

## ПОЛОЖЕНИЕ МАГНИТОГОРСКОЙ ДУГИ В ДЕВОНЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2018 г. И. В. Голованова, К. Н. Данукалов, В. Н. Пучков,  
А. М. Косарев, Р. Ю. Сальманова

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

### Введение

Урал четко распадается на две части, разделенные Главным Уральским разломом. Западная часть отвечает краю Восточно-Европейского континента. Восточная часть представляет собой сложный коллаж островодужных и микроконтинентальных блоков. Представления разных авторов о развитии Урала сильно различаются по большинству основных проблем, например, о взаимных перемещениях островных дуг и Восточно-Европейской платформы, времени и характере их коллизии и т.п.

Решение многих проблем возможно с помощью палеомагнитных данных, но их количество, и в особенности надежность пока явно недостаточны. Немногочисленные имевшиеся к началу наших работ палеомагнитные данные для толщ девонского возраста Магнитогорской зоны и западного склона Южного Урала [1, 6, 11, 15] или получены до 1990 г. и не отвечают современным методическим требованиям, или противоречивы. С другой стороны, в последние годы появилось много новых данных по возрасту отдельных свит в изучаемом районе, и значительно изменилась стратиграфическая схема [10]. Такая ситуация приводит к тому, что существующие представления о палеогеографии изучаемого региона в девоне довольно противоречивы. Главной целью настоящего исследования стало получение новых палеомагнитных определений по породам девонского возраста западной части Магнитогорской зоны. Палеомагнитные данные по Магнитогорской зоне и западной части Южного Урала, которая является деформированной восточной окраиной Восточно-Европейского континента (в девоне — палеоконтинента Лавруссия), позволят сравнить разновозрастные палеошироты Магнитогорской островной дуги и восточной окраины Восточно-Европейского континента и определить взаимные перемещения этих двух тектонических элементов.

### Геологическое описание

Магнитогорский мегасинклиорий, Магнитогорская синформа, или Магнитогорский палеовулканический пояс (ПВП) [14] представляет собой, с точки зрения генезиса первичной структуры, хорошо сохранившийся относительно слабо деформированный фрагмент Магнитогорской островной дуги, активно развивавшейся в девонское время, начиная с позднего эмса. Современная структура зоны описывается как синформа, осложненная сравнительно простыми крупными, чаще всего открытыми складками и надвигами, определяющими общую западную вергентность структур на западном крыле и восточную — на восточном, с отклонениями от этого правила во внутренних частях синформы [13]. Тем не менее в большинстве случаев здесь в слабонарушенном виде сохранилась стратиграфическая последовательность вулканических комплексов девонского возраста, причем их разрезы за последние 25 лет прекрасно датированы по конодонтовой фауне.

По результатам палеовулканогеологических реконструкций [3, 9] в Магнитогорской островодужной системе (с запада на восток) выделяются следующие зоны и подзоны:

1 — Вознесенско-Присакмарская зона серпентинитового меланжа, представляющая фрагмент полигенной аккреционной призмы, включающей реликты фронтальной островной дуги и глубоководного желоба с блоками серпентинитов, океанических базальтов ( $O_2-S_1$ ), островодужных ( $D_{1-3}$ ) и коллизионных ( $C_{1-2}$ ) интрузивных тел и фрагментов островодужных вулканических комплексов ( $D_1-D_3$ ).

2 — в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) выделены представительные фрагменты фронтальной островной дуги, сложенной вулканитами баймак-бурибаевской ( $D_{1e_2}$ ) свиты и развитой

островной дуги, представленной вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами ирендыкской свиты ( $D_2ef_1$ ). На востоке к вулканической зоне развитой островной дуги причленяется область субщелочного кислого и основного вулканизма, фиксирующая западный край тыловой островной дуги. К реликту тыловой островной дуги с востока, частично перекрывая, примыкает ярлыкаповская свита сургучно-красных яшмоидов ( $D_2ef_2$ ) и одновозрастная ей вулканогенная эффузивная базальт-риолитовая карамалыташская свита ( $D_2ef_2$ ), представляющая собой фацию ярлыкаповской свиты. Базальты карамалыташской свиты выполняют зону внутридугового спрединга, которая прослежена на 700 км с севера Магнитогорского мегасинклинория до урочища Шуулдак в южных Мугоджарах.

3 — Центрально-Магнитогорская зона, которая сложена вулканитами раннего карбона, известняками и интрузивными породами  $C_{1-2}$  и вложена в синклинорную структуру, образованную вулканитами карамалыташской и кремнистыми породами ярлыкаповской свит.

4 — Восточно-Магнитогорская зона (ВМЗ), представляющая восточное крыло Магнитогорского мегасинклинория, сложена вулканитами верхнего девона ( $D_3f-fm$ ), среднего девона ( $D_2\check{z}v-D_2ef_2$ ) и нижнего девона ( $D_1e_2$  и  $D_1e_1?$ ); нижнедевонские отложения представлены субокеаническими пиллоу-базальтами киембаевской свиты ( $D_1e_2$ ), трахибазальтами джаилганского комплекса, вместе с вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами тюлькубайской толщи ( $D_1?$ ) подстилающими киембаевскую свиту.

### Объекты изучения и методика палеомагнитных исследований

Были изучены разрезы девонских вулканических и вулканогенно-осадочных пород в Западно-Магнитогорской зоне (рис. 1).

1. Баймак-бурибаевская свита ( $D_1e_2$ ) нижняя подсвита, ЗМЗ, бурибайский вулканический комплекс, участки Хворостянка и Шанхай. Бурибайский вулканический комплекс датирован по конодонтовой фауне верхним эмсом раннего девона [9] и состоит из трех толщ: нижней долерит-базальтовой умереннощелочной натриевой серии, средней пиллоу-базальтовой бонинитовой серии, верхней существенно кислой эффузивно-пирокластической. Суммарная мощность комплекса составляет более 1000 м, мощность средней толщи, из которой были отобраны большинство проб, составляет около 700 м.

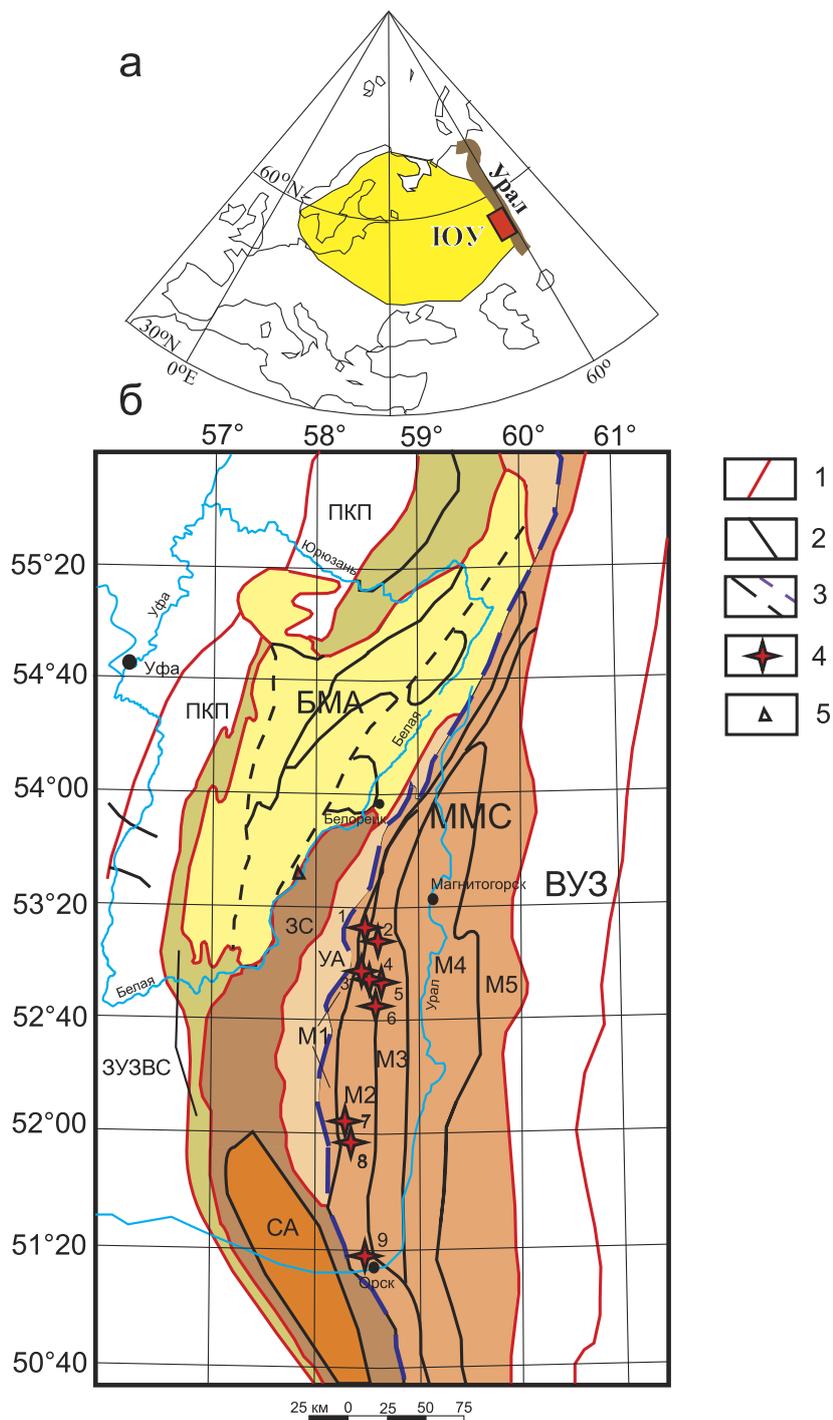
2. Участок Кулукасовская мельница, расположен в ЗМЗ, в Абзелиловском районе Республики Башкортостан, на левобережье р. Бол. Кизил, в откосах автомобильной трассы Аскарново — Белорецк. Пробы отобраны из сургучно-красных яшмоидов сагитовской толщи ( $D_1e_2$ ) в конодонтовой зоне *patulus*, и из тефрогенных песчаников ирендыкской свиты ( $D_2ef_1$ ), перекрывающей яшмоиды сагитовской толщи.

3. Участок Байдаган, расположен в Абзелиловском районе РБ, на западном берегу р. Бол. Кизил, западный склон г. Байдаган, пробы отобраны из подушечных лав, залегающих ниже красных яшм ярлыкаповской ( $D_2ef_2$ ).

Участки 4—6 представляют фрагменты карамалыташской внутридуговой спрединговой зоны, которая прослежена в пределах Магнитогорского мегасинклинория с севера на юг на протяжении 400 км. В этой зоне установлены три главных типа разрезов. Контрастный базальт-риолитовый, характерный для Сибайского и Учалинского рудных районов, непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый, характерный для Верхнеуральского рудного района и базальтовый недифференцированный, сложенный преобладающими базальтами, характеризующий удаленные от рудных районов безрудные зоны.

4. Участок Старый Сибай, опробование проводилось в пределах и в обрамлении Карамалыташской антиклинали, в разрезе карамалыташской свиты или карамалыташского риолит-базальтового палеовулканического комплекса ( $D_2ef_2$ ), датированного по конодонтовой фауне [10], зоны *australis, kockelianus*.

В Сибайском рудном районе, и в Карамалыташской антиклинали в частности, комплекс состоит из трех толщ: 1 — базальтовой, сложенной диабазами, диабазовыми порфиритами и пиллоу-базальтами, переслаивающимися с яшмоидами, мощностью более 1000 м; 2 — риолит-базальтовой



**Рис. 1. (а) — Положение палеоконтинента Балтика с докембрийским основанием (выделено желтым), Урала и изучаемого региона (ЮУ); (б) — Упрощенная структурно-тектоническая карта Южного Урала с указанием точек отбора образцов**

**Условные обозначения и сокращения:** 1 — граница между структурами 1 порядка; 2 — граница между структурами 2 порядка; 3 — крупнейшие тектонические разломы; толстым показан Главный Уральский разлом; 4 — опробованные разрезы; 5 — положение разреза Кага. ПКП — Предуральский краевой прогиб; ЗУЗВС — Западно-Уральская зона внешней складчатости; БМА — Башкирский мегантиклинорий; ЗС — Зилаирский синклиний; УА — Уралтауский антиклинорий; ГУР — Главный уральский разлом; ММС — Магнитогорский мегасинклиний; М1 — Вознесенско-Присакмарская зона; М2, М3 — Западно-Магнитогорская зона; М2 — Ирэндьская подзона; М3 — Кизило-Уртазымская подзона; М4 — Центрально-Магнитогорская зона; М5 — Восточно-Магнитогорская зона; ВУЗ — Восточно-Уральская зона. **Разрезы, по которым получены интерпретируемые результаты:** 1 — Кулукасовская мельница, Байдаган, 2 — Юлдашево, Таксырово, 3 — Мустаево, 4 — Траташ, 5 — Бугалгор, 6 — Карагайлы, 7 — Хворостянка, 8 — Шанхай, 9 — Репино.

рудоносной, сложенной эффузивными базальтами, базокварцевыми и кварцсодержащими дацитами, риодацитами с прослоями тефроидов и яшмоидов, мощностью 250–800 м в Карамалыташской структуре, до 1000 м в пределах Сибайской колчеданоносной постройки; 3 — толщи гиалокластитов и шлаковидных пиллоу-базальтов мощностью 0–200 м в Карамалыташской вулканической постройке и на Сибайском месторождении.

По особенностям химизма базальты карамалыташского комплекса Сибайского рудного района принадлежат толеитовой островодужной серии.

На участке Старый Сибай проведено опробование основных эффузивных пород карамалыташской свиты и прослоев яшмоидов, залегающих среди лавовых потоков базальтов (р. Карагайлы). На западном крыле Карамалыташской антиклинали в обнажениях бугулыгырского горизонта в районе д. Мустаево проведено опробование красных силицилитов, в районе г. Траташ — туфопесчаников и туфоалевролитов гадилевской толщи ( $D_2ef_1$ ). В районе г. Бугалгор опробованы сургучные яшмы бугулыгырского горизонта ( $D_2ef_2$ ) и туфопесчаники и туфоалевролиты улутауской свиты ( $D_2\check{z}v$ ).

5. На Юлдашевском участке, включающем район деревни Таксырово, отобраны пробы пиллоу-базальтов карамалыташского комплекса. Этот участок относится к категории безрудных и находится на удалении от известных рудных районов. Для него характерно отсутствие кислых пород и состав базальтов, обладающих субщелочным уклоном, по сравнению с базальтами рудоносных комплексов [8], и сокращенные мощности разреза.

6. Участок Репинский располагается в пределах Гайского рудного района. Однако карамалыташская свита получившая развитие на этом участке является безрудной, базальты обладают субщелочным и «океаническим» уклоном, кремнистые породы в разрезе отсутствуют, и нет признаков колчеданного оруденения. Эффузивные базальты на этом участке переслаиваются с красными и серо-зелеными яшмоидами. Здесь отобраны образцы базальтов.

Для сравнения опробовано несколько разрезов одновозрастных пород на восточной окраине Восточно-Европейского континента.

Всего отобрано около 800 образцов, ориентированных с помощью горного компаса. В отдельных случаях большие коллекции из единого разреза делились на сайты. Интерпретируемые результаты получены по 11 ниже- и среднедевонским разрезам.

Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности применялся метод температурной чистки, подразумевающий разделение вектора  $\mathbf{J}_n$  на компоненты по их стабильности к воздействию высоких температур. По одному образцу из всех штуфов были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700°C с использованием терморазмагничивающей печи ASC Scientific TD-48, с остаточным магнитным полем в области размещения образцов не более 10 нТл. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) и ее компоненты, выделяемые при магнитной чистке, измерялись на спин-магнитометре JR-6 (уровень шума 0.005 mA/m). В целом лабораторные исследования согласуются с общепринятой в настоящее время методикой.

Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траекторий на диаграммах Зийдервельда. Затем компоненты анализировались на уровне коллекций (сайтов) при помощи пакета программ Р. Энкина и Ж.-П. Конье [16, 17].

### Результаты палеомагнитных исследований

Абсолютная величина естественной остаточной намагниченности варьирует в широких пределах: от  $4 \times 10^{-5}$  до 48 А/м, но в целом для лавовых потоков и красных яшм характеризуется высокими значениями. На диаграммах Зийдервельда выделяются 2, редко 3 компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента разрушается при нагреве до 200–250°C, и группируется вокруг направления современного поля. Практически во всех изученных сайтах выделяется среднетемпературная компонента намагниченности, соответствующая широко распространенному на Урале позднепалеозойскому перемагничиванию. Средние по всем сайтам направления этой компоненты значительно лучше группируются в современной системе координат [4] в отличие от разрезов Западно-Уральской зоны внешней складчатости, где аналогичная компонента чаще доскладчатая [5].

Этот результат позволяет предположить, что деформации здесь произошли раньше, чем в изученных нами западноуральских разрезах, что в целом совпадает с представлениями геологов о времени деформаций в этой части Урала.

Следует отметить, что в нескольких разрезах с северо-восточным падением пород направления этих компонент (иногда и высокотемпературных) в древней системе координат близки к девонским для палеоконтинента Балтика, а кучности и овалы доверия в разных системах координат не сильно отличаются друг от друга. Однако мы предварительно считаем эти направления все же пермскими, т.к. в разрезах с другими направлениями падения пород такого не наблюдается.

Высокотемпературная компонента намагниченности, иногда биполярная, выделена в образцах основных эффузивов большинства изученных разрезов и в яшмоидах (рис. 2, 3; таблица). Обычно она идет в начало координат, но нередко выделяется на уровне температур выше 580 °С. Высокотемпературные компоненты намагниченности чаще связаны с магнетитом, иногда — с гематитом. Вряд ли все они имеют одинаковое происхождение, т.к. выделены в разных породах и из разных разрезов. Разброс направлений высокотемпературных компонент довольно большой. Иногда в отдельных потоках вулканогенных пород (например, в разрезе Хворостянка) четко выделяются высокотемпературные направления, резко отличающиеся от направлений в большинстве других потоков и трудно объяснимые вековыми вариациями магнитного поля. Эти результаты не противоречат данным других исследователей о сложном, возможно, преимущественно мультипольном, характере и невысокой интенсивности геомагнитного поля в девоне [2, 19].

Тест обращения для высокотемпературной компоненты положительный, класс С,  $\gamma/\gamma_{кр} = 9.2/18.4$ . Средние по всем сайтам направления значительно лучше группируются в древней системе координат. Тест складки, выполненный в модификации Р. Энкина [18], дает положительный результат. Все это позволяет считать выделенную компоненту намагниченности первичной. Общее

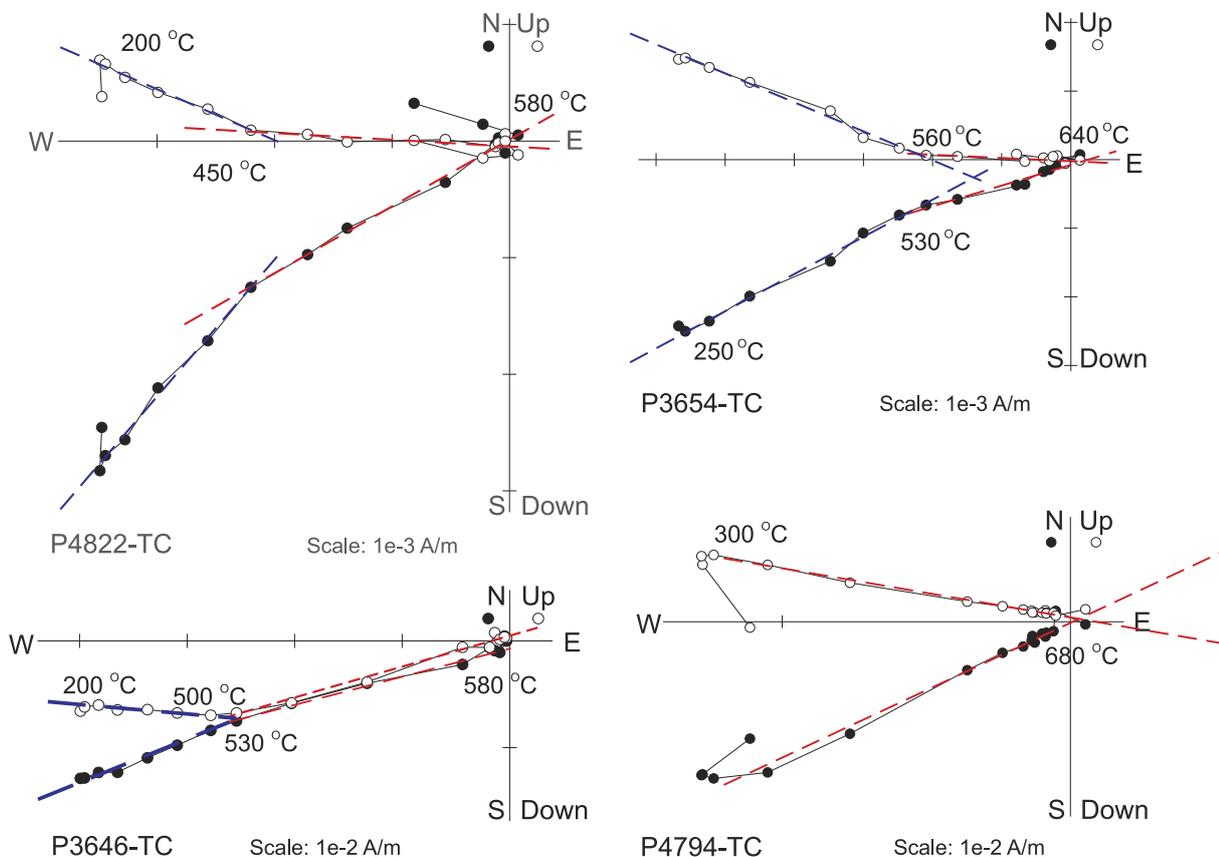


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда для изученных девонских образцов в древней системе координат

Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности. Светлые символы — проекции векторов  $J_p$  на вертикальную, темные — на горизонтальную плоскости. Температуры даны в °С.

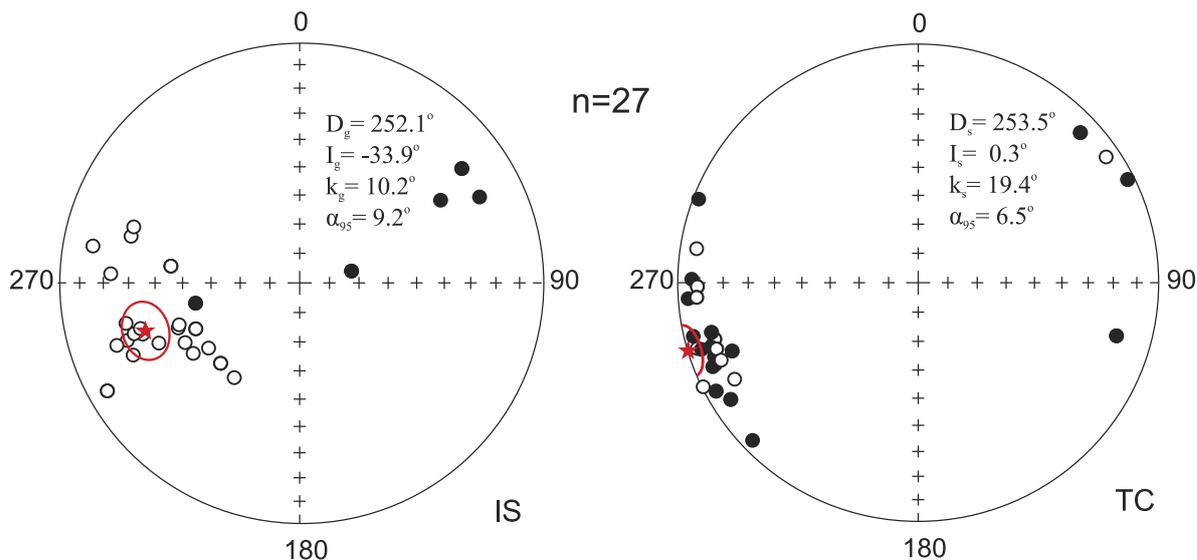


Рис. 3. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности (ВТК) изученных девонских разрезов в современной и древней системе координат

среднее направление по всем сайтам в древней системе координат составляет  $D = 253.5^\circ$ ,  $I = 0.3^\circ$ ,  $k = 19.4$ ,  $\alpha_{95} = 6.5^\circ$ , что неплохо согласуется с опубликованными результатами палеомагнитного изучения девонских пород Магнитогорской зоны на участке Сибай [1].

В изученных нами разрезах разновозрастных пород на восточной окраине Восточно-Европейского континента первичная намагниченность не сохранилась. Поэтому для оценки взаимного расположения континента и островной дуги использованы данные о положении полюса для палеоконтинента Балтика из работы [20], пересчитанные в палеомагнитные направления для окраины континента (точка Кага).

Вычисленная по палеомагнитному наклону палеоширота изученной части Магнитогорской зоны составляет  $0.2 \pm 5.7^\circ$ . Положение ближайшего края Восточно-Европейского континента в девонское время, вычисленное относительно палеомагнитного полюса Балтики из работы [20], соответствует палеошироте  $-1.3 \pm 5.8^\circ$  для 400 млн лет, и палеошироте  $1.2 \pm 7.8^\circ$  для 390 млн лет. Таким образом, разновозрастные палеошироты Магнитогорской островной дуги и восточной окраины Восточно-Европейского континента близки, что указывает на вероятное положение Магнитогорской островной дуги недалеко от континента.

### Заключение

Палеомагнитные данные могут служить независимым средством оценки палеотектонических реконструкций. Согласно современным представлениям [12 и ссылки в этой монографии], в девонское время континент Лавруссия и Магнитогорская островная дуга были разделены полосой океанической коры и зоной субдукции, падавшей на восток (в современных координатах). В фаменское время субдукция привела к косою (с левосторонней компонентой) коллизии континента и островной дуги; Магнитогорская дуга в фамене причленилась к континентальной окраине, нарастив ее в ходе коллизии.

Результаты наших палеомагнитных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Пассивная окраина континента Лавруссия и близлежащая Магнитогорская дуга имели близэкваториальное положение, что подтверждается и палеоклиматологическими исследованиями (наличие барьерных рифов и др.). Положение края континента и островной дуги было близко к субширотному.

2. Положение Магнитогорской дуги по широте в нижнем и среднем девоне совсем незначительно отличалось от положения континента, и даже если учитывать довольно большие ошибки

Таблица

**Направления высокотемпературной компоненты намагниченности  
в девонских породах Западно-Магнитогорской зоны**

Сайт	Возраст	Породы	n	АП/ УП	ССК				ДСК				
					D	I	k	$\alpha_{95}$	D	I	k	$\alpha_{95}$	
Кулукасовская мельница (53°17' с.ш., 58°22' в.д.)													
P3522	D <sub>2</sub> ef <sub>1</sub>	яшмоиды	8/3	120/64	250.7	-46.2	32.1	22.1	270.9	6.5	68.2	15.0	
P3541	D <sub>2</sub> ef <sub>1</sub>	туфопесчаники	16/11	112/64	214.4	-50.5	26.8	9.0	254.4	-13.2	26.8	9.0	
г. Байдаган (53°15' с.ш., 58°25' в.д.)													
P3827	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	базальты	8/4	84/59	246.0	-51.3	33.6	16.1	252.8	6.3	33.6	16.1	
Юлдашево (53°17' с.ш., 58° 37' в.д.)													
P3876	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	базальты	8/5	117/60	77.0	72.1	14.1	21.1	105.1	15.7	14.1	21.1	
Таксырово (53°14' с.ш., 58° 37' в.д.)													
M3409	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	базальты	9/4	237/45	258.9	53.9	8.3	33.8	249.9	10.7	8.3	33.8	
Мустаево (52°51' с.ш., 58° 21' в.д.)													
P3900	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	8/4	48/18	272.8	-22.9	21.9	20.1	269.0	-9.0	21.1	20.5	
P3916	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	10/5	43/11	280.2	-14.3	19.4	17.8	278.8	-7.5	20.6	17.3	
P4750	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	8/4	50/16	64.3	18.6	11.0	29.1	63.6	3.1	11.0	29.1	
P4758	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	9/5	127/32	288.8	-28.4	8.7	27.4	291.0	2.5	8.7	27.4	
P4767	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	7/3	127/34	240.5	-9.6	24.0	25.7	241.6	5.0	26.6	24.4	
P4789	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	8/5	128/42	251.0	-21.2	13.9	21.3	256.5	4.3	15.5	20.0	
г. Траташ (52°47' с.ш., 58° 27' в.д.)													
P3133	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	туфопесчаники	14/7	86/33	251.8	-32.3	15.7	15.7	253.3	-4.6	11.7	18.4	
г. Бугалгор (52°46' с.ш., 58°34' в.д.)													
P3196	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	яшмы	8/5	69/61	249.5	-45.5	71.8	9.1	249.7	18.6	36.9	12.8	
р. Карагайла (52°42' с.ш., 58°34' в.д.)													
P2284	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	базальты	8/7	117/17	246.4	-25.9	44.5	9.2	252.2	-13.6	44.5	9.2	
Хворостянка (52°06' с.ш., 58° 08' в.д.)													
P2225	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	риодациты	9/9	81/29	242.3	-45.6	31.4	9.3	266.0	4.6	31.4	9.3	
P3405	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	7/6	27/45	246.7	-46.8	33.3	11.8	237.9	8.8	33.3	11.8	
P3413	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	14/8	41/55	251.4	-25.8	55.2	7.5	247.6	8.4	55.2	7.5	
P3595	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	9/8	89/44	254.3	-51.4	121.4	5.0	242.1	-14.7	121.4	5.0	
P3618	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	риодациты	9/8	339/32	54.6	18.9	6.1	24.3	47.0	8.6	6.1	24.3	
P3641	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	7/5	72/40	256.8	-27.2	62.7	9.7	256.4	12.6	62.7	9.7	
P3648	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	7/7	72/40	252.8	-29.2	46.3	9.0	252.7	10.7	46.3	9.0	
P4797	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	9/6	36/50	253.9	-32.1	10.9	21.2	247.9	9.8	10.9	21.2	
P4806	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	9/4	25/56	277.5	-45.4	16.0	23.7	248.4	-12.9	16.0	23.7	
P4815	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	9/6	25/56	285.6	-28.5	10.6	21.6	266.2	-8.5	10.6	21.6	
P4833	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	8/5	25/56	236.3	-46.1	17.4	18.9	226.2	5.1	17.4	18.9	
руч. Шанхай (51°56' с.ш., 58°12' в.д.)													
P3934	D <sub>1</sub> e <sub>2</sub>	базальты	14/5	29/54	59.4	32.8	12.3	22.7	56.0	-6.4	11.5	23.5	
Репино (51°19' с.ш., 58° 26' в.д.)													
P4322	D <sub>2</sub> ef <sub>2</sub>	базальты	8/8	81/54	234.2	-51.7	150.5	4.5	244.0	-0.6	131.0	4.9	
<b>Среднее</b>			<b>27</b>		<b>252.1</b>	<b>-33.9</b>	<b>10.2</b>	<b>9.2</b>	<b>253.5</b>	<b>0.3</b>	<b>19.4</b>	<b>6.5</b>	
	<b>93,4%</b>								<b>253.5</b>	<b>-2.0</b>	<b>19.5</b>	<b>6.5</b>	

**Примечания:** n — число образцов: изучено/использовано; АП — азимут падения; УП — угол падения; ССК, ДСК, современная и древняя системы координат соответственно; D — склонение; I — наклонение; k — кучность;  $\alpha_{95}$  — радиус круга доверия.

в определении широты, расстояние между краем континента и островной дугой, возможно, превышало 200 км, но вряд ли могло быть более 1000 км (скорее всего, меньше). При этом, правда, надо учесть возможность того, что точки Кага и Сибай могли находиться на разных долготах и для того, чтобы они сблизились до современного положения, необходима была косая коллизия и большая скорость субдукции, чем при прямом сближении. Вывод о щелевом характере Уральского океана предполагался также ранее на основании палеовулканологических данных [3]. Время субдукции дуги от ее возникновения до коллизии составляло по геологическим данным примерно 30 млн лет. Скорость субдукции скорее всего была меньше 3 см в год (по подсчетам К.С. Иванова [7], 2.7–2.8 см/год).

3. Эти выводы по девону, полученные при сравнении наших данных с данными из работы [20], при всех различиях достаточно близки к результатам, полученным в работе [1].

4. Склонения, полученные в точках Кага и Сибай, в девоне отличались на величину 25°. Результаты исследований показывают, что в девоне Магнитогорская дуга находилась на некотором расстоянии от пассивной континентальной окраины и последняя при сближении с ней испытала поворот против часовой стрелки относительно дуги примерно на 25°. В дальнейшем, в результате субдукции и коллизии дуга и пассивная окраина континента соединились, и таким образом, пассивная окраина нарастала за счет дуги. Океаническое «зияние» между континентом и телом дуги выродилось в сутурную зону Главного Уральского разлома (см. рис. 1).

Таким образом, полученные палеомагнитные данные и современные представления об истории формирования Уральского орогена в части, касающейся столкновения Магнитогорской дуги с пассивной окраиной континента, не противоречат друг другу.

*Исследования выполнены в рамках государственного задания № 0252-2017-0013 и частично при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-03036).*

#### Литература:

1. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В. Уральский океан в девонское время // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 61–70.
2. Веселовский Р.В. Палеомагнетизм крупных магматических провинций Северной Евразии: геодинамические следствия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 2016. – 42 с.
3. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев. – М.: Наука, 1992. – 197 с.
4. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Косарев А.М., Хидиятов М.М., Баженов М.Л. Палеомагнетизм девона Магнитогорской зоны Южного Урала. Предварительные результаты // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Матер. международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» / ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН; СПГУ. – Ярославль: Филигрань, 2016. – С. 29–35.
5. 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.
6. Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Палеомагнетизм палеозоя Южного и Среднего Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1983. – 120 с.
7. Иванов К.С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии в происхождении Урала // Докл. РАН. – 2001. – Т. 377, № 2. – С. 231–234.
8. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 3–21.
9. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. – 2014. – № 2. – С. 3–25.
10. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 288 с.
11. Петров Г.А., Свяжжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. – 2006. – № 4. – С. 23–39.
12. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
13. Пучков В.Н., Светлакова А.Н., Разуваев В.И. Геологическая интерпретация сейсмического профиля

- Уралсейс (Западный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). – Тверь: ГЕРС, 2001. – С. 148–154.
14. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. – М.: Наука, 1986. – 268 с.
  15. Bachtadse V., Tait J., Soffel H. et al. Paleomagnetism and plate kinematics of the South Urals // Europrobe workshop on Uralides. Programm and Abstracts. – М., 1998. – P. 23.
  16. *Cogné J.P.* PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2003. – V. 4, No 1. – P. 1007. – doi:10.1029/2001GC000227.
  17. *Enkin R.I.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. – Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.
  18. *Enkin R.J.* The direction-correction tilt test an all purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2003. – V. 212. – P. 151–166.
  19. *Shcherbakova V.V., Biggin A., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V.* Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // *Geophys. J. Int.* – 2017. – V. 209. – P. 1265–1286.
  20. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocail C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth Science Reviews.* – 2012. – V. 114. – P. 325–368.