

УДК 550.384

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА: ВОЗРАСТ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2024 г. М. Б. Аносова^{1, *}, А. В. Латышев^{1, 2, **}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

*E-mail: mai.anosova@yandex.ru

**E-mail: anton.latyshev@gmail.com

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 14.10.2023 г.

Принята к публикации 16.10.2023 г.

В работе представлены результаты палеомагнитных исследований по многочисленным интрузивным базитовым телам Башкирского антиклинория — крупной тектонической зоны Южного Урала. Было опробовано более 70 интрузий в разных частях Башкирского антиклинория (как на севере структуры, так и в центральных и южных областях). Исследуемые интрузии имеют рифейский возраст, однако, как и значительная часть пород Южного Урала, эти интрузивные тела были перемагничены в результате позднепалеозойской коллизии в пределах Уральской складчатой области. О вторичной позднепалеозойской компоненте естественной остаточной намагниченности и пойдет речь в данной статье.

Согласно полученным палеомагнитным данным, вторичная позднепалеозойская компонента в большей части Башкирского антиклинория является постскладчатой, т.е. сформировалась после завершения основной фазы складчатых деформаций на Южном Урале. Сравнение палеомагнитных направлений, полученных по интрузиям из разных районов Башкирского антиклинория, показало, что после формирования позднепалеозойской компоненты значимых движений отдельных частей Башкирского антиклинория относительно друг друга не происходило.

По позднепалеозойской компоненте намагниченности был рассчитан палеомагнитный полюс $Plong = 171.6^\circ$, $Plat = 39.9^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $N = 6$ по 6 районам (38 сайтов) Башкирского антиклинория. Полученный полюс статистически не отличим от среднего по 15 полюсам для Стабильной Европы с возрастными 280–301 млн лет. Таким образом, вторичная позднепалеозойская компонента в Башкирском антиклинории сформировалась около 280–301 млн лет назад, после чего Башкирский антиклинорий не испытывал перемещений относительно Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал, рифей, поздний палеозой, дайковые комплексы, реконструкция складчатых процессов, перемагничивание.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030067>, **EDN:** AJPAEP

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные интрузивные тела Башкирского антиклинория сформировались в рифее в процессе рифтинга в эпиконтинентальном бассейне Восточно-Европейской платформы [Bogdanova et al., 2008; Эрнст и др., 2008; Пучков, 2010; Ross, 2011]. В позднем палеозое Башкирский антиклинорий был подвергнут синколлизионным деформациям, приведшим к формированию Уральской складчатой системы. Большая

часть пород была перемагничена и приобрела метакристаллическую (вторичную) компоненту естественной остаточной намагниченности [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982; Шипунов, 1993]. Это дает нам возможность с помощью детальных палеомагнитных исследований перемагниченных магматических тел Башкирского антиклинория получить новую и более подробную информацию о коллизионных процессах на Южном Урале. О вторичной позднепалеозойской компоненте и пойдет речь в этой статье.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Башкирский антиклинорий (БА) — крупная тектоническая зона субмеридионального простирания в складчатой системе Южного Урала. На западе через зону краевых надвигов БА граничит с Восточно-Европейской платформой (ВЕП). На юго-юго-востоке Башкирский антиклинорий граничит с Зилаирским синклинорием, на юго-востоке с Уралтауским антиклинорием, на востоке с Магнитогорской мегазоной через Главный Уральский разлом, на северо-востоке с Уфалейским антиклинорием (согласно геологическим картам [Козлов и др., 2001; Князев и др., 2013]; рис. 1).

Башкирский антиклинорий сложен мощными толщами преимущественно рифейских (1650 ± 50 – 600 ± 10 млн лет [Семихатов и др., 1991]) осадочных и вулканогенно-осадочных пород, прорванных многочисленными интрузивными телами (рис. 2, рис. 3); помимо этого, на самом севере БМА находится Тараташский выступ кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы [Пучков, 2010]. Это одно из немногих мест на Земле, где наиболее полно и неизменно сохранилась геологическая запись рифейского времени. Именно здесь был выделен Российский стратотип рифея. Стратифицированные отложения Башкирского антиклинория в шкале верхнего докембрия России разделяют на нижний, средний и верхний отделы, соответствующие трем крупным трансгрессивно-регрессивным сериям (с возрастными рубежами 1650 ± 50 , 1350 ± 20 , 1030 ± 20 , 600 ± 10 млн лет [Семихатов и др., 1991]). В начале серий отмечается магматизм, связанный с рифтингом. Также на Южном Урале некоторыми исследователями выделяется терминальный рифей [Пучков, 2010; Пучков и др., 2017]. Считается, что в рифее на территории Башкирского антиклинория развивался эпиконтинентальный бассейн, являвшийся частью Восточно-Европейской платформы [Maslov et al., 1997; Maslov, 2004; Bogdanova et al., 2008; Puchkov et al., 2013; Холоднов и др., 2017]. Этапы рифтинга и сопровождавший их магматизм, возможно, маркируют распад докембрийских суперконтинентов. Так, среднерифейское Машакское магматическое событие на рубеже раннего и среднего рифея связывают с распадом суперконтинента Нуна [Эрнст и др., 2008; Пучков, 2010; Evans, Ross, 2011]. Именно к этому рифтовому событию авторы данной статьи относят образование значительной части изучаемых магматических

объектов — даек и силлов, преимущественно основного состава. Однако часть интрузивных тел на юге и единичные интрузии на севере прорывают осадочные отложения верхнего и среднего рифея и относятся к более молодым, чем продукты Машакского рифтинга, магматическим комплексам [Козлов и др., 2001; Князев и др., 2013].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Были опробованы интрузивные тела из разных районов БА (рис. 1). Большинство изучаемых объектов на севере располагаются к востоку от Бакало-Саткинского разлома и к западу от Зюраткульского разлома, а на юге — в Инзерском синклинории и Ямантауском антиклинории (рис. 1).

Изучаемые интрузии в основном имеют мощности от первых метров до первых десятков метров. Также опробованы крупные интрузивы — Главная Бакальская дайка (мощностью 91 м), Кузино-Копанский расслоенный массив и Бердяушский массив. В большинстве своем изучаемые интрузии сложены долеритами и габбро-долеритами, которые подвержены изменениям зеленосланцевой фации метаморфизма.

На севере БА изучаемые интрузии прорывают нижнерифейские бакальскую и саткинскую свиты (рис. 1, рис. 2). Одна дайка (сайт 25-21) прорывает среднерифейскую кувашскую свиту к востоку от Зюраткульского разлома (рис. 1, рис. 2). Два интрузивных тела прорывают авзянскую (R_2) и зильмердакскую свиты (R_3) к западу от Бакало-Саткинского разлома (сайты 16-21 и 17-21; рис. 1, рис. 2). На юге БА изучаемые интрузивные тела прорывают нижнерифейскую суранскую (стратиграфический аналог саткинской свиты; [Пучков, 2010]) и верхнерифейские инзерскую и миньярскую свиты (рис. 1, рис. 2). Интрузии сформировались в процессе рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе в рифее [Парначев, 1982; Горожанин и др., 2008, 2014; Пучков, 2010; Evans, Ross, 2011; Ардисламов и др., 2013; Маслов и др., 2013; Puchkov et al., 2013; Хотылев, 2018], хотя для некоторых недатированных тел нельзя определенно исключить более поздний возраст формирования. Известны изотопные датировки для опробованных объектов:

1. Силл в г. Куся — 1360 ± 9 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит; [Эрнст и др., 2008]);
2. Шток в районе г. Куся — 1318 ± 10 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит; [Хотылев и др., 2019]);

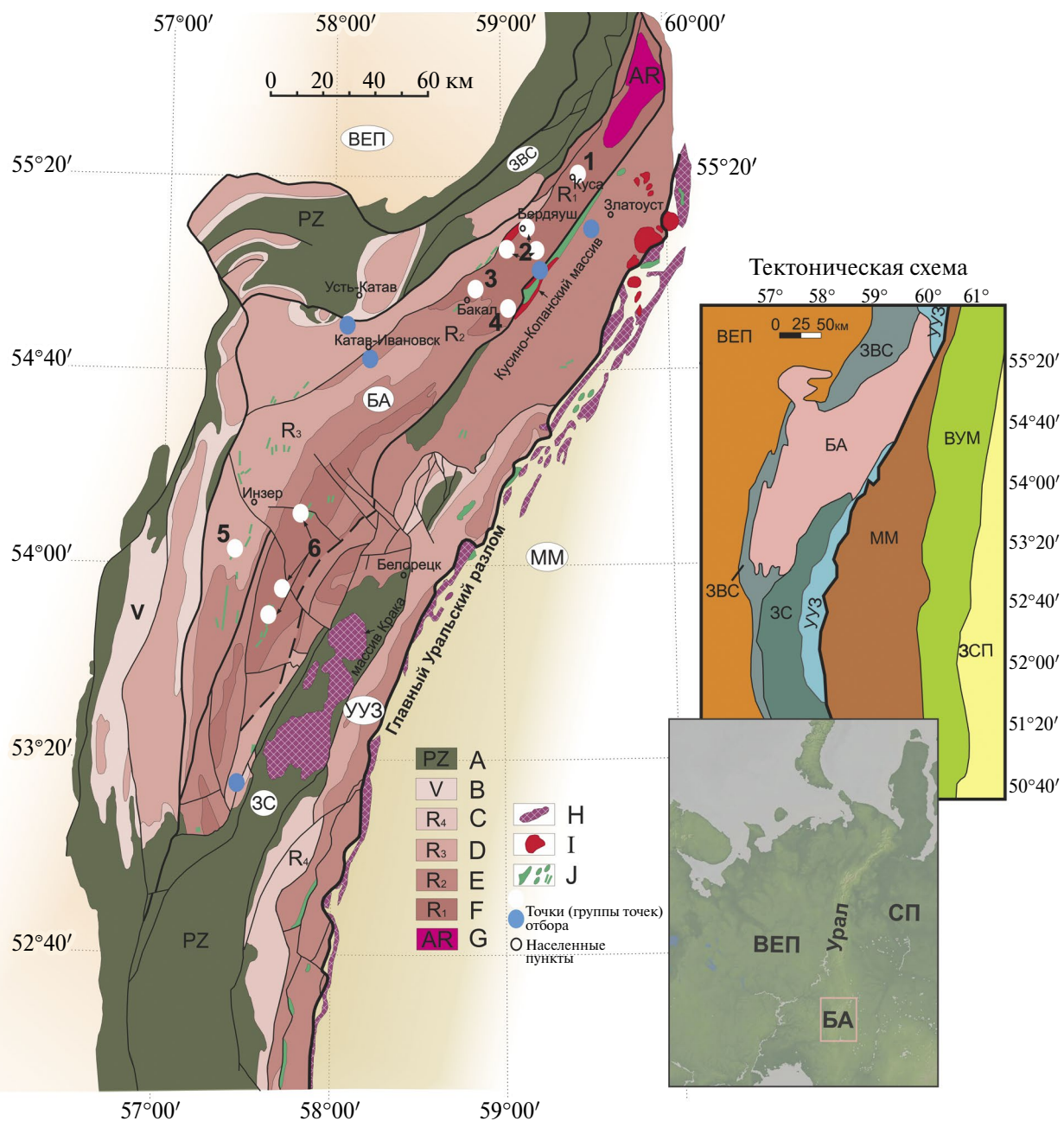


Рис. 1. Геологическая схема Юго-Западного Урала. Схема расположения Башкирского антиклинория на спутниковом снимке и в тектонической структуре Южного Урала. Схемы составлены согласно геологической карте и тектонической схеме в работе [Козлов и др., 2001], с уточнениями по работе [Пучков., 2010]), с упрощениями. Тектонические единицы: ВЕР – Восточно-Европейская платформа; ЗВС – Западно-Уральская зона внешней складчатости; БА – Башкирский антиклинорий; ЗС – Зилаирский синклиний; УУЗ – Уралтауско-Уфалейская зона (Уралтауский антиклинорий на юге и Уфалейский антиклинорий на севере); ММ – Магнитогорская мегазона; ВУМ – Восточно-Уральская мегазона; ЗСП – Западно-Сибирская плита. Буквами А–J на геологической схеме обозначены: А – палеозойские нерасчлененные образования; В–F – осадочные отложения рифея и венда; G – архей-раннепротерозойские метаморфические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы. Плутонические образования (Н–J): Н – ультрамафиты офиолитовых комплексов; I – интрузивы кислого состава; J – интрузивы основного состава; 1–6 – районы опробования (нумерация соответствует приведенной в тексте). Места отбора интрузивных тел (групп интрузивных тел), отнесенных к какому-либо из районов, обозначены белыми кружками, прочие точки отбора показаны синими кружками.

3. Дайка в районе пос. Бердяуш — 1349 ± 11 млн лет (U-Pb, SHRIMP II, циркон; [Khotylev et al., 2020]);

4. “Главная Бакальская дайка” в г. Бакал — 1385.3 ± 1.4 млн лет (U-Pb, ID TIMS, бадделит; [Ernst et al., 2006]);

5. Бердяушский массив образовался около 1370 млн лет, что определено многочисленными U-Pb датировками [Ронкин и др., 2016]. Возраст образования непосредственно фазы рапакививидных гранитов — 1369 ± 13 млн лет;

6. Кузино-Копанский массив 1385 ± 25 млн лет по цирконам (LA-ICPMS, [Краснобаев и др., 2006]).

Долериты и габбро-долериты кургасского комплекса (R_1/R_2), к которому авторы относят значительную часть отобранных объектов как на севере, так и на юге Башкирского антиклинория на основании соотношения с вмещающими стратифицированными породами и изотопных датировок, имеют офитовую, пойкилитовую и габбро-офитовую структуры, реже встречаются микрогаббро с мелкозернистой порфиоровидной структурой. Главные породообразующие минералы — клинопироксен и плагиоклаз, среди второстепенных минералов могут встречаться биотит и роговая обманка, оливин, ортопироксен, а также кварц и калиевый полевой шпат в виде гранофирового агрегата. Среди акцессорных минералов наиболее распространены апатит, магнетит, титаномagnetит, ильменит [Носова и др., 2012]. Во всех породах присутствуют вторичные изменения зеленосланцевой фации метаморфизма: хлоритизация, соссюритизация, частично альбитизация, местами развиваются агрегаты из хлорита, биотита и амфибола. В районе пос. Бердяуш дайки, прорывающие сам Бердяушский массив рапакививидных гранитов, изменены гораздо сильнее, чем интрузии, локализованные во вмещающих доломитах и мраморах саткинской свиты.

Габброиды инзерского комплекса, к которому авторы относят часть отобранных на юге БА объектов, прорывающих позднерифейские толщи и, возможно, часть северных интрузий, имеют долеритовую структуру, иногда такситовую текстуру за счет зон разной раскристаллизации. Главные породообразующие минералы — хлоритизированный, частично биотитизированный клинопироксен и соссюритизированный плагиоклаз, второстепенные или акцессорные — титаномagnetит, апатит [Хотылев, 2018].

Более подробный анализ петрографии и геохимии интрузивных тел Башкирского антиклинория

представлен в работах [Носова и др., 2012; Князев и др., 2013; Ковалев и др., 2013; Хотылев, 2018; Khotylev et al., 2020].

Известные датировки вторичных изменений, связанных, возможно, с региональным низкотемпературным метаморфизмом в Башкирском антиклинории, дают три группы возрастов. Часть датировок относятся к концу рифея-венда, другие датировки соответствуют середине палеозоя, и последняя группа — концу палеозоя. Помимо этого, есть также датировки относительно локально проявленных гидротермальных процессов, произошедших, однако задолго до палеозойской складчатости, в рифее и венде [Маслов и др., 2001; Пучков, 2010], не рассматриваемые здесь подробно.

1 кластер датировок: в работе [Краснобаев и др., 2006] приводится возраст низкотемпературных изменений габбро Кузино-Копанского массива (являющегося одним из объектов нашего исследования) — 651 ± 30 млн лет. Подобные возрастные рубежи характерны для гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов, входящих в тот же среднерифейский Кузино-Копанский комплекс интрузивов [Краснобаев и др., 1970; Краснобаев, 1986].

2 кластер датировок: в районе р. Инзер (южные объекты исследования, районы 5 и 6) имеется Ag-Ag датировка для дайки относительно свежих долеритов 403 ± 17 млн лет [Эрнст и др., 2008]. В работе Пучкова и соавторов (2011) также приводятся палеозойские датировки (U-Pb, по цирконам) в интервале 435–455 млн лет как южных, так и северных интрузий Башкирского антиклинория. Этим датировкам в равной степени приписывается два возможных варианта интерпретации: возраст образования интрузий или возраст зеленосланцевого метаморфизма [Пучков и др., 2011].

3 кластер датировок: для силла, вскрытого непосредственно в Суранском карьере и также изучаемого в данной работе (относится к 6 району), имеется определение возраста закрытия изотопной системы полевого шпата из габброидов 298 ± 6 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$; [Куртукова и др., 2022]), которое, вероятно, соответствует возрасту вторичных изменений. Для ямантауского комплекса габбродолерит-пикритовых даек, расположенного в южной части района опробования, есть датировки 284 ± 2 млн лет и 292 ± 2 (U-Pb, по цирконам, [Князев и др., 2013]). Первичные данные по датированию в работе не приведены. Поскольку другие магматические образования такого возраста на этой территории неизвестны, образование

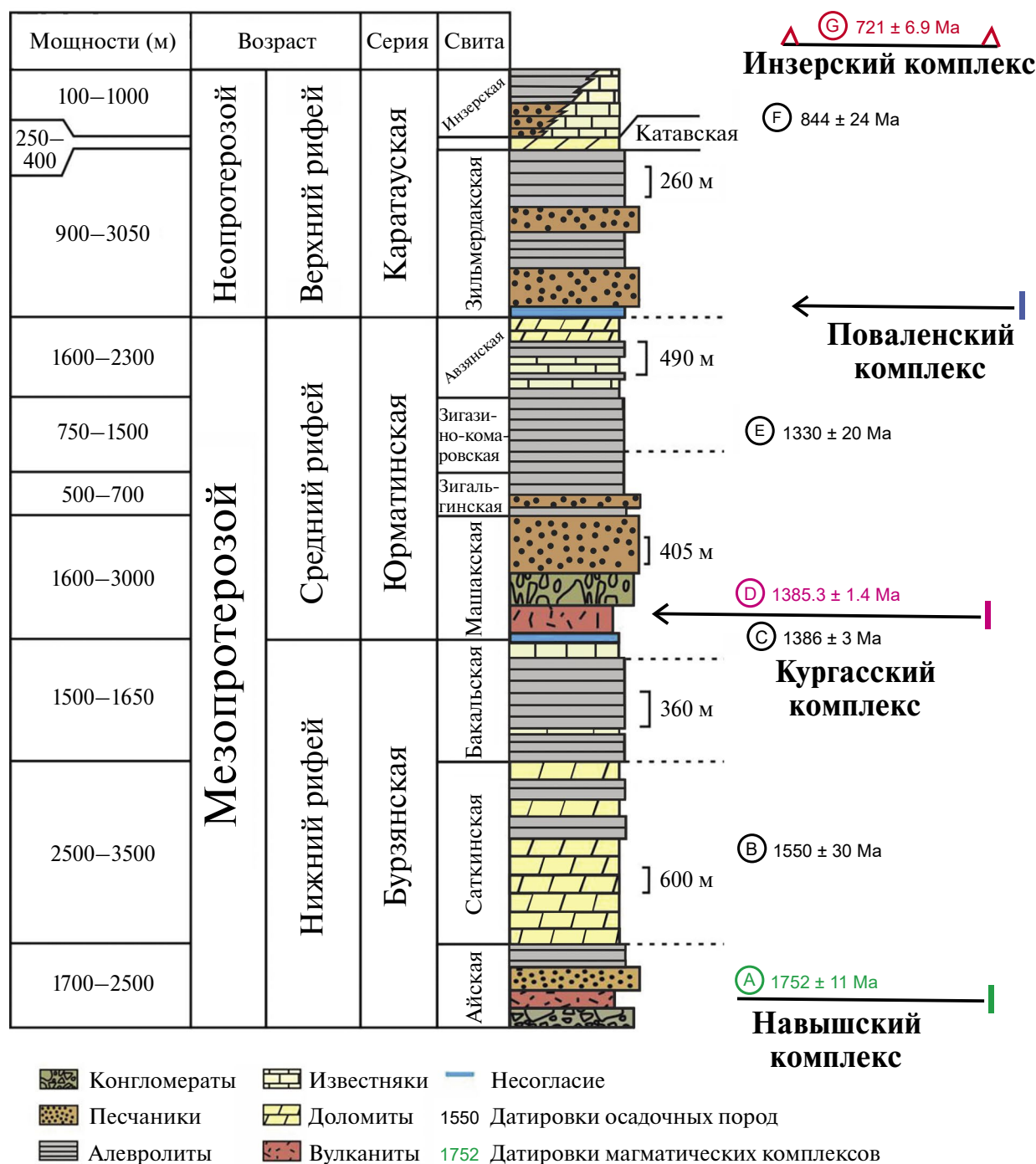


Рис. 2. Стратиграфическая колонка Башкирского антиклинария [Doyle et al., 2018] с дополнениями. Справа подписаны магматические комплексы, стрелкой показаны стратиграфические единицы, с которыми соотносят магматические комплексы по возрасту. Датировки: А – U-Pb по цирконам [Краснобаев и др., 2013]; В – Pb-Pb возраст карбонатов саткинской свиты [Кузнецов и др., 2008]; С – U-Pb по цирконам [Puchkov et al., 2013]; D – U-Pb, ID TIMS, по цирконам [Ernst et al., 2006]; E – Pb-Pb, фосфоритовые конкреции зигазино-комаровской свиты [Овчинникова и др., 2013]; F – Pb-Pb, карбонаты [Kuznetsov et al., 2017]; G – U-Pb, габброиды [Князев и др., 2013].

комплексов даек основного и ультраосновного состава не характерно для коллизионных обстановок, и в то же время на всей территории Башкирского антиклинария широко распространены

рифейские интрузии, сформировавшиеся в процессе рифтового магматизма, мы связываем эти позднепалеозойские датировки с возрастом вторичных изменений.

Таким образом, начальные стадии метаморфизма могли произойти еще в позднем рифее-венде (что описывается также в работах [Glasmacher et al., 2004; Пучков, 2010]). Помимо этого, есть еще два палеозойских кластера датировок — 403–455 млн лет и 284–298 млн лет.

МЕТОДИКА

Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований производился двумя способами: 1) вручную; 2) при помощи специального портативного бурового устройства. Ориентировка образцов в пространстве выполнялась с помощью магнитного компаса, с постоянным контролем возможного влияния сильно магнитных пород на стрелку компаса. Величина местного магнитного склонения рассчитывалась по модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field, 13th Generation; http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/igrf_calc.html). Из каждого сайта было отобрано от 8 до 20 образцов. Общее количество ориентированных образцов, отобранных за четыре полевых сезона, составило около 1000 образцов.

Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка результатов магнитных чисток выполнялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Все образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке до полного размагничивания (8–17 шагов), которое достигалось в большинстве случаев при температурах 540–680°C, или до появления хаотической палеомагнитной записи, связанной с минеральными новообразованиями при температурной чистке. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи “ММТD-80” и “ММТD24” с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТл. В ряде случаев для проверки дубли образцов подвергались чистке переменным полем. Остаточная намагниченность образцов измерялась при помощи спин-магнитометра JR-6 AGICO или криогенного магнитометра 2G Enterprises. Обработку измерений остаточной намагниченности выполняли при помощи пакетов программ Enkin [Enkin, 1994] и Remasoft [Chadima, Hroudá, 2006], использующих при выделении компонент намагниченности метод компонентного анализа согласно работе [Kirschvink, 1980]. Анализ полученных палеомагнитных данных производился с использованием статистики Фишера [Fisher, 1953]. Измерения зависимости магнитной восприимчивости от температуры проводились на каппометре MFK-1FA компании

AGICO с термоприставкой CS3, на воздухе со скоростью нагрева/охлаждения 11–13°C/мин, измерения производились на порошке измельченных образцов. Зависимости намагниченности насыщения и остаточной намагниченности насыщения от температуры $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$ измерялись на 1 см³ образцах на вибротермомагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова. J_s измерялась в полях в диапазоне 450–520 мТл при скорости нагрева/охлаждения 1°C/сек. J_{rs} создавалась в поле величиной 1 Тл, скорость нагрева/охлаждения — 1°C/с.

Измерения проводились на оборудовании Центра коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, в рамках гос. задания № 0144-2019-0006.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе компонентного анализа намагниченности речь будет идти о выделенной в 46 из 83 сайтов (в случае маломощных тел, как правило, 1 сайт = 1 интрузивное тело, в случае мощных тел, таких как Главная Бакальская дайка, в одном интрузиве отбираются несколько сайтов в разных частях) высоко- или среднетемпературной компоненте, которая имеет юго-западные склонения, умеренные наклонения и обратную полярность, и в большинстве изученных интрузий является единственной стабильной компонентой намагниченности. Помимо этого, выделяется низкотемпературная компонента, которая подробно рассматриваться не будет. Ее направления нередко близки к современному магнитному полю, эта компонента разрушается примерно к 250–300°C и, вероятно, является следствием вязкого подмагничивания в современном магнитном поле. Предварительные результаты для рифейских интрузивных тел северной части Башкирского антиклинория были опубликованы в статье [Латышев и др., 2019].

Для сравнения разных районов БА и оценки относительных тектонических движений отдельных блоков внутри Башкирского антиклинория тела с выделенной стабильной компонентой были объединены в шесть разных групп в соответствии с их географическим положением и положением относительно крупных разрывных нарушений (согласно Геологической карте [Козлов и др., 2001], рис. 1).

При оценке качества магнитной записи мы считаем запись хорошей, если компоненту

можно однозначно выделить по прямой на диаграмме Зийдервельда (значения MAD, максимального углового отклонения, $\sim 10^\circ$ и меньше) и соответствующей тесной группе точек на стереограмме, отсутствуют новообразования при ступенчатой температурной чистке, выделяемая компонента является единственной стабильной в образцах. Плохой мы считаем запись, когда сигнал хаотичен, значения MAD значительно превышают 20° , запись плохо интерпретируемая, происходят изменения в процессе температурной чистки. Промежуточные варианты мы обозначаем как среднее качество палеомагнитного сигнала.

В самых северных районах (близ г. Куса и пос. Бердяуш, районы 1 и 2 на рис. 1) качество палеомагнитной записи варьирует преимущественно от среднего до хорошего и очень хорошего (рис. 3., в образцах, отобранных из интрузий

около г. Куса качество записи хуже, чем в образцах из интрузий рядом с пос. Бердяуш). В районе г. Куса выделяется компонента намагниченности, размагничивающаяся при $300\text{--}615^\circ\text{C}$. Наиболее стабильная палеомагнитная запись отмечена в интервале до $560\text{--}580^\circ\text{C}$. В объектах рядом с пос. Бердяуш компонента выделяется, начиная с температур 300°C (и выше) и полностью размагничивается при $600\text{--}640^\circ\text{C}$. В одной из даек (сайт 16-6) вместе встречаются средне-рифейская высокотемпературная компонента с ЗЮЗ склонениями и низкими наклонениями (подробно описанная в статье [Латышев и др., 2019]) и среднетемпературная компонента с ЮЗ склонениями, обсуждаемая в этой статье.

Для расчета среднего палеомагнитного направления по району г. Куса (район 1, табл. 1) были использованы 3 интрузии (3 сайта), α_{95} в географической системе (современной, в нашем случае

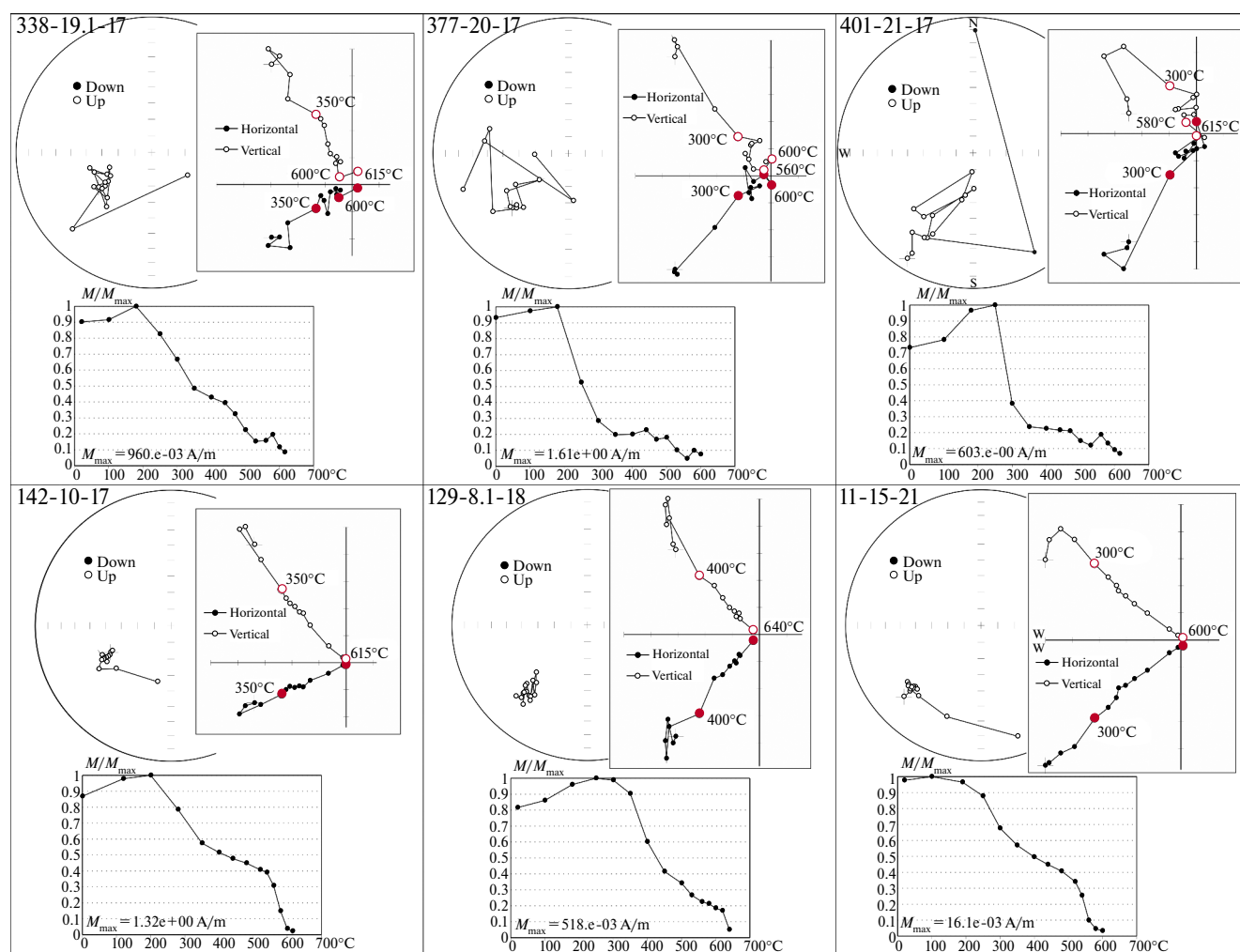


Рис. 3. Примеры результатов температурной чистки для образцов самых северных районов около г. Куса (верхний ряд) и пос. Бердяуш (нижний ряд).

постскладчатой) 10.1° , в стратиграфической системе (древней, с коррекцией по элементам залегания вмещающих пород) 16.4° . Среднее по району пос. Бердяуш (район 2, табл. 1) рассчитано по 11 интрузиям (10 сайтов, интрузии 13-17 и 14-17 объединены в один сайт, среднетемпературная компонента дайки 16-6 не вошла в расчет, так как в ней возможно частичное перекрытие спектра блокирующих температур среднетемпературной вторичной и высокотемпературной первичной компонент), α_{95} в географической системе 7.5° , в стратиграфической – 15.4° .

В центральной части Башкирского антиклинория, в районе г. Бакал (район 3 на рис. 1) и пос. Сибирка (район 4 на рис. 1), палеомагнитная запись нередко плохого качества, но встречается также хороший палеомагнитный сигнал (рис. 4). В объектах рядом с г. Бакал средне-высокотемпературная компонента с ЮЗ

склонениями выделяется в 11 сайтах. Она изолируется преимущественно при температурах $440\text{--}540^\circ$; $580\text{--}615^\circ\text{C}$ (иногда до 680°C , в том числе в Главной Бакальской дайке). В районе пос. Сибирка компонента выделяется и при более низких температурах, начиная с 300°C . Для двух из пяти сайтов, отобранных в Главной Бакальской дайке, получены палеомагнитные направления с несколько более низкими наклонениями, чем у характерных для района. Среднее направление по району, рассчитанное с сайтами с более низкими наклонениями, статистически не отличается от рассчитанного без этих сайтов, так что они не исключались из дальнейших расчетов.

Расчет среднего палеомагнитного направления по району г. Бакал (район 3, табл. 1) производился по 6 интрузиям (10 сайтов, пять из них – 2.1_2.2 (2.1 и 2.2 объединены в один сайт),

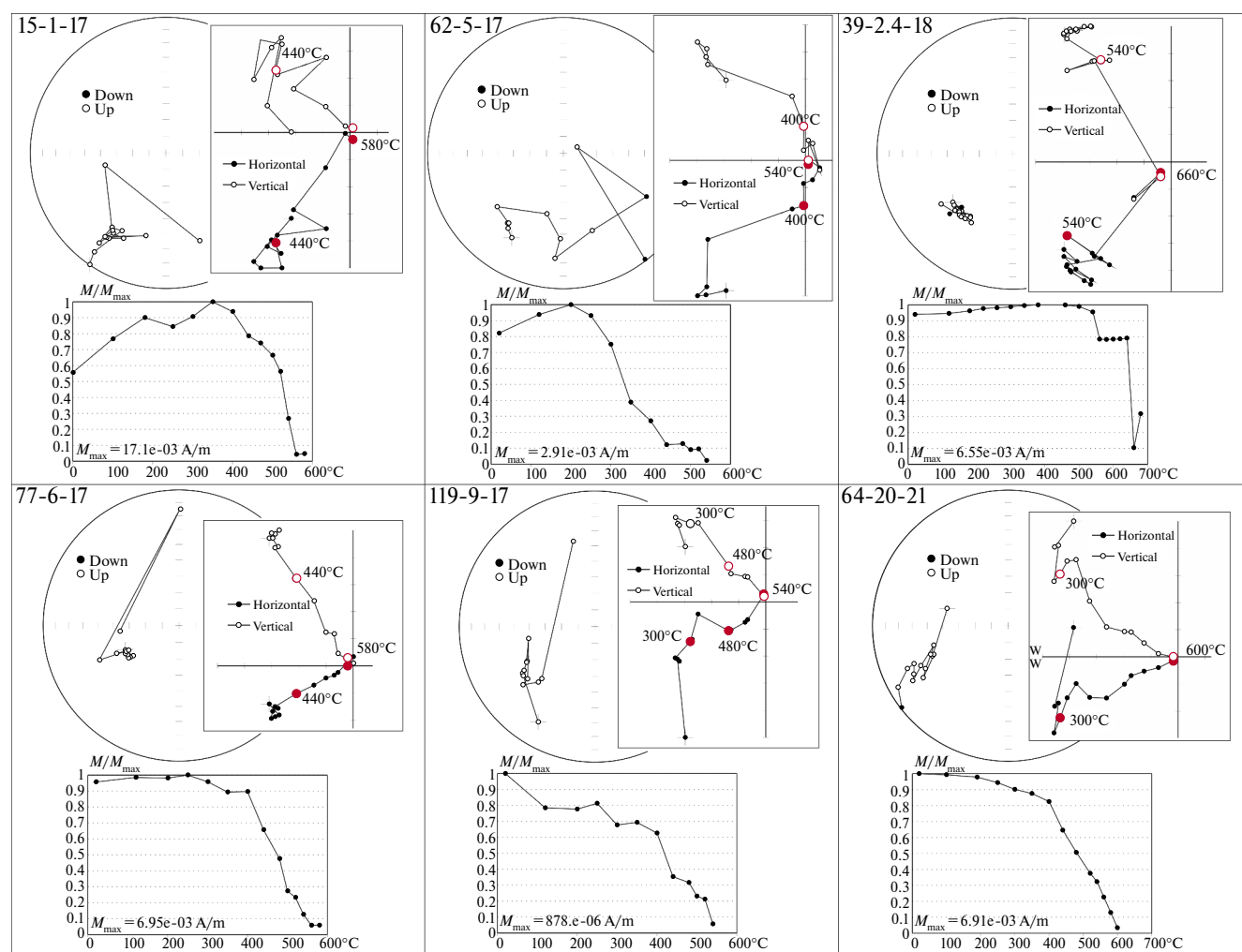


Рис. 4. Примеры результатов температурной чистки для образцов центральных районов около г. Бакал (верхний ряд) и пос. Сибирка (нижний ряд).

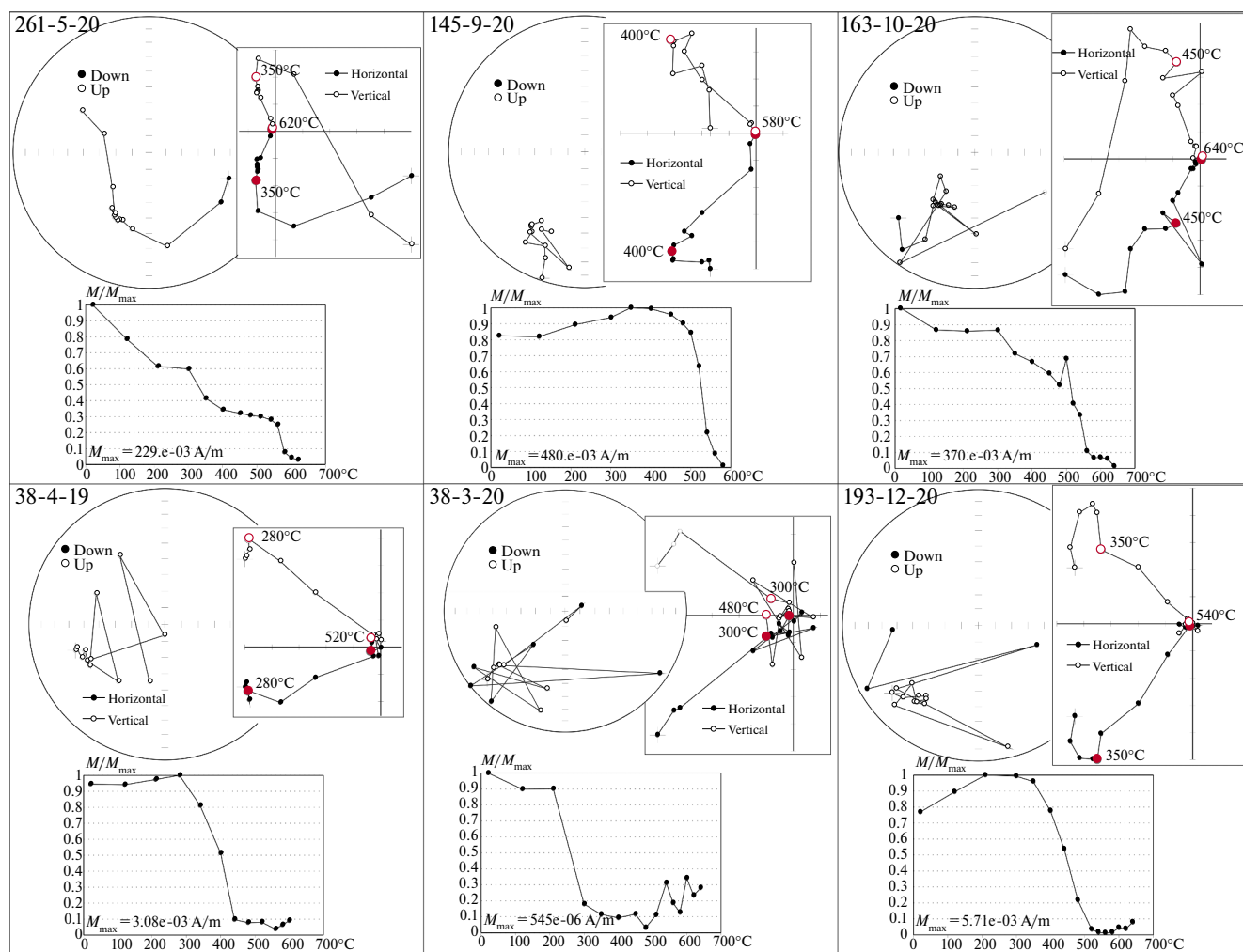


Рис. 5. Примеры результатов температурной чистки для образцов южных районов Инзерского синклиория (верхний ряд) и Ямантауского антиклиория (нижний ряд).

2.3, 2.4, 2.5, 3-18 — отобранные из Главной Бакальской дайки; для сайтов 1-17 и 4-17 использовались значения стратиграфической системы, поскольку именно в стратиграфической системе эти сайты имеют характерные для района склонения и наклонения, а в географической системе рассчитанные направления значительно отличаются от ожидаемых). Угол α_{95} в географической системе 8.7° , в стратиграфической — 17.6° . Для района пос. Сибирка (район 4, табл. 1) среднее по району направление было рассчитано по 6 интрузиям (6 сайтов), α_{95} в географической системе 8.8° , в стратиграфической — 20.9° .

В южных районах 5 (Инзерский синклиорий, 5 на рис. 1) и 6 (Ямантауский антиклиорий, 6 на рис. 1) не во всех образцах и сайтах удалось выделить стабильные компоненты намагниченности и рассчитать средние палеомагнитные направления из-за хаотичной неинтерпретируемой записи.

Однако в 9 сайтах, где стабильная компонента намагниченности выделяется, она также имеет ЮЗ склонения, обратную полярность и умеренные наклонения, а качество палеомагнитной записи среднее, иногда хорошее (рис. 5).

В районе 5, расположенном в Инзерском синклиории (табл. 1), характерная компонента связана с диапазоном температур $350\text{--}450\text{--}620\text{--}640^\circ\text{C}$ (иногда до $540\text{--}580^\circ\text{C}$, после чего начинается подмагничивание образцов или наблюдается хаотичная картина. Образцы из интрузивных тел Ямантауского антиклиория (район 6, табл. 1) чаще всего размагничиваются к температурам $520\text{--}560^\circ\text{C}$ (в сайте 3-20 уже к $480\text{--}510^\circ\text{C}$). Среднее для 5 района рассчитано по 4 интрузиям, α_{95} в географической системе 11.5° , в стратиграфической — 22.4° . Среднее для 6 района рассчитано по 5 интрузиям, α_{95}

в географической системе 5.7° , в стратиграфической — 66.6° .

Схожая палеомагнитная компонента была также выделена в единичных интрузиях, не отнесенных ни к одному из районов (рис. 1 синие точки) из-за своего удаленного географического положения и положения относительно крупных разрывных нарушений.

В дайке, вскрытой в карьере у трассы М5 к югу от г. Златоуст (сайт 25-21), палеомагнитная запись от неинтерпретируемой до хорошей, компонента с ЮЗ склонениями выделяется в диапазоне температур $250\text{--}520^\circ\text{C}/540^\circ\text{C}$ (иногда до $440\text{--}480^\circ\text{C}$), после чего образцы размагничиваются. Направления компоненты имеют более южные склонения по сравнению с большинством других сайтов.

В образцах, отобранных в Кусино-Копанском массиве (на севере Башкирского антиклинория), палеомагнитная запись хорошая, устойчивая компонента относится к диапазону температур $420\text{--}620^\circ\text{C}/640^\circ\text{C}$, однозначно выделяется в одном из двух отобранных сайтов (сайт 4-18), где имеет немного более низкие наклонения по сравнению с другими направлениями района. Во втором сайте направления распределяются по дуге большого круга, что, возможно, связано с перекрытием спектров деблокирующих температур с низкотемпературной вязкой компонентой.

В образцах из интрузивного тела к югу от г. Усть-Катав (сайт 17-21) палеомагнитная запись преимущественно хорошая. Характерная компонента выделяется преимущественно в диапазоне температур $300\text{--}580^\circ\text{C}$ (образцы размагничиваются к $540\text{--}580^\circ\text{C}$).

В интрузивном теле, вскрытом на южной окраине г. Катав-Ивановск (сайт 16-21), палеомагнитная запись от плохой до средней. Устойчивая компонента относится преимущественно к диапазону температур $250\text{--}480^\circ\text{C}$. Направления компоненты в географической системе отличаются от таковых в других изученных интрузиях, но в стратиграфической системе соответствуют ожидаемым, что является свидетельством локальных складчатых деформаций после перемагничивания.

В интрузивном теле к юго-западу от массива Крака (сайт 6-19), палеомагнитная запись средняя, иногда плохая. Компонента намагниченности относится в основном к промежутку температур $440\text{--}600^\circ\text{C}$. Часто в образцах палеомагнитные направления распределены вдоль дуги большого круга. Направление имеет несколько

более южные склонения в сравнении с направлениями в других изученных районах.

В целом, в изученных телах запись магнитного сигнала как плохого или среднего качества (чаще на юге), так и хорошего. В южных объектах (районы г. Бакал, пос. Сибирка, Инзерский синклиний и Ямантауский антиклинорий) хаотическая запись встречается чаще, чем в северных. Плохая запись в районах г. Бакал и пос. Сибирка может быть обусловлена тем, что они находятся в Бакальском рудном поле месторождений. Наилучшее качество палеомагнитной записи чаще всего встречается в объектах района пос. Бердяуш. Хотя характер записи может быть разным, тем не менее, компонента обратной полярности, имеющая ЮЗ склонения и преимущественно умеренные наклонения выделяется в интрузивных телах всего Башкирского антиклинория и захватывает примерно одинаковый диапазон как средних, так и высоких температур, начиная с $350\text{--}400^\circ\text{C}$ (реже с 250°C — на юге). При этом наиболее стабильно компонента выделяется до $540\text{--}560^\circ\text{C}$, после чего нередко начинается подмагничивание или новообразование магнитных минералов. Большинство средних по сайтам направлений лежат более кучно в географической системе координат, чем в стратиграфической (рис. 7). α_{95} для средних по районам направлений в географической системе в четырех районах меньше 10° (районы 2, 3, 4 и 6), для двух районов незначительно превышают 10° ($\alpha_{95} = 10.1^\circ$ и 11.5° для районов 1 и 5 соответственно; табл. 1). В связи с этим мы считаем выделенную компоненту постскладчатой, а дальнейшие расчеты проводились в географической системе координат.

Палеомагнитные направления, рассчитанные нами, в целом попадают в область направлений позднепалеозойской компоненты на Южном Урале, неоднократно выделявшихся ранее [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982; Шипунов, 1993; Свяжина и др., 2003; Иосифиди и др., 2012; Голованова и др., 2017; 2022] (рис. 14).

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

По кривым зависимости магнитной восприимчивости от температуры ($K(T)$) и намагниченности насыщения от температуры ($J_s(T)$) изученные объекты можно разделить на две достаточно отчетливо отличающиеся группы (рис. 12 и рис. 13), связанные также с географическим положением объектов — северная и центрально-южная группы. Такое разделение объектов по петромагнитным свойствам соответствует

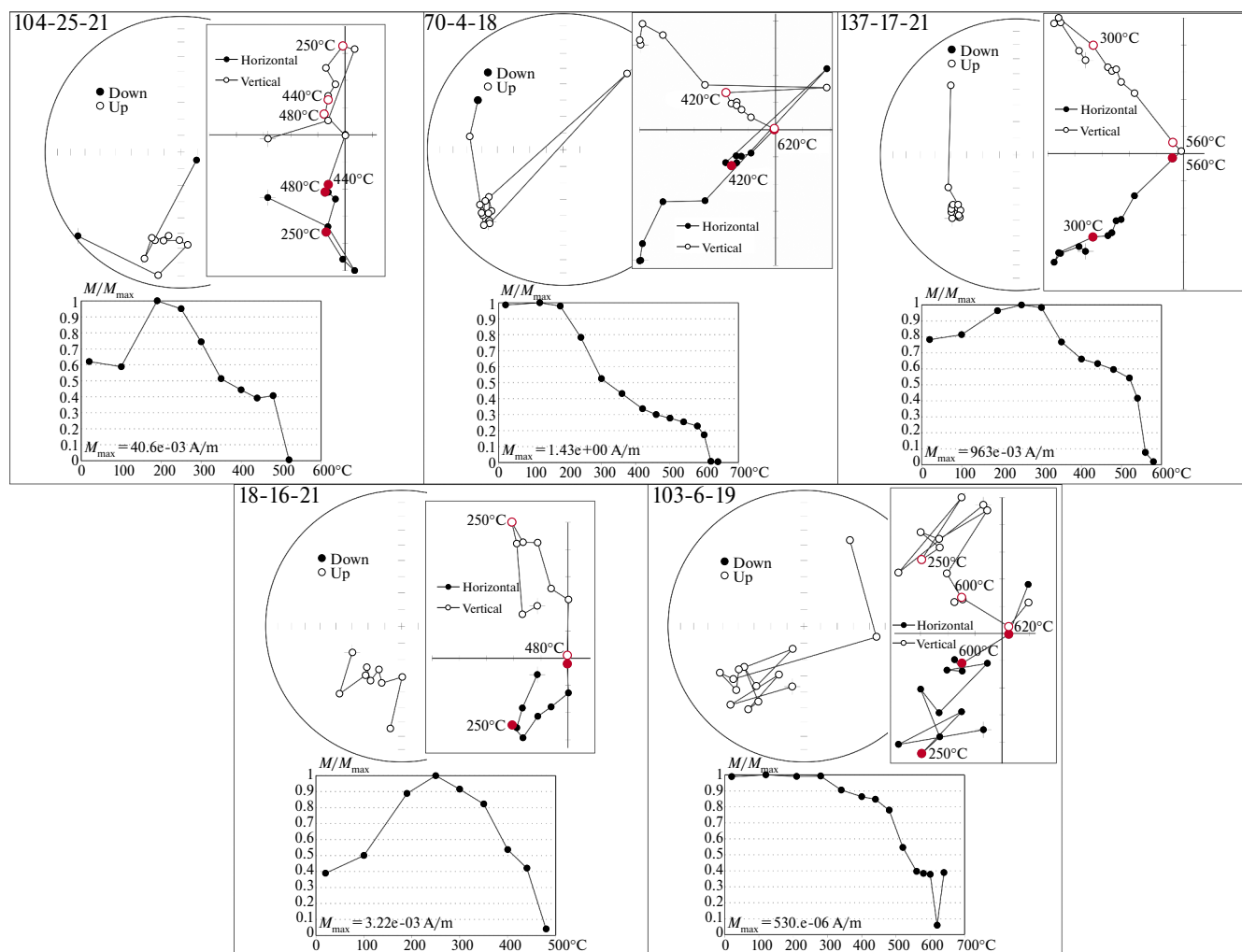


Рис. 6. Примеры результатов температурной чистки для образцов из интрузий, не отнесенных ни к одному из районов.

разному качеству палеомагнитной записи в северных и южных районах.

Северные объекты (районы г. Куса, пос. Бердяуш)

В северных объектах с позднепалеозойской компонентой (г. Куса (район 1) и пос. Бердяуш (район 2)) на кривых нагрева $K(T)$ четко выделяется магнетит — по резкому спаду магнитной восприимчивости в районе 580°C (точка Кюри магнетита), иногда с ярко выраженными пиками Гопкинсона — резким возрастанием магнитной восприимчивости перед точкой Кюри (рис. 8). Последнее, возможно, связано с вариациями доменного состава, хорошо проявленный высокий узкий пик Гопкинсона соотносят с преобладанием однодоменных зерен (несколько более широкий пик Гопкинсона) или малых многодоменных (более узкий пик Гопкинсона) зерен [Dunlop, 1974]. В образце 134-8.1-18 (район

пос. Бердяуш, рис. 8) нет такого ярко выраженного пика Гопкинсона, вероятно магнетит здесь представлен более крупными многодоменными зернами [Dunlop, 1974].

Также на кривых нагрева $K(T)$ иногда выделяется окисленный или частично окисленный титаномагнетит по подъему в районе 200°C и спаду в районе $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$ градусов (рис. 8). Возрастание магнитной восприимчивости в районе 200°C также может объясняться спадом напряжений, связанных с изначальным наличием тонких пленок окисления на поверхности магнетита — маггемитизацией [Большаков, 1987; Нагата, 1965]. Спад в районе $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$ при этом указывает на точку Кюри титаномагнетита [Нагата, 1965]. После прохождения точки Кюри магнетита, кривые охлаждения не повторяют вид кривых нагрева. При такой форме тип кривых нагрева—охлаждения называется необратимым и свидетельствует о неустойчивости

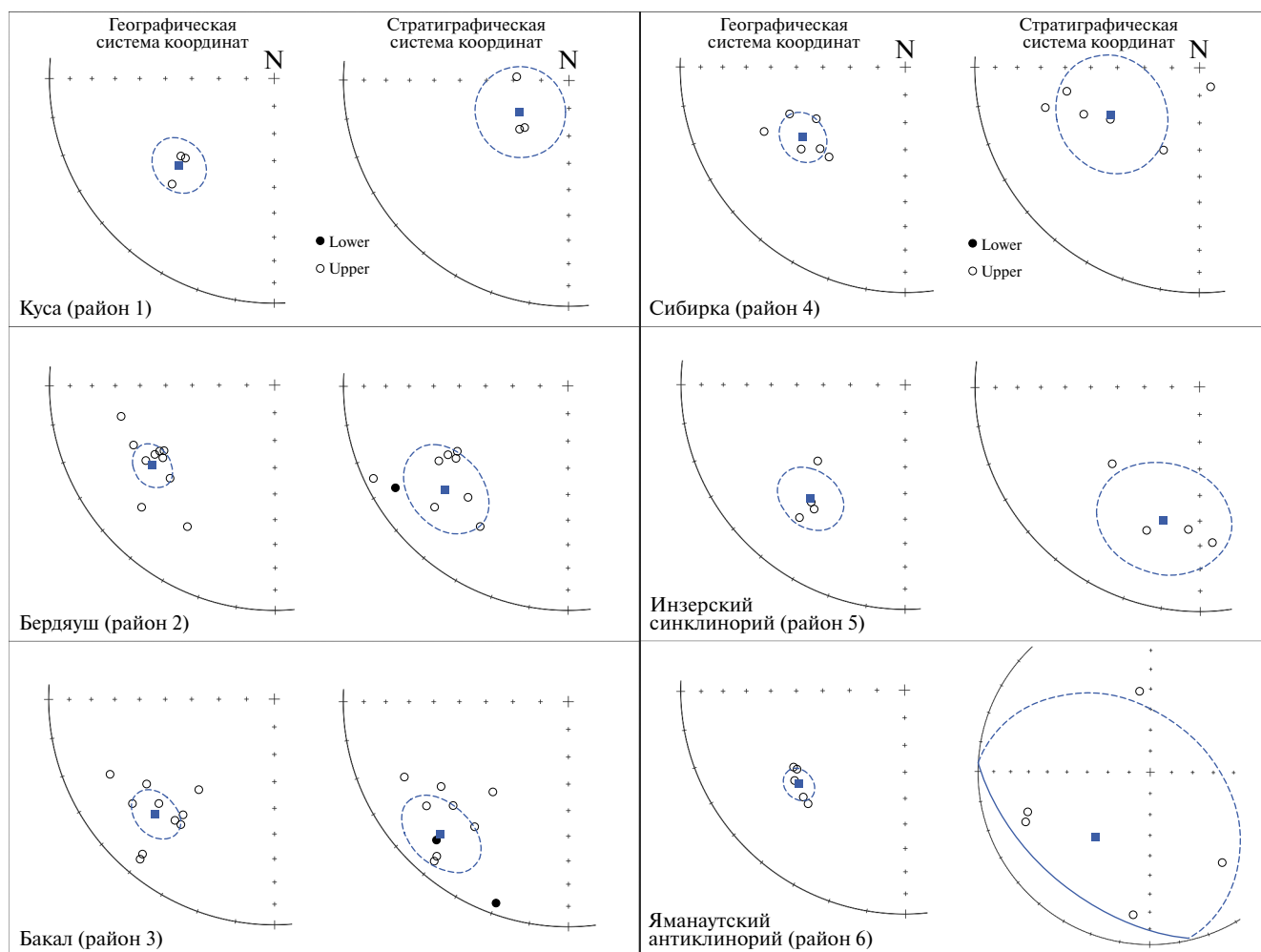


Рис. 7. Средние по сайтам направления в стратиграфической (доскладчатой в этом случае) системе координат и географической (постскладчатой в этом случае) системе координат для каждого района. Квадратами и пунктирными кругами показаны средние по районам и доверительный интервал для них.

минерала к нагревам [Нагата, 1965]. Этот факт может указывать на то, что титаномагнетит в изучаемых образцах частично окислен с образованием титаномаггемита и/или изменяется в процессе нагрева (что означает изменения и при термочистке).

Помимо этого, на кривых $K(T)$ виден “хвост” после 600°C (рис. 8). Такой “хвост” может быть просто частью парамагнитной компоненты, либо указывать на наличие гематита, который мог как изначально присутствовать в породе, так и образоваться при нагреве за счет окисления маггемита или магнетита.

Для проверки данных, полученных по кривым $K(T)$, сравним их с кривыми $J_s(t)$ для образцов из тех же тел.

На кривых $J_s(T)$ также выделяется магнетит, в большинстве случаев стабильный к нагревам, и в ряде случаев титаномагнетит по

спаду в районе $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Слабый пик в районе 200°C может быть также связан со спадом напряжений и соответствовать поверхностной маггемитизации (рис. 8; [Большаков, 1987; Нагата, 1965]).

Центральные и южные объекты (районы г. Бакал, пос. Сибирка, Инзерского синклиниория и Ямантауского антиклинория)

Начиная с объектов Бакальского района и дальше на юг вид петромагнитных кривых $K(T)$ и $J_s(T)$ меняется — это вторая группа по петромагнитным свойствам (виду кривых $K(T)$ и $J_s(T)$). На кривых нагрева $K(T)$ магнитная восприимчивость почти не меняется до точки Кюри магнетита, где восприимчивость падает. На кривых охлаждения регистрируется сильный рост магнитной восприимчивости после остывания ниже 580°C , что, по-видимому, означает

Таблица 1. Среднесайтовые направления позднепалеозойской компоненты районов и средние по районам направления

№ п.п.	Номер сайта	Координаты сайта	N	D_G	I_G	D_S	I_S	K	α_{95}
Район 1 (г. Куса)									
1	19.1-17	N55° 19' 19.07" E59° 26' 36.97"	13	229.8	−44.8	224.3	−64.6	12.5	12.2
2	20-17	N55° 24' 24.16" E59° 27' 32.10"	5	223.6	−34.5	272.4	−71.2	17.4	18.8
3	21-17	N55° 21' 27.10" E59° 30' 13.60"	4	227.7	−45.6	222.2	−66.3	40.5	14.6
Среднее направление по району 1 (г. Куса)									
“Куса”			3	226.9	−41.7			149.1	10.1
“Куса”			3			236.4	−68.9	57.7	16.4
Район 2 (пос. Бердяуш)									
1	10-17	N 55° 09' 23.51" E 59° 07' 41.44"	14	246.6	−32.1	239.2	11.6	36.5	6.7
2	13 + 14-17	N 55° 09' 14.2" E 59° 08' 19.9" N 55° 09' 12.6" E 59° 08' 13"	11	258.1	−30.9	244.2	−4.3	51.5	6.4
3	8-18	N 55.09591° E 59.02236°	14	227.3	−20.4	227.3	−20.4	29.4	7.5
4	9.1-18	N 55.14517° E 59.15720°	17	238.8	−42	238.8	−42	18.3	8.6
5	9.2-18	N 55.14517° E 59.15720°	4	236.5	−40.1	236.5	−40.1	205.5	6.4
6	10-18	N 55.14596° E 59.15742°	5	211.6	−26.5	211.6	−26.5	171.7	5.9
7	11-18	N 55.14629° E 59.15915°	7	239.6	−38.1	239.6	−38.1	25.1	12.3
8	16-6МТ*	N 55.12830° E 59.12668°	7	229.2	−38.6	324.8	−51.8	57.4	8
9	16-6НТ*	N 55.12830° E 59.12668°	9	254.9	−23.9	293.2	−30	27.6	10
10	15-21	N 55°09.141' E 59°08.342'	12	239.3	−33.7	239.3	−33.7	53.5	6.0
11	22-21	N 55°04.725' E 59°13.890'	10	228.0	−37.4	221.5	−33.3	108.0	4.7
12	23-21	N 55°06.664' E 59°20.044'	7	239.7	−40.5	174.3	−48.3	43.7	9.2
Среднее направление по району 2 (пос. Бердяуш)									
“Бердяуш”			10	236.3	−34.8			42.0	7.5
“Бердяуш”			10			229.1	−29.0	10.8	15.4
Район 3 (г. Бакал)									
1	1-17	N 54° 56'58.8" E 58° 47'58.8"	15	212.4	−18.2	216.3	−30.6	71.1	4.6
2	2-17	N 54° 57'22.9" E 58° 52'53.9"	8	218.9	−30.5	223.3	15.8	10.0	18.4
3	4-17	N 54° 55'05.6" E 58° 50'55.3"	14	246.0	−4.7	235.7	−32.1	14.6	10.8
4	5-17	N 54°55'45.53" E 58° 54'14.67"	11	217.9	−34.4	199.6	4.9	28.8	8.7
5	1-18	N 54.9035° E 58.7429°	6	219.2	−46.0	219.2	−46.0	48.8	9.7

Таблица 1 (продолжение)

№ п.п.	Номер сайта	Координаты сайта	N	D_G	I_G	D_S	I_S	K	α_{95}
6	2.1_2.2-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	8	219.7	−7.5	219.7	−7.5	41.8	8.7
7	2.3-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	7	220.0	−10.1	220.0	−10.1	22.4	13.0
8	2.4-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	11	227.4	−31.1	227.4	−31.1	33.9	8.0
9	2.5-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	10	233.2	−22.4	233.2	−22.4	65.1	6.0
10	3-18	N 54° 54.6' E 58° 46.06'	15	244.8	−20.6	244.8	−20.6	21.8	8.4

Среднее направление по району 3 (г. Бакал)

“Бакал”	10	225.5	−26.8			31.7	8.7
“Бакал”	10			219.7	−19.9	8.5	17.6

Район 4 (пос. Сибирка)

1	6-17	N 54° 51' 20.6" E 58° 57' 38.3"	13	247.4	−43.8	247.4	−43.8	28.0	8.0
2	7-17	N 54° 55' 32.1" E 58° 59' 41.2"	3	225.5	−46.2	255.0	−29.8	86.6	13.3
3	8-17	N 54° 55' 44.3" E 58° 59' 22.8"	13	219.8	−46.2	150.1	−81.5	28.8	7.9
4	9-17	N 54° 55' 41.7" E 58° 58' 36.1"	9	231.2	−40.6	259.3	−39.9	53.3	7.1
5	7-19	N 54.8815° E 59.03313°	14	239.1	−52.1	239.1	−52.1	4.0	22.7
6	20-21	N 54° 57.743' E 58° 58.219'	11	244.9	−31.5	202.9	−56.7	60.2	5.9

Среднее направление по району 4 (пос. Сибирка)

“Сибирка”	6	235.0	−43.9			59.0	8.8
“Сибирка”	6			241.4	−53.1	11.2	20.9

Район 5 (Инзерский синклиний)

1	6-20	N 54° 01' 02.6" E 57° 32' 12.5"	12	228.1	−46.7	228.1	−46.7	54.7	5.9
2	10-20	N 54° 08' 05.6" E 57° 30' 52.9"	14	218.0	−24.9	175.2	−30.3	15.9	10.3
3	9-20	N 54° 07' 38.5" E 57° 30' 33.4"	16	218.1	−32.9	184.4	−35.8	23.2	7.8
4	5-20	N 53° 59' 38.4" E 57° 35' 47.6"	10	215.7	−31.4	200.0	−31.8	21.1	10.8

Среднее направление по району 5 (Инзерский синклиний)

“Инзерский синклиний”	4	219.5	−34.0			64.3	11.5
“Инзерский синклиний”	4			195.1	−37.7	17.8	22.4

Район 6 (Ямантауский антиклинорий)

1	4-19	N 53° 57' 11.16" E 57° 42' 45.36"	23	234.9	−39.2	251.0	−26.1	11.5	9.3
2	5-19	N 53° 54' 14.13" E 57° 38' 15.16"	12	233.2	−39.8	141.7	−32.5	9.1	15.2
3	12-20	N 54° 09' 57.3" E 57° 46' 03.5"	12	220.0	−33.3	352.5	−51.7	46.6	6.4

Таблица 1 (окончание)

№ п.п.	Номер сайта	Координаты сайта	N	D_G	I_G	D_S	I_S	K	α_{95}
4	2-20	N 53° 57' 14.2" E 57° 43' 49.9"	13	230.2	–36.2	247.3	–22.9	17.2	10.3
5	3-20	N 53° 56' 46.5" E 57° 41' 55.0"	6	223.1	–34.1	186.4	–16.9	120.2	6.1
Среднее направление по району 6 (Ямантауский антиклинорий)									
“Ямантауский антиклинорий”			5	228.1	–36.7			184.4	5.7
“Ямантауский антиклинорий”			5			219.6	–48.8	2.3	66.6
Не вошедшие в районы сайты									
Дайка к югу от Златоуста									
25-21		N 55°04.013' E 59°37.483'	11	204.2	–51.2	209.8	0.8	12.4	13.5
Кузино-Копанский массив									
4-18		N 55.01601° E 59.25692°	17	227.3	–16.3	227.3	–16.3	50.3	5.1
Интрузивное тело к югу от Усть-Катава									
17-21		N 54° 49.996' E 58° 11.180'	7	227.0	–24.7	227.0	–24.7	35.5	10.3
Интрузивное тело на южной окраине Катав-Ивановска									
16-21		N 54° 43.659' E 58° 12.575'	11	178.6	–53.0	230.9	–48.2	20.4	10.4
Интрузивное тело к юго-западу от массива Крака									
6-19		N 53.27653° E 57.52342°	18	202.9	–30.5	202.9	–30.5	9.6	11.8

Примечания: N – количество образцов/сайтов, по которым рассчитано направление; D_G – склонение в географической системе координат; I_G – наклонение в географической системе координат; D_S – склонение в стратиграфической системе координат; I_S – наклонение в стратиграфической системе координат; K – кучность; α_{95} – интервал доверия. Сайт 16-6 – дайка, где были выделены как вторичная, так и первичная компонента; МТ – среднетемпературная вторичная поздне-палеозойская компонента; НТ – высокотемпературная ранне-среднерифейская компонента.

сильные изменения, произошедшие в образцах в результате нагрева (рис. 9). Пик Гопкинсона практически отсутствует, и, вероятно, магнетит в этих объектах представлен преимущественно многодоменными зернами.

На кривых $J_s(T)$ большинства южных и центральных объектов виден только парамагнитный сигнал. Это может являться следствием того, что магнетит, который виден на кривых $K(T)$, образовался в процессе нагрева (рис. 9). Но, поскольку компонента намагниченности все же выделяется в этих объектах и при высоких температурах, а магнитная восприимчивость не растет или незначительно растет по мере нагрева, по-видимому, парамагнитный сигнал на кривых $J_s(T)$ связан с малой концентрацией магнетита, а также, вероятно, с большим количеством парамагнитных минералов (к которым

относятся и минералы, образующиеся при зеленосланцевом метаморфизме, такие, как, например, хлорит), “забивающих” сигнал ферромагнитной фракции.

Результаты измерения зависимостей $J_{rs}(T)$

На кривых зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры $J_{rs}(T)$ (рис. 10) не выделяется особых различий по районам. Сигнал достигает ноля в окрестности точки Кюри магнетита. Два спада в районе 200°C и 400°C соответствуют в общем одной фазе – окисленному или частично окисленному титаномагнетиту (спаду в точке Кюри титаномагнетита и спаду в точке Кюри более окисленной фазы титаномагнетита – окисление титаномагнетита может приводить к повышению его точки Кюри [Shcherbakov et al., 2019]). Спад кривой

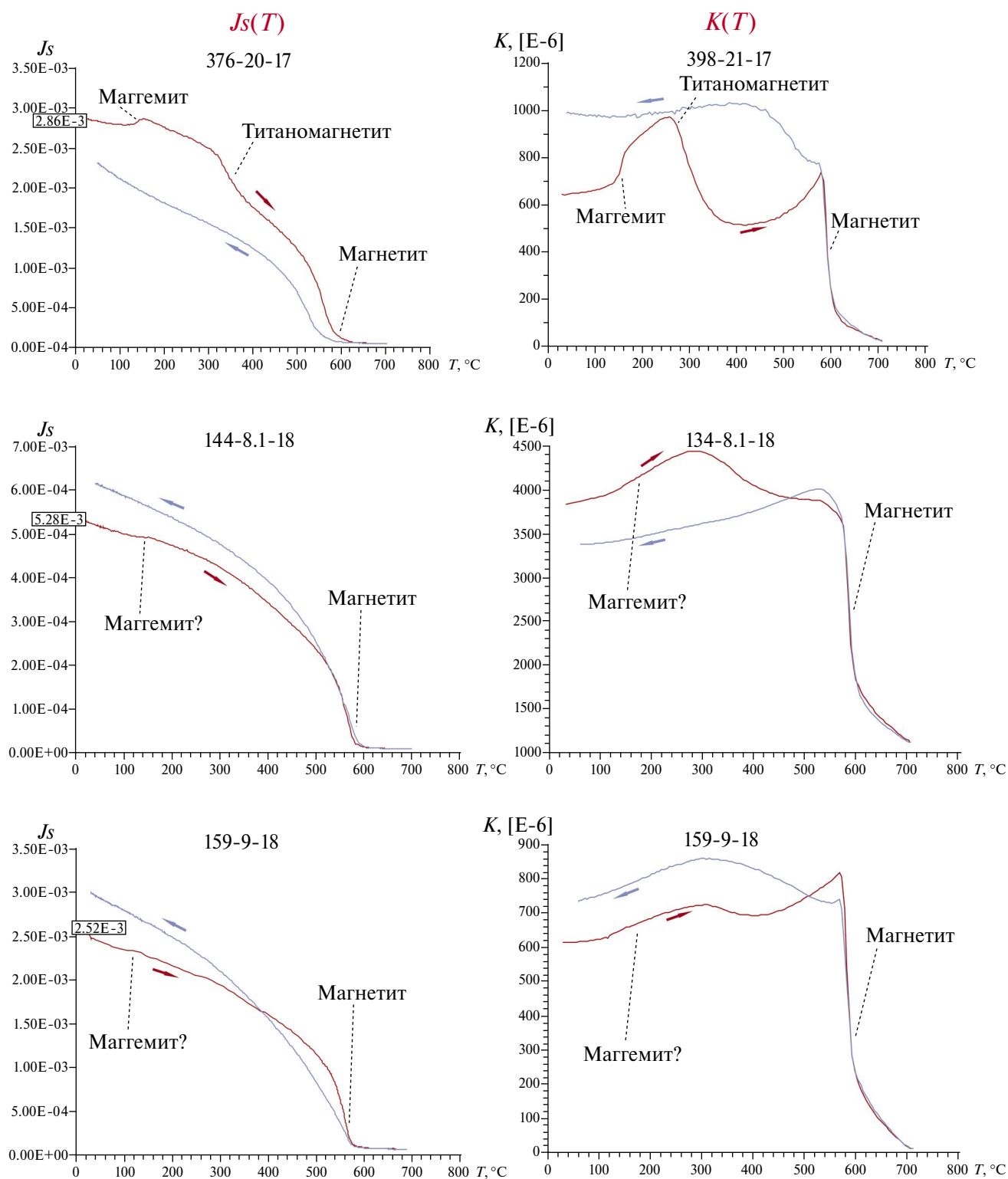


Рис. 8. Примеры кривых зависимости магнитной восприимчивости от температуры — $K(T)$; и кривых зависимости намагниченности насыщения от температуры — $J_s(T)$ для северных объектов. Кривые нагрева показаны красным цветом (со стрелкой вправо), кривые охлаждения — синим цветом (со стрелкой влево). В номере есть три цифры, первая обозначает номер образца, вторая — номер сайта, третья — номер года отбора. В случае, если последние две цифры совпадают, то измерения сделаны для одной и той же интрузии.

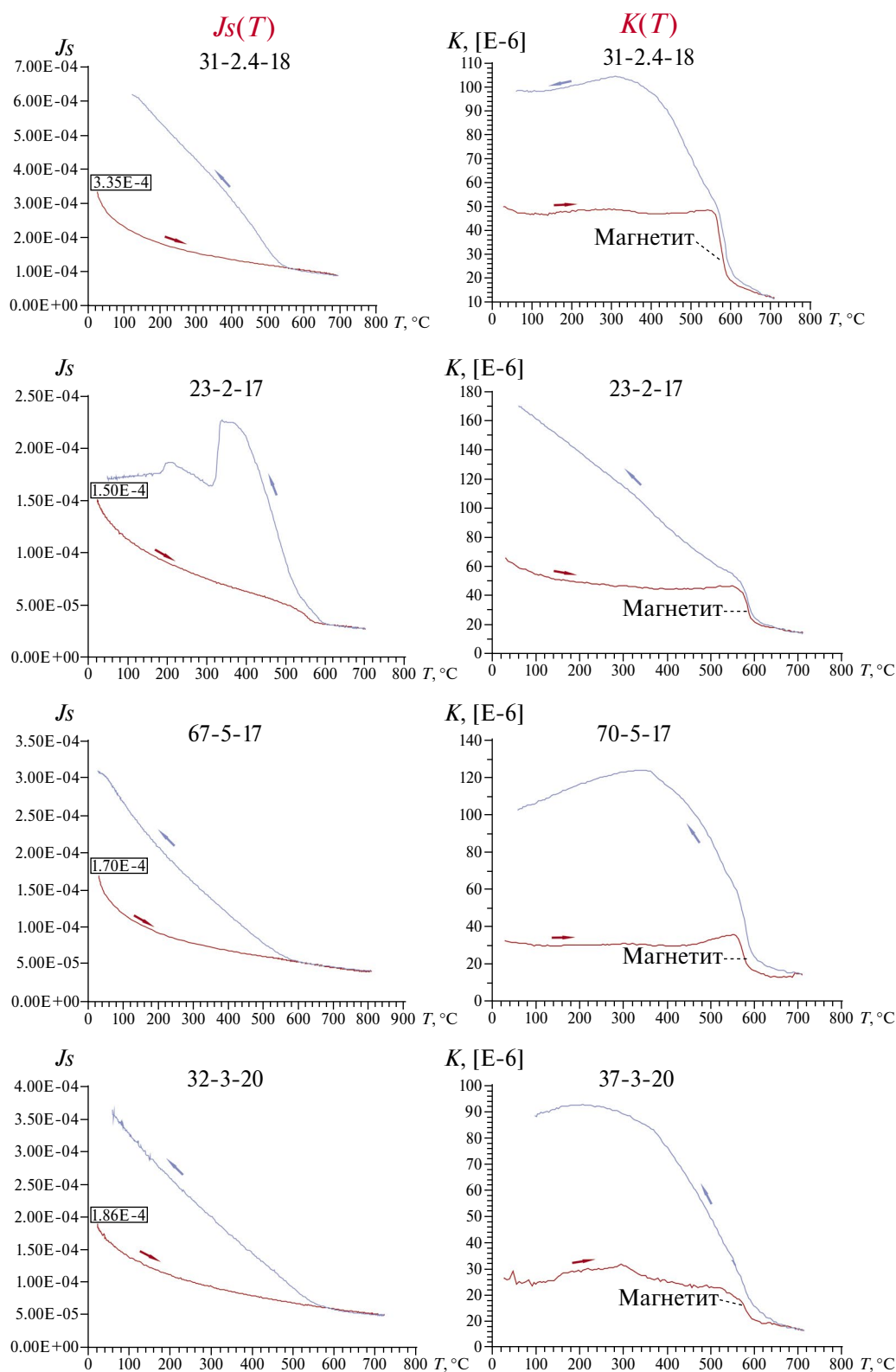


Рис. 9. Примеры кривых зависимости магнитной восприимчивости от температуры — $K(T)$; и кривых зависимости намагниченности насыщения от температуры — $J_s(T)$ для Бакальских и южных объектов (Инзерский синклиниорий и Ямантауский антиклинорий). Кривые нагрева показаны красным цветом (со стрелкой вправо), кривые охлаждения — синим цветом (со стрелкой влево). В номере есть три цифры, первая обозначает номер образца, вторая — номер сайта, третья — номер года отбора. В случае, если последние две цифры совпадают, то измерения сделаны для одной и той же интрузии.

в районе 200°C может также объясняться другой причиной — перераспределением вакансий в решетке поверхностно маггемитизированного магнетита и спадом внутренних напряжений [Большаков, 1987; Нагата, 1965].

Таким образом, результаты палеомагнитных исследований в целом подтверждаются петромагнитными исследованиями. Изучаемая компонента намагниченности выделяется при магнитных чистках на средних и высоких температурах (преимущественно 350–400–540–580°C), что соответствует выделенным при петромагнитных исследованиях магнитным минералам — магнетиту и титаномагнетиту. Разный характер петромагнитных свойств северных и южных объектов сопоставим с разным качеством палеомагнитной записи.

В северных районах (районы г. Куса и пос. Бердяуш) в магнитной фракции присутствует окисленный титаномагнетит и магнетит,

преимущественно устойчивый к нагреву (рис. 8; рис. 10). Зерна при этом могут быть как многодоменными, так и псевдооднодоменными.

В Бакальском районе и на юге Башкирского антиклинория в магнитной фракции на термокривых выделяется преимущественно магнетит (рис. 9, рис. 10), хотя, вероятно, есть также и титаномагнетит (о чем свидетельствуют и графики $J_{rs}(T)$, рис. 10, график 141-10-17), поскольку часть образцов при температурной чистке размагничивается при температурах меньше 580°C. За выделенную компоненту остаточной намагниченности скорее отвечают крупные многодоменные зерна.

Хотя в южных объектах кривые $J_s(T)$ показывают лишь парамагнитный сигнал, на кривых $K(T)$ всегда выделяется магнетит (рис. 9). Худшая палеомагнитная запись в южных объектах по сравнению с северными соотносится: а) со значительным вкладом парамагнитного

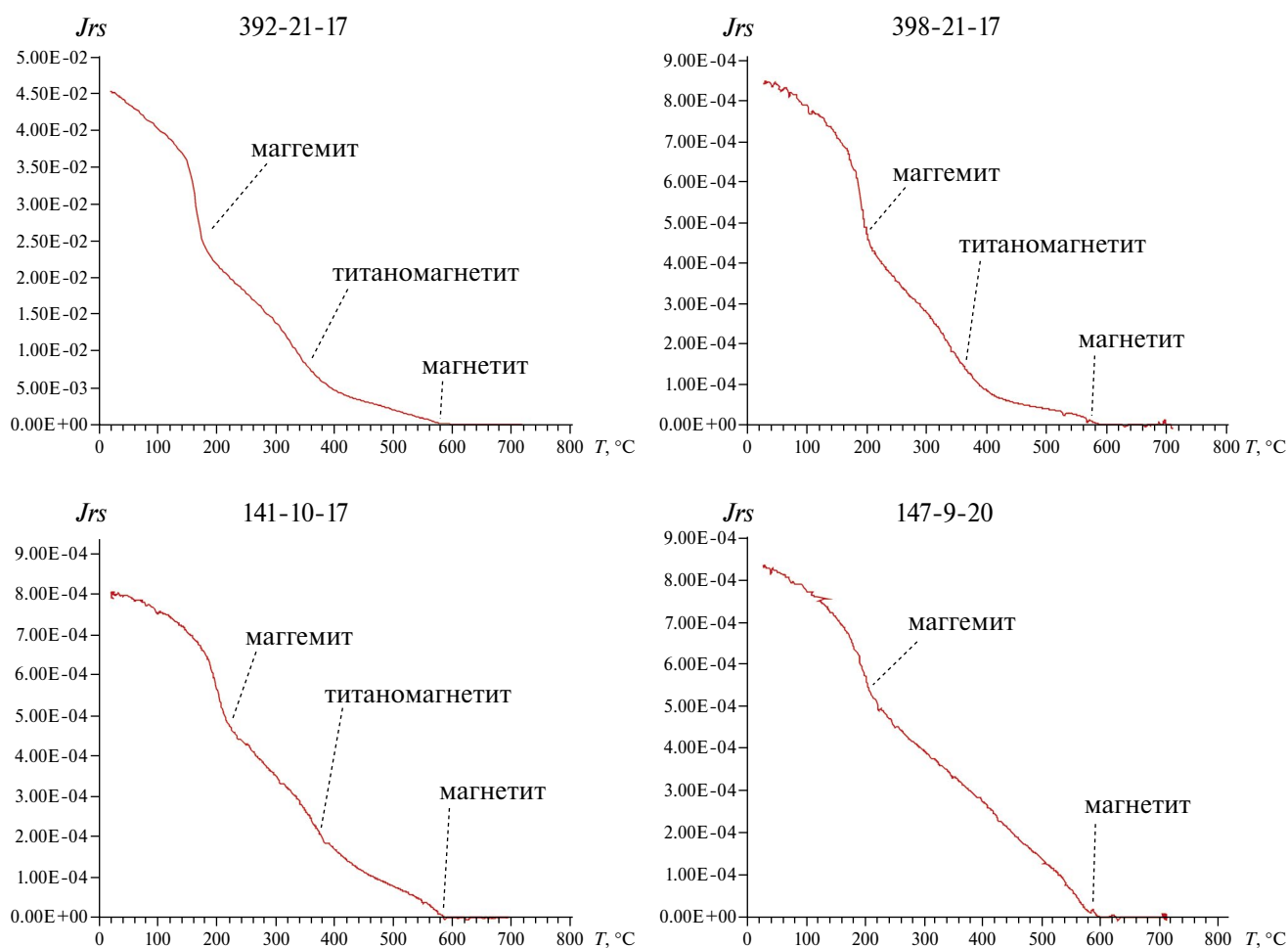


Рис. 10. Примеры кривых зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры — $J_{rs}(T)$ для объектов с позднепалеозойской палеомагнитной компонентой (два графика сверху — по объектам северной группы, два графика снизу по объектам южной группы).

сигнала (парамагнитный сигнал на графиках $J_s(T)$ южных объектов (рис. 9), значительная разница величины J_s в образцах северных и южных объектов); б) вероятно, с сохранностью намагниченности на многодоменных зернах в южных объектах, в отличие от северных объектов, где при измерении $K(T)$ отчетливо виден пик Гопкинсона, являющийся признаком наличия в составе однодоменных и/или псевдооднодоменных частиц (рис. 8, 342-19-17 и 159-9-18).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Относительный возраст позднепалеозойской компоненты

Как сказано в разделе “Результаты палеомагнитных исследований”, средние по сайтам палеомагнитные направления в стратиграфической системе координат имеют больший разброс, чем в географической (рис. 11). Географическая система координат современная, стратиграфическая — древняя, с поправкой на угол залегания вмещающих пород. Такая картина распределения направлений свидетельствует о том, что позднепалеозойская компонента — постскладчатая, то есть сформировалась после завершения основных складчатых деформаций на Южном Урале.

Однако направления, полученные по сайтам 1-17 и 4-17 Бакальского района (район 3, табл. 1), в географической системе координат отличаются от других позднепалеозойских направлений, и при этом в стратиграфической системе координат они близки к ожидаемым позднепалеозойским направлениям в географической системе. Это может указывать на тот факт, что в этом районе происходили деформации, приведшие к локальным изменениям залегания пород, уже после их перемангничивания.

Также имеют позднепалеозойские палеомагнитные направления именно в стратиграфической, а не в географической системе координат направления, полученные по одному из самых западных сайтов 16-21 (южная окраина г. Катав-Ивановск, табл. 1).

Средние направления по 6 районам (окрестности г. Куса, пос. Бердяуш, г. Бакал, пос. Сибирка, Инзерский синклиний и Ямантауский антиклинорий) в целом близки друг к другу в географической системе координат (рис. 12), иногда статистически неразличимы. Угловая разница между направлениями (табл. 2) меньше критического угла. Сравнение производилось в программе PMCALC [Enkin, 1994],

критический угол рассчитывался по методу, описанному в работе [Debiche, Watson, 1995]. Тем не менее, для некоторых районов средние направления значительно отличаются друг от друга. Наиболее отличаются ото всех остальных направления районов 2 и 3 (районы пос. Бердяуш, г. Бакал), которые находятся рядом в центральной и северной части Башкирского антиклинория. Однако и направления этих районов (2 и 3) не имеют статистических отличий от южных районов 5 и 6, которые, в свою очередь, не отличаются от самого северного района г. Кусы (район 1). Такое же распределение характерно и для полюсов, посчитанных для каждого района (табл. 2; табл. 3; полюс для района рассчитывался как среднее по виртуальным геомагнитным полюсам (ВГП) для каждого сайта района).

В целом, нет никакой очевидной закономерности в распределении направлений, к примеру, постепенного тренда изменения направлений от 1 к 6 группе с севера на юг (рис. 12), однозначного сходства северных или южных районов или их отличия друг от друга и т.п. Закономерное распределение могло бы указывать, например, на разворот блоков вокруг единого эйлера полюса или на постепенное движение фронта перемангничивания в каком-либо направлении. Поскольку очевидной закономерности не прослеживается, можно сделать вывод о примерно одновременном в геологических масштабах времени перемангничивании во всем Башкирском антиклинории.

Отличия средних палеомагнитных направлений по районам могут объясняться:

- 1) локальными тектоническими движениями блоков относительно друг друга;
- 2) несколько разным временем перемангничивания;
- 3) недостаточным осреднением вековых вариаций геомагнитного поля.

В целом, можно говорить о достаточно близком по времени преимущественно постскладчатом перемангничивании, связанным с процессами, затронувшими весь Башкирский антиклинорий, после чего значительных движений внутри него не происходило. Тем не менее, имеющиеся данные указывают на возможность локальных складчатых деформаций в отдельных районах и после перемангничивания.

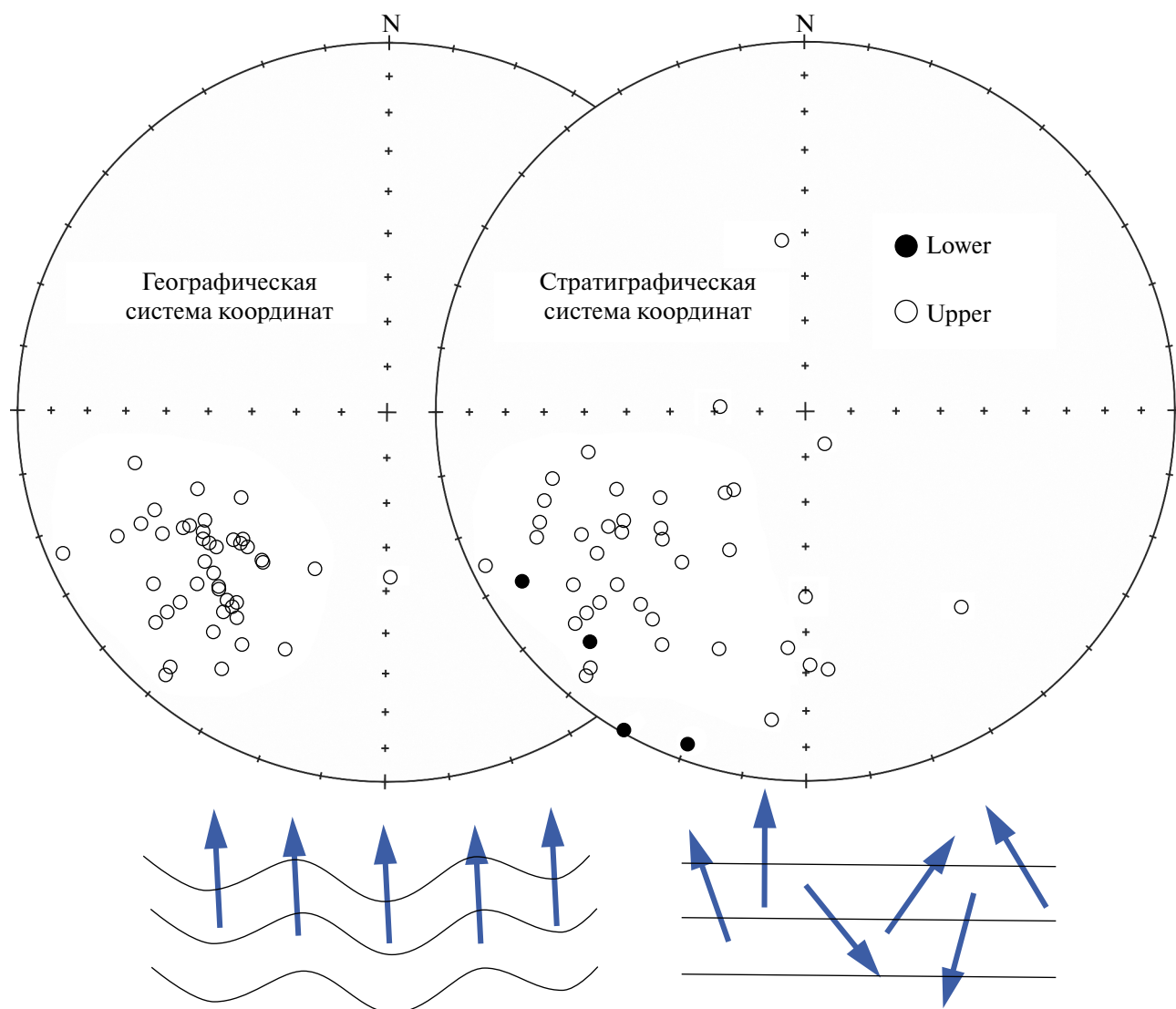


Рис. 11. Средние по сайтам направления в стратиграфической (доскладчатой в этом случае) системе координат и географической (постскладчатой в этом случае) системе координат.

Абсолютный возраст позднепалеозойской компоненты, расчет полюса

Палеомагнитный полюс, соответствующий позднепалеозойской компоненте (табл. 4), рассчитан по средним ВГП для каждого района $Plong = 171.6$, $Plat = 39.9$, $\alpha_{95} = 5.9$ (6 районов, 38 сайтов, без сайтов, не относящихся ни к одному из районов).

Для установления возраста полюса, рассчитанного по Башкирскому антиклинорию, мы сравнили его с полюсами, использованными [Torsvik et al., 2012] для построения кривой кажущейся миграции Стабильной Европы. Среди полюсов для стабильной Европы были отобраны наиболее близкие к полученному нами полюсу, возрасты выбранных полюсов

укладываются в промежуток времени преимущественно 280–312 млн лет, также есть два полюса, близких к рассчитанному, с возрастaми 275 и 260 млн лет (рис. 13). Среди наиболее близких были выбраны полюса, полученные по доступным в настоящий момент первичным данным (практически все, за исключением единичных публикаций, где первичные данные не приведены, либо доступ к самим публикациям отсутствует), среди последних были выбраны полюса, полученные с проведением полной палеомагнитной чистки, с $\alpha_{95} < 10^\circ$, надежным обоснованием возраста. После отбора остались 15 полюсов, лежащих в почти непрерывном (разница между полюсами ≤ 5 млн лет) временном диапазоне 280–301 млн лет и 1 полюс с возрастом

Таблица 2. Угловая разница между средними по районам палеомагнитными направлениями в географической системе координат

Углы между средними направлениями					
	1 “Куса”	2 “Бердяуш”	3 “Бакал”	4 “Сибирка”	5 “Инзерский синкл.”
1 “Куса”					
2 “Бердяуш”	$9.3^\circ \pm 7.6^\circ$				
3 “Бакал”	$14.4^\circ \pm 8.2^\circ$	$11.5^\circ \pm 8.3^\circ$			
4 “Сибирка”	$4.9^\circ \pm 8.0^\circ$	$8.2^\circ \pm 8.1^\circ$	$18.2^\circ \pm 8.7^\circ$		
5 “Инзерский синклиний”	$8.6^\circ \pm 8.8^\circ$	$13.1^\circ \pm 8.9^\circ$	$7.5^\circ \pm 9.4^\circ$	$14.8^\circ \pm 9.2^\circ$	
6 “Ямантауский антиклиний”	$3.9^\circ \pm 6.5^\circ$	$6.1^\circ \pm 6.6^\circ$	$9.4^\circ \pm 7.3^\circ$	$8.1^\circ \pm 7.1^\circ$	$6.4^\circ \pm 7.9^\circ$
Углы между средними полюсами					
	1 “Куса”	2 “Бердяуш”	3 “Бакал”	4 “Сибирка”	5 “Инзерский синкл.”
1 “Куса”					
2 “Бердяуш”	$9.4^\circ \pm 6.7^\circ$				
3 “Бакал”	$6.3^\circ \pm 6.5^\circ$	$9.8^\circ \pm 7.6^\circ$			
4 “Сибирка”	$11.0^\circ \pm 7.6^\circ$	$7.0^\circ \pm 8.5^\circ$	$15.6^\circ \pm 8.4^\circ$		
5 “Инзерский синклиний”	$4.4^\circ \pm 6.8^\circ$	$13.5^\circ \pm 7.8^\circ$	$5.8^\circ \pm 7.7^\circ$	$15.8^\circ \pm 8.6^\circ$	
6 “Ямантауский антиклиний”	$4.2^\circ \pm 6.4^\circ$	$4.2^\circ \pm 7.5^\circ$	$7.1^\circ \pm 7.3^\circ$	$7.0^\circ \pm 8.3^\circ$	$8.6^\circ \pm 7.6^\circ$

Примечание: В сочетании, например, $10^\circ \pm 9.3^\circ$, 10° — это угловая разница, 9.3° — критический угол. Сравнение производилось в программе PMCALC [Enkin, 1994], критический угол рассчитывался по методу, описанному в работе [Debiche, Watson, 1995].

260 млн лет (табл. 3, рис. 14). Полюс с возрастом 260 млн лет соответствует критериям надежности, но был исключен из итоговой выборки, поскольку значительно отличается возрастом от других выбранных, помимо этого он отличается своими палеокоординатами от близких к нему по возрасту (на что указывают и авторы, опубликовавшие полюс в статье [Bazhenov et al., 2008]). Наибольшее количество полюсов в итоговой выборке соответствует возрасту 285 млн лет (6 полюсов против 1–2 полюсов с каждым из других возрастов), однако это обусловлено изначально большим количеством полюсов возраста 285 млн лет. Таким образом, итоговое сравнение производилось с выбранными полюсами, соответствующими по возрасту 280–301 млн лет.

Полюс, полученный по Башкирскому антиклинию статистически не отличим (угловая разница $1.9^\circ \pm 5.1^\circ$) от среднего по 15 отобраным полюсам для стабильной Европы с возрастaми 280–301 млн лет (табл. 4, рис. 14), что соответствует концу позднего карбона — ранней перми.

Также был рассчитан полюс по 43 сайтам Башкирского антиклиния (с учетом сайтов, не вошедших ни в один из районов) $Plong = 172.2$, $Plat = 39.4$, $\alpha_{95} = 3.5$. Полюс представляет собой среднее по всем ВГП от каждой точки. Полюс, рассчитанный с включением точек, не вошедших ни в один из районов и полюс, рассчитанный как среднее по районам, практически идентичны. Для сравнения с ТКМП Стабильной Европы использовался средний по районам полюс,

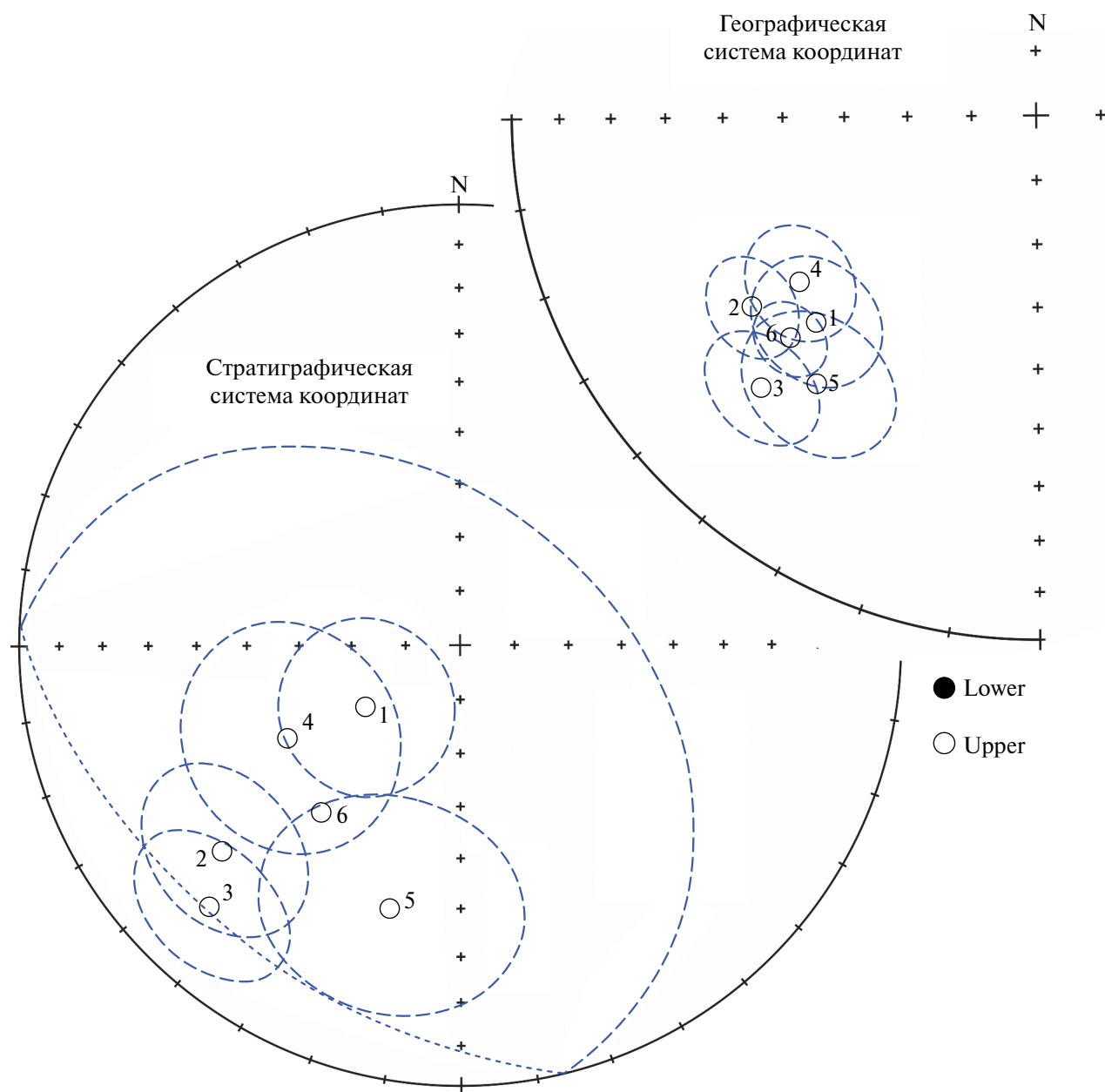


Рис. 12. Средние по районам палеомагнитные направления в стратиграфической системе координат и географической (постскладчатой) системе координат.

так как районы, содержащие множество сайтов, в любом случае, будут вносить в среднее больший вклад по сравнению с единичными точками, находящимися на значительном расстоянии от остальных интрузий и отделенными крупными разрывными нарушениями от всех районов.

Таким образом, позднепалеозойская компонента намагниченности сформировалась около 280–301 млн лет назад, после чего Башкирский антиклинорий не испытывал существенных горизонтальных смещений относительно Восточно-Европейской платформы. Кроме того, не

было значительных перемещений блоков внутри самого Башкирского антиклинория, однако, возможно, были локальные горизонтальные движения, а, по крайней мере, в Бакальском районе и западнее даже локальные складчатые деформации.

Выделенная позднепалеозойская компонента является вторичной, так как возраст образования изучаемых интрузивных тел – рифей. Тем не менее, есть датировки, полученные Ar-Ar и U-Pb методами, лежащие во временном диапазоне 284–298 млн лет, что мы интерпретируем

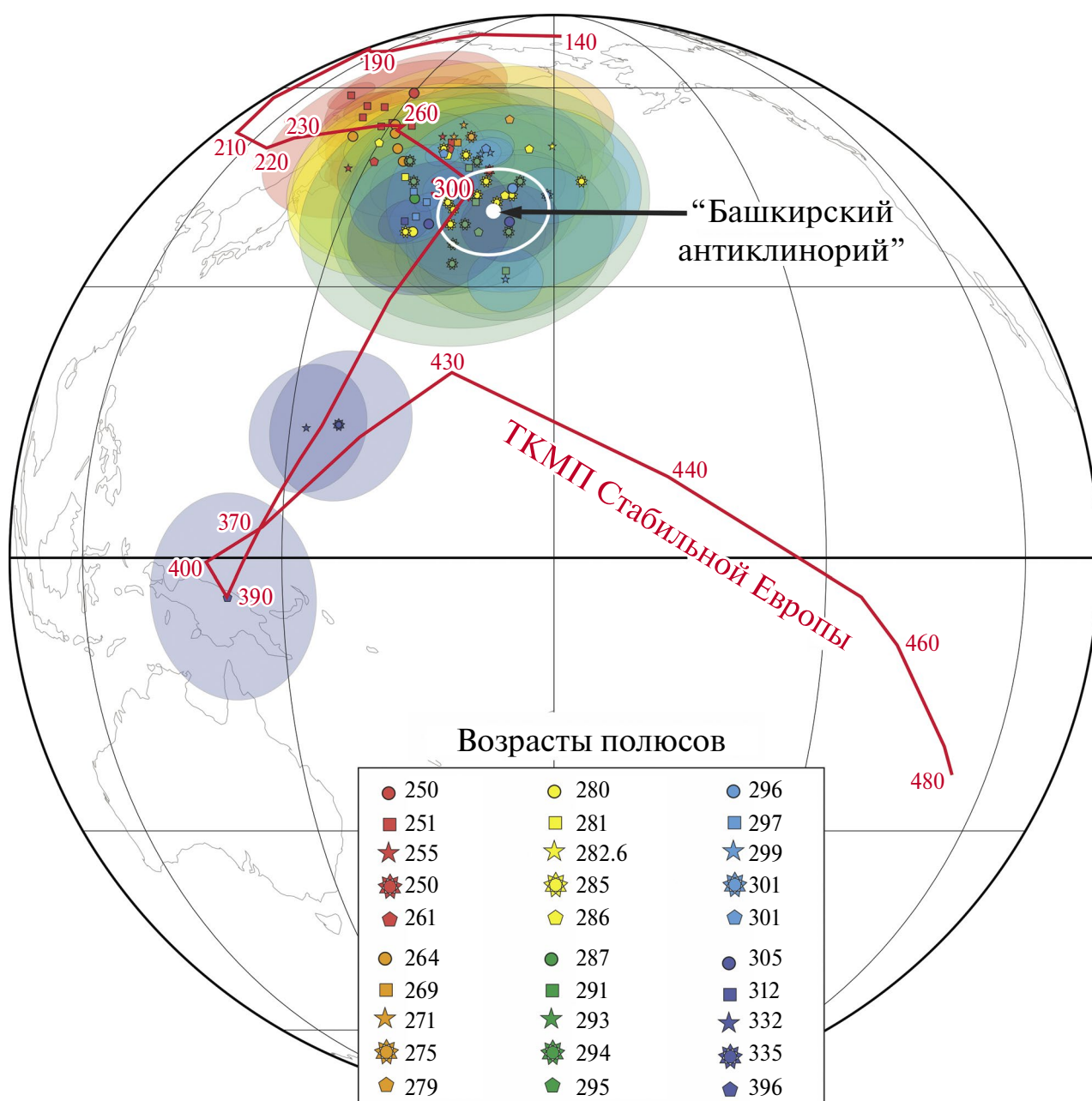


Рис. 13. Полюс, рассчитанный по 6 районам Башкирского антиклинория. Красная линия — отрезок ТКМП для Стабильной Европы с возрастом 480–140 (по работе [Torsvik et al., 2012]). Также нанесены все полюсы возрастного промежутка 250–396 млн лет (использовавшиеся в работе [Torsvik et al., 2012] для построения ТКМП Стабильной Европы) для наглядного отображения близости рассчитанного нами полюса к полюсам с возрастными около 280–312 млн лет (желто-сине-зеленая область).

как возраст вторичных низкотемпературных изменений — вероятно, возраст последнего этапа зеленосланцевого метаморфизма (подробнее в разделе “Геология района и объекты исследования”). Возрасты диапазона 284–298 млн лет хорошо согласуются с установленным возрастом полученной нами компоненты намагниченности. В то же время зеленосланцевый метаморфизм способен сыграть роль как при

термовязком, так и при химическом перемагничивании, однако обсуждение этого вопроса может быть темой отдельной работы.

Полученные данные согласуются с предыдущими результатами [Levashova et al., 2013; Голованова и др., 2017; 2022] в части отсутствия вращения блоков Южного Урала относительно Восточно-Европейской платформы. Также по всему Южному Уралу, начиная от мегазоны Внешней

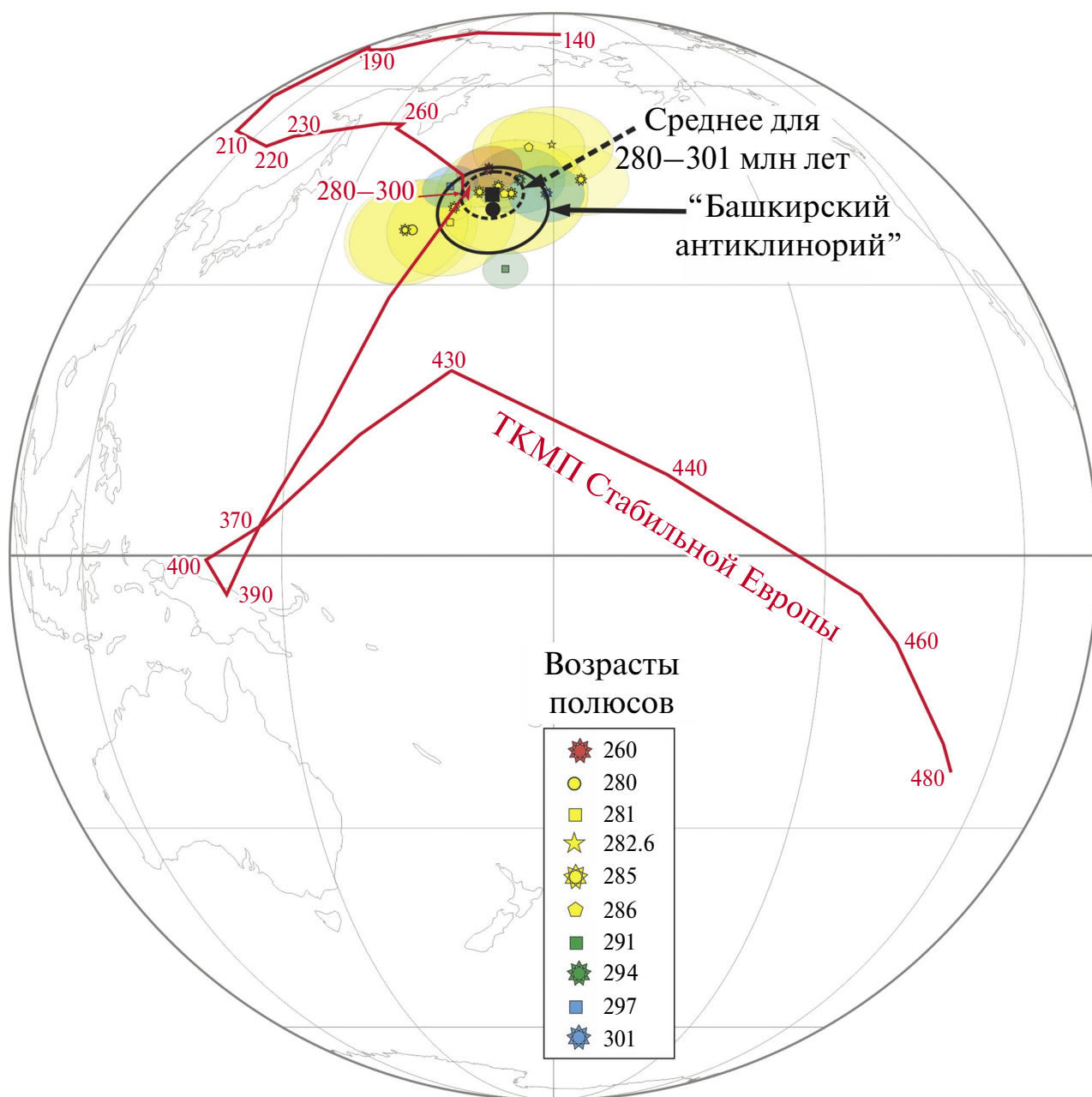


Рис. 14. Полюс, рассчитанный по 6 районам Башкирского антиклинория, и его сопоставление с отобранными полюсами для Стабильной Европы (использованными в работе [Torsvik et al., 2012] для ТКМП Стабильной Европы) с возрастом 280–301 млн лет (возраста приведены снизу на глобусе в рамке). Красная линия – ТКМП Стабильной Европы по работе [Torsvik et al., 2012].

складчатости и заканчивая Центрально-Магнитогорской зоной, совпадает время формирования вторичной компоненты, а в характере ее распределения не прослеживается очевидных закономерностей (рис. 15). Из этого можно сделать вывод, что в этой части Южного Урала вторичная компонента сформировалась повсеместно, примерно одновременно, и ее формирование связано с процессами, затронувшими в это время всю изученную территорию.

Палеозойская коллизия на Южном Урале и ограничение ее процессов во времени и пространстве по палеомагнитным данным

Процессы орогенеза на Южном Урале связывают с промежутком времени между поздним девонem и поздней пермью, хотя в ранней юре и в плиоцен-четвертичное время также происходило кратковременное возобновление активности вертикальных движений [Brown et al., 1997;

Таблица 3. Полюса для стабильной Европы, использовавшиеся в публикации [Torsvik et al., 2012] для построения траектории кажущейся миграции полюса Балтики в палеозое и рассчитанный полюс по 6 районам (38 сайтов) Башкирского антиклинория (в географической системе координат)

Объекты	<i>N</i>	Plong	Plat	α_{95}	Возраст, млн лет
Красноцветные терригенные породы западной части Предуралья Краевого прогиба [Bazhenov et al., 2008]	94	170.2	45.6	3.5	260
Риолиты Богемского массива, Германия [Thomas et al., 1997]	10	161	37	7	280
Щелочные интрузии Серны, Швеция [Smith, Piper, 1979]	19	166	38	6.9	281
Дайки трахитов, Украина [Yuan et al., 2011]	19	179.7	49.4	6.5	282.6
Вулканиды Центральноевропейского бассейна (север), Польша [Nawrocki, 1997]	10	174	42	8.1	285
Вулканиды Центральноевропейского бассейна (цент), Польша [Nawrocki, 1997]	54	172	43	3.2	285
Осадочные породы Центральноевропейского бассейна (север), Польша [Nawrocki, 1997]	29	184	44	5.1	285
Осадочные породы Центральноевропейского бассейна (центр), Польша [Nawrocki, 1997]	6	160	37	6.8	285
Горючие сланцы Крконоше, Чехия [Krs et al., 1992]	50	166.2	40	1.8	285
Осадочные породы бассейна Лодев, Франция [Mefwbet, Guillaume, 1988]	65	169.4	42.2	2.2	285
Риолиты Шварцвальда, Германия [Edel, Schneider, 1995]	18	173	42	1	286
Вулканиды Шварцвальда, Германия (пересчитан в работе [Torsvik et al., 2012] по данным работы [Konrad, Nairn, 1971])	—	176	49	5.9	286
Стаббенский силл, Норвегия [Sturt, Torsvik, 1987]	33	174	32	2.4	291
Вулканиды Кракова, Польша [Nawrocki et al., 2008]	—	175	44	4.8	294
Красноцветные аргиллиты Донецкого бассейна, Украина [Iosifidi et al., 2010]	28	164	43	3	297
Осадочные породы Донецкого бассейна, Украина [Iosifidi et al., 2010]	24	179	42	4	301
<u>Среднее по 15 полюсам для стабильной Европы</u>	—	171.3	41.8	3.3	
Наши данные					
“Куса”	3	174.6	42.8	7.4	
“Бердяш”	10	166.5	35	7.5	
“Бакал”	10	179.3	36.3	7.2	
“Сибирка”	6	159.2	40.8	9.6	
“Инзерский синклиний”	4	181.1	43.5	9.2	
“Ямантауский антиклинорий”	5	169.6	39.1	7.8	
<u>Среднее по 6 районам Башкирского антиклинория</u>	6 (38)	171.6	39.9	5.9	
<i>Среднее по 43 сайтам Башкирского антиклинория</i>	43	172.2	39.4	3.5	

Примечания: *N* — число сайтов/районов; Plong — долгота; Plat — широта палеомагнитного полюса; α_{95} — интервал доверия.

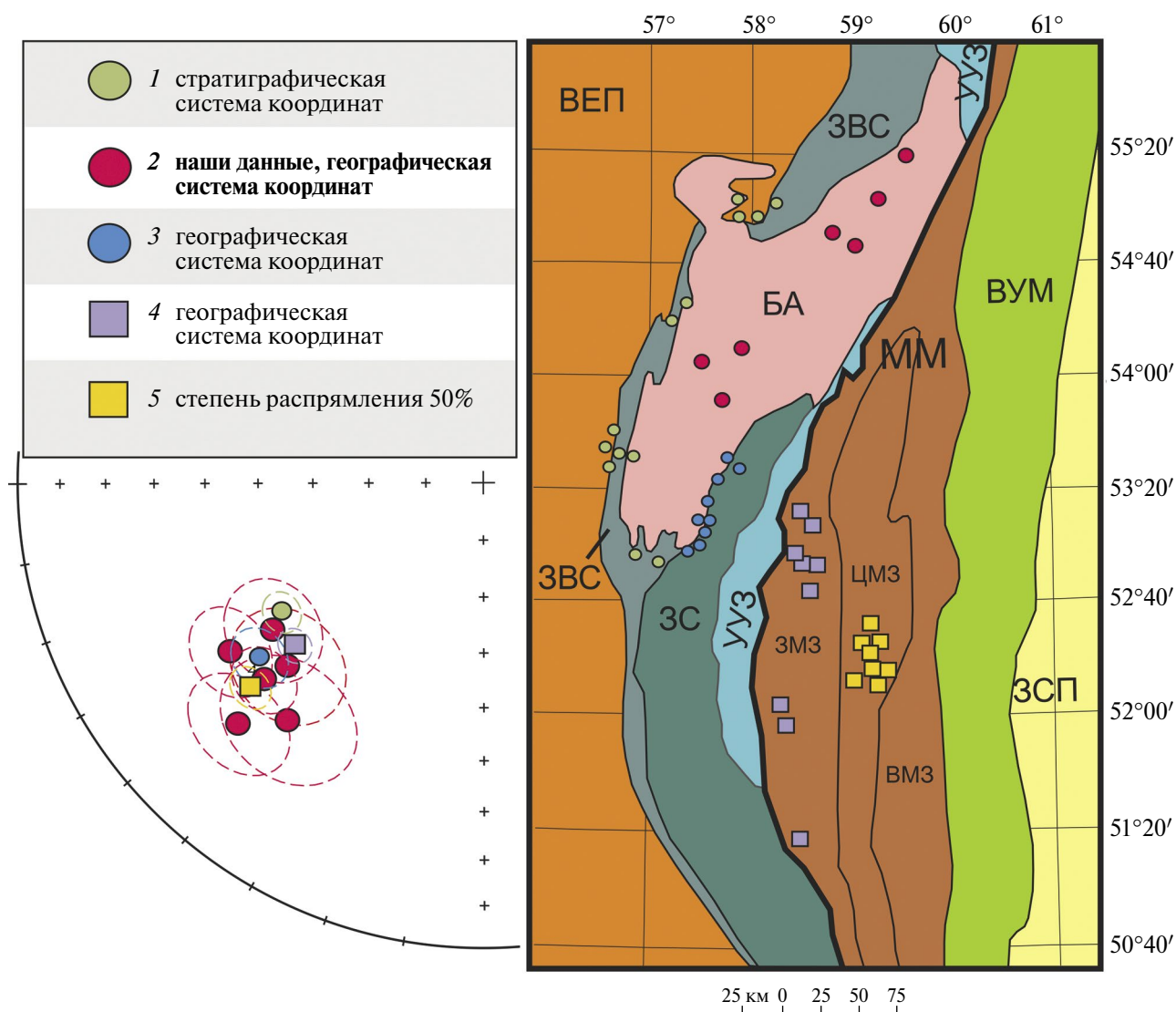


Рис. 15. Сравнение средних направлений по 6 районам Башкирского антиклинория с ранее опубликованными данными по вторичной позднепалеозойской компоненте Южного Урала (по работам [Голованова и др., 2022; Козлов и др., 2001]) с отмеченными местами опробования (круги и квадраты).

Тектонические единицы: ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ЗВС – Западно-Уральская зона внешней складчатости; БА – Башкирский антиклинорий; УУЗ – Уфалейско-Уралтауская зона (Уралтауская на юге, Уфалейская на севере); ММ – Магнитогорская мегазона (в ней: ЗМЗ – Западно-Магнитогорская зона; ЦМЗ – Центрально-Магнитогорская зона; ВМЗ – Восточно-Магнитогорская зона); ВУМ – Восточно-Уральская мегазона; ЗСП – Западно-Сибирская плита.

1, 3–5 – данные из работ [Levashova et al., 2013; Виноградов, 2016; Голованова и др., 2017; 2022]; 2 – наши данные по 6 районам Башкирского антиклинория.

2000a; Brown, Spadea, 1999; 2000b; Puchkov, 2009; Пучков, 2010].

Начало основного этапа деформаций на Южном Урале соотносят с концом девона, основываясь на данных о возрасте высокobarического метаморфизма эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса – 385–365 млн лет (живет – фамен), и начале осадконакопления зилаирского флиша в конце франа [Matte et al.,

1993; Шацкий и др., 1997; Hetzel et al., 1998; Beane, Connelly 2000; Brown et al., 2000a; 2000b; 2001; Romaine et al., 2000; Glodny et al., 2002; Пучков, 2010]. Тектонические пластины Зилаирского надвига и Уралтауской зоны, включающей в себя максютовский комплекс, в современных координатах находятся к юго-востоку от Башкирского антиклинория. В позднем девоне на Южном Урале начался этап коллизии,

связанный с аккрецией Магнитогорской вулканической дуги к Восточно-Европейской платформе, который закончился в раннем карбоне [Пучков, 2000; 2010].

В каменноугольную эпоху этапы сжатия сменялись этапами растяжения. Последним соответствует временной зазор между коллизиями типа островная дуга—континент (аккреция Магнитогорской дуги) и континент—континент (Восточно-Европейский и Казахстанский континенты). Рифтовые комплексы каменноугольного возраста представлены в Центрально-Магнитогорской зоне, осевая часть которой рассматривается в качестве Магнитогорско-Богдановского грабена [Пучков, 2000; Салихов, Яркова, 1992]. В башкирском веке позднего карбона произошло столкновение Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов. В московском веке на Южном Урале полностью закончилась субдукция, Восточно-Европейский и Казахстанский палеоконтиненты пришли в непосредственное соприкосновение и началась “жесткая” коллизия типа континент—континент [Пучков, 2000; 2010; Puchkov, 2009].

Следы пермских синколлизионных деформаций сохраняются как в чехле Предуральского краевого прогиба Восточно-Европейской платформы (складчатость проявлена в осадочных породах чехла как ранне-, так и позднепермских, хотя нередко дислоцированность пермских и более молодых отложений Приуралья, и особенно в южных районах, связана с соляной тектоникой, активизировавшейся в конце перми [Пучков, 2000; 2010]), так и в Восточно-Уральской мегазоне. На пермском этапе жесткая коллизия наиболее интенсивно проявилась в восточной части Урала, о чем свидетельствуют крупные раннепермские палингенные гранитные плутоны Восточно-Уральской мегазоны [Пучков, 2000]. Раннепермские деформации более западной части Урала, включающей в себя Башкирский антиклинорий и сформировавшей к этому времени жесткую пассивную окраину Восточно-Европейской платформы, характеризуются как “сравнительно слабое скучивание земной коры” [Пучков, 2000]. В позднепермское время ось размываемого поднятия сместилась к западу по сравнению с ранними эпохами заложения и развития передового прогиба, и западный склон Южного Урала описывается как главный источник сноса материала для краевого прогиба в поздней перми [Пучков, 2000]. Лишь к концу перми коллизионные процессы испытали затухание [Puchkov, 2009; Пучков, 2010].

В сложной истории синколлизионных деформаций Южного Урала возраст складчатости в осевой части Башкирского антиклинория сопоставляется с преимущественно позднекаменноугольно-раннепермским временем, хотя раннепермские деформации в западной части Южного Урала считаются относительно слабыми по сравнению с процессами орогенеза в восточных регионах [Пучков, 2000]. Также описано продвижение оси интенсивных деформаций на запад к поздней перми [Пучков, 2000]. Однако выводы о позднекаменноугольно-раннепермских деформациях и продвижении оси складчатости на запад строятся в том числе на основе палеомагнитных данных по позднерифейской (R_3) катавской свите [Шипунов, 1991; 1995; 1998; Пучков, 2000]. В настоящее время намагниченность катавской свиты рассматривается как возможно первично рифейская [Павлов, Галле, 2009]. Таким образом, вопрос о природе намагниченности катавской свиты является, по крайней мере, дискуссионным, что лишает нас возможности реконструировать позднепалеозойскую историю Южного Урала с использованием этих данных.

Представленные в данной статье результаты палеомагнитных исследований многочисленных базитовых интрузивных тел Башкирского антиклинория позволяют утверждать, что к началу перми складчато-надвиговая структура Башкирского антиклинория должна была уже сформироваться.

Схожие позднепалеозойские палеомагнитные направления выделяются во всем Башкирском антиклинории, имеющем субмеридиональную протяженность около 250 км. Средние по сайтам направления и полюсы образуют достаточно тесную группу в географической системе координат, в отличие от направлений в стратиграфической системе. Сопоставление с референтными полюсами (см. работу [Torsvik, 2012]) для Стабильной Европы позволяет более точно установить временные рамки позднепалеозойского перемагничивания — 280–301 млн лет (самый конец карбона—ранняя пермь).

Таким образом, после образования позднепалеозойской компоненты 280–301 млн лет значимых региональных тектонических движений внутри Башкирского антиклинория, а также вращения Башкирского антиклинория относительно Восточно-Европейской платформы не происходило. Редко внутри региона проявлены локальные деформации, произошедшие после образования вторичной компоненты.

В частности, в Бакальском районе для двух интрузий и для одной интрузии на западе БА около г. Катав-Ивановск именно направления в стратиграфической системе попадают в область позднепалеозойских, и здесь локальные складчатые деформации имели место и после перемагничивания.

Отсутствие вращения тектонических блоков Южного Урала относительно Восточно-Европейской платформы и значимых движений после ранней перми описывалось и ранее. В более восточных, чем Башкирский антиклинорий, частях Южного Урала — Зилаирском синклинории и Западно-Магнитогорской зоне, также выделялась постскладчатая вторичная позднепалеозойская компонента намагниченности [Levashova et al., 2013; Голованова и др., 2017; 2022] (рис. 15). В то же время, в самой западной части Башкирского антиклинория и в Западно-Уральской мегазоне внешней складчатости деформации происходили и после образования позднепалеозойской вторичной компоненты, которая в этих районах является доскладчатой. Синскладчатая, либо сформировавшаяся незадолго до начала деформаций, раннепермская компонента выделяется к востоку от Западно-Магнитогорской зоны в каменноугольном Богдановском грабене Центрально-Магнитогорской зоны, являвшемся относительно молодой структурой в момент пермских деформаций на Южном Урале [Levashova et al., 2013; Голованова и др., 2017; 2022] (рис. 15). Время формирования компоненты во всех рассмотренных районах укладывается в промежуток ~270–300 млн лет. В распределении компоненты не прослеживаются закономерностей, то есть она сформировалась повсеместно ~270–300 млн лет назад благодаря процессам, проявленным в это время на всей территории от мегазоны Внешней складчатости на западе до Центрально-Магнитогорской зоны на востоке (рис. 15).

Таким образом, имеющиеся палеомагнитные данные позволяют установить, что в начале перми региональные складчатые деформации к западу от Главного Уральского разлома уже завершились и не возобновлялись позднее, кроме самых краевых западных частей Южно-Уральской складчатости — мегазоны Внешней складчатости и граничащих с ней территорий.

ВЫВОДЫ

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по позднепалеозойской компоненте для Башкирского антиклинория, совпадает со средним по

15 полюсам для Восточно-Европейской платформы с возрастами 280–301 млн лет. Следовательно, Башкирский антиклинорий не испытывал смещений относительно Восточно-Европейской платформы после ~280 млн лет.

Позднепалеозойская вторичная компонента намагниченности на большей части территории Башкирского антиклинория является постскладчатой, то есть, после ранней перми западная часть Южного Урала (по крайней мере к востоку от Зильмердакского разлома) не испытывала значимых складчатых деформаций.

Позднепалеозойское перемагничивание, широко проявленное на территории Южного Урала и в пределах Башкирского антиклинория произошло в интервале 280–301 млн лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантаусского антиклинория (Южный Урал). Уфа: ДизайнПресс. 2013. 216 с.
- Бажин Е.А., Сначев В.И. Новые данные по геологическому строению Бердяушского массива гранитов-рапакиви (Южный Урал). Геологический сборник № 11. ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2014. С. 15–21.
- Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменения коэрцитивной силы образцов горных пород из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55–63.
- Виноградов Е.В. Палеомагнетизм ордовикско-силурийских отложений Западно-Зилаирской зоны Южного Урала. Материалы международной школы-семинара “Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород”. ФГБУН Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Санкт-Петербургский государственный университет. Ярославль: Филигрань. 2016. С. 18–23.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю., Шакуров Р.К., Левашова Н.М., Баженов М.Л. Палеомагнетизм осадочных толщ и происхождение структур западного склона Южного Урала // Физика Земли. 2017. № 2. С. 148–156.
- 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. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-2-5
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Закирова А.Д., Панова Н.П. Геохимия и геохронология основных вулканитов навыйского комплекса раннего рифея (Южный Урал). Геологический сборник № 7. Юбилейный выпуск. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2008. С. 167–178.
- Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Навыйский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187.

- Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Келлер Б.М. (ред.). М.: Наука. 1982. С. 121–162.
- Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Сальная Н.В., Храмов А.Н. Палеомагнетизм осадочных пород ашинской серии западного склона Южного Урала: новые данные // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. С. 1–17.
- 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) / Жданов А.В. (ред.). Серия Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. 2013.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс. 2013. 268 с.
- Козлов В.И., Макушин А.А., Шалагинов В.В. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан N-40 (41) (Уфа). Новая серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб 1:100 000 / Козлов В.И. (ред.). ФГБУ “ВСЕГЕИ”. 2001.
- Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ. 1970. 140 с.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 146 с.
- Краснобаев А.А., Бородин Н.С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФА АН СССР. 1970. С. 124–153.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал). Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2006. С. 300–303.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Rb–Rb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Куртукова А.И., А.В. Рязанцев, Б.Г. Голионко А.В. Травин, Вендские и позднепалеозойские связанные с плюмовой активностью габброидные интрузии в структуре Башкирского мегантиклинория: новые данные о структурном положении и возрасте (U–Pb SIMS, ³⁹Ar/⁴⁰Ar). Материалы тектонического совещания. Москва. 2022. Т. 1. С. 254–258.
- 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. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-1-9
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. Литогеохимические особенности терригенных породы айской свиты нижнего рифея Башкирского антиклинория: новые данные. Ежегодник-2012. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 118–122.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП Принт. 1998. 225 с.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Rb–Rb-возраст и Sr-изотопная характеристика средне-рифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 798–802.
- Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–41.
- Парначёв В.П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия. Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука. 1982. С. 96–106.
- Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ. 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U–Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория. Геологический сборник. № 9. Юбилейный выпуск. Информационные материалы / В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин (ред.). Уфа. 2011. С. 36–43.
- Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Краснобаев А. А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.
- Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. 1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U–Pb-ID-TIMS-ограничения // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 674–679.
- Рыкус М.В., Сначев В. И., Бажин Е.А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минерогения // Нефтегазовое дело (электрон. науч. журн.). 2011. № 5. С. 282–301.

- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1992. 138 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: ИГ УрО РАН. 2003. 136 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Келлер Б.М. (ред.). М.: Наука. 1983. 183 с.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразования, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (Западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 2. С. 5–26.
- Хотылев А.О. Эволюция позднедокембрийского магматизма северной части Башкирского мегантиклинария. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. МГУ им. М.В. Ломоносова. М. 2018. 210 с.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 812–815.
- Шипунов С.В. О палеомагнетизме катавской свиты Южного Урала // Изв. АН СССР РАН. Сер. Физика Земли. 1991. № 3. С. 97–109.
- Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука. Труды ГИН. Вып. 487. 1993. 159 с.
- Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологическое приложения // Изв. АН СССР РАН. Сер. Физика Земли. 1995. № 11. С. 40–47.
- Шипунов С.В. История складчатости Южного Урала по палеомагнитным данным. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М: ОИФЗ РАН. 1998. С. 69–71.
- Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Колумбия). Материалы Совещания МТК. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 320–321.
- Bazhenov M.L., Grishanov A.N., Van der Voo R., Levashova N.M. Late Permian palaeomagnetic data east and west of the Urals // Geophysical Journal International. 2008. V. 173(2). P. 395–408. DOI:10.1111/j.1365-246x.2008.03727.x
- Beane R.J., Connelly J.N. 40Ar/39Ar, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc. (Lond.). 2000. V. 157. P. 811–822.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23–45.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y., Baryshev V., Puchkov V. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the southern Urals // Tectonics. 1997. V. 16. P. 551–562.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Puchkov V., Ayarza P., Gorozhanina Y. Structure and evolution of the Mag-nitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the southern Urals // Tectonics. 2001. V. 20. P. 364–375.
- Brown D., Hetzel R., Scarrow J.H. Tracking the arc-continent collision subduction zone processes from high-pressure rocks in the southern Urals // J. Geol. Soc. Lond. 2000a. V. 157. P. 901–904.
- Brown D., Spadea P. Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Urals // Geology. 2000b. V. 27. P. 649–652.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Oslianski A. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. P. 158–171.
- Chadima M., Hrouda F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleo-magnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 24, 405–24, 429. DOI: 10.1029/92jb01318
- Doyle Katherine A., Poulton Simon W., Newton Robert J., Podkovyrov Victor N., Bekker Andrey. Shallow water anoxia in the Mesoproterozoic ocean: Evidence from the Bashkir Megantictinorium, Southern Urals // Precambrian Research. 2018. V. 317. P. 196–210.
- Dunlop D.J. Thermal Enhancement of Magnetic Susceptibility // J. Geophys. 1974. V. 40. P. 439–451.
- Edel J.B., Schneider J.L. The Late Carboniferous to Early Triassic geodynamic evolution of Variscan Europe in the light of magnetic overprints in Early Permian rhyolites from the northern Vosges (France) and central Black Forest (Germany) // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 858–876.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Center, Geological Survey of Canada. 1994.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. 2006. № 5. P. 1–45.
- Evans David A.D. and Mitchell Ross N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geological Society of America, May. 2011. V. 39(5). P. 443–446. DOI:10.1130/G31654.1
- Fisher R. Dispersion on a Sphere // Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1953. V. 217(1130). P. 295–305.
- Glasmacher U., Matenaar I., Bauer W., Puchkov V.N. Diagenesis and incipient metamorphism in the western fold-and-thrust belt, SW Urals, Russia // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.). 2004. V. 93. P. 361–383. DOI 10.1007/s00531-004-0386-7

- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R.* 40Ar/39Ar. Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // *Geol. Rdsch.* 1999. V. 87. P. 515–525.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.* Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, southern Urals, Russia // *Geochim Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. P. 1221–1235.
- Halvorsen E., Lewandowski M., Jelenska M.* Palaeomagnetism of the Upper Carboniferous Strzegom and Karkonosze Granites and the Kudowa Granitoid from the Sudet Mountains, Poland // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 1989. V. 55. P. 54–64.
- Halvorsen E.* Palaeomagnetism and the age of the younger diabbases in the Ny-Hellesund areas, S. Norway // *Norsk Geol. Tidskr.* 1970. V. 50. P. 157–166.
- Hetzl R., Echtler H.P., Seifert W., Schulte B.A., Ivanov K.S.* Subduction- and exhumation-related fabrics in the Palaeozoic high-pressure/low-temperature Maksyutov Complex, Antangan area, southern Urals, Russia // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1998. V. 110. P. 916–930.
- Iosifidi A.G., Mac Niocaill C., Khramov A.N., Dekkers M. J., Popov V.V.* Palaeogeographic implications of differential inclination shallowing in permo-carboniferous sediments from the donets basin, Ukraine // *Tectonophysics.* 2010. V. 490(3–4). P. 229–240. DOI:10.1016/j.tecto.2010.05.017
- Khotylev A.O., Tevelev A.V., Bychkova Ya.V., Latyshev A.V., Anosova M.B.* Mezoproterozoic basite magmatism of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals): age constraints, petrological and geochemical features // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2020. V. 11 (2). P. 219–243. DOI:10.5800/GT-2020-11-2-0471
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718. DOI: 10.1111/j.1365246X.1980.tb02601.x
- Konrad H.J., Nairn A.E.M.* The Palaeomagnetism of the Permian Rocks of the Black Forest, Germany // *Geophysical Journal International.* 1972. V. 27(4). P. 369–382. DOI:10.1111/j.1365-246x.1972.tb06098.x
- Krs M., Krsova M., Kouklikova L., Pruner P., Valin F.* On the applicability of oil shale to palaeomagnetic investigations // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 1992. V. 70. P. 178–186.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Research.* 2013. V. 236. P. 16–30. DOI: 10.1016/j.precamres. 2013.06.006
- Maslov A., Erdtmann B., Ivanov K., Ivanov S., Krupenin M.* The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean-Early Palaeozoic // *Tectonophysics.* 1997. V. 276. P. 313–335.
- Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton / D.G. Gee, V. Pease (eds.). *The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica.* Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 19–35. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.03.
- Matte P., Maluski H., Caby R., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S.* Geodynamic model and ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating for the generation and emplacement of the high pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // *CR Acad Sci Ser II.* 1993. V. 317. P. 1667–1674.
- Merabet N., Guillaume A.* Palaeomagnetism of the Permian rocks of Lodève (Hérault, France) // *Tectonophysics.* 1988. V. 145(1–2). P. 21–29. DOI:10.1016/0040-1951(88)90312-5
- Nawrocki J.* Permian and Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: implications on regional and worldwide correlations // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1997. V. 152. P. 37–58.
- Nawrocki J., Fanning M., Lewandowska A., Polechońska O., Werner T.* Palaeomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland) // *Geophysical Journal International.* 2008. V. 174(2). P. 475–488. DOI:10.1111/j.1365-246x.2008.03804.x
- Puchkov V.N.* The evolution of the Uralian orogen // *Geological Society, London, Special Publications.* 2009. V. 327. P. 161–195. DOI:10.1144/SP327.9
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos.* 2013. V. 174. P. 109–124.
- Remaine J., Cita M.B., Dercourt J.* International Stratigraphic Chart and Explanatory Note. IUGS-UNESCO. 2000.
- Shcherbakov V.P., Gribov S.K., Lhuillier F., Aphinogenova N.A., Tsel'movich V.A.* On the reliability of absolute palaeointensity determinations on basaltic rocks bearing a thermochemical remanence // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2019. V. 124. P. 1–17. DOI: 10.1029/2019JB017873
- Smith R.L., Piper J.D.A.* Palaeomagnetism of the Särna alkaline body // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar.* 1979. V. 101(2). P. 167–168. DOI:10.1080/11035897909452576
- Sturt B.A., Torsvik T.H.* A late Carboniferous palaeomagnetic pole recorded from a syenite sill, Central Norway // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 1987. V. 49. P. 350–359.
- Thomas D.N., Rolph T.C., Friel D.F.* Permo-Carboniferous (Kiaman) palaeointensity results from the western Bohemian Massif, Germany // *Geophysical Journal International.* 1997. V. 130(1). P. 257–265. DOI:10.1111/j.1365-246x.1997.tb01004.x
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., 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. V. 114. P. 325–368.
- Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakhmutov V., Alekhin V., Hendriks B.W.H.* Permian and Triassic palaeolatitudes of the Ukrainian shield with implications for Pangea reconstructions // *Geophysical Journal International.* 2010. V. 184(2). P. 595–610. DOI:10.1111/j.1365-246x.2010.04889.x

Late Paleozoic Remagnetization on the Western Slope of the Southern Urals: Age and Geotectonic Implications

M. B. Anosova^{a,*} and A. V. Latyshev^{a,b,**}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: mai.anosova@yandex.ru

**e-mail: anton.latyshev@gmail.com

Received June 13, 2023

revised October 14, 2023

accepted October 16, 2023

Abstract – The paper presents the results of paleomagnetic studies on numerous intrusive bodies of the Bashkirian megazone – a major tectonic zone of the Southern Urals. More than 70 intrusions in different parts of the Bashkirian megazone (in the northern, central and southern part of the structure) were sampled. The studied intrusions have Riphean age, however, like a significant part of the rocks of the Southern Urals, these intrusive bodies were remagnetized during the Late Paleozoic collision within the Urals fold belt. This article will discuss the secondary Late Paleozoic component of natural remanence magnetization.

According to the paleomagnetic data obtained, the secondary Late Paleozoic component in most of the Bashkirian megazone is post-fold, i.e. formed after the completion of the main phase of fold deformations in the Southern Urals. A comparison of paleomagnetic directions obtained from intrusions in different parts of the Bashkirian megazone showed that there did not significant movements of individual parts of the Bashkirian megazone relative to each other after the formation of the Late Paleozoic component.

The Late Paleozoic remanence component yielded a paleomagnetic pole of $Plong = 171.6^\circ$, $Plat = 39.9^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $N = 6$ from 6 areas (38 sites) in the Bashkirian megazone. The obtained pole is statistically indistinguishable from the mean of 15 poles for Stable Europe with ages of 280–301 million years. Thus, the secondary Late Paleozoic component in the Bashkirian megazone formed approximately 280–301 million years ago, after which the Bashkirian megazone did not experience any relative motions with respect to the East European craton.

Keywords: paleomagnetism, Bashkirian megazone, Southern Urals, Riphean, Late Paleozoic, dike complexes, reconstruction of folding processes, remagnetization