

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО ФРАГМЕНТА ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

И.А. Свяжина\*, Г.А. Петров\*\*, Е.А. Слободчиков\*\*\*

\*Институт геофизики УрО РАН

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100

\*\*ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция

620144, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55

\*\*\*Уральский государственный горный университет

620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 16 апреля 2008 г.

Восточно-Уральская мегазона, одна из главных уральских структур, характеризуется исключительной сложностью строения. Перед палеомагнитными исследованиями была поставлена задача, используя возможности метода, установить наличие в её пределах горизонтальных движений блоков и дать оценку их масштабности. С этой целью изучен палеомагнетизм наименее измененных палеозойских комплексов в одиннадцати разрезах Алапаевско-Адамовской зоны на Среднем Урале и одном разрезе южного продолжения мегазоны. Установлено, что разрезы ордовикского и раннесилурского возраста зоны, как и в пограничной Тагильской структуре, не испытали значимых относительных смещений: все они располагались в пределах 9,6° ю.ш.-3,5° ю.ш. при общем СЗ-ЮВ направлении палеомериидианов. Пластины, сложенные образованием раннедевонского-раннекаменноугольного возраста, напротив, испытали значительные тектонические движения, которые проявились, главным образом, в разбросе палеосклонений при сохранении палеоширот в относительно узких пределах – от 0,4° с.ш. до 6,2° с.ш. Наибольшее расхождение палеосклонений (129,7°-58,3°) отмечено для раннего-среднего девона. В раннем карбоне разброс уменьшился до 30°, а в среднем карбоне отложения приобрели палеосклонения, типичные для пород Урала этого возраста. Таким образом, в среднем карбоне, по всей видимости, движения, ответственные за мозаичное строение среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны, завершились. Новые данные, полученные для раннего и среднего карбона, позволили уточнить палеомагнитную модель движений литосферных блоков Урала в изученном временном интервале.

Ключевые слова: палеомагнетизм, палеотектоника, палеогеодинамика, палеозой, Восточно-Уральская мегазона.

## PALEOMAGNETISM, TECTONICS AND GEODYNAMICS OF PALEOZOIC SERIES OF THE MIDDLE URALIAN FRAGMENT OF EAST-URALIAN MEGAZONE

I.A. Svyazhina\*, G.A. Petrov\*\*, E.A. Slobodchikov\*\*

\*Institute of Geophysics, Urals Branch of RAS

\*\*Urals Geological Survey Expedition

\*\*\*Urals State Mining University

The East-Uralian megazone is one of the main Urals structures, which characterized by exclusive complexity of a tectonics. There was a task before paleomagnetic researches to establish presence of horizontal movements and to assess their scale within mentioned megazone. With this purpose it was investigated paleomagnetism of the least changed Paleozoic complexes in 11 sections of Alapaevsk-Adamovo zone at the Middle Urals. It was established, that sections of Ordovician and Early-Silurian series was not affected by significant displacement: their mutual position in megazone and in adjoining Tagil paleo-island arc remained a constant on paleolatitude 9,6° S – 3,5° S with NW-SE directions of paleomeridians. On the contrary, the slabs formed by Early-Devonian-Middle-Carboniferous series, was

undergone tectonic displacement significant on amplitude and direction, which were showed in disorder of paleodeclinations and preservation of paleolatitudes during this time in interval from 0,4° N up to 6,2° N. The greatest divergence of paleodeclinations (129,7°-58,3°) is marked for Early-Middle Devonian time. In Early Carboniferous time the disorder decreases up to 30°, and in Middle Carboniferous series have got the same paleodeclinations, as a rocks, remagnetized by geomagnetic field of Late Paleozoic – the time of the Uralian collision. Apparently at the Middle Carboniferous the movements responsible for a mosaic structure of the Middle Uralian part of the East-Ural megazone, finished. The new data received for Early and Middle Carboniferous, have allowed to specify the paleomagnetic model of lithosphere blocks movements of the Urals in investigated time interval.

Key words: *paleomagnetism, paleotectonics, paleogeodynamics, Paleozoic, East-Uralian megazone.*

## Введение

Отличительной особенностью Восточно-Уральской мегазоны является исключительная пестрота и сложность строения. В ее состав входят блоки глубоко метаморфизованных пород (Салдинский, Сысертский, Мурзинско-Адуйский и др.), разделенные сложно построеннымными коллажами пластин, слагаемых разнообразными ранне-среднепалеозойскими вулканогенными и осадочными океаническими и островодужными породами, прорываемыми позднепалеозойскими орогенными гранитными интрузиями. Широко распространены ореолы зонального орогенного метаморфизма.

Предварительные палеомагнитные исследования отложений ордовика-раннего карбона в пределах мегазоны выявили для интервала ранний девон-ранний карбон относительное постоянство палеоширот и значительный разброс палеосклонений [Свяжина и др., 2001]. Полученные данные свидетельствовали скорее в пользу вращения небольших блоков вокруг вертикальной оси. В настоящей работе поставлена задача использовать возможности палеомагнитного метода для выявления горизонтальных движений в регионе и оценки их масштабности. Объектом изучения был выбран фрагмент наименее метаморфизованных палеозойских комплексов Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны Восточно-Уральской мегазоны (рис. 1). Исследованные комплексы входят в состав сложно построенной аллохтонной структуры, сложенной породами девонской палеостроводужной системы, ее нижнепалеозойского основания и каменноугольными мелководно-морскими осадками и субщелочными вулканитами, формировавшимися в режиме континентальной окраины. По мнению В.Н. Пучкова [2000], метаморфические

комpleksы и перекрывающие их палеозойские осадочные толщи относятся к автохтону и неоавтохтону, а субокеанические и островодужные образования слагают пластины аллохтона. Другие авторы, например, [Смирнов и др., 2003; Коровко, 2003], предполагают не столь значительный масштаб тектонических перемещений, указывая на наличие в блоках предполагаемого аллохтона и неоавтохтона переходных фаций. Эффузивные и эффузивно-пирокластические породы района подверглись региональному зеленокаменному метаморфизму пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций.

## Объекты палеомагнитных исследований

Палеомагнитное исследования проведены в 11 разрезах по профилям, пересекающим Алапаевско-Адамовскую зону с севера на юг: по р. Реж (Коптелово, Ощепково, Жуково), р. Пышма (Соколиный Камень, Рудянка, Дальний, Глядены) и р. Багаряк (Полднево, Колпаково, Багаряк, Чайкино). Кроме перечисленных, в Зауральском поднятии был опробован разрез Маслоковцы. Изученные образования имеют возраст от позднего ордовика до среднего-позднего карбона.

Предположительно *ордовикские образования* опробованы в разрезе Соколиный Камень, расположенным на правом берегу р. Пышма, в 2 км выше устья р. Рефт. Здесь обнажается комплекс параллельных даек долеритов, габбродолеритов и порфировидных диоритов, относящихся к белоярским субвулканическим образованиям позднего ордовика-раннего силура (по В.В. Шалагинову и В.В. Стефановскому [2002]). Дайки залегают субвертикально, имеют северо-западное простирание. Объем их в два раза превышает объем вмещающих амфиболовых габбро, вероятно принадлежащих к

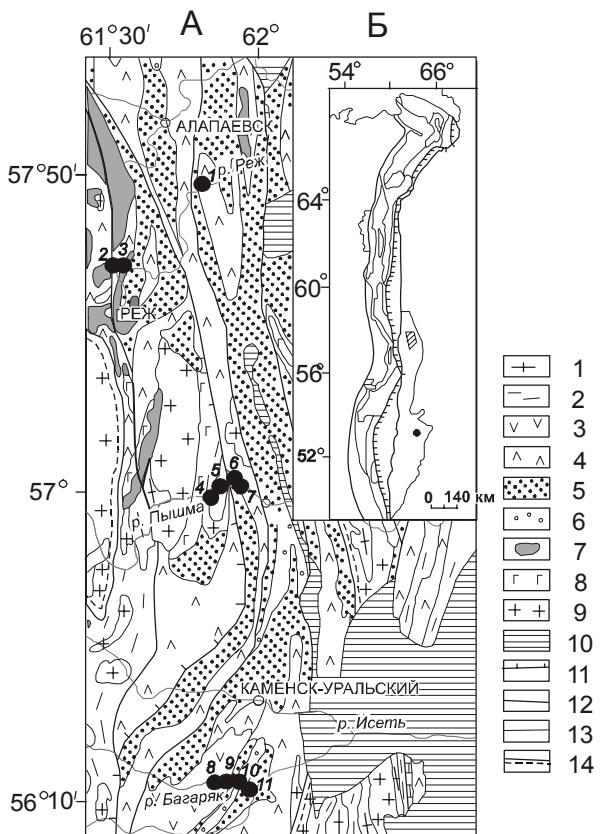


Рис. 1. А – геологическая карта среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны (составлена по материалам И.Д. Соболева и др., 1973).

1 – допалеозойские амфиболит-гнейсовые и сланцевые комплексы; 2 – нижнепалеозойские сланцевые комплексы (углеродистые, метатерригенные, метабазитовые сланцы); 3 – верхнеордовикско-силурийские вулканогенные и осадочные толщи; 4 – девонские вулканогенные и осадочные толщи; 5 – нижнекаменноугольные известняки и терригенные (флишиоидные) толщи; 6 – средне- и верхнекаменноугольные грубообломочные толщи (молассы); 7 – серпентиниты и альпинотипные ультрамафиты; 8 – габброиды; 9 – гранитоиды; 10 – триас-юрские образования; 11 – главные надвиги; 12 – Главные разломы; 13 – литостратиграфические границы; 14 – границы структурно-фациальных зон. Цифрами отмечены опробованные разрезы: 1 – Коптелово, 2 – Ощепково, 3 – Жуково, 4 – Соколиный Камень, 5 – Глядены, 6 – вулкан Дальний, 7 – Рудянка, 8 – Багаряк, 9 – Пoldнево, 10 – Колпаково, 11 – Чайкино.

Б – схема расположения в структуре Урала изученной площади (заштрихованный участок) и разреза Масловковцы (черный кружок).

асбестовому комплексу среднего ордовика. Наиболее крупные субвулканические тела имеют ярко выраженные зоны закаливания. Возрастные взаимоотношения даек установить сложно, но, тем не менее, можно предположить, что наиболее ранние представлены габбро-долеритами. Прямых данных о возрасте комплекса параллельных даек нет, но предполагается их комагматичность базальтам белоярской толщи, низы разреза которой условно отнесены к ордовику, а верхи – к раннему силуру [Шалагинов, Стефановский, 2002]. Современная геохимическая характеристика долеритов белоярского комплекса отсутствует, но можно предположить, что они принадлежат к надсубдукционному типу и маркируют обстановку задугового спрединга [Смирнов, 2006].

Силур представлен двумя разрезами: Полднево, который находится на правом и левом берегу р. Багаряк вниз по течению от восточной окраины дер. Королево, на западном крыле Колпаковской синклинали, и Колпаково, расположенным на левом берегу р. Багаряк, в 1 км ниже по течению от д. Колпаково, на восточном крыле той же синклинали. В разрезах обнажается пестрый комплекс пород, относящихся к межевской толще раннего силура и включ-

чающий базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, углеродисто-кремнистые алевропелиты, известняки. В нижней части разреза отмечены позднелландоверийские граптолиты: *Mognograptus spiralis* (Geinitz), *M. marri* Perner, *Monoclimacis ex gr. griestoniensis* (Nich.), *Spirograptus minor* (Bouček) [Мухина и др., 1968], в верхней – брахиоподы: *Brooksina striata* (Eichw.), табуляты: *Favosites desolatus* Klaam [Мамаев, 1948], что позволяет датировать его поздним лландовери-ранним венлоком.

Палеомагнитное опробование образований *нижнего и среднего девона* проведено в разрезах Ощепково, Коптелово, Рудянка, расположенных вблизи одноименных поселков, а также устья руч. Дальний. Из них в двух первых, по р. Реж, обнажаются породы, так называемой, терригенно-вулканогенной толщи, в двух последних, по р. Пышма, – рудянской толщи [Шалагинов, Стефановский, 2002].

*Терригенно-вулканогенная толща* включает базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, сланцы туфогенно-кремнистые, кремнистые, углеродисто-кремнистые, известковистые песчаники и алевролиты, конгломера-

ты, известняки. К.С. Иванов [1998] относит подушечные лавы и яшмы, развитые в районе пос. Глинское и Ощепково, к глинскому комплексу, маркирующему задуговый спрединговый бассейн, А.В. Коровко (устное сообщение) – к кремнисто-вулканогенной толще. Возраст толщи обоснован находками конодонтов: *Polygnatus cf. costatus patulus* Klap., *Ozarkodina cf. excavata* (B. et M.), *Hindeodella* sp., *Paltodus* sp. позднего эмса-раннего эйфеля [Пучков и др., 1990].

*Рудянская толща* (базальт-дацитовая по А.В. Коровко). Разрез Дальний расположен на левом берегу р. Пышма, в 4 км ниже устья р. Рефт. Разрез сложен лавами и пирокластитами андезитов и базальтов, с некками жерловых туфов того же состава, и субвуликаническими интрузиями дацитов и андезидацитов, слагающими эродированную вулканическую постройку. Эйфельский возраст рудянской толщи обоснован находками фауны *Parathurammina graciosa* Pron., *P. aff. crassa* Pron., *Tubeporina gloriosa* Pron. в прослоях известняков [Грабежева, 1987]. Фациальный состав разрезов толщи (преобладание пирокластических пород, присутствие мелководных морских отложений) и геохимические параметры позволяют отнести вулканиты и осадки рудянской толщи к остро-водужным образованиям, возможно – к комплексам барьерной островной дуги [Коровко, 2003]. Та же толща обнажается по притоку р. Пышма – р. Рудянка, от устья последней до окраины одноименной деревни. Разрез сложен туфами андезитов, прорванными дайками габродолеритов, и субвуликаническими интрузиями риолитов и риодацитов.

Отложения карбона изучены в разрезах, вскрывающих бекленищевскую свиту турнейско-визейского возраста и усмановскую свиту московского яруса. *Бекленищевская свита* раннего карбона включает песчаники, алевропелиты, углистые аргиллиты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, известняки [Шалагинов, Стефановский, 2002]. Возраст свиты обоснован находками визейских фораминифер *Archaediscus krestovnikovi* Raus [Анненкова, Рапорт, 1985]. Мелководно-морские и континентальные осадки ассоциируют с вулканитами, имеющими «внутриплитные» геохимические параметры [Волчек, 2006]. Палеомагнитное опробование свиты проведено в разрезах: *Багаряк* (на территории пос. Багаряк, в береговых обнажениях р. Багаряк, от храма

до моста); *Глядены* (на левом берегу р. Пышма напротив дер. Глядены) и *Жуково* – в обнажениях по руч. Рассоха (левый приток р. Реж), вниз по течению от южной окраины поселка Жуково. *Усмановская свита* сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами, известняками, содержащими фораминиферы московского яруса: *Depratina prisca* (Depr.), *Taitzehoella librovitchi* (Dutk.), *Fusulinella praebocki* Raus. [Анненкова, Рапорт, 1985]. Опробованный разрез (*Чайкино*) находится вблизи дер. Чайкино, в месте слияния рек Багаряк и Синара.

*Усмановская свита* сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами, известняками, содержащими фораминиферы: *Depratina prisca* (Depr.), *Taitzehoella librovitchi* (Dutk.), *Fusulinella praebocki* Raus. московского яруса [Анненкова, Рапорт, 1985]. Опробованный разрез (*Чайкино*) находится вблизи дер. Чайкино, в месте слияния рек Багаряк и Синара.

Дополнительно к указанным выше разрезам раннего и среднего карбона был изучен палеомагнетизм отложений разреза Маслоковцы (р. Арчаглы-Аят), расположенного в южной части Восточно-Уральской мегазоны. Разрез сложен полимиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов и аргиллитов средне-позднекаменноугольного возраста.

## Методика работ

Лабораторные исследования ориентированных штуков, предварительно распиленных на кубики, выполнены по общепринятой методике [Палеомагнитология, 1982]. Для разделения естественной остаточной намагниченности  $J_n$  на компоненты образцы были прогреты до 600 или 650°C переменным шагом 20, 50, 100°C. Терморазмагничивающая установка помещена в четырехслойный цилиндрический пермаллоевый экран, в центре которого остаточное поле составляло 10-15 нТл, что исключало возможность подмагничивания образцов в ходе эксперимента. Измерения выполнены на спин-магнитометрах JR-6, JR-4, частично на рок-генераторе ИОН-1 и сопровождались контролем магнитной восприимчивости. Определения компонент  $J_n$  выполнены по диаграммам Зайдервельда [Zijderveld, 1967]. В расчет приняты направления тех составляющих, которые

Таблица 1

## Палеомагнитные направления

Возраст пород	Разрез	Изученные породы	Компоненты $J_n$	N/n	Система координат						
					D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K
O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Соколиний Камень	Габбродолериты, долериты	C B	18/8 /10	151,6 236,0	3,7 -45,2	6,9 7,9	27,4 18,3	166,0 230,1	18,6 -22,9	6,6 6,6
S <sub>1</sub>	Полднево	Базальты, андезибазальты, их туфы	B C	101/22 /25	209,9 202,0	-82,2 -42,8	17,6 9,3	7,8 10,0	314,4 260,0	-7,0 -36,9	23,2 8,4
S <sub>1</sub>	Коппаково	Базальты, андезибазальты, их туфы	B	87/17	132,0	-31,5	6,8	15,0	132,9	-5,9	7,4
S <sub>1</sub>	Зотино*	Туфопесчаники, туфоалевролиты, пелитовые туффиты	B C	111/40 /56	315,0 203,1	-57,4 -48,7	8,7 31,8	8,1 3,4	319,0 261,0	-23,4 -54,7	16,0 19,8
D <sub>1-2</sub>	Коптелово	Базальты, кремнистые породы	B B	35/14 /12	129,3 231,7	-36,4 -36,8	3,2 12,5	26,6 12,8	129,7 192,0	11,8 -45,2	5,2 2,0
D <sub>1-2</sub>	Ощепково	Кремни, туфопесчаники	B B	32/13 /13	62,5 231,6	-11,4 -34,3	1,8 29,9	31,9 7,7	58,3 163,7	-3,4 -41,8	5,2 5,5
D <sub>2</sub>	Рудянка	Риодолиты, габбро-долериты	B B	39/10 204,2	208,7 47,0	-58,5 46,2	9,8 10,0	25,8 212,7	189,7 -12,7	-7,0 -12,2	8,9 21,1
C <sub>1</sub>	Гляйены	Черные сланцы, туфопесчаники, порфириты	C B	65/12 /20	181,8 195,1	-14,5 -38,7	18,4 4,4	18,4 17,8	154,3 169,6	-7,8 -39,2	12,6 15,9
C <sub>1</sub>	Жуково	Кремнистые алевролиты, туфопесчаники	B	24/16	167,6	-40,7	6,8	15,3	160,0	-4,4	8,4
C <sub>1</sub>	Багаряк	Красноцветные песчаники	B	33/17	193,8	-32,4	8,4	13,1	187,3	0,8	16,6
C <sub>2</sub>	Чайкино	Красноцветные песчаники	B	24/24	211,8	-16,8	11,1	9,3	228,7	-8,0	15,2
C <sub>2-3</sub>	Маслаковцы	Сероцветные песчаники	B	34/8	191,3	-65,6	85,3	2,8	241,7	-0,7	85,1
		Красноцветные песчаники	B	25	175,4	-54,6	23,9	5,0	240,7	-13,5	20,9
		Песчаники	B	-	163,8	-60,3	45,8	3,9	240,7	-14,4	45,4
		Красноцветные песчаники	B	47/32	89,8	61,6	4,7	3,0	39,3	7,0	3,9

Примечание. D, I – палеомагнитные склонение, наклонение, град.; K – кичность векторов;  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия при 95 % вероятности для среднего вектора, град.; компоненты намагниченности: C – среднетемпературная; B – высокотемпературная; N/n – общее число образцов, участвующих в статистике; \* – данные Бургмана и др. [2003]; \*\* – данные Bachtadse et al. [1998]; \*\*\* – данные Лубиной, Шипунова [2004].

определенены по трем и более точкам с погрешностью, не превышающей  $10^\circ$ . Средние палеомагнитные направления рассчитаны по образцам, точкам пересечения больших кругов размагничивания и по совокупности тех и других. Для определения времени образования компонент использованы тесты складок S по М. Мак-Элхинни (положительный при  $k_c/k_r > 1$ ) [McElhinny, 1967], F (положительный/неопределенный  $F_+/F_0$ ) и диаграммы синскладчатости по Ватсону и Энкину (доскладчатая намагниченность при 100 % уровне введения поправки за тектоническое залегание, послескладчатая  $-0\%$ ) [Watson, Enkin, 1993]. Обработка результатов измерений, их интерпретация, в том числе в графической форме, выполнены по компьютерным программам Р. Энкина [Enkin, 1994]. Для диагностики носителей намагниченности использованы результаты петрографических и минералогических исследований шлифов и аншлифов, термомагнитный анализ остаточной намагниченности насыщения  $J_{rs}$ , а также метод параметров насыщения  $J_{rs}$ ,  $H_{crs}$  [Петрова, 1977].

### Результаты исследований

Основные результаты палеомагнитных исследований отложений нижнего и среднего палеозоя Среднего Урала были ранее опубликованы в работах [Свяжина и др., 1999, 2001, 2002, 2003; Свяжина, Пучков, 2004; Петров, Свяжина, 2006], вследствие чего ниже приведены лишь краткие сведения из них. Что касается каменноугольного времени, то данные по палеомагнетизму отложений этого возраста публикуются впервые.

**Ордовик.** Лабораторные исследования образцов из разреза горы Соколиный Камень показали, что дайки ранней и поздней генераций обладают естественной остаточной намагниченностью от 0,35 до 2,2 мА/м и магнитной восприимчивостью от 32 до  $48 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Магнетизм габбродолеритов и долеритов связан с гематитом и пирротином: в аншлифах наблюдаются крупные агрегаты гематита, содержащие первичные выделения пирита и следы пирротина. С пирротином связана среднетемпературная ( $300$ - $450^\circ\text{C}$ ) компонента  $J_n$ , которая, по-видимому, характеризует первичную намагниченность (табл. 1). Гематит образовался позднее и является носителем намагниченности послескладчатой природы. Вычисленный палеомагнитный полюс, приведенный в табл. 2,

располагается в области ордовикских полюсов Восточного Урала, что свидетельствует в пользу раннепалеозойского времени внедрения даек.

**Силур.** В разрезах Полднево и Колпаково изучены базальты, андезибазальты и их туфы, магнитные свойства которых варьируют в габбродолеритах и долеритах в широких пределах: естественная остаточная намагниченность от 1,1 до 614 мА/м, магнитная восприимчивость от 6,6 до  $2660 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В разрезе Полднево  $J_n$  состоит из трех, в Колпаково – из двух компонент. Породы подмагнечены современным, в Полднево также позднепалеозойским геомагнитным полем. Наибольший интерес представляет составляющая  $J_n$ , направление которой отличается от направлений подмагничивания. Эта компонента имеет прямую полярность в Полднево и обратную в Колпаково (табл. 1). Магнетизм пород связан с магнетитом и гематитом. Магнетит в аншлифах установлен в двух генерациях. С ранней, по всей видимости, связана двухполярная намагниченность – обстоятельство, которое свидетельствует в пользу ее доскладчатого происхождения. Гематит имеет общее с этим магнетитом направление намагниченности. Вторая генерация магнетита связана с метаморфизмом зеленосланцевой и последовавшей за ней пренит-пумпеллитовой фацией и отвечает за позднепалеозойскую компоненту  $J_n$ .

Палеомагнитное изучение отложений межевской толщи у пос. Зотино, выполненное другими исследователями, показало наличие в породах двухкомпонентной  $J_n$  до- и послескладчатой природы [Буртман и др., 2003]. Доскладчатая намагниченность двухполярная и имеет общее с Полднево и Колпаково палеосклонение, но отличается по наклонению (табл. 1, 2). Расхождение может быть связано с тектоникой района, поскольку Зотино отделяют от Полднево и Колпаково две тектонические зоны.

**Девон.** Породы нижнего-среднего девона терригенно-вулканогенной толщи в разрезах Ощепково и Коптелово характеризуются естественной остаточной намагниченностью от 0,11 до 696 мА/м, магнитной восприимчивостью от 1,1 до  $3850 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.  $J_n$  состоит из трех компонент, одна из которых соответствует полю девонского времени. Действительно, в туфопесчаниках Ощепково, базальтах и андезитах Коптелово присутствует намагниченность, направление которой отличается от направлений под- или перемагничивания пород современ-

Таблица 2

## Палеомагнитные полосы и широты

Возраст пород	Разрез	$\varphi; \lambda$	D	I	$\alpha_{95}$	$\Phi$	$\Lambda$	$d\varphi$	dm	N/R	$\varphi_m$
<i>Доскачатая намагниченность</i>											
O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Соколиный Камень	56,95; 61,9	166,0	18,6	15,5	-23,0	76,4	8,4	16,1	R	9,6 ю.ш.
S <sub>1</sub>	Полднево	56,3; 61,8	314,4	-7,0	6,8	19,7	291,1	3,4	6,8	N	3,5 ю.ш.
S <sub>1</sub>	Коптелово	56,3; 61,85	132,9	-5,9	14,3	24,4	296,5	7,2	14,4	R	3,0 с.ш.
S <sub>1</sub>	Зотино *	56,2; 61,83	319,0	-23,4	5,8	-	-	-	-	NR	12,2 (?)
D <sub>1-2</sub>	Коптелово	57,7; 61,9	129,7	11,8	19,4	-14,6	114,1	10,0	19,7	NR	6,0 (?)
D <sub>1-2</sub>	Ощепково	57,5; 61,6	58,3	-3,4	15,3	14,9	179,8	7,7	15,3	N	1,7 с.ш.
D <sub>2</sub>	Рудянка	56,97; 62,0	212,7	-12,2	8,7	-36,0	50,0	7,9	15,7	R	3,5 с.ш.
C <sub>1</sub>	Глядены	57,0; 61,92	154,3	-7,8	12,3	-33,2	93	6,2	12,4	R	6,2 с.ш.
C <sub>1</sub>	Жуково	57,5; 61,6	160,0	-4,4	13,6	-32,5	85,5	6,9	13,8	R	2,2 с.ш.
C <sub>1</sub>	Багаряк	56,2; 61,5	187,3	0,8	9,1	-33,1	52,8	4,6	9,1	R	0,4 с.ш.
C <sub>2</sub>	Чайкино	56,2; 61,8	228,7	-8,8	7,9	-25,1	5,9	4,0	8,0	R	4,0 с.ш.
<i>Послескладчатая намагниченность</i>											
C <sub>2-3</sub>	Маслковцы	53,00; 61,63	241,7 240,7240,739,3	-0,7 -13,5 -4,4 7,0	2,8 5,4 3,9 7,0	-16,9 -22,8 -23,2	354,7 351,7 351,4	1,4 2,8 2,0	2,8 5,5 4,0	R R N	0,4 с.ш. 6,8 с.ш. 7,3 с.ш. 3,5 с.ш.
O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Соколиный Камень	56,95; 61,9	236,0	-45,2	18,3	-40,2	345,0	14,7	23,2	R	26,7 с.ш.
S <sub>1</sub>	Полднево	56,3; 61,8	202,0	-42,8	10,0	-54,7	25,8	7,6	12,4	R	24,8 с.ш.
S <sub>1</sub>	Зотино *	56,2; 61,83	203,1	-48,7	3,4	-	-	-	-	R	29,6 с.ш.
D <sub>1-2</sub>	Коптелово	57,7; 61,9	231,7	-36,8	12,8	-37,3	354,3	8,8	15,0	R	20,5 с.ш.
D <sub>1-2</sub>	Ощепково	57,5; 61,6	231,6	-34,3	7,7	-36,0	355,1	5,1	8,8	R	18,8 с.ш.
D <sub>2</sub>	Дальний	56,97; 61,9	205,6	-39,8	12,0	-50,9	22,7	8,7	14,4	R	22,6 с.ш.
C <sub>1</sub>	Глядены	57,0; 61,92	195,1	-38,7	17,8	-53,4	38,2	12,6	21,2	R	22,0 с.ш.

Примечание. I – географические координаты разреза, град.; D, I – палеомагнитные склонение, наклонение, град.; F, L – координаты палеомагнитного полюса, град.; dφ, dm – полуоси овала доверия при 95 % вероятности для среднего вектора, град.; N/R – палеомагнитная широта, град.; N/R – прямая/обратная намагниченность; \* – данные Буртмана и др. [2003]; \*\* – данные Bachtdse et al. [1998]; \*\*\* – данные Лубинной, Шипунова [2004].

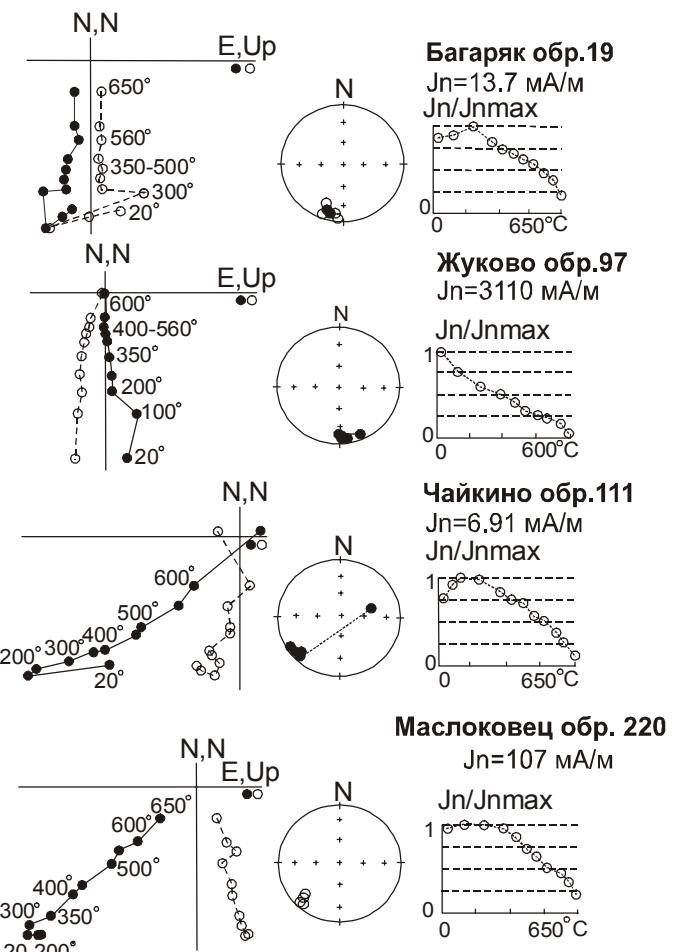


Рис. 2. Примеры терморазмагничивания образцов ранне- и среднекаменноугольного возраста.

Слева – диаграммы Зайдервельда: светлые символы – проекции векторов  $J_n$  на вертикальную, темные – на горизонтальную плоскости; в центре – стереограммы их направлений: светлые символы – проекции на верхнюю, темные – на нижнюю полусферу. Справа – нормализованные кривые терморазмагничивания  $J_n$ . Стратиграфическая система координат.

менным полем и полем позднего палеозоя (табл. 1). Палеомагнитные тесты показали для Ощепково  $S = 2,9$ , максимальная кучность векторов достигается при 105,3 % введения поправки за тектоническое залегание; для Коптелово  $S = 1,6$  и уровень поправки за залегание – 85,1 %, что свидетельствует в пользу доскладчатого происхождения упомянутой компоненты. Магнетизм пород, как следует из результатов терморазмагничивания  $J_n$ , разрушающейся при нагревании до 600°C, связан с магнетитом.

Палеомагнитные исследования рудянской толщи среднедевонского возраста проведены на образцах базальтов и туфопесчаников из района палеовулкана Дальний и риолитов, риодацитов, габбро-долеритов разреза Рудянка. Естественная остаточная намагниченность варьирует от 1 до 4300 мА/м, магнитная восприимчивость от 41 до  $2500 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Все породы толщи в разной степени подмагнечены современным геомагнитным полем, из них риолиты практически перемагнечены (на 85-90 %), вследствие чего непригодны для палеомагнитных исследований. В остальных породах поми-

мо современной намагниченности присутствуют компоненты  $J_n$ , разрушающиеся либо при 450, либо при 600°C. Первая выявлена в базальтах западного края палеовулкана и связана, вероятнее всего, с титаномагнетитом, имеющим блокирующую температуру 450°C. Эти базальты перемагнечены полем позднего палеозоя. Вторая, разрушающаяся по достижении 600°C, выявлена в базальтах восточного края того же вулкана и риодацитах и габбродолеритах Рудянки (табл. 1). Базальты несут аномальную намагниченность и далее не рассматриваются. Что касается слабометаморфизованных риодацитов и габбродолеритов, то в них присутствует намагниченность, направление которой не соответствует современному и позднепалеозойскому геомагнитному полю. Результаты палеомагнитного тестирования ( $S = 1,2$  и уровень распространения складки 78,7 %) свидетельствуют о том, что эта компонента может иметь доскладч�тое или синкладчное происхождение. Авторы, учитывая небольшое палеонаклонение ( $-7,0^\circ$ ), характерное для пород девонского возраста Урала, выбрали первый вариант (табл. 1, 2). Носи-

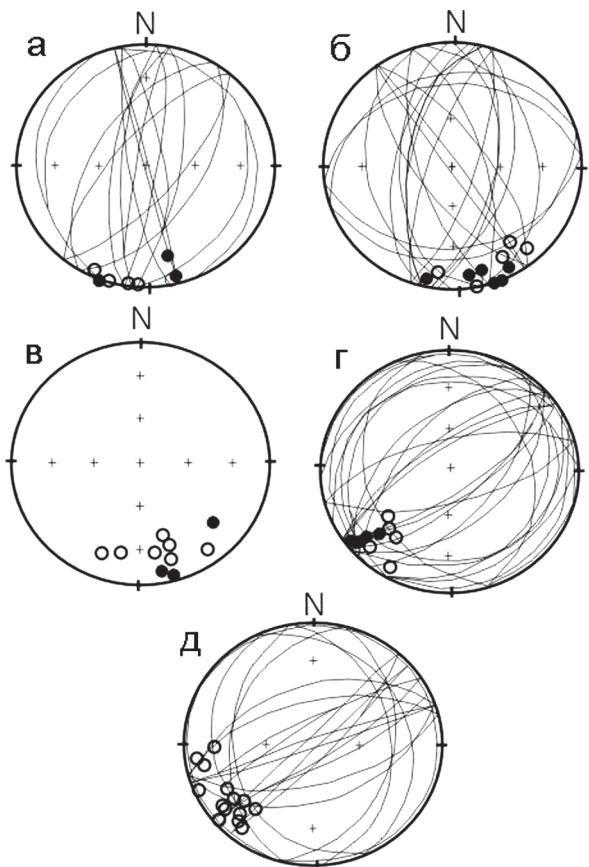


Рис. 3. Распределение направлений доскладчатой компоненты намагниченности пород ранне- и среднекаменноугольного возраста.

Разрезы: а – Багаряк, б – Глядены, в – Жуково, г – Чайкино, д – Маслковец. Стратиграфическая система координат.

телями намагниченности пород рудянской толщи помимо титаномагнетита и магнетита также является маггемит, присутствие которого установлено магнито-минералогическими методами по необратимому фазовому переходу в интервале 280–300°C. В аншлифе долерита маггемит наблюдался визуально. В аншлифах риодацитов и габбродолеритов дополнительно диагностированы пирит и реликтовый пирротин, но на фоне сильномагнитных магнетита и маггемита свойства последнего не проявляются.

**Карбон.** Отложения раннего карбона были опробованы в разрезе Багаряк, где обнажаются красноцветные и зеленые песчаники вулканогенно-осадочной толщи турнейско-визейского возраста. Породы обладают естественной остаточной намагниченностью от 0,3 до 29,2 мА/м и магнитной восприимчивостью от 15 до  $70 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Термомагнитные исследования показали, что  $J_n$  зеленых песчаников не стабильная, и поэтому ниже не рассматривается. Что касается красноцветных образований, то их намагниченность практически однокомпонентная. На примере обр. 19 можно проследить ход терморазмагничивания  $J_n$  (рис. 2). При нагревании до 300°C снимается намагничен-

ность, образовавшаяся в современном магнитном поле, вклад которой составляет около 10 % и которая не отразилась на направлении вектора  $J_n$ . Направление оставалось неизменным при прогреве до 650°C. Среднее палеомагнитное направление, вычисленное для разреза, и распределение отдельных векторов приведены в табл. 1 и на рис. 3а. Носителем намагниченности является гематит, о чем свидетельствуют окраска породы и устойчивость  $J_n$  к нагревам. Границы между слоями разноцветных песчаников обозначены четко и это дает основание считать, что гематит присутствовал в осадке изначально. Палеомагнитное тестирование также указывает на доскладчатое происхождение намагниченности:  $S = 2,8$ ,  $F_0$ , процент введения поправки за тектоническое залегание – 102,4.

Палеомагнетизм бекленищевской свиты поздневизейского возраста изучен на образцах базальтов, порфириотов, их туфов и углистых сланцев из разрезов Жуково и Глядены. Магнитные свойства пород изменяются в широких пределах: естественная остаточная намагниченность от 0,5 мА/м в углистых сланцах до 3130 мА/м в вулканитах и, соответственно, магнитная восприимчивость от 13 до  $2710 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. По-

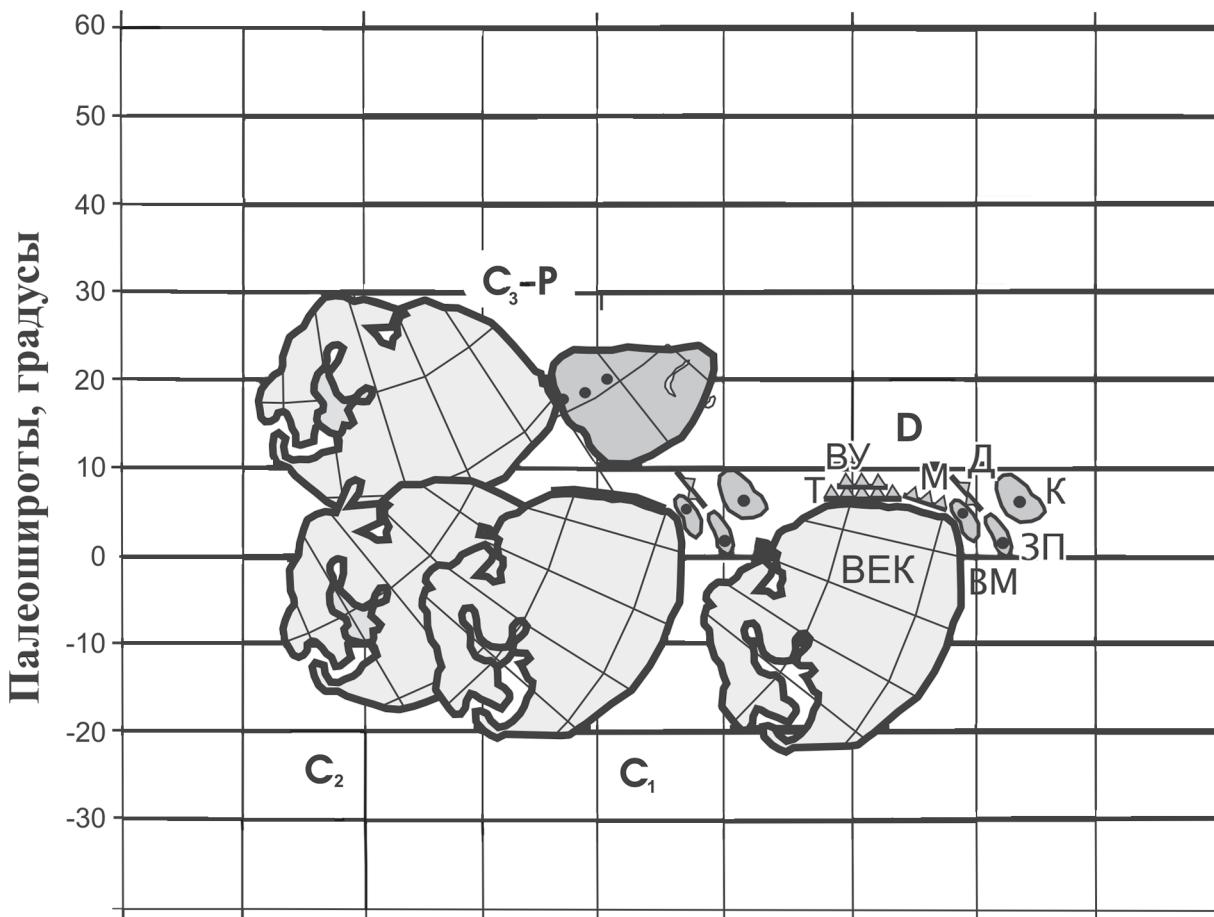


Рис. 4. Палеомагнитная реконструкция горизонтальных движений литосферных блоков Урала и Казахстана в девоне и карбоне.

Структуры: Восточно-Европейский палеоконтинент (ВЕК), палеодуги – Тагильская (Т), Алапаевско-Теченская (ВУ), Магнитогорская (М), Денисовская спрединговая (Д); микроконтиненты – Восточно-Мугоджарский (ВМ), Зауральское поднятие (ЗП), Кокчетавский (К). Цифры: значения палеоширот, минус – ю.ш.

роды из разреза Жуково, как и в Багаряке, несут однокомпонентную намагниченность (рис. 2, обр. 97). Действительно, хотя на графике намечены два перегиба в области 200 и 450°C, но они не привели к заметному изменению направления намагниченности. Судя по температуре 600°C, при которой происходило разрушение  $J_n$ , носителем намагниченности является магнетит. Результаты палеомагнитного тестирования ( $F_+$ ,  $S = 1,2$  и 98,3 % распрямления складки) свидетельствуют в пользу доскладчатой природы намагниченности (табл. 1, рис. 3в). В породах разреза Глядены присутствует многокомпонентная  $J_n$ , сложный состав которой объясняется наличием нескольких носителей намагниченности: пирротина, магнетита,маггемита, гематита, диагностированных методами магнитной минералогии и в анишлифах. Наибольший интерес представляет ком-

понента  $J_n$ , разрушающаяся при прогреве до 300-380°C. Последняя связана с моноклинным пирротином, на что указывают результаты магнитоминералогических исследований:  $J_{rs}$ ,  $H_{crs}$  (параметры насыщения остаточной намагниченности и коэрцитивной силы) претерпели значительные изменения в интервале 450-650°C. Так,  $J_{rs}$  возросла в одиннадцать раз, что связано с окислением моноклинного пирротина до магнетита. Следует отметить, что в вулканогенных и осадочных образованиях разреза широко распространен пирит ранней генерации и это дает основание считать ассоциирующий с ним пирротин и, следовательно, его намагниченность также первичными (табл. 1, рис. 3б). Что касается остальных магнитных минералов, то с ними связана компонента  $J_n$ , сформировавшаяся во время позднепалеозойского метаморфизма.

Отложения среднекаменноугольного возраста, московский ярус, опробованы в разрезе Чайкино, где обнажаются красноцветные алевролиты усмановской свиты. Породы обладают естественной остаточной намагниченностью от 4,22 до 44,9 мА/м и магнитной восприимчивостью от 22 до  $166 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.  $J_n$  алевролитов однокомпонентная. На рис. 2, на примере обр. 111, показано, что, несмотря на небольшое подмагничивание современным магнитным полем и слабый перегиб кривой на рубеже 500°C, заметного смещения вектора не происходит (последняя точка – уровень шума прибора). Средние палеомагнитные направления приведены в табл. 1, распределение векторов – на стереограмме рис. 3г. Магнетизм алевролитов связан с гематитом, окрасившим породу в красный цвет, с ним же связана стабильность  $J_n$  к нагревам до 650°C. Характер взаимоотношения окраски и слоистости – наличие четких границ красноцветных и сероцветных слоев свидетельствует в пользу первичного происхождения гематита. Палеомагнитное тестирование –  $S = 1,4$ ,  $F_0$  максимум кучности векторов при 105,9 % распрямления складки – также показывает на доскладчатую природу намагниченности.

Красноцветные и сероцветные песчаники средне-позднекаменноугольного возраста разреза Маслковцы обладают естественной остаточной намагниченностью от 8,5 до 59,2 мА/м – в первых и от 0,16 до 17,3 мА/м – во вторых. Магнитная восприимчивость изменяется от 15,3 до  $24,5 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.  $J_n$  красноцветных песчаников однокомпонентная. Так, показанный на рис. 2 ход размагничивания обр. 220 идет без заметного смещения вектора, хотя на кривой наблюдается небольшой перегиб при 500°C. Среднее направление намагниченности приведено в табл. 1, распределение векторов показано на рис. 3д. Сероцветные песчаники сильно подмагнечены современным полем, но в них сохранилась  $J_n$  того же направления, что выявлено в красноцветных песчаниках. Магнетизм красноцветных песчаников связан с гематитом, серых – с реликтовым магнетитом и гематитом, имеющим общее направление намагниченности. Независимые данные о палеомагнетизме образований каменноугольного возраста в Маслковцах были получены В. Бахтадзе и Н. Лубниной [Bachtadse et al., 1998; Лубнина, Шипунов, 2004]. Результаты, приведенные в таблицах, показывают хорошую сходимость материалов исследований разных исполнителей.

## Обсуждение результатов и выводы

Анализ палеомагнитных данных, полученных по разрезам палеозоя Алапаевско-Адамовской зоны, позволяет сделать ряд выводов, касающихся тектонической истории региона. Ордовик и силур представлены тремя разрезами, что недостаточно для заключения о тектоническом развитии зоны в этом временном интервале. Тем не менее, сравнивая палеомагнитные широты одновозрастных разрезов Восточно-Уральской мегазоны и соседней с ней части Тагильской палеодуги, можно предположить отсутствие значимых относительных движений блоков, по крайней мере, в позднем ордовике-раннем силуре: в первом разрезы обеих структур находились на палеоширотах, соответственно, 9,6° ю.ш. и 3,5° ю.ш., во втором – на 7,0° ю.ш. и 3,5° ю.ш. при одном и том же СЗ-ЮВ направлении палеомеридианов [Свяжина и др., 1999, 2003].

В девонско-среднекаменноугольное время Алапаевско-Адамовская структура располагалась на низких широтах (от 0,4° с.ш. до 6,2° с.ш.). Что касается палеомеридианов, то их реконструируемые направления изменились и приобрели значительный разброс в разных блоках. Наибольшее расхождение отмечено в ранне-среднедевонских разрезах терригенно-вулканогенной толщи Коптелово и Ощепково, где палеосклонения (отклонение палеомеридиана от современного) составляют 129,7° и 58,3°. Между Коптеловским и Ощепковским блоками проходит мощная разломная зона, по которой, очевидно, они были тектонически совмещены. В раннем карбоне расхождения уменьшаются, и хотя между разрезами Жуково, Глядены одного блока и Багаряк – другого расположена та же тектоническая зона, различие в палеосклонениях уменьшается до 30°.

В среднем карбоне движения пластин в среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны, по всей видимости, прекратились, так как палеосклонение в отложениях московского яруса разреза Чайкино приобрело ЮЗ направление, общее для Урала этого времени. Для сравнения были использованы результаты палеомагнитных исследований красноцветных и серых песчаников средне-верхнекаменноугольного возраста разреза Маслковцы, расположенного на южном продолжении Восточно-Уральской мегазоны, в Зауральском поднятии. Как следует из таблиц и рис. 3д, палеомагнитные дан-

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПАЛЕОЗОЯ

ные сравниваемых разрезов близки, и они находились, соответственно, на  $4,0^{\circ}$  с.ш. и  $6,8^{\circ}$  с.ш.; палеомеридианы имели СВ-ЮЗ направление.

Палеомагнитные данные, полученные по породам, перемагниченным в эпоху главной уральской складчатости (в табл. 2 – послескладчатая намагниченность), свидетельствуют о том, что в позднем карбоне-ранней перми все изученные разрезы Восточно-Уральской мегазоны располагались в интервале  $18,8^{\circ}$  с.ш.- $26,7^{\circ}$  с.ш. Палеомеридианы до конца палеозоя сохранили СВ-ЮЗ направление.

Таким образом, палеомагнитные исследования, выполненные в Алапаевско-Адамовской зоне среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны, свидетельствуют об отсутствии значимых относительных перемещений блоков в ордовике и силуре. Наиболее интенсивные тектонические движения происходили в девоне и менее масштабные – в раннем карбоне. Эти движения, во многом определившие современное мозаичное строение среднеуральской части мегазоны, завершились, по-видимому, в конце среднего карбона. В мезозойское и кайнозойское время тектоническая активность в пределах Восточно-Уральской мегазоны неоднократно возобновлялась, но рассмотрение ее выходит за рамки данной работы.

Новые палеомагнитные данные, полученные для раннего и среднего карбона, позволили уточнить прежние представления о палеогеодинамике Уральского региона в эти эпохи [Свяжина, Пучков, 2004]. Как было показано, палеомагнитные широты блоков Восточного Урала оставались приэкваториальными в течение раннего девона-среднего карбона, что свидетельствует об отсутствии заметных движений (рис. 4). Смещение региона на север и его поворот, но теперь по часовой стрелке, начались на рубеже среднего и позднего карбона.

Авторы благодарны К.С. Иванову за выбор объекта исследований – разрез Маслоковцы – и консультацию по его геологии.

*Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 06-05-64041.*

### Список литературы

Анненкова М.Н., Рапопорт М.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII.

Объяснительная записка / Под ред. М.С. Рапопорта. Свердловск: ПО «Уралгеология», 1985. 160 с.

Буртман В.С., Гураиль Г.З., Дворова А.В. Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным // Геотектоника. 2003. № 5. С. 11-26.

Волчек Е.Н. Геолого-структурная позиция и вещественный состав среднепалеозойских вулканитов восточной периферии Среднего Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 146-149.

Грабежева Т.Г. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXVI. Объяснительная записка / Под ред. В.П. Олерского, В.В. Шалагинова. Свердловск: ПО «Уралгеология». 1987. 162 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

Коровко А.В. История геологического развития среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны // Эволюция внутренних континентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат-лы науч. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 26-29.

Лубнина Н.В., Шипунов В.С. Палеомагнитные исследования среднепалеозойских комплексов Зауралья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Мат-лы междунар. семинара. Казань: Казанский госуниверситет, 2004. С. 149-152.

Мамаев Н.Ф. Палеозой Синарского железорудного района на восточном склоне Среднего Урала // Записки Уральского геологического общества. Вып. 2. Свердловск, 1948. С. 52-58.

Мухина В.П., Конев П.Н., Шерстюк В.Т., Шуйский В.П. О первых находках силурийских граптолитов на восточном склоне Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 1. С. 182-183.

Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комисарова и др. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Петров Г.А., Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23-39.

Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Сов. Радио. 1977. № 19. С. 40-49.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1203-1205.

Свяжина И.А., Мезенина З.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм девонских отложений Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале (р. Реж) // Уральский геофизический вестник. № 3. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 97-102.

*Свяжина И.А., Мезенина З.С., Петров Г.А.* Палеомагнетизм палеозойских отложений Восточно-Уральской мегазоны Среднего Урала // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М: ГЕОС, 2001. С. 78-81.

*Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С.* Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 36-44.

*Свяжина И.А., Пучков В.Н.* Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Мат-лы междунар. семинара. Казань: Казанский госуниверситет, 2004. С. 61-64.

*Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.* Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.

*Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С.* Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40-56.

*Смирнов В.Н.* Офиолиты восточной зоны Среднего Урала // Офиолиты: геология, петрология,

металлогенез и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 164-167.

*Шалагинов В.В., Стефановский В.В.* Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2002. 92 с.

*Bachtadse V., Tait J., Soffel H. et al.* Paleomagnetism and plate kinematics // Europrobe workshop on Uralides Programm & Abstracts. Moscow, 1998. P. 23.

*Enkin R.I.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geol. Surv. Canada. 1994. 16 p.

*McElhinny M.W.* Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1967. V. 8. P. 338-340.

*Watson G.S., Enkin R.J.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. № 19. P. 2135-2137.

*Zijderveld J.D.* Demagnitization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetic data. Elsevier, Amsterdam. 1967. P. 254-286.

*Рецензент доктор геол.-мин. наук К.С. Иванов*