



STRUCTURAL EVOLUTION OF THE CHEKA PLUTON (SOUTHERN URALS): PETROMAGNETIC STUDIES AND FRACTURE ANALYSIS

P.A. Shestakov ¹✉, A.Yu. Kazansky ³, A.V. Tevelev ^{1,2}, N.V. Pravikova ¹, E.V. Koptev⁴,
E.A. Volodina^{1,2}, A.A. Borisenko⁵, I.A. Kosheleva²

¹ Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

² LLC "Geopoisk", 26B/1-207 Entuziastov St, Chelyabinsk 454080, Russia

³ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

⁴ McMaster University, Hamilton, Ontario L8S 4L8, Canada

⁵ LLC "Geotechconsulting", 5 26 Bakinskich Commissarov St, Moscow 119571, Russia

ABSTRACT: The Cheka pluton, located in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals and composed of the alkaline granitoids, is meridionally elongated (1–2)×6.5 km. The fracture and anisotropy of magnetic susceptibility analysis was made on the Cheka pluton for the first time. The study materials comprise fracture measurements and core samples. The fractures were classified as either prototectonic or tectonic using the Stereonet software. The prototectonic fractures were classified into three standard types in accordance with the system proposed by G. Cloos: S, Q, and L. The system of tectonic fractures corresponds to the Riedel model, which confirms the formation of the pluton as a dextral magmatic strike-slip duplex supposed earlier. The analysis of magnetic mineralogy revealed that the most prevalent magnetic mineral is fine- to medium-grained magnetite. Using the anisotropy of magnetic susceptibility data, the main direction of melt flow during the formation of the pluton was determined to be 36° NE. This direction is in close alignment with the orientation of one of the prototectonic fracture systems, which has a strike azimuth of 39° NE. The constructed complex structure model indicates that the Triassic granitoid plutons of the Magnitogorsk megazone were most likely formed during the right-lateral transpression, associated with a local strike-slip fault-related extension zone. These conditions are generally consistent with the Triassic rifting and dextral strike-slip motion in the Southern Urals.

KEY WORDS: Southern Urals; granitoids; fracture analysis; petromagnetic studies; strike-slip-fault magmatic duplex; structural model; Magnitogorsk megazone; strike-slip fault-related extension

FUNDING: The work was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 19-55-26009 Czechia_a). The work utilized the materials provided by the "Geoportal" Shared Research Facilities of the Lomonosov Moscow State University. The thin-sections were described and photographed using the Olympus BX53P microscope, purchased under the MSU Development Program.



EDN: NOPIAC

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Petr A. Shestakov, petrshestak@yandex.ru

Received: May 31, 2024

Revised: October 3, 2024

Accepted: October 14, 2024

FOR CITATION: Shestakov P.A., Kazansky A.Yu., Tevelev A.V., Pravikova N.V., Koptev E.V., Volodina E.A., Borisenko A.A., Kosheleva I.A., 2024. Structural Evolution of the Cheka Pluton (Southern Urals): Petromagnetic Studies and Fracture Analysis. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (6), 0792. doi:10.5800/GT-2024-15-6-0792

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕКИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

П.А. Шестаков¹, А.Ю. Казанский³, А.В. Тевелев^{1,2}, Н.В. Правикова¹, Е.В. Коптев⁴,
Е.А. Володина^{1,2}, А.А. Борисенко⁵, И.А. Кошелева²

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

² ООО «Геопоиск», 454080, Челябинск, ул. Энтузиастов, 26Б/1, оф. 207, Россия

³ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

⁴ Макмастерский университет, L8S 4L8, Гамильтон, Онтарио, Канада

⁵ ООО «Геотехконсалтинг», 119571, Москва, ул. 26 Бакинских Комиссаров, 5, Россия

АННОТАЦИЯ. Чекинский массив расположен в Магнитогорской мегазоне Южного Урала, он сложен щелочными гранитоидами и имеет меридионально вытянутую форму, (1–2)×6.5 км. Впервые проведен анализ трещиноватости и анизотропии магнитной восприимчивости по Чекинскому массиву. Материалы исследования включают замеры трещин и образцы в виде цилиндров (керна). Трещины были разделены на прототектонические и тектонические в программе Stereonet. Прототектонические трещины имеют стандартное разделение по трем типам Г. Клооса – S, Q, L. Система тектонических трещин соответствует модели Риделя, что подтверждает формирование массива в качестве правостороннего магматического сдвигового дуплекса, предполагаемое ранее. Анализ магнитной минералогии показал, что преобладающим магнитным минералом является мелко- и среднезернистый магнетит. По данным анизотропии магнитной восприимчивости определено основное направление течения расплава при формировании массива – 36° СВ. Данное направление практически совпадает с ориентировкой одной из систем прототектонических трещин – 39° СВ. Построенная комплексная структурная модель показывает, что в триасе гранитоидные массивы Магнитогорской мегазоны развивались в механических условиях правой транспрессии, сопряженной с локальной зоной присдвигового растяжения. Данные условия согласуются с общей обстановкой рифтинга и правосторонних сдвигов на Южном Урале в триасовом периоде.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Южный Урал; гранитоиды; анализ трещиноватости; петромагнитные исследования; сдвиговый магматический дуплекс; структурная модель; Магнитогорская мегазона; присдвиговое растяжение

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия_а). В работе использованы материалы, предоставленные ЦКП «Геопортал» МГУ им. М.В. Ломоносова. При описании и фотографировании шлифов использовался микроскоп Olympus BX53P, приобретенный по Программе развития МГУ.

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследование процессов формирования и эволюции горно-складчатых сооружений является одной из фундаментальных задач геологии. Поскольку геодинамическая обстановка во многом определяет характер магматизма региона, изучение строения, состава, возраста и способа формирования plutonic комплексов дает информацию об истории возникновения конкретных региональных горных массивов, о закономерностях эволюции горных сооружений различного типа.

Цель данного исследования состояла в реконструкции обстановок формирования Чекинского массива щелочных гранитоидов (малочекинский комплекс), расположенного в Центрально-Магнитогорской зоне Магнитогорской мегазоны Южного Урала. При этом решалась задача верификации модели формирования Чекинского массива в качестве сдвигового магматического дуплекса, что предполагалось ранее на основе петрологических и структурных данных [Tevelev et al., 2008, 2009]. Для достижения поставленной цели исследования проводились в двух направлениях: 1) анализ

анизотропии магнитной восприимчивости и 2) структурный анализ трещиноватости.

Исследования анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) являются надежным инструментом для определения предпочтительной ориентации минералов в горных породах [Tauxe et al., 1998; Borradaile, Henry, 1997]. Он основывается на связи между кристаллографической и магнитной анизотропией некоторых парамагнитных и ферромагнитных минералов и представляет собой неразрушающий и эффективный экспресс-метод определения структуры горных пород. Для интрузивных образований исследования AMS позволяют не только реконструировать движение магмы в процессе становления массивов [Tarling, Hrouda, 1993], но и выявлять наложенные деформации пород [Archanjo et al., 2009].

В данной работе мы дополнили исследования AMS щелочных гранитоидов Чекинского массива анализом трещиноватости пород. Структурный анализ позволил определить прототектоническую трещиноватость (прототектонику твердой фазы), а также восстановить деформационную обстановку при формировании

интрузивов, а в результате получить комплексную структурную характеристику массива. В пределах малочекинского комплекса такие исследования проведены впервые.

Геология района исследований. Изученный Чекинский массив расположен в Магнитогорской мегазоне Южного Урала, которая представляет собой девонскую палеоостровную дугу. В современной структуре она

разделена на Западно-Магнитогорскую, Центрально-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую зоны. Центрально-Магнитогорская зона сложена преимущественно контрастной серией вулканитов раннекаменноугольного возраста. Как правило, она отождествляется с Богдановским палеорифтом [Puchkov, 2000; Salikhov et al., 2014; Rudakova et al., 2007]. Магнитогорская мегазона на западе ограничена Главным Уральским

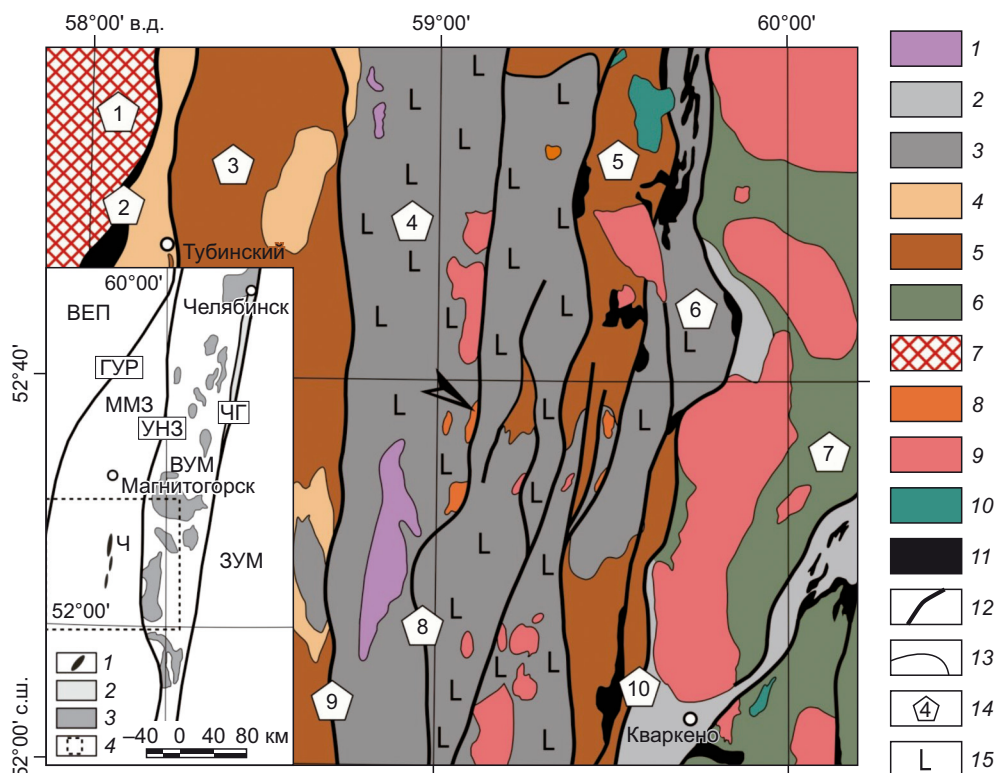


Рис. 1. Общая геологическая схема района исследований (по [State Geological Map..., 2018]).

1 – триасовые конгломераты; 2 – осадочные комплексы верхней части нижнего карбона; 3 – преимущественно вулканогенные комплексы нижнего карбона (березовская и греховская свиты); 4 – флиш фаменского яруса; 5 – преимущественно вулканогенные комплексы нижнего девона – франа; 6 – терригенные комплексы ордовика; 7 – метаморфические комплексы докембрия; 8–11 – plutonic complexes: 8 – щелочных гранитоидов, 9 – гранитов-лейкогранитов, 10 – габбро и диоритов, 11 – ультрамафитов; 12 – разрывы; 13 – стратиграфические и интрузивные границы; 14 – крупные структурные единицы: 1 – метаморфические комплексы Восточно-Европейской платформы, 2 – Главный Уральский разлом, 3 – Западно-Магнитогорская зона, 4 – Центрально-Магнитогорская зона, 5 – Восточно-Магнитогорская зона, 6 – Уйско-Новооренбургская сутурная зона, 7 – Восточно-Уральская мегазона, 8 – Карабулакский взбросо-сдвиг, 9 – Западно-Кизильский сдвиг, 10 – Восточно-Кировский сдвиг. Стрелкой показан Чекинский массив; 15 – раннекаменноугольные базальты. На врезке: 1 – массивы малочекинского комплекса; 2 – вулканогенно-терригенные комплексы Челябинского грабена; 3 – каменноугольные и пермские гранитоиды; 4 – контуры участка. Структурные элементы: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ГУР – Главный Уральский разлом, ММЗ – Магнитогорская мегазона, УНЗ – Уйско-Новооренбургская зона, ВУМ – Восточно-Уральская мегазона, ЗУМ – Зауральская мегазона, Ч – Чекинский массив.

Fig. 1. General geological map of the study area (after [State Geological Map..., 2018]).

1 – Triassic conglomerates; 2 – sedimentary complexes of the upper part of the Lower Carboniferous; 3 – predominantly volcanogenic complexes of the Lower Carboniferous (Berezovskaya and Grekhovskaya formations); 4 – flysch of the Famennian stage; 5 – predominantly volcanogenic complexes of the Lower Devonian – Frasnian; 6 – terrigenous complexes of the Ordovician; 7 – metamorphic complexes of the Precambrian; 8–11 – plutonic complexes: 8 – alkaline granitoids, 9 – granites-leucogranites, 10 – gabbro and diorites, 11 – ultramafic rocks; 12 – faults; 13 – stratigraphic and intrusive boundaries; 14 – large structural units: 1 – metamorphic complexes of the East European Platform, 2 – Main Ural fault, 3 – West Magnitogorsk zone, 4 – Central Magnitogorsk zone, 5 – East Magnitogorsk zone, 6 – Uisk-Novooorenburg Suture zone, 7 – East Ural megazone, 8 – Karabulak reverse-slip fault, 9 – West Kizil strike-slip fault, 10 – East Kirovsk strike-slip fault; 15 – Early Carboniferous basalts. The arrow indicates the Cheka pluton. On the inset: 1 – plutons of the Malaya Cheka complex; 2 – volcano-terrigenous complexes of the Chelyabinsk graben; 3 – Carboniferous and Permian granitoids; 4 – contours of the study area. Structural elements: BEП – East European platform, ГУР – Main Ural fault, ММЗ – Magnitogorsk megazone, УНЗ – Uisk-Novooorenburg zone, ВУМ – East Ural megazone, ЗУМ – Zauralskaya megazone, Ч – Cheka pluton.

разломом, а на востоке – Уйско-Новооренбургской структурной зоной, отделяющей ее от Восточно-Уральской мегазоны (рис. 1).

Чекинский массив щелочных гранитоидов представляет собой нестандартный для Богдановского палеорифта массив, как, впрочем, и весь малочекинский комплекс [Furina et al., 2010]. Малочекинский комплекс представлен породами умеренно щелочной и высокощелочной серий, которые относятся также к известково-щелочной и высококалийевой сериям. Комплекс сложен породами трех фаз внедрения: к первой фазе относятся монцодиориты, монцониты, ко второй – щелочные сиениты, к третьей – щелочные граниты, щелочные граносиениты. Чекинский массив сложен преимущественно породами третьей фазы, первые две фазы распространены ограниченно. Щелочность пород определяется присутствием в их составе эгирина, арфведсонита и феррогастингсита, которые не встречаются в других гранитоидах Центрально-Магнитогорской зоны. Практически все породы Чекинского массива имеют высокое содержание редкоземельных элементов, суммарное количество которых достигает 500 г/т.

Поскольку малочекинский комплекс существенно отличается по составу от других комплексов Магнитогорской зоны, его массивы часто описываются как «изолированные», отличающиеся по химическому и минеральному составу [Salikhov et al., 2019]. Чекинский массив простирается меридионально и имеет длину 6.5 км и ширину 1–2 км, сужаясь в северной части. С востока массив ограничен региональным Карабулакским взбросо-сдвигом меридионального простираения, имеющим крутое (50–70°) падение на запад. Остальные контакты массива нормальные интрузивные. Чекинский массив прорывает вулканогенно-осадочные породы греховской и березовской свит магнитогорской серии нижнего карбона: на востоке он граничит с греховской свитой, а на западе – с березовской свитой.

Несмотря на уникальность Чекинского массива, его изучению посвящено сравнительно небольшое количество работ. Одним из первых его исследователей был С.Г. Червяковский [Chervyakovsky, 1974, 1981], подробно изучавший геохимию щелочных пород. До начала следующего века в изучении Чекинского массива был перерыв. Активные исследования возобновились с началом работ по подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200000 территории листа N-40-XXXVI, изданной через девять лет после их завершения [State Geological Map..., 2018].

Характерной чертой щелочных гранитоидов Чекинского массива является высокое содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно тяжелых. По результатам RbSr-изохронного анализа был определен изотопный возраст массива как средний триас [Tevelev et al., 2009] (валовые пробы, полевые шпаты и щелочные амфиболы (млн лет): щелочные сиениты – 223±10 (СКВО=0.39); щелочные граносиениты – 238±19 (1.14); щелочные граниты: 226.1±4 (0.81); 229.3±2.1 (0.082); 229.7±3.6 (1.4)). Расчет по пяти валовым пробам дает

изотопный возраст 237±21 млн лет. Низкое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70510$ сочетается с обычным для гранитных пород мезозойского возраста начальным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512837$, что показывает существенное влияние обогащенного мантийного источника. Sm-Nd изотопный возраст щелочных гранитоидов малочекинского комплекса также определен как средний триас, хотя и с большим доверительным интервалом. Вместе с тем U-Pb-датирование цирконов показало существенно другой возраст – ранний карбон [Salikhov et al., 2013; State Geological Map..., 2018]. Было показано, что раннекаменноугольные цирконы являются захваченными [Tevelev et al., 2023].

По нашим представлениям [Tevelev et al., 2008], в раннем триасе на Южном Урале преобладал режим правосторонней трансенсии, что привело к образованию Челябинского рифта на восточной окраине Восточно-Уральской зоны. В среднем триасе режим трансенсии сменился режимом правосторонней транспрессии. Челябинский рифт преобразовался в сутуру, а массивы малочекинского комплекса, по-видимому, внедрялись в локальных зонах присдвигового растяжения на западном плече рифта, где мощная континентальная кора сформировалась еще в ранней перми. Наряду с этим стоит отметить, что для раннего карбона, к которому относятся вмещающие Чекинский массив породы, характерна другая механическая обстановка формирования – левостороннего простого сдвига.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ трещиноватости. Данные, использованные при анализе трещиноватости Чекинского массива, были получены тремя методами. Основным методом было измерение элементов залегания трещин с помощью горного компаса (поправка на магнитное склонение +10°). Дополнительно были сделаны замеры элементов залегания других мезоструктур (минеральные жилы, контакты даек, линейность и т.д.). Эти работы были проведены на пяти точках элементов – замеры более 180 трещин (рис. 2).

Второй способ заключался в анализе крупномасштабных космоснимков со спутника Sentinel, предоставленных ЦКП «Геопортал» МГУ им. М.В. Ломоносова (рис. 3). Кроме того, с целью уточнения данных, полученных по космоснимкам, были проанализированы низковысотные аэрофотоснимки, сделанные в процессе полевых работ с помощью дрона Mavic Mini 2.

Данные по трещиноватости обработаны в программе Stereonet версии 11.3.0 по методикам [Allmendinger et al., 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013]. Полюсы трещин с каждой точки были вынесены на стереограммы. Затем программой были посчитаны контуры Кабма, которые представляют собой статистические зоны, основанные на расчете среднеквадратичного отклонения.

Петромагнитные исследования. На шести точках (сайтах) были отобраны образцы (60 цилиндров) путем бурения с помощью модифицированной дрели Makita DDF481 13 мм (табл. 1). Образцы ориентировались

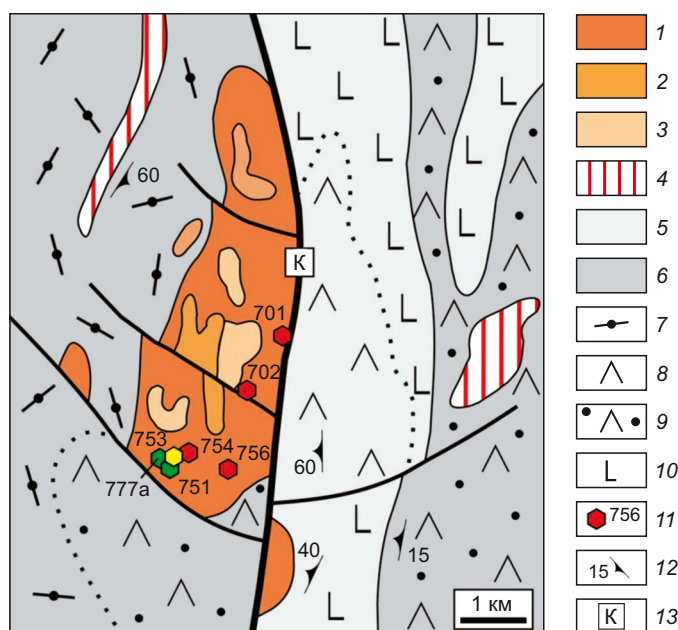


Рис. 2. Фрагмент геологической карты массива Чека (по [State Geological Map..., 2018]) и схема расположения точек.

1–3 – малочекинский комплекс: 1 – монцодиориты, монзониты 1-й фазы, 2 – сиениты и щелочные сиениты 2-й фазы, 3 – щелочные граниты и щелочные граносиениты 3-й фазы; 4 – субвулканические трахириолиты; 5 – греховская свита; 6 – березовская свита; 7–10 – вулканики: 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.

Fig. 2. Fragment of the geological map of the Cheka pluton (after [State Geological Map..., 2018]) and point location scheme.

1–3 – Malaya Cheka complex: 1 – phase 1 monzodiorites and monzonites, 2 – phase 2 syenites and alkaline syenites, 3 – phase 3 alkaline granites and alkaline granosyenites; 4 – subvolcanic trachyrhyolites; 5 – Grehovskaya formation; 6 – Berezovskaya formation; 7–10 – volcanics: 7 – trachyrhyolites, 8 – dacites, 9 – dacite tuffs, 10 – basalts; 11 – fracture measurement locations (yellow), paleomagnetic sampling sites (green), complex works locations (red); 12 – strike and dip of plane-parallel structures; 13 – Karabulak reverse-slip fault.

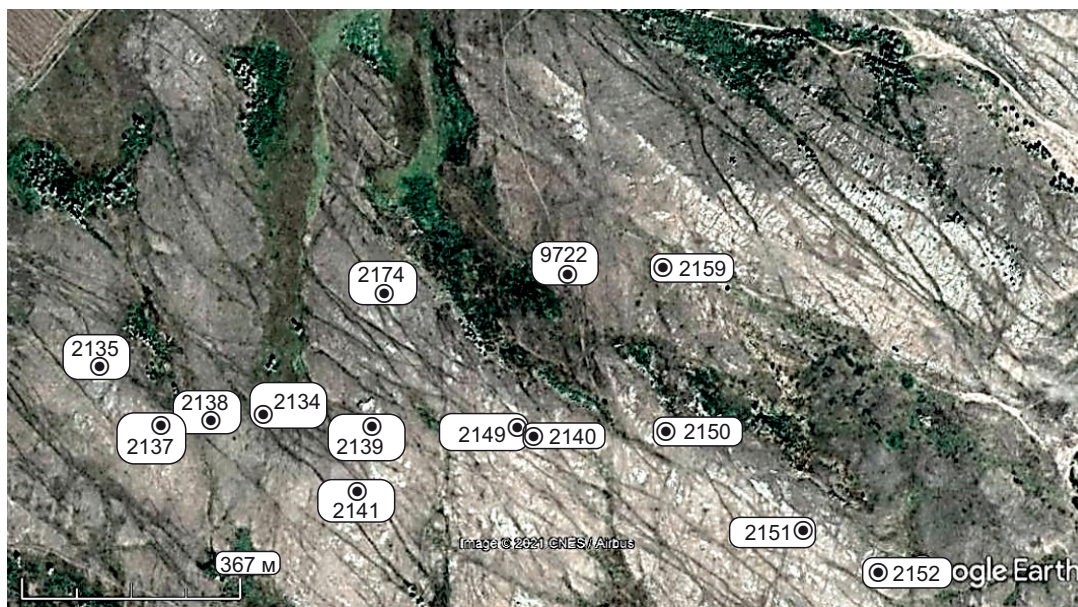


Рис. 3. Серии трещин группы S в южной части Чекинского массива.

Яркие белые площадки – трещины группы L (снимок Google Earth). Номера соответствуют номерам точек наблюдений, выполненных при региональных геологических работах [State Geological Map..., 2018].

Fig. 3. Series of fractures of group S in the southern part of the Cheka pluton.

Bright white areas are fractures of group L (Google Earth image). The numbers correspond to the numbers of observations that were made during the regional geological studies [State Geological Map..., 2018].

Таблица 1. Список точек исследования с координатами и типом пород
Table 1. The list of sampling sites with coordinates and rock types

Точка (сайт)	с.ш.	в.д.	Породы
701	52°36'07.5"	59°06'02.4"	Щелочные граниты
702	52°35'20.1"	59°05'36.5"	Щелочные граниты
751	52°34'30.1"	59°04'24.1"	Щелочные граниты
753	52°34'33.7"	59°04'21.6"	Щелочные лейкограниты
754	52°34'35.6"	59°04'31.6"	Щелочные лейкограниты
756	52°34'24.1"	59°05'20.0"	Щелочные граниты
777a	52°34'33.1"	59°04'19.9"	Щелочные граниты

с помощью магнитного и солнечного компасов для учета местного магнитного склонения. Исследования магнитной восприимчивости и ее анизотропии проводились в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН. AMS измерялась на каппа-мосте MFK-1FA (AGICO, Чехия) в два этапа – в естественном состоянии и после нагрева образцов до 470 °С с целью выявления изменений магнитной текстуры при нагреве. Обработка результатов AMS выполнена с помощью пакетов программ Anisoft 4.2 и Anisoft версии 5.1.08 (AGICO, Чехия) [Anisoft..., 2009].

Для изучения состава магнитных минералов из каждого сайта случайным образом выбирался один образец в предположении того, что вещественный состав образцов с одного сайта в первом приближении однороден. Материал, оставшийся после распиловки этих образцов, был истерт в порошок для последующих измерений. Все магнитоминералогические исследования выполнены в лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма Казанского федерального университета (КФУ).

Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) проводился с использованием весов Кюри системы П.Г. Ясонова [Burov, Yasonov, 1979]. Измерения выполнены в ходе двух последовательных нагревов одного и того же образца в постоянном магнитном поле 400 мТл.

Исследования коэрцитивных параметров проведены с помощью коэрцитивного спектрометра J_meter производства КФУ (г. Казань) конструкции П.Г. Ясонова [Yasonov et al., 1998]. Разложение коэрцитивных спектров выполнено с помощью программы Max Unmix (<https://shinyapps.carleton.edu/max-unmix/>), что позволило подобрать спектры с разной магнитной жесткостью, в сумме слагающие общий коэрцитивный спектр для каждого образца. Пределы значений максимума коэрцитивного спектра (МКС) при диагностике размерности магнитных зерен были выбраны в соответствии с классификацией Р. Эгли [Egli, 2004]: магнетит крупнозернистый 0–20 мТл, среднезернистый – 30–50 мТл, мелкозернистый – 50–90 мТл; гематит – 100–200 мТл; смесь гематита с гетитом – 200 мТл. Правомочность использования таких пределов МКС для изверженных

пород была показана в работах [Bijaksana et al., 2022; Dias et al., 2022], причем в последней работе значения МКС для зерен магнетита разной размерности для гранитоидов составили 24, 40 и 60 мТл, а для гематита – 170 мТл.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ трещиноватости. На Чекинском массиве были проведены замеры трещиноватости в пяти точках. Начальная задача анализа трещиноватости состояла в том, чтобы отделить прототектонические трещины от трещин тектонического происхождения. Для этого были выделены точки, в которых четко определялись бы три взаимно перпендикулярных группы трещин. Лучше всего этому требованию отвечают точки 701 и 702. На остальных точках трещины образуют, на первый взгляд, несколько хаотически расположенные рои полюсов. Однако и на этих точках на основании положения полюсов, выявленных в точках 701 и 702, были идентифицированы трещины, относящиеся к прототектоническим (рис. 4).

Щелочные гранитоиды Чекинского массива не обладают выраженной линейностью, ее удалось измерить только в одной точке, она оказалась горизонтальной – азимут простирания (АзПр) 70°±0°. Для надежного определения групп трещин по Г. Клоосу [Cloos, 1922b] этого недостаточно. Вместе с тем известно, что линейность в магматических породах практически всегда ориентирована по направлению течения магмы [Cloos, 1922a; Bhattacharyya, 1966], поэтому за направление линейности мы приняли выявленное по петромагнитным данным направление палеотечения магмы (полого на юго-восток). В такой ситуации трещины группы Q должны быть примерно ортогональны направлению палеотечения, т. е. круто погружаться (70–80°) на северо-восток. В пределах массива удалось установить ориентировку S и L трещин (рис. 4). Трещины группы L полого (0–20°) падают на восток, а группы S – круто на юго-запад. Наиболее многочисленными и развитыми в пределах Чекинского массива оказываются трещины группы S, дающие небольшой веер с разницей в простирании около 30° (рис. 4). По группе трещин S внедрены дайки аплитов.

Трещины, не входящие в эти группы, интерпретируются нами как тектонические, связанные с генеральным Карабулакским взбросо-сдвигом, ориентированным в основном субмеридионально. Учитывались серии субвертикальных трещин с углом падения 80–90°

(рис. 5, а), расположенные закономерно друг относительно друга – с примерно равным шагом азимута простирания. Небольшое количество остальных, хаотически расположенных трещин, не входящих в описанные системы, проинтерпретированы как случайные. При

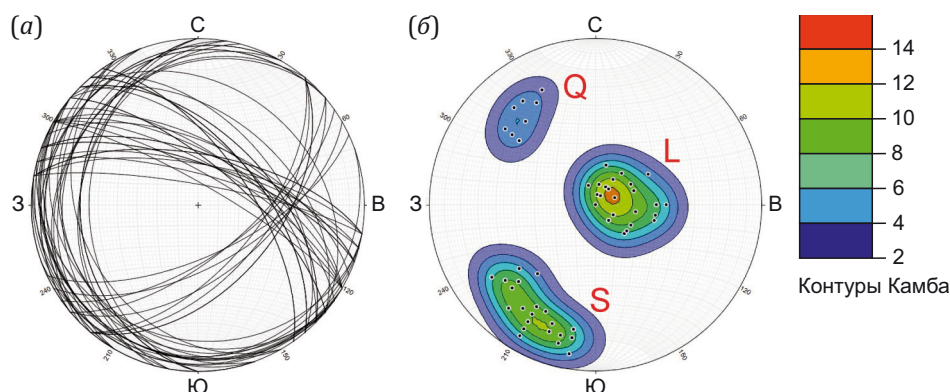


Рис. 4. Прототектонические трещины на всех сайтах Чекинского массива (нижняя полусфера).

(а) – плоскости прототектонических трещин; (б) – полюсы прототектонических трещин со статистическими контурами Камба (красные поля – наибольшая концентрация полюсов, фиолетовые поля – наименьшая концентрация полюсов).

Fig. 4. Prototectonic fractures at all sites of the Cheka pluton (lower hemisphere).

(а) – planes of prototectonic fractures; (б) – poles of prototectonic fractures with statistical Kamb contours (red fields – the highest concentration of poles, purple fields – the lowest concentration of poles).

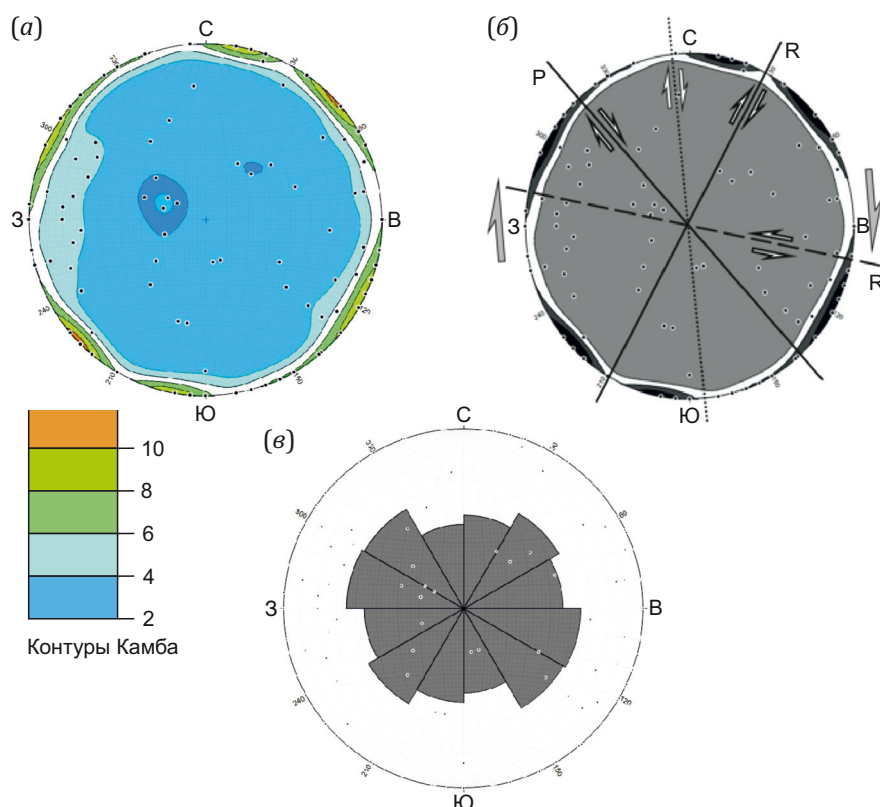


Рис. 5. Тектонические трещины со всех сайтов Чекинского массива (нижняя полусфера).

(а) – тектонические трещины в виде полюсов; (б) – расположение сколов по системе Риделя [Petit, 1987]; (в) – основные направления простирания субвертикальных трещин.

Fig. 5. Tectonic fractures from all sites of the Cheka pluton (lower hemisphere).

(а) – pole-shaped tectonic fractures; (б) – location of shear fractures according to the Riedel system [Petit, 1987]; (в) – main strike directions of subvertical fractures.

интерпретации субвертикальных тектонических трещин принимались во внимание три момента. Во-первых, учитывалось соотношение углов между группами, во-вторых, предполагалось, что генеральные сдвиги должны быть субмеридиональными, в-третьих, учитывалась выявленная зона сланцеватости, отвечающая сдвигу (АзПр 350°).

Система субвертикальных трещин, которые преимущественно являются сколами, наилучшим образом отвечает модели Риделя [Riedel, 1929]. Преобладающие трещины СЗ простирания интерпретируются как сколы Риделя (синтетические сколы R), они же наиболее выражены геоморфологически на космических и аэрофотоснимках. Менее проявлены трещины ССЗ простирания – вторичные сколы Риделя (синтетические сколы Р) и ЗСЗ ориентированные сопряженные сколы Риделя (антитетические сколы R'). Интересно то, что субмеридиональные генеральные сколы (Y) выражены очень слабо и не дают скоплений на диаграммах (рис. 5, в). Они выражены только рассланцеванием в зоне генерального сдвига.

Скалярные магнитные характеристики. Величина магнитной восприимчивости пород Чекинского массива варьируется от $180 \cdot 10^{-5}$ до $8800 \cdot 10^{-5}$ СИ (рис. 6), т.е. по величине магнитной восприимчивости все изученные породы относятся к гранитоидам I-типа – 60 % образцов имеют значения $>1000 \cdot 10^{-5}$ СИ, а минимальные значения магнитной восприимчивости превышают $200 \cdot 10^{-5}$ СИ, что не характерно для гранитоидов S-типа [Villaseca et al., 2017]. Величина естественной остаточной намагниченности изменяется в широких пределах – от 100 мА/м до 100 А/м (рис. 6), при этом фактор Кенигсбергера Q_n (отношение остаточной намагниченности к индуктивной) изменяется от нескольких сотых до нескольких десятков (рис. 6). Такие значительные разбросы величины Q_n встреча-

ются в некоторых гранитах I-типа [Charpentier, 2003] и адамеллитах [Lanza, Tonarini, 1998]. Разброс значений намагниченности, как правило, выше, чем разброс значений восприимчивости (рис. 6), что наиболее вероятно, свидетельствует о различной степени сохранности естественной остаточной намагниченности (NRM). Исключение представляют породы сайта 756 (рис. 6), 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.

Магнитная минералогия. ДТМА показал, что основным магнитным минералом является магнетит или высокожелезистый титаномagnetит (пики на кривой ДТМА в интервале 580–585 °С (рис. 7). Магнетит частично маггемитизирован, о чем свидетельствует рост намагниченности в интервале 350–430 °С, не воспроизводимый при повторном нагреве, обусловленный переходом маггемита в гематит в аэробных условиях. Об этом также свидетельствует снижение величины индуктивной намагниченности после первого нагрева. Сохранение намагниченности до 660 °С свидетельствует о присутствии гематита, но его вклад в общую намагниченность сравнительно мал (рис. 7). Возможное наличие лепидокрокита было исключено с учетом характера генезиса Чекинского массива, который не совпадает с обстановками, ассоциирующимися с формированием лепидокрокита [Chukhrov et al., 1975].

Коэрцитивная спектрометрия. Результаты разложения коэрцитивных спектров образцов подтверждают результаты термомагнитного анализа. Обнаружены три популяции зерен магнетита в соответствии с

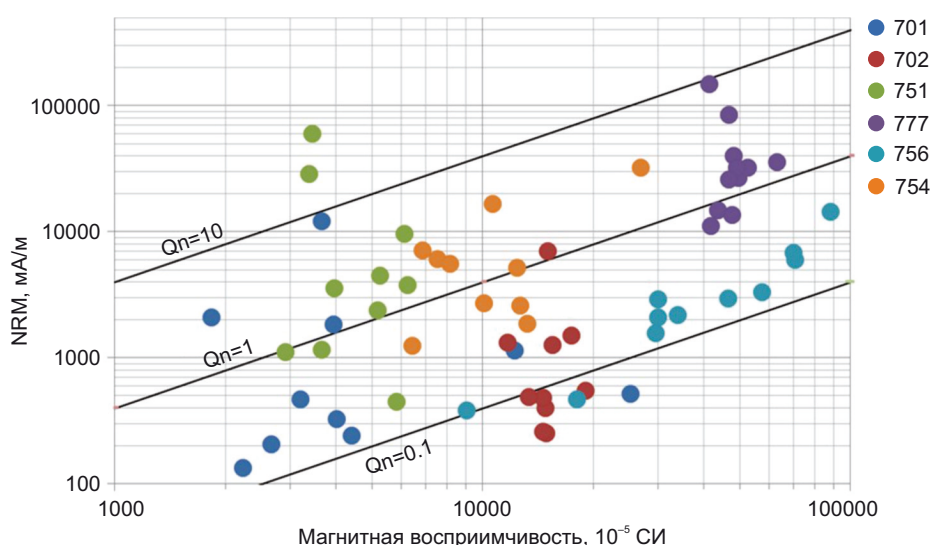


Рис. 6. Скалярные магнитные характеристики пород Чекинского массива. Точками различного цвета показаны образцы из разных сайтов.

Fig. 6. Scalar magnetic characteristics of rocks of the Cheka pluton. The variously coloured dots indicate samples from different sites.

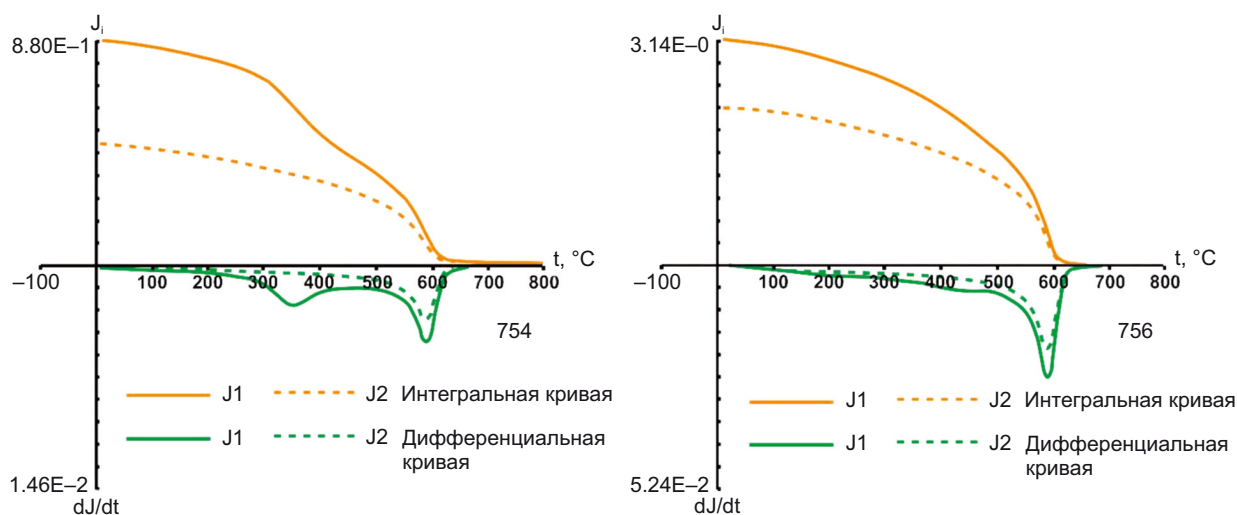


Рис. 7. Кривые зависимости индуктивной намагниченности от температуры (желтый цвет) и кривые ДТМА (зеленый цвет) для образцов из точек 754 и 756. J1 – первый нагрев, J2 – второй нагрев.

Fig. 7. Temperature dependence curves of induced magnetization (yellow lines) and DTMA curves (green lines) for samples from sites 754 and 756. J1 – first heating, J2 – second heating.

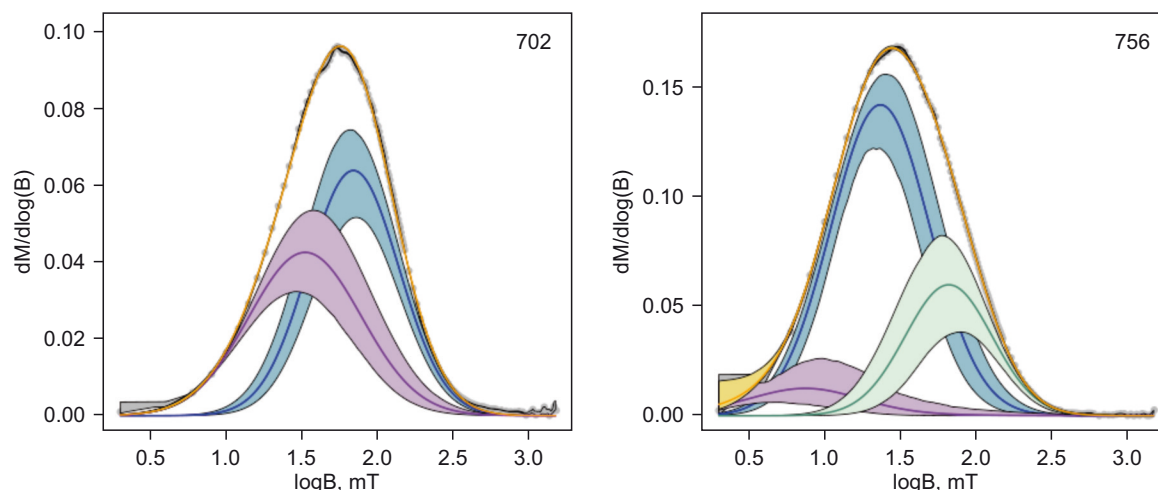


Рис. 8. Результаты разложения коэрцитивных спектров по программе Max UnMix.

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.

Fig. 8. The results of the decomposition of coercivity spectra using the Max UnMix program.

The black line represents the measured spectrum; the yellow line depicts the total spectrum derived from the decomposition results. The purple, blue and green lines illustrate the spectra determined from the decomposition. The margins around the lines are the margins of error: Site 756 is on the right, and site 702 is on the left.

классификацией [Egli, 2004]: наиболее мелкие зерна со значениями $M_{CS}=60-70$ мТл и более крупные с зернами с $M_{CS}=25-50$ мТл присутствуют почти во всех образцах и вносят основной вклад в общую намагниченность (рис. 8). Популяция самых крупных зерен с $M_{CS}=6-20$ мТл установлена только для точек 756 и 777а (рис. 8). На сайтах 754 и 756 присутствует гематит, причем для сайта 756 его вклад в общую намагниченность весьма значителен (рис. 8).

Оценка доменного состояния ферромагнитных зерен по диаграмме Дея-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop,

2002] показала, что все изученные образцы содержат только псевдооднодоменные (PSD) частицы (рис. 9).

Просмотр шлифов обнаруживает присутствие зерен магнетита различных размеров. Мелкие зерна размером в несколько микрон менее рассеяны по основной массе породы. Наиболее крупные зерна, размером около 50 мкм, имеют вторичное происхождение. Так, щелочные пироксены замещены амфиболом и магнетитом (рис. 10).

Анизотропия магнитной восприимчивости. Величина магнитной восприимчивости после нагрева

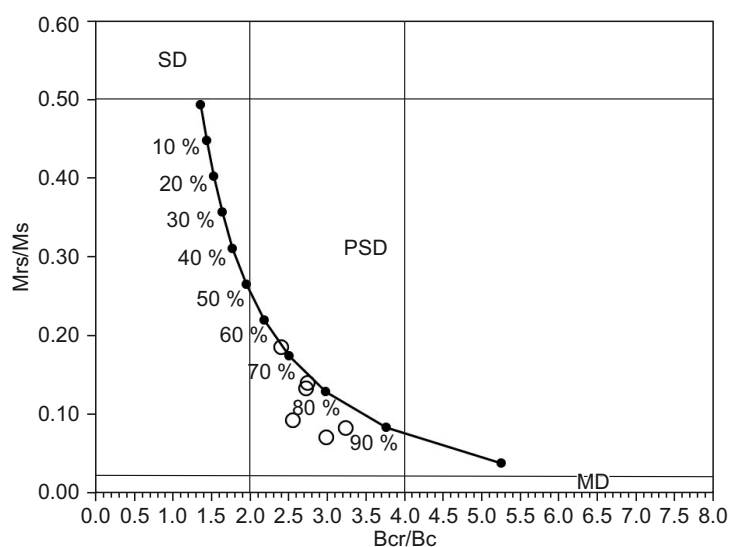


Рис. 9. Диаграмма Дея-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. Числа рядом с кривой – процент MD зерен.

Fig. 9. Day-Dunlop diagram [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. The numerical values adjacent to the curve represent the percentage of MD grains.

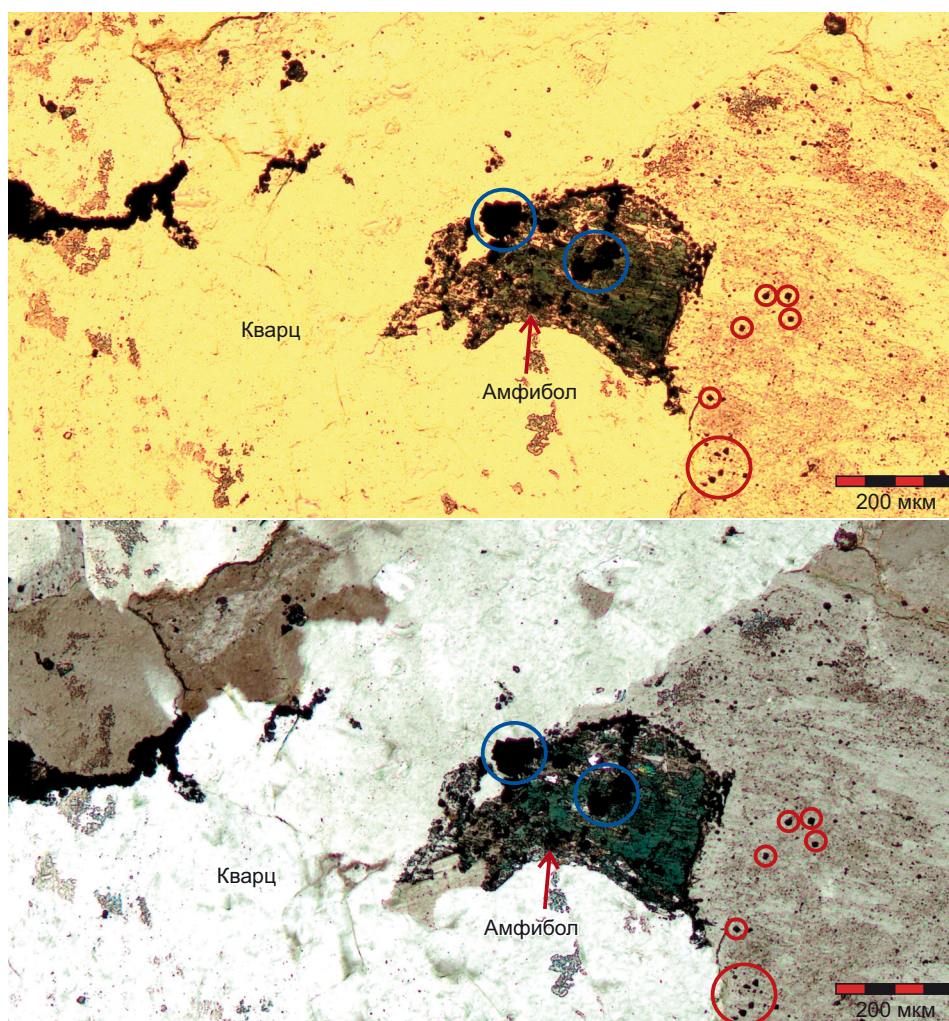


Рис. 10. Микрофото гранитоидов из точки 701. Сверху: николи ||. Снизу: николи +. Красным обведены первичные мелкие зерна, синим – вторичные крупные зерна.

Fig. 10. Microphotograph for granitoids from site 701. The upper image is non-polarised, while the lower image is polarised. The primary small grains are in red; the secondary coarse grains are in blue.

до 470 °С уменьшилась для всех образцов в среднем на 9 %, при этом распределение главных осей AMS практически не изменилось, но доверительные интервалы несколько уменьшились. Вероятно, это связано с переходом маггемита в гематит и снятием напряжений в маггемитизированных зернах магнетита [Bolshtakov et al., 1987]. В дальнейшем в интерпретации рассматривается магнитная текстура после нагрева до 470 °С.

Степень анизотропии пород (Pj) изменяется от 1 до 18 % и в среднем составляет 5 %. Исключение представляет сайт 702, где анизотропия практически отсутствует: Pj для всех образцов не превышает 2 %, при среднем значении 1 %. Таким образом большинство

сайтов показывают вытянутую форму эллипсоида. 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 (Т) эллипсоида AMS изменяется в пределах от – 0.1 до +1.0, в среднем составляя +0.46, т.е. 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 (Т<0).

Распределение главных осей AMS во всех сайтах, кроме 702, практически одинаково (рис. 11): минимальные

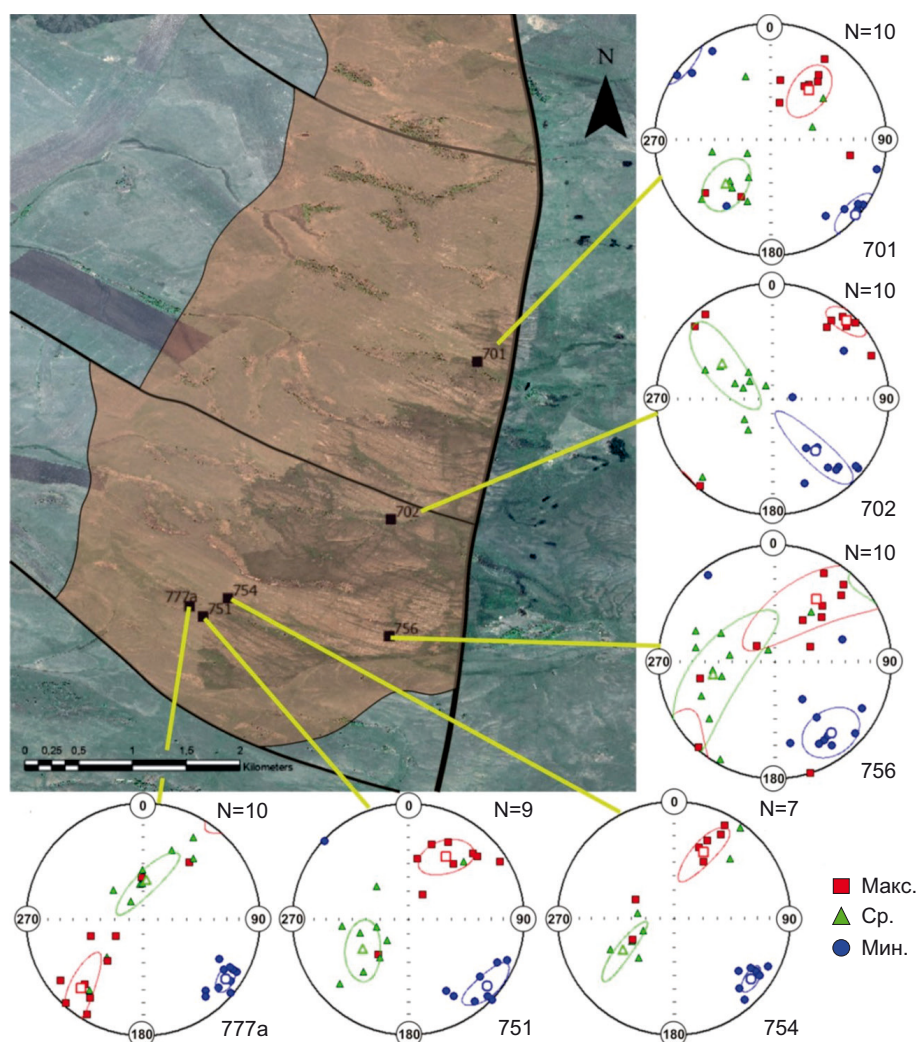


Рис. 11. Стереогаммы распределения направлений главных осей магнитной анизотропии на Чекинском массиве после нагрева до 470 °С.

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.

Fig. 11. Stereonet maps showing the distribution of the directions of the principal axes of magnetic anisotropy on the Cheka pluton after heating to 470 °C.

Equal-area projection, geographic coordinate system. Red squares stand for the maximum axis, blue dots – for the minimum axis, green triangles – for the intermediate axis. The open symbols of the corresponding colour are the mean axis directions, the ovals are confidence intervals. N is a number of samples at a site.

Таблица 2. Ориентировка направлений главных осей AMS пород Чекинского массива. Статистика на уровне сайтов**Table 2.** AMS principal axis directions within the Cheka pluton. Site-based statistics

Ось	Склонение (°)	Наклонение (°)	Доверительный интервал (°)
Сайт № 701, число образцов 10			
$K_{\text{макс}}$	35.1	50.9	40.8
$K_{\text{ср}}$	223.5	38.8	41.1
$K_{\text{мин}}$	130.2	4.1	16.0
Сайт № 751, число образцов 10			
$K_{\text{макс}}$	27.8	37.9	30.0
$K_{\text{ср}}$	233.0	43.9	30.10
$K_{\text{мин}}$	127.9	12.6	12.6
Сайт № 754, число образцов 10			
$K_{\text{макс}}$	24.5	28.2	50.5
$K_{\text{ср}}$	251.5	51.8	50.2
$K_{\text{мин}}$	128.0	23.5	7.7
Сайт № 756, число образцов 11			
$K_{\text{макс}}$	35.6	28.6	55.3
$K_{\text{ср}}$	263.5	51.0	55.4
$K_{\text{мин}}$	139.8	24.2	15.7
Сайт № 777а, число образцов 11			
$K_{\text{макс}}$	223.6	21.3	30.0
$K_{\text{ср}}$	5.1	63.5	29.9
$K_{\text{мин}}$	127.6	15	7.7
Среднее по сайтам №№ 701, 751, 754, 756, 777а, число образцов 52			
$K_{\text{макс}}$	32.9	29.7	43.5
$K_{\text{ср}}$	251.0	54.1	43.5
$K_{\text{мин}}$	133.8	18.3	9.1
Сайт № 702, число образцов 10			
$K_{\text{макс}}$	39.8	13.2	6.5
$K_{\text{ср}}$	298.6	39.5	6.7
$K_{\text{мин}}$	144.6	47.5	28.0

оси хорошо сгруппированы и имеют пологое юго-восточное падение, а максимальная и средняя оси распределяются в 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. 11).

Расчет средних направлений эллипсоида AMS для всей выборки выполнен методом «bootstrap» [Tauxe et al., 1998] для более точной оценки доверительных интервалов. Результаты расчетов представлены в табл. 2.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ трещиноватости. На основании выделенных роев тектонических трещин в рамках модели Риделя построена деформационная модель, определены направления растяжения и сжатия. Субгоризонталь-

ное сжатие было ориентировано в северо-восточном направлении, что привело к формированию субмеридиональных правых сдвигов и общей обстановки правосторонней транспрессии. Таким образом, формирование Чекинского массива соответствует модели сдвигового магматического дуплекса, сформировавшегося в условиях локальных зон правосторонней транстенсии, как было предложено ранее на основании петрологических и структурных данных [Tevelev et al., 2009; Tevelev, Furina, 2010; Tevelev Al.V., Tevelev Ark.V., 1996].

Петромагнитные данные. По величине и характеру распределения магнитной восприимчивости щелочные гранитоиды Чекинского массива весьма близки к сильномагнитным щелочным гранитам Бушвельдской интрузии, обогащенным 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 [Ferré et al., 1999; Archanjo et al., 1995; Grégoire et al., 1998]. Магнитная анизотропия в них, вероятно, является результатом анизотропии формы зерен магнетита, которая с учетом микроструктурных отношений магнетита с другими зёрнами может быть интерпретирована как текстура, связанная с течением магматического потока [Ferré et al., 1999].

В пользу первичности магнитной текстуры пород в сайтах № 701, 751, 754, 756, 777а Чекинского массива свидетельствуют также следующие аргументы:

- состав магнитных минералов, установленный в породах Чекинского массива, типичен для многих гранитоидных массивов [Georgiev et al., 2014; Stevenson et al., 2007; Žák et al., 2011] с первичной магнитной текстурой. Вторично измененные гранитоиды имеют более сложный состав магнитных минералов [Archanjo et al., 2009];

- магнитные минералы пород Чекинского массива находятся в псевдооднородном состоянии, тогда как в гидротермально измененных гранитах зерна находятся преимущественно в многодоменном состоянии [Ferré et al., 1999; Archanjo et al., 2009];

- породы Чекинского массива имеют ярко выраженную магнитную текстуру плоскостного типа (плоский диск), степень анизотропии P' в среднем составляет 5 %. Плоскости $K_{\text{макс}} - K_{\text{ср}}$ имеют крутые падения, разбросы осей $K_{\text{мин}}$ невелики, а их ориентировка в различных частях массива очень близка. Подобные характеристики в целом соответствуют магнитной текстуре, связанной с условиями становления массива [Georgiev et al., 2014].

Для гидротермально измененных щелочных гранитоидов степень анизотропии обычно меньше 2.5 % [Ferré et al., 1999], а направления главных осей AMS имеют хаотическое распределение по площади массива [Archanjo et al., 2009].

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.

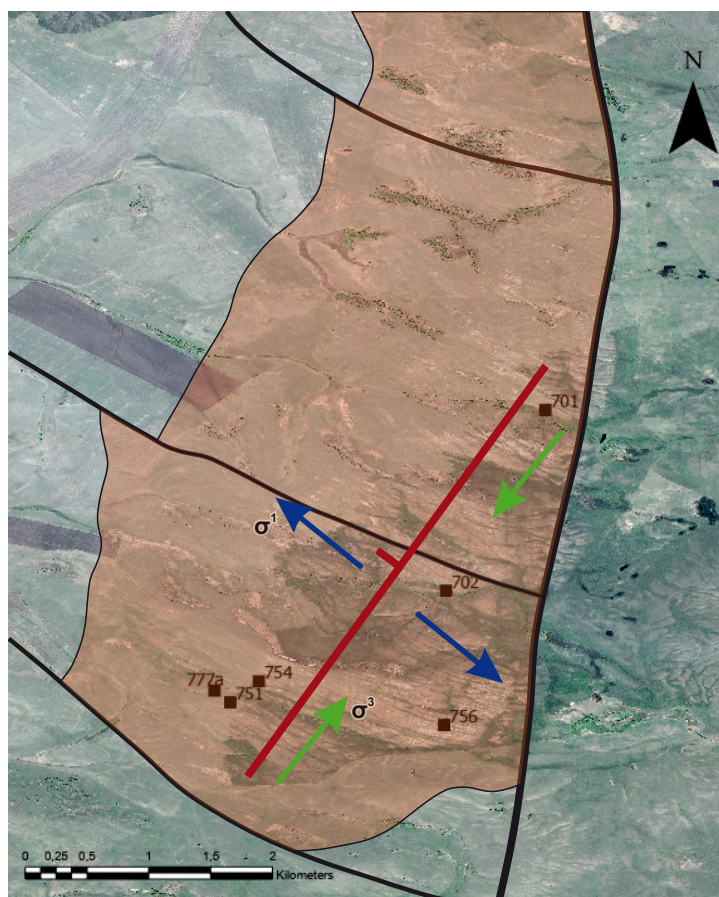


Рис. 12. Сопоставление данных структурного и петромагнитного анализа.

При открытии трещин течение распространялось перпендикулярно растяжению (синие стрелки) и параллельно сжатию (зеленые стрелки). Красная линия – ориентировка течения.

Fig. 12. Comparison of fracture analysis and petromagnetic data.

As the fractures were opened, upon fracture opening, the flow propagated perpendicular to extension (blue arrows) and parallel to compression (green arrows). The red line shows the flow orientation.

Такое поведение AMS может быть связано с гидротермальным изменением пород [Ferré et al., 1999], возможно обусловленным близостью разрывного нарушения (см. рис. 2), поэтому данные по сайту 702 в дальнейшей интерпретации не учитываются.

Магнитная текстура гранитоидов на остальных изученных сайтах Чекинского массива практически одинакова (рис. 11; см. табл. 1). 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., 2002; Lyra et al., 2018]. Кажущуюся простоту магнитной текстуры 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 и внедрение магмы происходит вдоль трещин отрыва с формированием плутонов каплеобразной формы, ориентированных вдоль трещин, которые в дальнейшем объеди-

няются в структуру, субпараллельную генеральному сдвигу [Dietl et al., 2006, рис. 2, с, е]. Дальнейшее смещение по сдвигу приводит к деформации плутона и последовательному формированию S-образной структуры. Очевидно, что магнитная текстура Чекинского массива полностью соответствует начальному этапу рассмотренной модели. Подъем гранитной магмы происходил по субвертикальным каналам вдоль трещин отрыва, что хорошо согласуется со структурными данными: направление течения магмы согласно направлению оси $K_{\text{макс}}$ и практически совпадает с ориентировкой системы прототектонических трещин Q. Плоскостная анизотропия также соответствует этому направлению, что дополнительно указывает на направление растяжения. Таким образом, плоскость, в которой располагаются максимальная и средняя оси эллипсоида AMS, будет соответствовать трещинам отрыва, служившим подводящими каналами при формировании массива.

Это позволило восстановить пространственное положение системы трещин, по которым двигался расплав, на основании ориентировки главных осей эллипсоида AMS. Ориентировка этой системы соответствует

ориентировке плоскости $K_{\text{макс}} - K_{\text{ср}}$ – простираение 36° , что в пределах доверительных интервалов совпадает с простираением массива, а угол падения системы трещин составляет 72° ($=90^\circ$ – наклонение $K_{\text{мин}}$) (рис. 12).

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурная эволюция Чекинского массива была реконструирована на основе анализа данных по анизотропии магнитной восприимчивости и трещиноватости пород. Петромагнитные данные позволили реконструировать направление течения магмы на Чекинском массиве с юго-запада на северо-восток. Анализ трещиноватости показал, что в Чекинском массиве присутствуют две системы трещин – прототектонические и тектонические. И те, и другие согласуются с ориентировкой течения. В результате исследования была построена модель деформации для всего интрузива, которая соответствует модели Риделя с ярко выраженными субвертикальными вторичными сколами группы «Р». Подтверждена изначальная модель образования Чекинского массива в качестве сдвигового магматического дуплекса [Tevelev, Furina, 2010], сформировавшегося в условиях правосторонней транспрессии, включающей локальную зону присдвигового растяжения (транстенсии). Полученные результаты находятся в соответствии с представлениями о существовании на Урале в триасе региональных правых сдвигов, сопровождавшихся субширотным (в современных координатах) сжатием, то есть обстановки транспрессии.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам палеомагнитной лаборатории ГИН РАН за помощь в обработке петромагнитных проб, а также палеомагнитной лаборатории КФУ за помощь в обработке проб для магнитной минералогии.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

П.А. Шестаков – 20 %, А.Ю. Казанский – 20 %, А.В. Тевелев – 20 %, Н.В. Правикова – 8 %, Е.В. Коптев – 8 %, Е.А. Володина – 8 %, А.А. Борисенко – 8 %, И.А. Кошелева – 8 %. Авторы прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

P.A. Shestakov – 20 %, A.Yu. Kazansky – 20 %, A.V. Tevelev – 20 %, N.V. Pravikova – 8 %, E.V. Koptev – 8 %, E.A. Volodina – 8 %, A.A. Borisenko – 8 %, I.A. Koishcheva – 8 %. The authors read and approved the final manuscript.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCE

Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D., 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors. Cambridge

University Press, New York, 289 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>.

Anisofit 4.2, 2009. Software. Available from: <https://agico.cz/text/software/anisofit/anisofit.php> (Last Accessed 10 April, 2024).

Archanjo C.J., Launeau P., Bouchez J.L., 1995. 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* 89 (1–2), 63–75. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)02997-P](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)02997-P).

Archanjo C.J., Launeau P., Hollanda M.H.B.M., Macedo J.W.P., Liu D., 2009. Scattering of Magnetic Fabrics in the Cambrian Alkaline Granite of Meruoca (Ceará State, Northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences* 98, 1793–1807. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0342-z>.

Archanjo C.J., Trindade R.I.F., Bouchez J.L., Ernesto M., 2002. Granite Fabrics and Regional-Scale Strain Partitioning in the Seridó Belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21 (1), 3–13–14. <https://doi.org/10.1029/2000TC001269>.

Bhattacharyya D.S., 1966. Orientation of Mineral Lineation Along the Flow Direction in Rocks. *Tectonophysics* 3 (1), 29–33. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(66\)90023-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(66)90023-0).

Bijaksana S., Megantara G., Muchtar C., Arandi M.G.K., Fajar S.J., 2022. Identification of Magnetic Coercivity Components in Natural Substances Using Max Unmix Web-Application. *Journal of Magnetism and Its Applications* 2 (1), 1–4. <https://doi.org/10.53533/JMA.v2i1.17>.

Bolshakov V.A., Gapeev A.K., Yasonov P.G., 1987. Piezochemical Remanent Magnetization as a Result of a Change in Coercive Force of the Samples from the Hypergenesis Zones. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth* 9, 55–63 (in Russian) [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].

Borradaile G.J., Henry B., 1997. Tectonic Applications of Magnetic Susceptibility and Its Anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42 (1–2), 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X).

Burov B.V., Yasonov P.G., 1979. Introduction to Differential Thermomagnetic Analysis of Rocks. KSU, Kazan, 160 p. (in Russian) [Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: КГУ, 1979. 160 с.].

Cardozo N., Allmendinger R.W., 2013. Spherical Projections with OSXSteeonet. *Computers & Geosciences* 51, 193–205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>.

Charpentier L.J.J., 2003. Magnetic Fabrics of Granitic Plutons and Gneisses Northwestern Ontario. Master Thesis (Master of Science). Thunder Bay, Canada, 162 p.

Chervyakovsky S.G., 1974. On the Role of Autometasomatic Processes in Formation of Alkaline Granitoids from the Malaya Cheka Complex. In: *Metasomatism and Ore Formation. Collected Papers. Ural SC of the USSR Academy of*

Sciences, Sverdlovsk, p. 159–169 (in Russian) [Червяковский С.Г. О роли автометасоматических процессов в формировании массива щелочных гранитоидов горы Малая Чека // Метасоматоз и рудообразование: Сборник статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 159–169].

Chervyakovsky S.G., 1981. The Main Features of Geochemical Specialization of Alkaline Granitoids of the Magnitogorsk Megaanticlinorium. In: *Rare Elements in Granitoids of the Urals. Collected Papers. Ural SC of the USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk*, p. 89–103 (in Russian) [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].

Chukhrov F.V., Zvyagin B.B., Ermilova L.P., Gorshkov A.M., 1975. The Formation and Transformation of Lepidocrocite (γ -FeOOH). In: *Hypergenic Iron Oxides in Geological Processes. Nauka, Moscow*, p. 48–61 (in Russian) [Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Ермилова Л.П., Горшков А.М. Образование и превращения лепидокрокита (γ -FeOOH) // Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. С. 48–61].

Cloos H., 1922a. *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze*. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, 107 p.

Cloos H., 1922b. *Tektonik und Magma. Band I*. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, 141 p.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A., 1977. Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain-Size and Compositional Dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13 (4), 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X).

Dias J.M., Cruz C., Sant'Ovaia H., Noronha F., 2022. Assessing the Magnetic Mineralogy of the Pre-Variscan Mantegas Granodiorite: An Unexpected Case of a Magnetite-Series Granitoid in Portugal. *Minerals* 12 (4), 440. <https://doi.org/10.3390/min12040440>.

Dietl C., Koyi H.A., de Wall H., Gößmann M., 2006. Centrifuge Modelling of Plutons Intruding Shear Zones: Application to the Fürstenstein Intrusive Complex (Bavarian Forest, Germany). *Geodinamica Acta* 19 (3–4), 165–184. <https://doi.org/10.3166/ga.19.165-184>.

Dunlop D.J., 2002. Theory and Application of the Day Plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to Data for Rocks, Sediments, and Soils. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (3), 2057. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>.

Egli R., 2004. Characterization of Individual Rock Magnetic Components by Analysis of Remanence Curves. *Studia Geophysica et Geodaetica* 48, 391–446. <https://doi.org/10.1023/B:SGEG.0000020839.45304.6d>.

Ferré E.C., Wilson J., Gleizes G., 1999. Magnetic Susceptibility and AMS of the Bushveld Alkaline Granites. *Tectonophysics* 307 (1–2), 113–133. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00122-5).

Furina M.A., Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Pravikova N.V., 2010. The Main Features of the Chemical Composition of

the Triassic Alkaline Rocks of the Magnitogorsk Zone, the Southern Urals. *Moscow University Geology Bulletin* 2, 62–68 (in Russian) [Фурина М.А., Тевелев А.В., Кошелева И.А., Правикова Н.В. Особенности химического состава триасовых щелочных пород в Магнитогорской зоне Южного Урала // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2010. № 2. С. 62–68].

Georgiev N., Henry B., Jordanova N., Jordanova D., Naydenov K., 2014. Emplacement and Fabric-Forming Conditions of Plutons from Structural and Magnetic Fabric Analysis: A Case Study of the Plana Pluton (Central Bulgaria). *Tectonophysics* 629, 138–154. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.018>.

Grégoire V., Darrozes J., Gaillot P., Nédélec A., Launeau P., 1998. Magnetite Grain Shape Fabric and Distribution Anisotropy vs Rock Magnetic Fabric: A Three-Dimensional Case Study. *Journal of Structural Geology* 20 (7), 937–944. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00022-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00022-4).

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

Lanza R., Tonarini S., 1998. Palaeomagnetic and Geochronological Results from the Cambro-Ordovician Granite Harbour Intrusives Inland of Terra Nova Bay (Victoria Land, Antarctica). *Geophysical Journal International* 135 (3), 1019–1027. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00692.x>.

Lyra D.S., Savian J.F., Bitencourt M.F., Trindade R.I.F., Tomé C.R., 2018. AMS Fabrics and Emplacement Model of Butia Granite, an Ediacaran Syntectonic Peraluminous Granite from Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 87, 25–41. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.006>.

McNulty B.A., Tobisch O.T., Cruden A.R., Gilder S., 2000. Multistage Emplacement of the Mount Givens Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *GSA Bulletin* 112 (1), 119–135. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112%3C119:MEOTMG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C119:MEOTMG%3E2.0.CO;2).

Petit J.P., 1987. Criteria for the Sense of Movement on Fault Surfaces in Brittle Rocks. *Journal of Structural Geology* 9 (5–6), 597–608. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90145-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90145-3).

Puchkov V.N., 2000. *Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals*. Gilem, Ufa, 146 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.].

Riedel W., 1929. *Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen*. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B, 354–368.

Rudakova A.V., Pravikova N.V., Tevelev A.V., 2007. Structure, Chemistry and Formation Conditions of the Berezovskii Volcanic Complex in the Southern Part of the Magnitogorsk Megazone (Southern Urals). *Moscow University Geology Bulletin* 1, 47–52 (in Russian) [Рудакова А.В., Правикова Н.В., Тевелев А.В. Строение, химизм и условия формирования березовского вулканического комплекса южной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2007. № 1. С. 47–52].

Salikhov D.N., Holodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R., 2019. The Late Paleozoic Magnitogorsk Zone in the Southern Urals: Magmatism, Fluid Flow Regime, Metallogeny, and Geodynamics. Nauka, Moscow, 392 p. (in Russian) [Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидальный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.].

Salikhov D.N., Moseichuk V.M., Puchkov V.N., Holodnov V.V., Andreichev V.L., Bayanova T.B., 2013. On the Age of Alkaline Granitoids of Magnitogorsk Gabbro-Granite Series. Lithosphere 5, 165–171 (in Russian) [Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Холоднов В.В., Андреичев В.Л., Баянова Т.Б. О возрасте щелочных гранитоидов магнитогорской габбро-гранитной серии. Литосфера. 2013. № 5. С. 165–171].

Salikhov D.N., Moseychuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R., 2014. Carboniferous Intrusive-Volcanic Magmatism of Magnitogorsk-Bogdanovskiy Graben in the Light of New Geological and Geochemical Data. Lithosphere 5, 33–56 (in Russian) [Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулканогенный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56].

State Geological Map of the Russian Federation, 2018. Southern Urals Series. Scale 1:200000. Sheet N-40-XXXVI (Kvarkeno). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, 226 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Южно-Уральская. Масштаб 1:200000. Лист N-40-XXXVI (Кваркено): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 226 с.].

Stevenson C.T.E., Owens W.H., Hutton D.H.W., 2007. Flow Lobes in Granite: The Determination of Magma Flow Direction in the Trawenagh Bay Granite, Northwestern Ireland, Using Anisotropy of Magnetic Susceptibility. GSA Bulletin 119 (11), 1368. <https://doi.org/10.1130/B25970.1>.

Tarling D.H., Hrouda F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman & Hall, London, 217 p.

Tauxe L., Gee J.S., Staudigel H., 1998. Flow Directions in Dikes from Anisotropy of Magnetic Susceptibility Data: The Bootstrap Way. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 103 (B8), 17775–17790. <https://doi.org/10.1029/98JB01077>.

Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Furina M.A., Belyatsky B.V., 2009. Triassic Magmatism of the Southern Urals: Geochemistry, Isotopy, and Geodynamics. Moscow University Geology Bulletin 2, 29–38 (in Russian) [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].

Tevelev A.V., Pravikova N.V., Borisenko A.A., Shestakov P.A., Koptev E.V., Sobolev I.D., Volodina E.A., Novikova A.S., Kazan-

sky A.Yu., 2023. First Results of U-Pb-Dating of Zircons from the Early Carboniferous Volcanites of the Magnitogorsk Megazone (Southern Urals) and the Problem of Isotopic Age of Alkaline Granitoids. In: Tectonics and Geodynamics of the Earth's Crust and the Mantle: Fundamental Problems-2023. Proceedings of the LIV Tectonic Meeting (January 31 – February 4, 2023). Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 143–147 (in Russian) [Тевелев А.В., Правикова Н.В., Борисенко А.А., Шестаков П.А., Коптев Е.В., Соболев И.Д., Володина Е.А., Новикова А.С., Казанский А.Ю. Первые результаты U-Pb-датирования цирконов из раннекаменноугольных вулканитов Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и проблема изотопного возраста щелочных гранитоидов // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023: Материалы LIV тектонического совещания (31 января – 4 февраля 2023 г.). М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 143–147].

Tevelev A.V., Furina M.A., 2010. Kinematics of the Early Mesozoic Shear Zones in the Southern Urals. In: Tectonics and Geodynamics of the Phanerozoic Foldbelts and Platforms. Proceedings of the XLIII Tectonic Meeting (February 02–05, 2010). Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 341–346 (in Russian) [Тевелев А.В., Фурина М.А. Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания (2–5 февраля 2010 г.). М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 341–346].

Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Furina M.A., Belyatsky B.V., 2008. Triassic Geodynamics of the Southern Urals in the Light of New Isotopic Data. In: General and Regional Problems of Tectonics and Geodynamics. Proceedings of the XLI Tectonic Meeting (January 29 – February 02, 2008). Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 317–321 (in Russian) [Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI тектонического совещания (29 января – 02 февраля 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 317–321].

Tevelev A.V., Tevelev Ark.V., 1996. Conjugate Evolution of Shallow Basins and Magmatic Chambers Under Extension Induced by a Strike Slip. Doklady Earth Sciences 347 (2), 194–196.

Villaseca C., Ruiz-Martínez V.C., Pérez-Soba C., 2017. Magnetic Susceptibility of Variscan Granite-Types of the Spanish Central System and the Redox State of Magma. Geologica Acta 15 (4), 379–394. DOI:10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8.

Žák J., Kratinová Z., Trubač J., Janoušek V., Sláma J., Mrlina J., 2011. Structure, Emplacement, and Tectonic Setting of Late Devonian Granitoid Plutons in the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences 100, 1477–1495. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0565-7>.