

Тектонические движения в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита по палеомагнитным данным

© М. И. Орлова, А. М. Глевасская, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 6 апреля 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено результати нової тектонічної інтерпретації палеомагнітних векторів з осадових, вулканогенних і гіпабісальних утворень Волновахської зони розломів. Визначено, що на ділянках відбору орієнтованих зразків для порід характерні різні залягання, напрями поворотів у горизонтальній площині і переміщення. Внаслідок палеомагнітної реконструкції у межах відслонень встановлено, що первісне простягання деформованих осадових і вулканогенних порід у середньому північно-західне 310° . Середні напрями доскладчастої намагніченості одновікових порід з різних відслонень добре узгоджуються в давній системі координат. Нові координати віртуальних геомагнітних полюсів за даними дослідження осадових, вулканогенних і гіпабісальних порід Волновахської зони розломів: живетський ярус середнього девону $\Phi=16,2^\circ$ пн. ш.; $L=131,8^\circ$ сх. д.; $\alpha_{95}=3,3^\circ$; франський ярус верхнього девону $\Phi=40,4^\circ$ пн. ш.; $L=152,1^\circ$ сх. д.; $\alpha_{95}=5,9^\circ$; фаменський ярус верхнього девону $\Phi=40,3^\circ$ пн. ш.; $L=150,6^\circ$ сх. д.; $\alpha_{95}=3,9^\circ$. Перм (270 млн років) $\Phi=53,7^\circ$ пн. ш., $L=155,5^\circ$ сх. д.; $\alpha_{95}=4,2^\circ$. Визначено поворот території дослідження за годинниковою стрілкою на 11° навколо вертикальної осі.

Results of new tectonic interpretation of paleomagnetic vectors from sedimentary, volcanogenic and hypabyssal formations of the Volnovakha fault zone have been presented. It has been found that in the sites of oriented rocks sampling different nature of bedding, directions of rotating in horizontal plane and relocation are unique for them. As a result of paleomagnetic reconstruction within outcrops it has been found that the initial strike of deformed sedimentary and volcanogenic rocks is at an average northwestern along the azimuth 310° . Average directions of prefolding magnetization of even-aged rocks from different outcrops are in good accordance in the ancient coordinate system. New coordinates of virtual geomagnetic poles according to the data of studies of sedimentary, volcanogenic and hypabyssal rocks of the Volnovakha fault zone are the following: Zhyvetian layer of the Middle Devonian $\Phi=16,2^\circ$ n. lat.; $L=131,8^\circ$ e. long.; $\alpha_{95}=3,3^\circ$; Franian layer of the Late Devonian $\Phi=40,4^\circ$ n. lat.; $L=152,1^\circ$ e. long.; $\alpha_{95}=5,9^\circ$; Famenian layer of the Late Devonian $\Phi=40,3^\circ$ n. lat.; $L=150,6^\circ$ e. long.; $\alpha_{95}=3,9^\circ$. Permian (270 Ma) $\Phi=53,7^\circ$ n. lat., $L=155,5^\circ$ e. long.; $\alpha_{95}=4,2^\circ$. Clockwork rotation of the area of the studies has been determined by 11° about the vertical axis.

Введение. Первые палеомагнитные измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН) верхнедевонских осадочных пород [Третьяк, 1965] и среднедевонских эффузивных пород [Михайлова, Глевасская, 1965] показали, что как в осадочных, так и в эффузивных породах зоны сочленения Украинского щита (УЩ) с Донбассом ориентировка векторов ЕОН характеризуется значительной дисперсией. В дальнейшем на основании комплекса лабораторных исследований были выделены и охарактеризованы компоненты ЕОН средневерхнедевонских осадочных и эффузивных образований на участках, расположенных в районе балки Камышеваха [Михайлова и др.,

1989], а также с. Раздольное и Николаевка [Орлова, 1992; Михайлова, Орлова, 1996].

Время образования компонент ЕОН эффузивных пород обосновывалось на результатах лабораторных исследований. Виртуальный геомагнитный полюс, вычисленный по направлению характерной компоненты живетского возраста, отклонялся от эталонной кривой миграции Восточно-Европейской платформы по часовой стрелке на 34° . Полюс компоненты фаменского возраста отклонялся от эталонной кривой против часовой стрелки на 17° , что несомненно отражало влияние местных тектонических движений.

В последующих работах, используя форму

распределения характерных компонент ЕОН [Орлова, 2002], были определены наклоны пород в пределах участков отбора ориентированных образцов. Направления характерных компонент намагниченности пород, переведенные в древнюю систему координат (относительно горизонтальной оси), показали значительные расхождения в склонениях и распределении вдоль малого круга как в пределах изученных обнажений, так и между обнажениями [Орлова, 2003а; 2003б; 2004].

Для того чтобы исключить возможное влияние «кажущегося тектонического вращения» [MacDonald, 1980] на распределение векторов ЕОН в обнажениях горных пород, интерпретация формы распределения векторов ЕОН и характерных компонент ЕОН в современной системе координат проводилась путем сравнения с теоретическим распределением первичной намагниченности J_n° , построенным на основе геометрической схемы поворотов дискретных блоков горных пород вокруг наклонной оси в процессе деформации сдвига-

ния [Орлова, 2007].

Район исследования (47,6° с. ш.; 37,7° в. д.) расположен на северо-западной окраине Донецкого бассейна и с севера примыкает к Приазовскому выступу Украинского щита. В структурном отношении он представляет собой довольно узкое опускание (шириной до 10 км), ограниченное продольными разломами и заполненное отложениями девона и карбона.

Осадочно-вулканогенные средне-верхнедевонские образования, согласно схеме [Айзенберг, Лагутин, 1974], представляют собой непрерывную последовательность из четырех свит — николаевской, антоновской, долгинской и раздольненской (снизу вверх). Общее простирание толщи девонских пород северо-западное 280—300°, падение на северо-восток под углом 10—20°. Район тектонически очень нарушен и представляет собой разломную зону (рис. 1).

Положения основных разрывных нарушений. По данным [Чебаненко, 1966; Чебаненко и др., 1991], продольные нарушения представлены двумя параллельными зонами северо-

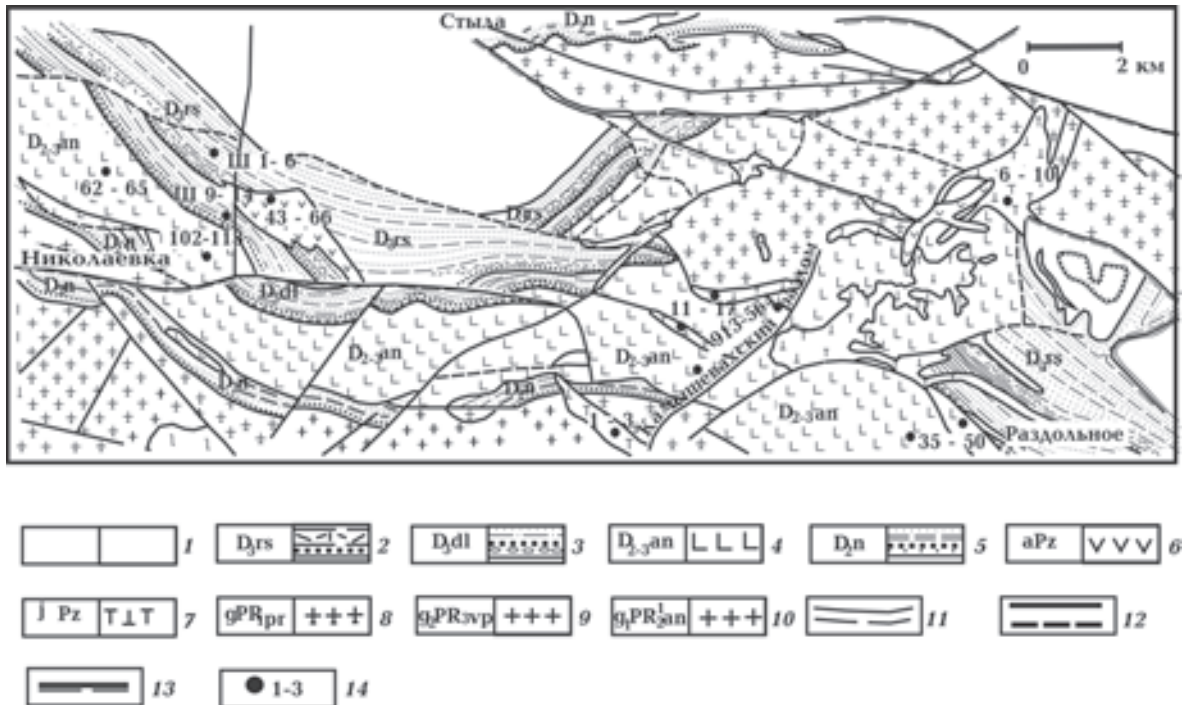


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Волновахской зоны разломов (по схематической геологической карте зоны сочленения Донецкого прогиба с Приазовской частью УЩ масштаба 1:50 000, составленной В. И. Тараско и П. К. Порохненко): 1 — известняки визейского яруса нижнего карбона; 2 — конгломераты, алевролиты, туфы фаменского яруса верхнего девона; 3 — песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты франского яруса верхнего девона; 4 — вулканогенные породы живетского яруса среднего девона; 5 — песчаники, сланцы эйфельского и живетского ярусов среднего девона; 6 — кварцевые порфиры; 7 — ортофиры; 8 — граниты биотитовые; 9 — граниты щелочные и субщелочные порфиробластические; 10 — граниты анадольские; 11 — границы геологических тел достоверные и предполагаемые; 12 — локальные и оперяющие разломы достоверные и предполагаемые; 13 — сбросы; 14 — места отбора образцов.

западного (290—310°) направления. Длина продольных разломов около 50 км, расстояние между ними 7—8 км. Южный продольный разлом составляет непосредственный тектонический контакт с кристаллическими породами Приазовского массива, направление падения плоскости южного разлома изменяется в западной половине, на северо-восток под углом 70—74°, в восточной — на юго-запад под углом 60—70°. На отдельных участках по зонам продольных бортовых разломов и субпараллельным разломам в центральных частях структуры зафиксированы сбросо-сдвиговые латеральные смещения с амплитудой 2—5 км. Амплитуда вертикальных смещений по зонам бортовых продольных разломов достигает 180—200 м.

Поперечные разломы в Волновахской зоне разломов ориентированы на северо-восток по азимуту 30—50°. Они секут толщи осадочных и осадочно-вулканогенных пород девона и нижнего карбона и свободно продолжают в кристаллические породы Приазовского массива. По данным геологического картирования установлено поперечное левостороннее смещение Закальмиусского блока относительно Стыльского на 26 км. Кроме указанных поперечных разломов выделяется система диагональных нарушений, которые проходят по азимуту 325—355°.

Тектонические движения в Волновахской зоне разломов происходили с позднего девона до раннего мела и разделены [Макухина, 1961] на три этапа: 1) доскладчатый (D_3-C_1) проявлялся в радиальных дислокациях в форме крупных разломов северо-западного простирания, разрывов, сбросов и надвигов; 2) складчатый (C_3-T) характеризовался тангенциальными движениями, которые привели к формированию складчатой структуры субширотного простирания и возникновению разломов преимущественно северо-восточного простирания; 3) послескладчатый этап (J_3-K_1) характеризовался формированием поперечных складок, купольных структур и возникновением разломов субмеридионального и северо-западного направлений.

Дифференцированный характер разломно-блоковых тектонических движений существенно усложнил определение маркирующих горизонтов, необходимых для определения направлений и амплитуды перемещений пород, а также корреляцию отдельных разрезов девона.

Объекты и методы исследования. Объекты исследования — образцы осадочных и эффузивных пород среднего и верхнего девона, ра-

нее отобранные (в период 1964—1991 гг.) в зоне сочленения Донбасса с Украинским щитом и изученные в лаборатории магнетизма горных пород и минералов отдела геомагнетизма Института геофизики НАН Украины.

В пределах рассматриваемой территории образцы отбирались вручную из частных разрезов (лавовые покровы или пласты осадочных пород) и ориентировались с помощью горного компаса по общепринятой методике [Храмов, Шолпо, 1967; Палеомагнитология, 1982]. Плоскостью ориентировки в осадочных породах служила поверхность напластования в магматических породах — произвольная поверхность отдельности, которая затем переводилась в современную систему координат.

Эффузивные породы живетского яруса среднего девона занимают четкое стратиграфическое положение в антоновской свите (D_{2-3an}) между отложениями эйфель-живетского («белый девон» D_2m) и франского («бурый девон» D_3dl) ярусов [Айзенверг, Лагутин, 1974]. Изотопный возраст эффузивных пород антоновской свиты 380—360 млн лет [Айзенверг, Лагутин, 1974; Каталог..., 1978].

Исследования [Макухина, 1961; Бутурлинов, 1984] показали, что формирование толщи покровных образований разного состава приурочено к разрывам преимущественно северо-западного простирания. Характер излияния лав был трещинным. Толща эффузивных пород образовалась в результате многократного излияния лав, сложена отдельными лавовыми покровами, которые переслаиваются с вулканическими брекчиями, туфобрекчиями, агломератными туфами основного и среднего составов, а местами — с отдельными осадочными породами. Лавы изливались в следующей последовательности: наиболее ранними породами являются пикрито-базальты, согендалиты, базальты и спилиты. Эти породы переслаиваются между собой и занимают в большинстве нижнюю часть эффузивной толщи. Более молодые из них — андезиты-базальты, трахибазальты и кератоспилиты, а самые молодые — кератофиры и кварцевые порфиры.

Ориентированные образцы из эффузивных пород живетского яруса среднего девона отбирались в северо-западной, центральной и юго-восточной частях Волновахской зоны разломов. Образцы северо-западной части (с Николаевка) исследованы в двух обнажениях (см. рис. 1). Первое находится на левом склоне б. Антон-Тарама. Здесь с интервалом примерно через 100 м взяты образцы 62—65 среди покро-

Таблица 1. Направления характерных составляющих ЕОН по данным *t*- и *h*-размагничивания среднедевонских эффузивных пород Волновахской зоны разломов

Возраст	Обнаже- ние	Порода	Номер образца	Интервал выделения, <i>T</i> °С	<i>D</i> / <i>I</i> , град	<i>N</i>	α_{95} , град	<i>K</i>	<i>D_i</i> / <i>I_i</i> , град (с учетом вращения)	Поляр- ность	
Живетский, <i>D</i> _{2-3ап} (370—360 млн лет)	1	Базальт	62	100—400	256/77	9	2,8	328,5	61/20	<i>N</i>	
		Базальт	63	400—600	314/-30	6	2,3	864,9	265/-15	<i>R</i>	
		Базальт	64	350—400	208/16	4	2,6	1229,3	258/-16	<i>R</i>	
		Базальт	65	450—600	175/68	5	2,1	1368,0	69/13	<i>N</i>	
	Ср. (<i>D</i> / <i>I</i> =180/55; <i>n</i> =4; α_{95} =51,9; <i>K</i> =4,1); Ср. (<i>D_i</i> / <i>I_i</i> =73/16; <i>n</i> =4; α_{95} =11,9; <i>K_i</i> =60,4)										
	2	Авгитовый порфирит	102	150—350	111/3	6	2,4	753,9	77/13	<i>N</i>	
		Спилит	104	100—550	297/-16	4	2,4	1482,3	270/-24	<i>R</i>	
		Андезит-базальт	105	20—250	77/7	4	2,7	1162,8	82/11	<i>R</i>	
		Туфолава базальтов	113	300—450	174/11	3	3,8	1048,6	71/35	<i>N</i>	
		Туфобрекчия базальтов	118	400—500	250/-4	3	5,4	519,2	255/-9	<i>R</i>	
		Туф пепловый	119	100—400	301/-4	4	4,4	445,8	266/-30	<i>R</i>	
		Базальт	121	Вект	252/-16	—	—	—	258/-21	<i>R</i>	
		Базальтовый порфирит	123	300-450	248/-14	3	0,8	3363,	254/-19	<i>R</i>	
	Ср. (<i>D</i> / <i>I</i> =279/-11; <i>n</i> =8; α_{95} =26,6; <i>K</i> =5,3); Ср. (<i>D_i</i> / <i>I_i</i> =259/-19; <i>n</i> =8; α_{95} =7,0; <i>K_i</i> =62,9)										
	3	Андезит-базальт	557	20—80 мТл	249/-25	6	2,0	1080,1	263/-20	<i>R</i>	
			561	400—600	262/-27	4	5,7	262,5	275/-20	<i>R</i>	
			568	30—80 мТл	216/-53	4	0,8	13414,	266/-12	<i>R</i>	
			572	350—600	183/-14	5	2,7	812,4	240/-25	<i>R</i>	
		Базальт	576	300—525	195/-22	5	4,2	330,2	248/-14	<i>R</i>	
	4	Андезит-базальт	840	300—525	143/-29	5	0,9	6870,3	245/-15	<i>R</i>	
			888	100—550	278/-7	6	3,0	496,7	268/-17	<i>R</i>	
			898	350—525	217/-30	4	1,1	6567,3	257/-14	<i>R</i>	
		Туфолава трахидолерита	913	400—525	243/-18	3	3,3	1362,0	256/-14	<i>R</i>	
	Ср. (<i>D</i> / <i>I</i> =223/-31; <i>n</i> =9; α_{95} =27,8; <i>K</i> =4,4); Ср. (<i>D_i</i> / <i>I_i</i> =258/-17; <i>n</i> =9; α_{95} =7,5; <i>K_i</i> =47,8)										
	5	Авгитовый порфирит	37	450—550	220/18	5	0,6	26269,	247/-10	<i>R</i>	
		Порфирит	38	300—400	261/-67	3	6,5	356,3	263/-21	<i>R</i>	
		Авгитовый порфирит	39	150—550	76/58	11	0,7	5356,7	90/14	<i>N</i>	
			40	400—600	170/33	3	3,7	1122,2	70/16	<i>N</i>	
		Авгитовый порфирит	42	300—400	203/71	4	4,8	374,4	75/29	<i>N</i>	
		Порфирит	43	400—600	195/40	3	1,9	4086,0	72/16	<i>N</i>	
		Мандельштейн	44	400—550	240/-32	11	1,4	1026,3	246/-14	<i>R</i>	
		Авгитовый порфирит	45	400—500	316/75	4	1,4	4624,4	65/20	<i>N</i>	
		Базальтовый порфирит	46	400—550	26/83	4	1,7	2950,3	80/18	<i>N</i>	
		Трахибазальт	47	400—550	253/-44	4	1,2	6192,4	265/-17	<i>R</i>	
		Авгитовый порфирит	49	500—550	180/36	5	3,7	431,2	70/25	<i>N</i>	
	50		450—500	231/69	3	2,8	2002,1	65/25	<i>N</i>		
Ср. (<i>D</i> / <i>I</i> =156/73; <i>n</i> =12; α_{95} =24,4; <i>K</i> =4,1); Ср. (<i>D_i</i> / <i>I_i</i> =74/19; <i>n</i> =12; α_{95} =5,3; <i>K_i</i> =68,5)											
Ср. (<i>D</i> / <i>I</i> =95/55; <i>n</i> =33; α_{95} =20,1; <i>K</i> =2,5); Ср. (<i>D_i</i> / <i>I_i</i> =76/18; <i>n</i> =33; α_{95} =3,3; <i>K_i</i> =59,4)											

Примечание: *D*/*I* — склонение и наклонение характерных составляющих ЕОН в современной системе координат; *D_i*/*I_i* — склонение и наклонение в древней системе координат с учетом тектонического вращения; *K* — кучность, определяющая степень ориентации векторов; α_{95} — радиус круга доверия при вероятности *p*=0,95.

вов базальтов и туфолов базальтов. Второе обнажение расположено южнее первого, в 500 м от контакта с отложениями «бурого девона» (D_{3dl}), образцы 102—113 взяты из базальтов и андезитов-базальтов с интервалом 15—100 м.

В центральной части Волновахской зоны разломов образцы из базальтов и андезитов-базальтов были отобраны вдоль левого борта б. Камышевахи: в обн. 3 — образцы 557—575, а в обн. 4 — образцы 840—913 (см. рис. 1).

В юго-восточной части (с. Раздольное, долина р. Мокрая Волноваха) с интервалом примерно через 5—20 м отобраны образцы 35—49 (обн. 5) из авгитовых и базальтовых порфириров вблизи контакта с отложениями «бурого девона» (D_{3dl}) (см. рис. 1, табл. 1).

Осадочные породы франского яруса верхнего девона. Согласно [Айзенберг, Лагутин, 1974], к долгинской свите («бурый девон» D_{3dl}) относятся красно-бурые и бурые крупногалечные конгломераты с галькой эффузивных пород, полимиктовые гравелиты, аргиллиты, монтмориллонитовые сланцы. Данные о возрасте отложений долгинской свиты основаны на материалах палеоботанических исследований.

Ориентированные образцы для палеомагнитных исследований из отложений долгинской свиты отбирались в четырех шурфах

(ш. 9—14), расположенных на расстоянии приблизительно в 40 м друг от друга между б. Люба-Тарама и левым склоном р. Мокрая Волноваха (см. рис. 1). Из 9 пластов глин было отобрано 9 штурфов, из которых затем изготавливались от 3 до 10 кубиков размером 5×5×5 см (табл. 2).

Осадочные и эффузивные породы фаменского яруса верхнего девона. Согласно [Айзенберг, Лагутин, 1974], раздольненская свита («серый девон» D_{3rs}) представлена чередованием серых или зеленоватых аркозовых песчаников, гравелитов и глинистых сланцев, диагенезированных пепельных и агломератовых туфов. В основании свиты обычно залегают конгломераты или гравелиты с галькой монтмориллонитовых сланцев и роговиков. Верхнюю часть разреза свиты (мощностью до 50 м) возле с. Раздольного слагают преимущественно туфы и лавы кварцевых порфириров. Данные о возрасте отложений раздольненской свиты основаны на материалах палеоботанических исследований.

Ориентированные образцы для палеомагнитных исследований из отложений раздольненской свиты отбирались в шести шурфах (ш. 1—6), расположенных на расстоянии приблизительно 10 м друг от друга по б. Люба-Тарама (см. рис. 1). Из 15 пластов глин было

Таблица 2. Результаты магнитных измерений глин франского яруса верхнего девона

Возраст	Шурф	Количество штурфов	Порода	Количество кубиков	D/I, град	α_{95} , град	K	D_f/I_f , град (с учетом вращения)	$J_n \cdot 10^{-3}$, А/м	$\chi \cdot 10^{-5}$, ед. СИ	Q_n	Полярность
Франский, D _{3dl}	9	1	Глина темно-бурая	3	185/-13	15,2	67,2	225/-32	60,45	28,15	4,12	R
		1	Глина песчаная	4	186/-27	13,2	49,1	236/-30				R
		$D/I=186/-21; n=7; \alpha_{95}=9,4; K=42,3$				$D_f/I_f=232/-30; n=7; \alpha_{95}=8,0; K=57,5$						R
	10	1	Глина буровато-коричневая	11	183/2	5,2	77,9	216/-27	68,4	4,98	27,8	R
		1	Глина коричневая	4	190/-12	6,0	239,1	214/-30				R
		1	Глина стально-серая	8	197/-9	3,1	321,6	224/-27				R
		$D/I=189/-4; n=23; \alpha_{95}=4,2; K=53,9$				$D_f/I_f=219/-7; n=23; \alpha_{95}=3,1; K=99,1$						R
	11	1	Глина буровато-коричневая	8	190/1	3,9	204,5	222/-27	68,5	7,20	19,0	R
		1	Глина стально-серая	10	193/-22	2,3	433,5	222/-29				R
		$D/I=192/-2; n=18; \alpha_{95}=5,4; K=41,2$				$D_f/I_f=222/-8; n=18; \alpha_{95}=2,0; K=312,6$						R
	14	1	Глина коричневатобурая	8	197/23	7,1	61,4	247/-25	65,5	6,21	21,1	R
		1	Глина стально-серая	9	195/-1	3,9	179,6	228/-28				R
$D/I=196/10; n=17; \alpha_{95}=6,6; K=30,4$				$D_f/I_f=237/-6; n=17; \alpha_{95}=5,3; K=45,7$								
Ср. (D/I=191/-7; n=9; $\alpha_{95}=10,1; K=26,9$)						Ср. (D _f /I _f =226/-29; n=9; $\alpha_{95}=5,9; K=77,4$)						

Таблица 3. Результаты магнитных измерений глин фаменского яруса верхнего девона

Возраст	Шурф	Количество штуфов	Порода	Количество кубиков	D/I , град	α_{95} , град	K	D_t/I_t , град (с учетом вращения)	$J_n \cdot 10^{-3}$, А/м	$\chi \cdot 10^{-5}$, ед. СИ	Q_n	Полярность
Фаменский, D_{3rs}	1	1	Глина фиолетовая	6	261/80	11,7	33,6	46/29	8,7	8,63	2,39	N
		1	Глина серовато-зеленая	5	344/76	2,8	727,1	45/26	3,03	6,5	1,54	N
		1	Алеврит голубой	6	46/70	2,3	830,4	47/32	16,5	16,6	1,99	N
		Ср. ($D/I=3/81$; $n=17$; $\alpha_{95}=7,0$; $K=27,2$)				Ср. ($D_t/I_t=46/28$; $n=17$; $\alpha_{95}=3,7$; $K=93,2$)						
	2	1	Глина бурая	3	186/33	7,7	258,9	45/33	16,34	22,2	2,03	N
		1	Алеврит голубой	6	12/85	7,0	93,6	44/31	28,6	6,44	11,1	N
		Ср. ($D/I=184/75$; $n=9$; $\alpha_{95}=21,5$; $D_t/I_t=6,7$)				Ср. ($D_t/I_t=44/32$; $n=9$; $\alpha_{95}=4,6$; $K=127,8$)						
	3	1	Глина бурая	8	179/45	8,0	48,8	55/30	35,2	5,42	17,8	N
		1	Глина коричневая	2	87/71			35/29	11,05	5,12	4,65	N
		Ср. ($D/I=172/53$; $n=10$; $\alpha_{95}=13,9$; $K=13,1$)				Ср. ($D_t/I_t=54/30$; $n=9$; $\alpha_{95}=6,5$; $K=56,4$)						
	4	1	Глина серовато-зеленая	5	45/45	16,1	23,5	35/29	19,24	7,2	5,59	N
		1	Глинистая сланцеватая порода	8	6/-29	8,8	4,03	53/28	16,6	20,2	1,65	N
		Ср. ($D/I=20/-2$; $n=13$; $\alpha_{95}=25,7$; $K=3,6$)				Ср. ($D_t/I_t=46/28$; $n=13$; $\alpha_{95}=8,2$; $K=26,2$)						
	5	7	Аргиллит коричневатобурый	7	$D/I=137/41$; $n=7$; $\alpha_{95}=23,9$; $K=7,3$				31,8	10,8	6,32	N
		$D_t/I_t=58/34$; $n=7$; $\alpha_{95}=10,1$; $K=36,9$										
		6	Глина буровато-лиловая	6	$D/I=175/6$; $n=6$; $\alpha_{95}=47,8$; $K=2,9$				19,8	4,04	11,9	R
	$D_t/I_t=238/-37$; $n=6$; $\alpha_{95}=16,7$; $K=17,1$											
	6	1	Глина фиолетовая	10	354/69	1,4	1120,5	32/28	29,0	13,2	4,9	N
		1	Глина серовато-голубая	4	8/80	11,5	65,1	44/28				
		1		5	250/74	5,6	188,4	40/34				
		1		4	154/59	10,7	75,0	66/27				
		1	Глина буровато-коричневая	3	202/6	8,0	240,7	225/-27	9,77	7,6	2,84	R
		Ср. ($D/I=13/78$; $n=26$; $\alpha_{95}=12,3$; $K=6,3$)				Ср. ($D_t/I_t=42/30$; $n=26$; $\alpha_{95}=4,2$; $K=46,4$)						
	Ср. ($D/I=167/72$; $n=16$; $\alpha_{95}=20,2$; $K=4,3$)				Ср. ($D_t/I_t=47/30$; $n=16$; $\alpha_{95}=3,9$; $K=88,9$)							

отобрано 27 штуфов, из которых затем изготавливались от 3 до 10 кубиков размером 5×5×5 см (табл. 3).

Туфы и лавы кварцевых порфиров, залегающие согласно с толщей осадочных пород, исследовались в трех обнажениях, расположенных на левом склоне р. Мокрая Волноваха между балками Бузиновой и Люба-Тарама. В обнажениях для палеомагнитных исследований отобрано 20 ориентированных образцов (44—66) (см. рис. 1) с интервалом по вертикали примерно 1—2 м (табл. 4).

Гипабиссальные породы пермского возраста. Согласно данным [Матюшонок и др., 1970], изотопный возраст ортофиоров р. Камышеваха — 270 млн лет.

Для палеомагнитных исследований отобрано 17 ориентированных образцов из даек, рас-

положенных на левом берегу р. Камышеваха среди кристаллических пород докембрийского фундамента и девонских эффузивов (обн. 1—4), а также на правом берегу р. Мокрая Волноваха из штока (обн. 5) (см. рис. 1, табл. 5).

Лабораторные методы исследования. Измерения величин и направлений ЕОН проводились на магнитометрах МА-21, ЛАМ-3, JR-4. Компонентный состав ЕОН изучался на основе терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем кубиков (ребром 24 мм). Размагничивание температурой проводилось до 600 °С шагом через 25—50 °С в печи с четырехслойным пермаллоевым экраном и уровнем компенсации 10 нТл. Размагничивание переменным магнитным полем проводилось до 100 мТл с шагом через 25—50 мТл. Направления характерных компонент ЕОН при

Таблица 4. Направления характерных составляющих ЕОН по данным t -размагничивания верхнедевонских эффузивных пород Волновахской зоны разломов

Возраст	Обнажение	Порода	Номер образца	Интервал выделения, $T^{\circ}C$	D/I , град	n	α_{95} , град	K	Dt/I_t , град (с учетом вращения)	Полярность	
Фаменский, $D_{3/3}$	1	Туф пепловый кварцевого порфира	43	250—600	71/60	7	0,8	5104,6	45/19	N	
		Туф кварцевого порфира	44	300—600	47/56	6	0,5	21531,3	31/23	N	
			45	250—600	54/67	6	1,0	4890,7	42/29	N	
		Туфолава кварцевого порфира	47	250—600	58/58	6	1,2	3276,8	38/21	N	
		Туф пепловый кварцевого порфира	48	250—600	31/66	7	0,5	12397,0	35/35	N	
	Туфолава кварцевого порфира	50	150—600	69/75	8	2,0	742,9	52/32	N		
	Ср. ($D/I=54/64$; $n=6$; $\alpha_{95}=7,9$; $K=73,6$);						Ср. ($D/I_t=40/27$; $n=6$; $\alpha_{95}t=7,7$; $K_t=76,8$)				
	2	Туф кварцевого порфира	51	100—600	52/66	9	0,4	15141,9	44/32	N	
		Туфолава кварцевого порфира	52	250—600	51/63	8	0,4	16873,6	41/30	N	
		Туф кварцевого порфира	53	300—600	71/62	6	0,5	22028,9	49/24	N	
			54	250—600	51/63	7	0,7	8123,2	41/30	N	
			55	200—600	46/66	8	0,4	16893,1	42/34	N	
	56	20—600	86/51	10	0,4	14429,9	53/11	N			
	Ср. ($D/I=61/63$; $n=6$; $\alpha_{95}=7,9$; $K=72,0$);						Ср. ($D/I_t=45/27$; $n=6$; $\alpha_{95}t=7,9$; $K_t=72,0$)				
	3	Туф кварцевого порфира	57	200—600	77/47	9	0,4	19508,4	45/7	N	
			58	250—600	76/61	7	0,2	62914,6	54/18	N	
			59	350—600	46/61	5	0,8	8981,4	44/30	N	
			60	100—600	56/61	9	1,1	2116,7	47/26	N	
			61	100—600	42/47	9	1,0	2444,2	29/26	N	
			62	100—600	29/54	8	0,6	7384,3	33/36	N	
65			200—600	16/63	6	0,5	16231,8	43/44	N		
66			100—600	59/74	8	0,7	7143,6	60/31	N		
Ср. ($D/I=50/60$; $n=8$; $\alpha_{95}=9,9$; $K=32,5$);						Ср. ($D/I_t=45/28$; $n=8$; $\alpha_{95}t=9,9$; $K_t=32,4$)					
Ср. ($D/I=55/62$; $n=3$; $\alpha_{95}=5,1$; $K=591,0$);						Ср. ($D/I_t=43/27$; $n=3$; $\alpha_{95}t=4,0$; $K_t=949,2$)					

последовательных шагах размагничивания анализировались с помощью диаграмм Зийдверельда [Zijderveld, 1967] по программе IAPD [Torsvik, 1986]. Параметры дисперсии измеренных направлений ЕОН и направлений характерных компонент ЕОН в пределах обнажений и между обнажениями вычислялись с использованием статистики Фишера [Fisher, 1953]. Анализ соответствия картин распределений векторов ЕОН или характерных компонент ЕОН пород в древней системе координат распределения Фишера проводился с помощью палеток [Храмов, Шолпо, 1967].

Метод интерпретации палеомагнитных векторов горных пород. Метод основан на следующих основных положениях:

- в процессе формирования породы приобрели однородную по направлению первичную намагниченность J_n^0 , образующую постоянный угол с первично горизонтальной поверхностью;
- обнажение горных пород представляет собой совокупность жестких дискретных блоков, перемещенных в пространстве посредством системы сдвигов и вращений, позволяющей блокам согласованно

Таблица 5. Направления характерных составляющих ЕОН по данным t -размагничивания пермских гипабиссальных пород Волновахской зоны разломов

Возраст	Обнажение	Порода	Номер образца	Интервал выделения, $T^{\circ}C$	D/I , град	n	α_{95} , град	K	Dt/I_t , град (с учетом вращения)	Полярность	
Р, 270 млн лет	1	Ортофир	1	300—600	189/—24	9	1,3	1498	214/—43	R	
			2	300—600	186/—37	5	1,8	1717,6	204/—39	R	
			3	350—600	206/—37	8	0,8	4803,7	224/—39	R	
	Ср. ($D/I=199/-33$; $n=3$; $\alpha_{95}=17,9$; $K=48,6$); Ср. ($D_t/I_t=214/-41$; $n=3$; $\alpha_{95t}=12,3$; $K_t=102,1$)										
	2	Ортофир	11	350—450	193/—11	7	1,8	1107,7	220/—42	R	
			12	350—450	191/—28	6	1,2	2877,5	205/—43	R	
			13	300—450	198/—25	7	1,4	1885,6	214/—40	R	
			14	200—450	197/—38	10	0,7	4321,1	205/—44	R	
			15	250—450	204/—34	8	1,7	426,7	212/—39	R	
	17	400—450	209/—16	6	8,2	68,3	228/—38	R			
	Ср. ($D/I=199/-25$; $n=6$; $\alpha_{95}=10,1$; $K=45,3$); Ср. ($D_t/I_t=214/-41$; $n=6$; $\alpha_{95t}=5,9$; $K_t=129,0$)										
	3	Ортофир	6	150—600	201/—78	4	4,6	408,7	208/—41	R	
			7	100—600	196/83	10	2,6	348,9	35/41	N	
			8	300—415	232/45	5	2,1	1373,6	23/41	N	
			9	450—600	166/71	4	0,6	23215,	42/44	N	
			10	300—600	214/—9	6	3,6	353,7	242/—42	R	
	Ср. ($D/I=218/-87$; $n=5$; $\alpha_{95}=50,1$; $K=3,3$); Ср. ($D_t/I_t=218/-43$; $n=5$; $\alpha_{95t}=10,8$; $K_t=51,1$)										
Ср. ($D/I=200/-15$; $n=14$; $\alpha_{95}=25,0$; $K=3,5$); Ср. ($D_t/I_t=215/-42$; $n=14$; $\alpha_{95t}=4,2$; $K_t=92,0$)											

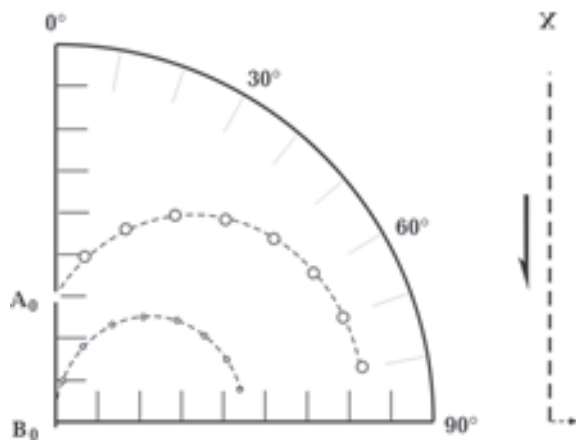


Рис. 2. Теоретическое распределение полюса напластования и вектора первичной намагниченности. Стереодиаграмма иллюстрирует закономерное изменение горизонтальной проекции отрезка прямой A_0B_0 , соединяющего вектор J_n^0 и полюс напластования в процессе прогрессивных поворотов совокупности дискретных блоков вокруг наклонной оси. Пунктирная линия со стрелкой (справа) обозначает соответствующее направление перемещения блоков пород и положение плоскостей скольжения (простираание и наклон).

и без внутренней деформации вращаться в направлении их сдвига вокруг воображаемой наклонной оси;

- простираание наклонных плоскостей

скольжения (сколов) совпадает с горизонтальной осью X, направленной на север, ось Y также горизонтальна и направлена на восток, ось Z ориентирована вертикально вниз.

В ориентированных образцах из отдельных блоков горных пород в пределах участка, деформированного сдвигом, для совокупности векторов J_n^0 на стереографической проекции характерно закономерное распределение вдоль малого круга (рис. 2). Центр малого круга отклоняется от вертикальной оси в направлении поворотов напластования при перемещении пород.

Анализ формы распределения совокупности направлений ЕОН в современной системе координат, измеренных в ориентированных образцах (см. табл. 2, 3) или совокупности направлений характерных компонент ЕОН (см. табл. 1, 4, 5), применялся для решения прямой и обратной задач палеомагнитологии.

Обратная задача решалась согласно определению современного залегания пород в месте отбора ориентированных образцов, направления перемещения и поворота в горизонтальной плоскости, а также в реконструкции первоначального простираания пород. Решение прямой

задачи заключалось в процедуре «выравнивания» — переводе совокупности векторов в древнюю систему координат.

Геометрический анализ поворота твердого тела вокруг наклонной оси в пространстве [Орлова, 2007] показал, что в результате пространственного движения в переориентации плоскости (в данном случае плоскости напластования) одновременно участвуют два поворота — поворот в вертикальной плоскости (вокруг горизонтальной оси) и равный ему поворот в горизонтальной плоскости (вокруг вертикальной оси). Процедура перевода вектора в древнюю систему координат заключалась в двух поворотах: на угол α вокруг горизонтальной оси (по общепринятой методике [Храмов, Шолпо, 1967]) и последующего поворота на угол β (равного углу

α) вокруг вертикальной оси в направлении, противоположном перемещению напластования.

Правильность исходных предположений проверялась:

- однородным распределением (т.е. распределением с осевой симметрией по отношению к среднему направлению) совокупности векторов ЕОН или характерных компонент ЕОН в древней системе координат образцов в пределах участков (обнажений) исследования;
- согласованностью средних направлений ЕОН или характерных компонент ЕОН в древней системе координат из обнажений с различным залеганием и направлением перемещения пород;
- совпадением направлений наклонов по-

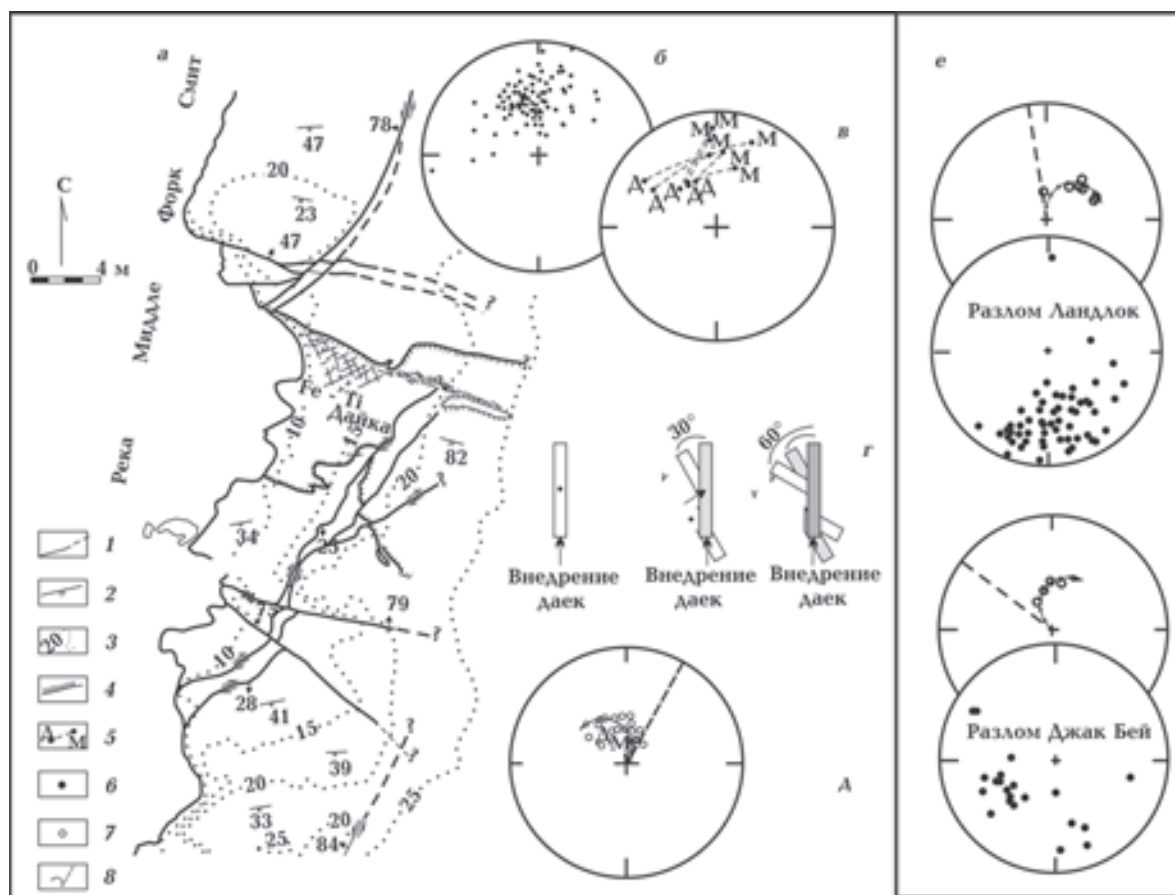


Рис. 3. Результаты структурного картирования [Alexander et al., 1993; Fig. 6]: *a* — геологическая карта отполированного водой обнажения вдоль крутого восточного берега р. Миддл Форк Смит; *б* — полюса к дайкам, наклоненным к югу (проекция на нижнюю полусферу); *в* — изменение углов наклона даек от более молодых (М) к древним (Д); *г* — модель эпизодического внедрения даек в активно наклоняющийся дайковый комплекс; *д* — сравнение теоретического распределения полюсов напластования при сдвиговом вращательном движении со средними значениями полюсов напластования наклонных даек, пересчитанных из полюсов к дайкам (проекция на верхнюю полусферу); *е* — результаты картирования [Vol, Roeske, 1993; Fig. 3; Fig. 4]. *Условные обозначения:* 1 — разломы с направлением наклона и углом наклона; 2 — прогибание и падение границ даек; 3 — контурный интервал через 5 футов (1,5 м); 4 — границы наиболее молодой Fe-Ti дайки; 5 — изменение углов наклона даек от более молодых (М) к древним (Д); 6 — проекции на нижнюю полусферу полюсов к дайкам; 7 — проекции полюсов напластования на верхнюю полусферу; 8 — теоретическое распределение полюсов напластования и направление перемещения пород.

род и плоскостей их перемещения, определенным на основе интерпретации палеомагнитных векторов, с результатами геологического картирования.

На рис. 3 приведен результат сравнения теоретического распределения полюсов напластования [Орлова, 2007] с реальными распределениями полюсов к дайкам, полученными при детальном структурном картировании в пределах обнажения ($10 \times 10 \times 30$ м) параллельных даек габбро-офиолитового комплекса, расположенного в Калифорнии.

На основании изучения сближенных параллельных даек авторами [Alexander et al., 1993; Fig. 6] была восстановлена последовательность магматических, гидротермальных и структурных событий, обобщенных в эволюционной модели (рис. 3, г), показывающей, что первоначально вертикальные дайки, внедрение которых сопровождалось растяжением коры и образованием сбросов, находились вблизи или на оси палеоспрединга. По мнению авторов, эпизодическое внедрение даек каждый раз сопровождалось их поворотом вокруг горизонтальной оси, параллельной оси рифта, приблизительно на 30° . В обнажении установлены три вида океанических разломов — нормальные разломы, параллельные дайкам, перпендикулярные дайкам и сдвиговые (трансформные) разломы, перпендикулярные дайкам (рис. 3, а). На сдвиговых разломах были определены направление сдвига и вектор смещения. Все сдвиговые разломы левосторонние.

Исходя из подобия распределения реальных полюсов напластования [Alexander et al., 1993] теоретическому распределению [Орлова, 2007], можно предположить, что повороты напластования даек происходили вокруг наклонной оси против часовой стрелки (рис. 3, д). Положение теоретических плоскостей скольжения ориентированы в северо-восточном направлении по азимуту примерно в 30° , что хорошо согласуется с положением закартированных [Alexander et al., 1993] сдвиговых разломов.

Для реконструкции первоначального положения даек на основе теоретического распределения полюсов напластования [Орлова, 2007] необходимо более древние дайки (Д) исправить за наклон 50° , т. е. восстановить к вертикальному положению, а затем повернуть вокруг вертикальной оси на угол 50° по часовой стрелке. В результате такой операции их первоначальное простирание будет соответствовать простиранию палеорифта, которое сейчас отмечается положением самой молодой (Fe-Ti) дайки.

На рис. 3, е приведены стереографические проекции полюсов напластования по данным структурного картирования [Vol, Roeske, 1993; Fig. 3; Fig. 4], позволившие авторам сделать вывод о прогрессивных изменениях напластования — поворотах вокруг горизонтальной (наклонах) и вертикальной осей по часовой стрелке как результат правостороннего смещения по разломам Ландлок и Джак Бей (Аляска). Из рисунка видно, что теоретическое распределение полюсов напластования хорошо согласуется с реальным распределением полюсов, а также с простиранием сдвиговых разломов Ландлок и Джак Бей.

Полевые тесты. При сравнении средних направлений ЕОН или характерных компонент ЕОН разновозрастных пород в современной и древней системах координат в разных потоках и пластах, отобранных в частных разрезах (обнажениях) с различным залеганием, использовалась модификация теста выравнивания [Шипунов, 1995].

Средние направления ЕОН или характерных компонент ЕОН разновозрастных пород в современной и древней системах координат между участками, расположенными на значительных расстояниях друг от друга в пределах Волновахской зоны разломов, с различным залеганием и перемещением пород сравнивались на основании статистических критериев [McFadden, Jones, 1981].

Метод обращения [Палеомагнитология, 1982] применялся для сравнения направлений характерных компонент ЕОН в прямо- и обратномагнитных покровах и пластах в древней системе координат в каждом частном разрезе (обнажении) каждого участка.

Результаты интерпретации палеомагнитных векторов горных пород. По результатам интерпретации формы распределения направлений характерных составляющих ЕОН эффузивные породы антоновской свиты в обн. 1 (обр. 62—65), расположенном в б. Антон-Тарама, наклонены в среднем на угол 50° в результате сдвигового перемещения, происшедшего в юго-западном направлении (табл. 6). Соответствующий этому перемещению поворот в горизонтальной плоскости составил 50° против часовой стрелки (рис. 4). Во втором обнажении, изученном в б. Антон-Тарама, породы (обр. 102—123), вероятно, перемещались на северо-запад по азимуту 320° с поворотом в горизонтальной плоскости по часовой стрелке на 5° , а также вдоль трещин, ориентированных на юго-восток по азимуту 150° с поворотом в горизонтальной плоскости на 30° против часовой стрелки.

Таблица 6. Кинематические элементы перемещения средне-верхнедевонских осадочных и магматических пород в пределах исследованных участков Волновахской зоны разломов по результатам интерпретации формы распределения палеомагнитных векторов

Возраст породы, положение участка отбора, (номер образцов)	Количество образцов	Современное залегание породе		Положение плоскостей скольжения и направление перемещения породе в горизонтальной плоскости		Угол поворота породе вокруг вертикальной оси, град, по часовой стрелке, (+) против часовой стрелки (-)	Азимут простирания (реконструкция первоначального положения породе), град
		Азимут падения, град	Угол падения, град	Азимут простирания, град	Азимут падения, град		
(D _{2-3an}), левый склон б. Антон-Тарама, (62—65),	4	96	50	ЮЗ 235	ЮВ	-50	СЗ 345
(D _{2-3an}), между б. Антон-Тарама и б. Люба-Тарама (102—123)	4	30 230	30 5	ЮВ 150 СЗ 320	СВ СВ	-30 +5	33 270 СЗ 315
(D _{2-3an}), левый склон б. Камышеваха, (557—913)	9	100	40	СЗ 315	СВ	+40	СЗ 330
(D _{2-3an}), правый склон долины р. Мокрая Волноваха, (35—50)	13	50	50	ЮЗ 220	ЮВ	-50	33 270
(D _{3dl}), р. Мокрая Волноваха, (шурфы 9—14)	65	154	32	СВ 5	ЮВ	+32	СЗ 276
(D _{3rs}), б. Люба-Тарама, (шурфы 1—6)	88	75	60	ЮЗ 175	ЮВ	-60	СЗ 285
(D _{3rs}), левый склон р. Мокрой Волновахи между б. Бузиновой и Люба-Тарама, (43—66)	20	80	46	ЮЗ 215	ЮВ	-46	СЗ 310
(P), левый склон б. Камышеваха (1—3)	3	137	15	СЗ 340	СВ	+15	СЗ 320
(P), левый склон б. Камышеваха (11—17)	6	204	21	СВ 65	ЮВ	+21	СЗ 315
(P), правый склон б. Камышеваха (6—10)	5	346	50	ЮВ 115	СВ	-50	СВ 25

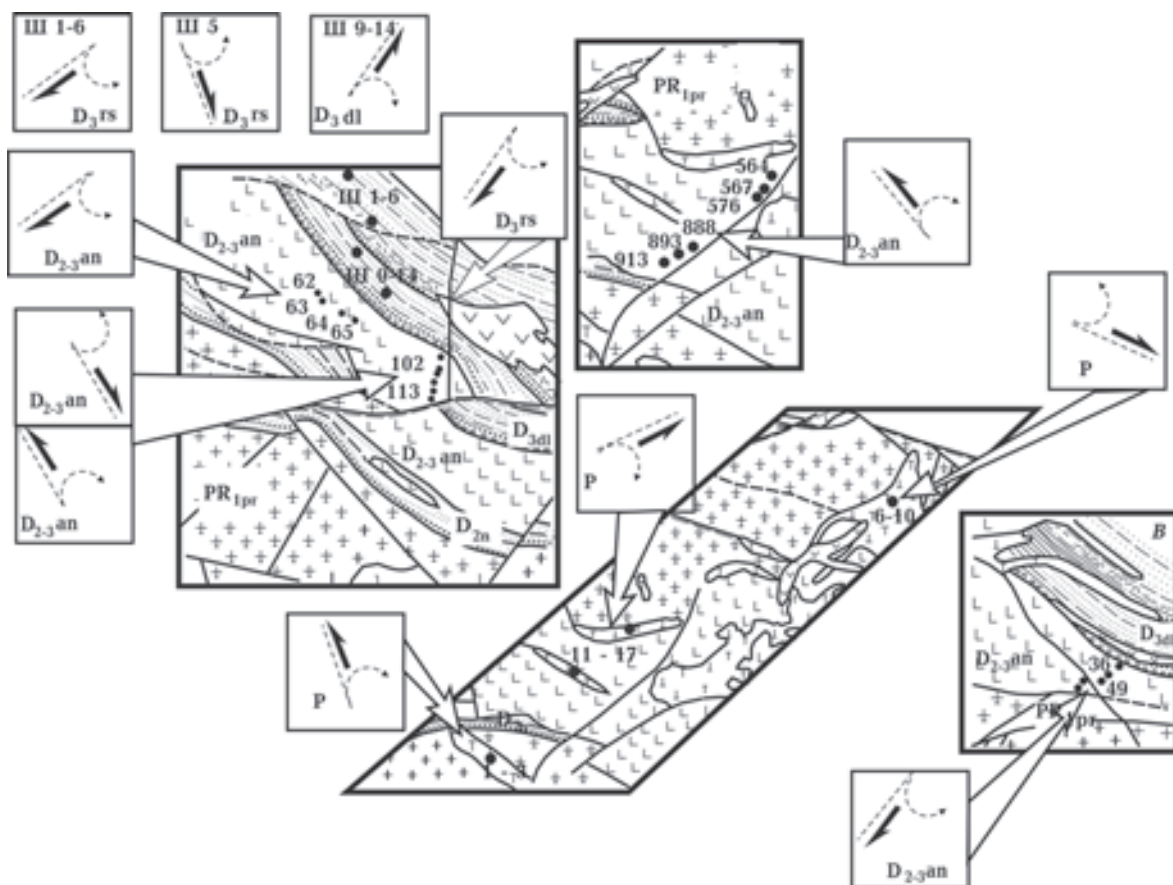


Рис. 4. Результаты интерпретации формы распределения палеомагнитных векторов. На фрагментах схематической геологической карты (см. рис. 1) показаны предполагаемые направления перемещений и поворотов в горизонтальной плоскости пород на участках отбора ориентированных образцов.



Рис. 5. Стереографические проекции средних направлений характерных компонент ЕОН с α_{95} эффузивных пород живетского яруса, изученные в пяти обнажениях Волнованской зоны разломов в современной и древней системах координат. Полые круги обозначают проекции вектора на верхнюю полусферу (обратная полярность для района исследования), залитые круги — на нижнюю полусферу (прямая полярность).

Простирации плоскостей скольжения (азимут простирации ЮЗ 232° — СВ 55° и ЮВ 150° — СЗ 330°), полученные по данным интерпре-

тации палеомагнитных векторов, согласуются с измеренными направлениями трещин (азимут простирации СВ 60° и СЗ 330°), которые, по данным [Макухина, 1961], наиболее развиты в б. Антон-Тарама.

В результате реконструкции первоначальное простираие эффузивов, изученных в двух обнажениях в районе б. Антон-Тарама, северо-западное в среднем по азимуту 310° (см. табл. 6), что также хорошо согласуется с общими представлениями о приуроченности формирования толщи покровных образований разного состава к разрывам преимущественно северо-западного простираия.

После перевода в древнюю систему координат угол между направлениями прямо- и обратномагнитических пород равен 182°. Средние направления характерных составляющих ЕОН (*N*- и *R*-полярности) обн. 1 и 2 статистически совпадают (см. табл. 1, рис. 5). Результат применения теста выравнивания в модификации [Шипунов, 1995] показал, что вычисленное для наблюдаемых распределений векторов в двух

сравниваемых группах образцов из обн. 1 и 2 с близкими значениями азимута и угла падения пород в каждой группе отношение $K_m/K_a=0,075$ (отношение кучности векторов в современной системе координат к кучности векторов в древней системе координат) соответствует возможным значениям распределений векторов однокомпонентной доскладчатой намагниченности.

Результаты интерпретации направлений характерных компонент намагниченности обратной полярности эффузивов из обн. 3 и 4, изученных по б. Камышеваха (557—913), позволили предположить, что породы перемещались в северо-западном направлении по азимуту 315° (см. рис. 4). Составляющая поворота эффузивов этого участка в горизонтальной плоскости 40° по часовой стрелке. Первоначальное простираение изученных в б. Камышеваха эффузивов северо-западное по азимуту 330° (см. табл. 6).

Эффузивы, изученные в обн. 5 (обр. 35—50), расположенном на правом склоне долины р. Мокрая Волноваха в районе с. Раздольное (см. рис. 1), вероятно перемещались в юго-западном направлении по азимуту 220° и испытали поворот в горизонтальной плоскости на 50° против часовой стрелки. Первоначальное простираение пород этого участка юго-западное по азимуту 190° .

Применение теста выравнивания в модификации [Шипунов, 1995] к двум группам направлений характерных компонент образцов из обн. 3, 4 и обн. 5 с близкими значениями азимута и угла падения пород в каждой группе (отношение $K_m/K_a=0,09$) соответствует возможным значениям распределений векторов однокомпонентной доскладчатой намагниченности. Угол между прямо- и обратномагнитными породами из этих групп векторов составляет 185° .

Тест складки в модификации [McFadden, Jones, 1981] показал, что сравнение средних направлений характерных компонент эффузивов в древней и современной системах координат между участками, расположенными на значительных расстояниях друг от друга в пределах Волновахской зоны разломов, с различным залеганием и перемещением пород свидетельствует в пользу доскладчатой природы характерных компонент эффузивов.

Анализ картины распределения всех векторов характерных компонент эффузивов антоновской свиты в древней системе координат относительно среднего направления показал, что отклонение от него соответствует закону Фишера $P_f=0,75$ (для радиального распределе-

ния) и $P_a=0,94$ (для азимутального распределения) [Храмов, Шолпо, 1967].

Средние направления в древней системе координат между пятью изученными обнажениями статистически не различаются (см. рис. 4, табл. 1).

Близость средних направлений характерных компонент намагниченности между прямо- и обратномагнитными породами, близкие к углам 180° , соответствие распределению Фишера совокупности векторов характерных компонент в древней системе координат, положительные тесты выравнивания — все это свидетельствует в пользу однородности и доскладчатой породы, направления вектора древней намагниченности, определенного на основе интерпретации палеомагнитных векторов. Локальный геомагнитный полюс по эффузивам антоновской свиты для Волновахской зоны разломов: $\Phi=16,2^\circ$ с. ш.; $\Lambda=131,8^\circ$ в. д.

Франский ярус верхнего девона (долгинская свита). О стабильности первичной намагниченности изученных глин из четырех шурфов долгинской свиты можно судить на основании следующих признаков: 1) породы обратномагнитны и образуют большой угол с направлением современного магнитного поля; 2) вид распределения направлений остаточной намагниченности внутри каждого слоя однородный и соответствует распределению Фишера $P_f=0,75$ (для радиального распределения) и $P_a=0,96$ (для азимутального распределения) (см. рис. 6, а); 3) фактор Q_n (19,0—27,8) значительно выше единицы (см. табл. 2).

Сравнение распределения средних направлений ЕОН пластов с теоретическим распределением показал, что форма распределения соответствует прогрессивному перемещению пород в северо-восточном направлении и повороту по часовой стрелке в среднем на 32° (см. табл. 6). Азимуты падения изменяются в юго-восточном направлении от 110° (шурф 9) до 170° (шурф 14), углы падения от 20° до 50° . Первоначальное простираение пород — северо-западное по азимуту 288° .

В результате перевода направлений остаточной намагниченности в древнюю систему координат значительно уменьшился их межпластовый разброс (см. табл. 2), что говорит о доскладчатой природе остаточной намагниченности.

Анализ картины распределения всех обратномагнитных векторов ЕОН изученных пластов глин из четырех шурфов долгинской свиты в древней системе координат относи-

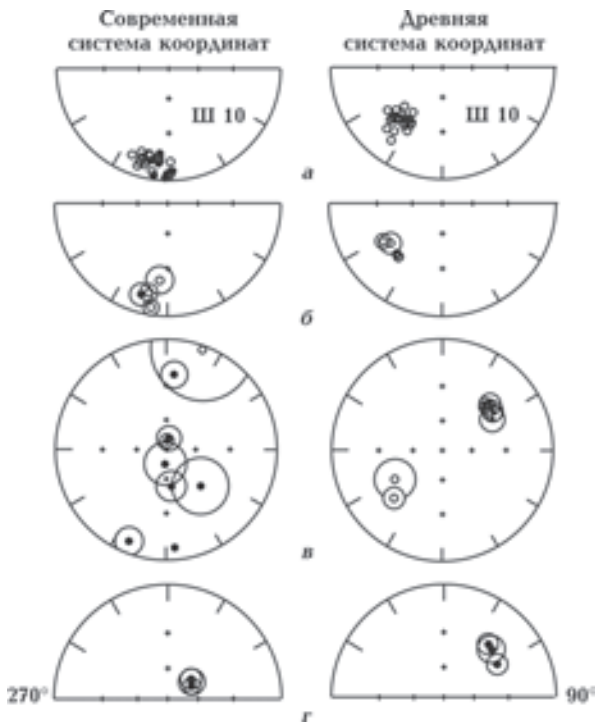


Рис. 6. Распределение направлений остаточной намагниченности (J_n) франского яруса верхнего девона (а — в трех слоях глин из шурфа 10, б — средние направления J_n в 9 слоях глин из 4 шурфов) и фаменского яруса верхнего девона (в — средние направления J_n в 16 пластах глин, г — средние направления характерных компонент кварцевых порфиров из 3 обнажений) в современной и древней системах координат.

тельно среднего направления показал, что отклонение от него не соответствует закону Фишера для азимутального распределения. Вероятность присутствия незначительной доли вторичной намагниченности, направленной по современному геомагнитному полю, дает возможность определить направление доскладчатой намагниченности с помощью метода пересечения плоскостей перемагничивания [Храмов, Шолпо, 1967]. Направление по данным пересечения плоскостей перемагничивания $D/I=226^\circ/-28^\circ$; $n=4$; $\alpha_{95}=9,9^\circ$; $K=86,6$ совпадает со средним направлением ЕОН из 9 слоев глин долгинской свиты (см. табл. 2, рис. 6) — $D_{cp}/I_{cp}=226^\circ/-29^\circ$; $n=9$; $\alpha_{95}=5,9^\circ$; $K=77,4$ и подтверждает предположение, что в изученных породах преобладает стабильная однородная по направлению доскладчатая намагниченность. Локальный геомагнитный полюс по глинам долгинской свиты Волновахской зоны разломов — $\Phi=40,4^\circ$ с. ш.; $\Lambda=152,1^\circ$ в. д.

Фаменский ярус верхнего девона (раздольненская свита). Форма распределения на-

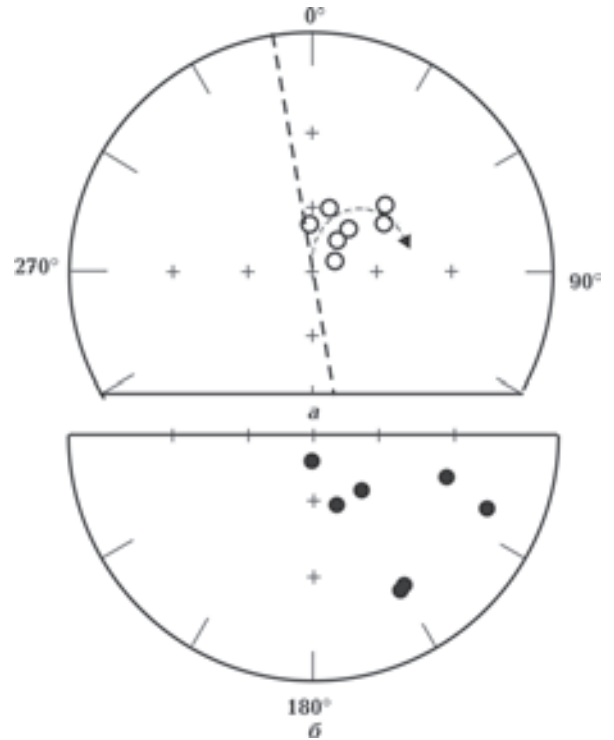


Рис. 7. Фаменский ярус верхнего девона: а — сравнение теоретического распределения полюсов напластования и измеренных в шурфе 5 при отборе ориентированных образцов из пласта коричневатого бурого аргиллита; б — распределение естественной остаточной намагниченности в пласте коричневатого бурого аргиллита с различной ориентировкой плоскости напластования.

правлений характерных составляющих ЕОН туфов и лав кварцевых порфиров (обр. 43—66) (см. табл. 4) позволяет предположить, что исследованные породы перемещались вдоль плоскостей скольжения, ориентированных в юго-западном направлении по азимуту 215° с поворотом в горизонтальной плоскости против часовой стрелки на угол 46° . Среднее направление характерных составляющих ЕОН в древней системе координат в трех обнажениях следующее: $D_{cp}/I_{cp}=43/27$; $n=3$; $\alpha_{95}=4,0$; $K=949,2$ (см. рис. 6, г).

Западнее от первого участка, в б. Люба-Тарама, изучались 16 слоев глин и алевролитов в шести обнажениях — шурфах (1—6) (см. рис. 1).

Из шурфа 5 было взято 7 штупфов с различной ориентировкой плоскости напластования. На рис. 7 показан результат сравнения измеренных вариаций в залегании напластования штупфов с теоретическим. Видно, что форма распределения измеренных значений хорошо согласуется с теоретическим, соответствующим

щим сдвиговому перемещению пород в юго-восточном направлении и повороту в горизонтальной плоскости против часовой стрелки.

В шурфах 1—4 и 6 из каждого слоя глин отбиралось по одному штуфу, из которых изго-

тавливалось 3—10 кубиков (см. табл. 3). Анализ картин распределения направлений ЕОН кубиков внутри штуфов показал, что в подавляющем большинстве изученных слоев глин наблюдается компактная группировка направлений ЕОН с круговым распределением вокруг среднего направления, характерным для стабильной однокомпонентной намагниченности.

Средние направления ЕОН между слоями существенно различаются и интерпретация формы распределения этих направлений позволяет предположить, что породы деформированы по единой схеме с перемещением в юго-западном направлении по азимуту 195° и поворотом в горизонтальной плоскости в среднем на 60° против часовой стрелки.

В шурфах 1—4 все изученные слои глин характеризуются намагниченностью с прямой полярностью по отношению к направлению современного геомагнитного поля в районе исследования. Два нижних пласта буровато-лиловой и буровато-коричневой глины в шур-

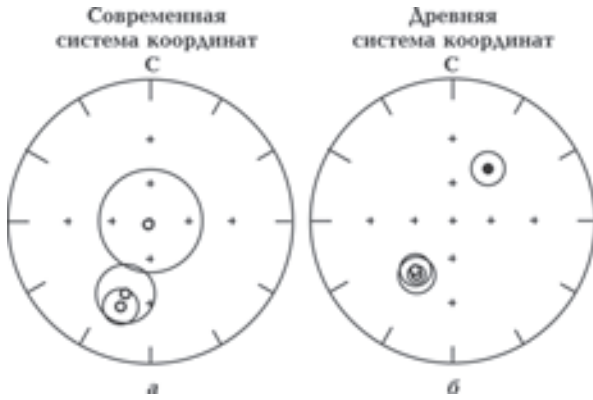


Рис. 8. Стереографические проекции средних направлений характерных компонент ЕОН с α_{95} пермских ортокварцитов в современной (а) и древней (б) системе координат.

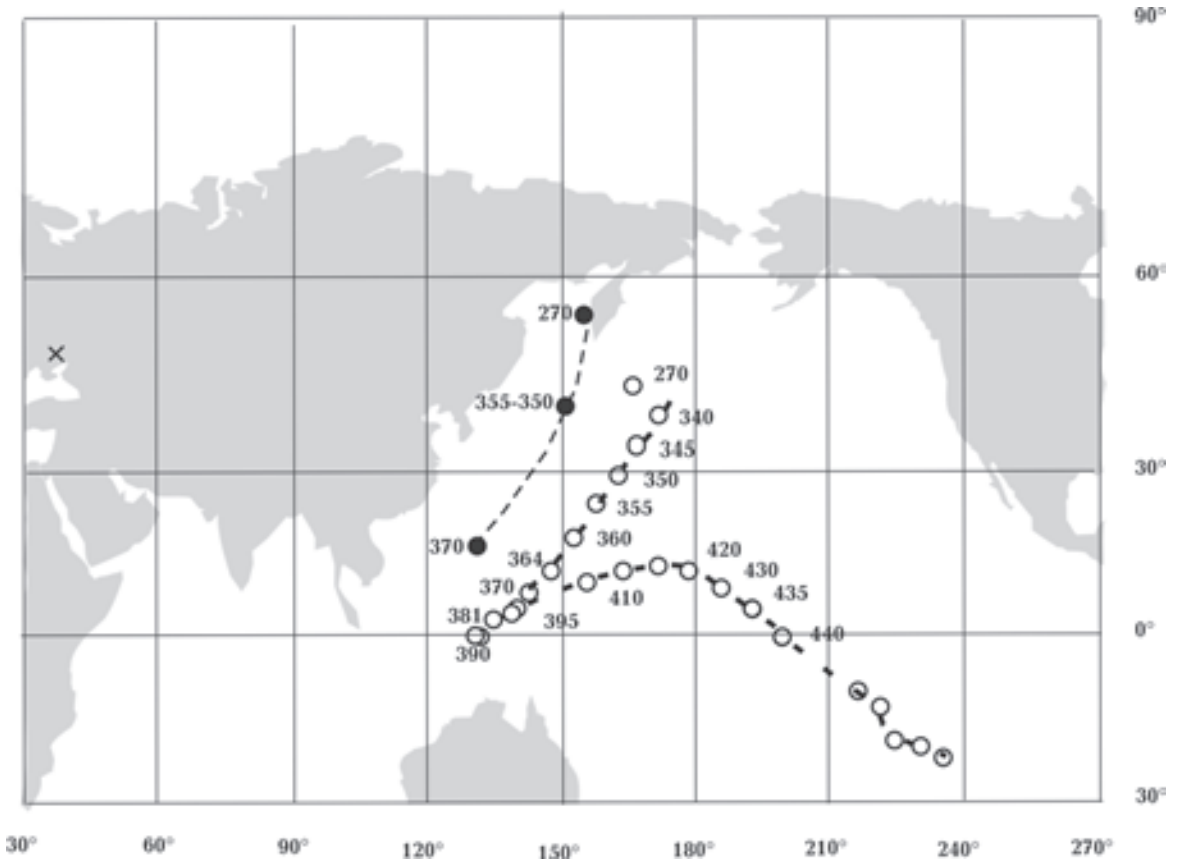


Рис. 9. Сравнение фрагментов траекторий кажущейся миграции палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы (на основе опубликованной работы [Кузнецов и др., 2007; рис. 2 по данным Храмов и др., 1999]) (полые кружки) и Волновихской зоны разломов в среднем-верхнем палеозое (залитые кружки). Крест — координаты района исследования.

Таблица 7. Виртуальные геомагнитные полюсы по данным изучения средне-верхнедевонских осадочных и вулканогенных образований из зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита

Система	Отдел	Ярус	Свита	Порода	Количество обнажений	Количество образцов	D/I , град	α_{95} , град	K	Φ , с.ш.	Λ , в.д.	Полярность
Пермская				Дайки ортофиров	3	14	215/-42	4,2	92,0	53,7	155,5	N/R
Девонская	Верхний	Фаменский	Раздольненская	Эффузивы и их туфы	5	20	43/27	4,0	949,2	41,3	156,1	N
				Глины	6	81	47/30	3,9	88,9	40,3	150,6	N/R
	Средний	Живетский	Антоновская	Глины	4	65	226/-29	5,9	77,4	40,4	152,1	R
				Эффузивы и их туфы	5	33	76/18	3,3	59,4	16,2	131,8	N/R

фах 5 и 6 намагничены обратно (см. табл. 3). После перевода в древнюю систему координат средние направления ЕОН слоев с прямой и обратной намагниченностью различаются на 183° (см. рис. 5, в), т. е. стали примерно антипараллельными, что свидетельствует о сохранности первичной намагниченности глин фаменского яруса. Анализ картины распределения всех прямо- и обратномагнитных векторов ЕОН изученных пластов глин из шести шурфов раздольненской свиты в древней системе координат относительно среднего направления показал, что отклонение от него соответствует закону Фишера $P_a=0,93$ (для азимутального распределения).

Тест складки [McFadden, Jones, 1981] свидетельствует о доскладчатой природе ЕОН изученных пластов глин. Среднему направлению по шести обнажениям изученных глин ($D=47^\circ$; $I=30^\circ$; $n=6$; $\alpha_{95}=3,9^\circ$; $K=88,9$) соответствуют координаты локального геомагнитного полюса раздольненской свиты Волновахской зоны разломов — $\Phi=40,3^\circ$ с. ш.; $\Lambda=150,6^\circ$ в. д.

Пермь. По результатам интерпретации направлений характерных составляющих ЕОН ортофиры из даек (см. табл. 5), расположенных на левом берегу б. Камышеваха среди кристаллических пород докембрийского фундамента (обн. 1) (см. рис. 1), также как и ортофиры из даек, расположенных среди девонских эффузивов (обн. 2, 3, 4), перемещались вдоль плоскостей скольжения, ориентированных в северо-восточном по азимуту 65° и северо-западном по азимуту 340° направлениях. Изученные на левом склоне б. Камышеваха ортофиры испытывали повороты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке на 15° и 21° (см. табл. 6). Первоначальное простирание пород северо-западное в среднем по азимуту 317° . Ортофиры из штока (обн. 5), расположенного на правом берегу р. Мокрая Волноваха (см. рис. 1, б), перемещались в юго-восточном направлении по азимуту 115° . Составляющая поворота в горизонтальной плоскости ортофиров из штока против часовой стрелки 50° (см. рис. 4). Анализ картины распределения характерных компонент ортофи-

ров в древней системе координат относительно среднего направления показал, что отклонение от него не соответствует закону Фишера.

Направления характерных составляющих ЕОН образцов из штока, исследованные на трех участках, хорошо согласуются в древней системе координат (см. табл. 5), обладают *N*- и *R*-полярностью, угол между которыми в древней системе координат составляет 175° (рис. 8). Среднему направлению по всем изученным обнажениям ($D=215^\circ$; $I=42^\circ$; $n=3$; $\alpha_{95}=4,2^\circ$; $K=92,0$) соответствуют координаты палеомагнитного полюса 270 млн лет: $\Phi=53,7^\circ$ с. ш., $\Lambda=155,5^\circ$ в. д.

Сопоставления с фрагментом кривой кажущейся миграции. Локальные полюсы, надежно определенные по породам антоновской

и раздольненской свит, сравнивались с эталонными полюсами с помощью геометрического построения и формул [Butler, 1992], предназначенных для определения параметров вращения территории вокруг вертикальной оси (рис. 9).

Результаты сравнения показали, что оба полюса отклонены от эталонных полюсов (375 и 350 млн лет) соответствующего фрагмента кривой кажущейся миграции примерно на одинаковое угловое расстояние ($s=15^\circ$ и $16,3^\circ$), которое требуется для совмещения. Угол поворота исследованной территории вокруг вертикальной оси, по имеющимся данным, может быть оценен приблизительно. Поворот вокруг вертикальной оси произошел в направлении часовой стрелки в среднем на 11° .

Список литературы

- Айзенберг Д. Е., Лагутін П. К. Донецький басейн // Стратиграфія УРСР. — 1974. — 4, ч. 2. — С. 228—45.
- Бутурлинов Н. В. Дайково-вулканогенные породы Донбасса // Палеовулканизм Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — 252 с.
- Каталог изотопных дат Украинского щита / Под ред. Н. П. Щербака. — Киев: Наук. думка, 1978. — 224 с.
- Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Угоратина О. В., Герцева М. В., Андричев В. Л., Дорохов Н. С. Дюральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Позднекембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. — 2007. — № 1. — С. 32—45.
- Макухина А. А. Петрография дайково-эффузивного комплекса юго-западного Донбасса (на укр. яз.). — Киев: Изд-во АН УССР, 1961. — 142 с.
- Матюшонко В. А., Шамонов Ж. З., Карелов М. И. Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:50 000 Южно-Донбасской зоны разломов. — Артемовская ГРЭ, 1970.
- Михайлова Н. П., Карзанова А. Я., Орлова М. И., Глевасская А. М., Шталов Н. Н. Палеомагнетизм гипабиссального комплекса Приазовья. — Киев: Наук. думка, 1989. — 196 с.
- Михайлова Н. П., Орлова М. И. Девонский палеомагнитный полюс и его значение для тектонической интерпретации (Донбасс) // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 6. — С. 45—58.
- Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1965. — 150 с.
- Орлова М. И. Влияние сдвиговых тектонических смещений на палеомагнитные направления пермских ортофиоров зоны сочленения Донецкого бассейна с Украинским щитом // Доп. НАН України. — 2004. — № 6. — С. 134—138.
- Орлова М. И. Кинематические схемы интерпретации локальных тектонических вращений // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 2. — С. 146—156.
- Орлова М. И. Локальные тектонические вращения по палеомагнитным данным средневерхнедевонских эффузивов Волновахской зоны разломов // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 6. — С. 113—124.
- Орлова М. И. Палеомагнетизм девона зоны сочленения Донбасса с Приазовьем: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Киев, 1992. — 18 с.
- Орлова М. І. Спосіб визначення елементів залягання первинно-горизонтальної поверхні в деформованих магматичних породах для тектонічної корекції напрямку вектора залишкової намагніченості. Пат. Україна. UA 56517 С2. Міністерство освіти і науки України. Заявл. 05.07.2002; Опубл. 16.05.2005, Бюл. № 5.
- Орлова М. И. Тектонические вращения локальных структур по палеомагнитным данным верхнедевонских осадочно-вулканогенных пород Волновахской зоны разломов // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 4. — С. 107—115.
- Палеомагнитология / Под ред. А. Н. Храмова. — Ленинград: Недра, 1982. — 312 с.
- Третьяк А. Н. Палеомагнетизм среднего и верхнего

- палеозоя УССР. — Киев: Наук. думка, 1965. — 131 с.
- Храмов А., Шолло Л. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. — Ленинград: Недра, 1967. — 251 с.
- Чебаненко И. И., Знаменская Т. А., Шаталов Н. Н. Проявления сдвиговой тектоники в структуре литосферы Украины // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. — Москва: Наука, 1991. — С. 85—92.
- Чебаненко И. И. Розломна тектоніка України. — Київ: Наук. думка, 1966. — 177 с.
- Шилунов С. В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. — 1995. — № 4. — С. 67—74.
- Alexander R. J., Harper G. D., Bowman J. R. Oceanic faulting and fault-controlled subseafloor hydrothermal alteration in the sheeted dike complex of the Josephine Ophiolite // J. Geophys. Res. — 1993. — **98**, № B6. — P. 9731—9759.
- Bol A. J., Roeske S. M. Strike-slip faulting and block rotation along the contact fault system, eastern Prince William Sound, Alaska // Tectonics. — 1993. — **12**, № 1. — P. 49—62.
- Butler R. F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. — Boston: Blackwell Sci Publ., 1992. — 319 p.
- Fisher R. A. Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. Lett. — 1953. — A217. — P. 295—305.
- MacDonald W. D. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies // J. Geophys. Res. — 1980. — **85**, № B7. — P. 3659—3669.
- McFadden P. L., Jones D. L. The fold test in paleomagnetism // Geophys. J. R. Astronom. Soc. 1981. — **67**. — P. 53—58.
- Torsvik K. T. H. Interactive analysis of paleomagnetic data. IBM-PC compatible software package. — Bergen: Univ. Bergen, 1986. — P. 6—10.
- Zijderveld J. D. A. A. c. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. — Amsterdam: Elsevier publ. Co., 1967. — P. 254—286.