейские отложения составляет до 6 км. В пределах платформенного чехла отмечаются многочисленные надвиги и сбросы. На край Предуральского краевого прогиба надвинут комплекс аллохтонов (Нязепетровский, Маякутский, Аптряковский) Западно-Уральской мегазоны внешней складчатости, сложенной осадочными породами палеозоя.

Западно-Уральская мегазона ограничена с запада Предуральским краевым прогибом, а с востока – Главным Уральским разломом, отделяющим её от Магнитогорской мегазоны. В геологическом плане она включает преимущественно ордовикско-каменноугольные осадочные породы, формировавшиеся в условиях мелководного шельфа и континентального склона, с постепенным увеличением глубины осадконакопления в восточном направлении (Иванов, Пучков, 2022). В строении мегазоны традиционно выделяют две структурно-формационные подзоны: западную – Бельско-Елецкую и восточную – Зилаиро-Лемвинскую.

Бельско-Елецкая подзона сложена мощными толщами (до 1000 м) рифогенных, биогермных и детритовых известняков, доломитов и кварцевых песчаников. В пределах Западно-Уральской мегазоны вдоль всей окраины Восточно-Европейской платформы прослеживается нижнедевонский барьерный риф (Пучков, 2010).

Зилаиро-Лемвинская подзона представлена флишевыми терригенными и кремнисто-глинистыми толщами, смятыми надвиговыми и складчатыми деформациями. Формирование флишевых отложений Зилаиро-Лемвинской подзоны происходило в глубоководной части склона континентального подножья и связано с началом субдукции под островную дугу Урала в позднедевонское — раннекаменноугольное время (Иванов, Пучков, 2022).

Складчатая структура Западно-Уральской мегазоны представлена сериями антиклиналей и синклиналей северо-западного простирания, часто осложнённых сбросами и надвигами. В процессе урало-герцинской коллизии зона испытала значительные горизонтальные перемещения, приводившие к скучиванию пород и

формированию зон слоистых тектонических покровов, особенно выраженных на восточной границе мегазоны.

Восточнее на границе Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазон расположена **Башкирская мегазона**, представляющая собой деформированный рифейско-вендский чехол Восточно-Европейской платформы. Формирование Башкирской мегазоны происходило в четыре стадии рифтинга, каждая из которых сопровождалась активным вулканизмом. На севере Башкирского антиклинория выходят породы архейско-раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы – Тараташский выступ, сложенный гнейсами, амфиболитами, сланцами, мигматитами. Особенностью Тараташского блока является антиуральское, т.е. широтное, простираие складчатых структур. На востоке Тараташский блок ограничен зонами бластомилонитов. Башкирская мегазона рассечена Зюраткульским разломом, который ограничен на севере Тараташским выступом.

Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская и Башкирская мегазоны, представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента, сформировавшуюся в позднем кембрии – раннем ордовике и развивавшуюся в ордовике – девоне. В карбоне – перми пассивная окраина была деформирована, став частью Уральского складчато-надвигового пояса.

Между Башкирской мегазоной и Главным Уральским разломом расположена **мегазона Уралтау**, включающая непосредственно хребты Уральских гор, – позднедевонский сутурный шов Палеоуральского океана. Структура мегазоны Урал-Тау представляет собой антиклинорий, сложенный рифейскими и вендскими отложениями суваянского комплекса на западе и максютовского комплекса на востоке. Суваянский комплекс сложен преимущественно кварцито-сланцевыми толщами зеленосланцевой формации, максютовский – преимущественно аркозовыми и вулканогенно-кремнистыми толщами, габброидами и гипербазитами зеленосланцевой и эклогит-глаукофансланцевой формаций.

Присакмаро-Вознесенская зона, или зона Главного Уральского разлома имеет меридиональное простираие, падает на восток под углом от 45 до 60° и разделяет Урал на два блока: палеоконтинентальный (западнее разлома) и палеоокеанический (восточнее разлома). Восточная часть зоны надвинута на Башкирский антиклинорий. Данная зона представлена серпентинитовым меланжем с разноразмерными тектоническими блоками различного состава: базальтов и кремнистых пород поляковской толщи, гипербазитов и габброидов массива Нурали, долеритов. Присакмаро-Вознесенская зона прорвана

многочисленными аллохтонными гранитоидными массивами, например, среднекаменноугольными Тургорским и Сыростанским тургорско-сыростанского комплекса.

Восточнее Главного Уральского разлома расположена *Магнитогорская мегазона* (ММЗ), являющаяся реликтом палеозойской островной дуги, сохранившейся в процессе субдукции и последующей коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента. Она формировалась в результате надсубдукционного магматизма, начавшегося в девоне, и была аккретирована к континенту рубеже девонского и каменноугольного периодов (Салихов и др., 2019). Девонская палеостроводужная система, разделена на две палеодуги – Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую, между которыми расположен палеорифт – Центрально-Магнитогорская зона. Западно-Магнитогорская часть представлена островодужными вулканическими образованиями, смятыми в крупные пологие складки, с большим количеством субвулканических тел. Западно-Магнитогорская зона надвинута на Центрально-Магнитогорскую мегазону с запада, т.е. они имеют тектоническую границу. Центрально-Магнитогорская зона сложена каменноугольными вулканогенно-осадочными толщами. Контакт Центрально-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской мегазон тектонический. Восточно-Магнитогорская мегазона надвинута на Центрально-Магнитогорскую мегазону с востока. Вулканогенно-осадочные толщи представлены бугодакской, березовской и аблязовской свитами, сложенными базальтами, андезитами и пирокластическими образованиями, габброидами и диоритами. Наиболее крупными интрузивными образованиями являются Погорельский массив, Пичкеевский массив и тела сахаринско-амамбайской серии.

В Магнитогорской мегазоне находится Магнитогорско-Богдановский грабен (рифт), представляющий собой систему раздвигов типа «*pull-apart*», развивавшуюся в пределах отмирающей островной дуги начиная с фаменского века до середины визейского века (Тевелев и др., 2026). В пределах грабена развиты эффузивы базальтового и кислого состава, а также многочисленные вулканоплутонические комплексы. Вулканиды представлены как покровными базальтами, так и лавовыми потоками центральных и щитовых вулканов, что указывает на сложную и многостадийную историю рифтогенеза и плюм-зависимого магматизма (Салихов и др., 2013).

Магнитогорская мегазона характеризуется широким развитием интрузивных образований преимущественно раннекаменноугольного возраста. Интрузии

представлены базит-ультрабазитовыми телами (например, худолазовский и сахаринско-амамбайский комплексы); гранитоидами, образовавшимися в результате корового анатексиса в позднем девоне – карбоне. В центральной и восточной частях зоны развиты рифтогенно-плюмовые серии ОІВ-типа с характерными геохимическими метками деплетированной мантии.

Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны разделяет узкая часть Уйско-Новооренбургской шовной зоны, сложенной мелкими серпентинитовыми массивами и комплексами специфического состава: позднефранского абсарокит-шошонитового, эйфельско-раннефранского конденсированного кремнистого разреза, среднедевонского черносланцевого.

Восточно-Уральская мегазона, или "Главная гранитная ось Урала", представляет собой коллаж офиолитов, островных дуг и докембрийских континентальных массивов (микроконтинентальных террейнов). С двух сторон на Восточно-Уральскую мегазону надвинуты тектонические пластины раннекаменноугольных вулканитов. С запада она ограничена Чебаркульским разломом. С юга зона продолжается в Мугоджары, а на севере погружается под чехол мезокайнозойских осадков Западно-Сибирской платформы (Иванов, Пучков, 2022).

В структурном плане мегазона сложена чередующимися синформными и антиформными блоками. Синформы выполнены неметаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами. Антиформы сложены глубинными метаморфическими и интрузивными комплексами.

Восточно-Уральская мегазона в раннепалеозойское время развивалась в условиях континентального рифтогенеза. В позднем палеозое Восточно-Уральская мегазона испытала интенсивную орогеническую переработку, следами которой являются многочисленные выходы тоналитовых, гранитных, лейкогранитных и монцонитовых массивов, например, Сундукский и Челябинский. Самым крупным аллохтоном в пределах этой мегазоны является Сухтелинский, сложенный чередующимися пластинами ордовикских базальтов и девонских кремнистых пород, надвинутых друг на друга. Восточно-Уральская мегазона Южного Урала интерпретируется как зона окраинного магматизма и метаморфизма, активно вовлечённая в орогенез позднего палеозоя (Тевелев и др., 2018).

Палеозойская история Восточно-Уральской зоны включает развитие окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса андийского типа (на восточной окраине Восточно-Европейского континента), сформировавшегося над зоной субдукции

восточнее Магнитогорской синформы в позднем девоне. Магматизм здесь был интенсивным, включал как интрузивные, так и вулканические образования, при этом в восточной части зоны особенно широко развиты вулканиты известково-щелочной серии. Особенностью южной части зоны является присутствие преимущественно автохтонных осадочных комплексов, в то время как в северной части доминируют аллохтонные островодужные комплексы, предположительно сформировавшиеся в условиях энсиматической островной дуги. Такие различия указывают на сложную тектоническую эволюцию с наложением террейнов и аллохтонных комплексов (Пучков, 2000).

Восточно-Уральская мегазона с востока ограничена Копейской шовной зоной, Челябинским, или Копейским разломом. К разлому приурочен Челябинский грабен – самый западный рифт в системе Западно-Сибирских триасовых рифтов. Копейская шовная зона отделяет Уральскую горно-складчатую систему от Западно-Сибирской плиты.

Зауральская мегазона, расположенная восточнее Восточно-Уральской, погружается на востоке под чехол Тургайского прогиба и Западно-Сибирской платформы. В пределах Южного Урала Зауральская мегазона является восточной границей уралид. Зауральская мегазона представляет собой аккреционный комплекс, сложенный палеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями (Иванов, Пучков, 2022). В представленной работе не рассматривается.

1.3. Плутонические комплексы Южного Урала

1.3.1. Общие сведения о массивах Южного Урала

Плутонические комплексы на Южном Урале распространены в основном в Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах (рис. 1.3.1). Самые крупные массивы – батолиты – достигают размеров порядка сотен квадратных километров и встречаются, в основном, в Восточно-Уральской зоне. Массивы Магнитогорской мегазоны (ММЗ) значительно меньше (десятки квадратных километров). Только на юге ММЗ присутствуют большие массивы. В общей сложности в пределах ММЗ и Восточно-Уральской зоны насчитывается около 35 массивов и 25 слагающих их плутонических комплексов. Количество массивов превышает количество плутонических комплексов, так как некоторые плутонические комплексы слагают более одного массива.

Формирование плутонических комплексов на Южном Урале в палеозое происходило в несколько этапов (Ферштатер, 2013), различающихся по геодинамической обстановке, источникам магм и составу пород. Ранний этап

(ордовикско-девонский, 460–400 млн лет) связан с мантийным надсубдукционным магматизмом в островодужной обстановке Тагильской мегазоны. В это время сформировались дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала (урало-аляскинский тип) и комагматичные им габбро-гранитоидные серии Тагильской вулканогенной зоны. Для этих комплексов характерны породы от ультраосновных до кислых, обогащенные Sr, Ba, Cr, V, с отрицательными аномалиями Nb и Zr, что указывает на их связь с зонами субдукции и задугового спрединга.

Следующий этап (девонско-раннекаменноугольный, 380–310 млн лет) знаменует переход к мантийно-коровому магматизму в обстановке активной континентальной окраины. В это время формируются крупные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) массивы, такие как Верхисетский, Челябинский и другие. Их особенностью является широкая роль водного анатексиса: внедрение роговообманковых габбро (мантийный источник) сопровождалось их частичным плавлением с образованием тоналитов, гранодиоритов и, позднее, гранитов. Эти породы обладают известково-щелочным трендом и отчетливой геохимической зональностью (рост K, Rb, La с запада на восток), отражающей восточное падение палеозоны субдукции.

Завершающий этап (поздний карбон – пермь, 310–250 млн лет) связан с коровым коллизионным гранитным магматизмом. В это время сформировались крупные гранитные массивы (Адуйский, Мурзинский, Джабыкский), источником которых послужила новообразованная палеозойская кора (граниты с низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и положительным ϵNd) и, в меньшей степени, древний докембрийский фундамент. Для этих гранитов характерны повышенные содержания Li, Rb, Cs, U, Th и отчетливая отрицательная Eu-аномалия. В целом, эволюция плутонических комплексов Южного Урала демонстрирует закономерную смену мантийного магматизма мантийно-коровым и затем коровым, что сопровождалось ростом доли кремнекислых пород и «континентализацией» состава магматитов.

Одним из очевидных и легко диагностируемых различий гранитодных интрузивов служит наличие и концентрация магнитных минералов (Фоминых, Ярош, 1970). Такими минералами являются, в первую очередь, магнетит и титаномagnetит, а также ильменит и, в меньшей степени, гематит. Особенно выделяются маркеры по форме и морфологии зерен магнетита и по концентрации титана и ванадия. По этим особенностям предполагается определение: 1) источника магм интрузивов – базальтового или сиалического, где у базальтовых магм повышено содержание

акцессорного магнетита; 2) кислородного режима при формировании пород (Фоминых, Ярош, 1970).

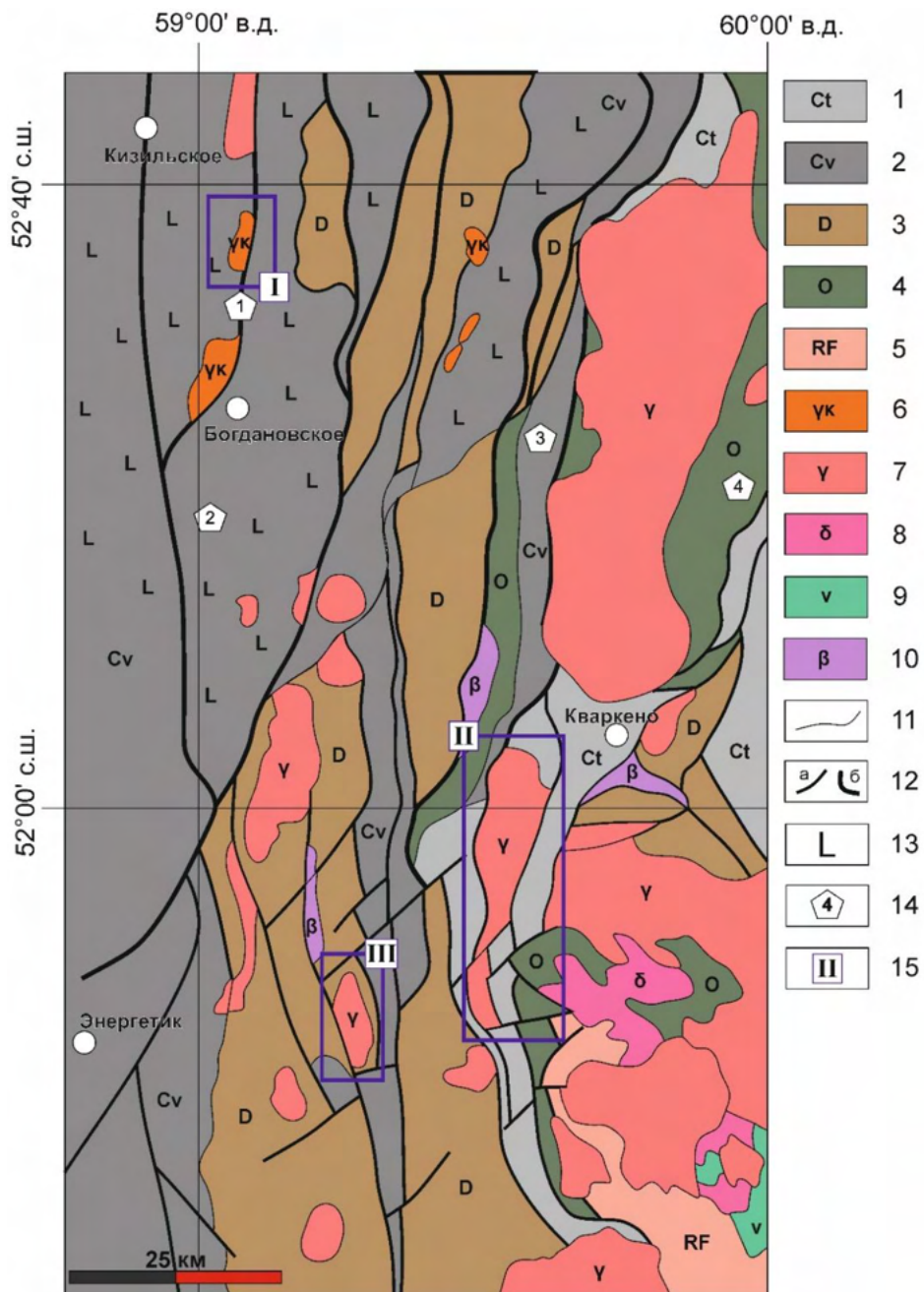


Рисунок 1.3.1 – Геологическая карта района исследований по (Лисов и др., 2018; Тевелев и др., 2018): 1 – каменноугольные терригенные породы; 2 – каменноугольные вулканические породы; 3 – девонские породы; 4 – ордовикские породы; 5 – рифейские породы; 6 – щелочные гранитоиды; 7 – гранитоиды; 8 – гнейсодiorиты; 9 – метагаббро; 10 – мафические породы; 11 – границы геологических подразделений; 12 – разрывные нарушения (а – локальные разломы, б – региональные разломы); 13 – базальтоиды; 14 – структурные объекты: 1 – Карабулакский взбросо-сдвиг, 2 – Магнитогорская мегазона, 3 – Уйско-Новооренбургская сутурная зона, 4 – Восточно-Уральская мегазона; 15 – объекты исследования: I – Чекинский массив, II – Крыклинский плутон, III – Чилектинский плутон

Изученная в данной работе территория охватывает листы миллионного масштаба N-40 и M-40. В масштабе 1:200 000 рассматриваются в первую очередь листы N-40-XXXVI (Тевелев и др., 2018) и M-40-VI (Лисов и др., 2018). Объекты исследования находятся в Центрально-Магнитогорской зоне, в Восточно-Магнитогорской зоне на границе с Восточно-Уральской мегазоны и на западном фланге Восточно-Уральской мегазоны (Рисунок 1.3.1).

1.3.2. Чекинский массив

Чекинский массив находится на юге Челябинской области в Кизильском районе на левом берегу реки Урал. Массив имеет меридиональное простирание и составляет 6,5 км в длину и 1–2 км в ширину, сужаясь в северной части (рис. 1.3.2). С востока Чекинский массив ограничен региональным Карабулакским разломом меридионального простирания, имеющим крутое (50–70°) падение на запад. Остальные контакты нормальные интрузивные. Массив прорывает вулканогенно-осадочные породы греховской и березовской свит карбона. На востоке массив граничит с греховской свитой, а с запада – с березовской свитой.

Чекинский интрузивный массив расположен в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена Центрально-Магнитогорской зоны. Чекинский массив входит в состав западной ветви массивов малочекинского комплекса, который включает ещё пять массивов: Богдановский, Малочекинский, Грязнушинский, массивы гор Длинная и Кудрявая.

Состав пород

Чекинский массив состоит из трех фаз малочекинского комплекса: первую фазу составляют монцодиориты, вторую – щелочные сиениты, третью – щелочные граниты (эта фаза занимает наибольшую площадь). Породы комплекса содержат от 15 до 30% щелочных темноцветных минералов: амфиболы ряда эгирин-рибекит-арфведсонит и пироксены ряда эгирин-геденбергит. Высокотитанистые эгирины имеют повышенное содержание циркония. Среди различных акцессорных минералов в породах встречаются монацит, сфен, апатит, циркон, магнетит и ильменит (Тевелев и др., 2009).

В щелочных гранитоидах основными породообразующими минералами являются кварц (25–30%) полевой шпат (40–50%) и плагиоклаз. Граносиениты представлены преимущественно полевыми шпатами (60–70%). Щелочные сиениты относятся к порфировидным породам с вкраплениями темноцветных минералов, образующих скопления мелких зерен, ксеноморфных участков между зернами полевых шпатов.

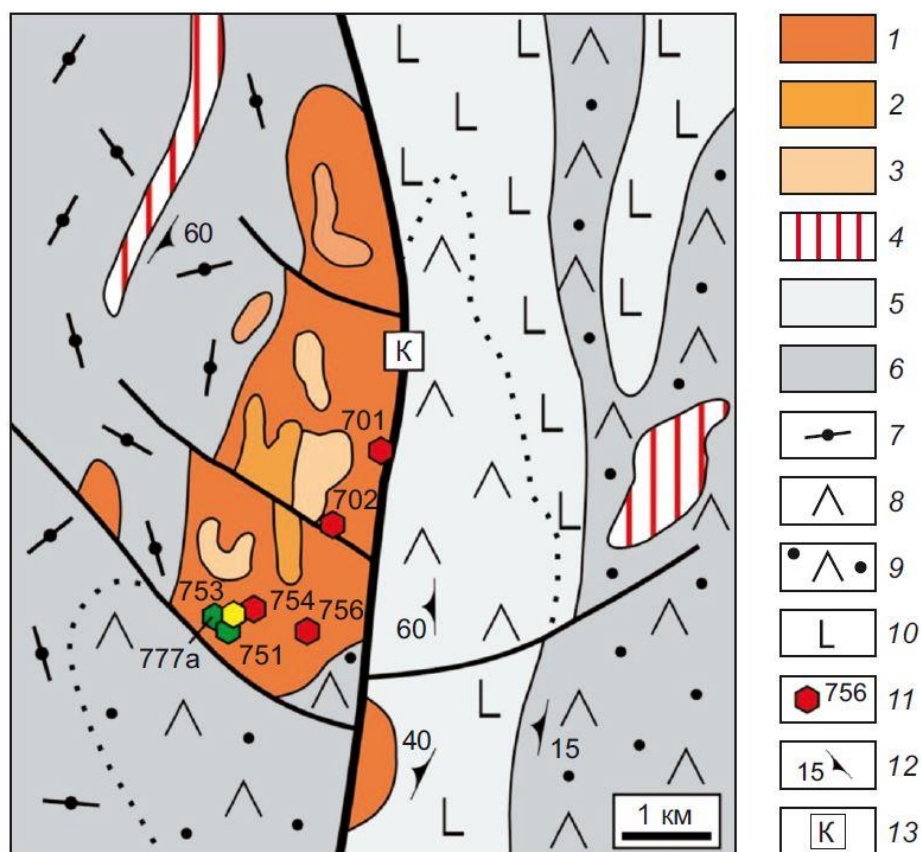


Рисунок 1.3.2 – Фрагмент геологической карты масштаба 1:200 000 (Тевелев и др., 2018) и схема расположения точек опробования Чекинского массива: 1–3 – малочекинский комплекс: 1 – щелочные граниты и щелочные граносиениты 3-й фазы, 2 – сиениты и щелочные сиениты 2-й фазы, 3 – монцодиориты, монцониты 1-й фазы; 4 – субвулканические трахириолиты; 5 – греховская свита; 6 – березовская свита; 7–10 – вулканиты: 7 – трахириолиты, 8 – дациты, 9 – туфы дацитов, 10 – базальты; 11 – точки замеров трещиноватости (желтые), сайтов отбора палеомагнитных образцов (зеленые), комплексных работ (красные); 12 – элементы залегания плоскопараллельных структур; 13 – Карабулакский взбросо-сдвиг

Геохимический состав

Малочекинский комплекс состоит из двух ветвей – западную и восточную, которые несколько отличаются по своим характеристикам (Фурина и др., 2010). В целом, гранитоиды малочекинского комплекса характеризуются высоким содержанием щелочей: содержание K_2O увеличивается с повышением кислотности, а уровень Na_2O снижается. Для геохимического состава малочекинского комплекса также характерны низкие содержания железа и алюминия. Однако, западная ветвь малочекинского комплекса является более калиевой и менее железистой. Чекинский массив по геохимическому составу относится к западной ветви с более калиевым составом.

К характерным чертам Чекинского массива относится высокое содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно тяжелых (Тевелев и др., 2009).

Возраст

Гранитоиды Южного Урала и, в частности, малочекинского комплекса исследовались достаточно давно – с 20-х годов XIX века. Первая работа была, видимо, проведена А.Н. Заварицким (Заварицкий, 1927). В работе по вопросам петрологии гранитоидов Урала Богдановский массив (аналогичный Чекинскому), описывается как раннекаменноугольный (Скопина, 1970).

В работе (Салихов и др., 2019) авторы делают вывод о каменноугольном возрасте Чекинского массива. Сами исследования по определению возраста проводились U-Pb методом по трем пробам циркона и Rb-Sr эрохроне по шести валовым пробам (Салихов и др., 2013). К сожалению, в работе приведена Rb-Sr не изохрона, а эрохрона, и изотопные характеристики в трех пробах циркона получены не по отдельным зернам, а по валу пробы. Эта ситуация не позволяет считать эти результаты вполне достоверными. Более ранняя работа принадлежит группе А.В. Тевелева (Фурина и др., 2010), которая устанавливала возраст Чекинского массива с помощью различных изотопных систем, которые показали разный возраст (табл. 1.3.1). Предшественники в основном использовали Rb-Sr и K-Ar системы для датировок (Чайко, Яркова, 1982). Однако были получены и U-Pb изотопные датировки возраста циркона по Богдановскому и Чекинскому массивам (Старков и др., 1975), которые показали триасовый возраст.

Таблица 1.3.1 – Литературные данные по возрасту Чекинского массива

Метод датирования	Возраст	Количество анализов	Источник
U-Pb	352,7-353,9 ± 4	2	Фурина и др., 2010
Sm/Nd	244 ± 83	1	Фурина и др., 2010
Rb/Sr	240	4	Фурина и др., 2010
Rb-Sr	237 ± 21	5	Тевелев и др., 2009
K-Ar	202 ± 3	25	Чайко, 1982
U-Pb	260 ± 30	3	Старков и др., 1975

Результаты Rb/Sr изохронного анализа позволили определить возраст массива, как средний триас (Тевелев и др., 2009). Низкое начальное соотношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ свойственно гранитоидам мезозоя. Sm/Nd изотопный возраст щелочных гранитоидов малочекинского комплекса определен как средний триас. В то же время анализ U/Pb по цирконам показал значительно другой возраст – раннекаменноугольный. Двухстадийный модельный Nd возраст магматического источника щелочных гранитоидов малочекинского комплекса составляет 547 млн. лет, что соответствует границе палеозоя и докембрия.

По литературным данным затруднительно сделать однозначный вывод о возрасте Чекинского массива. Отметим, что все полученные датировки можно разделить на две группы, относящиеся к раннекаменноугольной эпохе и к триасовому периоду (табл. 1.3.1).

Геодинамическая обстановка формирования

Геодинамическая обстановка формирования мезозойских гранитоидов в пределах Магнитогорской зоны приходится на границу анизийского и ладинского веков среднего триаса и связано с широтным расширением, в результате которого на границе Восточно-Уральской и Зауральской мегазон (Шатагин и др., 2000) развивался рифт (Челябинский грабен) с интенсивным базальтоидным вулканизмом. Прекращение этого процесса на рубеже анизийского и ладинского веков очевидно было связано с переходом от процессов растяжения к обстановке сжатия. Эта смена процессов трансформировала Челябинский рифт в рампу, развитие которого продолжалось вплоть до ранней юры. В рамках таких представлений о мезозое режим сжатия реализовался в виде правосторонней транспрессии (Тевелев, Кошелева, 2002). Отдельно стоит отметить, что в каменноугольном периоде, к которому относятся вмещающие породы характерна обстановка левосторонних движений.

В среднем триасе происходило формирование коровых очагов на западном плече рифта в пределах Восточно-Уральской мегазоны, где мощная континентальная кора образовалась еще в ранней перми. Все массивы малочекинского комплекса, по-видимому, сформировались в локальных зонах присдвигового растяжения. Эти события были связаны с глубинными очагами, в которых плавлению предшествовала флюидная переработка.

Согласно представлениям некоторых авторов (Мосейчук и др., 2001; Пучков, 2000; Ферштатер, Беа, 1993), для раннего карбона в Магнитогорской зоне образовались вулканоплутонические ассоциации, включающие интрузивные массивы. Однако, в других работах (Правинова, 2006; Салихов, Митрофанов, 1994) считается, что интрузивные комплексы Восточно-Уральской зоны не имеют прямой связи с вулканогенными комплексами. Отдельно стоит отметить, что малочекинский комплекс отличается составом от других массивов Магнитогорской зоны и его массивы описываются, как «изолированные» от северных массивов (Салихов и др., 2019, стр. 194).

При рассмотрении вопроса о синхронности процессов вулканической и плутонической деятельности возникает задача определения продолжительности

периодов формирования магматических комплексов. Для комплексов Магнитогорской зоны выделено два интервала плутонической деятельности (Правикова, Тевелев, 2006). В первом интервале 357–346 млн лет происходило внедрение адамеллитов и гранитоидов (на примере Замотохинского и Петропавловского массивов) с накоплением карбонатных отложений. Во втором интервале 334–327 млн лет шло внедрение габбро-гранитных серий с повышением щелочности. Это период конца формирования вулканогенной части Магнитогорской зоны и начало авулканического этапа с образованием мелководных известняков. Таким образом, образование плутонических комплексов в раннем карбоне не шло синхронно с фазами тектоногенеза, а сопровождалось накоплением терригенных и карбонатных осадков (Правикова, 2010). Между двумя интервалами плутонической активности происходили события вулканизма, которые были отделены во времени от плутонической деятельности, хотя по продолжительности эти два разных типа процессов оказались схожими (Правикова, 2010).

Мезозойские щелочные гранитоиды комплекса имели глубинную природу, но претерпели флюидные изменения (метасоматоз) со значительным привнесом высокочarged элементов и калия (Тевелев и др., 2009).

Геофизическая характеристика

Площади Чекинского массива не выделяются по полю силы тяжести от окружающих пород и относятся к региональной положительной аномалии. Чекинский массив находится на границе контрастной положительной аномалии магнитного поля, которая локально проходит по Карабулакскому разлому. Сам массив не выделяется среди вмещающих пород.

1.3.3. Крыклинский плутон

Крыклинский гранитоидный плутон расположен в Адамовском районе Оренбургской области на правобережье р. Крыкла. Крыклинский плутон имеет в плане форму крупной линзы меридионального простирания, ограниченной разрывами и имеющей размер примерно 20×8 км (рис. 1.3.3). Плутон расположен на западном краю Восточно-Уральской мегазоны и практически граничит с Уйско-Новооренбургской зоной. На северо-востоке массив перекрыт солнечной толщей. С востока Крыклинский массив граничит с нижнекаменноугольными биргильдинской толщей мраморизированных известняков и берзиновской вулканогенной толщей базальтоидов и риолитов. С запада контакт массива тектонический, где находятся визейские углеродисто-глинисто-известковистые сланцы каменной толщи (в северной части),

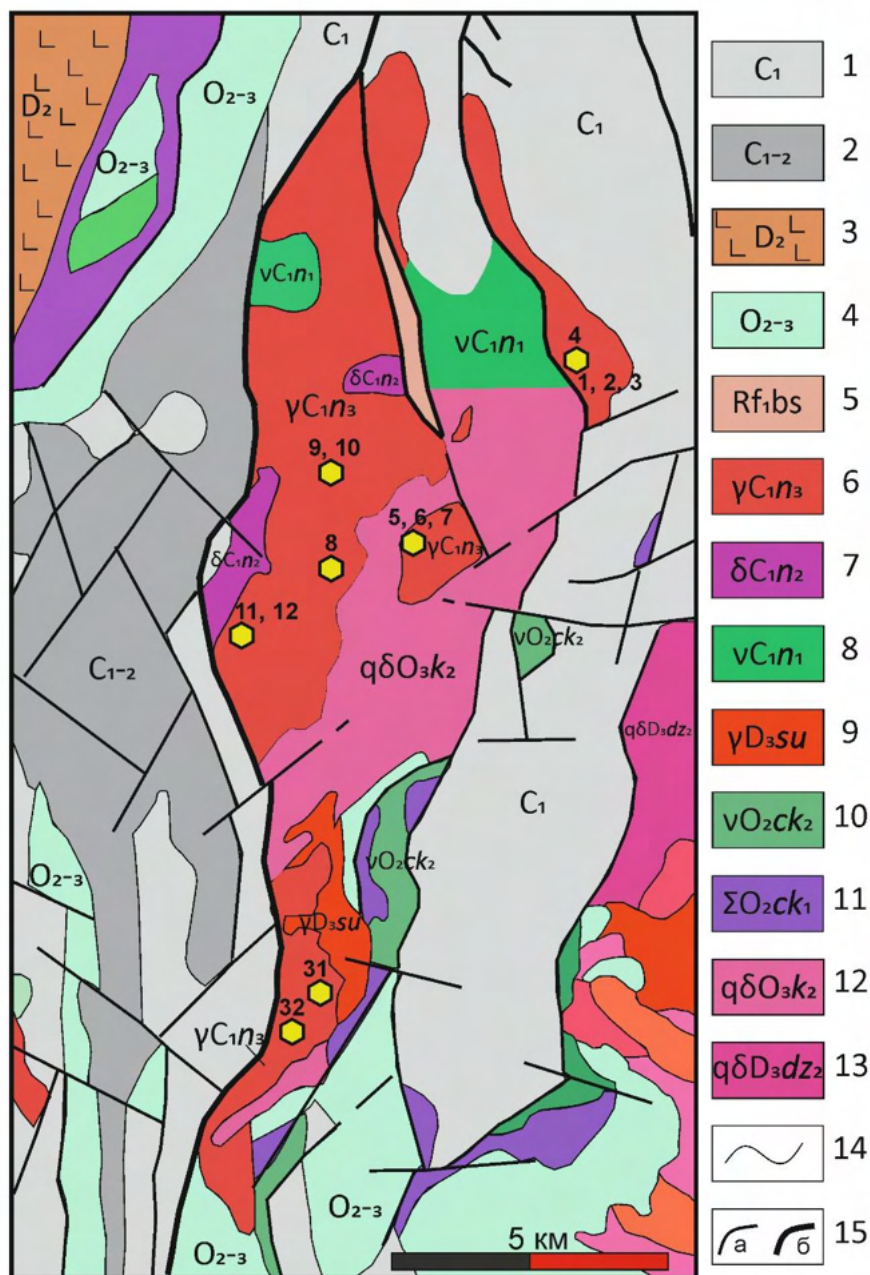


Рисунок 1.3.3 – Геологическая карта Крыклинского плутона и вмещающих пород (по Лисов и др., 2018; А.В. Тевелев и др., 2018) и схема расположения точек опробования для Крыклинского плутона: 1 – раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные и осадочные толщи; 2 – ранне-среднекаменноугольные осадочные толщи; 3 – среднедевонские вулканогенные толщи; 4 – средне-позднеордовикские метаморфические толщи; 5 – раннерифейская бескрыковская метаморфическая толща; 6–8 – неплюевский комплекс: 6 – гнейсоплагиограниты 3-й фазы, 7 – гнейсодиориты 2-й фазы, 8 – габбро и габбродиориты 3-й фазы; 9 – позднедевонский среднеушкатинский гранодиорит-гранитный комплекс, 10–11 – чебаркульско-казбаевский комплекс: 10 – метагаббро и габбро 2-й фазы, 11 – серпентиниты, 12 – крыклинский комплекс: кварцевые гнейсодиориты 2-ой фазы; 13 – джабыгасайский комплекс: кварцевые диориты 2-ой фазы; 14 – геологические границы; 15 – разрывные нарушения: а – локальные разломы, б – региональные разломы

мраморизованные известняки и углисто-известковые аргиллиты каморзинской толщи нижней-средней каменноугольной системы и раннекаменноугольные алевролиты, песчаники, гравелиты, сланцы кугутыкской свиты.

Практически все породы Крыклинского массива разгнейсованы, иногда очень сильно. В пределах плутона выходят три комплекса: позднеордовикский крыклинский, состоящий из метагаббро, метадiorитов и метаплагиогранитов (занимает юго-восточную часть плутона), позднедевонский среднеушкатинский гранодиорит-гранитовый комплекс (южная часть плутона) и третья фаза раннекаменноугольного неплюевского комплекса габбро-диорит-гранитов.

Состав

Среднеушкатинский гранодиорит-гранитовый комплекс представлен рядом мелких массивов, входящих в состав Крыклинского, Каиндинского и Шильдинского плутонов в Челябинско-Суундукской и Копейско-Ушкотинской подзонах, а также самостоятельными телами — Кумус-Тюбинским массивом и линейным телом гранит-порфиров в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Комплекс представлен одной фазой внедрения. Слагающие породы представлены гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и дайками лейкогранитов. В юго-западной части Каиндинского плутона он образует лакколит с подводящим каналом, сложенный гранитами; жилы представлены аплитами и лейкогранитами. Вмещающие породы — гранодиориты позднефранского джабыгасайского комплекса, а также сланцы маячной свиты ордовика и ортогнейсы крыклинского комплекса. Возраст комплекса определяется как позднедевонский, и его формирование связывается с заключительными этапами становления плутонических серий в восточной части Южного Урала (Лисов и др., 2018).

Наиболее молодым комплексом, слагающим Крыклинский плутон, является неплюевский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс. В составе комплекса выделяется четыре фазы: первая – габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты; вторая – гранодиориты, тоналиты; третья – монцограниты, плагиограниты и четвертая – лейкограниты. Жильная фация представлена дайками диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, аплитов, пегматитов. Массив характеризуется неоднородным строением. Значительная часть Крыклинского массива сложена габбро, габбродиоритами, диоритами первой фазы. Вторая фаза представлена мелкими вытянутыми телами роговообманковых кварцевых диоритов, сильно серицитизированных. Породы третьей фазы Крыклинского массива представлены розовыми, неравномернозернистыми (от мелко- до крупнозернистых),

слабопорфировидными гранитами и монцогранитами. В обрывах р. Крыкла отмечаются обнажения милонитизированных порфировидных гранитов. Лейкограниты четвертой фазы внедрения не развиты в пределах Крыклинского плутона, а присутствуют в качестве серии небольших тел только в пределах Суундукского плутона. Практически все породы Крыклинского плутона разгнейсованы.

В петрохимическом отношении породы неплюевского комплекса охватывают интервал 50–77 % SiO_2 , распределение оксидов характеризуется почти непрерывными положительными трендами. Отдельные интрузивные фазы комплекса выделяются по содержанию кремнезема: вторая фаза – кварцевый диорит (59–65 %); третья фаза – гранодиорит (67–68 %), монцогранит, биотитовый гранит (68–74 %); четвертая фаза – лейкогранит (74–77 %). Практически все породы относятся к нормальному ряду: габбро, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, плагиогранитов.

Геохимическая характеристика

К характерным чертам Крыклинского плутона относится высокое содержание легких лантаноидов и незначительное содержание тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ). Распределение РЗЭ характеризуется умеренной отрицательной Eu аномалией почти во всех петрографических разновидностях. Нормированное распределение РЗЭ в неплюевских гранитоидах близко к распределению для верхней коры (по Taylor, McLennan, 1985).

Возраст

Согласно геологическим данным гранитоиды неплюевского комплекса прорывают ордовикские и, предположительно, раннедевонские образования, а перекрываются верхневизейскими. Возраст всех пород массивов неплюевского комплекса определен в широком диапазоне от силур–девонского до раннепермского (Тевелев и др., 2018). Цифры К-Аг изотопного возраста гранитоидов Суундукского массива составляют 308 и 317 млн лет – средний карбон (А. И. Степанов, 1982), а для Айдырлинского массива колеблются в широком диапазоне от каменноугольных до триасовых: 260, 309, 308, 286, 230 ± 18 , 217 млн лет (Галимов и др., 1981); 315, 236 млн лет (Ферштатер, Бородин, 1975). К-Аг изотопный возраст рудных метасоматитов составляет 315 млн лет – средний карбон (Лозовая, 1976). Такие датировки являются весьма противоречивыми и не согласуются с геологическими данными.

Однако, в отношении Крыклинского плутона наиболее надежные U-Pb датировки указывают на начало каменноугольного периода (Лисов и др., 2018). Также раннекаменноугольные U-Pb датировки были получены на Неплюевском массиве

(Тевелев и др., 2021). Таким образом, изученную в данной работе часть Крыклинского плутона можно считать раннекаменноугольной с возрастом 340–350 млн лет.

Предположительно такой разброс датировок может быть связан с продолжительными вторичными процессами (метаморфизм, метасоматоз), которые сбивали изотопные системы в породах, особенно если учитывать широкое распространение комплекса в составе различных плутонов.

Геофизическая характеристика

Крыклинский плутон не имеет выраженных аномалий поля силы тяжести и магнитного поля, а относится к региональным аномалиям пониженного поля силы тяжести и отрицательным значениям магнитного поля.

1.3.4. Чилектинский плутон

Чилектинский плутон расположен в Оренбургской области Южного Урала, непосредственно восточнее Ириклинского водохранилища (р. Урал).

Данный плутон находится в Восточно-Магнитогорской зоне, целиком в пределах небольшого тектонического блока размером примерно 10–25 км, который имеет вид параллелограмма с длинными сторонами субмеридионального простираия и короткими – северо-восточного (Чилектинский блок) (рис. 1.3.4). В пределах этого блока вмещающие плутон породы целиком представлены базальтоидами третьей подсвиты александринской толщи среднего девона (Лисов и др., 2018). Чилектинский плутон имеет в плане форму большой линзы размером 4×14 км, вытянутой меридионально.

Изучение Чилектинский плутона проводилось в рамках региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 (Лисов и др., 2018), крупномасштабных геологосъемочных работ (1:50 000) 60-х и 90-х годов. Также Чилектинский плутон (вариант названия – "Шиликтинский") упоминался в работах, посвященных металлогении Восточно-Магнитогорской зоны (Андреев и др., 2018; Рыкус, Сначёв, 2019). Однако, до сих пор отмечается низкая степень изученности Чилектинского массива, выраженная в отсутствии детального геохимического состава всех фаз внедрения и точных методов определения возраста.

Состав

По данным различных исследователей Чилектинский плутон является полихронным, состоящим из пород двух плутонических комплексов (Лисов и др., 2018): средне-позднедевонского краснинского и раннекаменноугольного куйбасовского. В условиях низкой обнаженности взаимоотношения между породами разных комплексов и фаз внедрения часто определяются с существенной долей условности. Изотопные

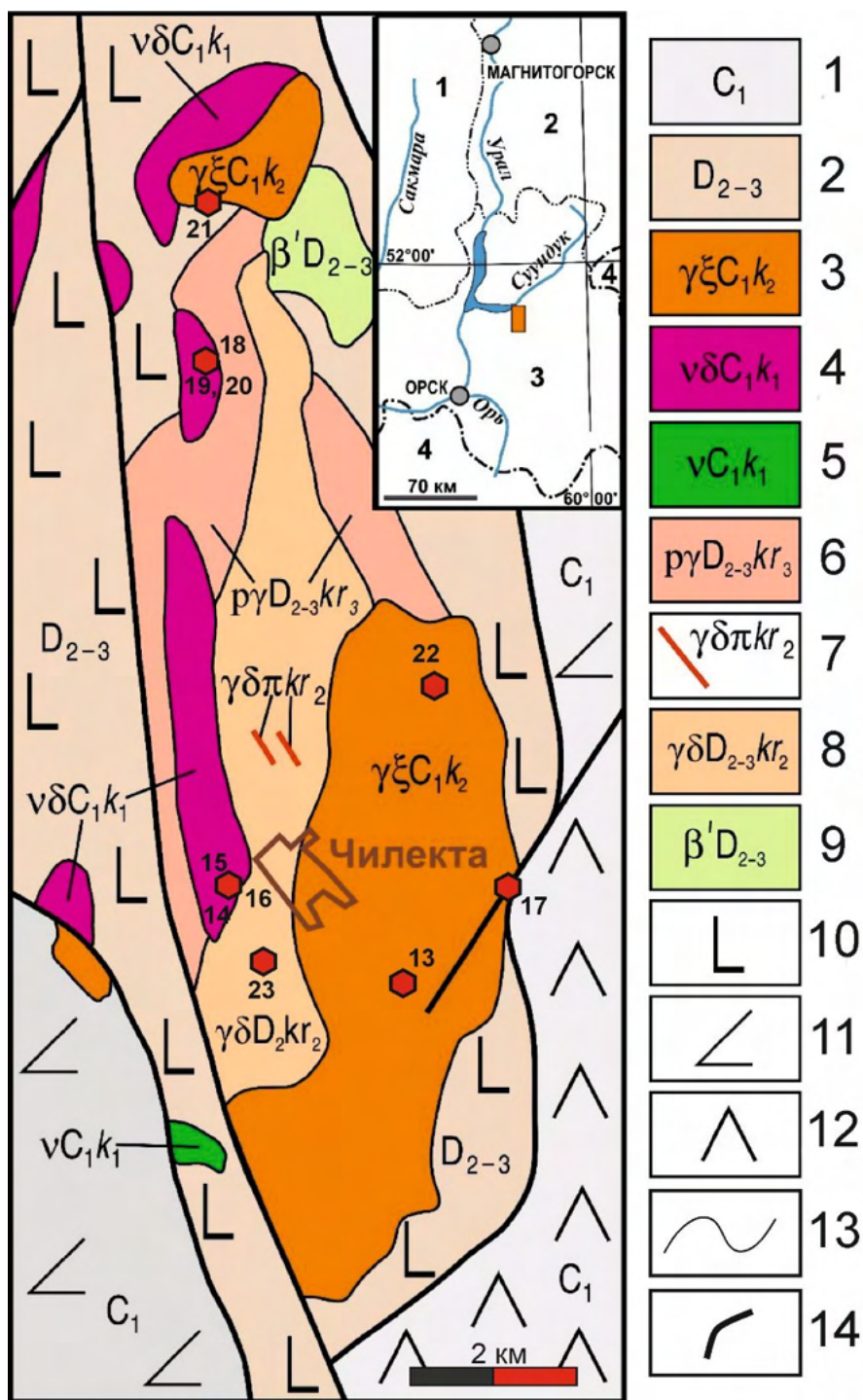


Рисунок 1.3.4 – Фрагмент геологической карты масштаба 1:200 000 (Лисов и др., 2018) и схема расположения точек опробования Чилектинского плутона: Условные обозначения: 1 – раннекаменноугольные вулканические комплексы; 2 – средне-позднедевонские вулканические комплексы; 3–4 – куйбасовский комплекс: 3 – граносиениты 2-й фазы, 4 – габбродиориты 1-й фазы, 5 – габбро 1-й фазы, 6–8 – краснинский комплекс: 6 – плагиограниты 3-й фазы, 7 – дайки гранодиорит-порфиров, 8 – гранодиориты 2-й фазы; 9 – долериты среднего-позднего девона; 10–12 – вулканические породы: 10 – базальты, 11 – андезибазальты, 12 – дациты; 14 – геологические границы; 15 – разрывные нарушения. На врезке: 1 – Республика Башкортостан, 2 – Челябинская область, 3 – Оренбургская область, 4 – Республика Казахстан; прямоугольник – район работ

данные, подтверждающие принятый возраст пород, отсутствуют, что затрудняет отнесение их к тому или иному комплексу.

В состав краснинского plutонического комплекса по данным (Лисов и др., 2018) входят габбро, габбродиориты, диориты (первая фаза комплекса); гранодиориты, кварцевые диориты (вторая фаза) и плагиограниты (третья фаза). При этом указано, что непосредственно в пределах Чилектинского плутона отсутствуют габброиды первой фазы краснинского комплекса. Породы второй и третьей фаз внедрения занимают центральную и северную часть массива. По данным (Лисов и др., 2018), возраст этих пород – позднедевонский. Краснинский комплекс прорывает фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочную урлядинскую толщу среднего–верхнего девона и, в свою очередь, прорваны гранитоидами раннекаменноугольного возраста.

Куйбасовский plutонический комплекс, согласно (Лисов и др., 2018), сложен породами двух фаз внедрения. Первая фаза представлена габбро, габбро-диоритами, а вторая фаза – гранодиоритами, граносиенитами. В пределах Чилектинского плутона комплекс слагает протяженное в меридиональном направлении тело габбродиоритов в западной его части и крупное тело граносиенитов, занимающее всю юго-восточную часть плутона. Практически все фазы внедрения обоих комплексов сопровождаются дайками первого этапа, имеющими состав, соответствующий составу пород главных фаз.

По данным (Лисов и др., 2018), интрузивы куйбасовского комплекса прорывают шумилинскую свиту фамена – раннего турне, а галька граносиенитов находится в конгломератах верхов турнейского яруса. Сами массивы прорываются магматитами мосовского комплекса (серпуховский век). Таким образом, по геологическим данным, возраст куйбасовского комплекса, скорее всего, раннетурнейский.

Вблизи Чилектинского массива описано несколько близких к нему по составу комплексов (Лисов и др., 2018): раннекаменноугольный петропавловский габбро-диорит-гранитовый, среднедевонский теренсайский диорит-гранодиоритовый, раннекаменноугольный коскульский габбро-монцодиоритовый, а также несколько близких к нему по составу plutонических комплексов, локализованных в пределах соседней Восточно-Уральской мегазоны.

Геофизическая характеристика

Площади Чилектинского плутона соответствует региональная положительная аномалия поля силы тяжести и контрастные положительные аномалии магнитного поля, приуроченные к самому плутону с отдельными структурами внутри массива.

1.4. Петромагнитные и палеомагнитные исследования

1.4.1. *История исследований*

Первые палеомагнитные исследования на Урале начались во второй половине XX века. Первыми объектами для палеомагнитного изучения стали бокситы и интрузивные массивы. В 1958 году Н.А. Иванов, А.К. Гладковский, И.А. Свяжина занимались изучением палеомагнетизма и магнитных свойств бокситов разного генезиса и возраста. По результатам исследований были получены выводы об условиях формирования бокситов на Урале, содержании магнитных минералов и времени их образования в бокситовых залежах.

В 1956-1957 гг. А.Г. Комаровым проводились исследования возраста интрузивных массивов Урала по Q-фактору, в том числе массива Крака на Южном Урале. Более поздние исследования (Данукалов, 1962, 1963; Данукалов и др., 1968) показали неприменимость на Южном Урале методики определения возраста интрузивов по Q-фактору. В 1960-ые годы Т.М. Кошкина занималась изучением состава и закономерностей распределения ферромагнитных минералов в породах Тагильского интрузива.

В работе (Данукалов, 1965), посвящённой палеомагнитным исследованиям интрузивных образований Южного Урала сделаны выводы о чётком отличии магнитных и палеомагнитных характеристик интрузивов и вмещающих их эффузивных толщ, а также интрузивов разного возраста и генезиса. Многолетние исследования Н.Ф. Данукалова, посвященные использованию направления естественной остаточной намагниченности в определении возраста интрузивных пород, легли в основу методики возрастного расчленения и корреляции интрузивных образований Южного Урала по палеомагнитным данным.

В первую очередь Н.Ф. Данукаловым были сформулированы основные трудности проведения палеомагнитных исследований интрузивных образований Южного Урала: многофазность формирования массивов, воздействие процессов метаморфизма на породы, многокомпонентный состав магнитной фракции разного генезиса и сильная дислоцированность пород. Перечисленные факторы затрудняют определение направления первичной намагниченности и создают сложную суммарную намагниченность интрузивных пород Южного Урала. Для выявления природы, величины, направления и степени сохранности первичной и вторичных намагниченностей требуется целый комплекс лабораторных исследований, который включает термомагнитный анализ, размагничивание в переменном и постоянном

магнитных полях и изменение естественной остаточной намагниченности со временем. Помимо изучения характера намагниченности необходимо исследовать зависимость магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности от состава, размера, степени преобразования, концентрации и происхождения магнитных минералов.

По результатам исследований (Данукалов, 1975) установлен широкий диапазон изменения магнитных свойств интрузивных пород Южного Урала, обусловленный различием генезиса и воздействием процессов метаморфизма. Сделаны выводы о наличии в большинстве интрузивных пород Южного Урала термоостаточной, химической, парциальной намагниченности. Природа химической намагниченности связана с метасоматическими замещениями и метаморфизмом пород. Парциальная намагниченность образована при повторных прогревах пород до сравнительно невысоких температур. Н.Ф. Данукаловым установлено, что вторичная (метахронная) намагниченность в интрузивных породах Южного Урала имеет локальное проявление, обусловленное метаморфизмом пород и многофазностью формирования интрузий. Аналогичные выводы описаны в работах Комиссаровой Р.А. (Комиссарова, 1970).

В работе (Данукалов, 1975) представлены палеомагнитные и магнитные характеристики интрузивных пород Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Исследования Магнитогорской мегазоны проводились для интрузивных пород ахуновского, ашебутакского и магнитогорского комплексов. В целом, интрузивные породы Магнитогорской мегазоны, образованные из базальтоидной магмы, обладают высокими значениями магнитной восприимчивости (k) и естественной остаточной намагниченности (средние величины $200 - 1000 \times 10^{-6}$ ед. СИ) и характеризуются значительными колебаниями величин (амплитуда достигает нескольких тысяч единиц 10^{-6} СИ). Наиболее характерными минералами являются магнетит и титаномагнетит, содержание которых составляет до 3–4%.

Породы массивов ахуновского комплекса, расположенного на северо-востоке Магнитогорской мегазоны, имеют две-три разновозрастные намагниченности средне-позднекаменноугольного времени, совпадающие с фазами формирования интрузивных тел. Интрузии ашебутакского комплекса на юго-востоке Магнитогорской мегазоны также имеют две разновозрастные намагниченности докембрийскую и позднепалеозойскую – раннемезозойскую. Однако, направление намагниченностей отличается от ахуновского комплекса. Возникновение двух разновозрастных

намагниченностей может быть связано как с моментом формирования пород, так и воздействием процессов метаморфизма. Смена направления намагниченности, вероятно, обусловлена тектоническими подвижками. Породы магнитогорского комплекса имеют одну термоостаточную намагниченность каменноугольного возраста, соответствующую времени образования интрузий. Возраст намагниченности определен радиоизотопными (калий-аргоновым, свинцовым) методами.

Интрузивные породы Восточно-Уральского мегазона, являющиеся производными гранитоидной магмы, отличаются низкими значениями магнитных параметров (единицы и первые десятки единиц 10^{-6} СИ) и небольшим колебанием величин. В породах массивов обычно присутствует одна намагниченность пермь-триасового возраста высокой стабильности. В массивах на юге мегазоны отмечается относительно более молодая намагниченность – триас-четвертичного возраста, обусловленная, вероятно, изменениям первоначального положения массивов (поворот или наклон) уже в застывшем виде. В породах присутствуют преимущественно магнитные минералы гематитового ряда.

По результатам исследований (Данукалов, 1975) установлены схожие диапазоны распределения магнитных и палеомагнитных параметров внутри комплексов и, в свою очередь, различие этих параметров в породах из разных комплексов и мегазон. Для пород Магнитогорской мегазоны (ахуновского и магнитогорского комплексов) отмечена неплохая сходимости времени образования естественной остаточной намагниченности с абсолютным возрастом пород, определенным радио-изотопными методами (калий-аргоновым, свинцовым).

Значительная часть палеомагнитных работ XX-го века указывает на серьезную проблему в палеомагнитных исследованиях – наличие перемагниченной компоненты остаточной намагниченности, особенно в магматических образованиях. После обобщения накопленного материала были выделены наиболее универсальные для объектов на Урале периоды перемагничивания – сначала общую позднепалеозойскую (Данукалов и др., 1982), а затем – пермскую, также периоды намагничивания в среднем девоне и раннем каменноугольном периоде (Шипунов, 2007).

Более современные работы смогли глубже раскрыть проблематику палеомагнетизма за счет более точных методов замера остаточной намагниченности и активном внедрении цирконовых U-Pb датировок, которые позволили точнее устанавливать абсолютный возраст исследуемых пород.

Особое внимание уделялось гранитоидным и базитовым интрузиям Башкирского мегантиклинория. Исследования А.В. Латышева с соавторами (Латышев и др., 2019) выявили первичную компоненту в рифейских дайках и гранитоидах (1349 ± 11 млн лет), а также позднепалеозойскую компоненту перемагничивания, синхронную финальной стадии формирования Уральского орогена.

Работы последних лет (Аносова, Латышев, 2024) по ряду интрузий Южного Урала подтвердили, что позднепалеозойская компонента (280–301 млн лет) носит региональный характер и связана с синколлизационными процессами. Эти результаты согласуются с выводами о том, что тектонические блоки Южного Урала в позднем палеозое не испытывали значимых относительных перемещений относительно Восточно-Европейской платформы.

Особое значение для интерпретации палеомагнитных данных в этой работе имеет серия публикаций по палеомагнетизму Магнитогорской мегазоны подготовленных в Институте геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН Н.Ф. Данукаловым.

Новые данные были получены по ордовикско-силурийским вулканитам западного склона Южного Урала (Тараташский массив), где зафиксирован надёжный палеомагнитный полюс возраста 437–444 млн лет. Эти результаты показали отсутствие значимых перемещений западной окраины Урала относительно Балтики и позволили уточнить траекторию кажущегося движения палеомагнитного полюса (ТКДП) в интервале позднего ордовика – раннего силура (Голованова и др., 2019).

Обширные палеомагнитные исследования также были проведены в пределах Магнитогорской мегазоны по породам девонского и каменноугольного периодов. Благодаря изучению пород Южного Урала удалось установить, что в начале и середине девона Магнитогорская дуга находилась в нескольких сотнях км от ВЕК (Голованова и др., 2018), а с начала каменноугольного периода Магнитогорская дуга уже была присоединена к ВЕК, где претерпела два этапа деформаций: поздне-девонский – раннекаменноугольный и позднекаменноугольный – пермский (Голованова и др., 2022; К. Н. Данукалов и др., 2018).

1.4.2. Палеоположение и передвижения Урала

История передвижений Урала известна начиная с кембрия (500–530 млн лет). Основными обобщающими работами служат работы группы Храмова-Иосифиди и Торсвика (Иосифиди, Храмов, 2013; Torsvik и др., 2012). Однако, более точное представление о положении, направлении движения и поворотах вокруг оси Урала

(используются данные по Русской платформе и Балтике – вместе Восточно-Европейский континент) имеются только с ордовика.

В ордовике Восточно-Европейского континент (ВЕК) находился в южном полушарии на низких широтах ($15\text{--}20^\circ$ ю.ш.). При этом направления палеомеридианов были близки современным. Палеошироты ВЕК и Южно-Уральских террейнов различались до 20° . При этом палеошироты ВЕК и Тагильской, Алапаевской палеодуг совпадали, что указывает на их сближение в позднем ордовике (Свяжина и др., 2003). Палеомагнитные данные по ордовикско-силурийским вулканитам западного склона Южного Урала (Голованова и др., 2019) подтверждают, что окраина ВЕП в этот период оставалась стабильной и тектонически связанной с Балтикой. Начало и середина ордовика соответствует открытию и существованию Палеоуральского океана (Пучков, 2000).

В силуре ВЕК оставался в южном полушарии, однако данные показывают постепенный северный дрейф. Палеошироты для Южного Урала в этот период оцениваются в пределах $10\text{--}15^\circ$ ю.ш.. Движение платформы отражается на данных по Восточно-Уральской мегазоне (Свяжина и др., 2008), где не зафиксированы значительные горизонтальные сдвиги, что указывает на целостность окраины континента. В конце силура данные (Иосифиди, Храмов, 2013) и (Torsvik и др., 2012) разнятся по палеошироте – по данным отечественных работ ВЕК находился ближе к экватору.

В девоне будущий Урал располагался вдоль экватора (2° ю.ш. – 8° с.ш.). Вращение региона против часовой стрелки вызвало перегруппировку блоков: Южно-Уральские террейны оказались напротив восточного края ВЕК. При этом Тагильская и Алапаевская дуги сохранили своё положение относительно ВЕК. Выравнивание палеоширот края ВЕК и Тагильской, Магнитогорской палеодуг в девоне указывает на возможность их соприкосновения (Петров и др., 2000; Свяжина и др., 2003). По данным (Голованова и др., 2018) Магнитогорская палеодуга в середине девона еще не присоединилась к ВЕК. Таким образом, начало коллизии Магнитогорской палеодуги с ВЕК скорее всего происходило в конце девонского периода.

В раннем каменноугольном периоде ВЕК достиг экваториальных широт (около $0\text{--}10^\circ$ с.ш.). В позднем палеозое палеошироты достигали более 20° с.ш., что отражает значительное северное смещение уральских блоков и сближение ВЕК с Южно-Уральскими террейнами. Коллизия имела косонаправленный характер из-за различий в скоростях движения. Так как ВЕК двигался на восток и начал подворачиваться по

часовой стрелке, для Урала в этот отрезок времени характерны левосторонние движения. Палеомагнитные исследования фиксируют значительный разброс направлений, что отражает тектонические движения террейнов Урала и коллизию окраинных комплексов к ВЕК (Голованова и др., 2022; К. Н. Данукалов и др., 2018; Пучков, 2000, 2010; Свяжина и др., 2008).

В пермский период уже Восточно-Европейская платформа находилась в умеренных северных широтах ($+30^{\circ}$ с.ш.). Этот этап интерпретируется как отражение финальной коллизии и интеграции Урала в состав суперконтинента Пангеи. Пермский этап соответствует окончательной стабилизации траектории ТКДП ВЕП, которая становится практически идентичной глобальной кривой (Torsvik и др., 2012), фиксируя участие Восточной Европы в Пангее (Иосифиди, Храмов, 2013).

В триасе палеогеографическая обстановка сохранялась, но палеошироты стали более северными: на Среднем Урале – $32\text{--}34^{\circ}$ с.ш. Также в триасе наблюдался поворот Урала против часовой стрелки, что соответствует правосторонним движениям. Далее ВЕК продолжил движение на север с периодическими поворотами по и против часовой стрелки. В юрский период за счет поворота ВЕК Урал вытянулся меридионально, двинулся на юг на несколько градусов и уже принципиально не изменял свое положение.

Глава 2. Материалы и методы исследований²

2.1. Объекты исследований

2.1.1. Чекинский массив и вмещающие его породы

Изучение Чекинского массива проводилось по всему массиву за исключением самой северной его части. Семь точек для изучения были выбраны с учетом предыдущих работ на массиве и вмещающих породах (Тевелев и др., 2018) и приоритизации точек с наибольшей площадью обнажений для замеров трещиноватости, бурения для сбора петро- и палеомагнитных образцов. В зависимости от полевых условий, на выбранных точках был отобран материал для анализов. Список точек, их координат и проводимых исследований представлен в таблице 2.1.1.

Чекинский массив достаточно хорошо обнажен (в основном на вершине и на крутых склонах). В некоторых местах трещиноватость проявлена значительно сильнее, предположительно из-за разной степени выветривания. Так как для отбора образцов для магнитных исследований порода не должна содержать трещин, а для замеров трещиноватости необходима выраженная деформация пород, площадь точек составляла примерно 100 м². Образцы для магнитных исследований отбирались в

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А. Петромагнитные исследования Чилектинского плутона Южного Урала // Геофизика. 2024. № 6. С. 94–99. EDN: IWFTBQ. Импакт-фактор 0,342 (РИНЦ). 0,69 п.л., вклад автора – 20%.

2. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Кошелева И.А. Структурная эволюция Чекинского массива (Южный Урал): петромагнитные исследования и анализ трещиноватости // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 6. С. 0792. EDN: NOPIAC. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,8 п.л., вклад автора – 20%.

3. Тевелев А.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4: Геология. 2025. Т. 64, № 6. С. 37–48. EDN: ESAMJW. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 2,2 п.л., вклад автора 30%.

Tevelev, A.V., **Shestakov, P.A.**, Volodina, E.A., Tihvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid plutonic massif (Southern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2026. vol. 81, № 1. pp. 38–50. EDN: KGSNQM. Импакт-фактор 0,236 (SJR). 1,5 п.л., вклад автора 30%.

4. Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 1. Изотопные датировки и геохимические характеристики // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 6. С. 0862. EDN: XRWUQK. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 2,3 п.л., вклад автора 10%.

5. Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 2. Петромагнитные и палеомагнитные исследования и их кинематические следствия // Геодинамика и Тектонофизика. 2026. Т. 17, № 1. С. 0875. EDN: VQENOO. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,96 п.л., вклад автора 10%.

радиусе 15–25 метров. На точках с большим количеством трещин радиус был увеличен. Материалы для исследований вещественного состава и изотопных датировок отбирались в разных местах точек для более репрезентативного анализа, а также для того, чтобы по возможности захватить более одной фазы внедрения.

Таблица 2.1.1 – Список изученных точек на Чекинском массиве, их координат и проведенных анализов

Точка	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Исследования вещественного состава	Изотопные датировки	Магнитные исследования	Замеры трещин
701	52°35'45,1''	59°4'53,9''	2 образца	✓	✓	✓
702	52°36'7,5''	59°6'2.4''	2 образца	✓	✓	✓
751	52°34'50,1''	59°04'40,1''	1 образец		✓	
753	52°34'56,1''	59°04'36,0''	1 образец	✓		✓
754	52°34'59,3''	59°04'52,6''	1 образец	✓	✓	✓
756	52°34'40,2''	59°05'33'3''	1 образец	✓	✓	✓
777а	52°34'55,2''	59°04'33,2''			✓	

2.1.2. *Крыклинский плутон*

Крыклинский плутон занимает значительную площадь и состоит из нескольких комплексов. В рамках данной работы для изучения был выбран неплюевский комплекс (C_{1n3}), исследованный ранее петрологическими, геохимическими и частично геофизическими методами (Коптев и др., 2023).

При выборе точек для исследований предпочтение отдавалось участкам, где площадь выходов пород позволяла провести бурение для отбора 10 и больше образцов. Отбирались образцы из пород с низкой степенью трещиноватости и вторичных изменений для успешного проведения комплекса петро- и палеомагнитных исследований. Из-за низкой степени обнаженности массива значительное количество точек находятся на крутых берегах рек Крыкла, Суундук и Улус-Кискен.

На всех точках было проведено бурение для петро- и палеомагнитных исследований. Другие методы анализа проводились выборочно, основываясь на их целесообразности. Полный список точек и проведенных анализов приведен в таблице 2.1.2.

Таблица 2.1.2 – Список изученных точек на Крыклинском плутоне, их координат и проведенных анализов

Точка	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Магнитные исследования	Исследования вещественного состава	Изотопные датировки
1	52° 0'25.96"	59°36'56.91"	✓	✓	✓
2	52° 0'25.96"	59°36'56.91"	✓	✓	✓
3	52° 0'25.96"	59°36'56.91"	✓	✓	
4	52° 0'28.80"	59°36'55.10"	✓	✓	
5	51°58'18.40"	59°33'52.00"	✓		
6	51°58'18.40"	59°33'52.00"	✓		
7	51°58'18.40"	59°33'52.00"	✓		
8	51°58'0.50"	59°32'16.80"	✓		
9	51°59'7.18"	59°32'15.40"	✓		
10	51°59'7.18"	59°32'15.40"	✓	✓	
11	51°57'11.90"	59°30'34.10"	✓	✓	
12	51°57'11.90"	59°30'34.10"	✓	✓	
31	51°53'10.20"	59°31'27.15"	✓	✓	
32	51°53'0.96"	59°31'39.06"	✓	✓	

2.1.3. Чилектинский плутон

Чилектинский плутон состоит из 4 фаз двух магматических комплексов, занимает значительную площадь и характеризуется низкой обнаженностью. Реки в пределах плутона не обладают достаточными размерами для формирования выходов пород. Из-за особо низкой обнаженности краснинского комплекса было изучено ограниченное количество точек в его пределах.

Точки для изучения Чилектинского массива выбирались с применением визуального анализа космоснимков. Предпочтение отдавалось местам, где площадь выходов пород позволяла провести бурение для отбора 10 и больше образцов. При этом породы должны были иметь низкую степень трещиноватости и вторичных изменений для успешного проведения комплекса петро- и палеомагнитных исследований. Полный список точек и проведенных анализов приведен в таблице 2.1.3.

Таблица 2.1.3 – Список изученных точек на Чилектинском плутоне, их координат и проведенных анализов

Точка	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Магнитные исследован ия	Исследования вещественног о состава	Геохимия РЗЭ	Изотопные датировки
13	51°44'59.60"	59°18'44.30"	✓	✓	✓	✓
14	51°45'52.90"	59°16'40.50"	✓	✓	✓	
15	51°45'54.10"	59°16'41.10"	✓	✓	✓	
16	51°45'50.60"	59°16'39.90"	✓	✓	✓	
17	51°45'50.10"	59°19'39.90"	✓		✓	
18	51°49'2.84"	59°16'26.59"	✓	✓	✓	
19	51°49'4.20"	59°16'21.00"	✓			
20	51°49'4.20"	59°16'21.00"	✓	✓	✓	
21	51°49'44.10"	59°16'16.7"	✓		✓	
22	51°46'39.10"	59°18'42.7"	✓		✓	
23	51°45'22.41"	59°17'0.48"	✓		✓	

2.2. Геохимические и изотопные исследования

2.2.1. Вещественный состав пород

Изучение, описание и фотографирование шлифов проводилось с помощью микроскопа Olympus BX53P (Япония), приобретенного по «Программе развития МГУ».

Силикатный геохимический анализ образцов Чекинского массива был выполнен в ФГБУ науки Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии Уральского отделения РАН. Графики были построены в программе Excel.

Кислотное разложение проб горных пород навесками в 100 мг выполнено в микроволновой печи Speedwave (Berghof, Германия) с ротором на 12 автоклавов DAP-60 смесью кислот: 2 мл HF, 3 мл HCl и 1 мл HNO₃. Программа трёхступенчатого разложения включала: 1 ступень 8 минут при 170°C; 2 ступень 20 минут при 220°C; 3 ступень 10 минут при 50°C. По окончании разложения содержимое автоклавов переносили в стеклоуглеродные тигли. Деструкцию фторидных комплексов проводили двукратным выпариванием сухого остатка пробы в 4 мл концентрированной HNO₃ при температуре 110 С. После добавления 2 мл 5н HNO₃ раствор еще раз упаривали и деионизированной водой (установка MilliQ, Millipore, США) сводили к аликвоте 100 мл при конечной концентрации азотнокислой матрицы 0.5н. Все кислоты были дополнительно очищены на установке дистилляции BSB-939-IR (Berghof, Германия). Анализ подготовленных растворов выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Agilent 7700x (Япония). Схема анализа включала: анализ «холостой» пробы

(включенная в партию одна проба со всеми упоминавшимися реактивами, прошедшая все последовательно указанные процедуры); анализ градуировочных растворов и построение градуировочных прямых с тремя точками для концентраций 10, 100 и 1000 мкг/л; анализ 10 проб с повторной градуировкой в середине измеряемой партии проб. Пределы обнаружения составляли, в пересчете на первичную навеску, от 20 до 100 мкг/кг. Для метрологического контроля качества анализа использовались международный стандарт BCR-2. Систематические погрешности в ходе метрологической оценки не обнаружены.

Определение пороодообразующих элементов Крыклинского и Чилектинского плутонов проводилось методом мокрой химии в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс, руководитель д.г.-м.н. В.Н. Удачин) по стандартным методикам:

- № 138-Х «Определение пороодообразующих элементов в горных породах и рудах ускоренными фотометрическим титриметрическим методами»;
- № 50-Х «Определение оксида железа (II) в силикатных горных породах, силикатных и сульфидных минералах титриметрическим бихроматным методом»;
- № 172-С «Определение кремния, титана, алюминия, железа, кальция, магния, марганца в горных породах, рудном и нерудном минеральном сырье, объектах окружающей среды пламенным атомно-абсорбционным методом»;
- № 502-С «Определение калия и натрия в горных породах атомно-эмиссионным методом»;
- № 118-Х «Определение потери при прокаливании (ППП) в бокситах, в некоторых силикатных и карбонатных породах гравиметрическим методом»;
- № 120-Х «Определение гигроскопической и связанной воды в горных породах гравиметрическим методом»;
- № 197-Х «Определение массовой доли фосфора в горных породах и рудах фотометрическим методом в виде восстановленного фосфоро-молибденового комплекса».

2.2.2. Анализ рассеянных элементов

Элементный геохимический анализ образцов Чекинского массива выполнен в ФГБУ науки Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и

геоэкологии Уральского отделения РАН. Пробы горных пород разлагали в микроволновой системе (SpeedWave 3, Berghof, Германия). Для анализа 0,07 г измельченного материала пробы разлагали с использованием смеси растворов концентрированных кислот в автоклавах ($\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HCl}$). Программа микроволнового вскрытия выполнялась в течение 15 минут при 145°C и 20 минут при 200°C , время удержания 15 минут с последующим процессом охлаждения в течение 10 минут. После упаривания остаток разбавляли и процесс повторяли несколько раз. Кислотные экстракты фильтровали через мембранные фильтры из ацетата целлюлозы с размером пор 0,45 мкм и анализировали на 45 элементов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS: Agilent Technologies 7700x, Япония).

Многоэлементные стандартные растворы (Agilent) анализировались, как средства контроля качества, которые оценивались с помощью соответствующих внешних стандартов, включая материал российских стандартов СГД-2а (габбро эссекситовое) и СКД-1 (кварцевый диорит), у которых есть сертифицированные/рекомендуемые значения. Относительное стандартное отклонение (RSD) было ниже 8%. Воспроизводимость при анализе стандартных образцов составляла 91–112%.

Элементный геохимический анализ образцов Крыклинского и Чилектинского плутонов был выполнен в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс). Контрольный элементный геохимический анализ проб №№ 1, 10, 11, 15, 16, а также анализ проб №№ 21, 22, 23, 31, 32 проведен в геохимической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (руководитель д.г.-м.н. А.Ю. Бычков, аналитик с.н.с. И.Ю. Николаева). Графики были построены в программе Excel.

В лаборатории ИМ УрО РАН пробы горных пород разлагали в микроволновой системе (SpeedWave 3, Berghof, Германия). Для анализа 0,07 г измельченного материала пробы разлагали с использованием смеси растворов концентрированных кислот в автоклавах ($\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HCl}$). Программа микроволнового вскрытия выполнялась в течение 15 минут при 145°C и 20 минут при 200°C , время удержания 15 минут с последующим процессом охлаждения в течение 10 минут. После упаривания остаток разбавляли и процесс повторяли несколько раз. Кислотные экстракты фильтровали через мембранные фильтры из ацетата целлюлозы с размером пор 0,45 мкм и анализировали на 45 элементов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS: Agilent Technologies 7700x, Япония). Многоэлементные стандартные растворы (Agilent) обычно анализировались как средства контроля качества. Качество аналитических процедур оценивалось с помощью соответствующих внешних стандартов, включая

материал российских стандартов СГД-2а (габбро эссекситовое) и СКД-1 (кварцевый диорит), у которых есть сертифицированные/рекомендуемые значения. Относительное стандартное отклонение (RSD) было ниже 8%. Воспроизводимость при анализе стандартных образцов составляла 91–112%.

В геохимической лаборатории геологического факультета МГУ имени Ломоносова образцы для анализа готовили спеканием с карбонатом натрия. 0,1 г образца смешивали с 0,3 г безводного карбоната натрия (Merck, Suprapur®) в агатовой ступке и переносили в корундовый тигель. Спекание проводили при 800°C в течение часа в муфельной печи. Полученные таблетки спеченного материала обрабатывали 5 мл смеси $\text{HNO}_3\text{:HCl:HF}$ 10:2:1 и после растворения разбавляли до 50 мл деионизированной водой (EasyPure®). Для измерения раствор разбавляли 3% азотной кислотой (Бычкова и др., 2020). Измерения проводили с использованием масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме Supes 7000, приобретенного по Программе развития МГУ. В качестве внутреннего стандарта в пробы вводился индий в концентрации 10 ppb. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы образцов чередовали с анализами эталонного образца с периодичностью 1:10. В качестве вторичного стандарта использовали стандартные образцы BHVO-2 и BCR-2 с серией тестовых образцов. Погрешность анализа составляла от 0.5 до 2 отн.%. Относительная ошибка измерений разными лабораториями, как правило, не превышала 10%, за исключением определения содержания Cs и Ta.

2.3. U-Pb датировки циркона

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

Представительные цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем сошлифованы приблизительно на половину своей толщины и отполированы. На препарат наносилось токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение одной минуты при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировались с использованием сканирующего электронного микроскопа

CamScan MX2500 с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (CL) и BSE изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов. Рабочее расстояние составляло 25–28 mm, ускоряющее напряжение - 20 kV, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 4-6 nA. Ток зонда варьировался с целью достижения максимального контраста CL изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Подробное изучение кристаллов циркона позволило осуществить выбор достаточного количества участков (точек) для анализа, в максимальной степени отвечающих гомогенным, свободным от включений, вторичных изменений и механических повреждений доменам зерен, соответствующих процессу магматической кристаллизации циркона. Измерения U-Pb отношений проводились по адаптированной в ЦИИ методике (Schuth и др., 2012), описанной в работе (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 nA, размер кратера пробоотбора -20x25 мкм при глубине до 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID (Ludwig, 2001). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 ± 0.24 млн. лет (Black и др., 2003). Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81.2 ppm и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в 1062 Ma (Wiedenbeck и др., 1995) использовался как концентрационный стандарт. Растровая одноминутная очистка прямоугольного (50x65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ . Построение графиков Аренса-Везерилла (Wetherill, 1956) с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003). Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). В целом, по 85 кристаллам из 8 проб проведено 97 локальных изотопных анализов.

Значительные проблемы при датировании зерен циркона вызвало их малое количество и размер. Так размер варьирует от 30 до 200 μm . Толщина зерен составляла 10–30 μm , цирконы были разрезаны пополам перед анализом. Размер луча составил 5 μm . При анализе некоторые цирконы прожигались насквозь и большинство точек захватывало больше одной зоны, что серьезно повлияло на качество результатов.

U-Pb датирование цирконов Крыклинского и Чилектинского плутонов

выполнено в несколько этапов в лаборатории ГИН РАН. Выделение минералов тяжелой фракции выполнено по стандартной методике в лаборатории ГИН РАН (аналитик А.С. Новикова) с незначительными изменениями:

1. *Пробы промыты* на концентрационном столе по стандартной методике.
2. *Магнитная сепарация* для извлечения ферромагнитных минералов проведена сразу из мокрого шлиха ручным магнитом.
3. *Электромагнитная сепарация*. Разделение высушенного шлиха на магнитные фракции (2, 5 и 8 ампер) и немагнитную. Мономинеральные фракции получены доводкой фракций в чашках с бромформом.
4. *Диагностика и выделение мономинеральных фракций*. Каждая фракция была тщательно просмотрена с целью определения видового состава акцессорных минералов. Затем была вытянута «дорожка», из которой весь циркон отобран для датирования в отдельный конверт.

Определение внутреннего строения и выбор точек для U-Pb (LA-ICP-MS) датирования выполнено на основании визуального изучения зёрен циркона в проходящем свете, а также в режиме катодolumинесценции (CL) в ЦКП ИФЗ РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA LMS (Veselovskiy et al., 2022), оснащенного панхроматическим CL-детектором с широким спектральным диапазоном (185–850 нм). После фотографирования с шашек было снято напыление (аналитик А. В. Чистякова).

Каждое зерно циркона было тщательно изучено визуально на фото в проходящем свете и в катодolumинесцентном изображении. Для датирования выбрали наиболее "чистые" участки зерен: без метамиктных зон, включений и сильной трещиноватости. В результате из пробы Ш-1s13 для датирования были выбраны 30 зерен циркона.

U-Th-Pb изотопное датирование зерен циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН, г. Москва (аналитик А.С. Дубенский). Для лазерного отбора пробы использована система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) (Kolodyazhny et al., 2023). Непосредственно перед измерением шашки с зёрнами циркона были промыты в ультразвуковой ванне в 5% растворе HNO₃, затем сполоснуты в дистиллированной воде и просушены на воздухе. Затем испаренное лазером вещество

было перенесено потоком гелия с последующим подмешиванием к нему газифицированного аргона.

Для калибровки использован внешний стандарт – циркон GJ-1 (Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006) с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом $601,9 \pm 0,4$ млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS (Horstwood et al., 2016). Стандарт предоставлен Национальным Центром геохимической эволюции и металлогении континентов GEMOC Университета Маккуори (Сидней, Австралия). Для контроля качества анализа были использованы стандарты циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995; Wiedenbeck et al., 2004) и Plesovice (Sláma et al., 2008) с возрастaми $1062,4 \pm 0,4$ млн. лет и $337,1 \pm 0,4$ млн. лет соответственно (Elhlou et al., 2006), полученными по методу CA-ID-TIMS. В ходе исследования зерен циркона из пробы № III-1s13 для контрольных стандартов были получены средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста (2σ) $1065,9 \pm 4,8$; ($n=10$) и $337,6 \pm 1,9$ ($n=10$) млн лет, что удовлетворительно соответствует стандартам.

2.4. Анализ трещиноватости

Сбор данных для анализа трещиноватости на Чекинском массиве осуществлялся с использованием трех методов. Основным методом являлся замер азимутов простирания или падения, а также углов падения с помощью горного компаса. Было получено более 190 замеров, из которых 180 – замеры трещиноватости. Дополнительно были сделаны замеры некоторых линейностей (жилы, контакты даек и т. д.) по той же методике, что и трещины. Вспомогательным методом являлся предварительный анализ космоснимков со спутника Sentinel, предоставленных ЦКП "Геопортал" МГУ. В процессе полевых работ была проведена локальная аэрофотосъемка с использованием дрона Mavic Mini 2. Из-за сильных ветров в течение всей продолжительности экспедиции аэрофотосъемка была проведена только на отдельных точках, где скорость ветра позволяла запуск дрона.

Анализ трещиноватости проведен в программе *Stereonet* версии 11.3.0 (<https://www.rickallmendinger.net/stereonet>) по методикам (Allmendinger, Cardozo, 2013; Cardozo, Allmendinger, 2013). Полюса трещин с каждой точки были вынесены на стереограммы. Затем с помощью программы *Stereonet* были посчитаны контуры Кабма, представляющие собой статистические зоны, основанные на квадратичном отклонении. На точках 701 и 702 лучше всего оказались видны три роя полюсов. Из-за взаимной перпендикулярности этих роев такие трещины были интерпретированы, как прототектонические.

2.5. Петромагнитные и палеомагнитные работы

2.5.1. *Бурение и подготовка образцов для петро-палеомагнитных исследований*

Образцы, полученные путем бурения представлены цилиндрами диаметром 1 дюйм (25,4 мм) и около 25 мм в длину. В качестве бура была использована дрель Makita DDF481 13mm. Для установки на дрель коронки было использовано специальное крепление с боковым клапаном для подачи воды через шланг. Вода подавалась из специальной бочки (кэна) с помощью ручного насоса. Использовались три коронки разных производителей: американская, чешская и российская.

Первый этап сбора каменного материала для петромагнитных исследований заключался в установке сайтов (точек бурения), которые должны располагаться равномерно по всему изучаемому участку для получения более полной информации. Отдельно нужно отметить, что в работе понятие «сайт» означает точку бурения петро-палеомагнитных образцов и традиционно используется, как в иностранных, так и в отечественных палеомагнитных работах. Номера точек наблюдений и отбора образцов на геохимический анализ и датирование совпадают с номерами сайтов (см. табл. 2.1.1 – 2.1.3).

Так как бурение возможно не везде из-за характера пород, рельефа и растительности, для выбора сайтов требовалось проведение рекогносцировочных маршрутов. Каждый сайт должен был иметь достаточную площадь выхода пород для бурения 10 скважин, чтобы обеспечить должный уровень статистической достоверности.

В процессе экспедиционной работы учитывалось то, что на процесс бурения влияет качество оборудования и петрология пород. От мощности бура и качества алмазного напыления зависит скорость бурения и, как следствие, качество образцов. Остановка бурения часто приводит к обламыванию образца до достижения необходимой глубины и/или искривлению оси цилиндрической формы образца. Также на скорость бурения влияет состав породы. Твердость минералов и размер зерен усложняет процесс бурения. Так твердые минералы (чаще всего кварц) и большие зерна ($>0,5$ мм) негативно влияют на работу. Для упрощения работ коронки могут быть модифицированы путем создания дополнительных насечек (зубцов) на кончике с алмазным напылением или обламыванием части кончика. Оба способа улучшают способность коронки зацепляться за породу, а не проскальзывать. Так как бурение требует серьезного давления на бур со

стороны буровика, третий человек может помогать первому буровику давить на бур для ускорения бурения.

После окончания бурения глубина скважины проверялась с помощью тонкой проволоки для подтверждения достаточной глубины скважины. Затем пространственная ориентация образца измерялась с помощью ориентатора, аналогичного по конструкции устройству ASC Scientific (США), с функциями магнитного и солнечного компасов. После замера ориентации образец извлекался из скважины с помощью рычага. В конце на образец наносилась маркировка ориентировки для последующей работы в лаборатории. Для минимизации статистической погрешности с каждого сайта были отбурены 10 и более образцов. Коллекции образцов составили: для Чекинского массива - 62 образца с 6 точек, Крыклинского – 145 образцов с 14 точек, Чилектинского – 112 образцов с 11 точек.

Собранный материал был уменьшен до стандартных размеров (2,5 см в диаметре и 2 см в длину) путем подпиливания цилиндров на распиловочном станке в Лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН.

2.5.2. *Магнитная минералогия*

Для данного анализа из коллекций каждого из плутонов были выбраны по одному образцу с каждого сайта, так как предполагается, что по вещественному составу образцы с одного сайта в первом приближении однородны. Образцы выбирались с каждой точки случайным образом. Обрезки образцов, которые остались после распиловки, были истерты в порошок для последующих измерений.

Анализ магнитной минералогии образцов был проведен с помощью коэрцитивного спектрометра J_meter производства КФУ (Казань) (Jasonov и др., 1998) конструкции П. Г. Ясонова. Дифференциальный терромагнитный анализ (DTMA) (Буров, Ясонов, 1979) проводился с использованием весов Кюри. Измерения выполнены в ходе двух последовательных нагревов одного и того же образца в постоянном поле 400 мТл. Все магнитоминералогические исследования выполнены в Лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма Казанского федерального университета.

Для образцов с Чекинского массива разложение коэрцитивных спектров проведено в программе Max Unmix (<http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>). Данная программа позволила подобрать компоненты разных минералов к общей кривой нормального намагничивания для каждой точки с минимальной ошибкой (Maxbauer и др., 2016). Графики дали информацию о положении максимума коэрцитивного спектра,

дисперсии и проценте вклада каждого минерала в магнитной фракции. Для всех точек были выделены 2–3 компоненты. Разбивка по минеральным фракциям была проведена по значениям B_h (положения максимумов коэрцитивного спектра: КЗ магнетит – 0–20 мТл, СЗ магнетит – 30–50 мТл, МЗ магнетит – 50–90 мТл, гематит – 100–200 мТл, и смесь гематита с гетитом – 200 мТл и больше (Egli, 2003).

Разложение коэрцитивных спектров образцов Крыклинского и Чилектинского плутонов было проведено по стандартным процедурам в среде MATLAB. Разбивка по минеральным фракциям произведена в соответствии с данными (Косарева и др., 2015) из-за обширного распространения гётита: 0–20 мТл – магнетит, 100–650 мТл – гематит, 650 мТл и больше – гётит.

2.5.3. Палеомагнитные исследования

Величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) измерены на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в Лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН. Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности применялся метод ступенчатого терморазмагничивания до полной потери образца NRM в Лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН. Нагрев производился в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления NRM после каждого нагрева. Шаги ступенчатого размагничивания приведены в таблицах 2.5.1 — 2.5.2.

Таблица 2.5.1 – Шаги нагрева образцов Чекинского массива

Температура	20°	140°	190°	230°	260–420°	440–500°	500–560°	600°
Шаг					40°	30°	20°	

Таблица 2.5.2 – Шаги нагрева образцов Крыклинского и Чилектинского массивов

Температура	20°	140°	220–420°	420–480°	480–620°	670°
Шаг			40°	30°	20°	

Для обработки палеомагнитных данных использовалась программа Remasoft версии 3.0 (AGICO, Чехия, 2009). Для точек с Чекинского массива были введены склонение и наклонение с географической поправкой, основанной на данных солнечного компаса. Из-за отсутствия четких линейностей невозможно было добавить поправку залегания. Результаты размагничивания образцов были проанализированы с помощью ортогональных схем (Zijderveld, 1967), анализа основных компонент (Kirschvink, 1980) и статистических подсчетов (Fisher, 1953).

При вычислении палеополюсов, ТКДП и построении палеореконструкций использовалась программа GMAP2015 разработанной на основе работ группы Т. Торсвика (Torsvik, Smethurst, 1999). Дополнительные подсчеты по передвижению и повороту изучаемых объектов были проведены в пакете программ Р. Энкина (Enkin, 1994).

Из-за описанных ранее проблем с перемагничиванием гранитоидных массивов были применены некоторые процедуры фильтрации данных, основанные на геологических данных и магнитной минералогии. Также при обработке учитывались только образцы, которые формировали группы (кластеры). Для принятия группы полюсов к рассмотрению в нее должны были входить образцы с одного сайта. Если такая группа была выделена, то при дальнейшем анализе к ней были присоединены образцы с других сайтов, которые по минералогическому составу и геологическим данным относятся к одной фазе внедрения.

2.5.4. *Петромагнитные исследования*

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) измерялась на каппа-мосте MFK-1FA (AGICO, Чехия) в Лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН. Так как измерения AMS проводились параллельно с палеомагнитными исследованиями, было возможно провести замеры AMS в два этапа – в естественном состоянии и после нагрева образцов до 480°C (470°C для Чекинского массива) с целью выявления изменений магнитной текстуры при нагреве.

Данные по анизотропии магнитной восприимчивости были обработаны с помощью пакета программ Anisoft 4.2 и Anisoft версии 5.1.08 (AGICO, Чехия, 2020) (Georgiev и др., 2014; Stevenson и др., 2007; Studýnka и др., 2014; Žák и др., 2011). Для этих данных также была введена географическая поправка склонения и наклонения, основанная на данных солнечного компаса.

2.6. Магниторазведка

Магниторазведка производилась с помощью двух оверхаузеровских магнитометров МИНИМАГ-М (Geodevice) в качестве основного магнитометра и базовой станции. Шаг измерений составил 25 м исходя из приблизительных размеров фаз внедрения комплексов на массивах составляющих 80 м и более.

На Чекинском и Чилектинском плутонах пройдены по три субширотных профиля примерно перпендикулярно геологическим границам плутонов. Все профили пройдены

с запада на восток. При проведении работ базовая станция находилась в одном месте на расстоянии до 4 км от точек замеров.

При первичной обработке данных в программе *Excel* были учтены данные о колебаниях магнитного поля в течение выполнения работ и информация о региональном магнитном поле. Данные о нормальном магнитном поле взяты из модели магнитного поля IGRF 2020. Дальнейшая обработка данных для построения модельного разреза с учетом остаточной намагниченности произведена в программе *GravMagInv2D*.

На этапе построения разрезов оказалось, что остаточная намагниченность вносит наибольший вклад в общую намагниченность на обоих изученных объектах. В случае Чекинского массива достоверная интерпретация данных магниторазведки не представляется возможной из-за хаотичного распределения направлений остаточной намагниченности. На Чилектинском плутоне удалось достоверно проинтерпретировать только один из трех профилей по аналогичной причине – превалирующая остаточная намагниченность с сильно разнящимися направлениями векторов намагниченности. Для решения этой проблемы требуется провести дополнительные геофизические исследования для выяснения границ и формы магматических тех плутонов. Оптимальным геофизическим методом в данном случае может быть МТЗ (магнитотеллурическое зондирование), учитывая высокие сопротивления гранитоидов и возможно глубокие корни Чекинского и Чилектинского плутонов.

Глава 3. Петрографический и геохимический анализ³

3.1. Чекинский массив

3.1.1. *Петрографический анализ*

Гранитоиды Чекинского массива представлены третьей фазой малочекинского комплекса и ярко выделяются среди других гранитоидных пород региона наличием эгирина, арфведсонита и феррогастингсита. Визуально четко видны включения магнетита (или титаномагнетита).

Щелочные граносиениты малочекинского комплекса представлены тремя разновидностями: пироксеновыми, амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми. Все разновидности характеризуются сходным основным составом, различаясь по преобладанию тёмноцветных минералов и их минералогическому составу (рис. 3.1.1А-Б). Минеральный состав этих пород включает 60-70% полевых шпатов, из которых значительную долю занимает калинатриевый полевой шпат, а также плагиоклаз, часто калишпатизированный. Кварц составляет от 15 до 30% породы, встречается в виде ксеноморфных зерен, нередко формирует пегматоидные или мермикитовые вроски, а также микрографические прорастания в полевых шпатах. Тёмноцветные минералы составляют 10-15% объёма породы и представлены либо щелочными пироксенами (эгирин-геденбергит), либо щелочными амфиболами (феррорихтерит – рибекит – арфведсонит), либо их совместным присутствием. Амфиболы характеризуются выраженным ромбовидным или игольчатым габитусом, высоким рельефом и плеохроизмом от буро-зелёных до тёмно-синих оттенков. Пироксены также обладают высоким рельефом и выраженной ортогональной спайностью. Структура граносиенитов преимущественно микропегматитовая, реже порфириовидная. Во вкрапленниках (20-30% объёма породы) преобладают зональные кристаллы плагиоклаза и калинатриевого полевого шпата. Плагиоклаз часто серицитизирован и калишпатизирован, что является характерной чертой всех

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Тевелев А.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2025. Т. 64, № 6. С. 37–48. EDN: ESAMJW. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 2,2 п.л., вклад автора 30%.

Tevelev, A.V., **Shestakov, P.A.**, Volodina, E.A., Tihvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid plutonic massif (Southern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2026. vol. 81, № 1. pp. 38–50. EDN: KGSNQM. Импакт-фактор 0,236 (SJR). 1,5 п.л., вклад автора 30%.

разновидностей. Калинатриевый полевой шпат нередко проявляет микроклиновую решётку и признаки пертитизации. Акцессорный комплекс включает магнетит, апатит, сфен, циркон, а также монацит и ксенотим. В амфибол-пироксеновых разновидностях отмечаются землистые рудные выделения, формирующие полосчатые скопления по периферии вкрапленников.

Щелочные граниты малочекинского комплекса включают амфиболовые, пироксеновые и амфибол-пироксеновые разновидности (рис. 3.1.1В-Г). Общей чертой этих пород является высокое содержание калинатриевого полевого шпата (40-55%), плагиоклаза (20-30%) и кварца (20-35%). Тёмноцветные минералы представлены щелочными амфиболами и пироксенами, доля которых варьирует от 15 до 20%. Калинатриевый полевой шпат формирует широкотаблитчатые или ксеноморфные выделения, часто демонстрирует микроклиновую решётку и пертитизацию, включая образование замещающих пертитов в виде крупных ленточных включений. Плагиоклаз обычно удлинённый или таблитчатый, нередко с тонким двойникованием, интенсивно калишпатизирован по краям или полностью. Кварц занимает до 35% объёма породы, преимущественно представлен ксеноморфными зёрнами, часто формирует микрографические прорастания среди полевых шпатов и пегматоидные включения.

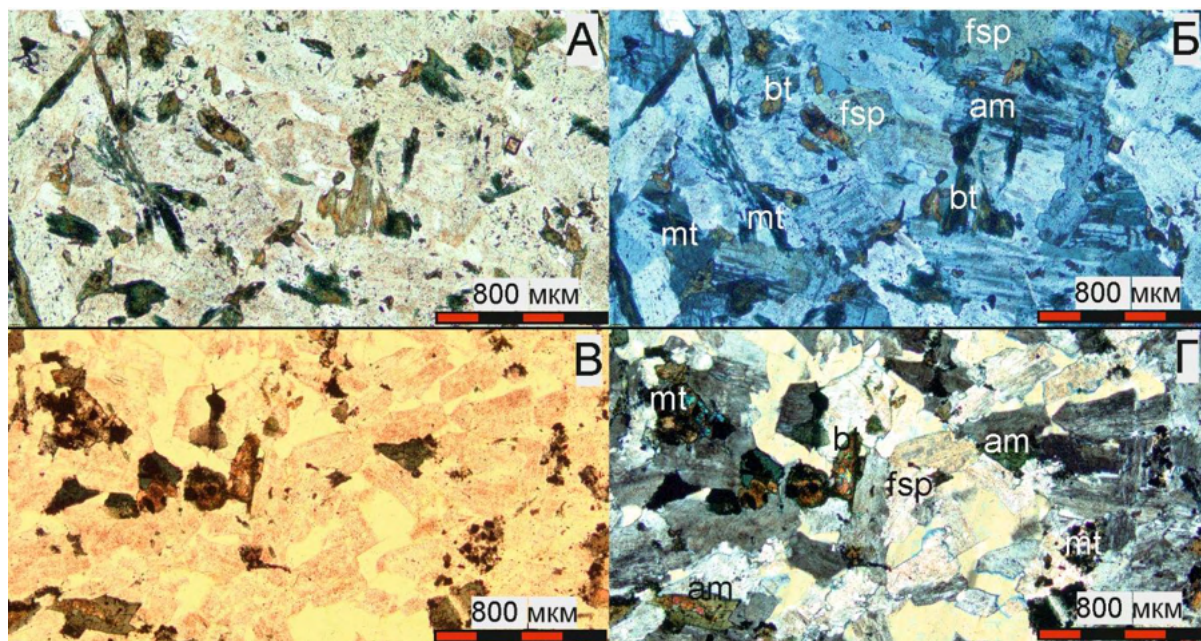


Рисунок 3.1.1 – Микрофото шлифов пород Чекинского массива: А, Б - щелочные граниты (точка 751). В, Г - щелочные граносиениты (точка 701). Слева – без анализатора, справа – с анализатором. fsp – калинатриевый полевой шпат, bt – биотит, mt – магнетит, am – амфибол. Увеличение 5х

Тёмноцветные минералы включают щелочные амфиболы (феррорихтерит – рибекит – арфведсонит) с характерным буро-синим или зеленовато-синим плеохроизмом, а также щелочные пироксены (эгирин-геденбергит) с высоким рельефом, буро-зелёным плеохроизмом и хорошо выраженной ортогональной спайностью. Структуры пород варьируют от графической до микропегматитовой, порфириовидной, текстура массивная. В амфибол-пироксеновых разновидностях наблюдаются пучковые и звездчатые скопления плагиоклаза, игольчатые и лучистые агрегаты темноцветных минералов, а также гломероскопления калинатриевого полевого шпата размером до 1 см. Акцессорные минералы включают магнетит, циркон, сфен, апатит, монацит и ксенотим, что отражает общую насыщенную редкими металлами и аксессуарами природу гранитов данного комплекса.

Среди общих процессов можно отметить несколько деталей: наличие реликтов раннего пироксена (диопсида), замещенного рибекитом; переход более щелочных пироксенов в амфиболы, свидетельствующий о наличии большого количества воды в расплаве; наличие самостоятельных зерен амфибола; активное развитие пертитов на поздних стадиях развития расплава. Также во всех образцах наблюдаются две популяции магнетита: крупные зерна (скорее всего первичные) и мелкие зерна, образовавшиеся в процессе распада зерен пироксенов и амфиболов. Амфиболы преимущественно относятся к актинолит-тремолитом.

Также на Чекинском массиве просматривается зональная закономерность в процессах изменения минералов. Так на точках 701 и 702 в центральной и северной частях массива больше признаков наличия воды в расплаве и щелочного состава пород. На юге массива на точках 751, 753 и 754 в шлифах преобладают пироксены и почти отсутствуют первичные амфиболы, что говорит о меньшем количестве воды в расплаве. Также эта часть массива менее щелочная.

3.1.2. *Количественный химический анализ*

По результатам количественного химического анализа построена диаграмма, которая отражает основные геохимические закономерности и характеристики Чекинского массива (рис. 3.1.2). Проанализированы силикатные и оксидные соединения в составе пород.

Общий состав всех фаз внедрения Чекинского массива определился, как гранитоидный с некоторыми точками в поле лейкогранитов, сиенитов или на границе умеренно щелочных гранитов. Практически все точки на диаграмме попадают в поле повышенной щелочности.

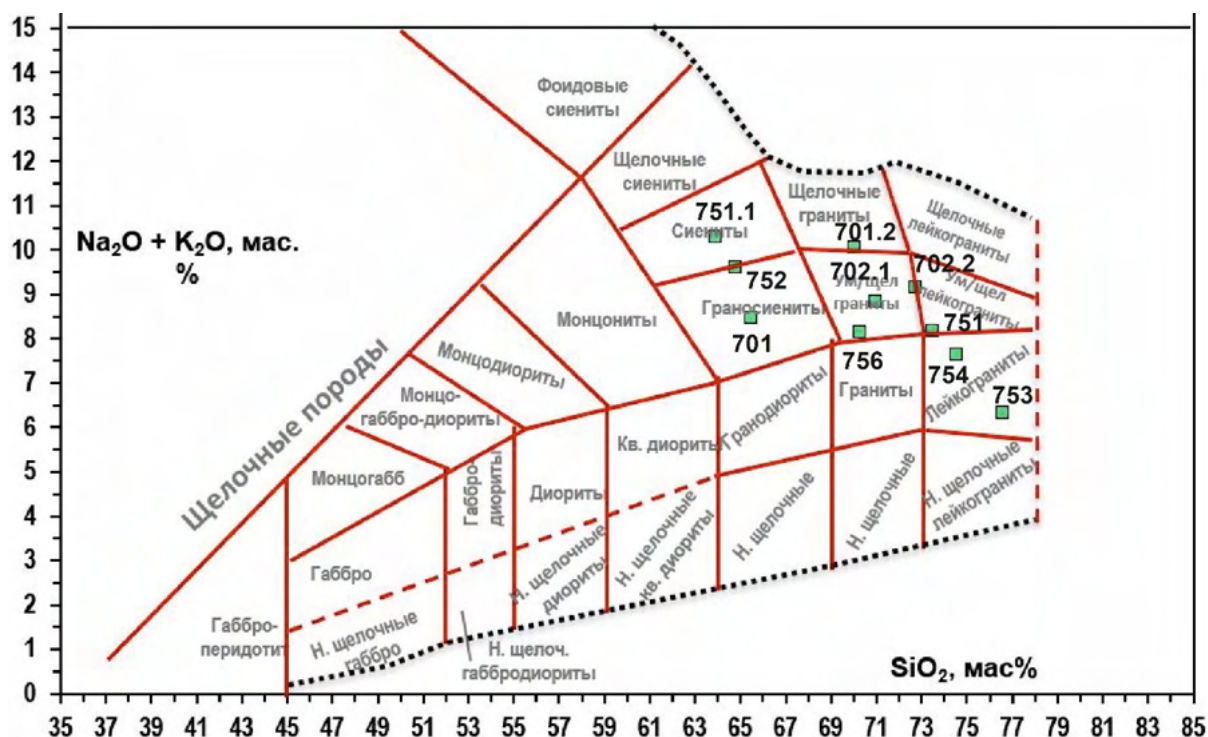


Рисунок 3.1.2 – Плутоническая диаграмма TAS для пород Чекинского массива. Анализы пересчитаны на 100%

В гранитоидах отмечается высокое содержание щелочей, причем содержание K_2O никак не меняется по отношению к кислотности, а Na_2O с ростом кислотности уменьшается (рис. 3.1.3). Схожий процесс наблюдается в пределах всего малочекинского комплекса. Он может быть связан со вторичными изменениями в породах путем метасоматоза и/или является результатом легкого метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации, что подтверждается диаграммой (рис. 3.1.3Г). В целом, для комплекса характерно невысокое содержание титана и кальция, что соответствует щелочным гранитоидам. При этом часть пород Чекинского массива является перглинозёмистыми, а часть метаглинозёмистыми, и все являются железистыми. Таблица с полными результатами анализа оксидов представлена в приложении 1.

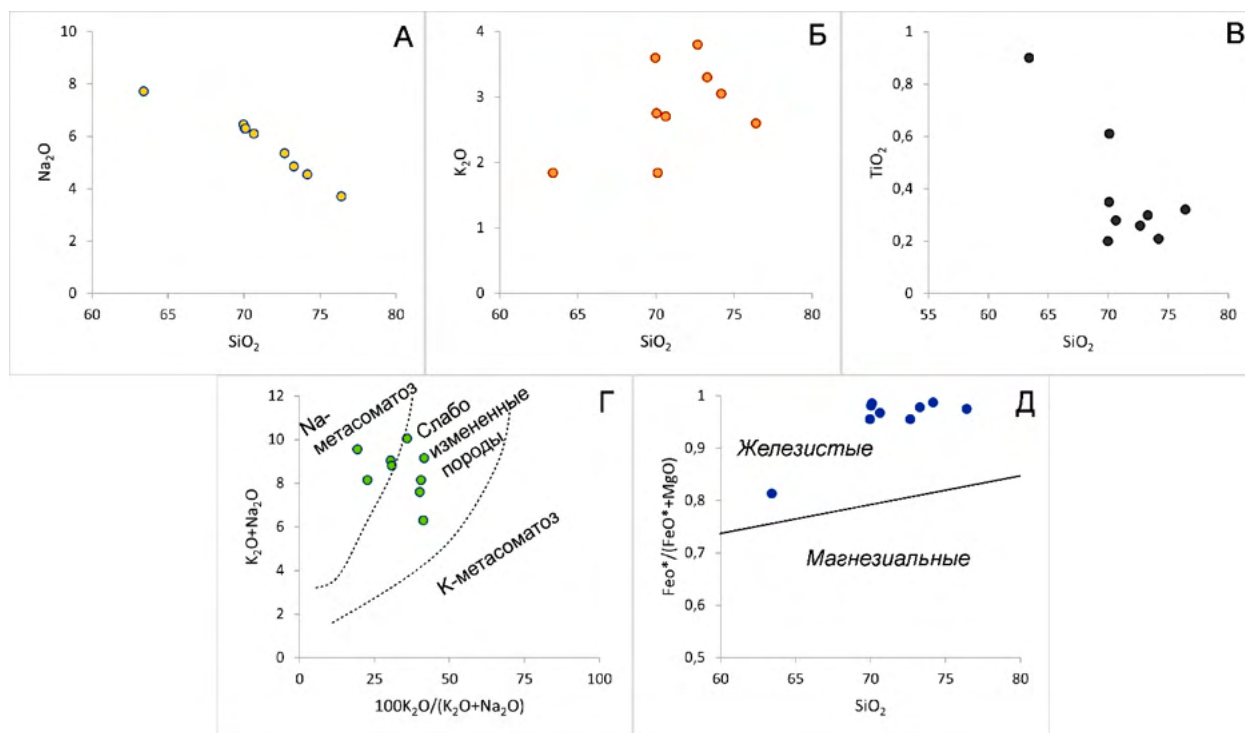


Рисунок 3.1.3 – Петрохимические характеристики Чекинского массива: А, В – харкеровские диаграммы для исследуемых пород в координатах Na_2O –, K_2O –, TiO_2 – SiO_2 ; Г - диаграмма в координатах $100 \cdot \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}) - (\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (Hughes, 1972); Д – Fe-index $[\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})] - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001). Анализы пересчитаны на 100%

3.1.3. Геохимия рассеянных элементов

Распределение РЗЭ на диаграмме является однородным для всего массива (рис. 3.1.4А). Наблюдается незначительное обогащение легкими элементами первой тетрады (La-Nd), что соответствует закономерностям в распределении РЗЭ в верхней и средней континентальной коре (ВКК и СКК соответственно). Ярко выражен европиевый минимум, характерный для пород с источником в верхней коре. Соотношение Eu/Eu^* составляет 0,59.

На спайдерграммах с расширенным спектром элементов сочетается сразу несколько характерных закономерностей распределения, что указывает на несколько источников расплава и особенности его эволюции (рис. 3.1.4Б). Общая картина распределения указывает на ВКК. Значения цезия и рубидия несколько меньше, чем у ВКК, что предполагает влияние более глубокой составляющей. В то же время в породах Чекинского массива элементы, начиная с неодима, имеют повышенные концентрации. Видны сильные стронциевые, цезиевые и неодим-танталовые минимумы. На диаграмме также присутствует свинцовый максимум.

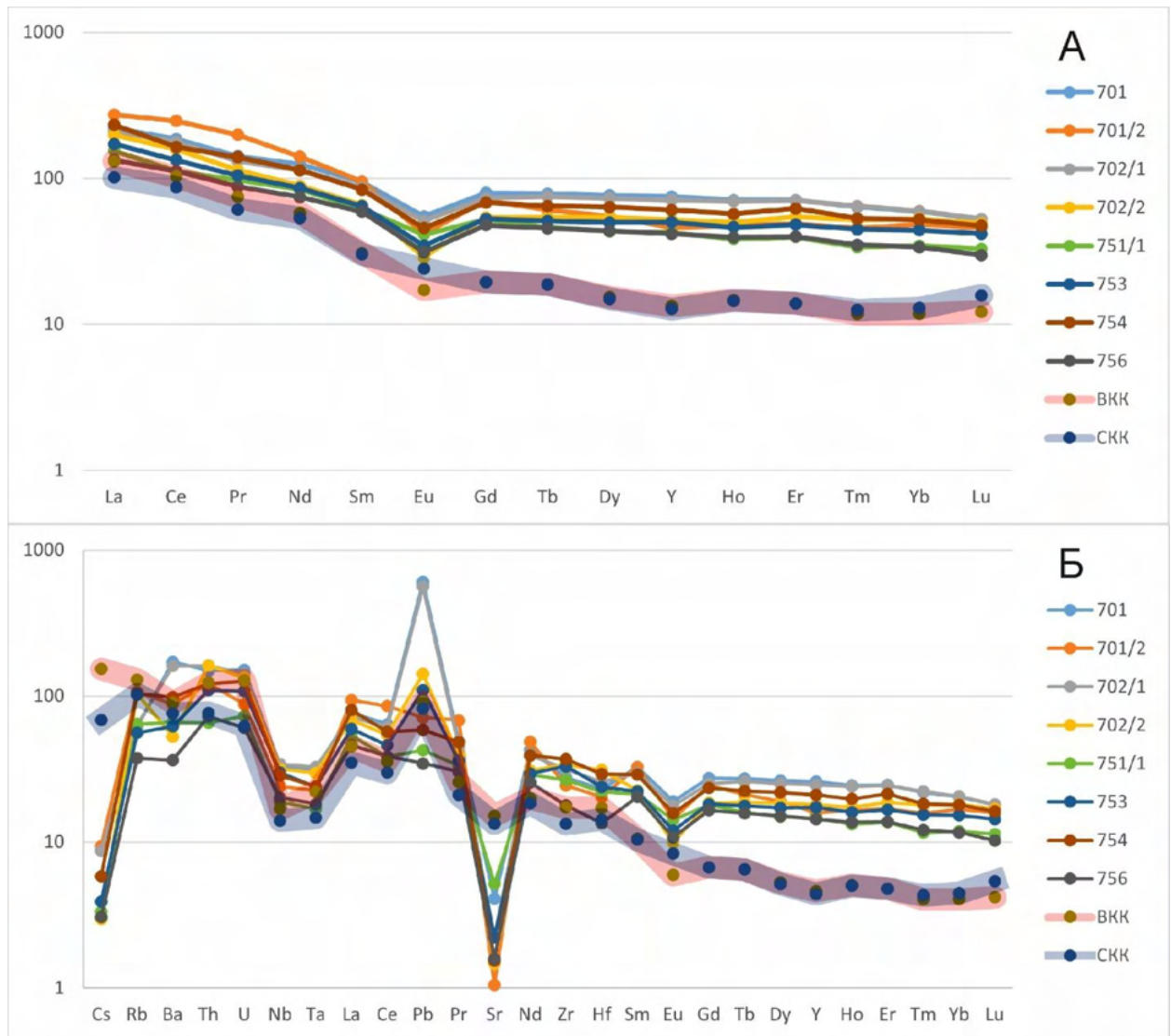


Рисунок 3.1.4 – Спектры распределения элементов на Чекинском массиве: А – редкоземельный с нормированием на хондрит C1. Б – мультиэлементный с нормированием на примитивную мантию. ВКК – значения верхней континентальной коры, СКК – значения средней континентальной коры. Нормирование по (Taylor, McLennan, 1985), Ce по (McDonough и др., 1992), значения ВКК и СКК по (Rudnick, Gao, 2004)

Общие закономерности на спайдерграммах указывают на обстановку субдукции. Это интерпретируется, как наследственная изотопная сигнатура. При присоединении Магнитогорской дуги к палеоУралу происходила субдукция, которая оставила след в виде изотопной сигнатуры в породах. Чекинский массив прорывает те самые породы, которые были косвенно связаны с субдукцией. При поднятии расплава и с сопутствующим переплавлением пород, которые затронула субдукция, массив вобрал в себя часть изотопной сигнатуры, указывающей на субдукцию. Таблица с полными результатами анализа рассеянных элементов представлена в приложении 2.

3.1.4. Обсуждение геохимических результатов по Чекинскому массиву

Чекинский массив представлен в основном щелочными гранитоидными породами с некоторыми вариациями. Породы были очевидно подвергнуты вторичным изменениям в виде метасоматоза и/или легкого метаморфизма с низкими значениями давления. Анализ шлифов позволил выделить два типа пород – с повышенным и пониженным содержанием воды. На вторичные изменения указывают повышенные соотношения натрия, активный распад пироксенов и последующий распад вторичных амфиболов. Распространенный первичный и вторичный магнетит дает повышенные значения железа и также указывает на активные вторичные процессы переработки пород массива. Процентное соотношение кремнезема превышает 60% и доходит до 76% со средним значением 70%. Соотношение калия к натрию составляет 0,47 по всему массиву, что является достаточно низким значением. Чекинский массив относится к низкокалиевой западной ветви малочекинского комплекса (Фурина и др., 2010). Концентрация кальция и стронция сильно ниже средних общепринятых. Также все анализы показали преобладание алюминия, что характеризует породы, как перглинозёмистые и метаглинозёмистые. Из-за щелочного состава пород и низкого содержания воды в расплаве одни из ключевых маркирующих минералов – биотит и роговая обманка отсутствуют.

Анализ спектров распределения элементов показал сильную схожесть с ВКК, но с маркерами влияния более глубоких источников. Отмечаются Ta-Nb, Eu, Sr и Cs минимумы и Pb максимум. Cs минимум и низкие значения Rb и Ba указывают на сигнатуру более близкую к составу примитивной мантии. Полученные значения Cs близки к эталонным значениям для базальтов MORB E-типа. Высокие концентрации железа и низкие концентрации кальция и стронция подтверждают влияние источника основного состава.

Опираясь на вышеперечисленные данные гранитоиды Чекинского массива, можно отнести к А-типу гранитов с некоторыми особенностями. Характеристики, соответствующие I-типу относятся не к самим гранитам, а происходят из привнесенного материала из прорванных плутоном базальтоидов. Маркеры, соответствующие S-типу гранитов с осадочным источником расплава, не наблюдаются.

Наиболее вероятной геодинамической обстановкой изначального формирования является сочетание постколлизийной с рифтогенной обстановкой, где основополагающим процессом формирования гранитоидов стало декомпрессионное плавление пород Магнитогорской палеодуги. Далее могут рассматриваться два отрезка

времени связанных с рифтогенезом и/или постколлизией обстановкой: раннекаменноугольный и триасовый.

При рассмотрении раннекаменноугольной эпохи, можно предположить, что формирование гранитоидов малочекинского комплекса связано с декомпрессионным плавлением после спада давления при присоединении Магнитогорской дуги к ВЕП. Таким образом, вторичные изменения могли происходить в триасе. Вариант с формированием Чекинского массива в триасе связан с рифтингом, описанным в работах А.В. Тевелева (Тевелев и др., 2009; Фурина и др., 2010). В этом случае вторичные изменения происходили сразу же после формирования массива в условиях постепенного формирования рифта.

3.2. Крыклинский плутон

3.2.1. *Петрографический анализ*

В рамках данной работы изучена третья фаза неплюевского комплекса, слагающего большую часть Крыклинского массива. Порода третьей фазы представлена сильно дроблеными светлыми мелкозернистыми гранитоидами с небольшим количеством биотита - не более 1%. Порфировидные мелкозернистые адамеллиты имеют в порфировых выделениях (около 30% породы) гломероскопления таблитчатого зонального плагиоклаза размером до 3-5 мм. Основная масса мелкозернистая гипидиоморфнозернистой, микрографической структуры состоит из сосюритизированного плагиоклаза (50-60%), кварца (25-30%), калинатриевого полевого шпата (10-15%), и биотита (до 7%). Листочки биотита входят в кварц-полевошпатовую матрицу породы, в них часто встречаются выделения сфена и лейкоксена. Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен. Средне-, крупнозернистые адамеллиты, граниты гипидиоморфнозернистой, микрографической структуры сложены ксеноморфным кварцем (25%), серицитизированным плагиоклазом, пелитизированным калинатриевым полевым шпатом, темноцветными минералами (около 3-5%) - амфиболом, биотитом. Милонитизированные порфировидные граниты Крыклинского массива, обнажающиеся в обрывах р. Крыкла, мелко-среднезернистой порфировидной структуры сложены крупными «очками» кварца, калишпатизированного серицитизированного плагиоклаза и небольшим количеством биотита (не более 1%). Во вкрапленниках есть некоторое количество, собственно, калинатриевого полевого шпата с реликтами шахматной структуры в центральных частях. Для породы характерно большое количество тонкоперетертого, рассланцованного материала, в котором

расположены субпараллельно зубчатые зернышки кварца, рваные чешуйки слюды, более крупные осколки кварца, полевого шпата, серицита. Структура породы милонитовая, текстура очково-сланцеватая. Интенсивное разгнейсование часто позволяет называть породы гнейсоплагиогранитами, гнейсотоналитами и другими метаморфизованными вариантами интрузивных пород.

Шлиф с точки 1. Окварцованный гранит

Полнокристаллическая порода с неравномерно-мелкосреднезернистой, участками брекчированной, пойкилитовой, гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты (55%) (плагиоклаз 45–50%, КППШ 5–10% от объема породы), кварц (35%) и мусковит-биотитовый агрегат (5%). Второстепенным минералом в породе является мусковит (около 1%). Акцессорные минералы представлены лимонитом, пиритом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом.

Плагиоклаз представлен субидиоморфными таблитчатыми, иногда с зазубренными контурами, кристаллами полисинтетически сдвойникованными, размер кристаллов колеблется от 0,3 до 7 мм по длине, они содержат хадакрисы кварца, слюд, апатита (вероятно); брекчированы без существенного смещения. КППШ имеют идентичные РІ характеристики, отличаются большей степенью соссюритизации. Биотит представлен преимущественно ксеноморфными удлинёнными кристаллами и чешуйчато-листоватыми агрегатами длиной от 0,3 до 0,7 мм. Часто замещается мусковитом, в зонах трещин – эпидот-актинолит-тремолитовым тонкокристаллическим агрегатом, к ним же приурочены лимонитовые агрегаты и единичные одиночные зерна пирита. Кварц образует мелкие и средние ксеноморфные зерна с заливообразными контурами, часто – наложенные прожилковидные и гнездовидные скопления, развивающиеся по плагиоклазовому матриксу, размер выделений кварца до 1 мм.

Шлиф с точки 2. Гранит

Полнокристаллическая порода с неравномерно-мелко-среднекристаллической гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты (55%) (плагиоклаз 45–50%, КППШ 10–5% от объема породы), кварц (35%) и биотит (5%). Второстепенным минералом в породе является мусковит (около 1%). Акцессорные

минералы представлены практически полностью лимонитизированным магнетитом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом.

Плагиоклаз (Pl) представлен субидiomорфными таблитчатыми кристаллами полисинтетически сдвойникованными, размер кристаллов колеблется от 0,2 до 5 мм по длине, часто кристы по периферии корродированы соссюритом. КППШ имеют идентичные Pl характеристики, отличаются большей степенью соссюритизации. Биотит (Bt) представлен субидiomорфными удлиненными кристаллами до ксеноморфных чешуйчато-листоватых агрегатов длиной с вариациями от 0,3 до 1 мм. К скоплениям биотита часто приурочены ксеноморфные зерна практически полностью лимонитизированного магнетита. Кварц (Qtz) образует мелкие ксеноморфные зерна с заливообразными контурами, выполняющие интерстиции, размер выделений кварца до 1 мм.

Шлиф с точки 3. Окварцованный катаклазированный гранитоид

Порода с гипидиоморфнозернистой неравномерно-крупнозернистой структурой и массивной текстурой.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты (50%), кварц (45%), хлорит (5%). Второстепенным минералом в породе является соссюрит, лимонит (около 1%).

Плагиоклаз (альбит-олигоклазовый минал) и КППШ (преобладают Pl, 2:1) представлены субидiomорфными таблитчатыми брекчированными кристаллами, размер кристаллов колеблется от 0,7 до 8 мм по длине, катаклазированы без существенного смещения, трещины выполнены соссюритом.

Кварц редко образует одиночные ксеноморфные кристаллы, часто – гнездовидные скопления между кристами ПШ, размер выделений кварца до 5 мм. Интерстиционное пространство между кристами ПШ выполнено альбит-эпидот-актинолит-тремолитовым агрегатом.

Шлиф с точки 4. Эпидот-тремолит-кварцевый метасоматит с пиритом

Полнокристаллическая порода с аллотриоморфнозернистой неравномерно-мелкосреднезернистой, участками псевдобрекчиевой, волокнистой и пойкилитовой структурой и массивной текстурой.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты (40%), кварц (30%), эпидот (15%), тремолит (5%). Второстепенным минералом в породе

является мусковит (около 1%). Акцессорные минералы представлены пиритом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом.

Полевые шпаты практически полностью соссюритизированы, диагностируются по реликтам полисинтетического двойникования и по таблитчатой форме кристаллов. Кварц образует прожилковые и гнездовидные скопления, состоящие из мелко-среднезернистых агрегатов, наложенных на первично магматические минералы. Интерстиционное пространство между кристами ПШ выполнено альбит-эпидот-актинолит-тремолитовым агрегатом. Пирит, предположительно вторичный магнетит представлен идиоморфными кубическими изометричными зернами, приуроченными к контактам кристаллов полевых шпатов и темноцветных минералов.

Шлиф с точки 10. Метасоматизированный гранит

Порода с равномерно-мелко-среднекристаллической, участками пойкилитовой, гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты (55%) (плагиоклаз и КПШ в примерно равных пропорциях), кварц (35%) и биотит (5%). Второстепенными минералами в породе являются серицит, хлорит (около 1%). Акцессорные минералы представлены лимонитом, пиритом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом.

Плагиоклаз представлен субидиоморфными таблитчатыми кристаллами полисинтетически сдвойникованными, размер кристаллов колеблется от 0,2 до 3 мм по длине, кристы по площади интенсивно корродированы соссюритом, содержат хадакритсы кварца, слюд. КПШ имеют идентичные Pl характеристики, отличаются большей степенью соссюритизации. Биотит представлен субидиоморфными удлиненными кристаллами до ксеноморфных чешуйчато-листоватых агрегатов длиной от 0,3 до 1 мм, иногда по нему развиты псевдоморфозы мусковит-серицита или хлорита. К скоплениям биотита часто приурочены лимонитовые агрегаты и единичные одиночные зерна пирита. Кварц образует мелкие ксеноморфные зерна с заливообразными контурами, выполняющие интерстиции, размер выделений кварца до 1 мм.

3.2.2. Количественный химический анализ

По результатам количественного химического анализа состав пород Крыклинского плутона относится к двум группам нормального ряда щелочности – лейкогранитов и кварцевых диоритов (рис. 3.2.1). Данные получены с 6-ти точек

массива. Первые 4 точки находятся в радиусе 100 метров друг от друга на границе тел лейкогранитов и кварцевых диоритов на северо-востоке плутона. Породы с других исследуемых точек по определению в полевых условиях также относятся к двум группам пород, подтверждённых химическим анализом.

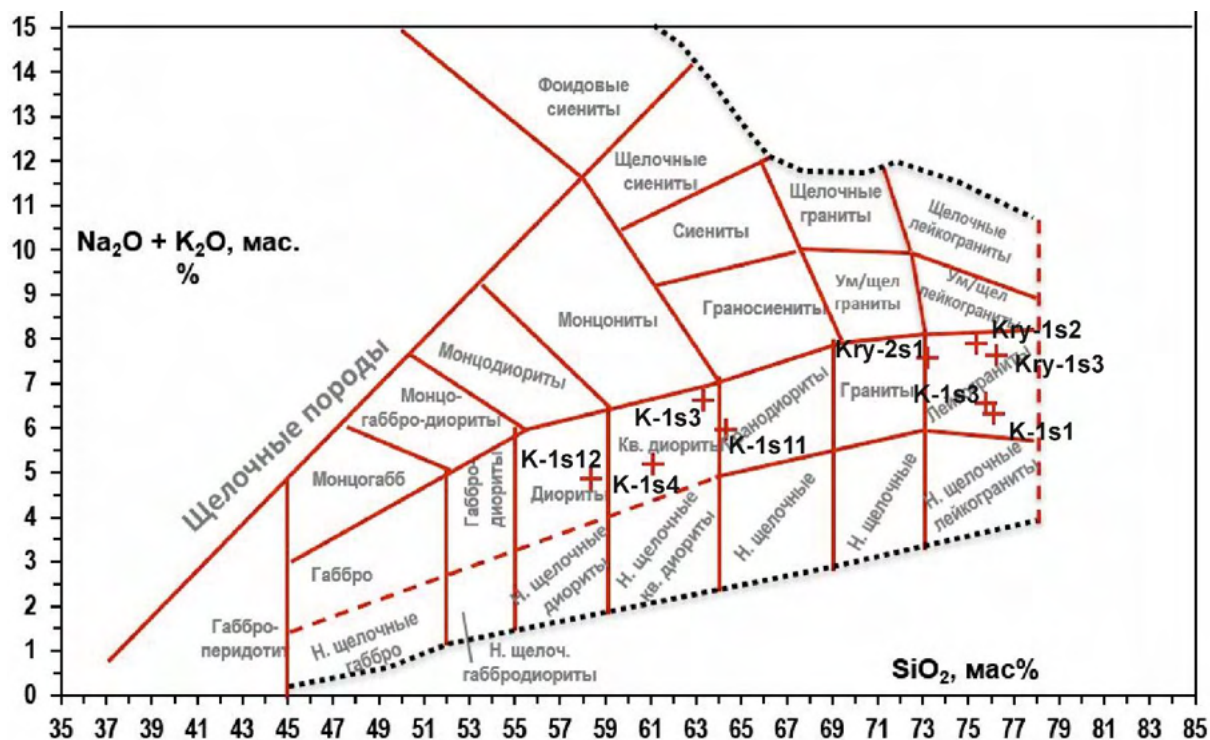


Рисунок 3.2.1 – Диаграмма TAS для пород Крыклинского плутона. Анализы пересчитаны на 100%

Группа образцов, относящихся к ряду диоритов – гранодиоритов, имеет относительно низкие содержания кремнезема – от 57% до 62%. Лейкограниты имеют от 72% до 75% кремнезема. В целом, для пород плутона наблюдается положительный натриевый тренд, однако, внутри двух групп пород четкой взаимосвязи между натрием и кремнеземом нет (рис. 3.2.2А). Содержание K_2O не имеет четкой взаимосвязи с кремнеземом и натрием. Оксид титана же наоборот имеет отрицательный тренд (рис. 3.2.2В). Породы плутона не подверглись серьезным химическим изменениям, связанным с Na- и K- метасоматозом, и показывают незначительные отклонения в обе стороны (рис. 3.2.2Г). Также нельзя четко отнести породы к железистым или магнезиальным. Соотношения алюминия к натрию, калию и кальцию характеризуются как перглиноземистые на точках 1-4, метаглиноземистые – на точках 11 и 12. Схожие с точками 1-2 соотношения глинозема на точках 3-4 при разной петрологии указывают на вторичный процесс, который затронул только точки 1-4, но не коснулся точек 11 и 12. Таблица с полными результатами анализа оксидов представлена в приложении 3.

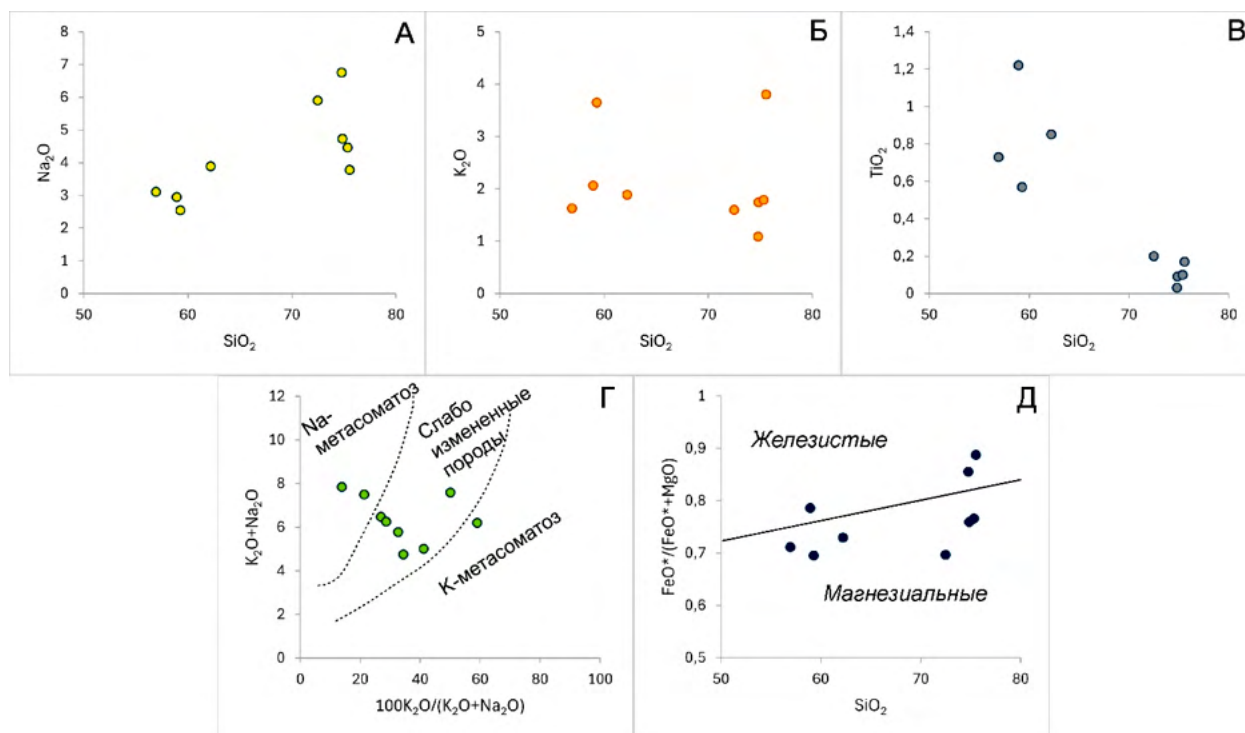


Рисунок 3.2.2 – Петрохимические характеристики Крыклинского плутона: А-В – харкеровские диаграммы для исследуемых пород в координатах Na_2O -, K_2O -, TiO_2 - SiO_2 ; Г - диаграмма в координатах $100 \cdot \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (Hughes, 1972); Д - Fe-index $[\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})] - \text{SiO}_2$ (Frost et al, 2001). Анализы пересчитаны на 100%

3.2.3. Геохимия рассеянных элементов

Для распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, характерен пологий отрицательный тренд (рис. 3.2.3А). Практически во всех образцах присутствует европиевый минимум. На точках 4 и 10 европиевый минимум отсутствует. Общие значения несколько разнятся между значениями ВКК и НКК, что подразумевает влияние всех слоев континентальной коры на породы массива.

Распределение рассеянных элементов также показывает общие для всего массива закономерности, но с вариациями (рис. 3.2.3Б, В). У всех образцов есть Cs минимум, характерный для СКК и НКК. Ва минимум наблюдается у большинства образцов кроме точек 2, 4, 31. Общим для всех является Ta-Nb минимум. Значения по свинцу сильно разнятся – присутствуют, как максимумы, так и минимумы или отсутствие аномалий. Резко выделяются Zr и Hf минимумы в кварцевых диоритах. Zr имеет больший минимум, чем Hf. Эти изменения указывают скорее на влияние процессов фракционирования магм, чем на вторичные изменения. Таблица с полными результатами анализа рассеянных элементов представлена в приложении 4.

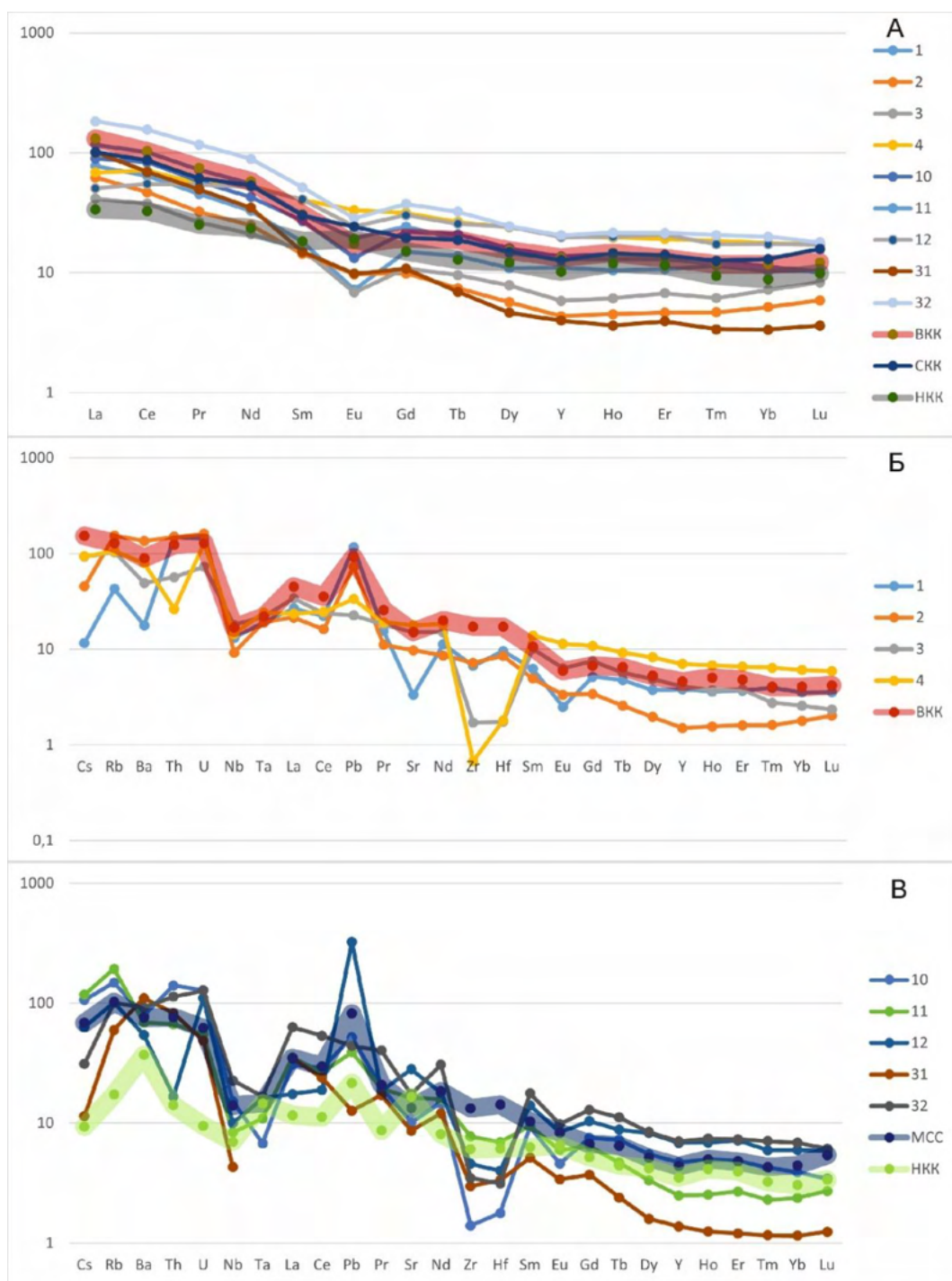


Рисунок 3.2.3 – Спектры распределения элементов на Крыклинском плутоне: А – редкоземельный с нормированием на хондрит C1. Б – мультиэлементный с нормированием на примитивную мантию (точки 1-4) В - мультиэлементный с нормированием на примитивную мантию (точки 10-32). Нормирование по (Taylor, McLennan, 1985), Ce по (McDonough et al., 1992), значения ВКК, СКК и НКК по (Rudnick, Gao, 2004)

3.2.4. Обсуждение геохимических результатов по Крыклинскому массиву

Геохимический анализ пород третьей фазы неплюевского комплекса Крыклинского массива позволил выделить два типа пород – лейкограниты и кварцевые

диориты. Особого внимания заслуживают маркирующие характеристики в лейкогранитах и кварцевых диоритах. С одной стороны, у кварцевых диоритов есть свои особенности в виде Zr-Hf минимумов, но кварцевые диориты на точках 3-4 имеют сходство в соотношениях Al с лейкогранитами точек 1-2. Все образцы показывают признаки метаморфизации, но не метасоматоза. Во всех образцах среди слюды преобладает биотит. Роговой обманки не наблюдалось. Из рудных минералов выделяются сульфиды. Первичный и вторичный магнетит практически отсутствует.

В характере распределения элементов обнаружена противоречивость маркеров в виде минимумов и максимумов. Так сочетаются Pb максимумы в лейкогранитах и кварцевых диоритах с точек 10, 11 и 12 с незначительными максимумами или их полным отсутствием на точках 3, 4 и 32, а на точке 31, наоборот, имеется четкий минимум. Если лейкограниты можно точно сравнить со значениями ВКК, то для остальных пород более подходят значения СКК и даже НКК. Таким образом, породы Крыклинского массива, очевидно, сформировались из источника, который формировался долгое время на большой глубине и имел возможность фракционировать.

Учитывая вышеперечисленные данные, можно исключить классификацию гранитоидов Крыклинского массива, как А-тип из-за не самых высоких средних показателей кремнезема, Zr-минимума, относительно низких концентраций РЗЭ и отсутствия обогащения Fe относительно Mg. Также не очень подходит М-тип из-за повышенных значений Rb и U, низких значений Ca и Sr и высоких соотношений глинозема. Больше всего подходят характеристики S-типа гранитоидов: высокие кремнезем и глинозем, повышенный Rb, наличие биотита и отсутствие магнетита. Однако, также нельзя не принять во внимание несоответствия с полностью осадочным типом изначального материала расплава, что может объясняться участием основных пород из океанической коры (I-тип).

Таким образом, геодинамическая обстановка формирования Крыклинского плутона представляет собой субдукцию с сильным влиянием континентального материала. В ранней каменноугольной эпохе коллаж террейнов представляющих современную Восточно-Уральскую зону приближался к ВЕП вслед за Магнитогорской дугой. В процессе активной субдукции осадочный материал, составляющий Восточно-Уральский микроконтинент, переплавлялся. Также в процессе плавления в расплав попало значительное количество переплавленных магматических пород.

3.3. Чилектинский плутон

3.3.1. Петрографический анализ

Среди основных пород второй фазы краснинского комплекса, слагающих Чилектинский массив, преобладают биотит-роговообманковые разновидности. Плагииграниты третьей фазы представлены биотитовыми, реже – биотит-мусковитовыми разновидностями. Габбро-диориты куйбасовского комплекса отличаются от габбро меньшим содержанием темноцветных минералов (20–30%), более кислым плагиоклазом (андезином), появлением (наряду с пироксеном) роговой обманки и небольшого количества ксеноморфного кварца. Граносиениты второй фазы – массивные породы розового цвета различных оттенков, мелко- и среднекристаллические, часто с порфиривидной структурой. В составе преобладает калинатриевый полевой шпат (микроклин), образующий таблитчатые кристаллы – 55%, кварц составляет 30%, плагиоклаз (альбит) – 10%, биотит – 5%, акцессорный минерал – магнетит (Лисов и др., 2018). Далее кратко описан состав других характерных пород Чилектинского массива.

Умереннощелочные граниты (проба 13; 2-я фаза куйбасовского комплекса) сложены, в основном, полевыми шпатами (60%) (плагиоклаз и калинатриевый шпат примерно в равных количествах), кварцем (30%), амфиболом (3%) и биотитом (2%). Второстепенным минералом в породе является серицит (около 1%). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом. Вокруг кристаллов плагиоклаза присутствуют широкие зоны мирмекитов (рис. 3.3.1).

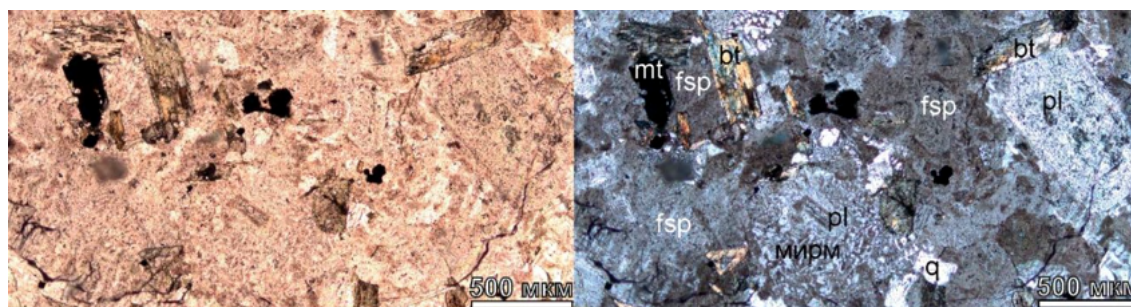


Рисунок 3.3.1 – Микрофото шлифа умереннощелочных гранитов Чилектинского плутона: слева – без анализатора, справа – с анализатором. fsp – калинатриевый полевой шпат, pl – плагиоклаз, bt – биотит, mt – магнетит, мирм – мирмекиты

Монцодиориты (проба 14; 1-я фаза куйбасовского комплекса) состоят из полевых шпатов (плагиоклаз и калинатриевый шпат в соотношении 3:1; 64%), роговой обманки (30%) и биотита (5%). Второстепенным минералом в монцодиоритах является кварц (около 1%). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом и хлоритом.

Плагиоклаз представлен субидiomорфными таблитчатыми кристаллами размером 0,3–1 мм. Кристаллы плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы, сосюритизированы в центральной части. Калинатриевый полевой шпат имеет аналогичные параметры, пелитизирован. Роговая обманка образует субидiomорфные удлиненные кристаллы размером 0,5–1 мм, отмечаются единичные идиоморфные зерна. Биотит представлен субидiomорфными табличками, как правило, они тяготеют к интерстиционному пространству между лейкократовыми минералами. Местами зерна биотита замещены хлоритом светло-зеленого цвета. Кварц образует мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции, размер выделений кварца до 0,4 мм. Рудный магнетит распределен равномерно по объему породы в виде идиоморфных одиночных кристаллов размером 0,1–0,5 мм (рис. 3.3.2).

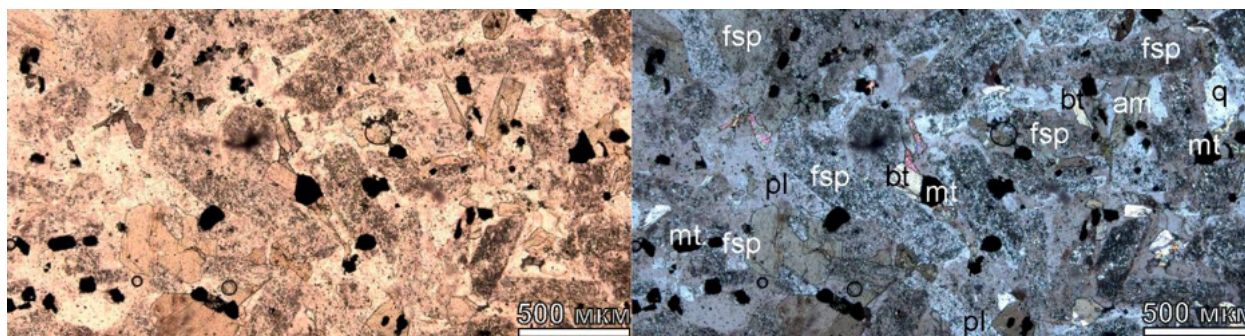


Рисунок 3.3.2 – Микрофото шлифа монцодиоритов Чилектинского плутона: слева – без анализатора, справа – с анализатором. fsp – калинатриевый полевой шпат, pl – плагиоклаз, bt – биотит, mt – магнетит, am – амфибол

Габбро (проба 20; 1-я фаза куйбасовского комплекса) представлено породой с неравномернокристаллической, мелко-среднекристаллической гипидиоморфнозернистой пойкилитовой келифитовой структурой и массивной текстурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (55%) и роговая обманка (45%), а второстепенным минералом – кварц (около 1%). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1%), вторичные – сосюритовым агрегатом и хлоритом (3%).

Плагиоклаз представлен субидiomорфными таблитчатыми кристаллами размером 0,7–3 мм. Кристаллы плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы, сосюритизированы в центральной части. Плагиоклаз обрастает каймами более кислых номеров. Роговая обманка образует субидiomорфные удлиненные кристаллы размером 0,5–1 мм, отмечаются единичные идиоморфные зерна. Рудный минерал (скорее всего магнетит или титаномagnetит) распределен неравномерно по объему

породы в виде ксеноморфных одиночных кристаллов размером 0,5-1 мм, выполняет интерстиционное пространство между зернами плагиоклаза (рис. 3.3.3).

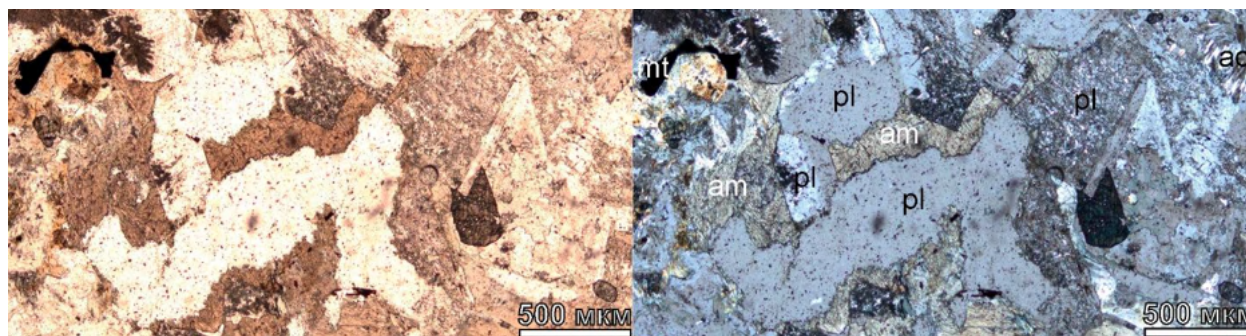


Рисунок 3.3.3 – Микрофото шлифа габбро Чилектинского плутона: слева – без анализатора, справа – с анализатором. fsp – калинатриевый полевой шпат, pl – плагиоклаз, bt – биотит, mt – магнетит, am – амфибол, ac – актинолит(?)

Породы Чилектинского массива были несильно вторично изменены, на что указывает присутствие во всех образцах соссюритового агрегата и хлорита. Также породы имеют значительное количество магнетита и в меньшем количестве – гематит, что подтверждается данными магнитной минералогии (Шестаков и др., 2024а).

3.3.2. Количественный химический анализ

Геохимическая характеристика пород Чилектинского массива базируется всего на 6-ти силикатных анализах и 11 анализах рассеянных элементов (прил. 5, 6).

На диаграмме TAS (рис. 3.3.4) фигуративные точки пород Чилектинского массива локализованы в четырех областях: габбро (№ 20); монцодиориты (№№ 14, 16); умереннощелочные граниты (№№ 13, 18); лейкограниты (трахириолиты, дайка, № 15). При этом габбро относятся к низкокалиевым, умереннотитанистым разностям, а все остальные породы – к высококалиевым.

В породах Чилектинского массива превалирует Na_2O по сравнению с K_2O . Их соотношения имеют положительный тренд. При этом корреляции между значениями Na_2O и кремнезема не наблюдается, а K_2O с кремнеземом формируют положительный тренд (рис. 3.3.5). Также результаты анализов показывают полное отсутствие Na- и K-метасоматоза, что указывает на другой тип вторичных изменений, учитывая данные петрографического анализа. Делать заключения об отрицательном тренде между титаном и SiO_2 можно только интерполируя данные, так как отсутствуют данные по относительно средним значениям TiO_2 . При интерполяции тренд получается отрицательным. Несмотря на сравнительно высокие концентрации железа Fe_2O_3 , образцы являются скорее более магнезиальными, чем железистыми. Содержания Al

колеблются между перглиноземистыми и метаглиноземистыми. Только щелочные граниты на точке 13 являются сильно перглиноземистыми.

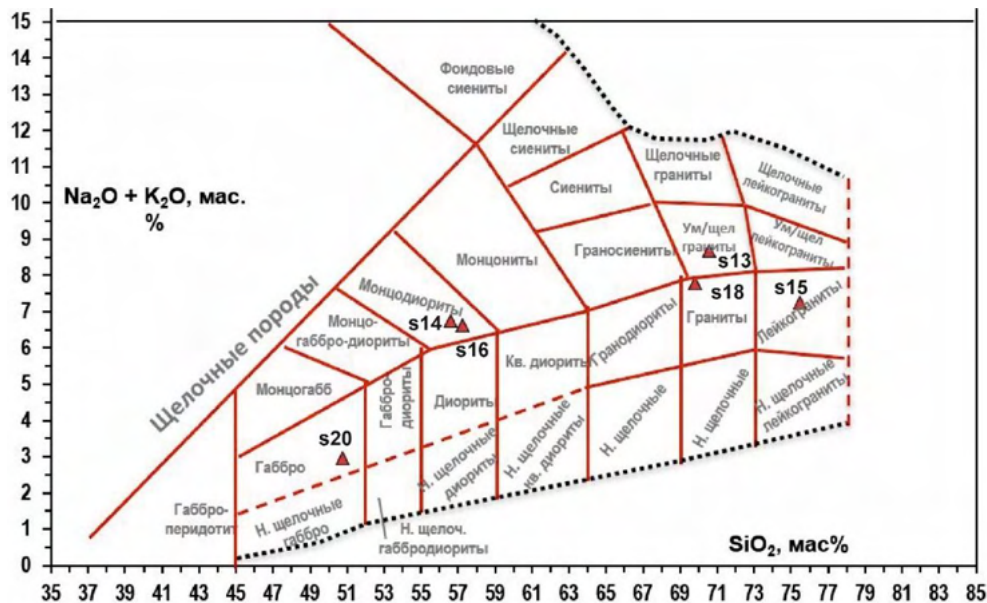


Рисунок 3.3.4 – Диаграмма TAS для пород Чилектинского массива. Анализы пересчитаны на 100%

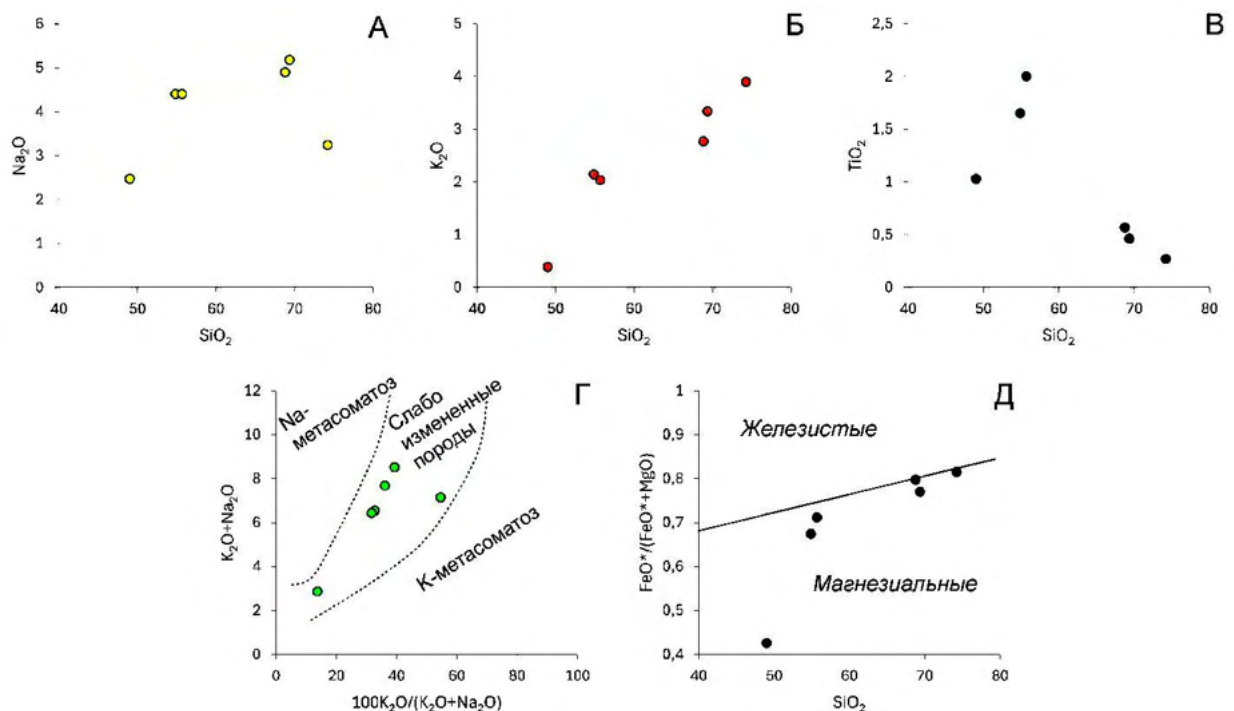


Рисунок 3.3.5 – Петрохимические характеристики Чилектинского массива: А-В – харкеровские диаграммы для исследуемых пород в координатах Na_2O -, K_2O -, TiO_2 - SiO_2 ; Г - диаграмма в координатах $100 \cdot \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ – $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (Hughes, 1972); Д - Fe-index $[\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})]$ – SiO_2 (Frost et al., 2001). Анализы пересчитаны на 100%

3.3.3. *Геохимия рассеянных элементов*

Распределение нормированных значений РЗЭ (рис. 3.3.6А) в средних и кислых породах Чилектинского массива очень однородно и обладает отчетливым тетрадным эффектом.

Первая тетрада (La–Nd) характеризуется крутым трендом примерно на полпорядка. Во второй тетраде (Sm–Gd) у большей части пород наблюдается европиевый минимум со средним отношением Eu/Eu^* равным 0,40. В третьей (Gd–Ho) и четвертой (Er–Lu) тетрадах тренд практически горизонтальный. Такое распределение предполагает коровый источник вещества с существенным фракционированием плагиоклаза. Этот вывод подтверждается очевидным сходством распределения РЗЭ в породах Чилектинского массива и верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2004). Только габбро (проба 20) оказываются несколько обедненными всеми РЗЭ.

Распределение других рассеянных элементов также достаточно плотное (рис. 3.3.6Б). При этом содержание крупноионных элементов на два порядка превышает их концентрацию в примитивной мантии (особенно высокое – в трахириолитах дайки), а содержание высокочarged элементов – в пять-семь раз. Распределение элементов имеет характерные особенности. В первую очередь, это Ta–Nb минимум, характерный для надсубдукционных образований. Вторая особенность состоит в свинцовом максимуме, как правило, связанным с влиянием коровой компоненты. Стронциевый и европиевый минимумы, скорее всего, определяются фракционированием плагиоклаза. Эти аномальные значения отсутствуют в монцодиоритах на точке 16 и, ожидаемо, в габбро. Также просматриваются Ba максимумы, особенно в габбро. Рядом с Ba значения Rb не выделяются. В разной степени виден Zr–Hf минимум во всех образцах кроме точек 15 и 22. Cs минимум присутствует во всех породах.

В целом, характер распределения рассеянных элементов в породах Чилектинского массива сходен с их распределением в верхней континентальной коре. Однако, концентрации Cs, Rb и Ba предполагают влияние более глубоких источников магм.

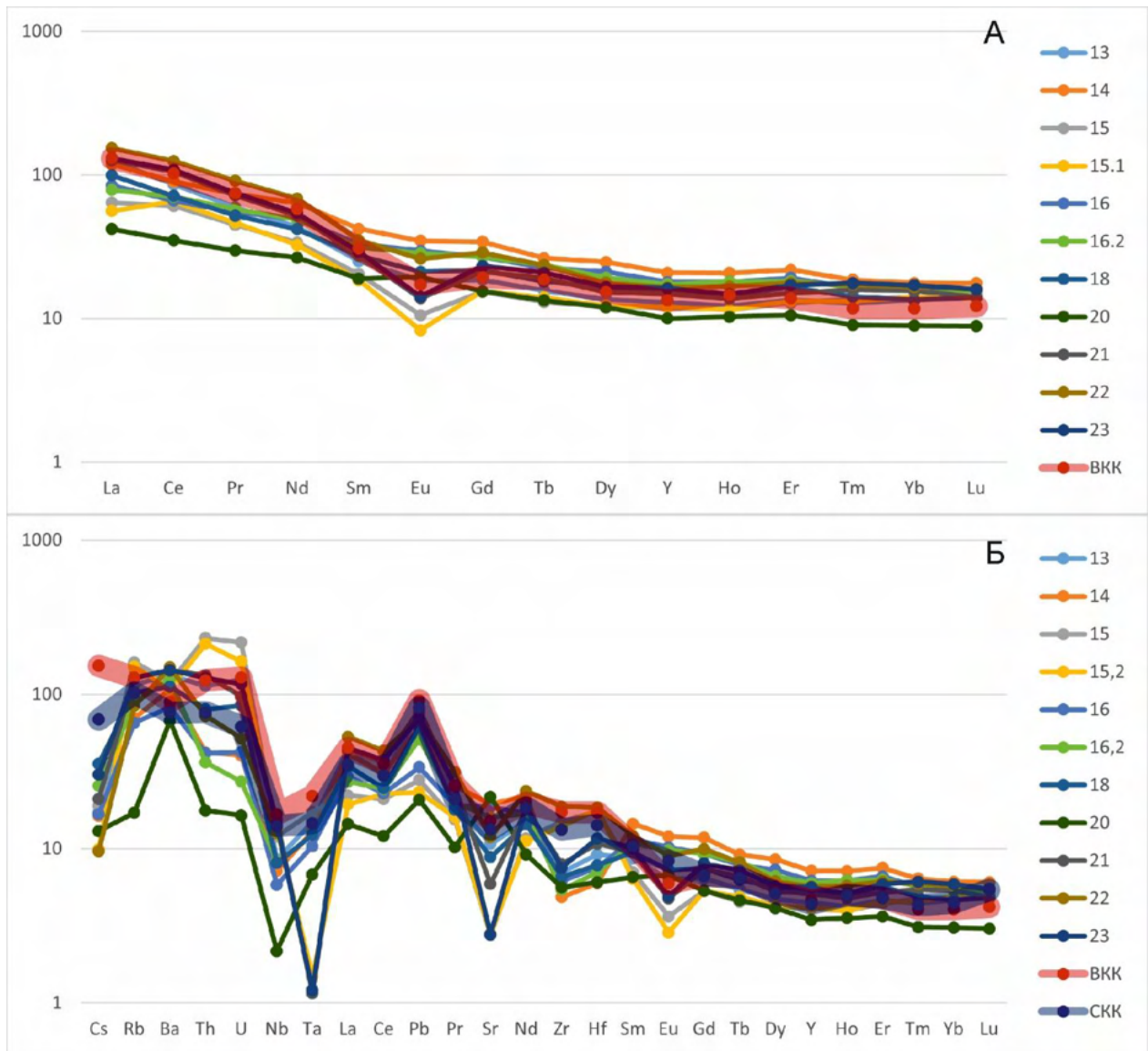


Рисунок 3.3.6 – Спектры распределения элементов в породах Чилектинского плутона: А – редкоземельный с нормированием на хондрит C1. Б – мультиэлементный с нормированием на примитивную мантию. ВКК – значения верхней континентальной коры СКК – значения средней континентальной коры. Нормирование по (Taylor, McLennan, 1985), Ce по (McDonough и др., 1992), значения ВКК и СКК по (Rudnick, Gao, 2004)

3.3.4. Обсуждение результатов геохимических исследований по Чилектинскому плутону

Гранитоиды Чилектинского массива представлены достаточно разным составом, как по содержанию кремнезема (от 50% до 76%), так и по щелочности. По сравнению с Чекинским массивом щелочность не слишком высокая, хотя стоит отметить наличие щелочных гранитов и монцодиоритов. В породах преобладает роговая обманка, а слюды

представлены незначительным количеством биотитов и мусковитов. Повсеместно присутствуют мелкие зерна магнетита.

Распределение РЗЭ и рассеянных элементов, в целом, однородно и соответствует в первую очередь, ВКК, но с сигнатурой СКК и даже НКК. Присутствие небольших Zr-Hf и Eu минимумов указывает на процесс фракционирования расплава. Из-за сложной структуры массива, состоящего из нескольких фаз двух комплексов, можно предположить, что внедрение расплава происходило постепенно, но значительно быстрее, чем в случае с Крыклинским массивом из одного и того же источника. Сильно разнящийся состав объясняется развитием расплава через фракционирование и привнос нового материала. Принципиально другие породы в виде габбро и трахириолитов свидетельствуют о резком вмешательстве других источников и процессов в формировании Чилектинского массива. Наиболее распространённые в пределах массива породы – монцодиориты, гранодиориты и граниты разного состава относятся к I-типу гранитоидов с возможной параллельной интерпретацией, как M-тип.

В то время, как Магнитогорская дуга двигалась в сторону ВЕП и уже закончила активную фазу формирования, неизбежно произошло уменьшение сил сжатия, что привело к декомпрессионному плавлению в небольших масштабах. Также если предположить, что океаническая кора, которая субдуцировала под Магнитогорскую островную дугу и подталкивалась Восточно-Уральским блоком, привела к эффекту ролл-бэка в пределах Магнитогорской дуги, что дополнительно усилило декомпрессионные процессы фактически имеющие такие же последствия, как пост-орогенный коллапс. Таким образом, в конце формирования Чилектинского массива и внедрения 2-й фазы чилектинского комплекса магматизм имел бимодальный характер, производя гранодиориты и габбродииориты повышенной щелочности. Также в этот момент «идеальная» сигнатура I- типа гранитоидов была сбита привносом расплава из вторично переплавленных пород самой дуги и осадочного происхождения из аккреционного клина (A-тип и S-тип).

3.4. Обсуждение геохимических результатов

Чекинский, Крыклинский и Чилектинский плутоны сложены гранитоидами, но с различным составом. Чекинский массив представлен в основном щелочными гранитоидами с повышенными относительно других интрузивов калием и натрием, легким уровнем метасоматоза и преобладанием железа над магнием. Чилектинский плутон также состоит из немного подщелоченных пород, но располагает гораздо более

широким спектром пород, включая габбро, что говорит о более длительном и сложном процессе формирования. Для этих пород характерны средние значения натрия и пониженные калия, преобладание магния над железом, повышенные концентрации титана и отсутствие признаков метасоматоза. Крыклинский плутон же выделяется из трех интрузивов за счет стандартной щелочности пород и признаками сильной метаморфизации. Таким образом, можно выделить Чекинский и Чилектинский плутоны, как принадлежащие Магнитогорской мегазоне, а Крыклинский – Восточно-Уральской мегазоне.

Рассматриваемые интрузивные образования имеют три различных геодинамических обстановки, но некоторые особенности их геохимических маркеров пересекаются. Общей чертой всех плутонов является субдукционная сигнатура. В случае Чекинского массива эта сигнатура может не отражать реальную геодинамическую обстановку формирования массива, связанную с субдукцией, а являться наследственной от источника и частично приобретенной от вмещающих пород. Крыклинский плутон в наименьшей степени был подвержен эффектам субдукции и принципиально отличается от других плутонов наличием четкой сигнатуры утолщенной коры, приближенной к континентальной. Дополнительно на утолщенный тип коры указывают сигнатуры нижних слоев континентальной коры. Чилектинский плутон наиболее точно подходит под описание классического надсубдукционного гранитоидного плутона. Если особенности Крыклинского плутона можно объяснить его принадлежностью к Восточно-Уральской мегазоне, то при сравнении Чекинского и Чилектинского плутонов очевидны серьезные различия по распределению рассеянных элементов. Эти различия Чекинского и Чилектинского плутонов могут иметь два объяснения: 1) принципиально разный возраст формирования плутонов и 2) особенности вмещающих пород, так как Чекинский массив находится в ЦМЗ и прорывает раннекаменноугольные породы, а Чилектинский плутон находится на восточной границе ВМЗ и прорывает средне-позднедевонские породы.

Глава 4. Изучение возраста гранитоидных плутонов⁴

4.1. Чекинский массив и вмещающие породы

Вопрос о возрасте Чекинского массива оставался открытым ввиду неоднозначности датировок, полученных различными методами предшественниками (см. подразделы 1.3.2, 1.4.1). В данном разделе использованы данные по U-Pb датировкам и проведено сравнение морфологии кристаллов циркона из вмещающих пород березовской свиты каменноугольного периода (Правикова и др., 2025а) и цирконов Чекинского массива. Сравнение цирконов позволило объяснить ряд вопросов, связанных с формированием данного массива. Полная таблица анализов зерен цирконов представлена в приложении 7.

На 6-ти точках Чекинского массива были отобраны образцы для U-Pb датировок по цирконам. Из-за малых размеров и качества цирконов удалось получить данные только из образцов с 5-ти точек (701, 702, 753, 754, 756) (табл. 4.1.1). В целом, результаты не дают однозначного возраста и разнятся на некоторых точках. В пределах вмещающих пород березовской свиты отобрано 3 образца с точек 704, 706, 706.3 (табл. 4.1.1).

Разметка проб цирконов Чекинского массива представлена в приложении 8.

Таблица 4.1.1 – Возрасты Чекинского массива и вмещающих пород по циркону

Породы	Точка	Возраст (млн лет)	Период
массив	701	$349,5 \pm 3,4$	Каменноугольный
массив	702	$345,4 \pm 3,2$	Каменноугольный
массив	753	345	Каменноугольный
массив	754	$290,7 \pm 5,1$	Пермский
массив	756	$179,9 \pm 2,6$	Юрский
вмещающие	704	$348,5 \pm 3,1$	Каменноугольный
вмещающие	706	$350,7 \pm 2,9$	Каменноугольный
вмещающие	706/3	$340,6 \pm 2,8$	Каменноугольный

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Тевелев А.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2025. Т. 64, № 6. С. 37–48. EDN: ESAMJW. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 2,2 п.л., вклад автора 30%.

Tevelev, A.V., Shestakov, P.A., Volodina, E.A., Tihvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid plutonic massif (Southern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2026. vol. 81, № 1. pp. 38–50. EDN: KGSNQM. Импакт-фактор 0,236 (SJR). 1,5 п.л., вклад автора 30%

2. Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 1. Изотопные датировки и геохимические характеристики // Геодинамика и тектонофизика. 2025а. Т. 16, № 6. С. 0862. EDN: XRWUQK. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 2,3 п.л., вклад автора 10%.

Точка 701

По результатам анализа цирконов с точки 701 получен возраст $349,5 \pm 3,4$ млн лет со СКВО 0,20. За основу определения возраста взяты 6 из 12-ти точек анализа. Используемые точки находились в сравнительно крупных кристаллах, близко к кромке кристалла. Во второй половине точек анализа, приуроченных к маленьким кристаллам без четкой зональности, установлен более древний возраст от 369 до 494 млн лет.

Цирконы в данной пробе принадлежат к одной группе кристаллов (рис. 4.1.1), для которых характерна окатанность, механические повреждения, внутренняя зональность. Внешняя зональность нарушена из-за разрушения кристаллов. По зонам видны обломочные границы кристаллов, например, в кристалле 701/2. Размер зерен варьирует от 90 до 50 $\mu\text{м}$ по длинной оси и от 50 до 30 $\mu\text{м}$ по короткой оси. Среднее соотношение сторон составляет 1,5. Кристаллы содержат большое количество включений, метамиктных зон и внутренних деформаций. Выделенный идиоморфизм отсутствует. В проходящем свете прозрачные, со светло-коричневыми зонами.

Точка 702

Анализ 12 точек пробы с точки 702 показал возраст $345,4 \pm 3,2$ млн лет со СКВО 0,022. Цирконы в данной пробе принадлежат к одной группе кристаллов (рис. 4.1.1). В них характерен слабый идиоморфизм. В некоторых кристаллах он проявлен более явно. Наблюдаются механические повреждения в виде сколов и деформированных границ. Присутствует четкая зональность, как внутренняя, так и внешняя. Размер зерен составляет 120-180 по длинной оси и 90-100 $\mu\text{м}$ по короткой оси. Соотношение осей составляет 1–2. Кристаллы содержат большое количество включений и внутренних деформаций. В проходящем свете прозрачные, со светло-коричневыми зонами.

Сравнительно большой размер зерен в данной пробе позволил выбрать зоны для анализа в середине внешней зональности.

Точка 753

Анализ пробы с точки 753 показал существенный разброс значений возраста. Из 10 точек анализа один дал возраст 1 909 млн лет, результаты датирования по четырем цирконам дали возраст около 1 145 млн лет, три – 346 и еще два – 302 млн лет.

Кристаллы цирконов в этой пробе имеют некоторые отличия. Можно выделить три группы (рис. 4.1.1). Первая группа характеризуется большим размером кристаллов (50-60 $\mu\text{м}$ на 90-110 $\mu\text{м}$), соотношением осей 2, видимой зональностью и слабым идиоморфизмом. Кристаллы второй группы имеют размер немного меньше (40-50 $\mu\text{м}$ на

80-90 μm), соотношение осей 2, характеризуются сильной окатанностью, менее явной зональностью, чем в первой группе и большим количеством вкраплений. Третья группа представлена маленькими кристаллами (40-50 μm) с соотношением сторон 1, с признаками механических повреждений и отсутствием видимой зональности. Все зерна имеют зеленоватый оттенок в проходящем свете.

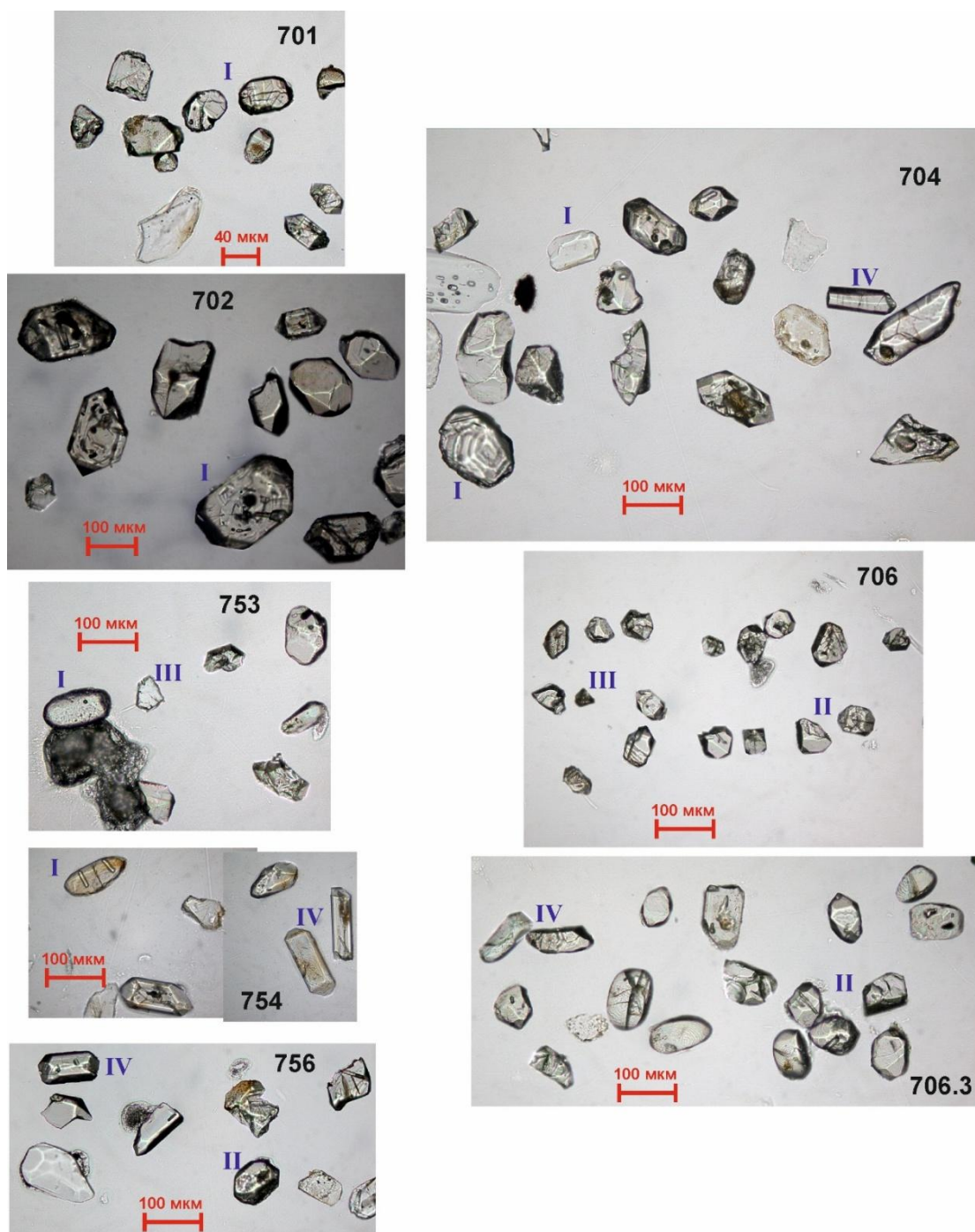


Рисунок 4.1.1 – Фотографии зерен циркона Чекинского массива и вмещающих пород в проходящем свете: слева – цирконы массива, справа – вмещающих пород. Римскими цифрами показаны группы цирконов

Датировки цирконов первой группы соответствуют более молодому возрасту - около 302 млн. лет (из одного зерна). Анализ второй группы показал значительно более древний возраст, превышающий 1 млрд. лет. По мелким цирконам третьей группы установлен возраст около 347 млн. лет. Датировка, полученная по зернам циркона третьей группы, является средним значением между двумя другими группами и использована в качестве обобщенного результата анализа пробы с точки 753.

Точка 754

В пробе 754 вычислен возраст 290.7 ± 5.1 млн лет со СКВО 0.38. За основу определения возраста взяты 6 из 12-ти точек анализа. На четырех точках установлен возраст от 268 до 169 млн лет. Анализ двух точек показал более древний возраст от 315 до 331 млн лет.

В пробе 754 выделяются две популяции цирконов (рис. 4.1.1). Первая популяция представлена удлиненными идиоморфными кристаллами с хорошей огранкой и размером 15–25 $\mu\text{м}$ по короткой оси и 60–75 $\mu\text{м}$ по длинной. Соотношение осей – 3. Присутствует плохо видимая зональность. Вторая группа несколько меньше по размеру – 50–60 $\mu\text{м}$ по длинной оси и 25–30 $\mu\text{м}$ по короткой. Грани второй группы более округлены и в некоторых зернах являются окатанными. В зернах с более четкими гранями есть зональность. Для обеих групп характерны вытянутые включения и наличие светло-коричневых зон в проходящем свете.

Датировки, дающие наибольшую кучность, были получены, как из первой группы, так и из второй. В первой группе точка анализа охватывала весь кристалл из-за маленького размера короткой оси. Во второй группе точки анализа находились между внутренней и внешней зонами. Датировки, которые заметно отличались от основных, в случае с первой группой, были взяты из внешней части кристаллов и дали более молодой возраст. Точки анализа кристаллов второй группы, затрагивающие больше внутренних зон, показали более древний возраст, а приуроченные к кромке кристалла во внешних зонах дали более молодой возраст.

Точка 756

Для пробы 756 получен возраст 179.9 ± 2.6 млн лет со СКВО 0,0051. Из двенадцати точек анализа четыре были взяты за основу определения возраста. Оставшиеся 8 точек анализа дали различные датировки: на две точки – 471 млн лет, еще две – 203 млн лет, и три – 350 млн лет. На одной точке установлен более молодой возраст – 162 млн лет.

Зерна цирконов в данной пробе весьма разнообразны (рис. 4.1.1). Их можно разделить по соотношению осей на две группы. Кристаллы первой группы вытянутые, имеют видимую огранку и зональность. Соотношение сторон – 2, при размерах 60 на 30 мкм. Для второй группы характерно соотношение 1 при размерах 30–40 мкм, внешняя и внутренняя зональность. Отмечаются зерна с признаками механических повреждений, о чем свидетельствуют обрыв зональности на границах зерен, а также резкие деформированные границы (сколы) зерен. Очевидно, эти зерна изначально были значительно более крупного размера. Для всех кристаллов характерны вытянутые включения и светло-серые зоны в проходящем свете.

Четыре точки анализа, использованные для получения возраста, располагались в двух кристаллах. Один принадлежит к первой группе и на нем находится 3 точки анализа. Второй принадлежал ко второй группе. На втором цирконе также находилась еще одна точка анализа, которая показала немного более молодой возраст за счет расположения во внешней зоне. Анализ циркона с четкой зональностью, но претерпевшего механические повреждения, дал каменноугольный возраст.

Точка 704

По результатам анализа десяти точек пробы 704 получен возраст $348,5 \pm 3,1$ млн. лет со СКВО 0,017. Анализ двух других точек показал более древний возраст – 437 и 519 млн. лет.

В пробе 704 можно выделить две группы кристаллов (рис. 4.1.1). Первая группа представлена удлинёнными кристаллами с видимой огранкой и размером 30–40 мкм по короткой оси и 100–130 мкм по длинной. Соотношение осей – 2,3. Присутствует плохо видимая зональность. Размер кристаллов второй группы – 100 – 110 мкм по длинной оси и 90 – 100 мкм по короткой. Грани второй группы более скругленные. В зернах присутствует четкая внешняя и внутренняя зональность. Для обеих групп характерны вытянутые включения и наличие светло-коричневых зон в проходящем свете.

Точки анализа в основном находятся во внутренних зонах кристаллов. Две точки, которые имеют более древний возраст, находятся на цирконах первой и второй группы. На цирконе первой группы точка находится в середине кристалла. Этот кристалл выделяется отсутствием видимой зональности. На цирконе второй группы точка анализа находится на кромке кристалла.

Точка 706

Анализ всех точек пробы 706 установил возраст $350,7 \pm 2,9$ млн. лет со СКВО 0,33. Использование всех точек для анализа обусловлено их хорошей кучностью.

Размер кристаллов данной пробы составляет 60–8 $\mu\text{м}$ по длинной оси и 40–60 $\mu\text{м}$ по короткой. В зернах присутствует четкая внешняя и внутренняя зональность (рис. 4.1.1). Некоторые кристаллы идиоморфны и имеют четкие грани. Присутствуют признаки механического разрушения кристаллов. Характерны включения и наличие светло-коричневых зон в проходящем свете. Точки анализа в основном находятся во внутренних зонах кристаллов.

Точка 706.3

По 15 точкам анализа пробы 706.3 на 15 цирконах был получен возраст $340,6 \pm 2,8$ млн. лет со СКВО 0,14. Все точки были использованы, так как дали хорошую кучность.

В пробе 706.3 выделены две группы кристаллов. Первая группа представлена удлиненными кристаллами с видимой огранкой и размером 30–40 $\mu\text{м}$ по короткой оси и 60–90 $\mu\text{м}$ по длинной (рис. 4.1.1). Соотношение осей – 2. Присутствует плохо видимая зональность. Размер кристаллов второй группы – 100–110 $\mu\text{м}$ по длинной оси и 90–100 $\mu\text{м}$ по короткой. Грани второй группы более округлые. В зернах присутствует четкая внешняя и внутренняя зональность. Для обеих групп характерны включения и наличие светло-коричневых зон в проходящем свете. Точки анализа в основном находятся во внутренних зонах кристаллов.

Сравнение цирконов Чекинского массива и вмещающих пород показало наличие схожих характеристик и позволило разделить их на несколько групп по морфологии: 1) с более вытянутыми кристаллами (соотношение осей – 2); 2) с изометричными кристаллами (соотношение осей – 1–1,5); 3) мелкие (размер менее 50 $\mu\text{м}$); 4) вытянутые (соотношение осей $2 <$). При этом существует разница по полученному возрасту между этими группами. Датировки зерен цирконов из групп 1) и 2) стабильно показывают однозначный каменноугольный возраст, а из группы 4) более молодой (меньший) возраст.

В среднем цирконы Чекинского массива меньшего размера, более деформированы, имеют сколы и следы метамиктного распада, в сравнении с цирконами вмещающих пород. Также по кристаллам циркона из вмещающих дацитов установлен однозначный раннекаменноугольный возраст, в то время как цирконы Чекинского

массива имеют значительный разброс от раннего каменноугольного до юрского периодов (рис. 4.1.2). При рассмотрении датировок, попавших в ранний каменноугольный период в цирконах из обоих источников, отмечается, что средний возраст цирконов вмещающих пород составляет 346,6 млн. лет, и средний возраст цирконов Чекинского массива – 346,6 млн. лет (по точкам 701, 702, 753). Таким образом, выявлена несостыковка данных: внедренный интрузив не может быть одного возраста со вмещающими породами.

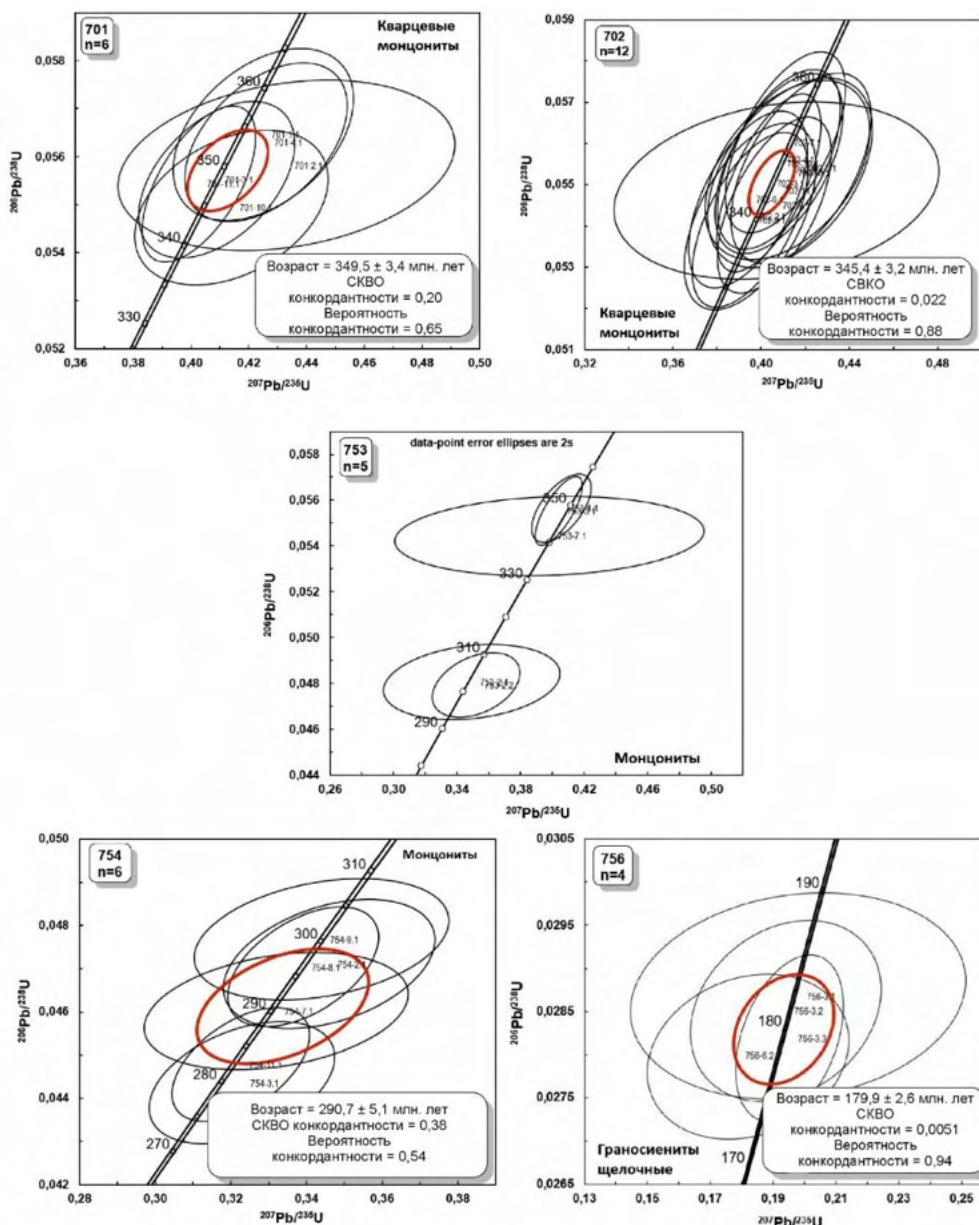


Рисунок 4.1.2 – U-Pb диаграммы для Чекинского массива с конкордией для проанализированных цирконов. Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ

Благодаря совокупности факторов смешанных возрастов, схожей морфологии цирконов Чекинского массива и базальтоидов, также признаков механической деформации Чекинских цирконов можно заключить, что данные цирконы являются захваченными и относятся к вмещающим каменноугольным породам. Цирконы, показывающие пермский и юрский возраст скорее всего были наиболее подвержены внешним факторам в процессе внедрения Чекинского массива, которые привели к потере свинца и, соответственно, изменению полученной датировки. Эти датировки не могут быть использованы для определения возраста массива и вторичных изменений.

Таким образом, возможно сделать вывод о формировании Чекинского массива после каменноугольного периода. С учетом группы триасовых датировок из литературных данных, Чекинский массив сформировался в триасе. Данный вывод указывает на корректность интерпретации геохимических данных, подразумевающей рифтогенную геодинамическую обстановку формирования массива в триасе, и объясняет серьезные различия между Чекинским массивом и Чилектинским плутоном.

4.2. Крыклинский плутон

Для пород Крыклинского плутона получены две новых датировки методом лазерной абляции в образцах с точек 1 и 2. В пробе точки 1 (K1-s1) цирконы имеют схожий габитус - удлиненные ($K_{удл}=5$) прозрачные кристаллы, местами с небольшими включениями и метамиктными зонами, размером от 50 до 200 мкм (рис. 4.2.1А,Б). Цирконы имеют высокое U/Pb отношение (среднее 4,40). Распределение изотопных возрастов оказалось мономодальным с конкордантным возрастом $357,0 \pm 1,8$ млн лет (рис. 4.2.2А). В пробе точки 2 (K1-s2) цирконы примерно такие же, как в первой пробе (рис. 4.2.1В,Г), а U/Pb отношение еще выше (среднее 5,08, до 22). Распределение изотопных возрастов оказалось бимодальным с конкордантными возрастами $349,4 \pm 1,7$ и $333,7 \pm 1,6$ млн лет (рис. 4.2.2Б). Полные данные представлены в приложении 9.

Полученные возрасты пород Крыклинского плутона полностью соответствуют устоявшимся представлениям о формировании неплюевского комплекса Крыклинского массива в раннем каменноугольном периоде. Можно отметить, что разброс полученных данных приблизительно на 25 млн. лет подтверждает предположение о долгом процессе формирования и эволюции расплава.

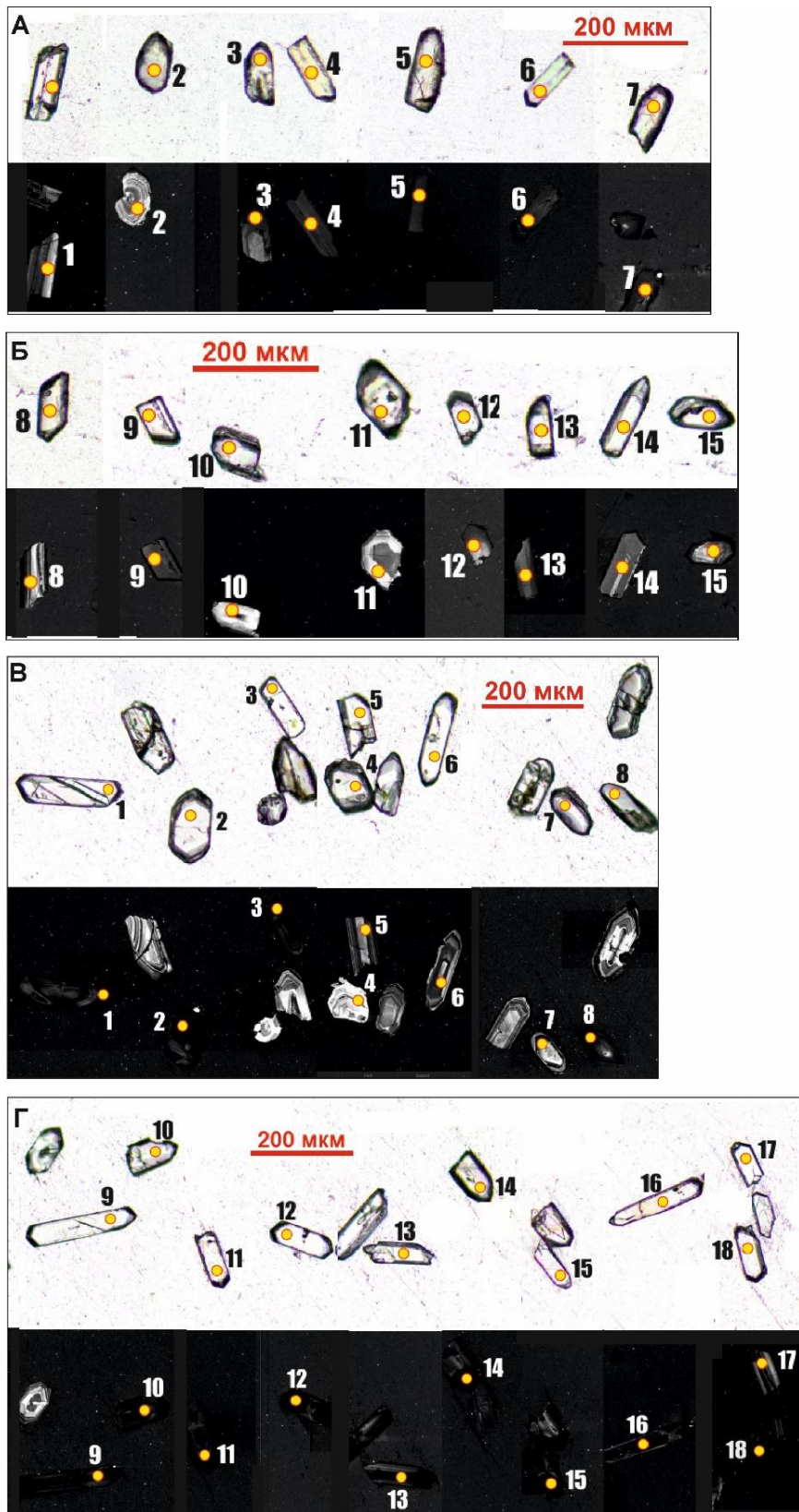


Рисунок 4.2.1 – Фотографии части единичных кристаллов цирконов: А, Б – проба К1-с1; В, Г – проба К1-с2. Светлые изображения получены в проходящем свете, темные изображения являются катодолуминесцентными. Окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора

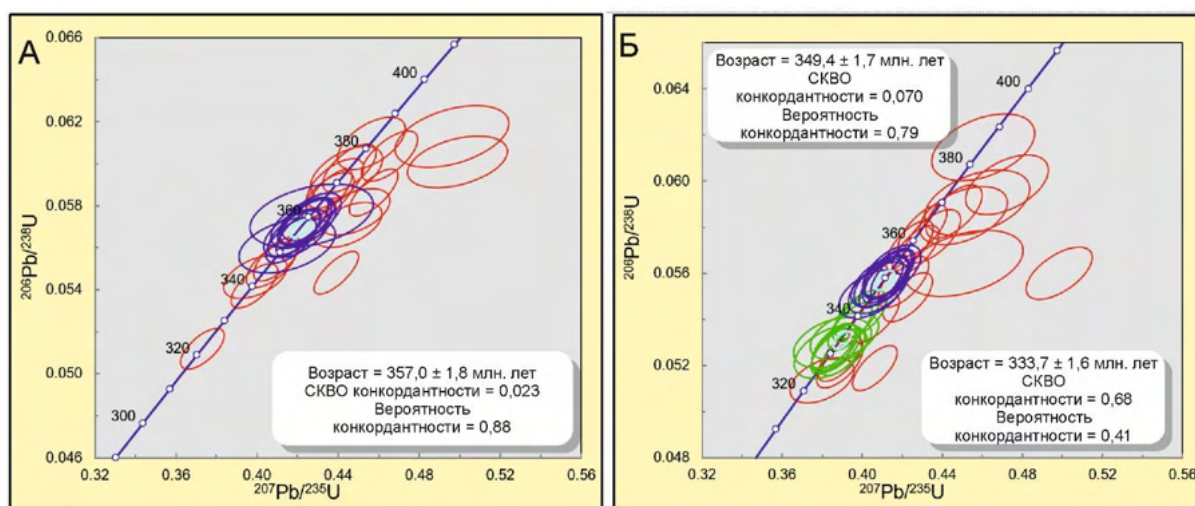


Рисунок 4.2.2 – U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных зерен циркона из лейкогранитов: А – проба с точки 1. Б – проба с точки 2. Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ

4.3. Чилектинский плутон

Проба Ш-1s13 взята из граносиенитов 2-й фазы внедрения куйбасовского комплекса (по Лисов и др., 2018). Состав породы по данным силикатного анализа отвечает умеренно щелочным гранитам. Из гранитов выделено 114 зерен циркона. Они имеют размер 150–220 мкм (редко около 100 мкм) и правильные кристаллографические очертания: короткие призмы с пирамидальными головками и коэффициентом удлинения 2–3. Примерно 20% представляют собой осколки более крупных кристаллов. Практически все кристаллы содержат большое количество включений и метамиктные зоны, "чистые" участки в них редки. Кристаллы циркона обладают зональным строением двух типов. В обычном варианте характерна стандартная тонкая осцилляционная зональность, конформная граням кристалла. Часть кристаллов устроена более сложно: в их центральной части наблюдается линейная осцилляционная зональность, "обрезанная" по периферии кристалла осцилляционной зональностью, конформной граням кристалла. Для датирования выбраны 30 кристаллов с относительно "чистыми" участками (рис. 4.3.1). Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона из пробы Ш-1s13 Чилектинского плутона вынесены в приложение 10.

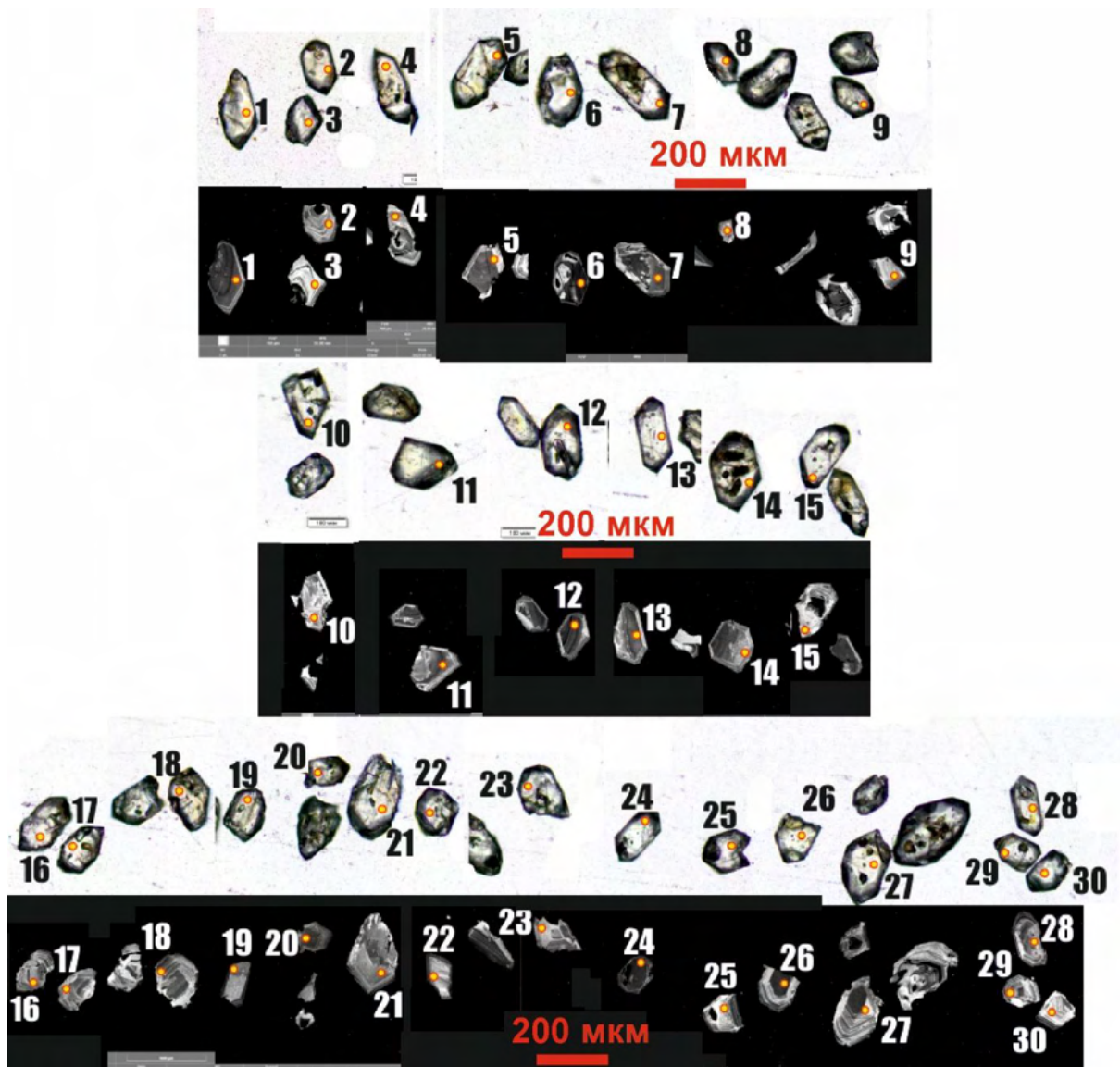


Рисунок 4.3.1 – Католюминесцентные изображения зерен циркона из пробы Ш-1s13 с точки 13: светлые изображения получены в проходящем свете, темные изображения являются католюминесцентными. Окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора

Недостаточно хорошее качество материала послужило причиной большого количества дискордантных значений определения изотопного возраста (рис. 4.3.2). Статистическая обработка полученных возрастов показывает распределение, близкое к нормальному (табл. 4.3.1, рис. 4.3.3). Наиболее приемлемые статистические параметры имеет распределение возрастов, определенных по соотношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, которые и приняты в работе. Таким образом, возраст, полученный по последней фазе внедрения Чилектинского плутона составляет 380 млн лет.

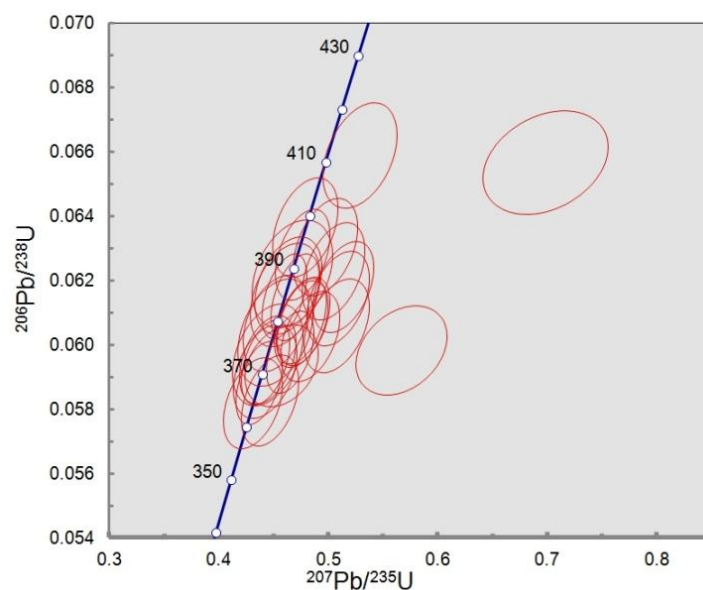


Рисунок 4.3.2 – U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных зерен циркона из умереннощелочных гранитов (проба III-1s13). Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ

Таблица 4.3.1 Статистические параметры распределения возрастов лейкогранитов (млн лет)

Статистические параметры	Изотопные отношения, по которым определялся возраст		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
Среднее	487	382	398
Мода	373	380	372
Медиана	433	380	390
Стандартное отклонение	165.98	11.36	33.54
Асимметрия	2.57	0.91	2.75
Экссесс	7.66	0.96	10.01

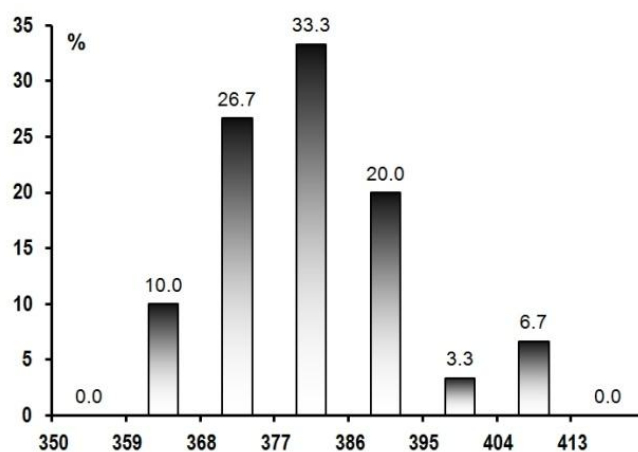


Рисунок 4.3.3 – Гистограмма распределения возрастов зерен циркона в пробе III-1s13

Результаты датирования противоречат литературным. Согласно данным (Лисов и др., 2018) интрузивы куйбасовского комплекса в районе Чилектинского массива прорывают шумилинскую свиту фамена-раннего турне. Вместе с тем отнесение плутонитов, слагающих часть Чилектинского массива, к куйбасовскому комплексу вызывает сомнения. Этому предположению противоречат данные об изотопном возрасте цирконов пробы Ш-1s13 из лейкогранитов 2-й фазы внедрения "куйбасовского" комплекса. Лейкограниты оказались позднедевонскими с изотопным возрастом 380 млн лет. Судя по взаимоотношениям монцодиоритов и лейкогранитов, вторые являются самыми молодыми породами в массиве, из чего следует, что и диориты тоже позднедевонские, то есть в пределах Чилектинского массива вообще нет раннекаменноугольных пород.

Вместе с тем, судя по аналитическим данным, породы "куйбасовского" комплекса представлены субщелочной серией, то есть они заведомо отличаются от пород краснинского комплекса, которые относятся к тоналит-плагиогранитному ряду, но тоже считаются позднедевонскими. Среди множества плутонических комплексов Южного Урала есть несколько позднедевонских, но аналогами "куйбасовского" комплекса Чилектинского массива могут быть только комплексы умеренно щелочного ряда.

В пределах Восточно-Уральской зоны описан позднедевонский верхнеуральский габбродиорит-монцонит-сиенитовый комплекс, для которого получена рубидий-стронциевая изохрона с параметрами: $T = 362 \pm 9$ млн лет при $СКВО = 0,187$ (Мосейчук и др., 2013; Салихов и др., 1990). Верхнеуральский комплекс объединяют в вулканоплутоническую ассоциацию с шумилинским позднедевонско-раннекаменноугольным вулканическим комплексом (Мосейчук и др., 2013), т.е. он, видимо, несколько моложе "куйбасовского" комплекса Чилектинского плутона. При некотором сходстве составов пород двух плутонических комплексов, у них имеются и существенные отличия, связанные, во-первых, с тем, что габброиды верхнеуральского комплекса имеют более щелочной состав, а во-вторых, с тем, что для верхнеуральского комплекса характерны округлые, концентрически-зональные массивы. Кроме того, в этом комплексе практически нет лейкогранитов.

Близким по составу к "куйбасовскому" комплексу Чилектинского плутона является монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой урусикенский комплекс. По данным (Лисов и др., 2018) галька гранитоидов урусикенского комплекса присутствует в конгломератах фаменского возраста. Проблема, однако, заключается в том, урусикенский комплекс распространен исключительно на востоке Восточно-

Уральской мегазоны (Лисов и др., 2018; Правикова, Тевелев, 2006), а в Восточно-Магнитогорской зоне неизвестен.

У проблемы может быть несколько решений: 1) выделить в пределах Восточно-Магнитогорской зоны новый плутонический комплекс с названием чилектинский по плутонотипическому массиву; 2) расширить ареал распространения урускинского комплекса, включив в него Восточно-Магнитогорскую зону; 3) отнести умереннощелочные породы Чилектинского плутона к верхнеуральскому комплексу. По причинам, указанным выше, следует принять первый вариант. Гранитоиды чилектинского комплекса внедрялись на последних стадиях формирования Магнитогорской островной дуги. Последовательность внедрения фаз Чилектинского плутона можно представить следующим образом:

- 1 – гранодиориты краснинского комплекса (2-я фаза);
- 2 – плагиограниты краснинского комплекса (3-я фаза);
- 3 – монцодиориты чилектинского комплекса (1-я фаза);
- 4 – умереннощелочные граниты чилектинского комплекса (2-я фаза).

При таком порядке формирования магматических комплексов слагающих Чилектинский плутон с момента внедрения 1-ой фазы краснинского комплекса в живетском веке до внедрения 2-ой фазы чилектинского комплекса в франском веке прошло около 10 млн. лет, что достаточно быстро для внедрения двух комплексов и следующих за ними внедрений уже вторичных тел. Предположительно на развитие Чилектинского плутона повлияли магматические процессы сопутствующие присоединению Магнитогорской дуги к ВЕП, но в незначительной степени, так как массив не был подвержен сильной переработке уже внедренных пород, а только внедрению новых образований. Это объясняется расположением Чилектинского плутона на восточной окраине Магнитогорской мегазоны и, соответственно, в отдалении от места субдукции и самых активных магматических процессов.

4.4. Обсуждение результатов датировок

U-Pb датировки по цирконам значительно расширили представление о времени формирования исследуемых плутонов. Для Чекинского массива определен триасовый возраст, который согласуется с интерпретацией геодинамической обстановки по полученным геохимическим данным, а также с литературными данными. Также на основе анализа морфологии цирконов массива сделан вывод об их захваченной природе. Так как температура выплавки гранитов разнится от 650 до 850°C в зависимости от

наличия воды (температура повышается с уменьшением содержания воды) (Краснобаев, 1986), а температура закрытия U-Pb системы в цирконах превышает 1000°C, такой захват цирконов гранитоидами вполне возможен. Стоит отметить, что если предположить, что сброс U-Pb системы в двух цирконах произошел из-за повышения температуры, то гранитный расплав должен был превышать температуру в 1000°C. Более вероятной является гипотеза о сбросе U-Pb системы в следствии механического воздействия, что также подтверждается наличием сильных повреждений кристаллов.

Возраст неплюевского комплекса, слагающего Крыклинский плутон, подтвержден, как раннекаменноугольный. Разброс полученных датировок в примерно 17 млн лет свидетельствует о продолжительном процессе формирования плутона с постепенным остыванием магм. Недавно полученные литературные датировки в пределах доверительных интервалов соответствуют датировкам полученным в данном исследовании (Лисов и др., 2018).

Чилектинский плутон оказался более древним, чем представлялось ранее. Вторая фаза комплекса ранее описанного, как раннекаменноугольный куйбасовский, показала позднедевонский возраст. Также при рассмотрении контактов плутона с вмещающими породами видно, что Чилектинский плутон граничит только с девонскими породами. Таким образом, возникла необходимость пересмотра принадлежности пород Чилектинского плутона к интрузивным комплексам. Возможно, необходимо было бы присоединить породы, ранее отнесенные к куйбасовскому комплексу, к краснинскому комплексу. В пользу такого решения говорят данные по распределению РЗЭ, по которым между породами двух комплексов нет принципиальных различий. Однако, в описании краснинского и второго комплексов виден гомодромный ряд эволюции расплава – от габбродiorитов до плагиогранитов в пределах краснинского комплекса и от габбродiorитов до граносиенитов в пределах второго комплекса. При этом габбродiorиты второго комплекса прорывают плагиограниты краснинского комплекса, что говорит о существовании второго комплекса со своей историей эволюции расплава. Также второй комплекс имеет более щелочной состав, чем краснинский. Предположительно, оба комплекса имели один источник и генезис и последовательно внедрялись друг за другом, что привело к эволюции состава источника, и, соответственно, выразилось в повышенной щелочности второго комплекса.

Учитывая вышеперечисленные доводы, можно сделать вывод: в пределах восточной части Магнитогорской мегазоны впервые выделен новый позднедевонский плутонический чилектинский комплекс возрастом 380 млн лет. Далее в тексте будет

использоваться это название второго комплекса Чилектинского плутона. Опираясь на геологические, геохимические и литературные палеомагнитные данные можно сделать вывод о двух этапах формирования Чилектинского плутона из одного источника в обстановке субдукции и постсубдукционного декомпрессионного плавления, связанного с растяжением в пределах ММЗ до ее столкновения с ВЕП.

Глава 5. Петромагнитные исследования и структурный анализ⁵

5.1. Чекинский массив

5.1.1. Анализ трещиноватости

В целях реконструкции действующего при формировании интрузивного Чекинского массива деформационного режима исследована природа и ориентировка трещиноватости. Проведены замеры структурных плоскостей и, в частности, трещиноватости в 5 точках (сайтах). Щелочные гранитоиды Чекинского массива не обладают выраженной линейностью. Однако, на одной точке удалось провести её замеры: азимут простирания (АзПр) равен 70° , угол равен $\angle 0^\circ$, что соответствует горизонтальной линейности. Также были выполнены замеры ориентировки других мезоструктур массива: сланцеватости, кливажа и т. д. (табл. 5.1.1).

Таблица 5.1.1 – Замеры мезоструктурных элементов Чекинского массива

Точка	Азимут падения	Угол падения	Тип структуры
701	220	20	Сланцеватость
701	75	90	Дайка
701	220	10	Отрыв
701	300	10	Отрыв
702	260	75	Сланцеватость
754	185	90	Кливаж
756	103	65	Кливаж
756	328	45	Дайка
756	108	80	Кливаж

На первом этапе анализа трещиноватости среди всех замеров трещин со всех изученных точек (рис. 5.1.1А) были выделены точки, в которых четко определялись три взаимно перпендикулярных группы трещин, с целью отделения прототектонических трещин от трещин тектонического происхождения: Лучше всего этому требованию отвечали точки 701 и 702 (рис. 5.1.1Б). На остальных точках трещины образуют, на первый взгляд, хаотически расположенные рои полюсов. Однако, и на этих точках на

⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А. Петромагнитные исследования Чилектинского плутона Южного Урала // Геофизика. 2024. № 6. С. 94–99. EDN: IWFTBQ. Импакт-фактор 0,342 (РИНЦ). 0,69 п.л., вклад автора – 20%.

2. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Кошелева И.А. Структурная эволюция Чекинского массива (Южный Урал): петромагнитные исследования и анализ трещиноватости // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 6. С. 0792. EDN: NOPIAC. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,8 п.л., вклад автора – 20%.

основании положения трех групп полюсов, выявленных в точках 701 и 702, были идентифицированы трещины, относящиеся к прототектоническим (рис. 5.1.1В, Г). Три группы трещин в точках 701 и 702 имеют следующие элементы залегания: группа I – $\text{AzPr } 289^\circ \angle 65^\circ$; II – $38^\circ \angle 57^\circ$; III – $148^\circ \angle 19^\circ$. Наиболее многочисленными и развитыми в пределах Чекинского массива являются трещины группы I, дающие небольшой веер с разницей в простирании около 30° (рис. 5.1.1). По группе трещин I внедрены дайки аплитов.

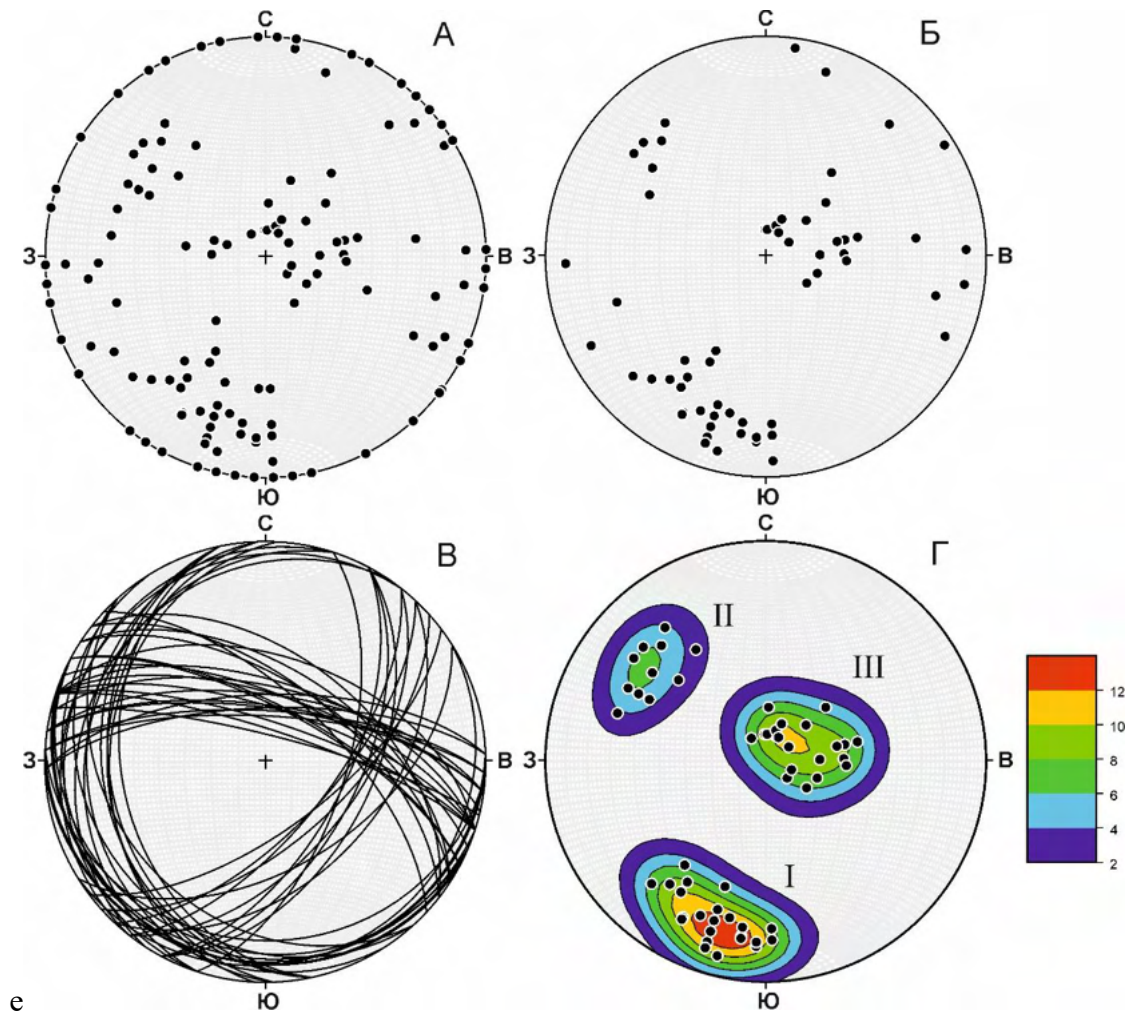


Рисунок 5.1.1 – Прототектонические трещины точек Чекинского массива (нижняя полусфера): А – полюса трещин всех точек; Б – полюса трещин точек 701 и 702; В – плоскости прототектонических трещин на всех точках; Г – полюсы прототектонических трещин на всех точках со статистическими контурами Камба (красные поля – наибольшая концентрация полюсов, фиолетовые поля – наименьшая концентрация полюсов). Римскими цифрами отмечены группы трещин

Остальные трещины массива, не попавшие в поля прототектонических, интерпретированы, как тектонические (рис. 5.1.2А), и связаны с генеральным Карабулакским взбросо-сдвигом, ориентированным субмеридионально. В ходе анализа

рассматривались тектонические трещины с углом падения $80\text{--}90^\circ$ для того, чтобы отделить протектонические трещины от тектонических. Полученные после статистических подсчетов оси распространения трещиноватости схожи с распределением основных сколов по модели Риделя (Y, R, P) (Riedel, 1929) (рис. 5.1.2Б).

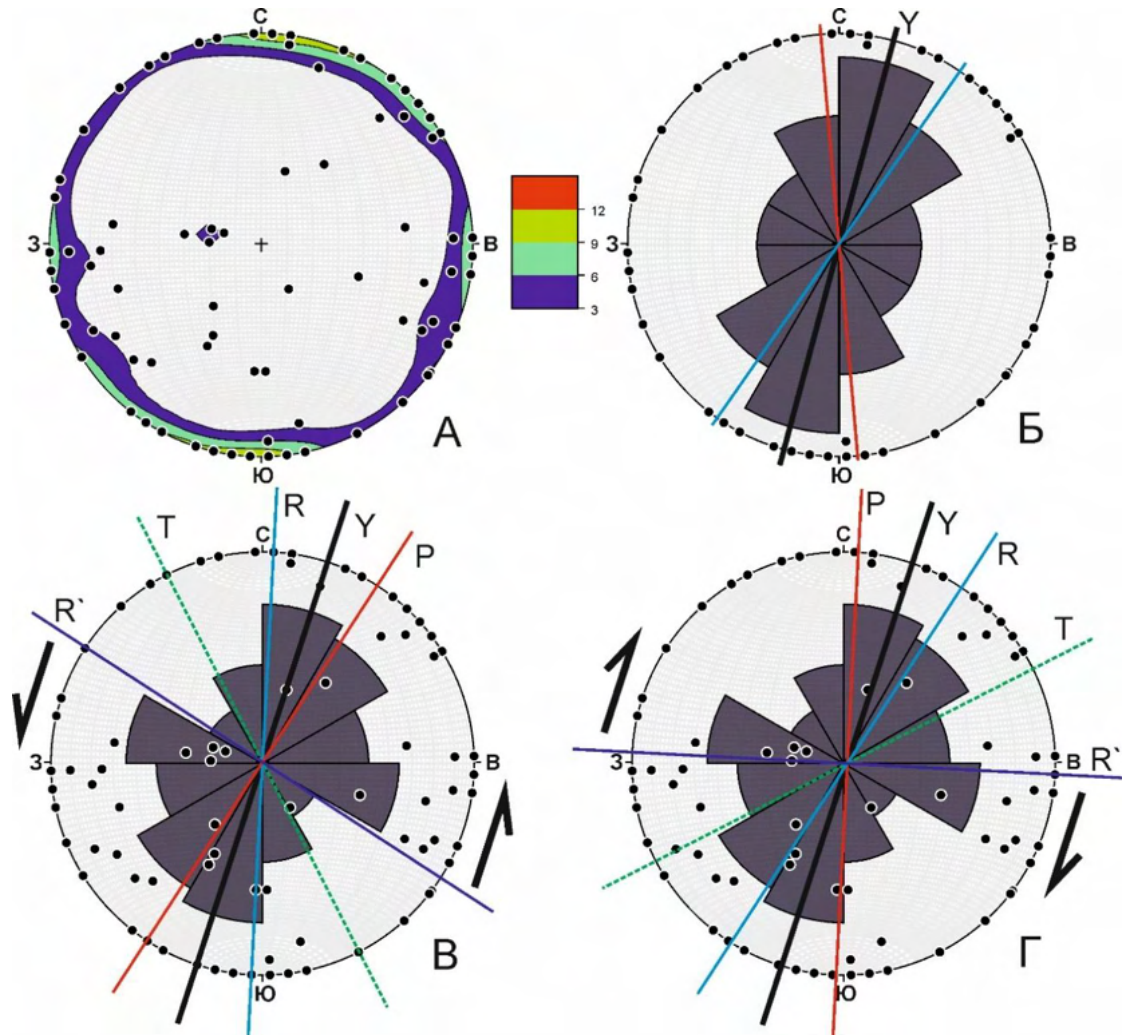


Рисунок 5.1.2 – Тектонические трещины со всех сайтов Чекинского массива (нижняя полусфера): А – тектонические трещины в виде полюсов; Б – основные сколы по системе Риделя исходя из наличия осей распределения трещин; В – расположение сколов и отрывов по системе Риделя при левом сдвиге; Г – расположение сколов и отрывов по системе Риделя при правом сдвиге. Y – генеральный разлом, R – R-сколы, P – P-сколы, R' – сопряженные сколы Риделя, Т – трещины отрыва

Для установления направления сдвига были также рассмотрены более пологие трещины. Более пологие углы падения тектонических трещин, вероятно, отражают сопряженные сколы Риделя (R') и трещины отрыва (Т). Определение сколов и трещин выполнено с учётом модельного угла внутреннего трения пород, равного 30° . Азимут простирания генерального разлома (Y) составил 18° , что отвечает простиранию Карабулакского разлома в районе Чекинского массива с учётом погрешности. Точно

установить какие движения являются преобладающими в массиве, левые или правые, не представляется возможным, опираясь только на данные трещиноватости. На левые движения указывают вторичные разломы с простиранием около 300° , что хорошо согласуется с модельными сколами Риделя (R') при левом сдвиге с простиранием 303° (рис. 5.1.2В). В то же время модель под правый сдвиг лучше отвечает статистическим показателям распределения тектонических трещин (рис. 5.1.2Г). В зависимости от модели под левый или правый сдвиг ориентировка растяжения (σ_1) составляет 63° и 333° соответственно. Далее будет сделан окончательный вывод о характере тангенциальных напряжений, подкрепленный другими данными.

5.1.2. Скалярные магнитные характеристики и магнитная минералогия

Величина магнитной восприимчивости пород Чекинского массива варьирует от 180×10^{-5} СИ до 8800×10^{-5} СИ (рис. 5.1.3), т.е. по величине магнитной восприимчивости все изученные породы относятся к гранитоидам I-типа, так как 60% образцов имеют значения $>1000 \times 10^{-5}$ СИ, а минимальные значения магнитной восприимчивости превышают 200×10^{-5} СИ, (Villaseca et al., 2017). Величина естественной остаточной намагниченности изменяется в широких пределах от 100 мА/м до 100 А/м (рис. 5.1.3), при этом фактор Кенигсбергера Q_n (отношение остаточной намагниченности к индуктивной) изменяется от нескольких сотых до нескольких десятков.

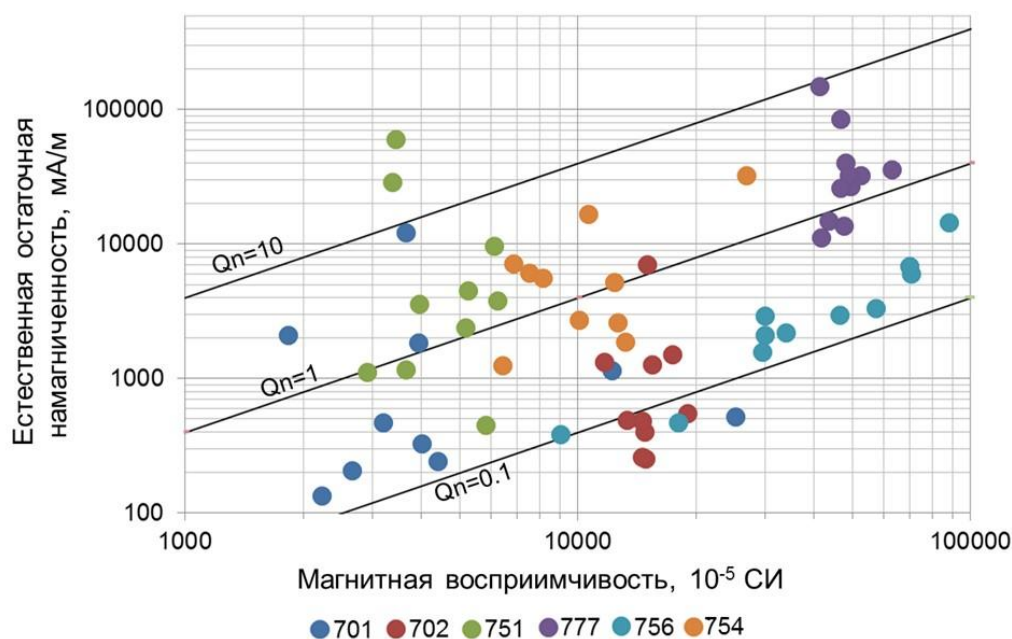


Рисунок 5.1.3 – Скалярные магнитные характеристики пород Чекинского массива. Точками различного цвета показаны образцы из разных сайтов

Такие значительные разбросы величины Q_n встречаются в некоторых гранитах I-типа (Charpentier, 2003) и адамеллитах (Lanza, Tonarini, 1998). Разброс значений намагниченности, как правило, выше, чем разброс значений восприимчивости (рис. 5.1.3), что наиболее вероятно свидетельствует о различной степени сохранности естественной остаточной намагниченности (NRM). Исключение представляют породы сайта 756 (рис. 5.1.3), где наблюдается максимальный разброс значений магнитной восприимчивости при близких значениях $Q_n \sim 1$, что говорит о том, что изменения NRM и магнитной восприимчивости определяются, главным образом, концентрацией ферромагнетиков. Наименьшие разбросы по магнитной восприимчивости и величине NRM демонстрируют породы сайта 702.

Дифференциальный термоманитный анализ (ДТМА) показал, что основным магнитным минералом является магнетит или высоко железистый титаноманетит (пики на кривой ДТМА в интервале $580\text{--}585^\circ\text{C}$) (рис. 5.1.4). Магнетит частично маггемитизирован, о чем свидетельствует рост намагниченности в интервале $350\text{--}430^\circ\text{C}$, не воспроизводимый при повторном нагреве и обусловленный переходом маггемита в гематит в аэробных условиях. Снижение величины индуктивной намагниченности после первого нагрева также указывает на маггемитизацию магнетита. Сохранение намагниченности до 660°C предполагает присутствие гематита, но его вклад в общую намагниченность сравнительно мал (рис. 5.1.4). Возможное наличие лепидокрокита было исключено, учитывая характер генезиса Чекинского массива, который не совпадает с обстановками, ассоциирующимися с формированием лепидокрокита (Чухров и др., 1975). Кривые ДТМА для каждого сайта представлены в приложении 11.

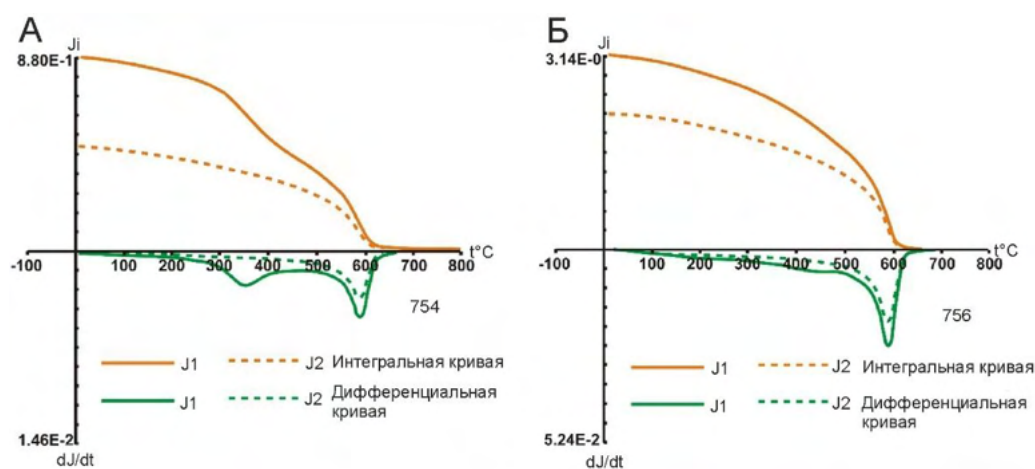


Рисунок 5.1.4 – Кривые термоманитного анализа: А – образец с сайта 754. Б – образец с сайта 756. Желтые кривые - зависимость индуктивной намагниченности от температуры. Зеленые кривые – ДТМА

Результаты разложения коэрцитивных спектров образцов подтверждают результаты термомангнитного анализа. Обнаружены три популяции зерен магнетита в соответствии с классификацией (Egli, 2003): наиболее мелкие зерна со значениями МКС = 60–70 мТл, и более крупные с зернами с МКС = 25–50 мТл присутствуют почти во всех образцах и вносят основной вклад в общую намагниченность (рис. 5.1.5). Популяция самых крупных зерен с МКС = 6–20 мТл установлена только для точек 756 и 777а. На сайтах 754 и 756 присутствует гематит, причем для сайта 756 его вклад в общую намагниченность весьма значителен. Результаты разложения коэрцитивных спектров для каждого сайта представлены в приложении 12.

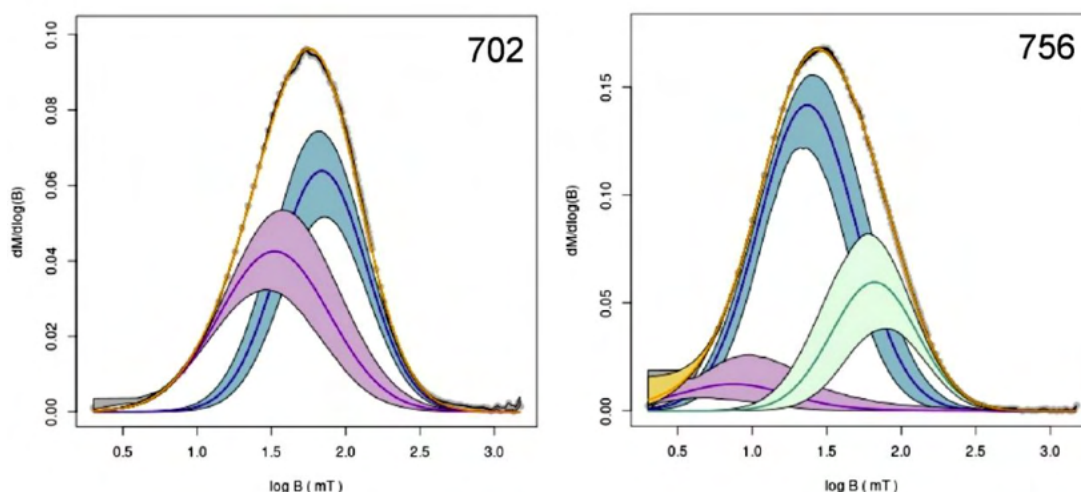


Рисунок 5.1.5 – Результаты разложения коэрцитивных спектров по программе Max UnMix: черная линия – измеренный спектр, желтая линия суммарный спектр по результатам разложения. Фиолетовая, синяя и зеленые линии показывают спектры, определенные в результате разложения. Поля вокруг линий показывают ошибку. Справа – сайт 756, слева – сайт 702

Оценка доменного состояния ферромагнитных зерен по диаграмме Дея-Данлопа (Day и др., 1977; Dunlop, 2002) показала, что все изученные образцы содержат только псевдооднодоменные (PSD) частицы (рис. 5.1.6). Использование диаграммы Дея-Данлопа в случае Чекинского массива оправдано, так как доминирующим минералом является магнетит и его разновидности (титаномагнетит). Стоит отметить, что в шлифах обнаружены зерна магнетита различных размеров (рис. 3.1.1). Мелкие зерна, размером в несколько микрон, менее рассеяны по основной массе породы. Наиболее крупные зерна, размером около 50 мкм, имеют вторичное происхождение.

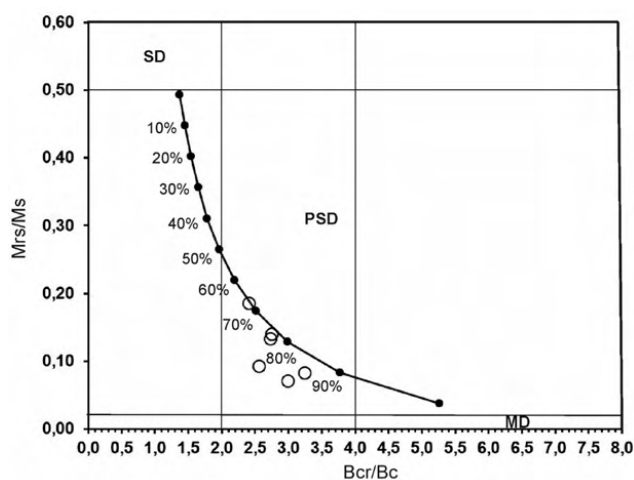


Рисунок 5.1.6 – Диаграмма Дея-Данлопа (Day et al., 1977; Dunlop, 2002). Числа рядом с кривой – процент MD зерен

5.1.3. Анизотропия магнитной восприимчивости

Величина магнитной восприимчивости после нагрева до 470°C уменьшилась для всех образцов в среднем на 9 %, при этом распределение главных осей AMS практически не изменилось (рис. 5.1.7 5.1.7 5.1.7 5.1.7 , прил. 13), но доверительные интервалы несколько уменьшились. Вероятно, это связано с переходом маггемита в гематит и снятием напряжений в маггемитизированных зернах магнетита (Большаков и др., 1987). Незначительное изменение значений по сайтам после прогрева указывает на первостепенный вклад магнетита. В дальнейшем в интерпретации рассматривается магнитная текстура после нагрева до 470°C.

Степень анизотропии пород (P_j) изменяется от 1,013 до 1,119 и в среднем составляет 1,041 (табл. 5.1.2). Минимальное значение показывает сайт 702, где анизотропия практически отсутствует: P_j для всех образцов не превышает 1,019, при среднем значении 1,013. Таким образом, большинство пород сайтов показывают немного вытянутую форму эллипсоида.

Таблица 5.1.2 – Параметры анизотропии пород Чекинского массива

Сайт	Km (10^{-3})	L	F	P	P_j	T	U
701	5,57	1,009	1,027	1,036	1,038	0,499	0,493
702	14,66	1,007	1,006	1,013	1,013	-0,106	-0,11
751	3,44	0,804	0,949	0,894	1,029	0,527	0,477
754	6,79	1,018	0,816	0,805	1,018	0,561	0,589
756	40,09	1,028	1,083	1,113	1,119	0,493	0,475
777	3,24	1,007	1,02	1,027	1,029	0,481	0,477

В целом, для коллекции наблюдается прямая зависимость между величиной магнитной восприимчивости и степенью анизотропии (коэффициент корреляции 0,54 –

значим с вероятностью 99,9%). Параметр формы (T) эллипсоида AMS, изменяется в пределах от $-0,1$ до $0,55$, в среднем составляя $0,51$ не учитывая сайт 702. То есть большинство образцов имеют плоскостную текстуру, где эллипсоиды AMS в образцах имеют форму уплощенного диска (Tarling, Hrouda, 1993). Исключение представляет сайт 702, где эллипсоиды, в основном, имеют вытянутую форму ($T < 0$).

Распределения главных осей AMS во всех сайтах практически одинаковые (рис. 5.1.7): минимальные оси хорошо сгруппированы и имеют пологое юго-восточное падение, а максимальная и средняя оси расположены в пределах одной плоскости, круто падающей на северо-запад.

Для сайта 702, напротив, максимальная ось полого падает на северо-восток, а минимальная и средняя оси лежат в одной плоскости, имеющей крутое падение на юго-запад (рис. 5.1.7). Также породы сайта 702 практически магнитоизотропны ($P_j < 2\%$) и характеризуются вытянутым эллипсоидом AMS и главными направлениями осей эллипсоида, отличными от таковых направлений в остальных сайтах. Такое поведение AMS может быть связано либо с гидротермальным изменением пород (Ferté и др., 1999), либо с близостью разрывного нарушения (рис. 1.3.2), поэтому данные по сайту 702 в дальнейшей интерпретации не учитываются. Предположение о гидротермальном изменении пород согласуются с данными по геохимии массива.

Расчёт средних направлений эллипсоида AMS для всей выборки, выполнен методом “bootstrap” (Таухе и др., 1998), для более точной оценки доверительных интервалов. Результаты расчетов представлены в таблице 5.1.3.

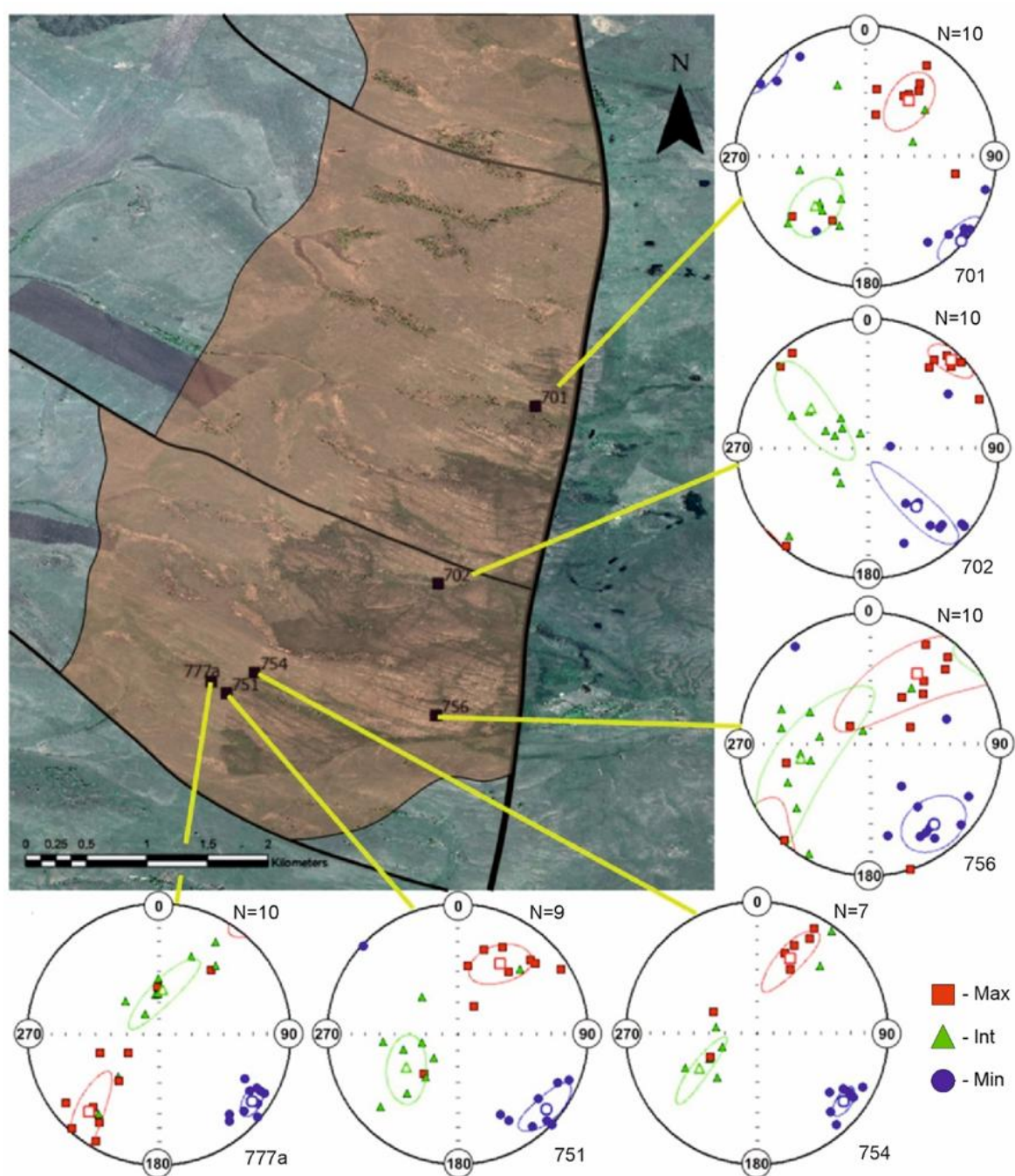


Рисунок 5.1.7 – Стереогаммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Чекинском массиве после нагрева до 470 °С: красные квадраты – максимальная ось, синие точки – минимальная ось, зеленые треугольники – средняя ось. Открытые символы соответствующего цвета – средние направления осей, овалы – доверительные интервалы. N – количество образцов на сайте. Проекция равноплощадная, система координат географическая

Таблица 5.1.3 – Ориентировка направлений главных осей AMS пород Чекинского массива. Статистика на уровне сайтов

Ось	Склонение (°)	Наклонение (°)	Доверительный интервал (°)	
Сайт № 701, число образцов 10				
Kmax	35,1	50,9	40,8	12,5
Kint	223,5	38,8	41,1	16,5
Kmin	130,2	4,1	16,0	11,7
Сайт № 751, число образцов 10				
Kmax	27,8	37,9	30,0	11,0
Kint	233,0	43,9	30,10	12,7
Kmin	127,9	12,6	12,6	10,7
Сайт №, 754, число образцов 10				
Kmax	24,5	28,2	50,5	10,9
Kint	251,5	51,8	50,2	8,7
Kmin	128,0	23,5	7,7	10,0
Сайт № 756, число образцов 11				
Kmax	35,6	28,6	55,3	17,1
Kint	263,5	51,0	55,4	19,0
Kmin	139,8	24,2	15,7	14,3
Сайт № 777а, число образцов 11				
Kmax	223,6	21,3	30,0	9,6
Kint	5,1	63,5	29,9	8,2
Kmin	127,6	15	7,7	9,7
Среднее по сайтам №№ 701, 751, 754, 756, 777а, число образцов 52				
Kmax	32,9	29,7	43,5	7,4
Kint	251,0	54,1	43,5	9,4
Kmin	133,8	18,3	9,1	7,1
Сайт № 702, число образцов 10				
Kmax	39,8	13,2	6,5	4,9
Kint	298,6	39,5	6,7	28,0
Kmin	144,6	47,5	28,0	4,9

По величине и характеру распределения магнитной восприимчивости щелочные гранитоиды Чекинского массива близки к сильномагнитным щелочным гранитам Бушвельдской интрузии, обогащенных магнетитом (Ferré et al., 1999), и сильномагнитным тоналитам Богемского массива (Žák et al., 2011). В гранитоидах такого типа магнитная текстура, как правило, контролируется только магнетитом (Archanjo et al., 1995; Ferré et al., 1999; Grégoire et al., 1998). Магнитная анизотропия в них, вероятно, является результатом анизотропии формы зерен магнетита, которая, учитывая микроструктурные отношения магнетита с другими зернами, может быть интерпретирована как текстура, связанная с течением магматического потока (Ferré и др., 1999).

В пользу первичности магнитной текстуры пород во всех сайтах Чекинского массива кроме сайта №702 свидетельствуют также следующие аргументы:

- Состав магнитных минералов, установленный в породах Чекинского массива, типичен для многих гранитоидных массивов (Georgiev и др., 2014; Stevenson и др., 2007; Žák и др., 2011) с первичной магнитной текстурой. Вторично измененные гранитоиды имеют более сложный состав магнитных минералов (Archanjo и др., 2009).

- Магнитные минералы пород Чекинского массива находятся в псевдооднодоменном состоянии, тогда как в гидротермально измененных гранитах зерна находятся преимущественно в многодоменном состоянии (Archanjo и др., 2009; Ferré и др., 1999).

- Породы Чекинского массива имеют ярко выраженную магнитную текстуру плоскостного типа (плоский диск), степень анизотропии P' в среднем составляет 5%. Плоскости $K_{\max}$ - $K_{\min}$ имеют крутые падения, разбросы осей $K_{\min}$ невелики, а их ориентировка в различных частях массива очень близка. Подобные характеристики, в целом, соответствуют магнитной текстуре, связанной с условиями становления массива (Georgiev и др., 2014).

Для гидротермально измененных щелочных гранитоидов степень анизотропии обычно меньше 2,5% (Ferré и др., 1999), а направления главных осей AMS имеют хаотическое распределение по площади массива (Archanjo и др., 2009). Это отлично согласуется с характеристикой сайта 702 и выявленной неоднородностью вторичных геохимических изменений на Чекинском массиве.

5.1.4. Структурная модель

Магнитная текстура гранитоидов на большинстве изученных сайтов Чекинского массива практически одинакова (рис. 5.1.7). Такой тип магнитной текстуры встречается на отдельных участках гранитоидных массивов трансенсивных зон, хотя, в целом, распределение AMS в таких массивах носит более сложный характер (McNulty et al., 2000; Archanjo et al., 2009; Lyra et al., 2018). Отличное схождение данных по магнитной текстуре в Чекинском массиве хорошо объясняют результаты физического моделирования формирования массивов в зонах трансенсии, верифицированного на реальном геологическом объекте (Dietl et al., 2006). Оказалось, что на начальном этапе кинематика модели полностью соответствует модели Риделя, при которой внедрение магмы происходит вдоль трещин отрыва с формированием плутонов каплеобразной формы, ориентированных вдоль трещин, которые в дальнейшем объединяются в

структуру, субпараллельную генеральному сдвигу (см. рис. 2с и 2е в (Dietl et al., 2006)). Дальнейшее смещение по сдвигу приводит к деформации плутона и последовательному формированию S-образной структуры. Скорее всего магнитная текстура Чекинского массива полностью соответствует начальному этапу рассмотренной модели. Подъем гранитной магмы происходил по субвертикальным каналам вдоль трещин отрыва. Залегание плоскости подводящего канала и, соответственно, трещин отрыва имеет ориентировку 48° (плоскости осей $K_{\max}$ - $K_{\min}$). Угол падения этой плоскости составляет 72° ($= 90^\circ - \text{наклонение оси } K_{\min}$).

Исходя из модели Риделя, построенной для Чекинского массива на основании анализа тектонических трещин, ориентировка растяжения при правом сдвиге составляет: 153° – 333° . Ориентировка растяжения по петромагнитным данным перпендикулярна простиранию плоскости $K_{\max}$ - $K_{\min}$ и составляет: 138° – 318° . Хорошее схождение ориентировок осей/плоскостей растяжения по данным трещиноватости и AMS взаимно-верифицирует полученные данные и указывает на корректность интерпретации генерального сдвига Чекинского массива как правостороннего и интерпретацию магнитной текстуры как течение расплава, а не результат тектонических факторов.

Таким образом, можно сформулировать первое защищаемое положение: Кинематическая модель формирования Чекинского триасового массива соответствует модели сдвигового магматического дуплекса, сформировавшегося в условиях правосторонней транстенсии на попутном изгибе Карабулакского взбросо-сдвига. (рис. 5.1.8).

Течение магмы происходило параллельно ориентировке растяжения, вследствие заполнения расплавом открывшегося пустотного пространства. При наличии данных о направлении течения магмы становится возможным определение типов прототектонических трещин по Г. Клоосу (Cloos, 1922a), так как линейность в магматических породах практически всегда ориентирована по направлению течения магмы (Cloos, 1922b; Bhattacharyya, 1966). Трещины группы Q должны быть примерно ортогональны направлению палеотечения (оси $K_{\max}$), т. е. круто погружаться (65 – 75°) на юго-запад. Получается, что Q-трещины соответствуют группе I, трещины группы L, которые должны полого (0 – 20°) падать на северо-восток соответствуют группе III, а S-трещины – должны круто падать на северо-запад, чему соответствуют трещины группы II.

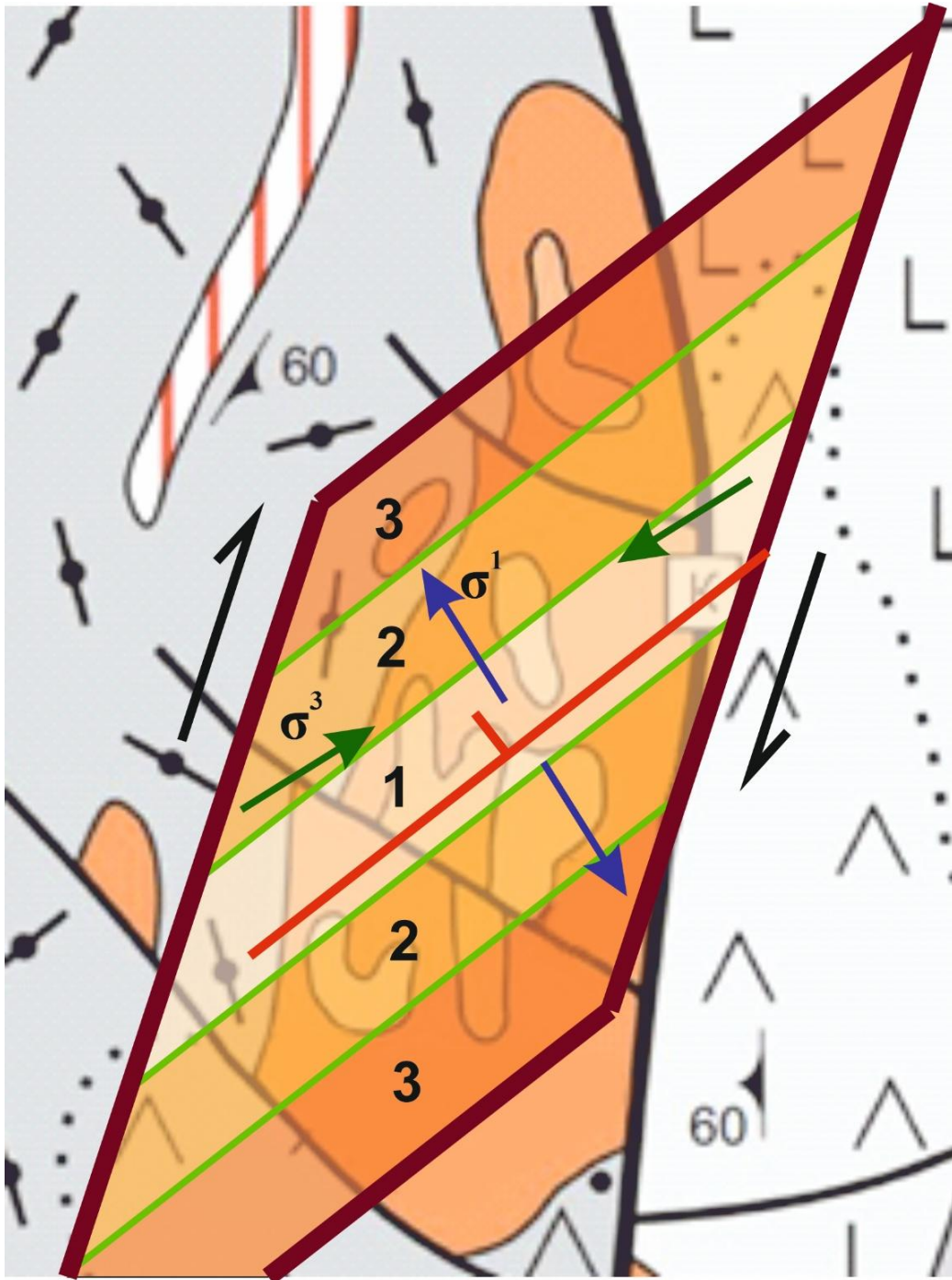


Рисунок 5.1.8 – Модель формирования Чекинского массива. При открытии трещин течение распространялось перпендикулярно растяжению (синие стрелки) и параллельно сжатию (темно-зеленые стрелки). Красная линия – ориентировка течения. Вишневые линии – линии генерального сдвигового разлома. Салатовые линии – отрывы. Цифрами отмечены фазы внедрения. Черный стрелки – сдвиговая компонента. Условные обозначения геологической карты см. рис. 1.3.2

Можно сделать косвенный вывод о характере внедрения магмы. Так как расплав растекался вдоль трещин отрыва, а не перпендикулярно, скорость открытия трещин была сравнительно небольшой и объем образованного пространства был меньше, чем объем

поступающей магмы. Такой механизм формирования массивов характерен для магматических дуплексов центробежного типа. Характер взаимоотношения фаз внедрения Чекинского массива, где древние фазы находятся в центре массива, а более молодые находятся на флангах, позволяет отнести Чекинский массив к магматическим дуплексам центробежного типа.

5.2. Крыклинский плутон

5.2.1. Скалярные магнитные характеристики и магнитная минералогия

В рамках петро- и палеомагнитных исследований Крыклинского плутона для более эффективного анализа данных сайты были разбиты на несколько групп. Все сайты находятся в пределах третьей фазы неплюевского комплекса, поэтому разбивка сделана по отделенным друг от друга телам (табл. 5.2.1). Такое распределение включает в себя: северо-восточное тело, центральное, западное и южное. Несколько сайтов были отбурены на площади основного западного тела и были выделены в свои подгруппы.

Таблица 5.2.1 – Распределение сайтов на Крыклинском плутоне

Тело	Группа	Сайты	Состав
Северо-восточное	г1	1-4	Граниты, кв. диорит
Центральное	г2	5-7	Граниты
Западное	г3	8	Диорит
Западное	г4	9-10	Граниты, дациты
Западное	г5	11-12	Диориты
Южное	г6	31-32	Диориты

Крыклинский плутон не выделяется аномалиями магнитного поля (Лисов и др., 2018) и повышенной магнитной восприимчивостью. Изученные породы, относящиеся к третьей фазе неплюевского комплекса, показали значения магнитной восприимчивости (MS) от первых единиц до 58 единиц СИ⁻⁵. Среднее значение составило 25 СИ⁻⁵. Заметных различий в зависимости от части плутона выявлено не было, что говорит о достаточной однородности магнитных характеристик плутона.

Нагрев образцов до 480°C привел к повышению MS примерно на 40% в большинстве случаев. Согласно (Tarling, Hrouda, 1993) повышение MS в образцах после прогрева связано с переходом парамагнитных минералов в магнетит с сохранением магнитной текстуры. Незначительное понижение MS характерное для пород, где основным магнитным минералом является магнетит, произошло только на сайтах 9 и 32

и связывается с переходом маггемита в гематит и снятием напряжений в маггемитизированных зернах магнетита (Большаков и др., 1987). На сайте 3 произошло принципиальное понижение значения MS на 98%, что говорит о разрушении основных магнитных минералов.

Для выяснения состава и характера магнитной фракции пород плутона были проанализированы данные терромагнитного анализа (ДТМА) и коэрцитивной спектрометрии. Графики ДТМА показали три типа кривых: с магнетитом (рис. 5.2.1А), с гётитом (рис. 5.2.1Б) и недостаточным количеством магнитных минералов для построения графика (прил. 14). График первого типа схож с графиками Чекинского массива, где четко виден магнетит (соответствует температурам 580–590°C). Также в образцах этого типа присутствует маггемит, на что указывает небольшой не воспроизводящийся при повторном нагреве минимум кривой в районе 350–430°C, скорее всего связанный с переходом маггемита в гематит. Второй тип графиков не имеет хорошо выраженных магнетитового и маггемитового минимумов, но показывает минимум от 50 до 250°C с самыми низкими значениями в районе 80°C. Этот минимум скорее всего отвечает гётиту. Графики для остальных образцов показывают слабые минимумы, соответствующие гётиту, и/или показывают нечеткие кривые, которые нельзя достоверно интерпретировать.

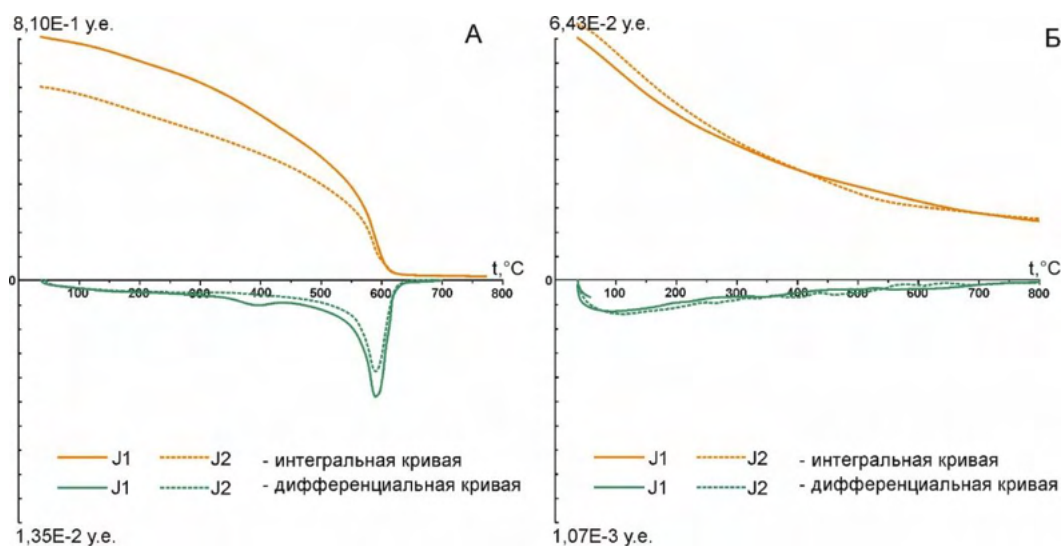


Рисунок 5.2.1 – Кривые терромагнитного анализа образцов Крыклинского плутона: J1 – первый нагрев, J2 – второй нагрев. А – сайт 3. Б – сайт 10

Анализ коэрцитивных спектров дал более подробную информацию о составе магнитной фракции Крыклинского плутона. Из-за низкого содержания магнетита и

низкого содержания магнитных минералов, в целом, лабораторные исследования дали не очень хорошие результаты в силу невозможности замеров низких значений коэрцитивности. Так четкие графики построены для сайтов 3 и 10 (рис. 5.2.2А), для сайтов 8 и 11 графики построить не получилось. Графики по остальным образцам имеют разную степень четкости (рис. 5.2.2Б). Определение магнитных минералов по коэрцитивным спектрам проведено на основании работы (Степанов и др., 2019). Магнетит оказался превалирующим магнитным минералом на сайтах 3 и 10. В остальных случаях фракция магнетита составила 41–59% для сайтов 4, 6, 12 и 6–25% для сайтов 1, 2, 5, 7, 9, 31, 32. В основном распространен КЗ и СЗ магнетит. МЗ магнетит наблюдался только на сайтах 3, 10 и 31. Также во всех образцах присутствует гематит, вклад которого достигает 67% в образцах с низким вкладом магнетита. Широко распространен гётит со средним содержанием 26% на всех сайтах кроме сайтов 3 и 12. Результаты разложения коэрцитивных спектров для каждого сайта представлены в приложении 15.

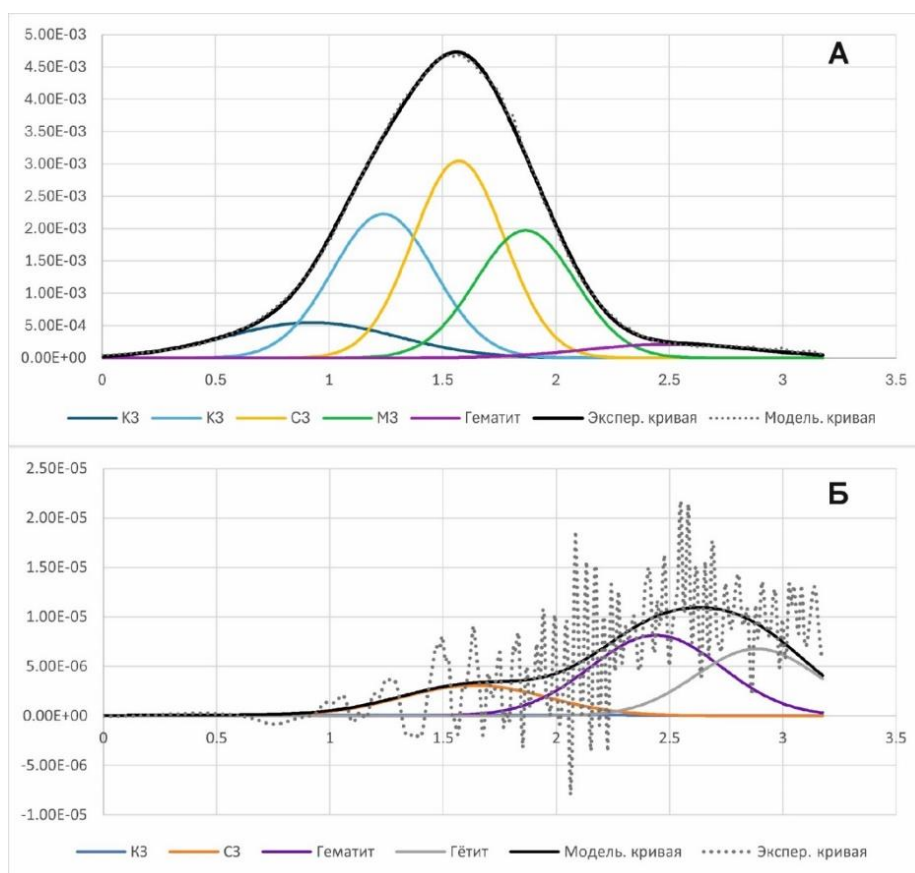


Рисунок 5.2.2 – Анализ коэрцитивных спектров для образцов Крыклинского плутона: А – сайт 3; Б – сайт 9

Исходя из полученных данных разложения коэрцитивных спектров не удалось сделать четкие выводы о зависимостях соотношений магнетита, гематита и гётита. В целом, можно отметить низкие содержания магнетита, высокие содержания гематита и средние гётита, что согласуется с данными ДТМА. Выделение определённых характеристик исходя из разбивки сайтов по принадлежности к разным телам тоже не представляется возможным. Такой состав магнитной фракции указывает на сильную степень вторичных изменений и немагнитный характер первичного расплава Крыклинского плутона.

Построение диаграммы Дея-Данлопа для образцов Крыклинского плутона не является целесообразным из-за низкого содержания магнетита, который является ключевым магнитным минералом позволяющим использовать данную диаграмму.

5.2.2. Анизотропия магнитной восприимчивости

Показатели анизотропии и направления главных осей AMS принципиально изменились после нагрева образцов до 480 °C (рис. 5.2.3). Такая чистка позволила исключить влияние гётита на магнитные характеристики образцов за счет его распада. Также новообразовавшиеся из парамагнитных магнитные минералы позволили более точно установить характеристики AMS. Результаты замеров анизотропии магнитной восприимчивости до нагрева представлены в приложении 16. Расхождение направлений AMS до и после прогрева говорит о высоком вкладе парамагнитных минералов в магнитную восприимчивость пород плутона. Парамагнитные минералы (особенно слюды) наиболее подвержены как химическим и физическим изменениям. Учитывая описанные на Крыклинском массиве процессы легкого метаморфизма для изучения изначального направления течения расплава необходимо рассматривать AMS по наиболее стабильным и высокотемпературным минералам. Соответственно далее будет рассматриваться AMS после прогрева.

Анизотропия магнитной восприимчивости на Чилектинском плутоне слабо выражена (табл. 5.2.2). В силу слабой магнитности пород на сайтах 5 и 9 не удалось получить достоверной оценки параметров анизотропии. Параметр линейной анизотропии (параметр P_j) на сайтах плутона не превышает значений 1,25 со средним – 1,13. Плоскостная анизотропия (параметр T) показывает низкие и средние значения.

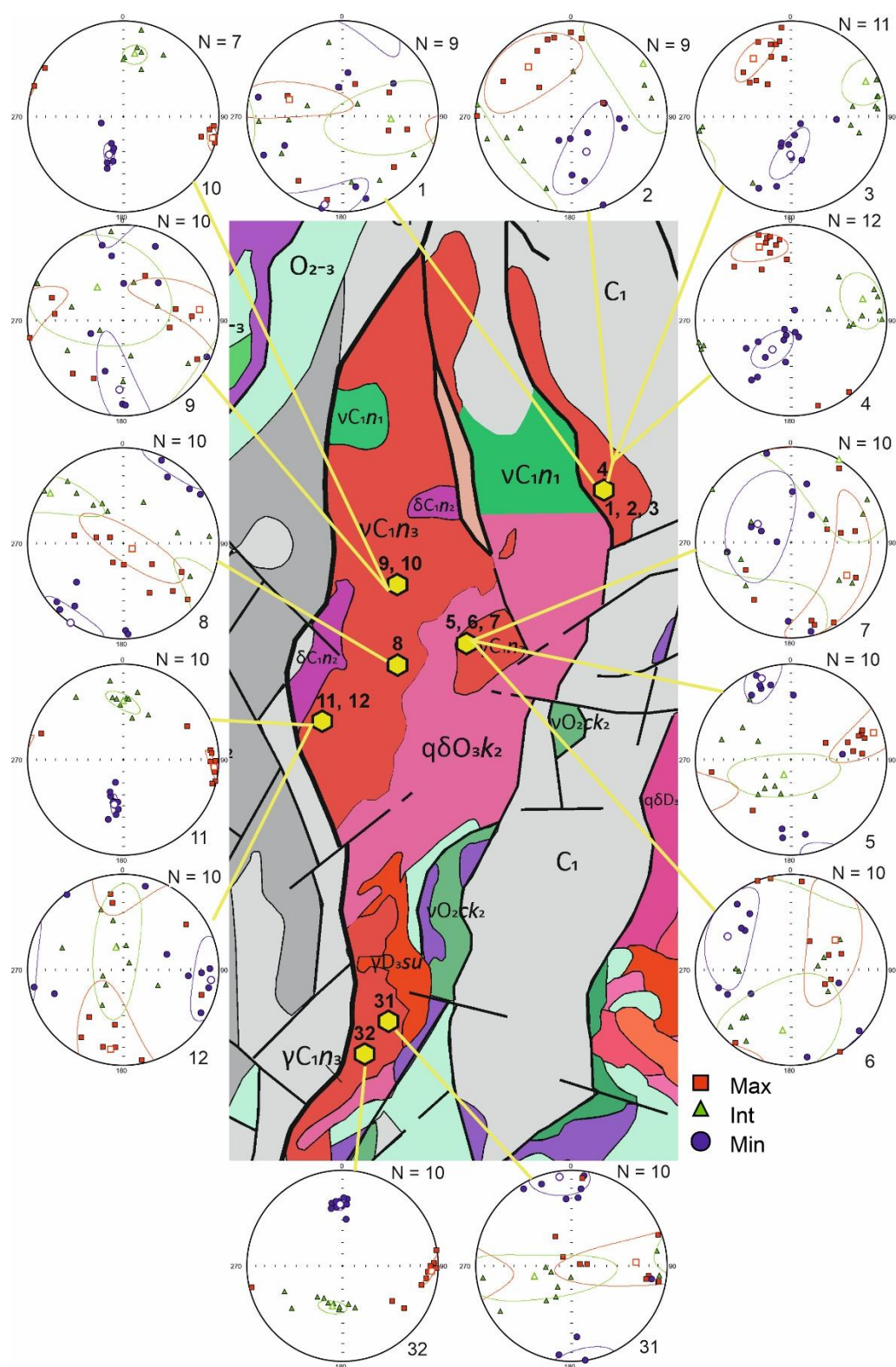


Рисунок 5.2.3 – Фрагмент геологической карты масштаба 1:200 000 (Лисов и др., 2018; Тевелев и др., 2018) и стереограммы распределения главных осей магнитной анизотропии на Крыклинском плутоне после нагрева до 480°C: Проекция равноплощадная, система координат географическая. Красные квадраты – максимальная ось, синие точки – минимальная ось, зеленые треугольники – средняя ось. Открытые символы соответствующего цвета – средние направления осей, овалы – доверительные интервалы. N – количество образцов на сайте

Выделенные группы сайтов можно разделить по параметру Т. Так у группы 1 наблюдается немного «сплюснутый» эллипсоид AMS. Сайт 8 (группа 3) имеет наибольший параметр Т. Группы 5 и 6 показывают повышенные значения. Вытянутый эллипсоид AMS обнаружен только на сайте 10. Таким образом, на Крыклинском плутоне плоскостная анизотропия преобладает над линейной.

При рассмотрении главных осей AMS наблюдается сильный разброс замеров с высокими доверительными интервалами на многих сайтах. Так на сайтах 1, 7 и 9 доверительные интервалы превышают приемлемые. На остальных сайтах удалось получить достаточно точные данные для установления общих для сайта склонений и наклонений осей (табл. 5.2.2).

Таблица 5.2.2 – Осредненные характеристики магнитной анизотропии пород Крыклинского плутона

Сайт	Тело	MS	Pj	T	D1	I1	D2	I2	D3	I3
1	СЗ	1	1,255	-0,045	287,3	41,1	94,4	48,2	191,7	6,5
2	СЗ	6	1,078	-0,053	318,9	31,8	54,1	8,3	157	56,9
3	СЗ	20	1,078	0,303	326,9	28,1	65,5	15,5	181	57,2
4	СЗ	58	1,112	0,110	336,7	17,7	74,5	23	212,7	60,3
5	Центр	36	---	---	72,1	10,3	204,6	74,9	340,1	10,9
6	Центр	50	1,350	0,429	55,9	43,6	187,8	35,1	298	26,2
7	Центр	4	1,088	-0,038	120,8	32,7	30,2	0,9	298,7	57,2
8	Зап.	44	1,170	0,583	119,1	81	303,6	8,9	213,5	0,7
9	Зап.	1	---	---	82	20	321,2	54,5	183,1	28
10	Зап.	38	1,082	-0,256	103,8	4,7	10,5	34,6	200,5	55
11	Зап.	25	1,015	0,188	94,5	5,4	0,1	39,2	191,1	50,3
12	Зап.	27	1,163	0,240	189,1	17,2	341,8	70,8	96,5	8,3
31	Юж.	20	1,080	0,303	86,7	32,7	252,7	56,5	352,6	6,5
32	Юж.	17	1,137	0,589	93,4	7,7	193,8	53,1	357,8	35,9

Примечание к таблице: MS – магнитная восприимчивость (10^{-5} СИ); Pj – степень анизотропии; T- фактор формы. D1 – склонение оси Kmax, I1 – наклонение оси Kmax, D2 – склонение оси Kint, I2 – наклонение оси Kint, D3 – склонение оси Kmin, I3 – наклонение оси Kmin.

Выделены типы магматических тел по (Tarling, Hrouda, 1993). Группа 1 показала пологое движение магмы на северо-запад с хорошей группировкой осей Kmax, которое интерпретируется, как растекание. В центральной части плутона установлены два тела – дайка (сайт 5) и шток (сайт 6). Западное тело из-за своего большого размера ожидаемо имеет несколько типов движения магмы. Так группа 3 представляет собой шток, группа 4 – дайку с северо-южным простиранием, а группа 5 – растекание с движением расплава в юго-восточном направлении. В группе 5 сайт 11 показал четкое растекание на восток, а сайт 12 – движение в основном на юг, что может говорить о близости подводящего канала, от которого происходило растекание.

5.2.3. Интерпретация петромагнитных данных Крыклинского плутона

Состав магнитных минералов Крыклинского плутона представлен в основном гематитом с некоторыми образцами с превалирующим КЗ и/или СЗ магнетитом. Такой состав ферромагнитных минералов согласуется с представлениями о формировании Крыклинского плутона в коре континентального типа из-за низкого содержания магнетита (Фоминых, Ярош, 1970). Гётит составляет до трети вклада в магнитную фракцию пород, что свидетельствует о сильном воздействии процессов выветривания.

5.3. Чилектинский плутон

5.3.1. Скалярные магнитные характеристики и магнитная минералогия

Для Чилектинского плутона была сделана разбивка сайтов на группы по принадлежности к отдельным магматическим телам. Благодаря тому, что Чилектинский плутон состоит из нескольких фаз, в данном случае разбивка произведена, в первую очередь, по фазам краснинского и чилектинского комплексов (табл. 5.3.1). Стоит отметить, что сайты 18–20 находятся на границе 1-й фазы чилектинского комплекса и 3-й фазы краснинского комплекса и определение их принадлежности к определенной фазе затруднено. Также трахириолитовая дайка на сайте 15 вынесена в отдельную группу из-за невозможности точно установить ее генезис и прямую принадлежность к одной из фаз.

Таблица 5.3.1 – Распределение сайтов на Чилектинском плутоне

Фаза	Группа	Сайт	Состав
Чилектинский, 2-я	г1	13, 17, 21, 22	Щелочной гранит, граносиениты
Чилектинский, 1-я	г2	14, 16	Монцодиориты
Чилектинский, 1-я	г3	15	Трахириолит
Чилектинский, 1-я / Краснинский, 3-я	г4	18-20	Граниты, габбро
Краснинский, 2-я	г5	23	Граносиенит

Магнитная восприимчивость (MS) пород Чилектинского плутона варьирует в широких пределах (табл. 5.3.2). Наибольшими значениями MS характеризуются монцодиориты 1-й фазы чилектинского комплекса и 3-й фазы краснинского комплекса. Промежуточные значения демонстрируют гранодиориты 2-й фазы чилектинского комплекса, щелочные граниты и гранодиориты 2-й фазы чилектинского комплекса и 3-й фазы краснинского комплекса и габбро того же комплекса. Наименьшие значения MS показывают граносиениты 2-й фазы чилектинского комплекса и 2-й фазы краснинского

комплекса. Таким образом, по величине магнитной восприимчивости породы Чилектинского плутона относятся к сильномагнитным разностям, что позволяет соотнести их с гранитоидами I-типа (Villaseca и др., 2017).

После прогрева до 480°C величина MS образцов из сайтов 13, 14, 16 увеличилась в 1,35 раза, что связано с температурным превращением парамагнитных минералов в магнетит с сохранением первоначальной магнитной текстуры (Tarling, Hrouda, 1993). MS образцов из сайтов 15, 21, 22 – уменьшилась в 1,26 раза, вероятно, за счет окисления маггемита и перехода его в гематит. В сайтах 17, 18, 19, 20 величина магнитной восприимчивости принципиально не изменилась.

Результаты терромагнитного анализа показали, что основой магнитной фракции пород Чилектинского плутона является магнетит с температурой Кюри 580–590°C (рис. 5.3.1). Рост намагниченности в интервале 350–430°C, не воспроизводимый при повторном нагреве, свидетельствует о том, что зерна магнетита частично маггемитизированы. Маггемитизация в различной степени установлена во всех сайтах массива. Кривые ДТМА для каждого сайта представлены в приложении 17.

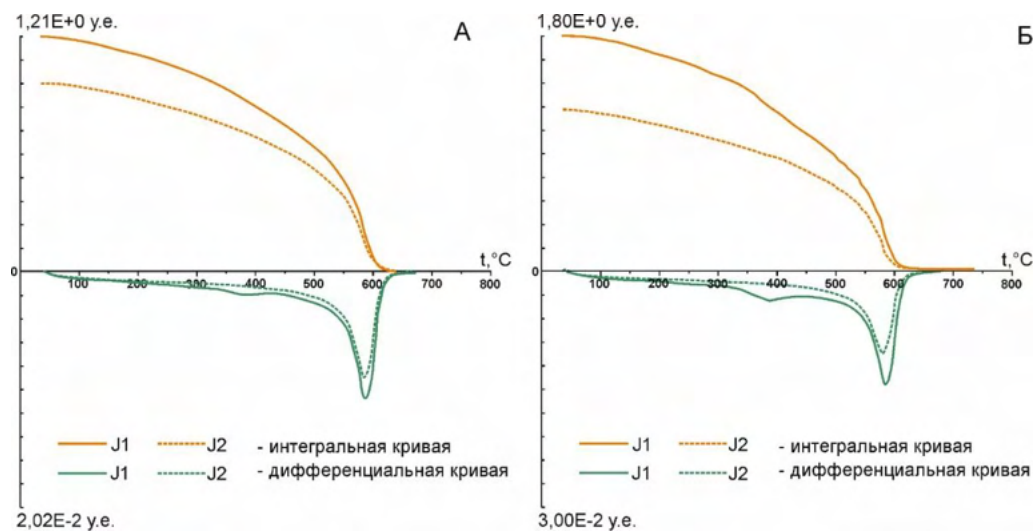


Рисунок 5.3.1 – Кривые терромагнитного анализа образцов Чилектинского массива: J1 – первый нагрев, J2 – второй нагрев. А – сайт 13; Б – сайт 20

Разложение коэрцитивных спектров по стандартным процедурам в среде MATLAB показало, что в ансамбле магнитных зерен присутствует три популяции зерен магнетита (рис. 5.3.2) крупные зерна (КЗ) со значениями максимумов коэрцитивного спектра (МКС) 0–20 мТл, средние зерна (СЗ) с МКС– 30–55 мТл, мелкие зерна (МЗ) с МКС – 65– 95 мТл и гематит с МКС – 100–650 (Степанов и др., 2019). В среднем по сайтам КЗ и СЗ магнетит составляет 40–50 % вклада в магнитную фракцию. Гематит

присутствует во всех фазах (сайты 14, 15, 17, 9, 20, 21 22) и его вклад составляет до 24 %. Результаты разложения коэрцитивных спектров для каждого сайта представлены в приложении 18.

Применение диаграммы Дея-Данлопа, как и в случае Крыклинского плутона, невозможно из-за значительного влияния гематита.

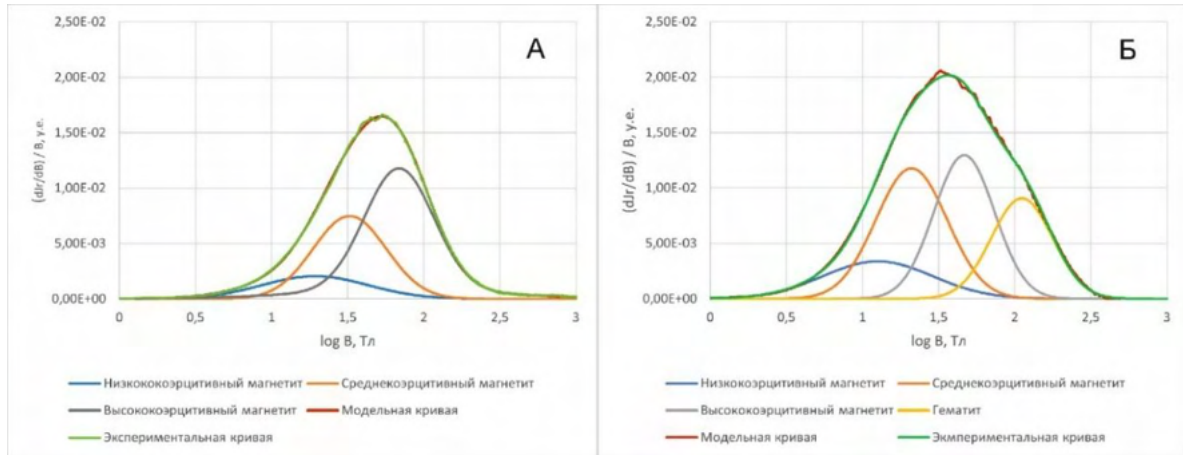


Рисунок 5.3.2 – Анализ коэрцитивных спектров для образцов Чилектинского массива: А – сайт 13; Б – сайт 20

5.3.2. Анизотропия магнитной восприимчивости

Параметры магнитной анизотропии приведены в таблице (табл. 5.3.2). Степень анизотропии пород (P_j) для всех сайтов не превышает 6% (табл. 5.3.2), что является косвенным свидетельством в пользу отсутствия существенных наложенных деформаций. В части сайтов (14, 16, 17, 18, 20, 21) линейная анизотропия преобладает над плоскостной. На сайтах 15, 19, 22 и 23 преобладает плоскостная анизотропия. Сайт 13 не показал выраженной анизотропии.

Распределение главных осей AMS достаточно компактно, доверительные интервалы средних осей варьируют в пределах 10–20°, реже достигают 45° (рис. 5.3.3). Исключение представляет только сайт 18, где распределение главных осей AMS практически хаотическое. Тем не менее, распределение средних направлений главных осей различается на всех сайтах, при этом меняется от субвертикального до субгоризонтального.

Можно предположить, что магнитная текстура на Чилектинском плутоне обусловлена течением расплава по аналогии с Чекинским массивом. Таким образом различные ориентировки плоскостей K_{max} - K_{int} указывают на различие в морфологии магматических тел на разных участках плутона. Результаты замеров анизотропии магнитной восприимчивости до нагрева представлены в приложении 19.

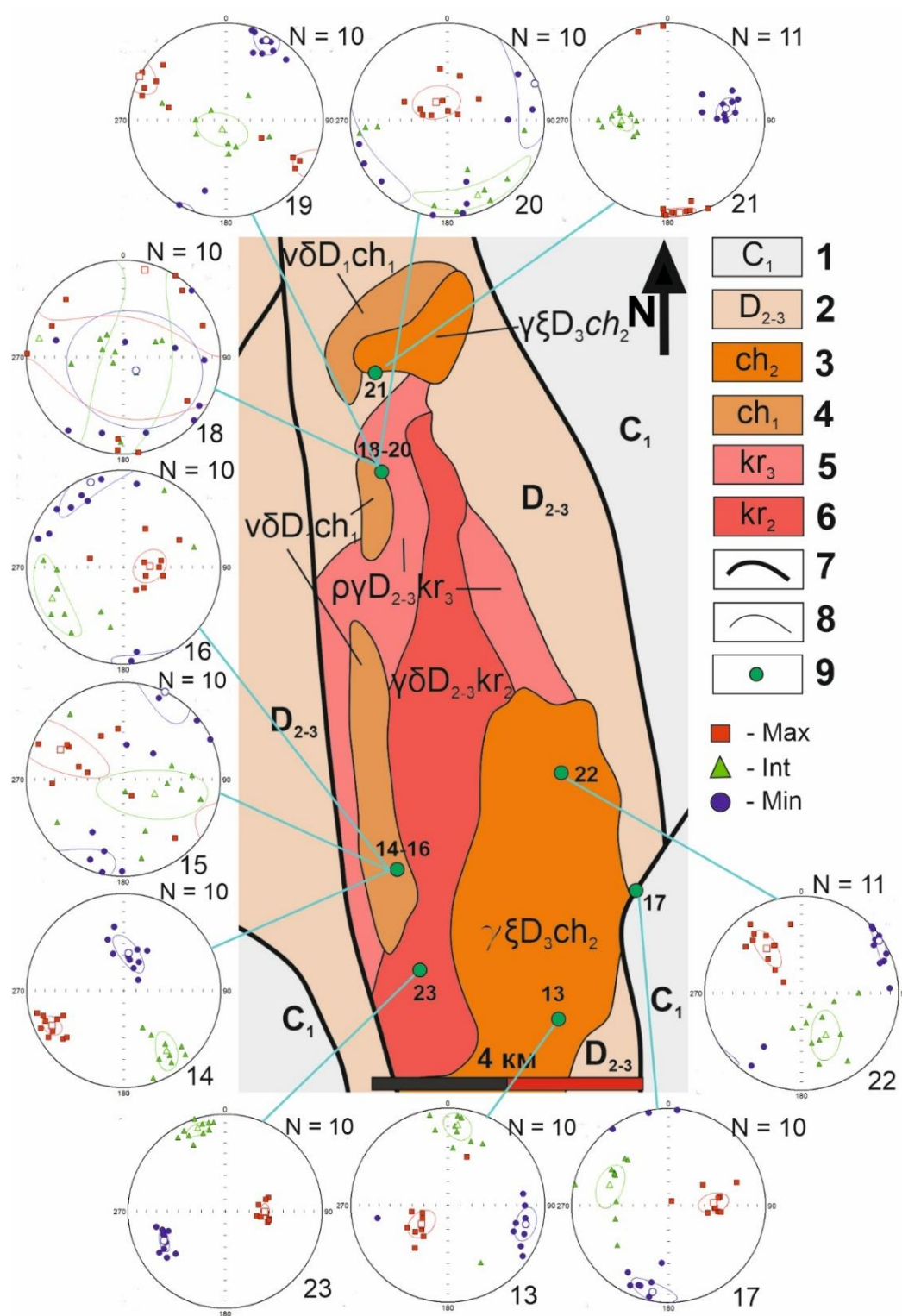


Рисунок 5.3.3 – Фрагмент геологической карты масштаба 1:200 000 (Лисов и др., 2018) и стереограммы распределения главных осей магнитной анизотропии на Чилектинском плутоне после нагрева до 480°C: красные квадраты – максимальная ось, синие точки – минимальная ось, зеленые треугольники – средняя ось. Открытые символы соответствующего цвета – средние направления осей, овалы – доверительные интервалы. N – количество образцов на сайте Проекция равноплощадная, система координат географическая

Таблица 5.3.2 – Осредненные характеристики магнитной анизотропии пород Чилектинского массива

Сайт	Группа	MS	Pj	T	D1	I1	D2	I2	D3	I3
13	ch2	1245	1,017	0,049	234,8	62,8	7,0	19,0	103,7	18,7
14	ch1	5872	1,033	-0,149	244	19,1	147,9	24,6	7,7	58,0
15	ch1	5	1,021	0,211	295,5	29,4	116	60,6	25,6	0,2
16	ch1	2904	1,053	-0,386	87,6	67,8	246,0	20,7	338,9	7,4
17	ch2	415	1,018	-0,135	86,5	51,7	288,4	36,2	190,4	10,7
18	kr3	1577	1,022	-0,129	13,7	8,6	281,8	12,5	137,2	74,8
19	kr3	4058	1,039	0,312	296,7	0,7	202,4	81,1	26,8	8,9
20	ch1	1862	1,029	-0,336	328,1	72,2	158,2	17,5	67,3	2,9
21	ch2	659	1,047	-0,246	172,6	4,6	268,3	50,7	78,8	38,9
22	ch2	1624	1,021	0,184	322,2	41,4	150,6	48,3	55,9	4,2
23	kr2	639	1,052	0,347	90,1	56,5	341,5	11,9	244,3	30,8

Примечание к таблице: MS – магнитная восприимчивость (10^{-5} СИ); Pj – степень анизотропии; T- фактор формы. D1 – склонение оси Kmax, I1 – наклонение оси Kmax, D2 – склонение оси Kint, I2 – наклонение оси Kint, D3 – склонение оси Kmin, I3 – наклонение оси Kmin

При рассмотрении всех параметров AMS стало возможным определение принадлежности сайтов 18, 19 и 20 к определенным фазам. Сайт 20 резко выделяется по сравнению с сайтами 18 и 19 из-за почти вертикальной оси Kmax и пологих Kint и Kmin. Сайты 18 и 19 показывают очень крутые падения оси Kint. Также опираясь на ДТМА и анализ коэрцитивной спектрометрии можно выделить сайт 20 из-за наличия гематита. Учитывая габброидный состав пород сайта 20 его можно отнести к 1-й фазе чилектинского комплекса, а сайты 18 и 19 к 3-й фазе краснинского комплекса.

5.3.3. Результаты магниторазведки

Полученные данные о магнитном поле на Чилектинском плутоне указывают на сложную внутреннюю структуру плутона. На всех профилях выделяются многочисленные минимумы и максимумы аномального магнитного поля (до 800 мТ), количество которых превышает количество пересекаемых профилями геологических границ (рис. 5.3.4, 5.3.5). Это может объясняться несколькими причинами: 1) присутствием мелких магматических тел (например - дайки); 2) сложной геометрией известных тел; 3) разнонаправленной естественной остаточной намагниченностью (ЕОН). Характеристики ЕОН подобно рассматриваются в следующей главе.

По результатам моделирования на примере профиля 2 оказалось, что значительные колебания магнитного поля обусловлены, как разнонаправленной ЕОН, так и сложной морфологией магматических тел (рис. 5.3.6). Расхождение рассчитанного поля с измеренным составило 3,7%. Глубина модели составляет около 200 метров. Из-за отсутствия каких-либо аномалий на краях профиля, которые могли бы соответствовать на западе границе плутона со вмещающими породами, а на востоке – 2-й фазы

краснинского комплекса с 2-й фазой чилектинского, в модели используются только краснинский комплекс и 2-я фаза чилектинского комплекса.

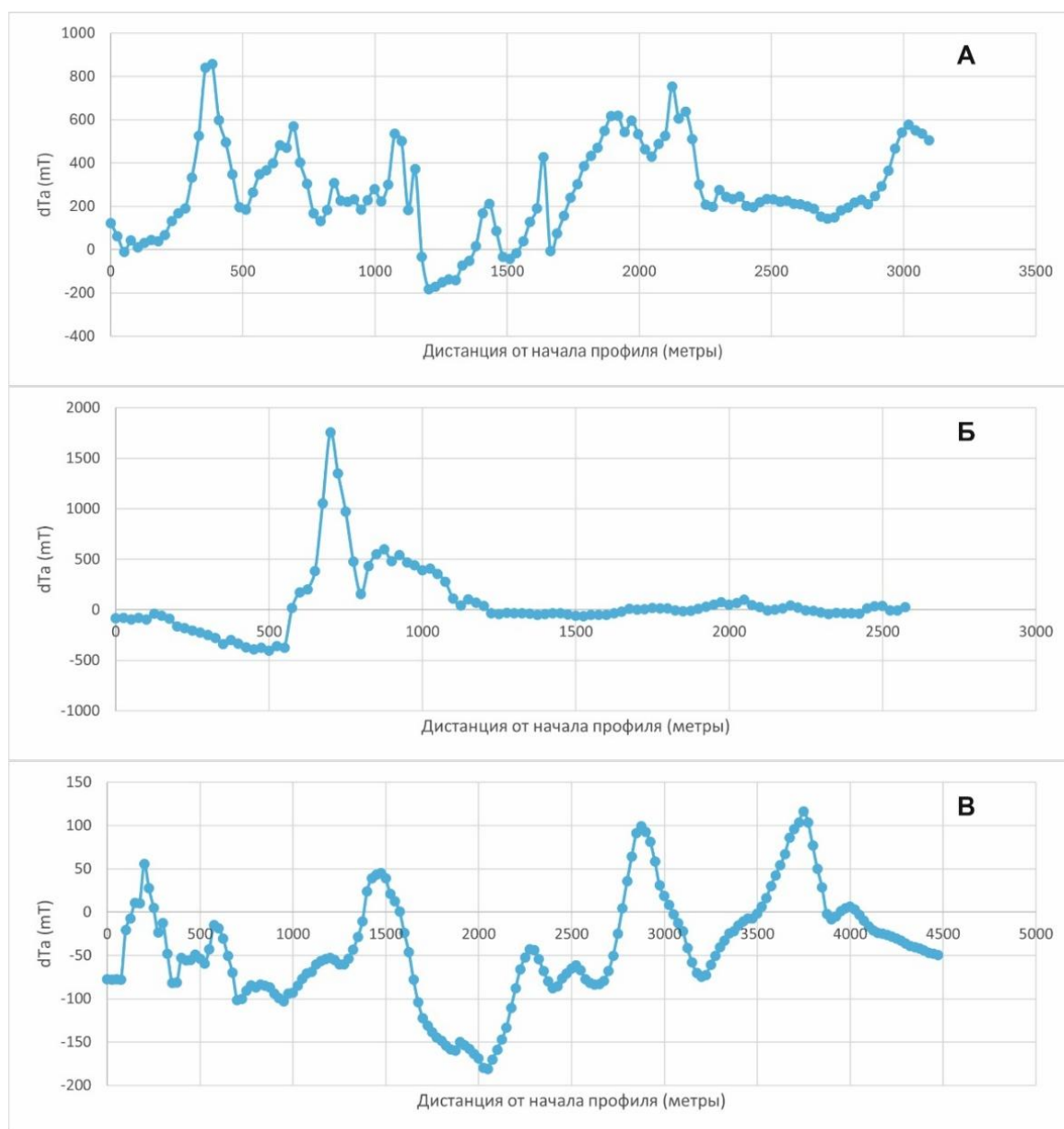


Рисунок 5.3.4 – Кривые аномального магнитного поля на Чилектинском плутоне: А – профиль 1; Б – профиль 2; В – профиль 3

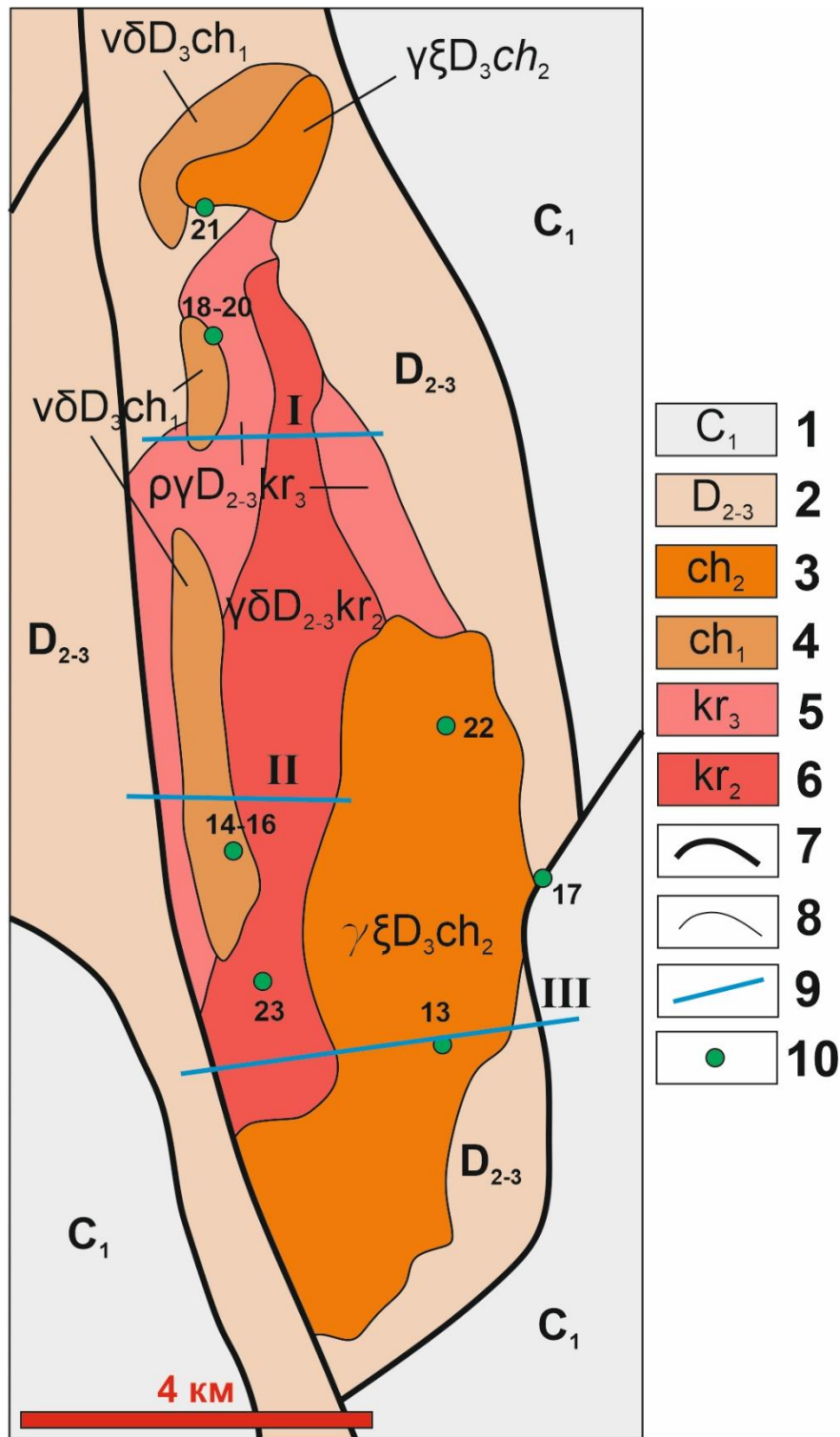


Рисунок 5.3.5 – Схематическая геологическая карта Чилектинского плутона (по Лисов и др., 2018) и расположение профилей магниторазведочных работ на Чилектинском плутоне: 1 - раннекаменноугольные вулканические комплексы; 2 – средне-позднедевонские вулканические комплексы; 3 – 2-фаза чилектинского комплекса; 4 – 1-я фаза чилектинского комплекса; 5 – 3-я фаза краснинского комплекса; 6 – 2-я фаза краснинского комплекса; 7 – разрывные нарушения; 8 – границы геологических подразделений; 9 – профили магниторазведки; 10 – точки отбора образцов (сайты). Арабскими цифрами подписаны номера сайтов, римскими цифрами подписаны номера профилей

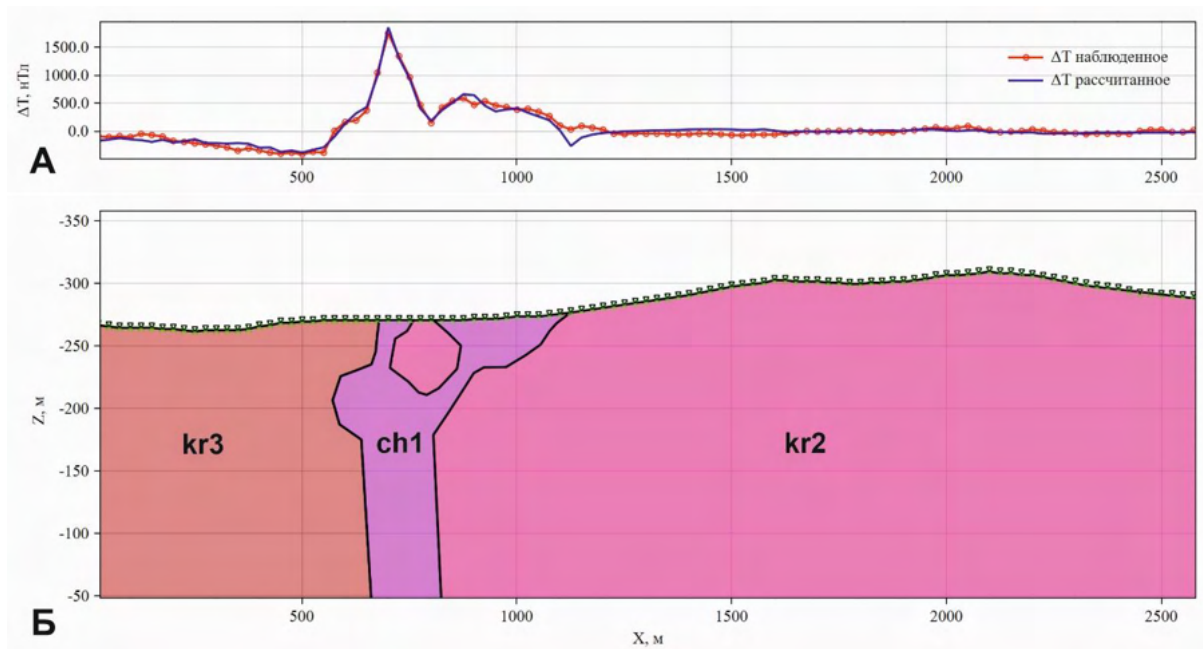


Рисунок 5.3.6 – Результативная магнитная модель по профилю 2, построенная с учетом суммарного вектор намагненности (векторной суммы индуцированной и остаточной): А – кривые наблюдаемого (красная линия) и рассчитанного (синяя кривая) поля ΔT . Б – модельный разрез по профилю. kr3 – 3-я фаза краснинского комплекса; ch1 – 1-я фаза чилектинского комплекса; kr2 – 2-я фаза краснинского комплекса

Краснинский комплекс является менее магнитным, чем чилектинский. 2-я фаза краснинского комплекса на первый взгляд показывает несколько повышенную магнитность по сравнению с 3-й фазой краснинского комплекса, однако при рассмотрении векторов ЕОН и величины магнитной восприимчивости видно, что кажущаяся повышенная намагненность 2-й фазы краснинского комплекса обусловлена направлением вектора ЕОН, а не высокими значениями магнитных характеристик (табл. 5.3.3). В то же время 1-я фаза чилектинского комплекса соответствует сильной аномалии магнитного поля, как за счет повышенной магнитности, так и из-за вектора ЕОН направленного в другую сторону (положительное наклонение, в отличие от отрицательного вектора ЕОН у краснинского комплекса).

Данные модельных магнитных характеристик пород сходятся с данными, полученными с помощью петро- и палеомагнитных магнитных методов по некоторым параметрам и различаются по другим (табл. 5.3.3). Для сравнения были выбраны сайты, которые находятся ближе всего к профилю 2. Наибольшие расхождения наблюдаются в направлениях ЕОН. Данные магниторазведки не противоречат и даже дополняют данные

AMS. Так в пределах 1-й фазы чилектинского комплекса наблюдается, как тела типа «шток» (как на сайте 16), так и «растекание» (как на сайте 14).

Таблица 5.3.3 – Модельные и измеренные значения ЕОН и магнитные свойства Чилектинского плутона

<i>Модельные значения ЕОН</i>				<i>Измеренные значения ЕОН</i>		
Фаза	kr2	kr3	ch1	kr2	kr3	ch1
MS	639	2000	2500	639	1577–4058	5872–2904
Намаг.	1,4	2	1,5	1,4–22,1	2,2–119	1,7
D°	135	90	35	299	324–86	25–50
I°	-13,5	-79	60	2	-79	58–75
<i>Значение суммарного вектора намаг.</i>				<i>Сайт 23</i>	<i>Сайты 18, 19</i>	<i>Сайты 14, 16</i>
Намаг.	1,3	1,2	2,6			
D°	132	57	28			
I°	-3	-65	65			

Примечание к таблице: MS – магнитная восприимчивость (10^{-5} СИ); Намаг. – намагниченность; D – склонение; I – наклонение. Параметры измеренных значений ЕОН взяты с сайтов наиболее близких по расположению к профилю 2. Указанные значения разнятся соответственно сайту

5.3.4. Интерпретация петромагнитных данных Чилектинского плутона

В породах Чилектинского массива и подобных интрузивных образованиях магнитная текстура контролируется только магнетитом и может быть интерпретирована как текстура, связанная с течением магматического потока (Ferré и др., 1999). Поскольку основным магнитным минералом в породах Чилектинского массива является магнетит, то такой подход к реконструкции динамики магмы может быть применен. Обоснованием этому служат, во-первых, близкие диапазоны значений магнитных характеристик для пород одного состава из разных фаз и их различие для разных типов пород одной фазы, во-вторых, преимущественно магнетитовый состав магнитной фазы (в измененных гранитоидах он более сложный (Archanjo и др., 2009), в-третьих, кучное распределение направлений главных осей AMS внутри сайта (для измененных гранитоидов он хаотичный). Примеры реконструкций движения магмы по данным AMS весьма многочисленны (Stevenson и др., 2007; Žák и др., 2011), в том числе и на Южном Урале (Коптев и др., 2023).

Форма эллипсоидов AMS на сайте 15, в пределах 1-й фазы чилектинского плутона является плоскостной из-за «жесткого» внедрения расплава во вмещающие породы. 1-я фаза чилектинского комплекса прорвала породы краснинского комплекса, а дайка на сайте 15, в свою очередь, прорвала 1-ю фазу чилектинского плутона. В пределах других

фаз внедрения наблюдается различные формы эллипсоидов из-за разных условий внедрения расплавов.

Анализ магнитной текстуры пород Чилектинского массива позволил в значительной степени реконструировать движение магматического расплава для всех изученных фаз обоих комплексов массива. В пределах первой фазы чилектинского комплекса (сайты 14, 15, 16, 20) наблюдается два типа магнитной текстуры. В породах сайта 16 наблюдается почти вертикальное движение расплава (наклонение $K_{\max}=67^\circ$). По-видимому, здесь вскрыта наиболее глубокая часть магматического тела, представляющая собой подводящий канал (шток). Также очень крутое склонение оси $K_{\max}$ наблюдается на сайте 20, что вместе с данными по сайту 16 предполагает формирование большого штока (скорее всего с несколькими подводящими каналами) при внедрении первой фазы чилектинского комплекса. В сайте 14, напротив, оси $K_{\min}$ ориентированы субвертикально, а $K_{\max}$ группируются в ЗЮЗ направлении, что можно интерпретировать, как приповерхностную часть интрузива с субгоризонтальным растеканием расплава в преимущественно западном направлении. Трахириолиты сайта 15 из-за низкого содержания магнитных минералов показывают сильный разброс направлений осей, но достаточно четко видны признаки дайки – крутые оси $K_{\max}$ и K_{int} и пологая ось $K_{\min}$.

Направления $K_{\max}$ во второй фазе чилектинского комплекса (сайты 13, 17, 21, 22) отстоят от вертикали на $30\text{--}40^\circ$, причем плоскости $K_{\min}\text{--}K_{\text{int}}$ в центральной части массива (сайты 13 и 17) имеют СЗ и ЮЗ падение, а для сайта 22 в восточной части – восточное падение. Таким образом, расплав поднимался по наклонным каналам, направленным в разные стороны от центра, и магматическое тело представляет собой шток. В сайте 21 вскрыта приповерхностная часть массива с более наклонным подъемом расплава и с южным направлением растекания (возможно, это наклонная дайка).

Граносиениты второй фазы краснинского комплекса (сайт 23) дали результат с малым разбросом осей. Крутая ось $K_{\max}$, относительно пологая $K_{\min}$ и субгоризонтальная K_{int} характерны для штока. Данный шток не отличается крутым падением, что может говорить о том, что он представляет собой край основного штока.

Третья фаза краснинского комплекса во всех трех сайтах имеет различную магнитную текстуру. Большой разброс главных осей AMS в сайте 18 может быть связан с формированием слагающих его пород на краю магматического тела (Tarling, Hrouda, 1993) или воздействием при внедрении первой фазы чилектинского комплекса.

Магнитная текстура в породах сайта 19 типична для даек, при этом растекание расплава происходило в СЗ-ЮВ направлении.

Таким образом, реконструкция направлений движения расплава свидетельствует о том, что при однородности магнитных характеристик краснинского и чилектинского комплексов, Чилектинский плутон обладает сложной структурой, которая характеризуется разнонаправленностью течения магмы и ориентацией штоков и даек. Для более древнего краснинского комплекса характерны штоки в более кислых породах и отсутствие растекания. Чилектинский комплекс также имеет форму штока, однако в среднем с меньшими углами внедрения.

При рассмотрении взаимоотношений фаз внедрения краснинского комплекса можно сделать предположение о том, что он формировался, как магматический сдвиговый дуплекс центробежного типа. В пользу этого предположения говорят: 1) расположение более древней 2-й фазы комплекса в центре, а более молодой на флангах; 2) западный контакт в виде большого регионального разлома; 3) меридионально вытянутая форма плутона. Из-за малого количества сайтов в пределах краснинского комплекса делать выводы о его строении на основании AMS не представляется возможным.

Учитывая вышеизложенные новые данные о возрасте Чилектинского плутона и доводы о его механизмах формирования, можно сформулировать второе защищаемое положение: Полихронный Чилектинский плутон, включающий средне-позднедевонский краснинский и позднедевонский (380 млн лет) чилектинский комплексы, формировался в качестве сдвигового магматического дуплекса в условиях левосторонней трансенсии на попутном изгибе одноименного сдвига.

5.4. Обсуждение результатов петромагнитных исследований

Проведённые комплексные петромагнитные и структурные исследования интрузивных массивов Чекинского, Крыклинского и Чилектинского позволили получить новые фундаментальные и прикладные результаты, существенно углубляющие понимание условий их формирования, внутреннего строения и последующих преобразований.

Для Чекинского массива впервые комплексно обоснована модель его формирования как сдвигового магматического дуплекса центробежного типа в условиях правосторонней трансенсии. Эта модель базируется на комплексировании независимых данных: анализа систем прото- и тектонических трещин (соответствующих модели

Риделя) и параметров анизотропии магнитной восприимчивости. Установлено, что подъём и растекание щелочно-гранитоидной магмы происходили вдоль трещин отрыва, открывавшихся под действием тангенциального растяжения (ориентировка $\sim 138^\circ$ – 318°), что характерно для обстановок сдвиговой тектоники.

Чилектинский плутон имеет более сложный и многопоточный механизм внедрения. Данные AMS свидетельствуют о наличии системы разнонаправленных подводящих каналов (штоков) как для краснинского, так и для чилектинского комплексов, с признаками последующего растекания расплава на приповерхностных уровнях. Установлены различия в морфологии интрузивных тел и условиях внедрения для разновозрастных комплексов: для краснинского комплекса характерны крутые штоки, в то время как для чилектинского комплекса свойственны штоки с меньшими углами наклона и более выраженные признаки латерального растекания. Благодаря анализу петромагнитных данных удалось определить принадлежность сайтов 18, 19 и 20 к определенным фазам внедрения.

Крыклинский плутон, в отличие от двух других объектов, формировался из существенно более немагнитного расплава в условиях, не способствовавших образованию первичного магнетита, что выразилось в низких значениях магнитной восприимчивости, характерных для гранитоидов S-типа – среднее 26×10^{-5} СИ. При этом на Крыклинском плутоне зафиксированы самые большие значения анизотропии (P_j) – среднее 1,134; (T) – от - 0,25 до 0,59. Слабая и разнородная магнитная текстура до и после термической чистки указывает на отсутствие значительных магматических потоков единого направления, а выявленные небольшие тела (штоки, дайки) предполагают спокойный, дискретный характер внедрения.

На основании схожести механизмов формирования плутонов (магматический сдвиговой дуплекс), состава магнитных минералов (превалирующий магнетит) и значений скалярных магнитных характеристик (средние K_m : 1896×10^{-5} СИ и 1717×10^{-5} СИ соответственно) проведен сравнительный анализ Чилектинского плутона и Чекинского массива. Крыклинский плутон не участвовал в сравнении ввиду другого генезиса и, соответственно, петромагнитных характеристик. Степень линейной анизотропии (P_j) Чилектинского плутона и Чекинского массива также очень похожи – 0,032 и 1,041. Разница обнаружилась в степенях плоскостной анизотропии (T). У пород Чилектинского плутона параметр T разнится показывая, как вытянутую форму эллипсоида (до $T = -0,34$), так и форму уплощенного диска (до $T = 0,35$). На Чекинском массиве почти все сайты показывают положительные значения: T около 0,5. Такая

разница скорее всего связана с условиями формирования плутонов – Чилектинский плутон формировался в условиях с низким тектоническим режимом и гораздо большем масштабе, где часть формирующихся пород была достаточно далеко от тектонически активных зон, что привело к распространению зерен с вытянутой формой эллипсоида. Однако, породы с некоторых сайтов Чилектинского плутона формировались в условиях с высоким влиянием тектонических процессов – на границах фаз и вблизи разломов. Такие случаи описаны на примере других гранитоидных плутонов (Žák и др., 2009, 2011). В случае Чекинского массива расплав поднимался по одной системе трещин на малой площади в условиях активной трансенсии с более чем одним вектором напряжения, что привело к уплощению эллипсоида.

Комплексирование петромагнитных и структурных методов исследований доказало свою высокую эффективность для решения широкого круга геологических задач: от реконструкции палеонапряжений и условий внедрения магмы до диагностики постмагматических изменений и расшифровки внутреннего строения интрузивных тел. Полученные результаты вносят существенный вклад в понимание магматической и тектонической эволюции региона и служат основой для дальнейших палеомагнитных, геохронологических и сравнительно-тектонических исследований.

Глава 6. Палеомагнитные исследования⁶

Палеомагнитные исследования позволяют получить важную информацию об условиях формирования плутонических комплексов с помощью исследования естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Данные об относительном времени и месте формирования, тектонических процессах и их масштабах, а также вторичных изменениях сопоставляются с данными, полученными другими методами, что позволяет взаимно-верифицировать и уточнить результаты исследования. При этом сведения о местоположении объекта исследований и его перемещениях относительно известных тектонических блоков возможно получить только с помощью палеомагнитных реконструкций.

6.1. Чекинский массив

Данные палеомагнитных исследований по Чекинскому массиву указывают на хаотичную вторичную природу остаточной намагниченности. Практически все отдельно взятые образцы показывают нормальные для магнетитсодержащих пород кривые Зийдервельда (рис. 6.1.1) и четкие направления намагниченности с преимущественно однокомпонентным составом намагниченности, представленной характеристической компонентой (ChRM). Среднее значение α_{95} для образцов со всех сайтов составляет 2,0.

При этом статистическое распределение ChRM по разным сайтам не дает однозначной картины (рис. 6.1.2). Среднее значение α_{95} для всех сайтов Чекинского массива составляет 64,5 (табл. 6.1.1). Предполагая возможность попадания в разные фазы на одном сайте некоторые сайты были разделены на два направления (рис. 6.1.2В, Г), что принципиально не изменило большие значения α_{95} .

Исходя из данных AMS и отсутствия описанных морфологически разных магматических тел (все фазы Чекинского массива имеют схожую морфологию) можно исключить возможность того, что сайты представлены принципиально разными магматическими телами (например, как на Крыклинском и Чилектинском плутонах). Из

⁶ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 2. Петромагнитные и палеомагнитные исследования и их кинематические следствия // Геодинамика и Тектонофизика. 2026. Т. 17, № 1. С. 0875. EDN: VQENOO. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,96 п.л., вклад автора 10%.

этого можно заключить, что Чекинский массив был полностью перемагничен. Все стереограммы представлены в приложении 20.

Таблица 6.1.1 – Направления ЕОН на сайтах Чекинского массива

Сайт	Dec	Inc	α_{95}	n (N)
Координаты отбора: 52,6° с.ш, 59,1° в.д,				
701	131,3	36	73,4	10 (10)
702	170,7	61,7	52,7	10 (10)
751	352,4	15,7	42,4	10 (10)
754n	289,1	40,8	40,1	4 (10)
754r	325,1	-42	57,3	5 (10)
756	71,1	2,5	56	11 (11)
777	48	15,4	86,9	11 (10)

Dec – склонение в древней системе координат в градусах; Inc –наклонение в древней системе координат в градусах; α_{95} – доверительный интервал в градусах; n – количество образцов в статистике; N – количество образцов на сайте

Следует отметить, что результаты палеомагнитных исследований по Чекинскому массиву не показали распространенного на Южном Урале и конкретно в ЦМЗ триасового перемагничивания (Аносова, Латышев, 2024; Голованова и др., 2022), для которого характерны относительно хорошо сгруппированные юго-западные склонения ChRM со средними наклонениями. Это свидетельствует о том, что породы массива не были полностью перемагничены в триасе.

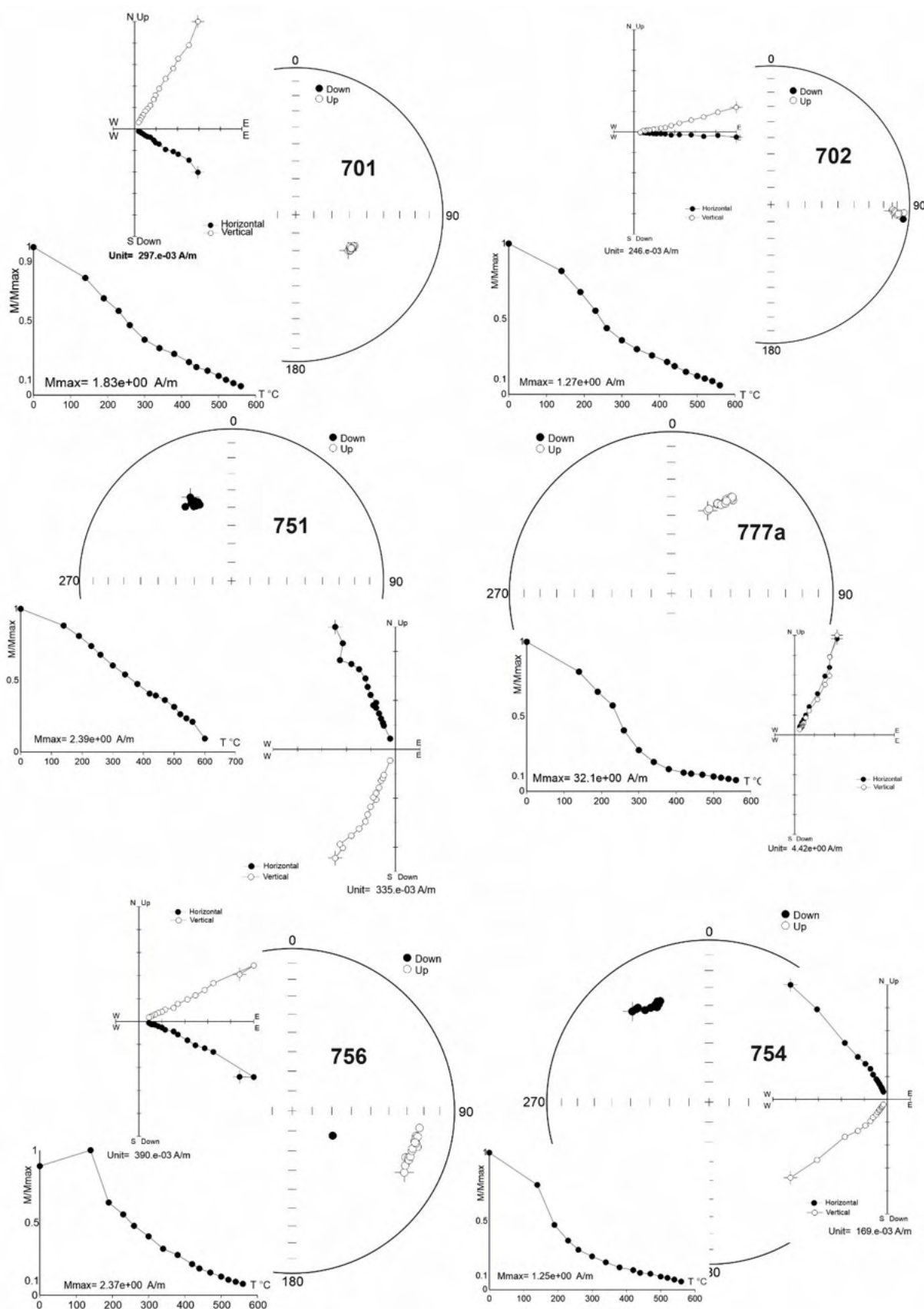


Рисунок 6.1.1 – Диаграммы Зийдervельда для образцов Чекинского массива. Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера

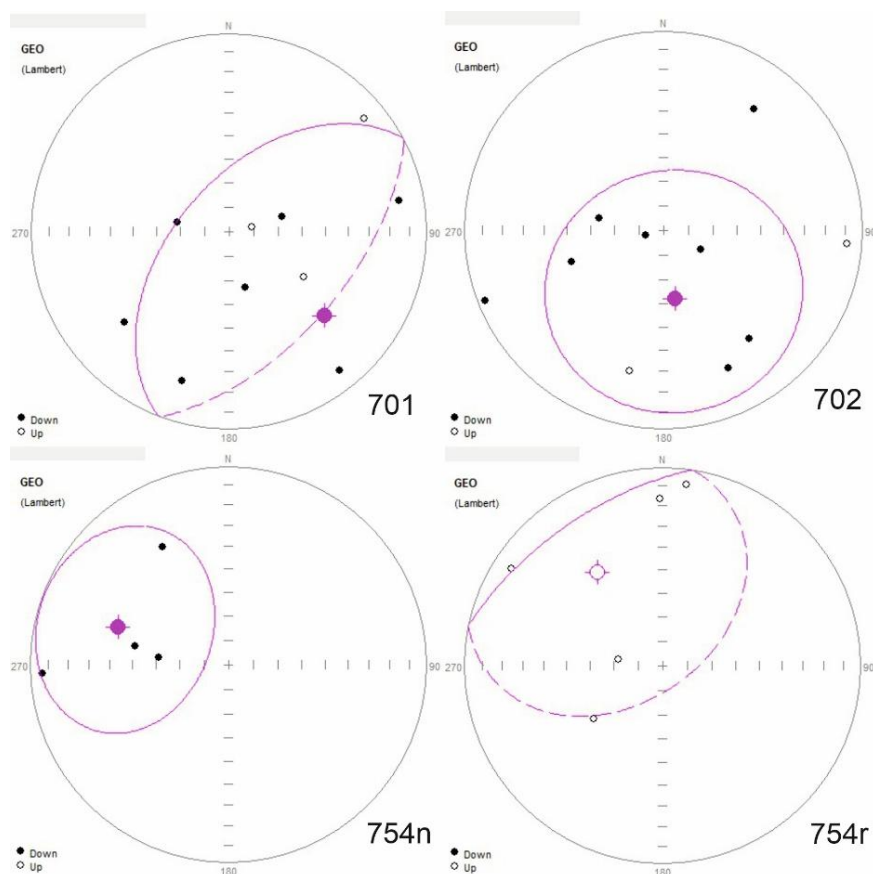


Рисунок 6.1.2 – Направления остаточной намагниченности на Чекинском массиве. Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера

6.2. Крыклинский плутон

На Крыклинском плутоне выделено несколько высоко- и низкотемпературных характеристических компонент ChRM (рис. 6.2.1). Из-за слабых магнитных характеристик, связанных с составом магнитных минералов в породах Крыклинского плутона, описанных в разделе 5.2, не удалось получить достоверные компоненты по всем сайтам. Для эффективного анализа данных использована вышеописанная разбивка сайтов на группы (раздел 5.2; табл. 5.2.1).

Компоненты намагниченности выделялись минимум по трем температурным точкам для высоких температур (400°C и более) и минимум по четырем температурным точкам для низких температур (380°C и меньше). Статистика учтённых для получения образцов показывает, что 33% обработанных образцов были использованы для выделения компонент. Более 60% образцов показали палеомагнитную запись плохого качества и из-за этого не рассматривались. Еще около 7% образцов показали хороший результат, но не попали в основные кластеры направлений ChRM. Если рассматривать

только образцы с хорошей и отличной палеомагнитной записью, то для выделения направлений ChRM были использовано примерно 83% образцов, что укладывается в приемлемую ошибку при анализе данных.

Выявлены высокотемпературные компоненты (НТ), которые присутствуют на сайте 8 и частично на сайте 3. Температуры НТ, по которым выделены компоненты в данном случае, составляют 540–620°C. Остальные образцы имеют только низкотемпературные компоненты (ЛТ), которые выделены в диапазоне температур 140–480°C. В случае сайта 3 НТ и ЛТ компоненты имеют одинаковое направление.

Выделенные ChRM скорее всего являются термоостаточными (TRM), однако нельзя исключать значительное влияние вязкой (VRM) и химической (CRM) намагниченности из-за значительного возраста плутона и описанных геохимических изменений, связанных с метаморфизмом. Магнитные минералы, несущие информацию об остаточной намагниченности, включают в себя магнетит, гематит и гётит, который в процессе температурной чистки преобразовался в гематит с частичным сохранением палеомагнитной информации. В случае Крыклинского плутона на этапе выделения компонент намагниченности сложно определить конкретный тип наиболее стабильной компоненты намагниченности и выделить вторичные компоненты. Эта проблема будет обсуждаться далее в тексте.

Для выявления общих компонент для групп сайтов был использован один эталонный сайт, а также данные об образцах с соседних сайтов, которые входят в ту же группу. Такое объединение производилось только при условии схожести результатов анализа магнитной минералогии и AMS образцов эталонного для группы сайта с добавленными образцами. Эталонные сайты включили: 3, 6, 8, 10, 11, 32.

Полученные направления ChRM по Крыклинскому массиву имеют пологие положительные и отрицательные углы склонения за исключением группы 3, где угол склонения составил - 60° (табл. 6.2.1, рис. 6.2.2; полные данные в приложении 21). При анализе образцов 5-й группы были выделены два направления ChRM – г5.1 и г5.2. Простирания направлений колеблются от 328° до 226° с учетом пересчета групп г4, г5.2 и г6 из предположения о формировании данных ChRM в условиях обратной полярности.

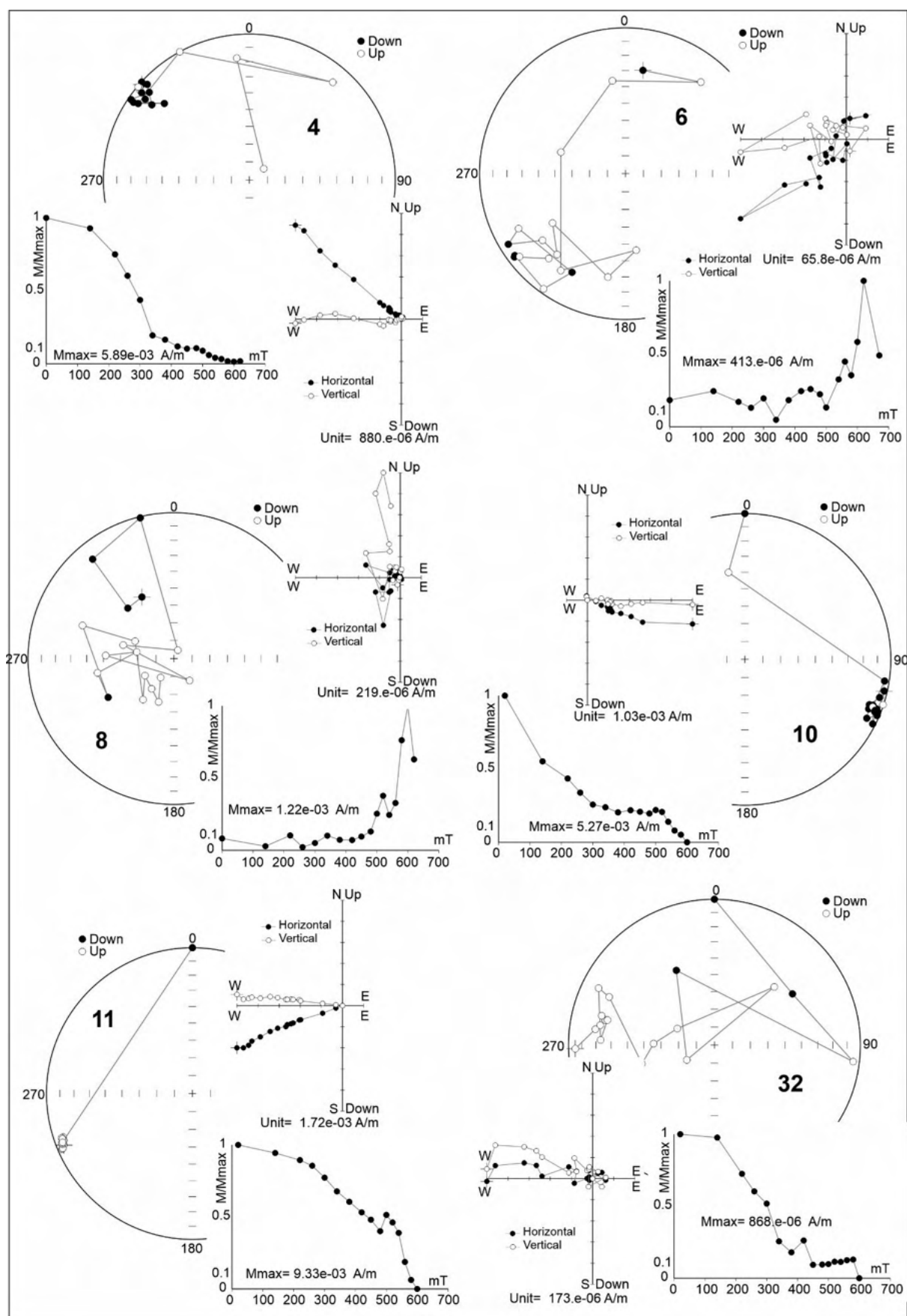


Рисунок 6.2.1 – Диаграммы Зийдervельда по сайтам Крыклинского плутона. Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера. Цифры – номера сайтов

Таблица 6.2.1 – Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов в породах Крыклинского плутона

Группа	Dec	Inc	α_{95}	Plat	Plon	n (N)
Координаты отбора: 52° с.ш, 59,5° в.д,						
г1	328,6	0,5	14	25,83	267,37	10 (42)
г2	226,2	-2,7	14,3	-21,75	1,03	5 (30)
г3	250,7	-57,7	12	-41,78	315,04	6 (10)
г4	284,7	6,4	8,7	10,17	310,86	10(21)
г5.1	238,2	-4,2	15,2	-17,35	349,15	5 (20)
5.2	313	14,8	12,6	27,07	286,51	6 (20)
г6	275,5	-11,2	19,2	-2,1	314,4	5 (20)

Dec – склонение в древней системе координат в градусах; Inc –наклонение в древней системе координат в градусах; α_{95} – доверительный интервал в градусах; Plat – широта палеомагнитного полюса в градусах; Plon – долгота палеомагнитного полюса в градусах; n – количество образцов в статистике; N – количество образцов на сайте

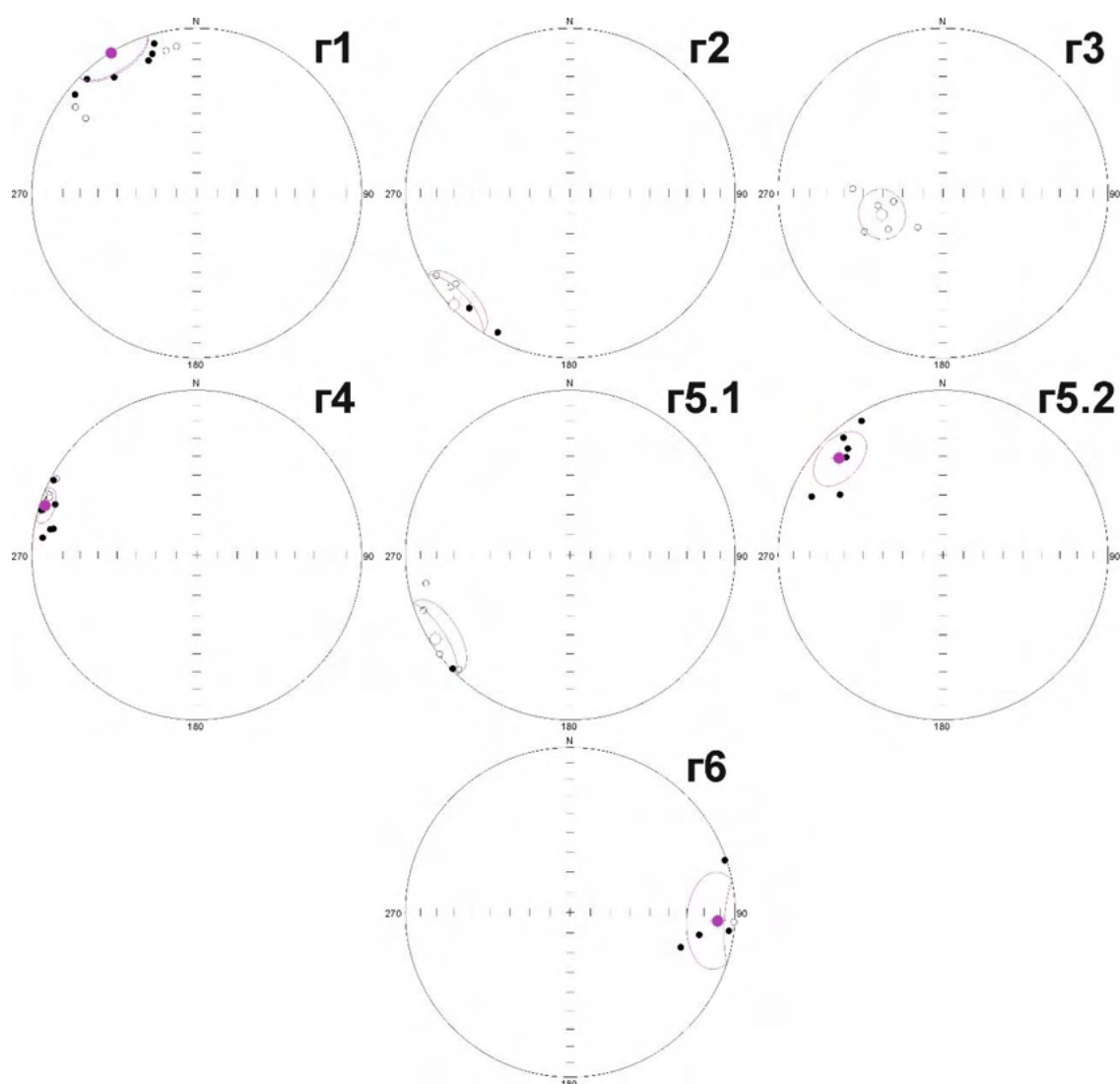


Рисунок 6.2.2 – Направления остаточной намагниченности на Крыклинском плутоне. Цифрами подписаны группы сайтов. Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера

Большой веер простираций ChRM может объясняться двумя причинами: присутствием второй компоненты намагниченности (полного или частичного перемагничивания) или передвижением плутона во время формирования. Если рассматривать возможность влияния второй компоненты намагниченности, наложенной значительно позже формирования пород (TRM, CRM, VRM) то она должна была бы затронуть породы Крыклинского плутона в разной степени. Так, с одной стороны веера простираций должно быть максимальное влияние первичной компоненты, а с другой стороны веера – максимальное влияние вторичной компоненты намагниченности. Перемагничивание пород должно было отразиться на результатах других методов исследования – геохимии и магнитной минералогии и иметь ореолы распространения в пределах плутона. Результаты геохимического анализа и магнитной минералогии четко показывают наличие вторичных изменений в качестве лёгкого метаморфизма и выветривания. Однако, распространение этих изменений по площади Крыклинского плутона равномерны. Из чего можно предположить, что веер простираций не имеет отношения к наличию второй компоненты намагниченности, наложенной через значительный промежуток времени. Это не противоречит литературным данным о перемагничивании пород на Южном Урале после раннекаменноугольного периода (Аносова, Латышев, 2024; Голованова и др., 2022; Латышев и др., 2019), так как перемагничивание описано только на западном склоне Южного Урала и в пределах ЦМЗ. Однако, учитывая долгое время внедрения и остывания расплава на Крыклинском плутоне (опираясь на датировки и геохимические данные) вероятно, что наблюдаемые компоненты ChRM формировались не одновременно и отражают длительный период. Также стоит упомянуть про возможность перемагничивания пород за счет внедрения новых порций расплава. Так если часть расплава уже остыла, и первичная компонента сформировалась, то эта компонента может быть сброшена при внедрении следующей порции расплава. При этом оба внедрения расплава могут относиться к одной фазе внедрения. Такая возможность особенно актуальна при рассмотрении Крыклинского плутона, где установлен значительный разброс возрастов (до 20 млн. лет) и выделены низкотемпературные компоненты, которые наиболее подвержены изменениям из-за прогрева.

Важным фактором при работе с палеомагнитными данными является оценка влияния палеогеомагнитных вариаций (ПГВ) на выделенные компоненты ЕОН. Особенно важно учитывать ПГВ на объектах, породы которых формировались вблизи экватора, например, Крыклинский плутон, из-за чего наиболее подвержены разбросу

направлений ЕОН (Tauxe et al., 2018). Так породы, приобретавшие ЕОН около экватора, дают не симметричные (круглые) кластеры направлений, а вытянутые (овальные). При анализе палеомагнитных данных Крыклинского плутона наблюдаются достаточно большие овалы доверия по сайтам, которые частично отражают влияние ПГВ. Только на сайте 8 (направление г3) овал доверия является симметричным, скорее всего из-за того, что эти направления ChRM сформировались позже, когда Крыклинский плутон и весь Урал находился в более северных палеоширотах. Векр простираций ChRM по всему плутону имеет большую разницу склонений – более 90° при относительно минимальной разнице в наклонениях. ПГВ не могут дать такого значительного разброса склонений. Также породы плутона имеют признаки полных инверсий как в рамках одного сайта, так и по всему плутону. При пересчете направлений на одну полярность фиксируется хорошая сходимость, чего бы не было в случае сильного влияния ПГВ. Таким образом, приняв во внимание повышенные значения α_{95} и разброса склонений можно не учитывать влияние ПГВ на палеомагнитные результаты.

На основе определения направлений ChRM, были получены виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) для каждой группы сайтов (рис. 6.2.2). Полученные ВГП образуют одну линию, за исключением ВГП группы г3, данные о которой скорее всего указывает на перемагничивание пород, так как совпадают с кривыми траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) в районе 230 млн. лет, что соответствует триасу. ВГП групп г2, г4, г5.1 и г6 пересекаются с кривыми ТКДП, однако учитывая общее распределение ВГП и известный возраст Крыклинского плутона – 340–350 млн лет можно заключить, что только ВГП г5.1 (с большой ошибкой) совпадает с соответствующим полюсом по литературным данным (Иосифиди, Храмов, 2013; Torsvik и др., 2012). Подобное распределение ВГП одного объекта исследования в подобной линии соответствует дуге большого круга (по типу «бананового» распределения) (рис. 6.2.3).

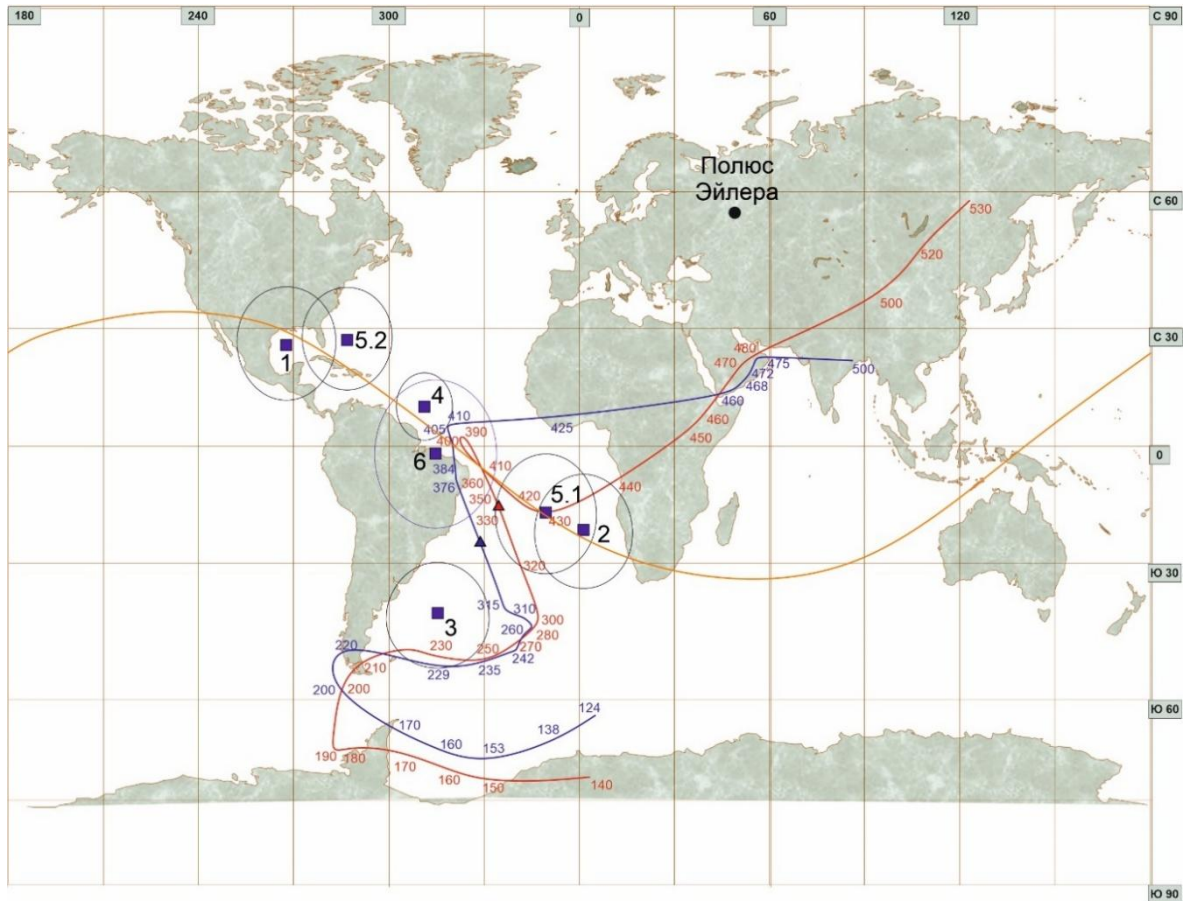


Рисунок 6.2.3 – Положение ВГП групп сайтов на Крыклинском плутоне. Черными квадратами, овалами доверия и цифрами обозначены группы сайтов. Красная кривая и цифры данные о ТКДП Балтики по (Torsvik et al., 2012). Красный треугольник – полюс соответствующий возрасту 340 млн. лет по Торсвику. Сине-фиолетовая кривая и цифры – данные ТКДП ВЕП по (Иосифиди, Храмов, 2013). Сине-фиолетовый треугольник – полюс соответствующий возрасту 340 млн. лет по Иосифиди. Оранжевая линия – дуга большого круга

Для ВГП Крыклинского плутона был посчитан такой большой круг (наклонение = 51,9; склонение = 54,8), который показал хороший доверительный интервал $\alpha_{95} = 5.2$ (рис. 6.2.4), что подтверждает правильность интерпретации распределения полюсов, как «банановое», а не случайное. Также на дугу большого круга точно попал полюс, соответствующий 340 млн лет по (Torsvik et al., 2012). Полюс, соответствующий возрасту 350 млн лет не так хорошо ложится на график, что говорит о том, что блок Крыклинского плутона присоединился к ВЕК чуть раньше 340 млн лет если опираться на данные Торсвика. Точное сравнение с ТКДП в работе (Иосифиди, Храмов, 2013) не представляется возможным в случае Крыклинского плутона из-за отсутствия в этой работе данных о ТКДП с 375 до 315 млн лет. Однако при рассмотрении ТКДП по данным Иосифиди можно предположить, что блок Крыклинского плутона присоединился к ВЕК

в районе 400 млн лет, что не соответствует литературным данным о движениях Восточно-Уральской мегазоны в этом отрезке времени.

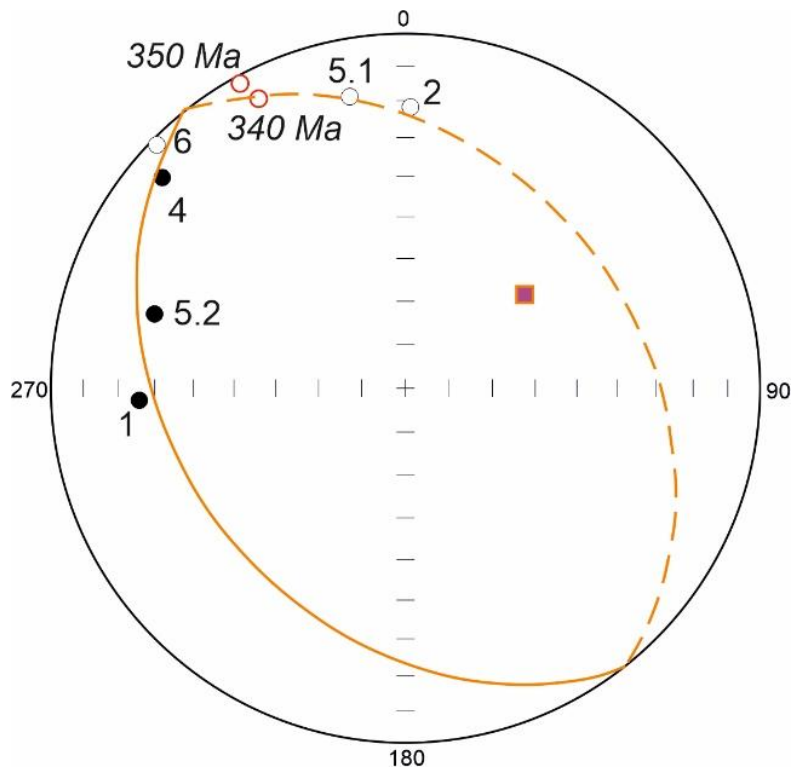


Рисунок 6.2.4 – Распределение ВГП и, соответствующие их распределению, дуги больших кругов для Крыклинского плутона. Залитые символы – проекция на северное полушарие; открытые символы – на южное полушарие. Оранжевые линии – расчетные дуги большого круга (сплошная линия – северное полушарие, пунктирная – южное полушарие). Сиреневый квадрат с контуром – проекция нормали к большому кругу с доверительным интервалом, проекция на северное полушарие. Красным цветом отмечены полюсы соответствующую 340 и 350 млн лет по (Torsvik et al., 2012)

Дополнительным подтверждением закономерности связи между полученными полюсами являются посчитанные полюсы Эйлера (полюс, вокруг которого происходит вращение объекта исследований) для каждой группы сайтов (табл. 6.2.2). Начальной точкой вращения являлся полюс группы, а конечной - полюс, соответствующий 340 млн лет по (Torsvik et al., 2012). Группа 3 была исключена из расчётов из-за несоответствия общей закономерности распределения полюсов в результате перемагничивания. У остальных групп обнаружен один полюс вращения, который хорошо совпадает с данными по дуге большого круга Крыклинского плутона.

Таблица 6.2.2 – Полюсы Эйлера для групп сайтов Крыклинского плутона

Группа	Долгота	Широта	Угол
г1	57,9	47,9	72,9
г2	60,5	46,3	-29,6
г4	48,3	52,5	29,5
г5.1	59,7	46,8	-17,6
г5.2	48,9	52,3	57,9
г6	68	39,2	19,9
<i>Среднее значение</i>	<i>57,2</i>	<i>47,5</i>	<i>---</i>

Полюсы Эйлера посчитаны к полюсу, отвечающему 340 млн лет по (Torsvik et al., 2012). Положительный угол – поворот против часовой стрелки; отрицательный угол – поворот по часовой стрелке

Полученные палеомагнитные данные полностью отвечают только одному критерию достоверности (Van der Voo, 1990) – наличию направлений полярности обратной основному массиву направлений. Первые три критерия выполняются с оговорками, так как: 1) точно неизвестно взаимоотношение блока Крыклинского плутона со стабильным блоком ВЕК во время формирования плутона; 2) некоторые полученные направления имеют α_{95} более 16 и количество образцов не во всех случаях превышает 10; процесс размагничивания не всегда показывал стабильную запись. Несмотря на низкое выполнение критериев достоверности, данным по Крыклинскому плутону можно доверять благодаря статистической обработке, для выделения наиболее стабильной компоненты намагниченности, которая является наиболее древней. Также нужно отметить схождение данных между собой, чего бы ни произошло в случае несистемного намагничивания, например, как на Чекинском массиве.

В рамках геологической интерпретации движений плутона, распределение полюсов на дуге большого круга свидетельствует о том, что по мере формирования плутон вероятнее всего испытывал вращение. Так как известно из предыдущего раздела и литературных данных (Лисов и др., 2018), что изученная фаза Крыклинского плутона сформировалась на протяжении длительного времени в раннекаменноугольной эпохе (358–333 млн. лет) в ходе косой коллизии Восточно-Уральской мегазоны с ВЕК, можно предположить, что вращение плутона было напрямую связано со сдвиговой левосторонней кинематикой в регионе.

По мере вращения разные участки плутона остывали поочередно, что привело к приобретению «медленной» ChRM (Храмов и др., 1982). По окончанию сдвиговых процессов плутон занял положение, полностью соответствующее представлениям о расположении ВЕК. Учитывая совпадение ВГП группы №3 с триасовым полюсом ВЕК

можно также утверждать, что описанное вращение относительно ВЕК закончилось до триаса.

Точный возраст рассмотренной ChRM и, соответственно, предположение о вращении Крыклинского плутона в период формирования плутона (358–333 млн. лет) нуждаются в дополнительных доказательствах. Для установления периода вращений полученные палеомагнитные данные будут сравниваться между собой и с литературными данными.

6.3. Чилектинский плутон

Палеомагнитный анализ пород Чилектинского плутона позволил выделить достоверные компоненты ChRM практически по всем 11 сайтам (рис. 6.3.1, прил. 22). Основная часть выделенных компонент относится к высокотемпературным на всех сайтах (500–580°C). На сайтах 14 и 15 также выделены низкотемпературные компоненты (220–450°C), которые в пределах значений α_{95} соответствуют НТ компонентам на тех же сайтах и поэтому не будут отдельно представлены на рисунках.

Характер выделенных ChRM скорее всего относится к TRM. Подтверждением этому служит наибольшее влияние магнетита в сохранении ЕОН и высокие температуры при выделении компонент. Возможность присутствия глобальной для плутона CRM компоненты маловероятна из-за низкой степени изменения пород Чилектинского плутона. Однако, на некоторых сайтах наблюдается хаотичная запись при низких температурах прогрева, что указывает на влияние вторичных компонент намагниченности. Эти вторичные компоненты были выделены и исключены из общего анализа данных.

Влияние ПГВ на направления ChRM на Чилектинском плутоне аналогично Крыклинскому плутону. Чилектинский плутон формировался в субэкваториальных широтах и имеет вытянутые овалы доверия. В данном случае вопрос ПГВ также не рассматривается, как потенциальное объяснение распределения направлений ChRM по тем же причинам, что и у Крыклинского плутона (сильный разброс склонений, верификация данных благодаря полным инверсиям).

Для выделения направлений ChRM было использовано 65% образцов из коллекции. При этом все обработанные образцы показали хорошую палеомагнитную запись, но не на всех сайтах кучность образцов оказалась хорошей. Так 35% образцов показали направления ChRM сильно отличающиеся от основных роев направлений на сайтах. Направление выделялось при наличии хотя бы трех образцов в рое. Стоит

отметить, что в большинстве случаев для 35% образцов, направления ChRM совпадали с другими сайтами, а не являлись хаотичными для Чилектинского плутона в целом.

Предположительно, если бы с каждого сайта был отобрано больше образцов, то общая статистика использованных образцов для выделения направлений ChRM была бы лучше за счет верификации изученных образцов новыми образцами. Таким образом качество палеомагнитной записи на Чилектинском плутоне является хорошим и отражает древнюю компоненту ЕОН, однако из-за большого разброса направлений, количество обработанных образцов не позволяет приблизить статистику использованных образцов к 100%.

Количество полученных направлений ChRM превышает количество сайтов за счет дополнительных направлений по двум LT компонентам и выявлении двух направлений на сайтах 13 и 21. Благодаря чётким данным по направлениям ChRM на Чилектинском плутоне и равномерному распределению сайтов по площади плутона группировка сайтов аналогичная разделению на группы сайтов Крыклинского плутона по отношению к определенному выходу пород в данном случае не целесообразна. На сайтах 18, 19, 22 и 23 выделение направлений по методу Фишера (Fisher, 1953) вызвало некоторые затруднения из-за разброса направлений. Для решения этой проблемы сайты 18 и 19 были объединены для увеличения количества рассматриваемых направлений и уменьшения доверительного интервала. Объединение этих сайтов возможно благодаря их близкому расположению и принадлежности к одной фазе внедрения. В случае сайтов 22 и 23 для вычисления направления ChRM использованы, как направления, полученные по методу Фишера (Fisher, 1953), так и на основе построения дуг больших кругов. Финальные направления по сайтам 22 и 23 получены с помощью анализа в программе Энкина (Enkin, 1994).

Некоторые направления были пересчитаны на значения, соответствующие обратной полярности (склонение $+ 180^\circ$; наклонение $\times -1$) исходя из предположения о формировании сайтов в условиях различной полярности (из-за вековых вариаций), но схожих направлениях ChRM.

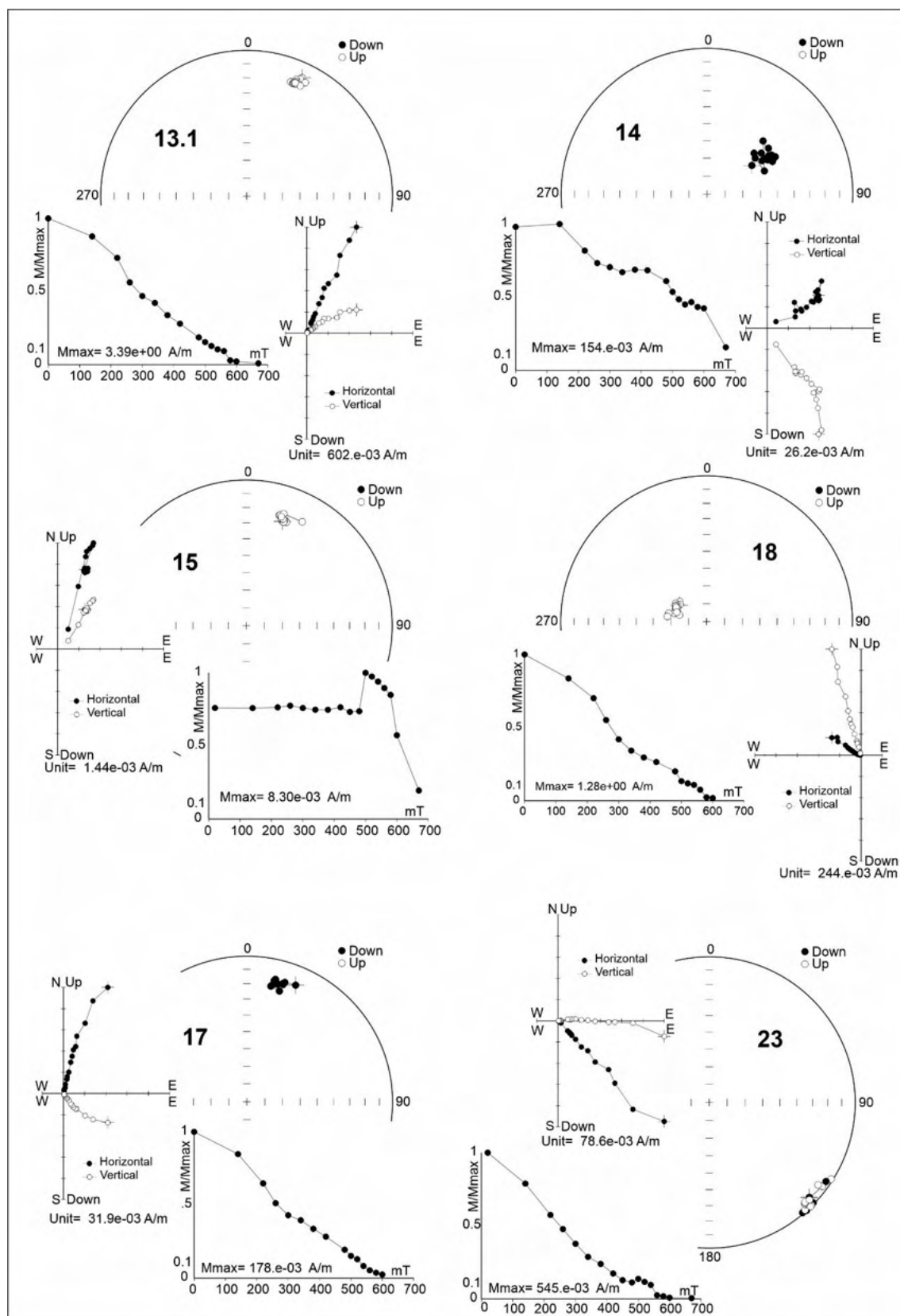


Рисунок 6.3.1 – Диаграммы Зийдervельда для образцов Чилектинского плутона. Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера

Направления ChRM образуют четыре группы: 1) с южным склонением и небольшими углами наклона; 2) с разбросом склонений от северо-западного до юго-западного и повышенными наклонениями относительно группы 1; 3) со средними отрицательными углами наклона (более -39°); 4) с высоким углом наклона (табл. 6.3.1; рис. 6.3.2).

Таким образом, палеомагнитные данные по Чилектинскому плутону отвечают 2 критериям достоверности (Van der Voo, 1990). Несмотря на приведенные данные о возрасте пород, точный возраст каждого сайта не может быть определен. Значения ошибок α_{95} в большинстве случаев не превышают 16, но количество образцов для каждой выделенной компоненты лишь в двух случаях составляют 10. Процесс размагничивая в большинстве случаев дал четкую запись. Также на Чилектинском плутоне зафиксированы направления с обратной полярностью.

Таблица 6.3.1 – Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов в породах Чилектинского плутона

Фаза	Направление ChRM	Dec	Inc	α_{95}	Plat	Plon	n (N)
Координаты отбора: 52,6° с.ш, 59,1° в.д,							
kr2	23	314,5	13,5	15,6	27,24	284,6	5 (10)
kr3	18-19	172,9	84,9	11,6	49,24	53,71	7 (20)
ch1	14	65	39,2	5,6	-31,63	331,52	10 (10)
ch1	14 LT	55,7	46,7	7,1	-41,08	336,3	7 (10)
ch1	15	12,1	-25,4	4,8	-16,68	39,51	10 (10)
ch1	15 LT	24,2	-30	4,5	-12,06	28,05	7 (10)
ch1	16	64,1	20,3	35,2	-22,07	339,16	4 (10)
ch1	20	209,9	9,6	6,9	-21,63	19,5	5 (10)
ch2	13.1	177,8	16,6	15,8	-22,2	54,15	6 (10)
ch2	13.2	295,4	12,1	16,2	18,02	302,63	4 (10)
ch2	17	187,1	9,5	18,7	-25,67	43,95	9 (10)
ch2	21.1	66,5	14	16,6	-17,96	338,73	4 (11)
ch2	21.2	352	-25,3	33,3	-17,11	59,95	3 (11)
ch2	22	286,6	-4,6	13,4	6,38	306,28	6 (11)

Dec – склонение в древней системе координат в градусах; Inc – наклонение в древней системе координат в градусах; α_{95} – доверительный интервал в градусах; Plat – широта палеомагнитного полюса в градусах; Plon – долгота палеомагнитного полюса в градусах; n – количество образцов в статистике; N – количество образцов на сайте

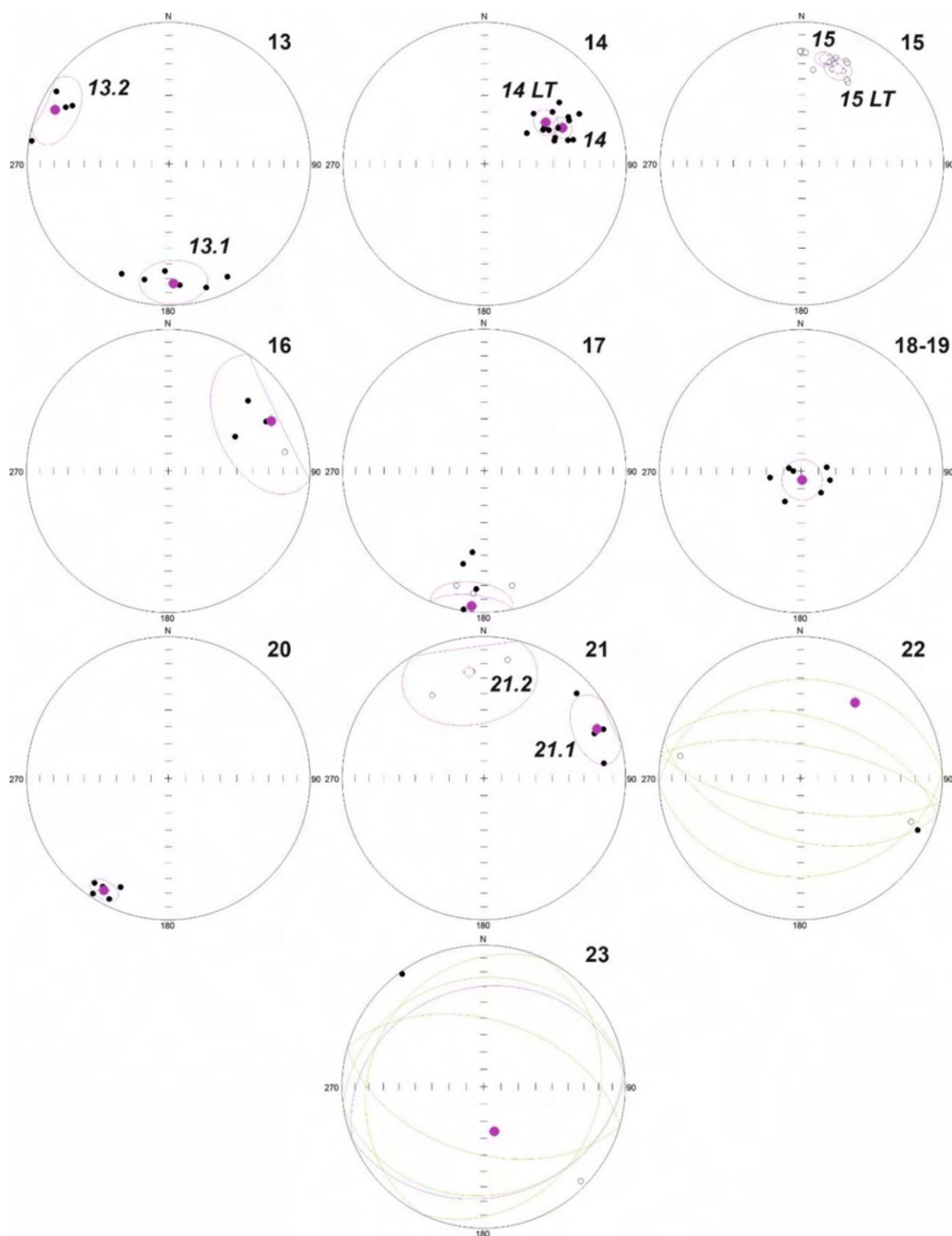


Рисунок 6.3.2 – Направления остаточной намагниченности на Чилектинском плутоне. Цифрами подписаны направления ChRM. Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера

Как и в случае Крыклинского плутона, веер простираций ChRM Чилектинского плутона скорее всего не связан с распространением вторичной компоненты намагниченности по тем же причинам. Также породы Чилектинского плутона не

показывают сильных вторичных изменений, которые могли бы указывать на процесс сильного перемангничивания после окончания формирования плутона.

Рассчитанные ВГП показывают распределение схожее с распределением ВГП на Крыклинском плутоне для более западной группы ВГП №1 (13.2, 16, 21, 22, 23) с пересечением кривых ТКДП на отрезке соответствующим возрастам 430–320 млн лет (рис. 6.3.2). ВГП восточной группы №2 (13.1, 15, 17, 20 и 21.2) образуют свою группу к востоку от предыдущей без пересечений с кривыми ТКДП и показывают слабый линейный тренд (рис. 6.3.3). Полюсы сайта 14, представленные НТ и ЛТ компонентами находятся южнее и попадают на кривую ТКДП по (Иосифиди, Храмов, 2013). Из всех ВГП выделяется ВГП для сайтов 18–19, который попадает в северное полушарие в районе 500 млн лет на кривой ТКДП в работе (Torsvik et al., 2012).

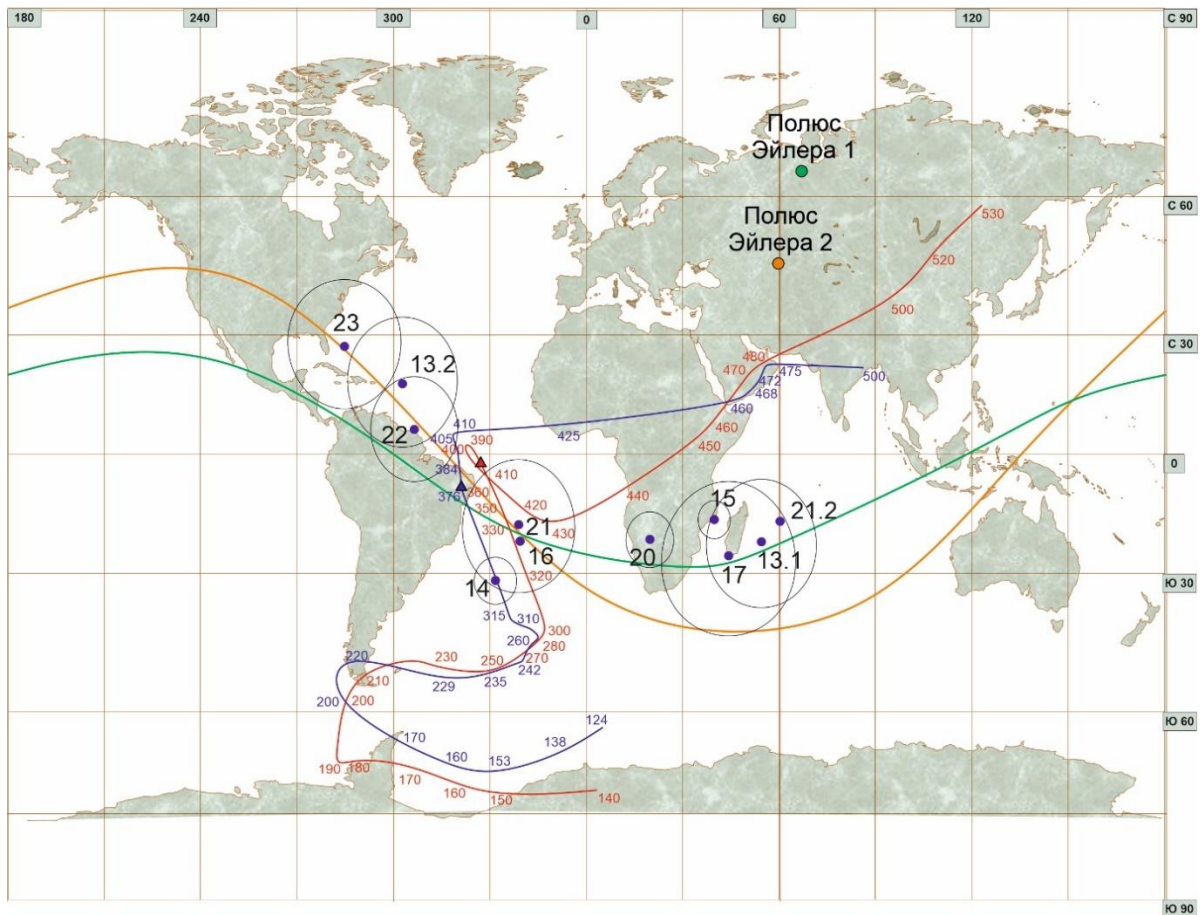


Рисунок 6.3.3 – Положение ВГП на Чилектинском плутоне. Черными квадратами, овалами доверия и цифрами обозначены группы сайтов. Красная кривая и цифры данные о ТКДП Балтики по (Torsvik et al., 2012). Красный треугольник – полюс соответствующий возрасту 380 млн. лет по Торсвику. Сине-фиолетовая кривая и цифры – данные ТКДП ВЕП по (Иосифиди, Храмов, 2013). Сине-фиолетовый треугольник – полюс соответствующий возрасту 377 млн. лет по Иосифиди. Оранжевая линия – группа ВГП №1. Зелёная линия – группа ВГП №2

Интерпретация полученных ВГП с учетом геологических данных позволяет определить, что все полюсы кроме ВГП сайта 14 не соответствуют ТКДП ВЕК в период формирования Чилектинского плутона – средне- и позднедевонская эпоха (380 млн лет по датировке 2-й фазы чилектинского комплекса). ВГП 14 и 14LT хорошо ложатся на кривую ТКДП в районе 325–310 млн лет (рис. 6.3.3), что указывает на формирование ЕОН в следствие перемагничивания или формирования пород сайта 14 во второй половине каменноугольного периода. Факт существования более поздней компоненты ЕОН дополнительно подтверждается расположением ВГП НТ и LT компонент – они оба лежат ровно на кривой ТКДП, и LT ВГП находится ближе к отметке 315 млн лет, соответственно эта компонента была сформирована несколько позже по мере остывания породы. Наличие средне-позднекаменноугольного ВГП говорит о том, что остальные ChRM других сайтов были сформированы раньше. Таким образом, можно исключить каменноугольное перемагничивание пород большинства сайтов.

ВГП 18-19 нельзя достоверно сопоставить с известными ТКДП ВЕК. Предположительно породы сайтов 18 и 19 были перемагничены в неустановленных условиях и временном отрезке. Стоит отметить, что сайты 18 и 19 находятся на границе двух фаз и по данным AMS представлены магматическим телом по морфологии схожим с дайкой, поэтому выделяющееся направление ChRM может быть связано с внедрением более молодых интрузивных тел и последующем перемагничиванием или тектоническим воздействием (наклонением изначальной вертикали тела). Из-за невозможности интерпретации ВГП по сайтам 18-19 был исключен из дальнейшего анализа.

Сравнение полученных ВГП с литературными данными по Чилектинскому (Шиликтинскому в литературе) плутону (Данукалов, 1975) не показало четких совпадений. Н.Ф. Данукалов выделил три различные компоненты: 1) соответствующую позднему докембрию; 2) раннему кембрию; 3) границе триаса – юры.

Распределение полюсов группы 1 соответствует одной модельной дуге большого круга с α_{95} равным 5,1 и элементами залегания $D = 47$; $I = 45,2$ (рис. 6.3.4). Вторая группа полюсов хорошо ложится на вторую модельную дугу большого круга с α_{95} равным 14.4 и элементами залегания $D = 30.6$; $I = 68.3$ (рис. 6.3.4).

Для двух групп ВГП, формирующих дуги большого кругов, посчитаны полюсы Эйлера (табл. 6.3.2). Полученные данные хорошо согласуются внутри групп, указывая на общий для сайтов Эйлера полюс. Исключение составляет ВГП 22, Эйлеров полюс которого находился значительно восточнее.

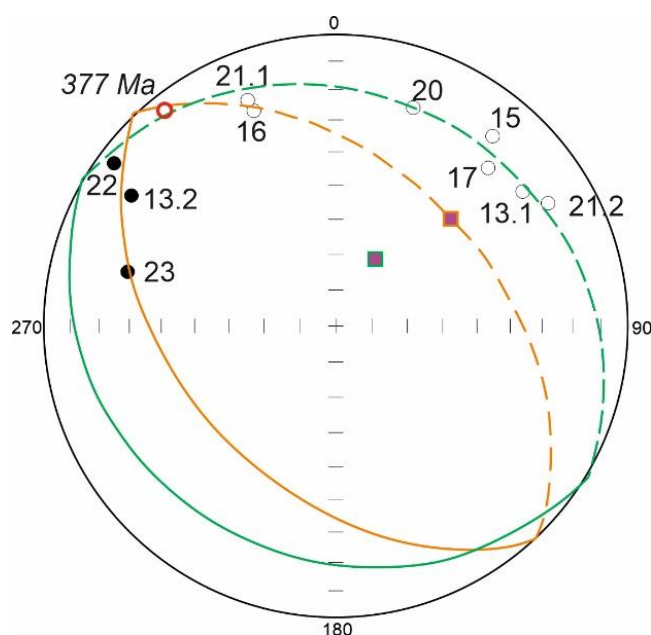


Рисунок 6.3.4 – Распределение ВГП и, соответствующие их распределению, дуги больших кругов для Чилектинского плутона. Залитые символы – проекция на северное полушарие; открытые символы – на южное полушарие. Оранжевые линии – расчетные дуги большого круга для полюсов 2, 5, 4*, 10 (сплошная линия – северное полушарие, пунктирная – южное полушарие). Зеленые линии – расчетные дуги большого круга для полюсов 1, 3, 9 (сплошная линия – северное полушарие, пунктирная – южное полушарие). Сиреневый квадрат с оранжевым контуром – проекция нормали к большому кругу с доверительным интервалом для полюсов 2, 5, 4*, 10, проекция на северное полушарие. Сиреневый квадрат с зелёным контуром – проекция нормали к большому кругу с доверительным интервалом для полюсов 1, 3, 9, проекция на северное полушарие. Красным цветом отмечен полюс, соответствующий 377 млн лет по (Иосифиди, Храмов, 2013)

Таблица 6.3.2 – Полюсы Эйлера для групп ВГП Чилектинского плутона

Полюс	Долгота	Широта	Угол
Группа 1			
13.2	56	61.5	-21
16	30.8	55.2	-34.1
20	61	63.8	-64
21	31.4	55.3	-29.4
23	54.6	60.9	-40
Среднее значение	46,8	59,3	---
Группа 2			
13.1	67.2	67.9	-84.5
15	70.6	71.4	-81.1
17	62.78	64.8	-86.7
21.2	72.4	73.8	-79.4
22	82.8	153.4	-14.6
Среднее значение (кроме ВГП 22)	68,3	69,5	---

Полюсы Эйлера посчитаны к полюсу, отвечающему 377 млн лет по (Иосифиди, Храмов, 2013)

Расчет двух дуг больших кругов для ВГП Чилектинского плутона является условным из-за больших овалов доверия для большинства ВГП. Одной из возможных причин несоответствия групп ВГП являются палеогеографические вариации, которые повлияли на одну из групп. Вторая возможная причина деления ВГП на две группы заключается в постепенном изменении параметров вращения плутона по мере его формирования. Исходя из второй возможной причины расхождения групп ВГП можно предположить смещение оси вращения Чилектинского плутона.

Обе группы ВГП Чилектинского плутона зафиксированы в одних и тех же фазах. Например, на сайте 13 выделены две ChRM, которые относятся к разным группам. ВГП 13.2 относится к той же группе, что и ВГП сайта 23, который представлен самыми древними породами на плутоне (2-я фаза краснинского комплекса). Другой ВГП сайта - 13.1, который относится ко второму этапу вращения, близок по расположению к ВГП сайта 15. Учитывая то, что породы сайта 15 представлены дайкой в пределах 1-й фазы внедрения чилектинского комплекса, можно связать формирование ChRM 13.1 с магматическим этапом внедрения, который привел к внедрению дайки сайта 15. Таким образом, этап вращения, отвечающий группе 1 (табл. 6.3.2) можно назвать первым (более древним), а этап вращения, отвечающий группе 2 (табл. 6.3.2) – вторым (более молодым).

Приобретение ChRM первой группой скорее всего связано с изначальным внедрением фаз чилектинского комплекса Чилектинского плутона. Учитывая последовательное внедрение краснинского, а затем чилектинского комплекса, внедрение расплава чилектинского комплекса могло привести к приобретению частью пород краснинского комплекса новых направлений ChRM. На приобретение новой компоненты ChRM породами краснинского комплекса указывает расположение ВГП сайта 23 в одной группе с ВГП чилектинского комплекса. ChRM второй группы полюсов, относящиеся к второму этапу вращения скорее всего связаны с внедрением расплава после формирования основных тел плутона. Многочисленные дайки описанные в литературе (Лисов и др., 2018) и подтвержденные петромагнитными данными (например, дайка на сайте 15), а также сложная система подводных каналов, смоделированных по данным магниторазведки, являются наиболее вероятными причинами частичного подплавления пород чилектинского комплекса, которое привело к появлению второй группы направлений ChRM. Тектонической причиной поздних внедрений расплава и изменением параметров вращения могло послужить присоединение Магнитогорской дуги к ВЕК.

6.4. Обсуждение результатов палеомагнитных исследований

Вопрос надежности данных и их интерпретации по Крыклинскому и Чилектинскому плутонам, связанный с со сложной многокомпонентой ЕОН, описанной на нескольких сайтах плутонов, и слабыми магнитными характеристиками Крыклинского плутона, разрешается с помощью фильтрации данных, где рассматриваются только самые стабильные направления остаточной намагниченности. После такой фильтрации осталось небольшое количество образцов. Однако, на основании этих образцов можно делать выводы за счет их верификации путем сравнения между собой и с литературными данными.

Важным фактором, влияющим на интерпретацию тектонических движений Чилектинского и Крылинского плутонов, является сопоставление возраста изученных пород и их ChRM. Так для установления последовательности приобретения пород ChRM необходимо знать четкий возраст пород. В случае рассмотренных плутонов установить возраст приобретения ChRM крайне проблематично из-за отсутствия достоверных датировок для всех сайтов, длительного времени формирования плутонов, возможности приобретения породами вторичных компонент намагниченности из-за внедрения более молодых фаз внедрения и сильным различием температуры закрытия U-Pb системы в цирконе и температуры, при которой формируется ChRM. Последний пункт можно рассмотреть на примере сайта 13.

Для пород сайта 13 был получен достоверный возраст – 380 млн. лет. Это означает, что на момент 380 млн. лет назад расплав остыл примерно до температуры в 900 °C. В этот момент компонента ChRM еще не сформировалась (в данном случае ChRM выделена по температурам 480-580 °C). Скорость остывания расплава Чилектинского плутона достоверно неизвестна и может занимать в гранитоидных плутонах от тысяч лет до нескольких миллионов лет (Scaillet et al., 1996; Whalen et al., 1991). Также существует возможность неравномерного остывания расплава (например, быстрое от 1000 °C до 600 °C и медленное от 600 °C до 400 °C) и в случае Чилектинского плутона, вероятно повышение температуры из-за повторных внедрений расплава. Таким образом, при тектонической интерпретации распределения ВГП необходимо исходить из предположения, что ChRM формировалась на протяжении длительного отрезка времени. Так породы сайта 13 приобрели одну компоненту при изначальном остывании расплава, а вторую – при повторном остывании, тем самым запечатлев большой отрезок времени.

Полученные ВГП по Крыклинскому и Чилектинскому плутонам не совпадают с известными кривыми ТКДП (Иосифиди, Храмов, 2013; Torsvik et al., 2012) из-за перемещений плутонов в процессе их формирования и относятся к «банановому» типу распределения. Такое же распределение было обнаружено на других объектах исследований в пределах Магнитогорской мегазоны (Голованова и др., 2018; Данукалов и др., 2018; Правикова и др., 2026) (рис. 6.4.1), а также в пределах Восточно-Уральской мегазоны (Правикова и др., 2025б), что подтверждает глобальное для Магнитогорской мегазоны распределение ВГП.

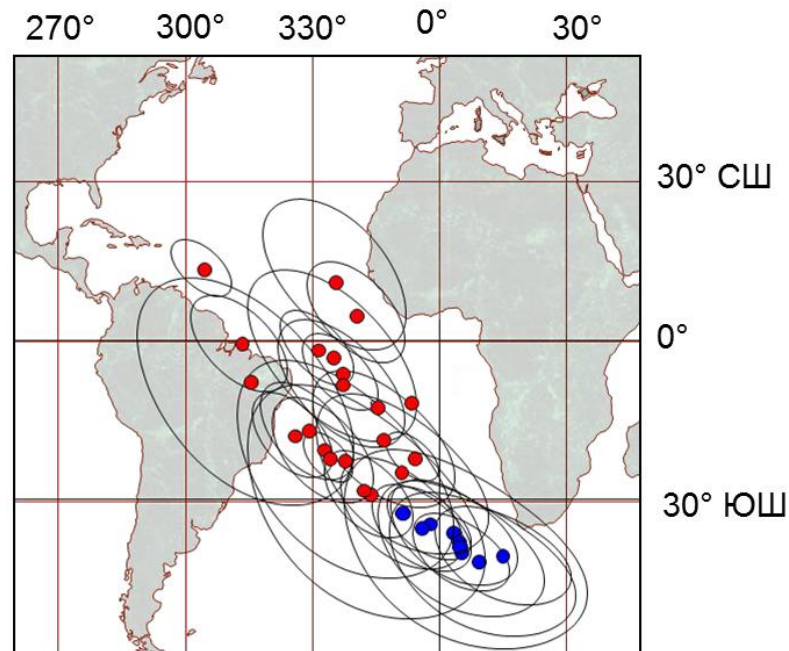


Рисунок 6.4.1 – Распределение ВГП в пределах Магнитогорской мегазоны по литературным данным. Черные овалы – овалы доверия. Красные символы – полюсы вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена (Данукалов и др., 2018); синие символы – полюсы вулканитов березовского комплекса (Правикова и др., 2026)

Передвижения плутонов могут иметь разные механизмы (Beck Jr., 1999): 1) вращение вокруг вертикальной оси; 2) латеральное перемещение; 3) завал вертикальной оси вследствие тектонических событий. Последний механизм описан в литературе (Лубнина и др., 2024; Beck Jr., 1992) и мог бы быть актуален в случае объектов исследования в данной работе, однако очень близкое расположение и характер распределения ВГП на Крыклинском плутоне, Чилектинском плутоне и литературных данных по разным подзонам Магнитогорской мегазоны исключают этот механизм, так как невозможно полагать, что во всех случаях породы находясь в разных тектонических зонах испытали практически идентичный завал вертикальной оси. Наиболее реалистичным механизмом передвижения плутонов можно считать сочетание событий

вращения и перемещения тектонических блоков, в которых находятся изучаемые плутоны. Предположение о таком значительном вращении всей Магнитогорской палеодуги и Восточно-Уральского конгломерата террейнов маловероятно. Некоторое перемещение очевидно могло быть связано с процессом коллизии Магнитогорской палеодуги и Восточно-Уральских террейнов с ВЕК, в ходе которой обе структуры активно перемещались. Однако, только перемещения не могли бы дать такой сильный разброс ВГП – для этого обоим плутонам надо было бы переместиться на более чем тысячу километров с одинаковой и очень высокой скоростью, что маловероятно. Таким образом, можно полагать, что превалирующим механизмом передвижения блоков плутонов являлось вращение вокруг вертикальной оси.

Изучение механизмов вращения блоков в сдвиговых зонах началось с работ В. Риделя и продолжилось в последующих исследованиях. Уэлс и Хеллер (Wells, Heller, 1988) представили схему двух предлагаемых механизмов, иллюстрирующих этот процесс (рис. 6.4.2). Один из них напоминает механизм, разработанный Риделем, известный как "домино" (рис. 6.4.2А), а другой представляет собой оригинальную конструкцию - "шарикоподшипник" (рис. 6.4.2Б). Механизм "домино" объясняет вращение вытянутых блоков, которые перемещаются по последовательности антитетических локальных сдвигов. Для реконструкции вращения компактных, геометрически одинаковых блоков более соответствует механизм "шарикоподшипник". Для больших и вытянутых тектонических блоков скорее подходит механизм «домино». Учитывая предполагаемый механизм формирования Чилектинского плутона как магматического дуплекса (Тевелев и др., 2025) и схожую форму с Крыклинским плутоном, имеются основания ориентироваться на модель вращения «домино» для обоих плутонов.

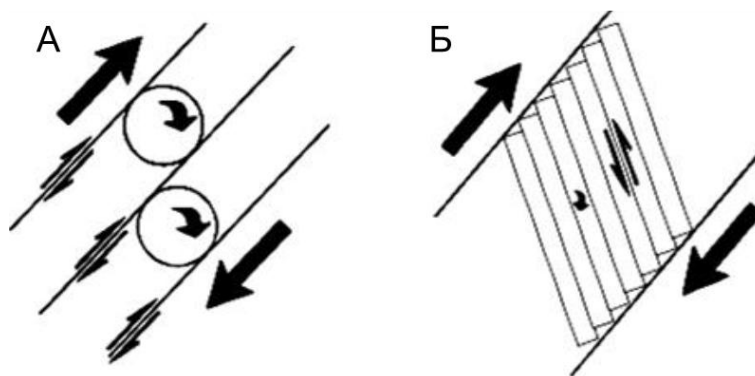


Рисунок 6.4.2 – Механизмы вращения блоков в сдвиговых зонах (Wells, Heller, 1988): А– "шарикоподшипник", Б – "домино"

По результатам палеомагнитных исследований можно сделать вывод о том, что Восточно-Уральская мегазона присоединялась к ВЕК сразу после Магнитогорской мегазоны и скорее всего обе мегазоны имели одинаковую сдвиговую компоненту, так как она определялась, в первую очередь движением ВЕК, а не мегазон. Этим объясняется схожесть дуг больших кругов на Крыклинском и Чилектинском плутонах. У более древнего Чилектинского плутона наблюдается более сложная история перемещений, вероятно связанная с тем, что Чилектинский плутон начал формироваться до коллизии с ВЕК во время активного дрейфа Магнитогорской палеодуги в сторону ВЕК и породы плутона были либо повторно нагреты или не смогли быстро остыть из-за магматических процессов, связанных с коллизией Магнитогорской палеодуги с ВЕК или даже коллизией Восточно-Уральской мегазоны с Магнитогорской мегазоной. Породы неплюевского комплекса Крыклинского плутона изначально формировались в процессе присоединения Восточно-Уральской мегазоны к ВЕК и, соответственно, сохранили палеомагнитную запись соответствующую только раннекаменноугольной эпохе.

Таким образом, установлено, что ВГП Крыклинского и Чилектинского плутонов распределены вдоль дуг больших кругов, что свидетельствует о наличии внутриблоковых сдвиговых перемещений и/или вращений. Выявлены признаки параллельного движения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон в раннем каменноугольном периоде.

Эти сведения позволяют сформулировать третье защищаемое положение: Палеомагнитные данные свидетельствуют о наличии внутриблоковых перемещений и/или вращений Чилектинского и Крыклинского плутонов.

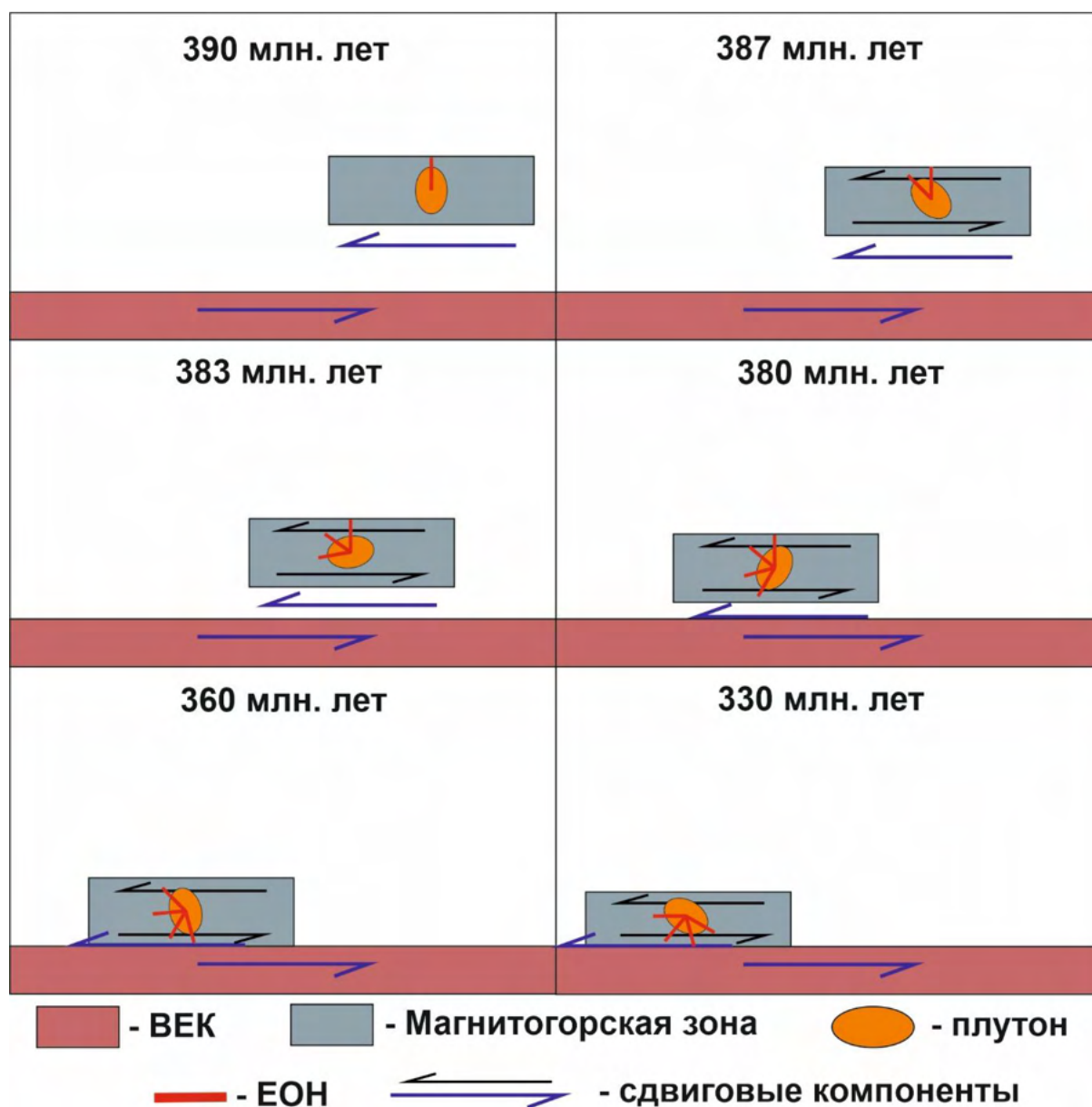


Рисунок 6.4.3 – Схематическая модель вращения плутона и сопутствующего приобретения породами ЕОН во время его формирования на примере Чилектинского плутона. Черные стрелки – сдвиговые компоненты в пределах ММЗ, фиолетовые стрелки – сдвиговые компоненты ММЗ относительно ВЕК

Заключение

Комплексный характер исследования плутонических образований является ключевым в изучении процессов формирования и развития горных систем, состоящих из множества зон разного генезиса и размеров. Коллизия тектонических блоков запускает магматические процессы, как синколлизийные, так и постколлизийные, связанные с постороженным коллапсом и рифтогенезом. Детальные сведения о строении, возрасте и механизмах формирования плутонов позволяют получить объемную многостороннюю информацию, которую трудно получить, полагаясь лишь на исследования вулканических и осадочных пород. Это относится к определению векторов локальных палеонапряжений, геодинамической истории региона в случае отсутствия вулканических образований того же возраста, а также к выяснению характера вторичных изменений связанных с реактивацией разломов. На Южном Урале информация о плутонах особо важна из-за известных чередований плутонизма и вулканизма (Правикова, 2006).

Восточный склон Южного Урала характеризуется разнообразием плутонов, которое определяется различиями в тектонических режимах и источниках расплава. В понимании сложных процессов становления и развития плутонов остаются нерешенные проблемы, что обусловлено в том числе ограниченным набором использованных методов. Некоторые сведения о возрасте и механизмах формирования плутонов оказываются спорными, а другие основываются на предположениях без четкой доказательной базы. Для углубленного анализа впервые для трех плутонов Южного Урала использованы современные геофизические методы, позволяющие подробно изучить внутреннюю структуру плутонов, их петрофизические характеристики и историю возможных передвижений в пространстве.

Чилектинский плутон

Чилектинский плутон, расположенный на востоке Восточно-Магнитогорской зоны, является одним из ключевых объектов для понимания магматизма, связанного с развитием Магнитогорской островной палеодуги и ее коллизии с Восточно-Европейским континентом. Краснинский и чилектинский комплексы плутона отражают смену условий внедрения при сохранении источника расплава, что представляет особый интерес для изучения.

Полученные U-Pb датировки циркона из граносиенитов второй фазы чилектинского комплекса имеют принципиальное значение. Возраст плутона в 380 млн

лет (поздний девон) означает, что так называемый «куйбасовский комплекс» в пределах Чилектинского плутона не является раннекаменноугольным, как считалось ранее (Лисов и др., 2018). Это позволило выделить новый интрузивный комплекс — чилектинский, который вместе с породами краснинского комплекса образует единый полихронный плутон. Формирование обоих комплексов проходило в надсубдукционной обстановке, связанной с развитием Магнитогорской островной дуги. Более щелочной состав пород чилектинского комплекса по сравнению с краснинским отражает эволюцию источника и, вероятно, связан с началом процессов декомпрессионного плавления на заключительных этапах развития дуги.

Впервые методом анализа анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) и магниторазведки детально изучено внутреннее строение плутона. Выявлена сложная, мозаичная структура, характеризующаяся наличием разветвленных крутопадающих подводящих каналов (штоков) в центральных частях тел и субгоризонтальным растеканием расплава в краевых частях. Для более древнего краснинского комплекса характерны штоки с более крутыми углами внедрения, тогда как для чилектинского комплекса — штоки с меньшими углами и более выраженными признаками латерального течения магмы. По результатам анализа распределения фаз Чилектинский плутон представляет собой сдвиговый магматический дуплекс, сформировавшийся на попутном изгибе левостороннего сдвига. Однако, в отличие от Чекинского массива, здесь влияние тектонического фактора на процесс внедрения было локальным и неравномерным, что обусловило разнообразие ориентировок магнитных текстур.

Палеомагнитный анализ зафиксировал сложную историю тектонических перемещений блока Чилектинского плутона. Виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) различных фаз плутона имеют большой разброс и образуют две группы. Это указывает на сложную многофазную историю развития Чилектинского плутона, ключевым фактором которого является вращение блока Чилектинского плутона вокруг вертикальной оси. Локальное перемагничивание в каменноугольном периоде зафиксировано лишь на одном из участков и скорее всего связано с внедрением более молодых тел или циркуляцией флюидов.

Породы первой фазы Чилектинского плутона (2-я фаза краснинского комплекса) внедрялись в живетском веке по субвертикальному каналу с максимальной осью анизотропии, направленной на восток (от разлома) в условиях тектонического напряжения, и имеют повышенную магнитную восприимчивость (2818×10^{-5} СИ). Породы второй фазы (3-я фаза краснинского комплекса) внедрялись по флангам

интрузива первой фазы в виде тела схожего с дайкой, где максимальная ось полого лежит с ориентировкой ВЮВ-ЗСЗ. Вторая фаза уже имеет относительно низкую магнитную восприимчивость (639×10^{-5} СИ), что вызвано более кислым составом по сравнению с первой фазой. Дайкообразная форма тела и смещение ориентировки оси $K_{\text{тах}}$ говорят о внедрении вокруг первой фазы. Ось тел краснинского комплекса отстает от оси разлома примерно на $15\text{--}20^\circ$, а сами тела поднимаются от разлома. Эти данные указывают на изначальный механизм формирования Чилектинского плутона как сдвигового магматического дуплекса.

Следующий по порядку внедрения комплекс Чилектинского плутона (чилектинский комплекс) внедрялся в франском веке по ослабленным зонам между породами двух фаз краснинского комплекса. Расплав поднимался сначала по узким каналам аналогичным дайкам, а потом уже по большим каналам-штокам. В некоторых случаях формировались локальные магматические камеры, где расплав растекался латерально. На заключительном этапе формирования Чилектинского плутона происходило внедрение небольших даек кислого состава.

Крыклинский плутон

Крыклинский плутон, расположенный в Восточно-Уральской мегазоне («Главной гранитной оси Урала»), является репрезентативным объектом для изучения гранитоидного магматизма, связанного с аккрецией континентальных террейнов. В контексте коллизии Восточно-Уральской мегазоны с ВЕП рассматривалась последняя фаза внедрения.

Полученные U-Pb датировки подтвердили раннекаменноугольный возраст (334–349 млн лет) пород третьей фазы неплюевского комплекса, слагающих большую часть изученной площади плутона. Разброс полученных и литературных возрастов около 24 млн лет свидетельствует о длительном, многоимпульсном характере формирования магматического очага и медленном остывании. Геодинамическая обстановка — надсубдукционная, но с доминирующим влиянием континентальной коры. Формирование плутона происходило в процессе сборки террейнов Восточно-Уральской мегазоны и их косой коллизии с Восточно-Европейским континентом. Мощная континентальная кора этого региона служила основным источником и областью взаимодействия расплава.

Из-за низкой магнитности пород изучение AMS было затруднено, однако термическая чистка позволила выделить стабильную магнитную текстуру. Установлено,

что Крыклинский плутон не обладает единым направлением движения магмы. В его пределах по данным AMS идентифицируются отдельные тела неустановленного размера и различной морфологии — штоки (с крутым падением оси K_{max}), дайки и зоны субгоризонтального растекания. Это указывает на дискретный, спокойный механизм внедрения небольших порций расплава без формирования крупных конвективных потоков, что характерно для пассивного внедрения в хрупкую, но разогретую континентальную кору.

Палеомагнитный анализ пород Крыклинского плутона выявил отчетливое «банановое» распределение ВГП вдоль единой дуги большого круга. Это является прямым доказательством вращения тектонического блока, вмещающего плутон, вокруг вертикальной оси. Вращение происходило по механизму «домино» в сдвиговой зоне и было синхронно с коллизионными процессами в раннем карбоне. Важнейшим результатом является то, что траектория этого вращения практически совпадает с траекторией второго этапа вращения Чилектинского плутона. Это наблюдение дает независимое палеомагнитное подтверждение гипотезы о согласованном движении Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон на заключительном этапе коллизии. Частичное перемагничивание пород, зафиксированное в триасе, связано с региональными процессами, затронувшими восточный склон Урала.

Чекинский массив

Чекинский массив, расположенный в Восточно-Магнитогорской зоне, представляет собой классический пример внутриплитного щелочного магматизма, связанного с процессами рифтогенеза и транстенсии.

В ходе работы окончательно разрешен длительный дискуссионный вопрос о возрасте массива. U-Pb датирование цирконов в совокупности с анализом их морфологии убедительно доказало, что каменноугольные возрасты, получавшиеся ранее, обусловлены захватом цирконов из вмещающих пород. Истинный возраст щелочных гранитоидов Чекинского массива — триасовый. Это позволяет уверенно связывать его формирование с постколлизионным рифтогенезом, который развивался на восточном склоне Урала после завершения герцинской коллизии. Массив формировался в обстановке правосторонней транстенсии, что согласуется с представлениями о смене кинематического режима в регионе на рубеже палеозоя и мезозоя.

Впервые для Чекинского массива детально реконструирован механизм его становления. Анализ трещиноватости и данных AMS показал, что внедрение магмы происходило в соответствии с моделью сдвигового магматического дуплекса

центробежного типа. Магма поднималась по субвертикальным подводящим каналам, приуроченным к трещинам отрыва, ориентированным согласно с направлением растяжения (138–318°). Установленная правосторонняя кинематика генерального Карабулакского разлома определяла формирование единой, выдержанной по всему массиву плоскостной магнитной текстуры (уплощенный эллипсоид AMS), что указывает на активную роль тектонического фактора в процессе остывания и кристаллизации расплава.

Строение и механизмы формирования плутонов на Южном Урале

Проведение сравнительного анализа характеристик плутонов позволило выделить особенности формирования некоторых гранитоидных плутонов в различных условиях: 1) в девонском периоде в ходе развития тектонических блоков (Магнитогорской палеодуги и Восточно-Уральских террейнов) до коллизии с ВЕК, но при левосторонних движениях вызванных быстрым движением ВЕК на восток; 2) в каменноугольном периоде при активной фазе коллизии крупных тектонических блоков с ВЕК и последовавшей релаксации связанной с орогенным коллапсом; 3) в триасовом периоде вследствие рифтогенных процессов. Принципиальным фактором формирования всех плутонов являются тектонические движения, представленные региональными и локальными сдвигами, которые связаны с косой коллизией тектонических блоков с ВЕК. Влияние этих сдвигов наиболее велико в тектонически ослабленных зонах – на краях тектонических зон и в их ядре (при условии, что зона представлена анти- или синклинорием). Описанный тектонический режим приводит к формированию плутонов как магматических дуплексов на изгибах сдвиговых разломов и приводит к вращению блоков.

Внутреннее строение сдвиговых магматических дуплексов на Южном Урале зависит от тектонической активности на протяжении их формирования. Так при постоянном режиме сжатия плутонические тела формируются по типу дайки, как на Чекинском массиве. При ослаблении сил сжатия могут формироваться тела типа штоков или даже происходить растекание, как показано на примере Чилектинского и Крыклинского плутонов.

В работе применен комплекс методов, позволяющих наиболее полно и эффективно изучить строение и механизмы формирования плутонов. Использование взаимодополняющих методов позволяет верифицировать полученные данные и получить достоверную информацию о характеристиках плутонов. Геофизические методы эффективны для анализа сложных объектов исследования – плутонов,

обладающих высокой естественной остаточной намагниченностью. Результаты петромагнитных исследований дают только приблизительное понимание морфологии магматических тел, и для создания полноценной трехмерной модели плутона требуется применение различных методов, в частности магниторазведки. В свою очередь, магниторазведка в случае объектов с высокой остаточной намагниченностью нуждается в комплексировании с палеомагнитными данными для полноценной интерпретации магнитного поля.

Для дальнейшего прогресса в понимании строения и механизмов формирования гранитоидных плутонов на Южном Урале можно использовать два перспективных подхода: 1) наращивать объем информации по другим мало исследованным плутонам для уточнения истории региональных тектонических условий; 2) детальное изучение строения плутонов с помощью комплекса геофизических методов, включающих петромагнитные и палеомагнитные исследования, а также площадную магниторазведку и электроразведку. Для этого могут быть использованы беспилотные летательные аппараты (БПЛА), позволяющие проводить магниторазведочные работы на больших площадях, а также аудио-магнитотеллурическое зондирование (АМТЗ) для построения геоэлектрических разрезов на высокоомных объектах, к которым относятся и гранитоидные плутоны.

Данное исследование проясняет ряд важных вопросов, связанных с изучением формирования гранитоидных плутонов на Южном Урале, и вносит вклад в обсуждение возможностей применения новых методических подходов для анализа нестратифицированных геологических объектов исследования со сложной морфологией и разнообразными петрофизическими характеристиками. Направление исследований по описанной тематике имеет значительные перспективы для развития.

Список литературы

Опубликованные материалы

1. Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачёв И.Ф., Минина О.В. Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. 2018. № 4.
2. Аносова М.Б., Латышев А.В. Позднепалеозойское перемагничивание на западном склоне Южного Урала: возраст и геотектонические последствия // Физика Земли. 2024. № 3. С. 75–106.
3. Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменения коэрцитивной силы образцов горных пород из зон гипергенеза // Известия АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55–63.
4. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: КГУ. 1979.
5. Васюкова Е.А., Рахимов И.Р. Петрогенезис постаккреционных гранитов кизильского комплекса Южного Урала: геохимия, Sr-Nd изотопные данные, U-Pb возраст // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 1. С. 807.
6. Галимов А.Г., Штримп М.Ю., Алексеев, и др Отчет Кос-Кольской партии по глубинному геологическому картированию территории листов N-40-144-Б, N-40-144-Г масштаба 1:50 000 в 1977–1980 гг. Айдырлинский рудный район. Оренбурггеология. 1981. 652 с.
7. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю. Палеомагнитные исследования в девонских и каменноугольных породах Южного Урала: независимый тест представлени о коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 482. № 1. С. 64–67.
8. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Сальманова Р.Ю. Палеомагнетизм ордовикско-силурийских вулканитов западного склона Южного Урала // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 489. № 4. С. 379–383.
9. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. Позднепалеозойское перемагничивание - независимый индикатор протекания тектонических процессов на Южном Урале // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 56–68.

10. Гуцаки В.А., Чайко Г.И., Мамаев И.Ф., Баринов А.А., Шендерович Д.М. Геологическая съёмка и подготовка к изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000, лист N-40-XXXVI (Кваркено). ВСЕГЕИ. 1957.
11. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Палеомагнитное изучение нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена // Геологический вестник. 2018. № 2. С. 110–117.
12. Данукалов Н.Ф. Магнитные свойства горных пород зеленокаменной полосы Южного Урала. //Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука. 1965.
13. Данукалов Н.Ф. О возможности использования остаточного магнетизма для возрастной корреляции вулканогенных толщ Сибай-Баймакского района. Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа. 1962.
14. Данукалов Н.Ф. Палеомагнетизм и магнетизм интрузивных образований Южного Урала. Москва: Наука. 1975. 152 с.
15. Данукалов Н.Ф. Палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочных пород Южного Урала. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм // Материалы V палеомагнитной конференции. Сибирское отделение АН СССР. Красноярск. 1963
16. Данукалов Н.Ф., Родионов Е.С., Шпизель Л.С. Магнитные свойства горных пород западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала // Труды ГГИ БФАН. 1968. В.12.
17. Данукалов Н.Ф., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм и магнетизм Южного Урала. Уфа: Изд-во БФАН СССР. 1982. 240 с.
18. Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд // Труды Геологического комитета. Новая серия. 1927. № 122.
19. Иванов К.С., Пучков В.Н. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // Геотектоника. 2022. № 6. С. 78–113.
20. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений о. Западный Шпицберген. К палеозойской истории обрамлений Баренцево-Карского бассейна // Физика Земли. 2013. № 5. С. 132–149.

21. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. С. 512.
22. Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А., Горожанин В.М., Маслов А.В. Новые данные о Sm-Nd возрасте интрузий основного/ультраосновного состава западного склона Южного Урала // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2024. Т. 518. . С. 15–21.
23. Комиссарова Р.А. Остаточная намагниченность и тектоника Урала. М.: Наука. 1970. 152 с.
24. Коптев Е.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Борисенко А.А., Володина Е.А. Механизм внедрения раннекаменноугольного Неплюевского массива по петромагнитным данным (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2023. № 1. С. 35–45.
25. Косарева Л.Р., Утемов Э.В., Нургалиев Д.К., Щербаков В.П., Косарев В.Е., Ясонов П.Г. Разделение ферромагнитных компонент на основе анализа петель гистерезиса остаточной намагниченности // Физика Земли. 2015. № 5. С. 80–99.
26. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 200 с.
27. Краснова В.И., Чайко Г.И., Мамаев И.Ф., Баринов А.А., Шендерович Д.М., Смирнова И.А. Геологическое строение северо-западной части Урало-Тобольского междуречья (лист N-40-XXXVI). Отчёт о работе Кваркенской партии за 1958 г. (Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000). ВСЕГЕИ. 1959.
28. Латышев А.В., Аносова М.Б., Хотылев А.О. Палеомагнетизм интрузивных тел рубежа раннего–среднего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): значение для палеотектонических реконструкций Восточно-Европейской платформы // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 113–132.
29. Либрович Л.С. Карбон восточного склона // Геология СССР. 1944. Т. 12. С. 179–205.

30. Либрович Л.С. Материалы по стратиграфии карбона юго-восточного Урала // Зап. ВМО. 1934. Т. 63. № 1. С. 1–57.
31. Либрович Л.С. О границе девонской и каменноугольной систем // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 4. С. 565–584.
32. Лисов А.С., Кваснюк Л.Н., Алексеева Г.А., Панюта В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-VI (Джуса). Объяснительная записка. // М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2018. С. 176.
33. Лозовая Л.С. Статистический анализ калий-аргоновых датировок гранитоидов восточного склона Южного Урала // В сб.: Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской платформы. – Уфа. 1976.
34. Лубнина Н.В., Бычков А.Ю., Тарасов Н.А., Осадчий В.О., Микляева Е.П. Этапы палеопротерозойского химического перемагничивания Киваккского расслоенного интрузива и его геодинамическая позиция в период распада докембрийских суперконтинентов 2024. № 6.
35. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Меньшиков Ю.П. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС. 2001. 262–270 с.
36. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ. 2013. 222 с.
37. Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеостроводужной системы по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 14–20.
38. Правикова Н.В. Раннекаменноугольный вулканизм Южного Урала. Автореф. канд. дисс. Москва.: 2010.
39. Правикова Н.В. Этапы проявления вулканической и плутонической деятельности в раннем карбоне на Южном Урале (Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2006. № 4. С. 57–61.
40. Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по

раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал).

Статья 1. Изотопные датировки и геохимические характеристики // Геодинамика и тектонофизика. 2025а. Т. 16, № 6. С. 0862. EDN: XRWUQK. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 2,3 п.л., вклад автора 10%.

41. Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 2. Петромагнитные и палеомагнитные исследования и их кинематические следствия // Геодинамика и Тектонофизика. 2026. Т. 17, № 1. С. 0875. EDN: BQENOO. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,96 п.л., вклад автора 10%.

42. Правикова Н.В., Тевелев А.В. Магматизм раннего карбона на Южном Урале (соотношение вулканических и плутонических комплексов) // Материалы XIII международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2006», Гуманитарий, Москва. 2006. С. 70–71.

43. Правикова Н.В., Тевелев А.В., Казанский А.Ю., **Шестаков П.А.**, Дебабова А.А., Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Володина Е.А., Тихвинская А.А., Коптев Е.В., Голдырев А.Е. Аккреция Уральских террейнов к Восточно-Европейскому кратону: новые изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. VII Всероссийская конференция с международным участием, Владивосток, 15–18 сентября 2025 г.: материалы конференции. 2025б. С. 104–107. EDN: LOWVPO. 0,46 п.л.

44. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.

45. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем. 2000. 146с.

46. Рыкус М.В., Сначёв В.И. Геология и палеовулканические условия образования месторождения Летнее (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2019. Т. 17. № 1. С. 6–12.

47. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дяттерев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е.А. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. Т. 53. № 4. С. 43–59.

48. Рязанцев А.В., Савельева Г.Н., Разумовский А.А. Дайковые комплексы офиолитов Урала // Геотектоника. 2015. № 3. С. 36–55.
49. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитгорского мегасинклиория (Южный Урал). Уфа.: 1994.
50. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Горожанин В.М. Верхнеуральская группа интрузивов (геология, вещественный состав). Препринт, Уфа. 1990. 32 с.
51. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Холоднов В.В., Андреичев В.Л. О возрасте щелочных гранитоидов магнитогорской габбро-гранитной серии // Литосфера. 2013. № 5. С. 165–171.
52. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидалный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука. 2019. 392 с.
53. Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя Среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. № 4. С. 22–34.
54. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 136 с.
55. Скопина Н.А. Раннекаменноугольный Богдановский массив габбро-гранитный массив Магнитогорского интрузивного комплекса. Свердловск.: 1970.
56. Старков В.Д., Знаменский Н.Д., Пуртов В.К., Анфилов В.Н. О формационной принадлежности гранитоидов магнитогорского комплекса // Ежегодник-1974. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. 1975. С. 29–32.
57. Степанов А.И. Систематизация геохронологических данных с составлением карты изученности Урала м-ба 1:500 000. Свердловск: ПГО Уралгеология. 1982.
58. Степанов И.А., Казанский А.Ю., Киселев Д.Н., Косарева Л.Р., Рогов М.А., Тесакова Е.М., Щепетова Е.В., Шурупова Я.А. Возможности петромагнитных методов при палеоэкологических реконструкциях на примере юрских отложений (келловей-нижний оксфорд) разреза михайловцемент (Рязанская область) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 2. С. 30–38.

59. Струве Н.В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба // Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1959. № 16.
60. Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). Москва: Издательство Московского Университета. 2002.
61. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Георгиевский Б.В., Зублюк Е.В., Матвеева Е.А., Правикова Н.В., Фурина М.А., Яковишина Е.В., Лубнина Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXVI (Кваркено). Объяснительная записка. // М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2018. С. 226.
62. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.
63. Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А., Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Коптев Е.В., Кошелева И.А., Жак Ю. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2021. № 6. С. 40–48.
64. Тевелев А.В., Сурин Т.Н., Правикова Н.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А. Среднепалеозойский рифтинг в Магнитогорской мегазоне Южного Урала: ареал, возраст // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2026. Материалы LVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2026. С. 486-490.
65. Тевелев А.В., Фурина М.А. Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2010. Т. 2. С. 341–346.
66. Тевелев А.В., **Шестаков П.А.**, Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4: Геология. 2025. Т. 64. № 6. С. 37–48. EDN: ESAMJW. Импакт-фактор 0,478 (РИНЦ). 2,2 п.л., вклад автора 30%.

67. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXI I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 1999. Т. 1. С. 189-193.
68. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 2013. 368 с.
69. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимические особенности Уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. Т. 11. С. 1579–1599.
70. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала) // М.: Наука. 1975. С. 287.
71. Фоминых В.Г., Ярош Н.А. Состав и распределение магнетита (титаномagnetита) в различных типах гранитоидов Урала // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск. 1970.
72. Фурина М.А., Тевелев А.В., Кошелева И.А., Правикова Н.В. Особенности химического состава триасовых щелочных пород в Магнитогорской зоне Южного Урала // Вестн. Моск. ун-та. 2010. Т. 4. № 2. С. 62–68.
73. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Недра. 1982.
74. Чайко Г.И., Яркова А.В. Отчёт Обручевского ГСО о результатах геологического доизучения групповым методом масштаба 1:50 000 Обручевской площади (Кизильский район Челябинской области) за 1978–1982 гг. // ФГУ ЧТФГИ. 1982.
75. Червяковский С.Г. Основные черты геохимической специализации щелочных гранитоидов Магнитогорского мегаантиклинория // Редкие элементы в гранитоидах Урала: Сборник статей. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1981. С. 89–103.
76. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Ермилова Л.П., Горшков А.М. Образование и превращения лепидокрокита (γ -FeOOH) // М.: Наука. 1975. С. 48–61.
77. Шатагин К.С., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. С. 44–60.

78. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А. Петромагнитные исследования Чилектинского плутона Южного Урала // Геофизика. 2024а. № 6. С. 94–99. EDN: IWFTBQ. Импакт-фактор 0,342 (РИНЦ). 0,69 п.л., вклад автора – 20%.
79. **Шестаков П.А.**, Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Кошелева И.А. Структурная эволюция Чекинского массива (Южный Урал): петромагнитные исследования и анализ трещиноватости // Геодинамика и тектонофизика. 2024б. Т. 15. № 6. С. 0792. EDN: NOPIAC. Импакт-фактор 0,779 (РИНЦ). 1,8 п.л., вклад автора – 20%.
80. Шипунов С.В. Валидность палеомагнитных полюсов и принципы построения их кривых миграции (на примере Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. 2007. № 11. С. 59–65.
81. Allmendinger, R.W., Cardozo N.C. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge, England: Cambridge University Press. 2013. 289 с.
82. Archanjo C.J., Launeau P., Bouchez J.L. Magnetic Fabric vs. Magnetite and Biotite Shape Fabrics of the Magnetite- Bearing Granite Pluton of Gameleiras (Northeast Brazil) // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1995. Т. 89. № 1–2. С. 63–75.
83. Archanjo C.J., Launeau P., Hollanda M.H.B.M. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil) // Int J Earth Sci (Geol Rundsch). 2009. № 98. С. 1793–1807.
84. Beck Jr. M.E. On the shape of paleomagnetic data sets // Journal of Geophysical Research. 1999. Т. 104. № B11. С. 25427–25441.
85. Beck Jr. M.E. Some thermal and paleomagnetic consequences of tilting a batholith // Tectonics. 1992. Т. 11. № 2. С. 297–302.
86. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. Т. 200. № 1. С. 155–170.
87. Cardozo N.C., Allmendinger R.W. Spherical projections with OSXStereonet // Computers & Geosciences. 2013. Т. 51. № 0. С. 193–205.

88. Charpentier L.J. Magnetic Fabrics of Granitic Plutons and Gneisses Northwestern Ontario. Master Thesis (Master of Science). Thunder Bay, Canada. 2003. 162 c.
89. Cloos H. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag von Gebrüder Borntraeger. 1922b. 107 c.
90. Cloos H. Tektonik und Magma. Band I. Berlin: Verlag von Gebrüder Borntraeger. 1922a. 141 c.
91. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. T. 13. № 4. C. 260–267.
92. Dietl C., Koyi H.A., Wall H. de, Gößmann M. Centrifuge Modelling of Plutons Intruding Shear Zones: Application to the Fürstenstein Intrusive Complex (Bavarian Forest, Germany) // *Geodinamica Acta*. 2006. T. 19. № 3–4. C. 165–184.
93. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) // *Journal of geophysical research*. 2002. T. 107. № 3. C. 2056.
94. Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*. 2003. T. 108. C. 2081.
95. Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reily S.Y., 2006. Trace Element and Isotopic Composition of GJ-Red Zircon Standard by Laser Ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (18), A158.
96. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada. 1994. 16 c.
97. Ferré E.C., Wilson J., Gleizes G. Magnetic Susceptibility and AMS of the Bushveld Alkaline Granites // *Tectonophysics*. 1999. T. 307. № 1–2. C. 113–133.
98. Fisher R.A. Dispersion on a sphere // *Proc. R. Soc. London A*. 1953. T. 127. C. 295–305.
99. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. T. 42. № 11. C. 2033–2048. Georgiev N., Henry B., Jordanova N., Jordanova D., Naydenov K. Emplacement

and fabric-forming conditions of plutons from structural and magnetic fabric analysis: A case study of the Plana pluton (Central Bulgaria) // *Tectonophysics*. 2014. T. 629. C. 138–154.

100. Grégoire V., Darrozes J., Gaillot P., Nédélec A., Launeau P. Magnetite Grain Shape Fabric and Distribution Anisotropy vs Rock Magnetic Fabric: A Three-Dimensional Case Study // *Journal of Structural Geology*. 1998. T. 20. № 7. C. 937–944.

101. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K. et al., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-Pb) Geochronology - Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (3), 311-332.

102. Hughes C.J. Spilites, Keratophyres, and the Igneous Spectrum // *Geological Magazine*. 1972. T. 109. № 6. C. 513–527.

103. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1-2), 47-69.

104. Jasonov P.G., Nurgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. A Modernized Coercivity Spectrometer // *Geologica Carpathica*. 1998. T. 49. C. 224–225.

105. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophysical Journal*. 1980. T. 62. № 3. C. 699–718.

106. Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Strashko A.V., Shalaeva E.A., Novikova A.S., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G., Sheshukov V.S., 2023. The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (the Central Part of the East European Platform): Results of the U-Th-Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias. *Geotectonics* 57, 602-625.

107. Lanza R., Tonarini S. Palaeomagnetic and Geochronological Results from the Cambro-Ordovician Granite Harbour Intrusives Inland of Terra Nova Bay (Victoria Land, Antarctica) // *Geophysical Journal International*. 1998. T. 135. № 3. C. 1019–1027.

108. Ludwig K.R. SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2001.

109. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. T. 4. № 2. C. 1–70.
110. Lyra D.S., Savian J.F., Bitencourt M.F., Trindade R.I.F., Tomé C.R. AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil // *Journal of South American Earth Sciences*. 2018. T. 87. C. 25–41.
111. Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // *Computers & Geosciences*. 2016. № 95. C. 140–145.
112. McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. T. 56. № 3. C. 1001–1012.
113. McNulty B.A., Tobisch O.T., Cruden A.R., Gilder S. Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, Central Sierra Nevada batholith, California // *GSA Bulletin*. 2000. T. 112. № 1. C. 119–135.
114. Riedel W. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen // *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*. 1929. C. 354–368.
115. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. 2004. T. 3. C. 1–64.
116. Scaillet S., Cuney M., Carlier de Veslud C. le, Cheilletz A., Royer J.J. Cooling pattern and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of uranium mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. T. 60. № 23. C. 4673–4688.
117. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *International Journal of Geosciences*. 2012. T. 3. № 2. C. 289–296.
118. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon - A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // *Chemical Geology* 249 (1-2), 1-35.

119. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. T. 26. № 2. C. 207–221.
120. Stevenson C.T.E., Owens W.H., Hutton D.H.W. Flow lobes in granite: The determination of magma flow direction in the Trawenagh Bay Granite, northwestern Ireland, using anisotropy of magnetic susceptibility // *Geological Society of America Bulletin*. 2007. T. 119. № 11–12. C. 1368–1386.
121. Studýnka J., Chadima M., Suza P. Fully automated measurement of anisotropy of magnetic susceptibility using 3D rotator // *Tectonophysics*. 2014. T. 629. C. 6–13.
122. Tarling D.H., Hrouda F. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London: Chapman&Hall. 1993. 217 c.
123. Tauxe L., Banerjee S.K., Van der Voo R. *Essentials of Paleomagnetism*. 5th Web Edition, 2018.
124. Tauxe L., Gee J.S., Staudigel H. Flow Directions in Dikes from Anisotropy of Magnetic Susceptibility Data: The Bootstrap Way // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998. T. 103. № B8. C. 17775–17790.
125. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution* // Blackwell, Blackwell Scientific, Oxford. 1985. C. 311.
126. Tevelev, A.V., **Shestakov, P.A.**, Volodina, E.A., Tihvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid plutonic massif (Southern Urals) // *Moscow University Geology Bulletin*. 2026. vol. 81. № 1. pp. 38–50. EDN: KGSNQM. Импакт-фактор 0,236 (SJR). 1,5 п.л., вклад автора 30%.
127. Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Computers & Geosciences*. 1999. T. 25. C. 395–402.
128. Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., Hinsbergen D.J.J. van, Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth-Science Reviews*. 2012. T. 114. № 3. C. 325–368.
129. Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*. 1990. T. 184. № 1. C. 1–9.

130. Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V. Shared research facilities "Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism" of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. 13(2):0579. (In Russ.)
131. Villaseca C., Ruíz-Martínez V.C., Pérez-Soba C. Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and the redox state of magma // *Geologica Acta*. 2017. T. 15. № 4. C. 379–394.
132. Wells R.E., Heller P.L. The relative contribution of accretion, shear, and extension to Cenozoic tectonic rotations in the Pacific Northwest // *Geological Society of America Bulletin*. 1998. T. 100. № 3. C. 325–338.
133. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages, I // *Transactions, American Geophysical Union*. 1956. T. 37. C. 320–326.
134. Whalen J.B., Mortensen J.K., Roddick J.C. Implications of U–Pb and K–Ar geochronology for petrogenesis and cooling history of the McGerrigle Mountains plutonic complex, Gaspé, Quebec // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1991. T. 28. № 5. C. 754–761.
135. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. № 19. C. 1–23.
136. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research* 19 (1), 1-23.
137. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y. et al., 2004. Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28 (1), 9-39.
138. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology*. 1998. № 7. C. 1–35.
139. Žák J., Kratinová Z., Trubač J., Janoušek V., Sláma J., Mrlina J. Structure, emplacement, and tectonic setting of Late Devonian granitoid plutons in the Teplá–Barrandian unit, Bohemian massif // *International Journal of Earth Sciences*. 2011. T. 100. C. 1477–1495.

140. Žák J., Verner K., Klominsky J., Chlupáčová M. “Granite tectonics” revisited: insights from comparison of K-feldspar shape-fabric, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and brittle fractures in the Jizera granite, Bohemian Massif // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 2009. T. 98. C. 949–967.
141. Zijderfeld J.D.A. A. C. *Demagnetization of Rocks: Analysis of Results Methods in Palaeomagnetism* // под ред. D. W. Collinson, K. M. Creer, S. K. Runcorn, Elsevier. 1967. C. 254–286.

Электронные материалы

142. Программа Stereonet <https://www.rickallmendinger.net/stereonet>
143. Программа Max Unmix <http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>

Приложения

**Приложение 1. Результаты количественного химического анализа пород
Чекинского массива**

Элементы, %	Номера проб								
	701	701/2	702/1	702/2	751	751/1	753	754	756
Si в пересчете на SiO ₂ , %	70,04	69,96	70,63	72,66	73,28	63,40	76,40	74,17	70,10
Ti в пересчете на TiO ₂ , %	0,35	0,20	0,28	0,26	0,30	0,90	0,32	0,21	0,61
Al в пересчете на Al ₂ O ₃ , %	14,16	14,39	14,09	12,84	10,73	15,69	9,40	10,51	13,30
Fe в пересчете на Fe ₂ O ₃ , %	9,82	2,62	2,47	2,38	5,09	2,53	4,42	5,10	4,77
P в пересчете на P ₂ O ₅ , %	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,29	0,08	<0,05	0,07
FeO, %	1,80	1,45	1,99	1,45	1,22	2,60	1,89	1,05	1,63
Mn в пересчете на MnO, %	0,20	0,14	0,17	0,10	0,16	0,30	0,10	0,12	0,09
Mg в пересчете на MgO, %	0,22	0,19	0,15	0,18	0,14	1,18	0,16	0,08	0,09
Ca в пересчете на CaO, %	1,19	0,84	0,86	0,81	0,59	2,15	0,66	0,62	0,97
Na/Na ₂ O %	4.67/ 6,30	4.79/ 6,45	4.53/ 6,10	3.97/ 5,35	3.60/ 4,85	5.73/ 7,72	2.75/ 3,70	3.38/ 4,55	4.67/ 6,30
K/ K ₂ O %	2.28/ 2,75	2.99/ 3,60	2.24/ 2,70	3.15/ 3,80	2.74/ 3,30	2.07/ 2,50	2.16/ 2,60	2.53/ 3,05	1.53/ 1,84
H ₂ O-, %	0,14	0,12	0,16	0,18	0,10	0,14	0,10	0,14	0,10
п.п.п. , %	0,12	0,10	0,10	0,14	0,26	0,34	<0,10	<0,10	0,14
Сумма	100,18	100,13	99,77	100,22	100,09	99,74	99,83	99,60	100,01

Приложение 2. Результаты анализа рассеянных элементов пород Чекинского массива

Элементы	Номера проб								
	701	701/2	702/1	702/2	751	751/1	753	754	756
Cs	0,28	0,30	0,28	0,095	0,32	0,107	0,125	0,187	0,098
Rb	38,9	67,8	39,8	66,1	61,4	40,8	35,5	65,9	23,9
Ba	1194	617	1125	368	552	460	432	688	254
Th	12,7	10,3	13,6	13,8	14,5	5,55	9,35	10,3	6,13
U	3,16	1,84	2,97	2,79	3,08	1,53	2,27	2,66	1,27
Nb	23,6	17,1	24,3	22,6	25,1	13,4	21,3	20,3	14,4
Ta	1,29	0,92	1,33	1,22	1,20	0,69	0,98	0,98	0,75
La	52,3	64,5	49,5	47,0	60,9	36,6	40,8	55,1	31,6
Ce	114	151	108	96,4	123	68,2	81,4	100	68,4
Pb	111	13,1	104	26,2	22,6	7,88	20,2	10,9	6,39
Pr	13,5	18,8	12,4	10,8	14,5	9,21	9,93	13,3	8,34
Sr	86,6	22,2	46,4	31,1	35,3	109	47,0	32,4	33,4
Nd	58,1	65,6	53,2	41,6	59,5	39,2	40,0	53,0	34,7
Zr	309	273,0	354	379,0	453,0	298,0	369,0	414,0	199,0
Hf	7,12	6,30	7,93	9,61	9,85	6,80	7,35	9,02	4,15
Sm	14,4	14,5	13,2	10,0	14,0	9,47	9,83	12,8	9,04
Eu	3,18	2,43	2,96	1,67	3,07	2,39	2,01	2,64	1,81
Gd	16,3	14,5	15,0	11,1	15,4	10,7	10,8	14,0	9,82
Tb	2,94	2,28	2,81	2,02	2,74	1,73	1,91	2,42	1,70
Dy	19,4	13,9	18,5	13,7	17,4	11,0	12,7	16,1	11,1
Y	118	71,9	112	81,6	94,4	66,3	78,6	95,4	65,3
Ho	4,01	2,70	3,94	2,83	3,33	2,17	2,62	3,23	2,24
Er	11,8	8,07	11,7	8,98	9,38	6,55	7,97	10,3	6,59
Tm	1,62	1,16	1,65	1,32	1,29	0,86	1,14	1,35	0,89
Yb	10,1	8,25	10,1	8,95	8,43	5,86	7,51	8,86	5,74
Lu	1,33	1,17	1,34	1,25	1,18	0,84	1,06	1,20	0,76

**Приложение 3. Результаты количественного химического анализа пород
Крыклинского плутона**

Элементы	Номера проб								
	Kry- 2site 1	K-1S1	Kry- 2site 2	Kry- 1s-21	Kry- 1site 3	K-1- S3	K1-s4	K- 3s11	k- 4s12
SiO ₂	72,48	74,84	74,78	75,54	75,34	62,19	58,94	59,28	56,92
TiO ₂	0,20	0,09	0,03	0,17	0,10	0,85	1,22	0,57	0,73
Al ₂ O ₃	15,40	14,57	14,90	13,39	14,62	16,20	17,42	15,48	18,35
Fe ₂ O ₃	0,59	0,69	0,75	1,00	0,69	2,29	7,50	5,01	6,70
FeO	1,20	0,57	0,37	0,49	0,75	3,27	---	---	---
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,12	0,09	0,10	0,17
MgO	0,78	0,40	0,19	0,19	0,44	2,06	2,04	2,20	2,72
CaO	0,70	0,97	0,16	0,61	0,58	3,67	4,28	4,80	7,21
Na ₂ O	5,9	4,7	6,75	3,7	4,46	3,89	2,95	2,54	3,11
K ₂ O	1,60	1,74	1,09	3,80	1,79	1,89	2,06	3,65	1,63
п.п.п.	1,10	1,26	0,70	0,76	0,92	2,96	2,44	5,32	1,66
P ₂ O ₅	0,18	0,13	0,16	0,11	0,16	0,30	0,33	0,21	0,25
Сумма	100,16	100,02	99,91	99,86	99,87	99,69	99,39	99,26	99,53

Приложение 4. Результаты анализа рассеянных элементов пород Крыклинского плутона

Элементы	Номера проб													
	kry-1 s-2	Kry-1 site3	Kry-2 site1	Kry-2 site2	K-1 s1	K-1 s3	K-1 s4	K-3 s11	K-4 s12	Kry-1s1	Kry1 -10	Kry1 -11	Kry1 -31	Kry1 -32
Cs	1,45	0,33	0,98	1,15	0,29	2,97	3,00	3,77	2,03	0,37	3,4	2,2	0,37	1,0
Rb	97,5	43,8	30,0	51,8	32,4	65,9	67,3	123	64,2	27	94	75	38	64
Ba	946	517	367	113	582	344	555	483	381	124	550	448	771	645
Th	12,6	9,86	4,91	5,08	7,92	4,81	2,23	5,68	1,42	13	12	5,9	7,0	9,6
U	3,37	5,09	4,43	6,81	6,32	1,53	2,72	1,16	2,32	3,0	2,7	1,3	1,0	2,7
Nb	6,55	10,0	11,6	11,5	10,8	12,8	10,3	5,96	7,13	9,3	11	7,9	3,1	16
Ta	0,79	1,40	2,31	1,94	2,06	0,90	0,99	0,45	0,66	0,78	0,28			0,69
La	14,7	9,83	12,1	2,45	9,71	23,3	16,2	24,2	12,0	18	21	28	24	43
Ce	28,7	23,1	21,6	5,40	20,3	42,0	43,6	46,9	33,7	39	51	62	42	95
Pb	13,5	10,7	9,46	13,2	11,3	4,18	6,19	7,23	59,9	22	10	13	2,3	8,1
Pr	3,07	2,50	2,60	0,64	2,43	5,02	5,24	5,34	5,14	4,3	5,5	6,8	4,7	11
Sr	206	194	226	233	156	317	374	344	594	70	213	311	183	368
Nd	11,6	9,86	9,94	2,70	9,49	20,3	24,8	21,5	24,2	15	20	26	16	41
Zr	80,6	56,6	26,7	56,9	53,1	19,2	7,56	86,7	51,3	75	16	113	33	39
Hf	2,63	2,35	1,36	2,89	2,23	0,54	0,55	2,15	1,24	2,9	0,55	2,9	1,0	0,97
Sm	2,19	2,39	1,73	0,96	2,26	4,48	6,18	4,19	6,24	2,8	4,1	4,7	2,3	7,9
Eu	0,56	0,40	0,46	0,30	0,40	1,06	1,92	1,00	1,41	0,42	0,77	1,1	0,57	1,6
Gd	2,03	2,23	1,53	1,10	2,26	4,46	6,44	3,82	6,21	3,1	4,5	5,0	2,2	7,7
Tb	0,28	0,36	0,19	0,26	0,39	0,62	0,99	0,51	0,95	0,52	0,78	0,71	0,26	1,2
Dy	1,44	1,99	0,98	1,81	2,43	3,61	6,06	2,46	6,11	2,8	4,1	3,7	1,2	6,2
Y	6,81	9,18	3,08	7,50	12,6	18,5	31,9	11,3	31,1	17	21	20	6,3	32
Ho	0,26	0,35	0,15	0,31	0,45	0,61	1,11	0,42	1,13	0,59	0,81	0,74	0,20	1,2
Er	0,77	1,12	1,08	1,62	1,85	1,83	5,16	1,29	3,45	1,8	2,3	2,2	0,65	3,5
Tm	0,119	0,156	0,056	0,146	0,21	0,20	0,47	0,170	0,44	0,29	0,31	0,30	0,086	0,52
Yb	0,88	1,22	0,38	1,04	1,49	1,27	2,99	1,18	2,95	1,7	1,9	1,9	0,570	3,4
Lu	0,149	0,21	0,062	0,152	0,23	0,173	0,44	0,20	0,43	0,26	0,26	0,26	0,092	0,46

**Приложение 5. Результаты количественного химического анализа пород
Чилектинского плутона**

Элементы	Номера проб					
	15	13	18	14	16	20
SiO ₂	74,24	69,34	68,80	55,66	54,84	48,98
TiO ₂	0,27	0,46	0,57	2,00	1,65	1,03
Al ₂ O ₃	13,83	14,98	15,46	15,84	16,32	17,85
Fe ₂ O ₃	0,81	1,34	1,54	5,12	4,62	3,17
FeO	0,69	1,17	1,56	3,29	3,33	4,61
MnO	0,03	0,06	0,07	0,18	0,15	0,13
MgO	0,32	0,70	0,74	3,36	3,86	10,12
CaO	0,90	1,56	1,96	5,32	5,28	7,57
Na ₂ O	3,24	5,18	4,90	4,40	4,40	2,47
K ₂ O	3,90	3,34	2,77	2,04	2,14	0,39
п.п.п.	0,72	0,88	0,50	1,28	2,06	2,74
P ₂ O ₅	<0,05	0,10	0,11	0,65	0,36	0,16
Сумма	99,03	99,21	99,08	99,26	99,19	99,36

Приложение 6. Результаты анализа рассеянных элементов пород Чилектинского плутона

Элементы	Номера проб										
	13	14	15.2	15	16.2	16	18	20	21	22	23
Cs	17,13	16,27	9,96	19,00	25,66	16,75	35,59	13,04	21,08	9,65	30,19
Rb	116,38	70,12	151,10	162,06	87,81	65,60	102,53	17,11	128,16	84,42	127,04
Ba	133,61	108,18	109,17	120,14	126,17	82,10	112,38	67,60	143,05	149,92	143,94
Th	113,77	42,09	212,36	232,11	36,20	41,61	80,21	17,66	133,07	72,76	127,67
U	124,83	40,35	163,54	217,33	27,25	42,45	84,94	16,44	97,38	52,01	117,06
Nb	8,55	7,18	13,45	12,01	8,34	5,82	8,09	2,17	15,43	12,62	14,37
Ta	14,88	12,94	1,48	17,21	н/о	10,41	12,32	6,82	1,16	н/о	1,21
La	43,24	40,86	19,38	22,13	27,12	29,17	34,28	14,49	43,84	53,13	45,07
Ce	29,64	31,11	22,66	20,95	24,36	22,80	24,64	12,07	36,33	43,22	37,48
Pb	75,65	61,14	23,21	27,92	51,11	33,70	62,56	20,75	79,78	69,70	70,65
Pr	20,45	25,42	16,02	15,44	19,92	19,01	17,94	10,23	24,81	31,38	25,64
Sr	10,75	19,41	2,81	2,76	15,97	18,68	8,81	21,68	5,91	11,89	2,78
Nd	15,08	22,02	11,23	11,67	16,83	16,98	14,46	9,16	17,99	23,61	18,74
Zr	7,03	4,85	13,88	14,98	5,42	6,18	6,57	5,61	7,94	18,78	7,55
Hf	9,18	6,00	18,02	17,51	7,02	7,57	7,83	6,07	10,77	18,47	11,68
Sm	8,65	14,55	6,38	7,05	10,78	11,44	9,44	6,55	9,45	12,13	10,05
Eu	6,36	12,00	2,86	3,64	9,82	10,25	7,30	6,70	4,78	9,00	4,90
Gd	6,42	11,80	5,34	5,31	9,25	9,27	7,46	5,33	7,31	9,96	8,02
Tb	5,43	9,14	4,86	4,52	8,19	7,82	6,27	4,63	6,62	8,15	7,21
Dy	4,69	8,55	4,24	4,20	6,65	7,30	5,69	4,12	5,28	6,12	5,72
Y	4,47	7,18	4,15	4,10	5,97	6,19	5,22	3,46	5,09	5,68	5,61
Ho	4,22	7,17	3,96	3,96	6,23	6,23	5,02	3,55	4,78	5,77	5,10
Er	4,63	7,52	4,57	4,41	6,30	6,62	5,70	3,64	5,20	6,10	5,88
Tm	4,42	6,41	4,54	4,73	5,74	5,64	4,89	3,11	5,45	5,93	6,10
Yb	4,63	6,10	4,88	4,84	5,39	5,53	4,63	3,08	5,38	5,73	5,88
Lu	4,77	6,05	4,74	5,13	5,37	5,49	4,84	3,04	4,83	5,50	5,49

Приложение 7. Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона из гранитоидов Чекинского массива

Spot	% 206Pbc	ppm U	ppm Th	232Th/2 38U	ppm 206Pb*	(1) 206Pb/238U Age		(1) 207Pb/206Pb Age		%D	(1) 207Pb*/2 06Pb*	±%	(1) 207Pb*/2 35U	±%	(1) 206Pb*/2 38U	±%	err corr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
701- 10.1*	0,33	767,43	652,11	0,88	36.3	344.8	±4.1	400	± 69	15,88	0.0547	3.1	0.414	3.3	0.05494	1.2	0,37
701- 11.1*	0,00	1389,24	1191,95	0,89	66.2	347.8	±4	315	± 36	-9,40	0.05268	1.6	0.4027	2	0.05543	1.2	0,60
701- 3.1*	0,08	692,50	671,28	1,00	33.1	348.3	±4.2	345	± 53	-0,94	0.0534	2.4	0.409	2.7	0.05552	1.2	0,46
701- 2.1*	1,21	614,45	637,55	1,07	29.8	350.2	±4.6	464	± 120	32,57	0.0563	5.3	0.433	5.5	0.05582	1.3	0,25
701- 4.1*	0,19	916,70	804,88	0,91	44.4	353.1	±4.2	409	± 53	15,74	0.0549	2.4	0.426	2.7	0.0563	1.2	0,46
701- 1.1*	0,21	767,78	634,06	0,85	37.3	354.1	±4.3	398	± 62	12,27	0.0546	2.8	0.425	3	0.05646	1.3	0,42
701- 7.1	6,95	453,11	314,91	0,72	24.6	368.9	±5.9	230	±1000	-36,79	0.051	44	0.41	44	0.05889	1.7	0,04
701- 5.1	9,98	1146,34	371,70	0,34	65.5	374.9	±5	486	± 230	29,66	0.0569	10	0.469	11	0.05988	1.4	0,13
701- 8.1	44,01	1021,84	816,23	0,83	102	405.3	±9.3	187	± 790	-53,93	0.05	34	0.45	34	0.0649	2.4	0,07
701- 9.1	2,97	1045,79	254,69	0,25	59.7	402.5	±4.8	369	± 140	-8,25	0.054	6	0.479	6.2	0.06443	1.2	0,20
701- 6.1	29,00	846,94	128,76	0,16	67.4	410.5	±7.9	854	± 650	107,96	0.068	31	0.61	31	0.0657	2	0,06
701- 12.1	0,17	285,37	286,59	1,04	19.5	493.4	±6.5	583	± 73	18,20	0.0594	3.4	0.652	3.6	0.0795	1.4	0,38
702- 1.1*	0,25	186,67	145,07	0,80	8.9	347.3	±5.5	369	± 74	6,29	0.054	3.3	0.412	3.7	0.05536	1.6	0,44
702- 2.1*	0,00	174,97	83,95	0,50	8.15	340.5	±5.5	319	± 59	-6,20	0.0528	2.6	0.395	3.1	0.05423	1.7	0,54

Продолжение приложения 7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
702-3.1*	0,00	341,45	315,69	0,96	16.1	345.4	±5.3	336	± 42	-2,82	0.05316	1.8	0.4035	2.4	0.05504	1.6	0,65
702-4.1*	0,00	217,50	141,34	0,67	10.4	349	±5.4	336	± 53	-3,61	0.0532	2.3	0.408	2.8	0.05562	1.6	0,56
702-5.1*	0,00	253,34	226,55	0,92	11.9	342.1	±5.2	371	± 48	8,36	0.054	2.1	0.406	2.6	0.0545	1.6	0,59
702-6.1*	0,00	378,37	320,11	0,87	17.8	343	±5.2	298	± 52	-13,02	0.0523	2.3	0.394	2.8	0.05465	1.6	0,56
702-7.1*	0,00	253,57	201,65	0,82	12.2	351.4	±5.4	336	± 48	-4,47	0.0532	2.1	0.411	2.7	0.05603	1.6	0,59
702-8.1*	0,00	167,83	187,23	1,15	7.99	347.6	±5.7	401	± 59	15,39	0.0547	2.6	0.418	3.1	0.0554	1.7	0,54
702-9.1*	0,00	264,05	492,26	1,93	12.3	340	±5.2	326	± 49	-4,20	0.0529	2.1	0.395	2.7	0.05415	1.6	0,59
702-10.1*	0,00	112,05	56,41	0,52	5.32	346.9	±5.7	380	± 74	9,44	0.0542	3.3	0.413	3.7	0.05529	1.7	0,46
702-11.1*	3,16	262,29	242,73	0,96	12.8	344.3	±5.5	361	±160	4,97	0.0538	7.2	0.407	7.4	0.05486	1.6	0,22
702-12.1*	0,00	207,74	254,34	1,27	9.91	348.3	±5.4	340	± 55	-2,26	0.0533	2.4	0.408	2.9	0.05551	1.6	0,55
753-2.2	0,00	759,33	445,29	0,61	31.3	301.8	± 3.6	340	± 67	12,62	0.0533	3	0.352	3.2	0.04793	1.2	0,38
753-2.1	0,67	320,77	90,92	0,29	13.3	302.5	± 4.3	316	±140	4,46	0.0527	6.3	0.349	6.5	0.04805	1.4	0,22
753-7.1*	10,28	2028,08	3371,07	1,72	106	341.7	± 4.3	329	±230	-3,82	0.053	10	0.398	10	0.05444	1.3	0,13
753-3.1*	0,00	3033,15	6302,90	2,15	145	348.4	± 3.8	319	± 23	-8,40	0.05277	1	0.404	1.5	0.05553	1.1	0,74
753-1.1*	0,19	2772,88	6939,60	2,59	133	349.1	± 3.8	323	± 34	-7,55	0.05286	1.5	0.4056	1.9	0.05565	1.1	0,60
753-4.2*	0,00	170,74	76,33	0,46	27.3	1101	±14	1100	± 41	-0,07	0.0762	2.1	1.956	2.5	0.1862	1.4	0,56
753-4.1*	0,24	75,76	36,34	0,50	12.4	1119	±17	1126	± 68	0,70	0.0772	3.4	2.017	3.8	0.1895	1.7	0,45

Продолжение приложения 7

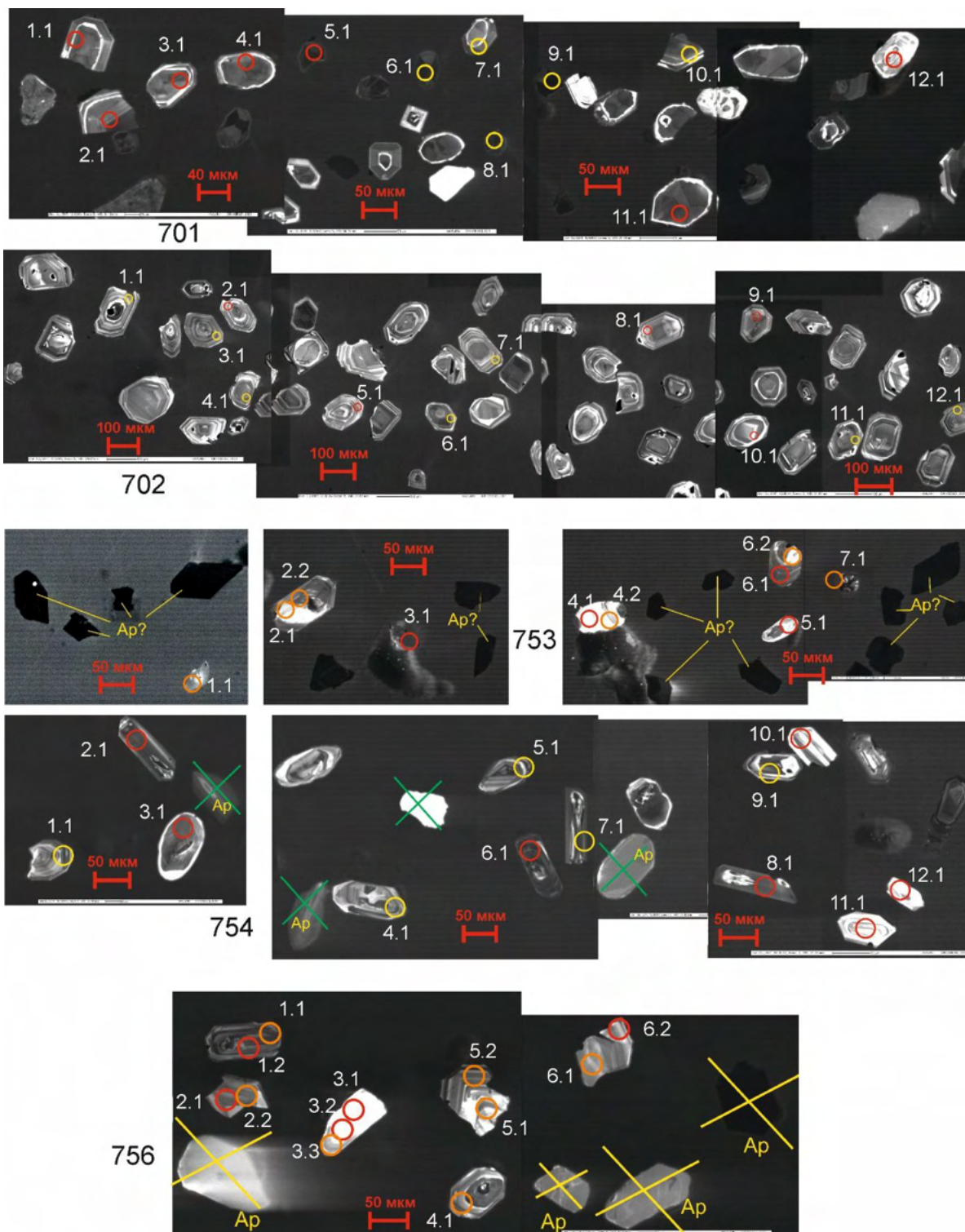
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
753-6.1*	0,57	122,27	55,13	0,47	20.9	1162	±16	1119	± 74	-3,67	0.0769	3.7	2.095	4	0.1975	1.5	0,38
753-6.2*	0,00	460,80	232,91	0,52	80.7	1196	±13	1164	± 23	-2,66	0.07867	1.2	2.211	1.7	0.2038	1.2	0,71
753-5.1*	0,24	195,78	117,67	0,62	58.1	1909	±22	1952	± 24	2,26	0.1197	1.3	5.69	1.9	0.3446	1.3	0,70
754-4.1	0,52	605,19	568,95	0,97	13.9	168.7	±2.3	168	±140	-0,29	0.0494	6	0.181	6.2	0.02652	1.4	0,22
754-6.1	0,00	2488,91	953,20	0,40	63.2	187.8	±2.1	158	± 36	-16,07	0.04921	1.5	0.2006	1.9	0.02956	1.1	0,60
754-1.1	0,00	867,13	957,14	1,14	28	238.1	±2.9	213	± 52	-10,65	0.0504	2.3	0.2614	2.6	0.03762	1.2	0,48
754-12.1	0,42	389,93	590,51	1,56	14.3	268.3	±3.6	350	±110	30,45	0.0535	5	0.314	5.2	0.04251	1.4	0,27
754-3.1*	0,00	487,83	376,52	0,80	18.6	279.8	±3.5	320	± 64	14,49	0.0528	2.8	0.3229	3.1	0.04436	1.3	0,42
754-11.1*	0,00	1065,96	995,15	0,96	41	282.4	±3.3	296	± 44	4,89	0.0522	1.9	0.3226	2.3	0.04478	1.2	0,52
754-7.1*	0,52	823,78	1507,74	1,89	32.7	290	±3.5	301	± 93	3,70	0.0524	4.1	0.332	4.3	0.04602	1.2	0,29
754-8.1*	0,06	987,85	1611,06	1,69	39.9	296.3	±3.4	298	± 47	0,63	0.0523	2.1	0.3391	2.4	0.04704	1.2	0,50
754-2.1*	0,32	806,25	1140,51	1,46	32.7	296.7	±3.7	343	± 70	15,57	0.0533	3.1	0.346	3.3	0.04711	1.3	0,38
754-9.1*	0,46	749,21	1117,63	1,54	30.8	300.3	±3.6	297	± 87	-1,22	0.0523	3.8	0.344	4	0.04768	1.2	0,31
754-5.1	0,10	828,67	420,17	0,52	35.7	315.4	±3.7	334	± 52	5,85	0.0531	2.3	0.3673	2.6	0.05015	1.2	0,46
754-10.1	0,18	883,68	1116,79	1,31	40	330.5	±4	316	± 55	-4,28	0.0527	2.4	0.382	2.7	0.05261	1.2	0,45
756-6.1	2,10	440,35	133,80	0,31	9.81	161.7	±2.5	124	±300	-23,33	0.0485	13	0.17	13	0.0254	1.6	0,12
756-6.2*	0,60	554,31	162,28	0,30	13.4	177.9	±2.5	62	±170	-65,08	0.0473	7.1	0.182	7.2	0.02798	1.4	0,19

Окончание приложения 7

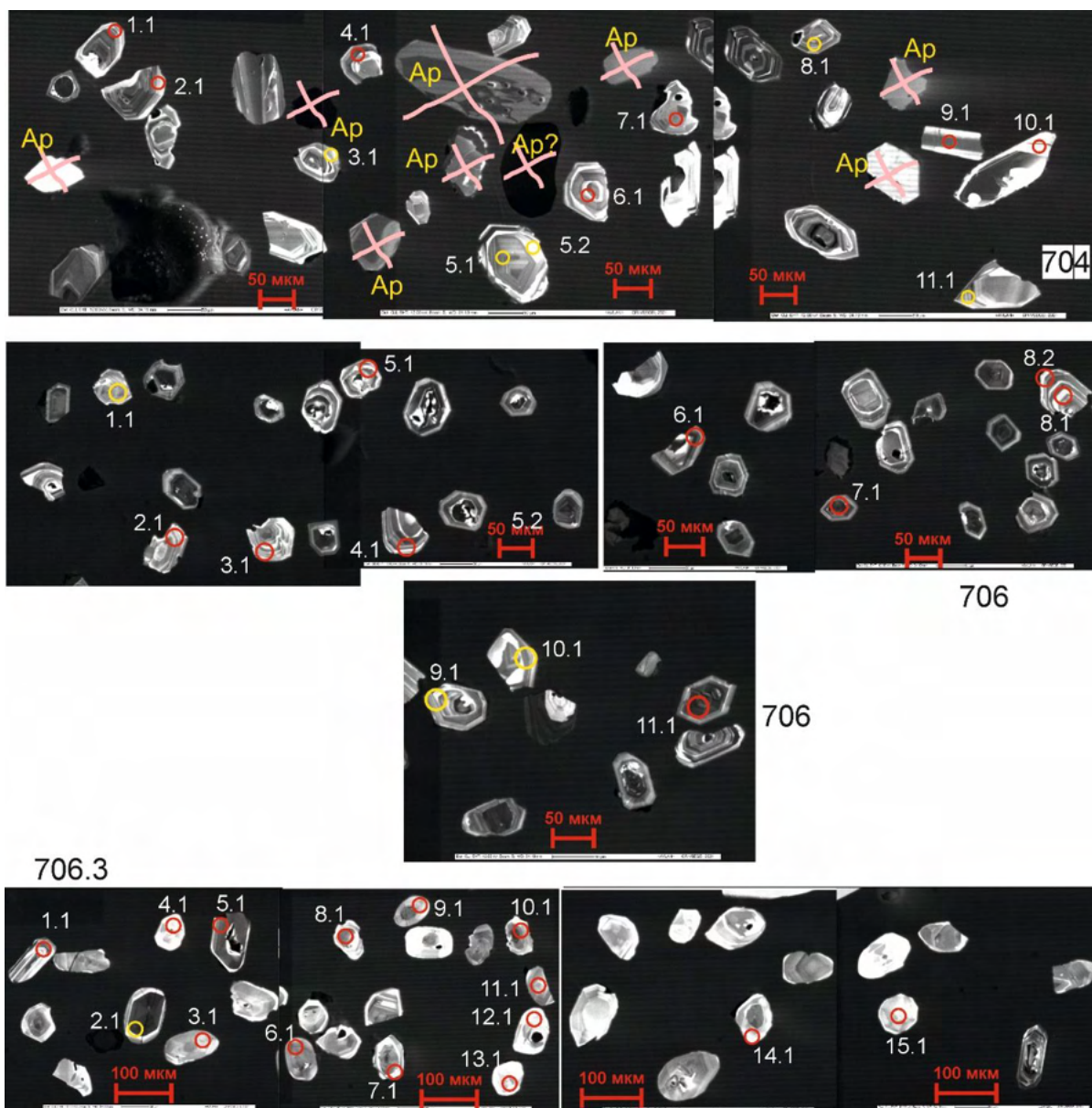
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
756-3.3*	0,00	571,11	504,60	0,91	13.8	179.2	±2.5	206	± 78	14,80	0.0502	3.4	0.1952	3.6	0.02819	1.4	0,39
756-3.2*	0,42	276,32	105,04	0,39	6.8	181.2	±2.8	166	±150	-8,64	0.0494	6.2	0.194	6.4	0.02851	1.5	0,24
756-3.1*	1,04	243,52	281,70	1,20	6.06	182.3	±3	198	±250	8,78	0.0501	11	0.198	11	0.02868	1.7	0,15
756-1.1	0,00	1341,41	443,46	0,34	36.4	200.7	±2.3	187	± 44	-7,02	0.04982	1.9	0.2172	2.2	0.03162	1.2	0,53
756-1.2	0,20	782,55	173,16	0,23	21.8	205.2	±2.6	235	±110	14,43	0.0509	4.8	0.227	5	0.03234	1.3	0,26
756-4.1	1,42	257,68	201,04	0,81	12.1	338.2	±4.9	360	±190	6,58	0.0537	8.5	0.399	8.6	0.05387	1.5	0,17
756-5.1	0,00	421,23	343,30	0,84	20.4	352.9	±4.4	352	± 59	-0,24	0.0535	2.6	0.416	2.9	0.05628	1.3	0,44
756-5.2	0,00	769,39	344,80	0,46	37.8	358.4	±4.1	335	± 48	-6,55	0.0531	2.1	0.419	2.4	0.05718	1.2	0,48
756-2.2	0,00	362,75	522,48	1,49	22.8	454.6	±5.5	443	± 52	-2,49	0.0558	2.3	0.562	2.6	0.07307	1.3	0,48
756-2.1	0,17	274,05	342,86	1,29	18.5	486.6	±6.2	480	± 97	-1,29	0.0567	4.4	0.613	4.6	0.0784	1.3	0,29

Примечания. Знаком «*» рядом с номером образца помечены зерна цирконов, которые были использованы для построения конкордии. Ошибки – на уровне 1σ ; Pb_c and Pb* обозначают нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно. D – дискордантность.

**Приложение 8. Разметка проб цирконов с Чекинского массива с фотографиями
единичных кристаллов цирконов, датированных SIMS SHRIMP-II**



Окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора



Окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора

**Приложение 9. Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона с
Крыклинского плутона**

Зерно	207Pb/206Pb		207Pb/235U		206Pb/238U		208Pb/232Th		D,%
	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	
Проба	K1-s1								
1*	611	29	411	7	376	3	371	3	-38.5
2	356	19	356	5	355	3	374	6	-0.3
3	357	14	354	4	353	3	374	6	-1.1
4	323	13	322	3	322	2	367	6	-0.3
5	353	12	349	3	348	3	373	6	-1.4
6*	533	10	370	3	344	3	315	5	-35.5
7*	473	21	374	5	358	3	356	3	-24.3
8	373	13	374	4	374	3	375	6	0.3
9	367	16	361	4	360	3	374	7	-1.9
10	355	34	352	7	352	3	356	7	-0.8
11*	556	32	409	8	384	4	388	6	-30.9
12	360	11	356	3	356	3	352	5	-1.1
13	351	14	347	4	346	3	346	5	-1.4
14	374	21	373	5	373	3	378	6	-0.3
15	353	14	355	4	355	3	370	6	0.6
16	1589	9	1562	9	1542	11	1539	11	-3.0
17	330	23	341	5	343	3	343	2	3.9
18	362	15	359	4	359	3	362	7	-0.8
19	356	19	358	5	358	3	363	7	0.6
20	353	13	358	4	359	3	369	7	1.7
21	362	14	359	4	359	3	359	5	-0.8
22	366	11	367	3	367	3	378	5	0.3
23	371	13	367	4	366	3	361	6	-1.3
24	344	13	341	3	340	3	359	6	-1.2
25	366	15	369	4	370	3	358	6	1.1
26	364	44	361	9	361	4	371	8	-0.8
27*	465	22	376	5	362	3	360	3	-22.2
28*	476	11	382	3	367	3	377	7	-22.9
29	383	18	382	5	382	3	372	7	-0.3
30*	449	13	388	4	378	3	375	7	-15.8

Примечание: D – коэффициент дискордантности, рассчитанный для оценок изотопного возраста, полученным по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; знаком «*» выделены номера зерен с $D > |10\%|$.

Продолжение приложения 9

Зерно	207Pb/206Pb		207Pb/235U		206Pb/238U		208Pb/232Th		D,%
	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	
Проба	K1-s2								
1*	390	14	346	4	339	3	372	6	-13.1
2	382	12	361	3	358	3	357	3	-6.3
3	338	23	345	5	346	3	346	2	2.4
4*	501	23	393	6	375	3	377	7	-25.1
5*	459	33	382	7	370	4	345	8	-19.4
6*	404	15	367	4	361	3	350	7	-10.6
7	559	17	553	6	551	4	499	11	-1.4
8*	406	13	356	4	349	3	299	6	-14.0
9	316	31	331	6	333	3	333	2	5.4
10	356	17	352	4	352	3	350	8	-1.1
11	353	12	351	3	351	3	361	6	-0.6
12	349	11	348	3	349	3	358	6	0.0
13*	418	14	374	4	367	3	335	6	-12.2
14	360	12	359	3	359	3	354	6	-0.3
15*	379	13	333	3	327	3	318	6	-13.7
16	340	26	335	5	335	3	334	2	-1.5
17	330	26	330	5	330	3	332	7	0.0
18	339	15	332	4	331	3	342	7	-2.4
19	334	14	332	3	331	3	346	7	-0.9
20*	528	38	378	8	354	4	356	8	-33.0
21	335	13	331	3	331	3	342	5	-1.2
22	366	12	335	3	330	3	337	5	-9.8
23	357	24	327	5	323	2	322	2	-9.5
24*	483	12	346	3	326	2	294	5	-32.5
25	339	13	339	3	339	3	343	6	0.0
26	328	13	331	3	332	3	337	6	1.2
27*	370	12	334	3	329	2	319	6	-11.1
28	346	16	349	4	349	3	342	7	0.9
29*	444	13	358	4	345	3	311	6	-22.3
30*	447	27	378	6	366	3	351	8	-18.1
31	363	11	352	3	351	3	346	5	-3.3
32	352	11	350	3	350	3	339	6	-0.6
33	344	17	348	4	349	3	345	6	1.5
34	339	12	337	3	337	3	340	6	-0.6
35	345	15	341	4	340	3	344	6	-1.4
36	352	13	351	4	351	3	338	6	-0.3

Окончание приложения 9

Зерно	207Pb/206Pb		207Pb/235U		206Pb/238U		208Pb/232Th		D,%
	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	
Проба	K1-s2								
37	385	31	385	7	384	4	361	8	-0.3
38	367	12	363	4	363	3	339	7	-1.1
39*	760	14	411	5	351	3	243	5	-53.8
40	349	18	348	4	347	3	346	8	-0.6

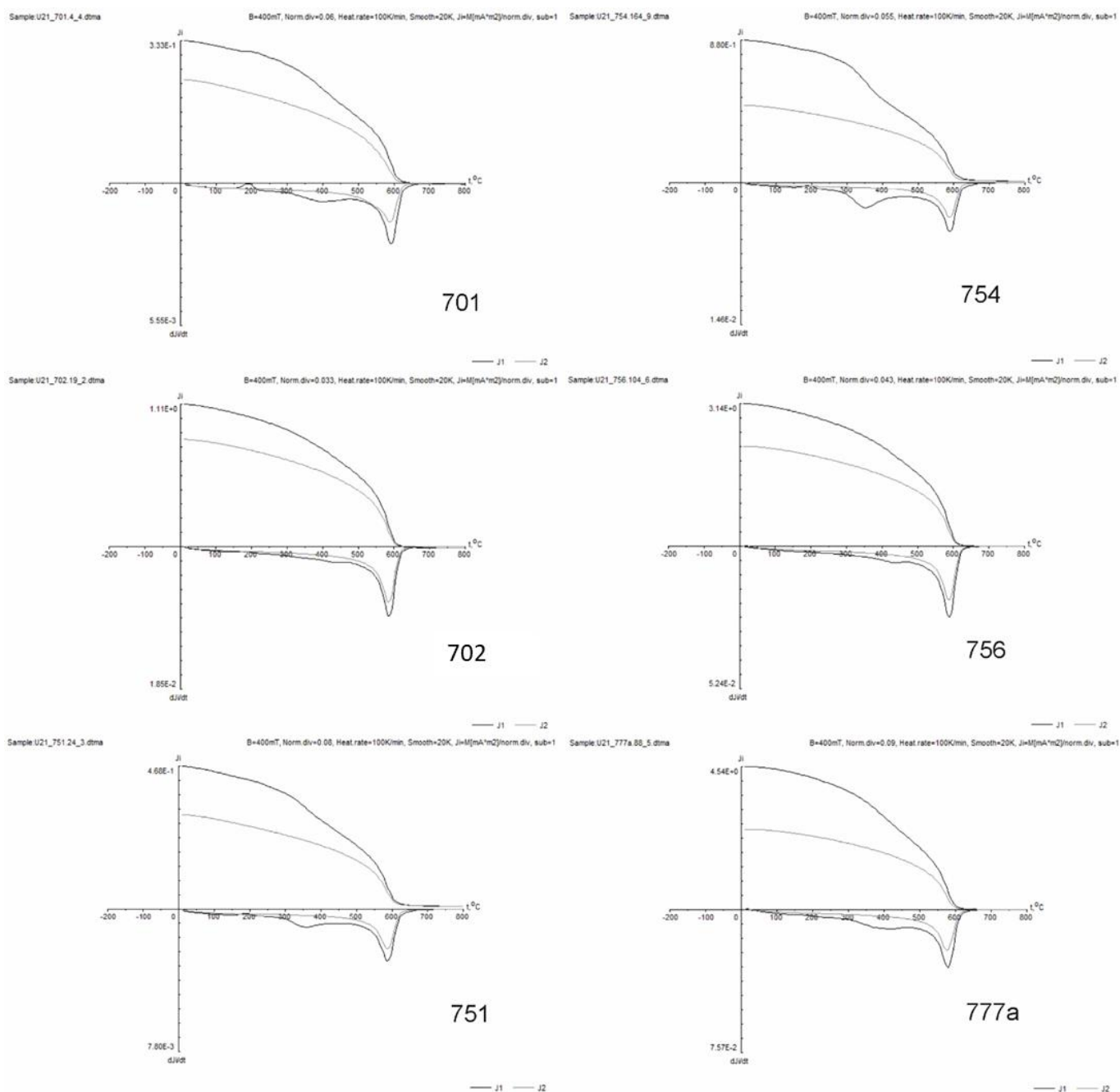
Примечание: D – коэффициент дискордантности, рассчитанный для оценок изотопного возраста, полученным по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; знаком «*» выделены номера зерен с $D > |10\%|$.

**Приложение 10. Результаты U-Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона из
пробы Ш-1s13 Чилектинского плутона**

№№ зерен	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	
1	367	26	368	6	368	3	370	6	0.3
2	382	23	384	6	385	3	378	6	0.8
3*	559	30	415	8	389	4	373	7	-30.4
4*	501	32	410	8	394	4	380	7	-21.4
5*	607	30	418	8	384	4	374	7	-36.7
6*	436	32	375	8	365	4	356	7	-16.3
7	373	26	372	6	372	3	362	7	-0.3
8*	430	24	391	6	385	3	370	7	-10.5
9	384	39	385	9	385	4	372	9	0.3
10	381	44	378	10	378	4	370	9	-0.8
11*	448	47	382	9	372	3	370	3	-17.0
12*	485	28	395	7	380	3	379	7	-21.6
13	392	47	389	10	389	4	369	8	-0.8
14*	892	43	456	11	375	3	364	3	-58.0
15*	483	25	395	6	380	3	378	7	-21.3
16	380	37	372	8	371	4	372	8	-2.4
17*	539	36	431	9	411	4	387	9	-23.7
18	387	39	387	9	387	4	371	9	0.0
19*	471	24	388	6	374	3	368	8	-20.6
20	363	36	364	8	365	4	345	8	0.6
21*	1126	48	538	14	410	4	394	4	-63.6
22	378	34	374	7	373	3	370	7	-1.3
23*	631	33	417	8	379	4	365	7	-39.9
24*	615	29	421	8	387	4	359	7	-37.1
25	397	37	398	8	398	4	367	8	0.3
26	416	29	396	7	393	4	386	8	-5.5
27	375	40	379	8	380	4	359	8	1.3
28	373	44	374	9	374	4	359	8	0.3
29*	493	28	396	7	380	3	356	8	-22.9
30*	538	31	401	7	377	3	351	8	-29.9

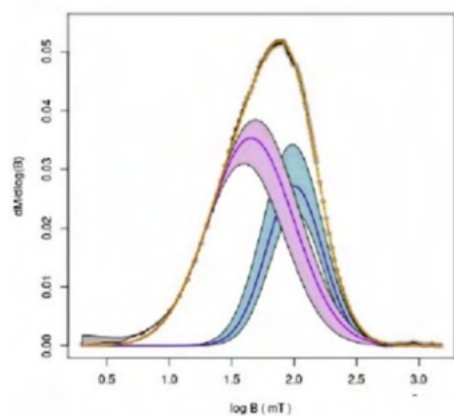
Примечание: D – коэффициент дискордантности, рассчитанный для оценок изотопного возраста, полученным по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; знаком «*» выделены номера зерен с $D > |10\%|$.

Приложение 11. Графики ДТМА по всем точкам Чекинского массива

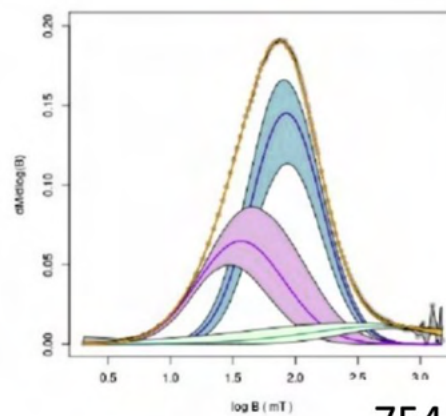


По горизонтали: температура в °C. По вертикали выше нуля – индуктивная намагниченность (J_i). По вертикали ниже нуля – производная изменения индуктивной намагниченности (dJ_i / dt). Темно-серые кривые – первый нагрев, светло-серые кривые – второй нагрев

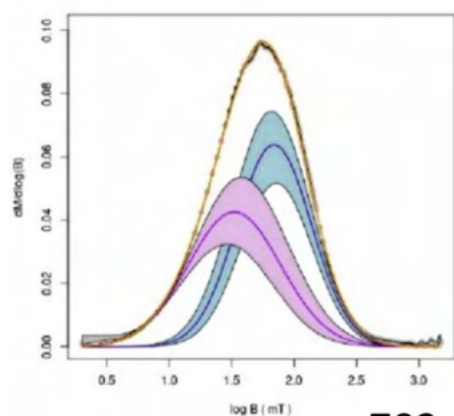
Приложение 12. Результаты разложения коэрцитивных спектров для сайтов Чекинского массива



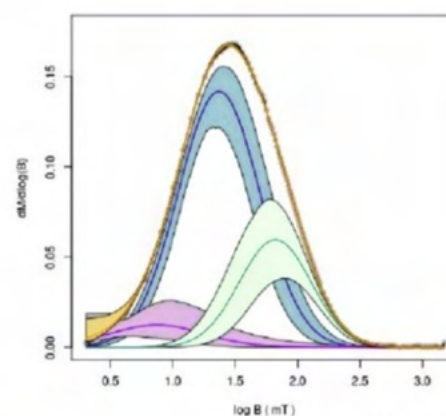
701



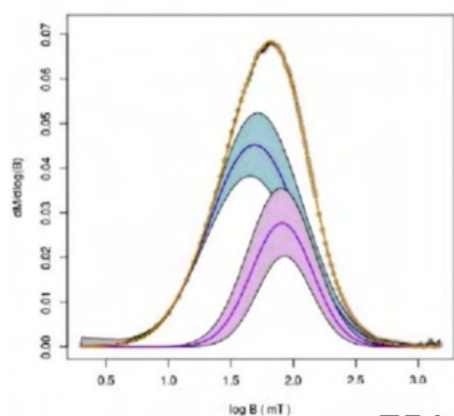
754



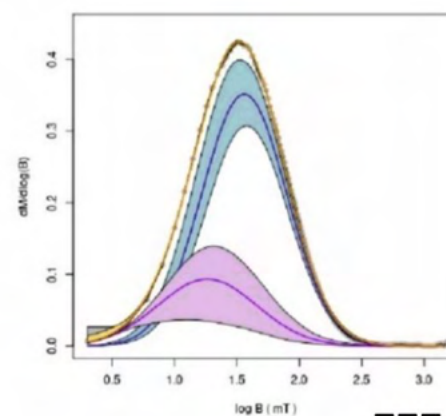
702



756



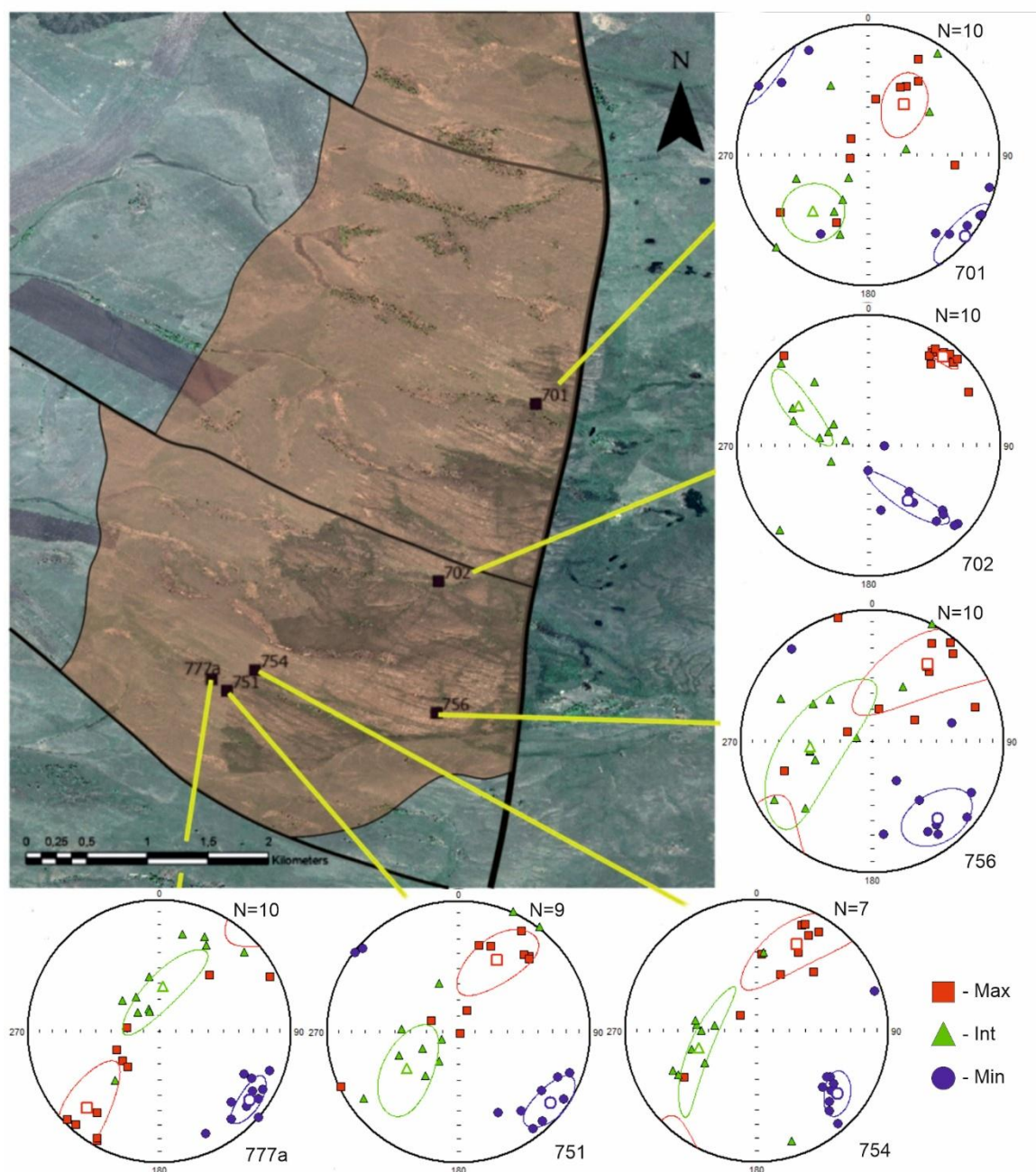
751



777a

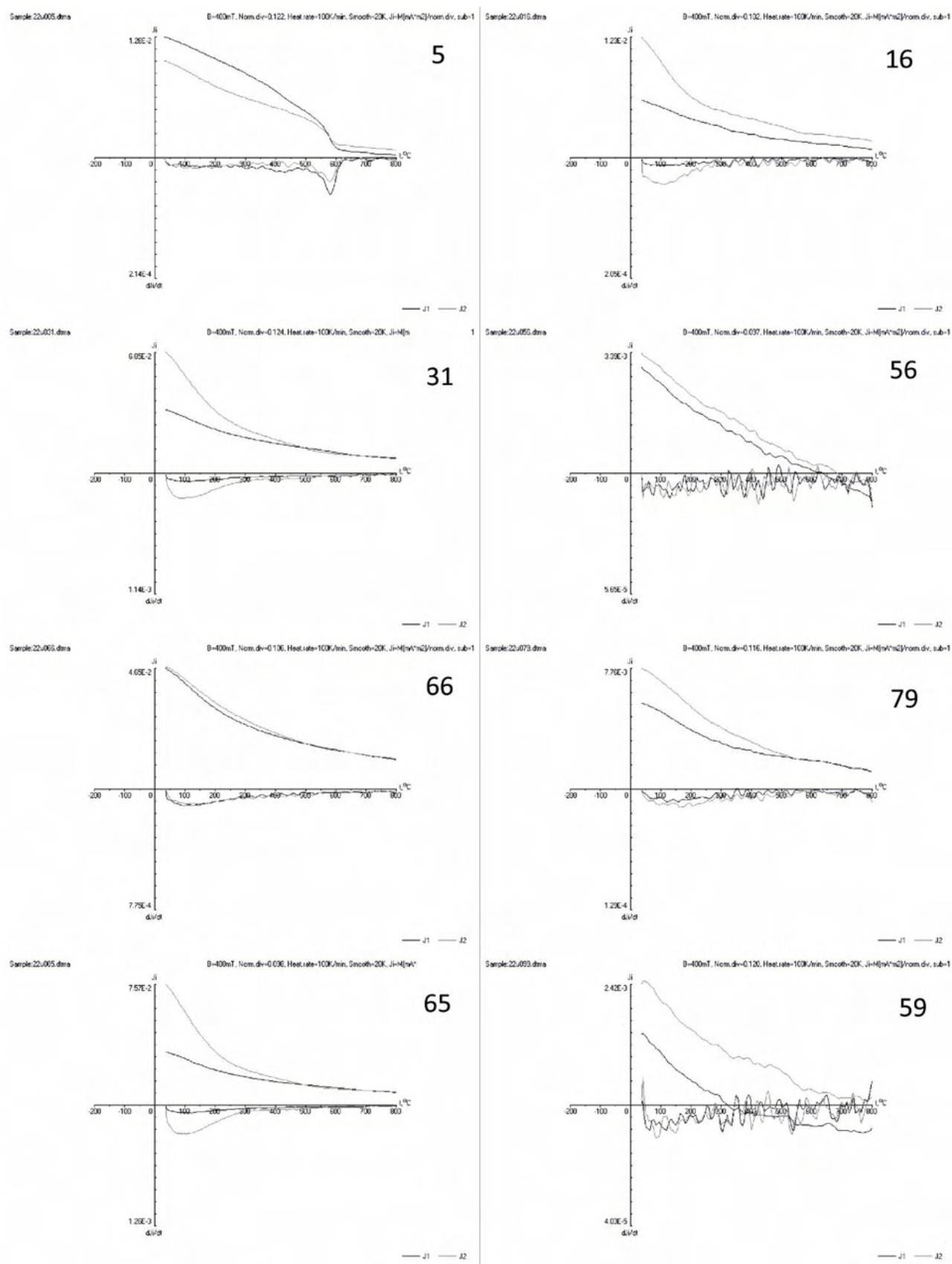
Анализ проведен в программе Max UnMix. Желтая линия показывает общее распределение коэрцитивности. Фиолетовая, синяя и зеленые линии показывают компоненты вклада минералов в общую коэрцитивность. Поля вокруг линий показывают ошибку.

Приложение 13. Стереограммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Чекинском массиве до нагрева.

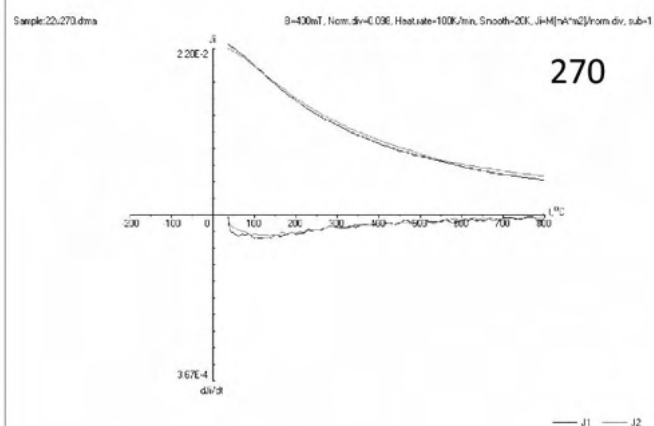
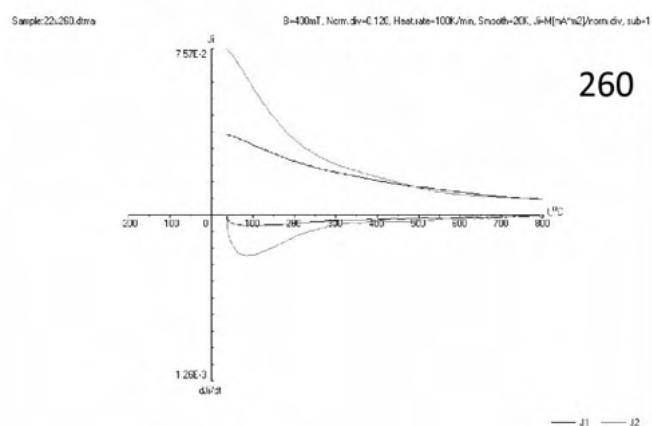
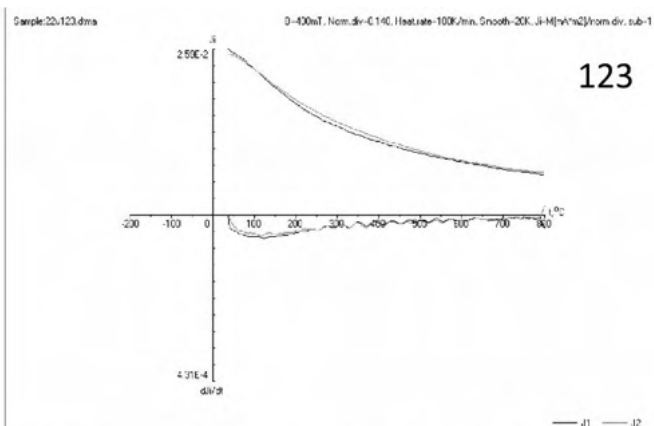
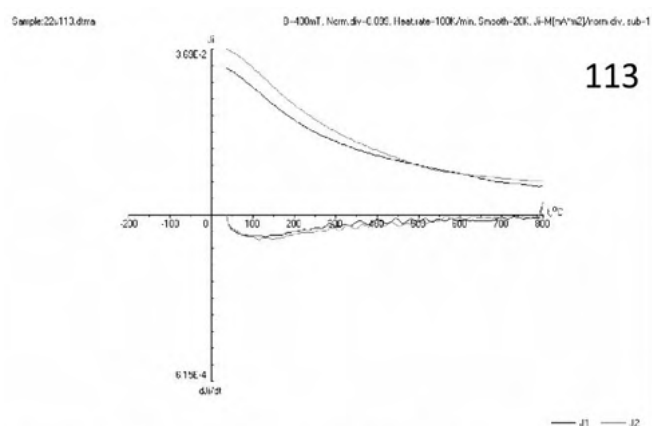


Проекция равноплощадная, система координат географическая. Красные квадраты – максимальная ось, синие точки – минимальная ось, зеленые треугольники – средняя ось. Открытые символы соответствующего цвета – средние направления осей, овалы – доверительные интервалы. N – количество образцов на сайте

Приложение 14. Графики ДТМА по всем точкам Крыклинского плутона

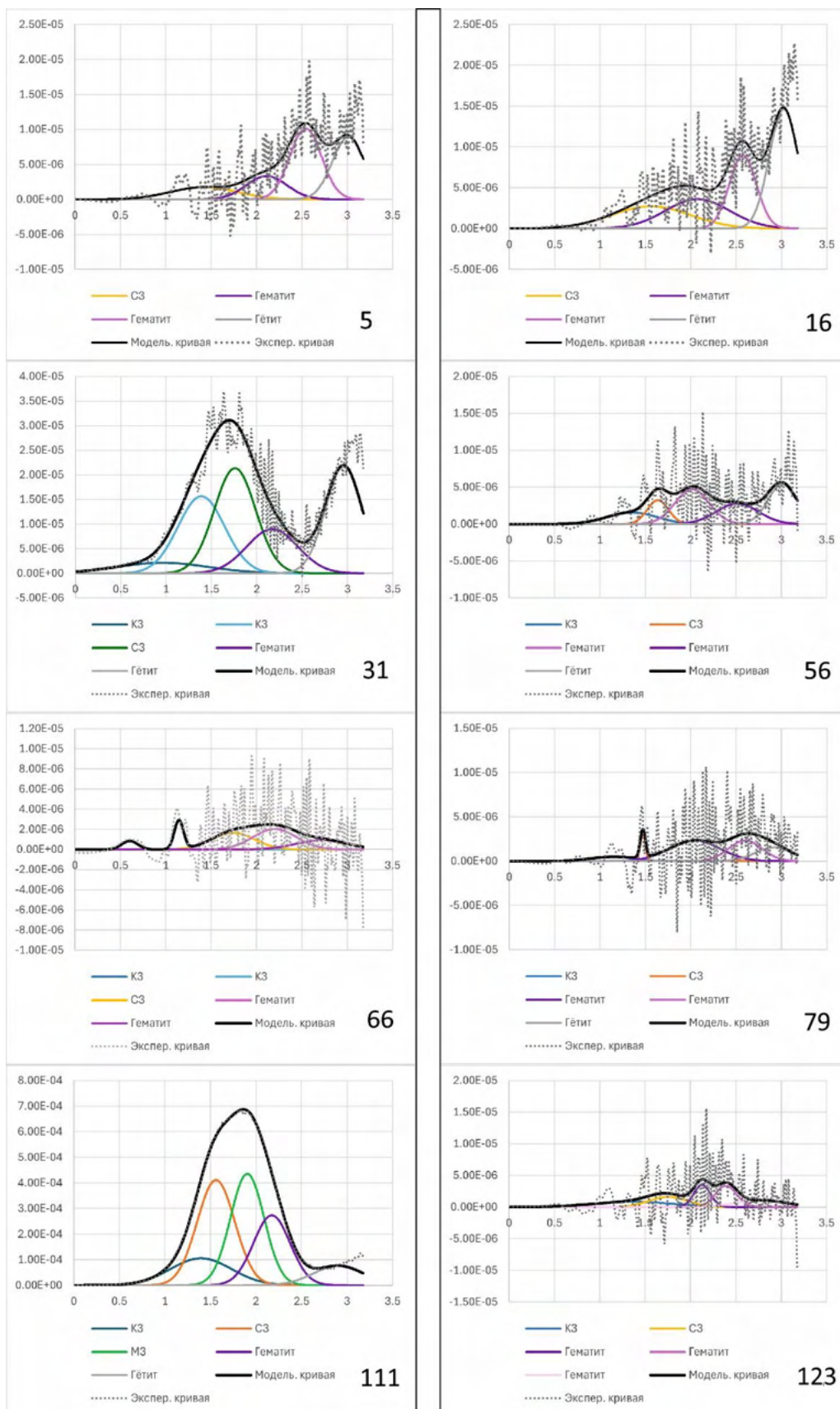


Окончание приложения 14

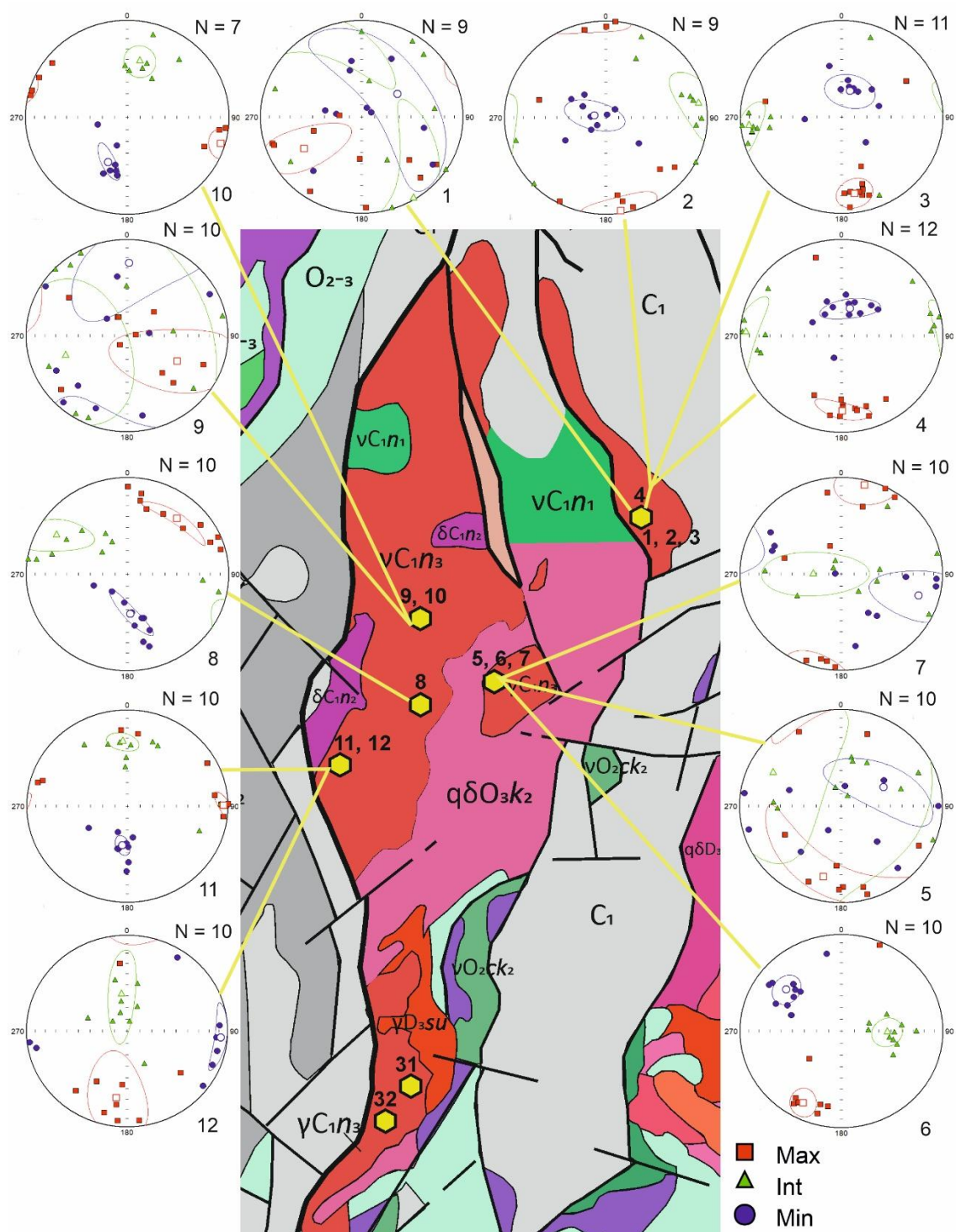


По горизонтали: температура в $^{\circ}\text{C}$. По вертикали выше нуля – индуктивная намагниченность (J_i). По вертикали ниже нуля – производная изменения индуктивной намагниченности (dJ_i / dt). Темно-серые кривые – первый нагрев, светло-серые кривые – второй нагрев

Приложение 15. Результаты разложения коэрцитивных спектров для сайтов Крыклинского плутона

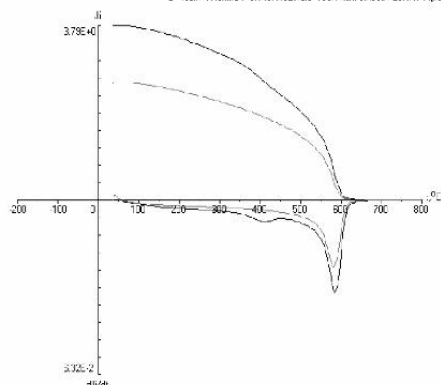


Приложение 16. Стереограммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Крыклинском плутоне до нагрева.



Приложение 17. Графики ДТМА по всем точкам Чилектинского плутона

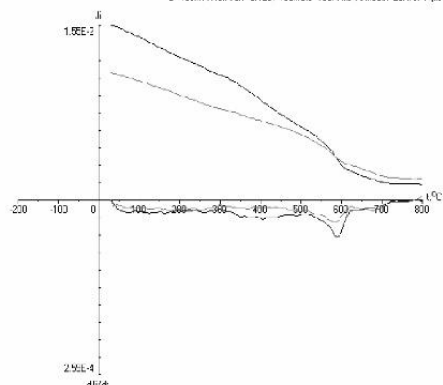
Sample 22/144.dma B=400mT, Norm div=0.145, Heat rate=100K/min, Smooth=20K, J1-MJ/mA²/norm div, sub=1



14

— J1 — J2

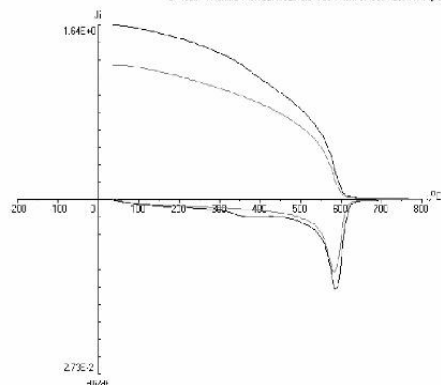
Sample 22/154.dma B=400mT, Norm div=0.123, Heat rate=100K/min, Smooth=20K, J1-MJ/mA²/norm div, sub=1



15

— J1 — J2

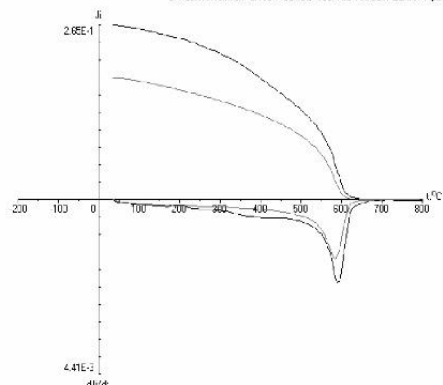
Sample 22/164.dma B=400mT, Norm div=0.102, Heat rate=100K/min, Smooth=20K, J1-MJ/mA²/norm div, sub=1



16

— J1 — J2

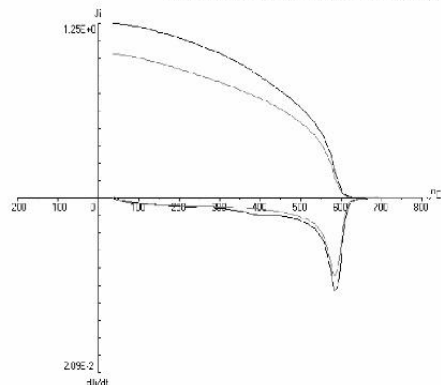
Sample 22/175.dma B=400mT, Norm div=0.103, Heat rate=100K/min, Smooth=20K, J1-MJ/mA²/norm div, sub=1



17

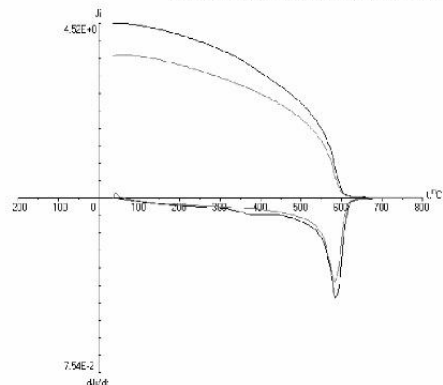
— J1 — J2

Sample 22/183.dma B=400mT, Norm div=0.101, Heat rate=100K/min, Smooth=20K, J1-MJ/mA²/norm div, sub=1



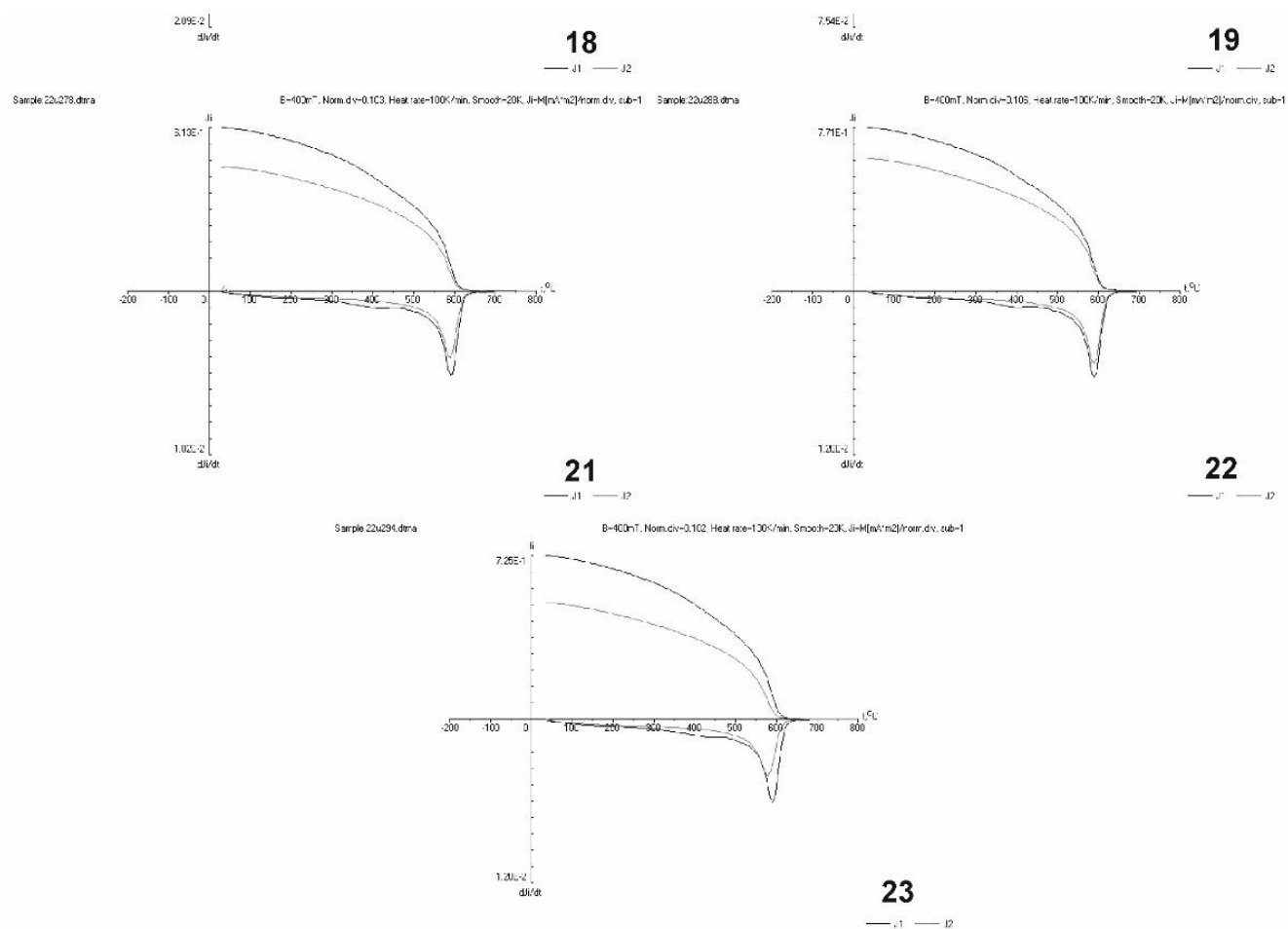
18

Sample 22/210.dma B=400mT, Norm div=0.141, Heat rate=100K/min, Smooth=20K, J1-MJ/mA²/norm div, sub=1

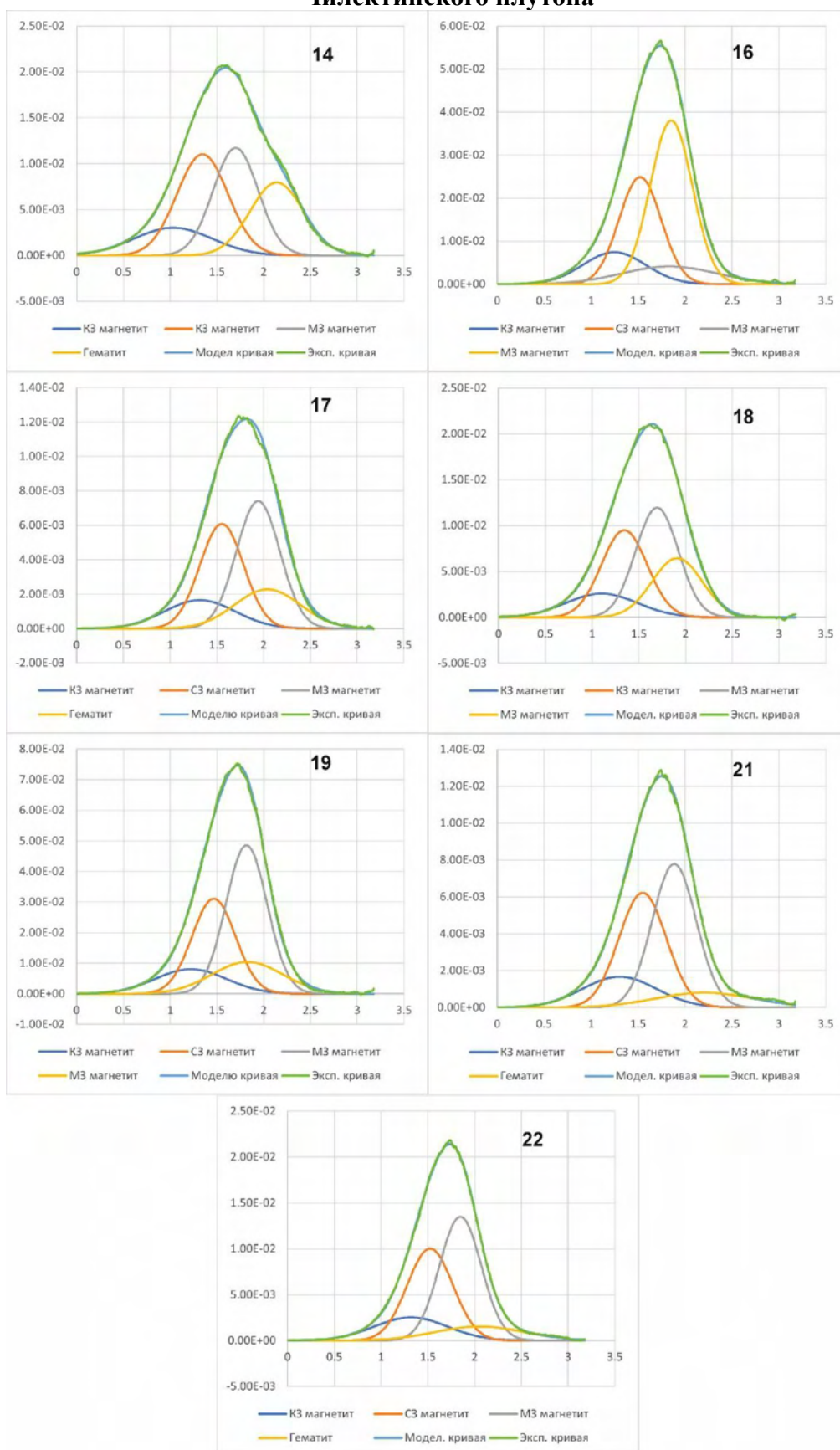


19

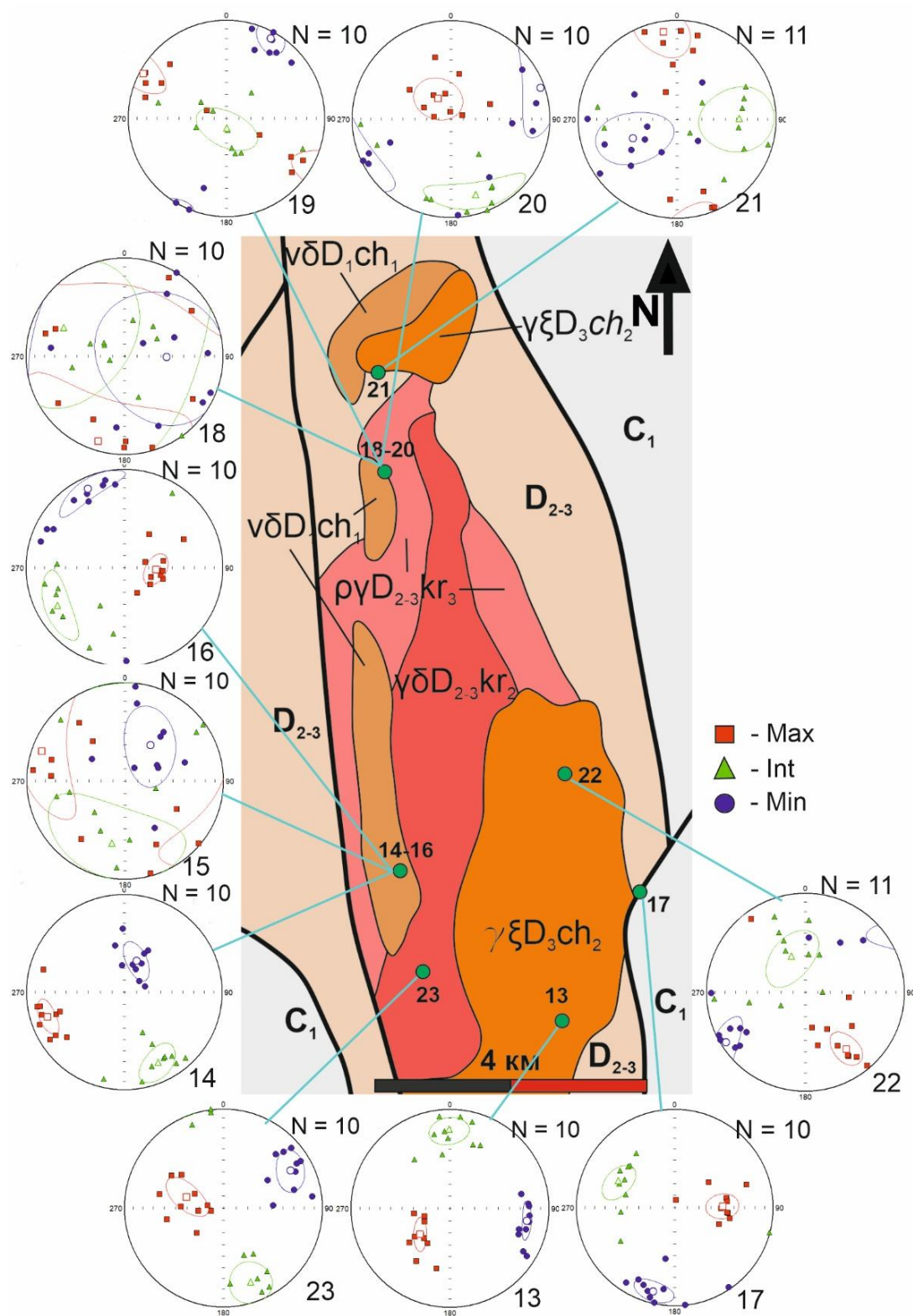
Окончание приложения 17



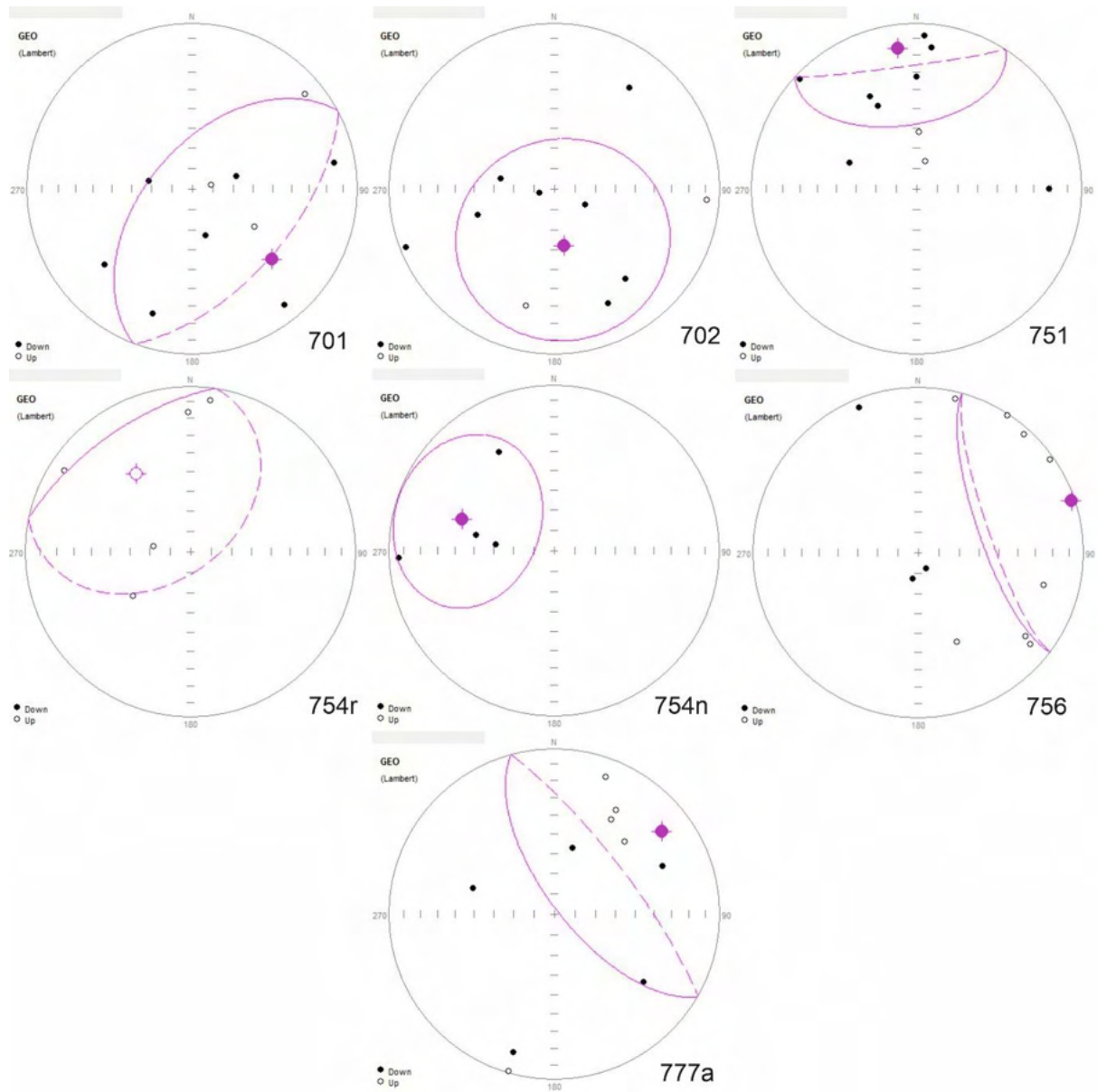
Приложение 18. Результаты разложения коэрцитивных спектров для сайтов Чилектинского плутона



Приложение 19. Стереограммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Чилектинском плутоне до нагрева.

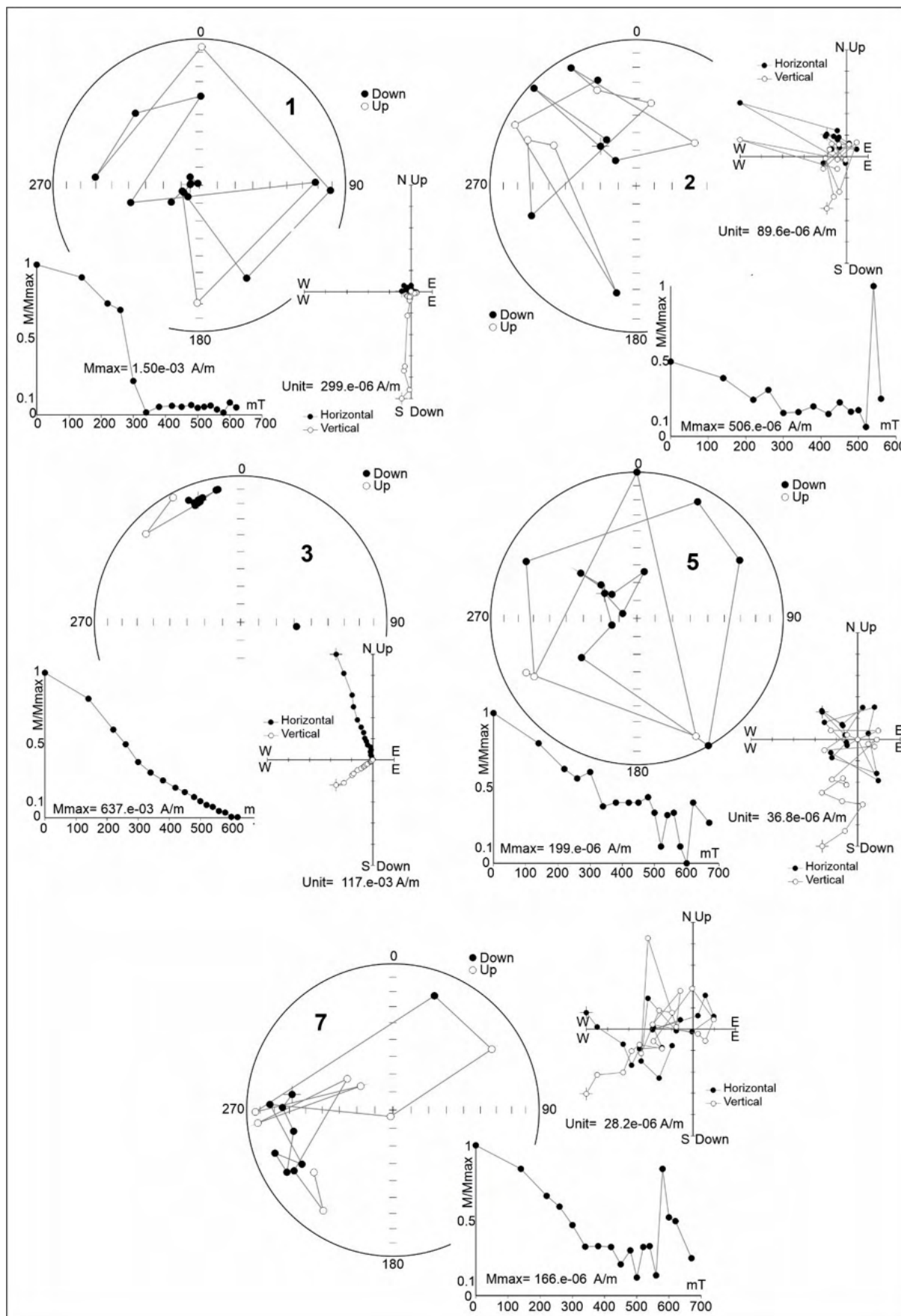


Приложение 20. Стереограммы с направлениями остаточной намагниченности по всем сайтам на Чекинском массиве

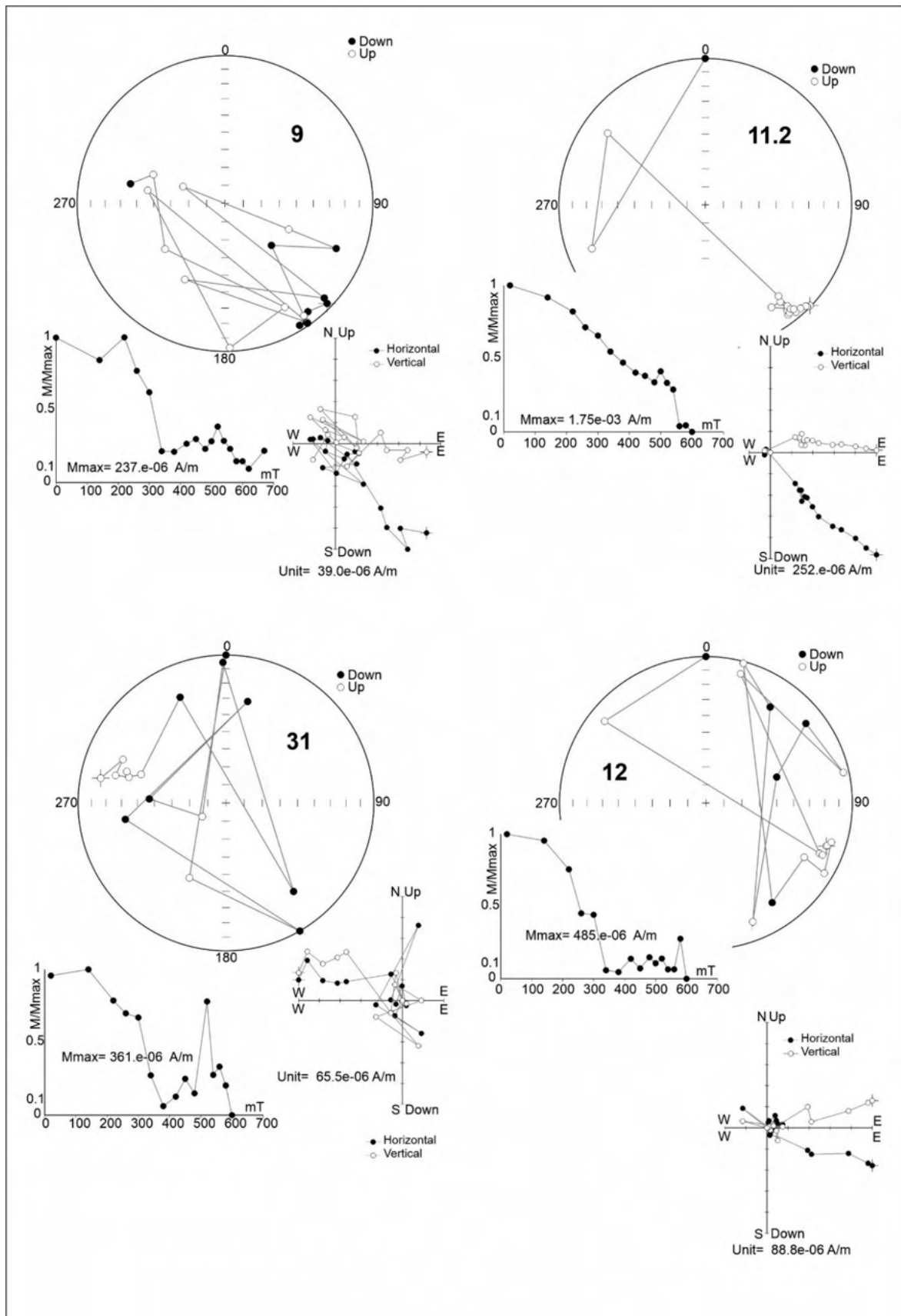


Черные точки – нижняя полусфера. Белые – верхняя полусфера

Приложение 21. Диаграммы Зийдервельда для сайтов Крыклинского плутона



Окончание приложения 21



Приложение 22. Диаграммы Зийдервельда для сайтов Чилектинского плутона

