

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ И НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: КЛЮЧЕВОЙ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС И КИНЕМАТИКА КОЛЛИЗИИ С УРАЛОМ

© 2002 г. А. Г. Иосифиди, А. Н. Храмов

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ).  
г. Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 03.12.2001 г.

Изучены коллекции горных пород позднекаменноугольного и раннепермского возрастов из пяти разрезов на Восточно-Европейской платформе (Донбасс, Полярный, Северный и Южный Урал и Северный Тиман). По красноцветным глинам ассельского яруса нижней перми (картамышская свита) Донбасса получен ключевой палеомагнитный полюс:  $N/p = 24/43$ ,  $\Phi = 43.3^\circ N$ ,  $A = 163.8^\circ E$ ,  $dp = 1.7^\circ$ ,  $dm = 3.2^\circ$ . Палеомагнитные направления по остальным изученным разрезам испытали влияние вторичных тектонических процессов, в основном надвигов, имевших место на последнем этапе коллизии Восточно-Европейской платформы с Уралом. Для этих данных введены поправки на локальные повороты, что позволило использовать их при совместном анализе с палеомагнитными определениями, имеющимися в Мировой Базе Палеомагнитных Данных. Оценены кинематические параметры движения Восточно-Европейской платформы в позднекаменноугольное и раннепермское время. Это движение может быть описано поворотом платформы вокруг полюса поворота с координатами  $39.1^\circ N$ ,  $300.4^\circ E$  на угол  $(12+6)^\circ$ .

*Ключевые слова:* палеомагнитные полюсы, геодинамика, кинематические параметры.

### ВВЕДЕНИЕ

Опыт применения палеомагнитных методов решения глобальных, региональных и локальных тектонических задач показал, что точность и достоверность их решения, да и сам круг этих задач определяется прежде всего надежностью и точностью построения траектории видимой (кажущейся) миграции палеомагнитных полюсов для главных литосферных плит [Палеомагнитология, 1982: Van der Voo, 1993; Печерский, Диденко, 1995]. В решении этой проблемы громадную роль призваны сыграть так называемые ключевые полюсы [Buchan et al., 2000], имеющие максимальные индексы надежности [McElhinny, 1996: Van der Voo, 1990]. Получение таких полюсов особенно важно для Восточно-Европейской платформы (ВЕП), где траектории миграции палеомагнитных полюсов выступают как опорные при глобальных реконструкциях [Torsvik et al., 1996], так и при изучении процессов аккреции и коллизии, создавших современную структуру складчатых поясов Евразии [Van der Voo, 1993; Иосифиди, Храмов, 1995; Vazhenov et al., 1999]. Однако, эти построения еще не имеют желательной точности и подчас неоднозначны - прежде всего из-за малого числа, а в некоторых интервалах геологического времени - отсутствия ключевых полюсов.

Так, анализ имеющихся в Мировой Базе Палеомагнитных Данных (МБПД) [McElhinny, Lock, 1996], версия 2000 года, палеомагнитных определений по Восточно-Европейской платформе (ВЕП) показывает, что даже для относительно хорошо изученного временного интервала поздний карбон-ранняя пермь нет достаточного количества данных, отвечающих современным требованиям. Из общего числа определений для этого интервала (около 50) только 8 имеют код по [McElhinny, Lock, 1996], характеризующий качество выделения характерной компоненты естественной остаточной намагниченности, равный 4, а 4 и 10 определений - 3 и 2 соответственно. При этом разрезы, по которым получены эти данные, расположены по краям ВЕП. Одна группа расположена на западе, где изучены в основном магматические породы, а другая, представленная осадочными породами - на востоке ВЕП, в зоне развития процессов коллизии ВЕП с Уралом в пермо-триасовое время. Поэтому насущной задачей является получение ключевых палеомагнитных полюсов на этот интервал времени, что позволит, с одной стороны оценить влияние локальных тектонических деформаций на данные по краям ВЕП, а с другой, использовать эти ключевые полюсы как опорные при проведении геодинамических реконструкций. Предлагаемая работа являет-

ся первым этапом исследований, имеющих целью получение ряда ключевых палеомагнитных полюсов для ВЕП в интервале венд–начало мезозоя.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДИКА РАБОТ

В качестве объектов исследования были использованы образцы из старых коллекций верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Южного, Северного и Полярного Урала и Северного Тимана, которые были изучены в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ в 60-е годы прошлого века, и представительная коллекция красноцветных толщ верхнего карбона и перми западной части Донбасса [Храмов, 1963]. Для получения ключевого палеомагнитного полюса была выбрана картамышская свита ассельского яруса нижней перми, согласно залегающая на араукаритовой свите, сопоставляемой с гжельским ярусом верхнего карбона [Нестеренко, 1956; Стратиграфия УССР, 1970]. Картамышская свита (свита медистых песчаников) сложена частым чередованием красно-коричневых, коричнево-красных, бурых и зелено-серых, часто песчаных глин с зеленовато-серыми и желтовато-серыми, иногда розовыми и красно-бурыми песчаниками. В данной работе исследованы красноцветные глины из обнажений в районе поселков Сухой Яр, Пилипчатый и Зайцево. Образцы отобраны из разных крыльев складок, образованных на позднепалеозойском этапе складчатости, который завершился в середине пермского периода. Это дало возможность применить при выделении древней компоненты намагниченности метод складок.

Вторым объектом исследований была коллекция образцов нижнепермских отложений артинского и кунгурского ярусов, отобранная в 1969 году В.М. Бекетовым (ВНИГРИ, Санкт-Петербург) на Северном Урале (р. Щугор). Толща представлена песчаниками, алевролитами и известняками, отбор проведен из пяти обнажений по р. Щугор, между Средними и Нижними воротами [Муравьев, 1972; Геологическая карта ..., 1977] с различными элементами залегания – азимут падения  $100^{\circ}$ – $280^{\circ}$ , угол  $20^{\circ}$ – $100^{\circ}$ .

Проведено повторное изучение коллекции, отобранной в бассейне р. Волонга в 1969 году Гончаровым Г.И. (ВНИГРИ, Санкт-Петербург). Здесь в разрезе “Большая Покаяма” породы сакмарского (илибейская и пельская свиты) и артинского (низы нермийской свиты) ярусов нижней перми представлены светлыми и светло-серыми органогенными известняками общей мощностью 42.5 и 5.8 м, соответственно [Горева и др., 1997]. Элементы залегания толщ – азимут падения  $200^{\circ}$ – $270^{\circ}$ , угол  $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$ .

Четвертым объектом были верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения, отобранные В. И. Давыдовым (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) в Сакмарской зоне на Южном Урале (разрез в бассейне р. Айдаралаш) [Пнев и др. 1976]. Породы представлены песчаниками и алевролитами. Изучено 450 метров разреза, который охватывает гжельский ярус верхнего карбона, ассельский и сакмарский ярусы нижней перми. Элементы залегания пород – азимут падения  $230^{\circ}$ – $270^{\circ}$ , угол  $54^{\circ}$ – $85^{\circ}$ . Отобраны два параллельных разреза. Первый разрез был изучен ранее [Храмов, Давыдов, 1984].

Нижнепермские отложения сакмарского яруса из разреза по р. Кожим, Полярный Урал, изучались нами в 1995 году [Иосифиди, Храмов, 1995]. В данной работе изучены все оставшиеся образцы для улучшения статистических параметров выделенной характерной компоненты  $J_n$ . Образцы отобраны из разных частей синклинали складки, образованной породами сакмарского яруса (сезымская свита) нижней перми. Общая мощность разреза 100 метров. Породы представлены алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами органогенных известняков [Опорный разрез ..., 1980].

Расположение всех изученных разрезов и тех, по которым имеются данные в МБПД (с кодом размагничивания 2 и больше 2) показано на рис. 1.

Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка полученных результатов проводились по общепринятой в мире методике [Палеомагнитология, 1982]. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) велось методом ступенчатого терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем; применялись установки, помещенные в 5-слойные пермаллоевые экраны с остаточным магнитным полем около 10–15 нТл (собственная конструкция ВНИГРИ). Измерения  $J_n$  велись на рок-генераторах JR-4 и JR-5 (Чехия). Контроль за химическими изменениями в процессе термочистки осуществлялся путем измерения магнитной восприимчивости после каждого шага размагничивания на измерителе магнитной восприимчивости KLY-2 (Чехия).

Значительная часть образцов была исследована в других палеомагнитных лабораториях. В лабораториях Университета г. Мюнхен (Германия) и Университета г. Лунд (Швеция) использовались криогенный магнитометр 2G (США), рок-генератор JR-5 (Чехия), термоустановка Schonstedt TSD-1 и установка размагничивания переменным магнитным полем 2G600 (США). В лаборатории Университета г. Мюнхен (Германия) использовались также магнитные весы, позволяющие изучить зависимости нормальной намагниченности от намагничивающего поля и намагниченности

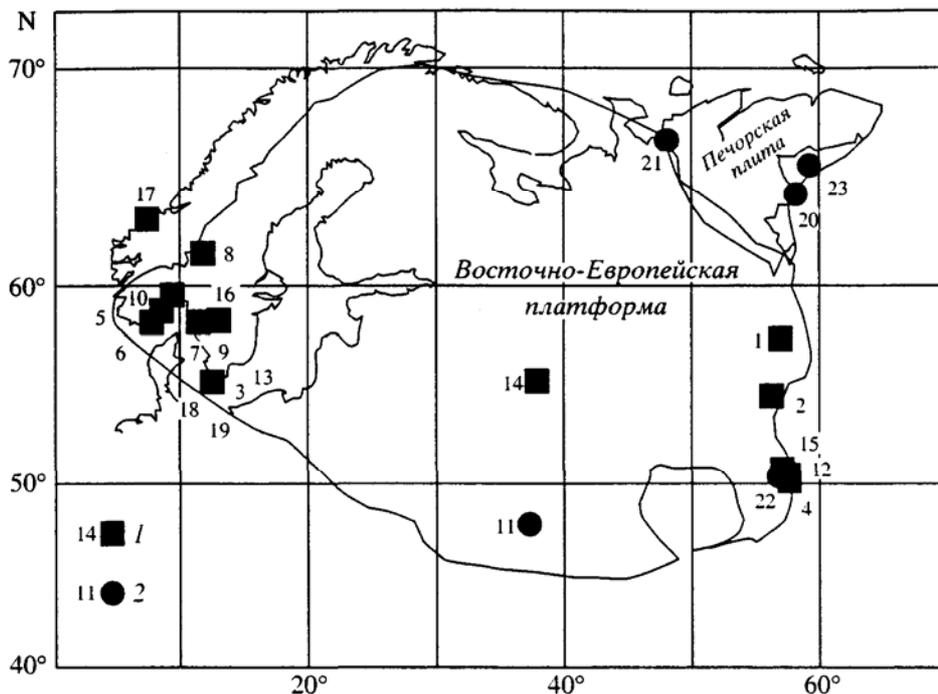


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Восточно-Европейской платформы: 1 – по МБПД (нумерация в соответствии с табл. 3), 2 – изученных в данной работе (11 – Донбасс, 20 – р. Щугор, 21 – р. Волонга, 22 – р. Айдаралаш, 23 – р. Кожим).

насыщения от температуры. Отметим, что сходимость результатов, полученных в разных лабораториях, хорошая.

При анализе полученных данных компоненты  $J_n$  устанавливались с помощью ортогональных проекций [Zijderveld, 1967], а при вычислении направлений этих компонент использовался метод наименьших квадратов [Kirschvink., 1980]. Все эти операции и представление их результатов в графической форме велось с использованием составленных ранее программ [Torsvik et al, 1990; Enkin, 1994]. Направления характерных компонент  $J_n$  считались установленными, если они выделялись не менее чем по 3 точкам ортогональной проекции (диаграммы Зийдверельда) с погрешностью не выше  $10^\circ$ . Статистика проводилась на уровне штуфов. По выделенным характерным компонентам  $J_n$  вычислялись координаты палеомагнитных полюсов.

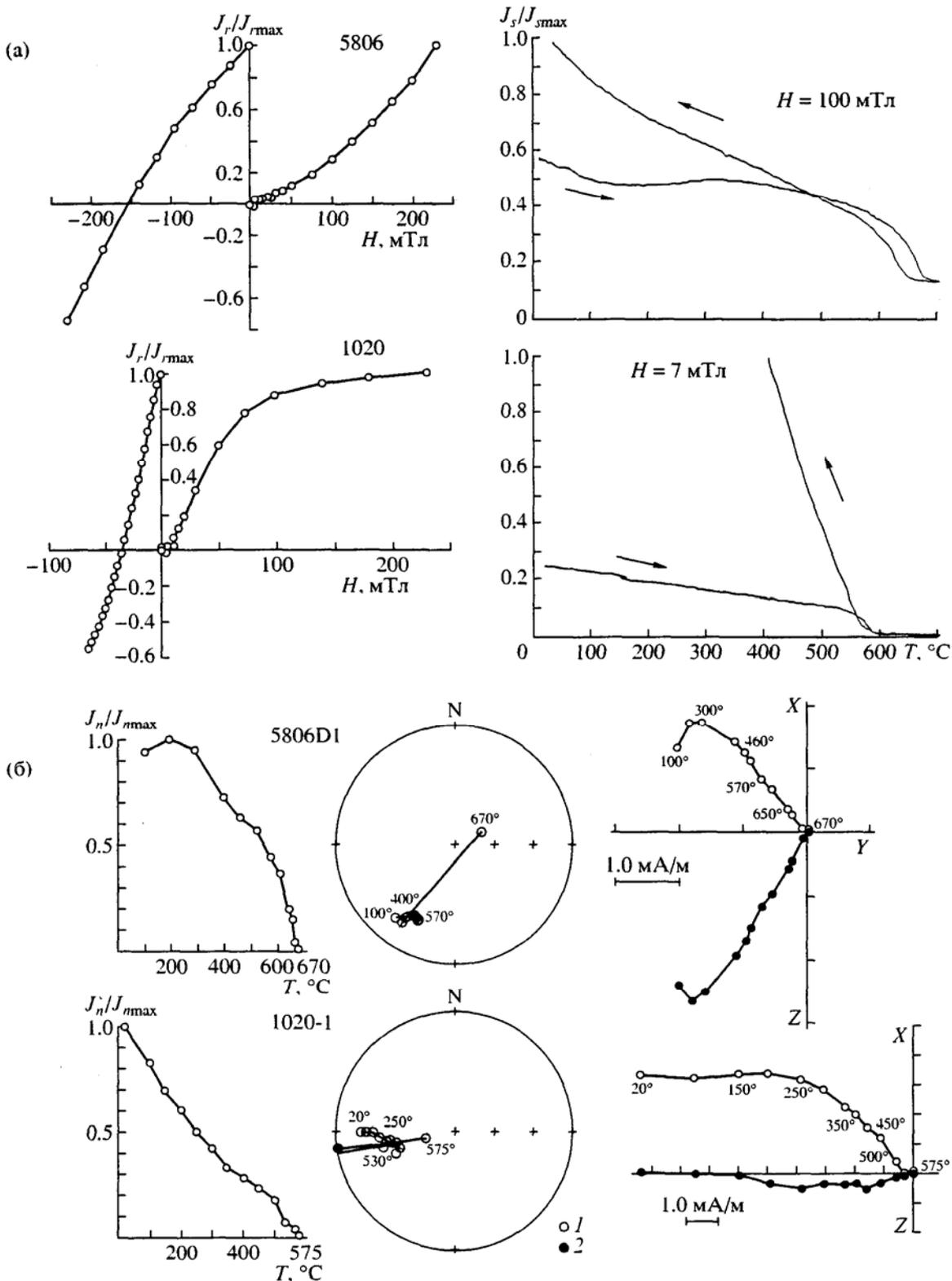
### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

**Донбасс.** На части образцов картамьшской свиты были проведены определения магнитных минералов – носителей  $J_n$ . Как видно из рис. 2, где представлены кривые нормального намагничивания и размагничивания и графики изменений намагниченности насыщения в ходе нагрева и охлаждения, а также результаты ступенчатого тер-

моразмагничивания  $J_n$  для образца 5806, основным магнитным минералом – носителем  $J_n$ , является гематит. Это подтверждается как поведением  $J_r$  и  $J_s$ , так и деблокирующей температурой для  $J_n$ .

Первые палеомагнитные данные по картамьшской свите Донбасса получены в 60-е годы, но выделение древних компонент  $J_n$  тогда было проведено только по результатам временной чистки. Повторное изучение красноцветных аргиллитов и глин из этой свиты, относящейся к ассельскому ярусу, с применением детальной термочистки позволило выделить две высокотемпературные компоненты  $J_n$ . Поскольку образцы длительное время хранились в лабораторном поле, направления низкотемпературной компоненты А хаотичны и она при проведении компонентного анализа не выделялась. Характерные кривые размагничивания образцов показаны на рис. 2 (образец 5806D1) и рис. 3 (образец 5526U1), а полученные направления приведены в табл. 1. Первая-средне-высокотемпературная компонента В выделяется в интервале температур  $300\text{--}650$  и  $350\text{--}670^\circ\text{C}$ , а вторая высокотемпературная компонента С – в интервале температур  $650\text{--}670^\circ\text{C}$ . Распределение выделенных направлений показано на рис. 4 ((а) – компонента В, (б) – компонента С).

Палеомагнитное направление, выделяемое по высокотемпературной компоненте, имеет наклонение меньшее, чем наклонение по средне-высо-



**Рис. 2.** Примеры термомагнитного анализа и терморазмагничивания нижнепермских пород: (а) – 5806 – Донбасс, 1020 – Северный Урал, р. Щугор; слева направо: кривые намагничивания и компенсации нормальной намагниченности, кривые изменения намагниченности насыщения в ходе нагрева и охлаждения; (б) – 5806D1 – Донбасс, 1020-1 – Северный Урал, р. Щугор; слева направо: кривые изменения величины естественной остаточной намагниченности в ходе терморазмагничивания; стереопроекция ее направлений (в стратиграфической системе координат); диаграмма Зийдervельда (в стратиграфической системе координат); 1 – проекции векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдervельда проекция вектора в плоскости XOZ), 2 – проекции векторов на нижнюю полусферу (для диаграмм Зийдervельда проекция вектора в плоскости XOY).

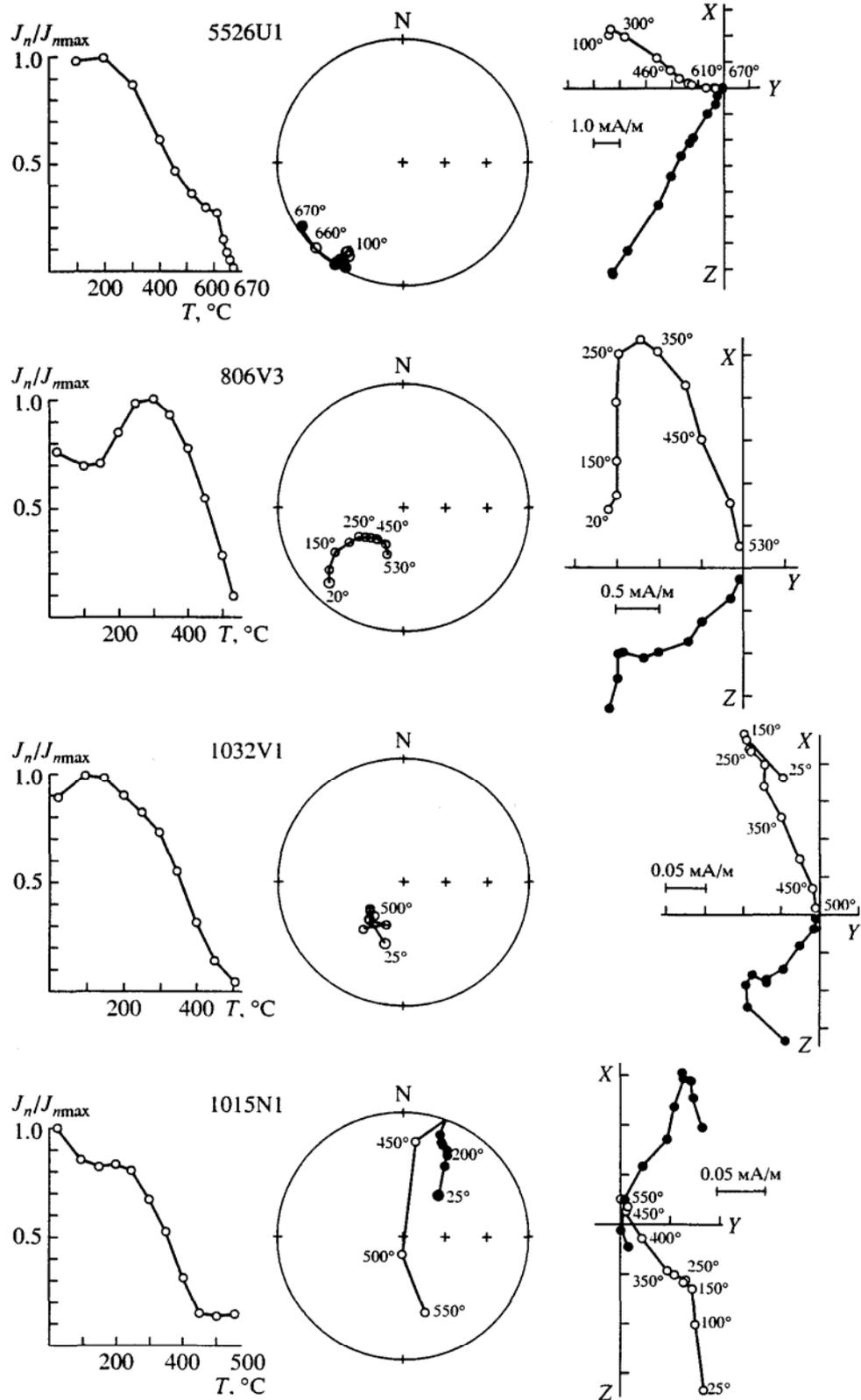


Рис. 3. Примеры терморазмагничивания образцов раннепермского возраста: 5526U1 – Донбасс, 806V3 – Северный Урал, р. Шугор; 1032V1 и 1015N1 – Северный Тиман, р. Волонга. Обозначения те же, что на рис. 2.

Таблица 1. Новые палеомагнитные направления для позднекаменноугольных и раннепермских пород Восточно-Европейской платформы

Объект изучения	Возраст пород	Компонента, $J_n$	Интервалы выделения, °С, мТл	$N/n$	с. к.	$D^\circ$	$I^\circ$	$K$	$\alpha_{95}^\circ$	Тест. $\kappa/\kappa_{кр}$	
Донбасс (48.2 с. ш., 38.0 в. д.), глины	$P_{1as}$	B	300–650, 675	24/43	g	238.9	–38.7	19.8	6.8	$F_+$ , 3.0	
					s	217.3	–25.0	96.7	3.0		
		C	650–675	19/34	g	230.6	–17.8	16.1	8.6		
Сев. Урал, р. Шугор (64.35 с. ш., 58.4 в. д.) песчаники, известняки	$P_{1a-kg}$	A	20–250, 1–15	49/102	g	311.6	79.7	9.5	7.0	$F_+$ , 1.8	
		B	250–430, 550	29/61	g	262.7	44.0	16.2	6.9		
	$P_{1a}$		40–90, 70–95		s	256.6	–48.2	20.8	6.0	$F_+$ , 0.8	
		B	250–400, 550	20/36	g	213.5	–46.1	6.0	14.5		
	Сев. Тиман, р. Волонга (67.1 с. ш., 48.56 в. д.) известняки, песчаники	$P_{1sk-P_{1a}}$	A	25–200, 300	(36)	g	356.7	71.9	6.6	10.1	$F_+$ , 2.1
			B	250–400, 500	9/16	g	224.8	–4.0	4.5	19.6	
					s	226.9	–49.7	13.8	10.3	$F_+$ , 1.3	
B*			200–400	13/17	g	232.4	1.4	$\sigma = 19.4$			
			s	249.0	–46.1	$\sigma = 17.5$		$F_+$			
		B**		22/33	g	228.7	–2.5	6.5	10.5	$F_+$ , 1.5	
Ю. Урал, р. Айдаралаш (50.7 с. ш., 58.0 в. д.) песчаники, алевролиты	$C_3-P_1$	A	100–250	41/55	g	341.3	69.6	81.0	13.8	$F_+$ , 1.1	
		B	250–400, 550	26/46	g	243.9	33.5	22.5	6.1		
	$C_3$		250–400, 550		s	242.7	–40.1	37.7	4.7	$F_+$ , 1.1	
		B	300–500, 570	21/33	g	249.3	22.8	31.5	5.8		
	$P_{1as}$				s	241.1	–52.0	40.5	5.1	$F_+$ , 0.8	
		B	300–535, 570	14/25	g	240.7	29.0	14.5	10.8		
Пол. Урал, р. Кожим (65.9 с. ш., 59.6 в. д.) песчаники, алевролиты	$P_{1sk}$				s	241.0	–41.9	30.3	7.3	$F_+$ , 1.1	
		B	250–500, 550	25/46	g	247.4	–74.4	6.3	12.5		
					s	266.1	–50.7	43.0	4.5	$F_+$ , 4.2	

Примечание.  $N$  – число штупов;  $n$  – число образцов; с. к. – система координат;  $D^\circ$ ,  $I^\circ$  – склонение и наклонение средних направлений компонент;  $K$  – кучность векторов;  $\alpha_{95}^\circ$  – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления.

\* Направление получено методом кругов перемагничивания;  $\sigma$  – стандартное угловое отклонение от большого круга.

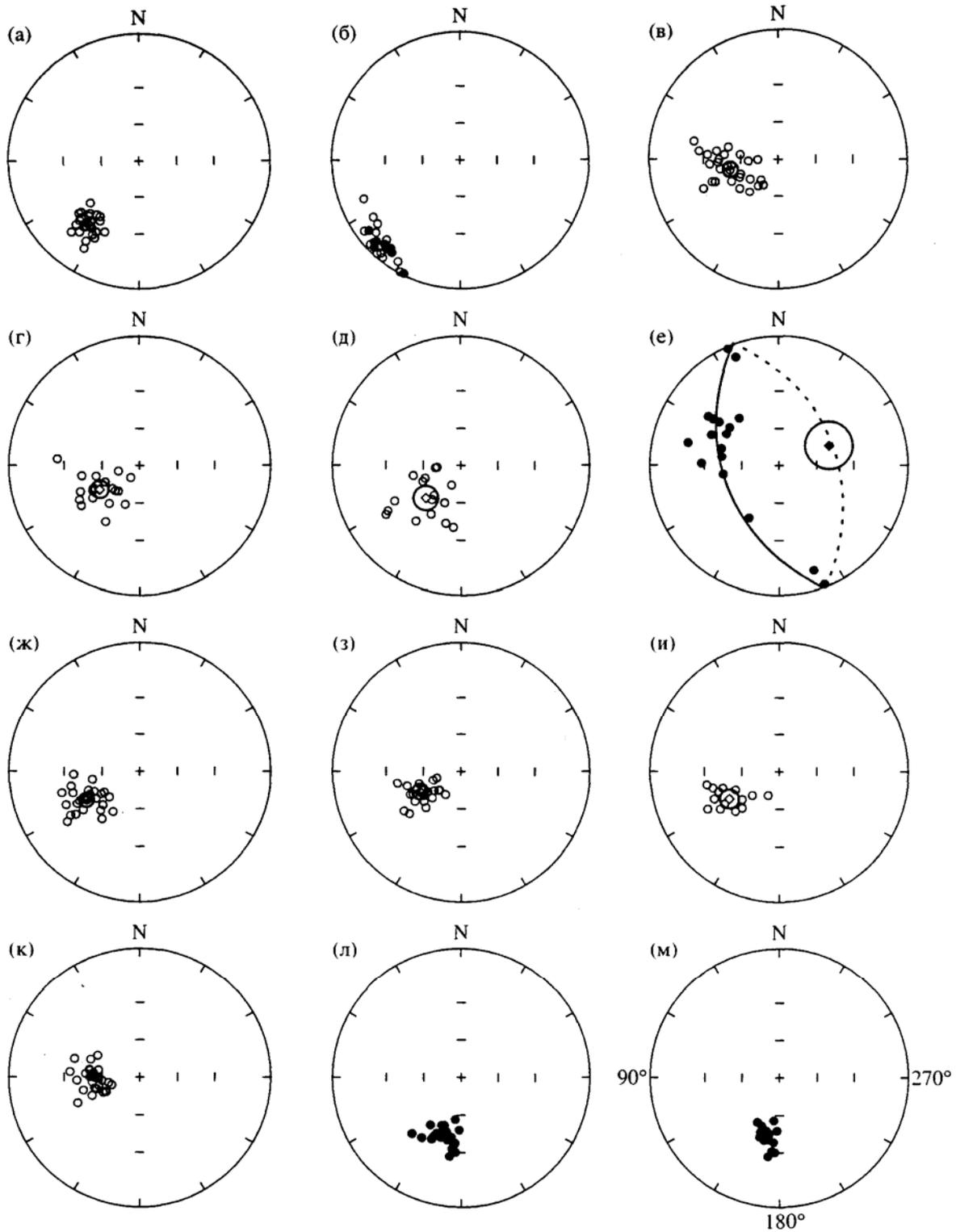
\*\* Среднее направление получено по методу [McFadden, McElhinny, 1988];  $F_+$ -тест складки положителен по [Watson, Enkin, 1993];  $\kappa$  – отношение кучности в стратиграфической системе к кучности в географической системе координат,  $\kappa/\kappa_{кр}$  – то же отношение для данного числа образцов, являющееся критическим при 95% вероятности,  $\kappa/\kappa_{кр} > 1$  – тест складки положителен по Мак-Фаддену [McFadden, Jones, 1981]; статистика на уровне штупов (для Северного Тимана на уровне образцов).

котемпературной компоненте, и оно близко к наклонению, выделяемому по породам раннего и среднего карбона [Палеомагнитные..., 1984]. Так как возраст изученных пород соответствует асельскому ярусу нижней перми, возможно, что такое расхождение связано с занижением наклона в тех породах, где выделяется высокотемпературная компонента.

Как известно, занижение наклона при образовании седиментационной ориентационной намагниченности в наибольшей степени зависит от трех факторов: размер и форма частиц, наклон

подстилающей поверхности и донные течения [Палеомагнитология, 1982]. Анализ полученных в 60-е годы данных, показал, что часть образцов глин из разрезов нижнепермских отложений Донбасса, дает заниженные значения наклона при их переосаждении в лабораторном поле 40 А/м. Результаты переосаждения глин картамышской свиты Донбасса показаны в табл. 2, где для сравнения приведены данные переосаждения гжельских глин Подмоскovie, представляющих собой аналогичные красноцветные осадки. Как видно из результатов переосаждения, по породам Дон-

ИОСИФИДИ, ХРАМОВ



**Рис. 4.** Распределение направлений характерных компонент естественной остаточной намагниченности после проведения чисток (а)–(и): (а), (б) – Донбасс; (в), (г) – Северный Урал, р. Шугор; д) – Северный Тиман, р. Волонга; (е) – распределение нормалей к кругам размагничивания и нахождение направления доскладчатой компоненты  $J_H$  для разреза Большая Покаяма, Северный Тиман, р. Волонга; (ж), (з), (и) – Южный Урал, р. Айдаралаш; (к) – Полярный Урал, р. Кожим; (л), (м) – палеомагнитные полюсы до и после введения поправок за локальные повороты. Все распределения приведены в стратиграфической системе координат. Остальные обозначения те же, что и на рис. 2.

басса ошибка наклона значима, а для глин Подмоскovie ее нет. При петрографическом изучении глин картамышской свиты было установлено наличие крупных гематитовых частиц плоской формы, а при переосаждении большого количества образцов (6 кубиков (5 × 5 × 5 см) в полученных осадках визуально выделяется прослой крупных детритовых частиц черного цвета. Так как лабораторные опыты переосаждения проводились на горизонтальную поверхность и в стоячей воде, то наиболее вероятной причиной занижения наклона является наличие в изученных породах крупных частиц плоской формы. Вероятно и заниженное значение наклона высокотемпературной компоненты  $J_n$  в этих породах, обусловлено тем, что ее носителями являются крупные плоские гематитовые (спекуляритовые) частицы. Таким образом, эти опыты позволяют считать палеомагнитное направление, выделяемое в глинах картамышской свиты Донбасса раннепермским. Это предположение подтверждается также положительным результатом теста складки (табл. 1), как в модификации [Watson, Enkin, 1993], так и [McFadden, Jones, 1981], что говорит о доскладчатом происхождении выделенных высокотемпературных компонент. Учитывая тот факт, что позднепалеозойский этап складчатости в этом районе завершился в середине пермского периода, а на следующих этапах геологического развития этого региона складчатость имела небольшие амплитуды, выделенные направления, с большой степенью вероятности, можно считать первичными.

В трех образцах из разреза Сухой Яр выделяется высокотемпературная компонента (600–670°C) имеющая прямую полярность в стратиграфической системе координат. В ряде работ [Валенсио, 1981; Храмов, Давыдов, 1984] упоминается о возможности выделения зоны прямой полярности в суперхроне Киама. Однако, в нашем случае выделяемое направление в географической системе координат близко к современному направлению геомагнитного поля и не может быть признано древним.

**Северный Урал, р. Шугор.** Как видно из рис. 2, где представлены кривые нормального намагничивания и размагничивания и графики изменений намагниченности насыщения в ходе нагрева и охлаждения, а также результаты ступенчатого терморазмагничивания для образца 1020 (P<sub>1</sub>as), основным магнитным минералом – носителем  $J_n$ , является магнетит. Пример поведения  $J_n$  для пород кунгурского яруса показан на рис. 3, образец 806V3. Естественная остаточная намагниченность в этих породах имеет двухкомпонентный состав. Первая компонента, выделяемая в интервале температур 20–250°C и переменных магнитных полей 1–15 мТл, близка к направлению современного геомагнитного поля. Вторая компонента,

**Таблица 2.** Результаты переосаждения каменноугольных и пермских красноцветных отложений Подмоскovie и Донбасса

№	Объект изучения	<i>N</i>	$I_{\text{лаб}}^{\circ}$	$I_{\text{переос}}^{\circ}$	$\Delta I^{\circ}$
1	P <sub>1</sub> as, Донбасс, д. Зайцево	6	72	61 ± 7	11 ± 7
2	P <sub>1</sub> as, Донбасс, д. Сухой Яр	6	72	49 ± 3	23 ± 3
3	P <sub>1</sub> as, Донбасс, д. Гольма	7	72	45 ± 3	27 ± 3
4	C <sub>3</sub> gz, Подмоскovie, г. Гжель I	6	79	76 ± 5	3 ± 5
5	C <sub>3</sub> gz, Подмоскovie, г. Гжель II	9	71	65 ± 3	6 ± 3

Примечание. *N* – число образцов (5 × 5 × 5 см) использованных при переосаждении; погрешности определения величин  $I_{\text{переос}}^{\circ}$  и  $\Delta I^{\circ}$  подсчитаны для вероятности 63%.

выделяемая в интервале температур 300–450, 250–575°C и переменных магнитных полей 20–100 мТл, является доскладчатой. Распределение выделенных высокотемпературных компонент показано на рис. 4в и 4г. Полученные палеомагнитные направления представлены в табл. 1. Как видно из табл. 1, для пород артинского возраста тест складки положителен по [Watson, Enkin, 1993], но отрицателен по [McFadden, Jones, 1981]. Однако с учетом того, что максимальная кучность палеомагнитных направлений достигается при 100% выпрямлении складки, можно считать эту компоненту тоже доскладчатой.

**Северный Тиман.** Образцы из разреза “Большая Покаяма”, река Волонга, Северный Тиман являются наиболее слабомагнитными из изученных: их естественная остаточная намагниченность изменяется в пределах 0.5–1.5 мА/м. Ранее этот разрез изучался Н. В. Ложкиной с соавторами [Горева и др., 1997]. Проведенный в этой работе [Горева и др., 1997] термомагнитный анализ образцов (изучалось поведение остаточной намагниченности насыщения  $J_{rs}$  в ходе последовательных нагревов) позволил авторам сделать заключение о вероятном присутствии гетита и гематита. Примеры проведенной нами термомагнитной чистки этих образцов показаны на рис. 3 (образцы 1032V1 и 1015N1). Первая низкотемпературная компонента, близкая к направлению современного геомагнитного поля, выделяется в интервале температур 25–250°C. В части образцов выделяется характерная компонента  $J_n$  в диапазоне температур 250–500°C. Сравнение кривых  $J_{rs}$ , полученных в работе [Горева и др., 1997], и кривых терморазмагничивания позволяет высказать предположение, что одними из вероятных носителей  $J_n$  могут также быть и минералы титаномагнетитового ряда. Полученное распределение представлено в табл. 1 и на рис. 4д. Для другой части коллекции из-за минералогических изменений в ходе прогревов высокотемпературная компонента  $J_n$  не определена, а в ряде случаев уже после прогрева образцов до

250°C происходят необратимые химические превращения, ведущие к созданию новой лабораторной термоостаточной намагниченности. Однако по образцам, в которых после 400°C начинаются необратимые химические изменения или же величина  $J_n$  становится сравнима с уровнем шумов измерителя, методом кругов размагничивания [Палеомагнитология ..., 1982] выделена близкая к высокотемпературной компонента  $J_n$ . Температурный интервал выделения 200–400°C. Распределение нормалей к кругам размагничивания и полученное направление представлены в табл. 1 и на рис. 4е. В обоих случаях тест складки положителен и, следовательно, выделяемая компонента  $J_n$  – доскладчатая.

**Южный Урал.** Примеры ступенчатого терморазмагничивания верхнекаменноугольных и нижнепермских отложения Южного Урала (разрез в бассейне р. Айдаралаш) показаны на рис. 5 (образцы 18-2v (C<sub>3</sub>gz), 20-2A (P<sub>1</sub>as) и 34-2A (P<sub>1</sub>sk)). Как видно из кривых размагничивания, деблокирующие температуры лежат в пределах 500–560°C. Это указывает на то, что основными носителями естественной остаточной намагниченности являются, по всей вероятности, магнитные минералы магнетитового ряда. Естественная остаточная намагниченность в этих породах, как правило, имеет двухкомпонентный состав. Первая низкотемпературная компонента (25–250°C) близка к направлению современного геомагнитного поля. В диапазоне температур 250–400, 300–500 и 300–575°C выделяется вторая характерная компонента. Полученные распределения представлены на рис. 4ж, 4з и 4и, а выделенные направления показаны в табл. 1. Тест складки для пород гжельского яруса карбона и сакмарского яруса перми положителен в обеих модификациях (табл. 1). Для пород ассельского яруса перми, также как и для пород артинского возраста по р. Шугор, тест складки в модификации Мак-Фаддена отрицателен. Однако, с учетом того, что максимальная кучность достигается при 100% выпрямлении складки можно считать эту компоненту тоже доскладчатой.

Отметим, что поскольку основной целью работы являлось получение новых палеомагнитных полюсов, пригодных для использования при геодинамических построениях, образцы были отобраны из имеющейся коллекции (общая мощность разреза 450 метров) в разрядку и, возможно, по этой причине направлений с прямой полярностью в породах нижней перми обнаружено не было.

**Полярный Урал.** Как упоминалось выше, по коллекции, отобранной в 1993 году, проведены дополнительные исследования оставшейся части образцов из не изученных ранее штуфов, что позволило улучшить статистические параметры выделенного в 1995 году палеомагнитного направле-

ния [Иосифиди, Храмов, 1995]. Выделяются две компоненты: низкотемпературная (25–250°C), соответствующая современному направлению, и высокотемпературная (300–500 и 320–540°C) для которой тест складки положителен, что позволяет считать ее доскладчатой, раннепермской. Пример терморазмагничивания этих пород показан на рис. 5, образец 191-3, а выделенное палеомагнитное направление приведено в табл. 1 и на рис. 4к.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученное палеомагнитное направление по картамышской свите Донбасса имеет хорошую сходимость с таковым по данным 60-х годов:  $D = 222$ ,  $I = -21$ ,  $K = 189$ ,  $\alpha_{95}^{\circ} = 6.0$  [Палеомагнетизм ..., 1974]. Такое согласие объясняется тем, что  $J_n$  данных пород имеет двухкомпонентный состав, причем первая, вязкая составляющая, легко удаляется прогревом до 250–300°C или же временной чисткой. Для нового определения критерий достоверности, предложенный в работе [Van der Voo, 1990], равен 6. Это позволяет считать полученный палеомагнитный полюс ключевым для ассельского времени.

Данные, представленные в табл. 1 и на рис. 4, показывают, что палеомагнитные направления по разрезам р. Шугор, Айдаралаш, Большая Покаяма (Северный Тиман) и р. Кожим имеют большее склонение, чем по разрезам Донбасса. Наличие значительных поворотов (10°–40°) связано с надвиговыми процессами в период коллизии ВЕП с Уралом, при этом ориентация фронтов надвигов указывает на западное и юго-западное направления надвижения [Геодинамическая ..., 1988; Зоненшайн и др., 1990]. Учитывая тот факт, что по геологическим данным до начала процесса сближения ВЕП с Уралом структуры Предуральского краевого прогиба имели меридиональное (в современных координатах) простирание, поправку на поворот можно получить, измеряя угол отклонения осей структур от современного меридиана. Другой вариант оценки угла поворота заключается в использовании средних палеомагнитных направлений для ВЕП. Путем пересчета среднего направления по ВЕП, для пород того же возраста, что и изучаемый объект, на координаты изучаемой толщи, можно оценить угол поворота. Естественно, в данном варианте считается, что надежные определения, использованных для расчета среднего полюса, высокая. В табл. 3 представлены палеомагнитные данные, имеющиеся в МБПД. Как уже упоминалось, выборка сделана из 50 определений имеющихся в МБПД с учетом критериев оценки достоверности, принятых в мировой практике [Палеомагнитология ..., 1982; Van der Voo, 1990]. Определения разделены по

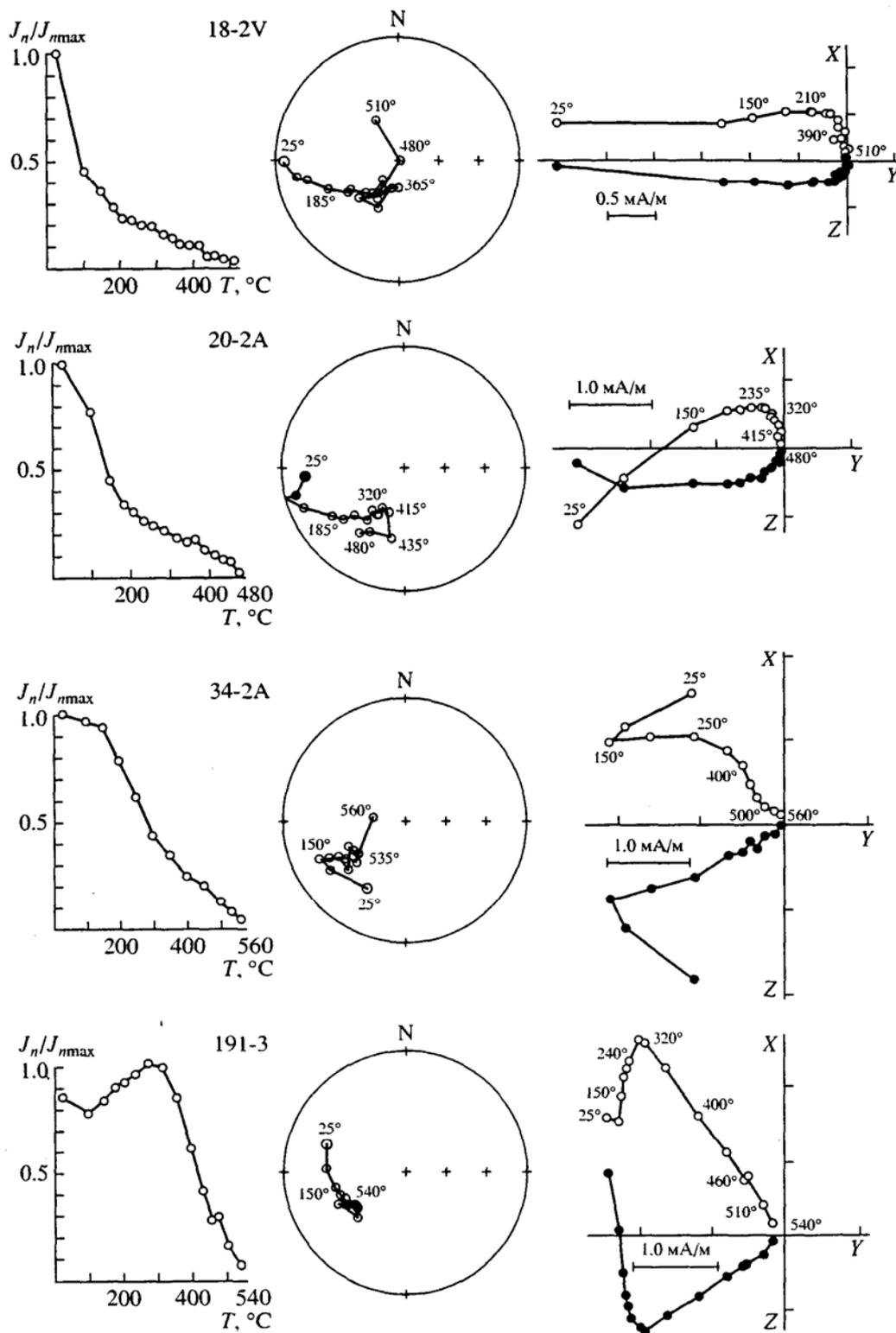


Рис. 5. Примеры терморазмагничивания образцов позднекаменноугольного и раннепермского возраста: 18-2V, 20-2A, 34-2A – Южный Урал, р. Айдаралаш, 191-3 – Полярный Урал, р. Кожим. Обозначения те же, что на рис. 2.

ярусам и для каждого яруса подсчитаны средние палеомагнитные полюсы (сюда же включено, под № 11, новое определение по Донбассу).

Проведенные оценки углов поворота структур ( $\Delta_1$ ) и повороты ( $\Delta$ ) вычисленные с использованием средних палеомагнитных полюсов для каждо-

**Таблица 3.** Палеомагнитные направления и полюсы для позднекаменноугольных и раннепермских пород Восточно-Европейской платформы

№	№ в МБД	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$N$	$D^\circ$	$I^\circ$	$K$	$\alpha_{95}^\circ$	$\Phi^\circ$	$\Lambda^\circ$	$dp^\circ$	$dm^\circ$
1	4893	57.6	57.4	202	233.0	-53.0	46.0	2.0	47.4	158.2	1.9	2.8
2	7342	54.8	56.7	256	233.0	-47.0	636.0	3.2	43.8	159.6	2.7	4.1
	P <sub>1a-kg</sub>			2					46.0	159.0		
3	5826	55.5	13.5	49	193.5	-38.0	23.0	11.0	54.0	171.5	7.7	13.0
4	4847	50.4	58.0	40	228.0	-34.0	20.0	5.0	40.0	170.0	3.3	5.7
5	3616	59.7	10.4	27	203.6	-36.2	773.0	1.0	47.0	157.0	0.7	1.2
6	3047	58.0	7.8	39	201.3	-18.4	283.9	2.9	38.6	160.7	2.0	3.0
	P <sub>1sk</sub>			4					45.1	164.6		A <sub>95</sub> = 9.8
7	5782	58.6	12.5	33	202.0	-17.0	999.9	6.3	38.0	166.0	3.4	6.5
8	1323	61.7	12.9	19	201.1	-23.2	25.0	6.9	38.1	166.4	3.9	7.3
9	5781	58.5	13.5	51	197.0	-2.0	467.0	4.0	31.0	174.0	2.0	4.0
10	2868	58.4	8.8	21	201.7	-26.2	166.0	7.1	42.5	159.6	4.3	7.7
11	н. д.	48.2	38.0	24	217.3	-25.0	96.7	3.0	43.3	163.8	1.7	3.2
12	4848	50.7	58.0	31	236.0	-15.0	15.0	7.0	27.0	171.0	3.7	7.2
	P <sub>1as</sub>			6					36.7	167.1		A <sub>95</sub> = 6.3
13	3012	55.5	13.5	48	195.0	-9.0	60.0	7.0	37.0	174.0	4.0	7.0
14	4899	55.5	38.5	41	208.0	-32.0	218.0	4.0	46.0	177.0	2.5	4.5
15	5022	51.1	57.5	42	231.0	-16.0	18.0	5.0	30.0	175.0	2.7	5.1
16	3010	58.5	14.0	80	198.0	-3.0	529.0	2.0	31.0	174.0	1.0	2.0
17	874	63.3	8.5	33	192.0	-12.0	103.0	2.4	32.1	174.4	1.0	2.0
18	5822	55.5	13.5	43	190.0	-11.0	36.0	11.0	37.0	174.0	5.7	11.2
19	5823	55.5	13.5	106	199.5	-15.0	42.0	6.5	38.5	168.5	3.4	6.7
	C <sub>3gz</sub>			7					36.0	173.8		A <sub>95</sub> = 4.4

Примечание. МБД – мировая база данных [McElhinny, Lock, 1996], версия 2000 года;  $\varphi^\circ$ ,  $\lambda^\circ$  – координаты места отбора;  $N$  – число штучков;  $D^\circ$ ,  $I^\circ$  – склонение и наклонение средних направлений компонент,  $K$  – кучность векторов,  $\alpha_{95}^\circ$  – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления;  $\Phi^\circ$ ,  $\Lambda^\circ$  – широта и долгота палеомагнитного полюса;  $dp^\circ$ ,  $dm^\circ$  – полюсы овала доверия, н. д. – новые данные.

**Таблица 4.** Углы поворота палеомагнитных направлений для позднекаменноугольных и раннепермских пород восточного края Восточно-Европейской платформы

Объект изучения	Возраст пород	$D^\circ$	$I^\circ$	$\alpha_{95}^\circ$	$D_r^\circ$	$I_r^\circ$	$\Delta^\circ$	$\Delta_1^\circ$
Сев. Урал, р. Щугор	P <sub>1a</sub>	256.6 ± 2.8	-48.2	6.0	239.0 ± 2.1	-53.7	-17 ± 3	-(10-25)
	P <sub>1kg</sub>	240.1 ± 3.4	-51.0	7.2	237.6 ± 2.2	-57.2	-3 ± 4	-(5-10)
Сев. Тиман, р. Волонга	P <sub>1sk</sub> -P <sub>1a</sub>	236.0 ± 2.9	-47.2	6.4	228.7 ± 2.3	-51.0	-7 ± 4	
Ю. Урал, р. Айдаралаш	C <sub>3</sub>	242.7 ± 2.1	-40.1	4.7	228.6 ± 1.8	-25.1	-14 ± 3	
	P <sub>1as</sub>	241.1 ± 2.4	-52.0	5.1	232.5 ± 2.9	-31.1	-9 ± 4	
	P <sub>1sk</sub>	241.0 ± 3.3	-41.9	7.3	228.4 ± 2.1	-42.4	-13 ± 4	
Пол. Урал, р. Кожим	P <sub>1sk</sub>	266.1 ± 2.1	-50.7	4.5	236.4 ± 2.3	-54.0	-30 ± 3	-(20-50)

Примечание.  $D^\circ$ ,  $I^\circ$  – склонение и наклонение средних направлений компонент,  $D_r^\circ$ ,  $I_r^\circ$  – склонение и наклонение пересчитанные на координаты отбора образцов из средних палеомагнитных полюсов для Восточно-Европейской платформы;  $\Delta$ ,  $\Delta_1$  – углы поворота, полученные по пересчитанным направлениям и по простиранью структур; ошибки для величин склонения и углов поворота подсчитаны по общепринятым формулам [Кокс, Харт, 1989] для уровня вероятности 63%.

**Таблица 5.** Новые палеомагнитные полюсы для позднекаменноугольных и раннепермских пород Восточно-Европейской платформы

№	Объект изучения	Возраст компоненты $J_n$	Число штуфов	$\Phi^\circ N$	$\Lambda^\circ E$	$dp^\circ$	$dm^\circ$
1	Донбасс (48.2 с. ш., 38.0 в. д.)	$P_{1as}$	24	43.3	163.8	1.7	3.2
2	Сев. Урал, р. Щугор (64.35 с. ш., 58.4 в. д.)	$P_{1a}$ с учетом поворота $P_{1kg}$ с учетом поворота	28 20	31.8 39.0 41.1 42.4	146.4 161.9 160.3 163.2	5.1 6.6	7.9 9.7
3	Сев. Тиман, р. Волонга (67.1 с. ш., 48.56 в. д.)	$P_{1sk-a}$ с учетом поворота	22	39.0 41.1	158.8 166.1	5.4	8.3
4	Ю. Урал, р. Айдаралаш (50.7 с. ш., 58.0 в. д.)	$C_{3gz}$ с учетом поворота $P_{1as}$ с учетом поворота $P_{1sk}$ с учетом поворота	25 21 14	34.6 43.3 42.5 48.8 36.6 44.7	153.7 166.0 145.9 153.9 153.9 165.5	3.4 4.8 5.5	5.7 7.0 8.9
5	Сев. Урал, р. Кожим (65.9 с. ш., 59.6 в. д.)	$P_{1sk}$ с учетом поворота	25	30.0 42.1	139.0 167.0	4.1	6.1

Примечание.  $\Phi^\circ$ ,  $\Lambda^\circ$  – широта и долгота палеомагнитного полюса;  $dp^\circ$ ,  $dm^\circ$  – полуоси овала доверия, указано число штуфов обратной полярности.

**Таблица 6.** Средние палеомагнитные направления и полюсы для Восточно-Европейской платформы в интервале верхний карбон–нижняя пермь

№	Ярус	Возраст, млн. лет	$n$	$\Phi$ , $^\circ N$	$\Lambda$ , $^\circ E$	$A_{95}^\circ$	$D^\circ$	$I^\circ$	$\Phi_m^\circ$
1	$C_3$ , гжельский	293	8	36.9	172.9	4.4	213.0	-20.1	10.4
2	$P_1$ , ассельский	286	7	38.9	165.5	6.8	217.7	-27.4	14.9
3	$P_1$ , сакмарский	276	7	44.0	165.3	4.7	215.5	-34.9	19.2
4	$P_1$ , артинский-кунгурский	266	4	43.2	160.8	4.4	219.0	-36.0	20.0

Примечание.  $n$  – число полюсов обратной полярности;  $D$ ,  $I$ ,  $\Phi_m$  – палеомагнитные склонения, наклонения и палеошироты пересчитанные на координаты  $57^\circ N$ ,  $35^\circ E$ .

го яруса, представлены в табл. 4. Как видно, проведенная оценка углов поворота обоими способами дала близкие результаты. При этом для всех объектов значение угла поворота превосходит ошибку определения направления. Исключение составляет определение для пород кунгурского яруса из разрезов по р. Щугор. Это возможно связано с тем, что из-за недостаточного количества палеомагнитных определений на этот интервал времени ( $P_{1a}$ -kg), мы были вынуждены использовать общий средний палеомагнитный полюс для этих ярусов. На данном этапе исследований такая мера нам представляется возможной. И поскольку, даже при таком малом угле поворота, положение полюса изменяется значимо, для определения по породам кунгурского яруса р. Щугор палеомагнитный полюс также был пересчитан. Харак-

терной особенностью является то, что все структуры испытали поворот по часовой стрелке. После введения поправки за поворот для структур Южного, Северного и Полярного Урала и Северного Тимана вычислены новые палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы. Полученные палеомагнитные полюсы до и после введения поправки представлены в табл. 5. После введения поправок за повороты структур, вызванные влиянием локальных тектонических деформаций, новые определения объединены с данными из МБПД и снова подсчитаны средние палеомагнитные полюсы для каждого из ярусов – гжельского, ассельского, сакмарского и артинско-кунгурского. Полученные средние палеомагнитные полюсы для ВЕП на интервал времени  $C_{3gz}$ - $P_1$  представлены в табл. 6. На рис. 4л показано распре-

Таблица 7. Кинематические параметры Восточно-Европейской платформы для раннепермского времени

Временной интервал, млн. лет	Широтное смещение, $\Delta\varphi^\circ$	Скорость широтного перемещения, см/год	Полюс Эйлера		Угол поворота, $\Delta\Psi^\circ$	Скорость поворота, град/10 <sup>6</sup> лет
			$^\circ\text{N}$	$^\circ\text{E}$		
$\text{C}_3\text{gz}-\text{P}_1\text{as}$ (293–286)	$5 \pm 5$	$7 \pm 7$	48.2	320.1	$6 \pm 8$	$0.9 \pm 1.0$
$\text{C}_3\text{gz}-\text{P}_1\text{sk}$ (293–276)	$9 \pm 4$	$6 \pm 2$	28.6	287.1	$9 \pm 6$	$0.5 \pm 0.2$
$\text{C}_3\text{gz}-\text{P}_1\text{a-kg}$ (293–266)	$10 \pm 4$	$4 \pm 2$	39.1	300.4	$12 \pm 6$	$0.4 \pm 0.2$

Примечание. Ошибка широтного перемещения вычислена на уровне вероятности 63% ( $\alpha_{63}$ ), для поворота по дуге большого круга на уровне 95% ( $\alpha_{95}$ ); суммарные ошибки определялись по формуле  $\Delta = (\alpha_1^2 + \alpha_2^2)^{1/2}$  [Кокс, Харт, 1989].

деление этих палеомагнитных полюсов и имеющих в МБПД до введения поправок, а на рис. 4м после. Как видно, введение поправок на поворот структур позволило уменьшить разброс в распределении полюсов, которое теперь вытянуто с юга на север. Это согласуется с общей тенденцией движения ВЕП в позднем палеозое.

Большой интерес представляет оценка кинематических параметров движения ВЕП в изученный отрезок времени. Для возрастных оценок мы использовали геохронологическую шкалу Харланда [Harland et al., 1989] с корректировками Такера и Мак-Керроу [Tucker, McKerrow, 1995]. Раз-

личие средних палеомагнитных полюсов ВЕП от яруса к ярусу небольшое (табл. 6) и находится в пределах погрешности определений. Однако наблюдается значимое различие между определением для гжельского яруса карбона и определениями для сакмарского и артинско-кунгурского ярусов нижней перми. Поэтому оценка кинематических параметров проведена по отношению к середине гжельского времени: т. е. для интервалов  $\text{C}_3\text{gz}-\text{P}_1\text{as}$ ,  $\text{C}_3\text{gz}-\text{P}_1\text{sk}$ ,  $\text{C}_3\text{gz}-\text{P}_1\text{a-kg}$ . Расчет широтного смещения проводился по палеомагнитным направлениям для каждого яруса, которые получены из средних палеомагнитных полюсов ВЕП (табл. 6) пересчетом на точку с координата-

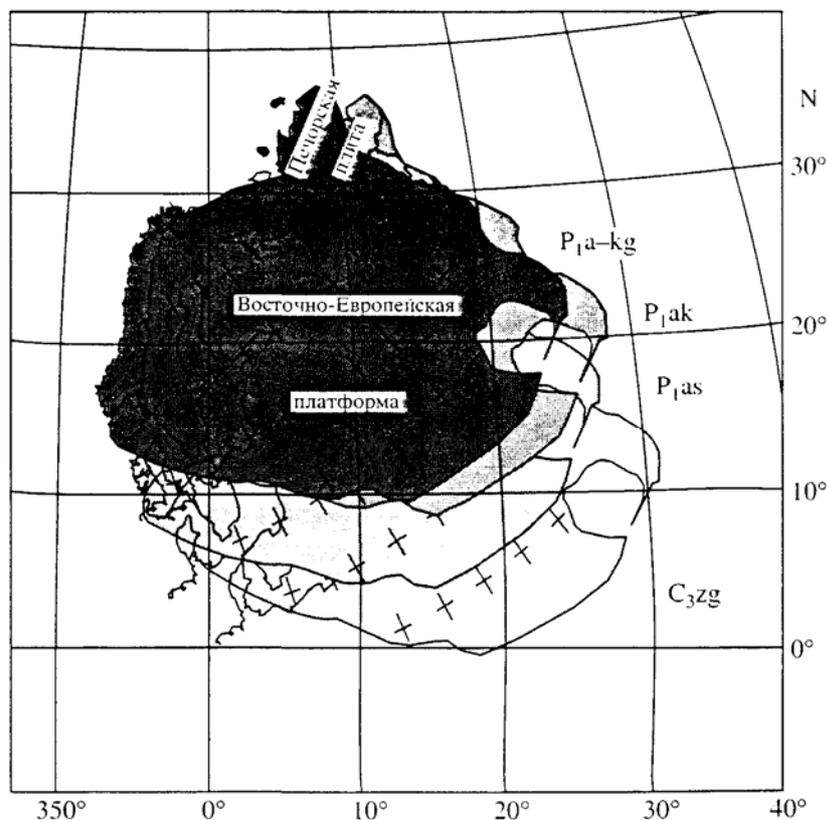


Рис. 6. Дрейф Восточно-Европейской плиты в позднем карбоне и ранней перми.

ми 57°N, 35°E. Углы относительного вращения определялись также по отношению к положению ВЕП в гжельское время. Полнос Эйлера вычислялся как нормаль к дуге большого круга, проведенного между двумя палеомагнитными полюсами, причем первым полюсом всегда оставался полюс для гжельского яруса. Полученные результаты представлены в табл. 7.

Как видно, из полученных данных, как по широтному смещению ВЕП, так и по перемещению по дуге большого круга, относительные ошибки изменения этих параметров для гжельско-ассельского временного интервала достигают 100%. Для других временных интервалов ошибки составляют 40–50%. Такая точность количественных оценок кинематических параметров разумеется недостаточна для решения задач геодинамики ВЕП и ее обрамления. Однако, можно с уверенностью говорить о перемещении ВЕП на север с уменьшением скорости перемещения в конце раннепермского времени. При этом происходит поворот ВЕП по часовой стрелке. Полученные оценки скоростей широтного перемещения и поворота не противоречат современным плитотектоническим моделям [Зоненшайн и др., 1990] и лежат в пределах 4–5 см/год и первые градусы за миллион лет. Естественно, в погрешность полученных кинематических параметров значительный вклад вносят погрешности определения возраста характерных компонент естественной остаточной намагниченности.

Полученные данные о изменении кинематических параметров ВЕП в течение ранней перми показывают, что точность имеющихся палеомагнитных определений все еще недостаточна для проведения количественных оценок: значимо лишь суммарное изменение этих параметров за весь интервал. Это в первую очередь связано с тем, что большинство имеющихся в МБПД палеомагнитных определений получены по разрезам, расположенным в одном регионе (северо-западная часть ВЕП, рис. 1). Более того, все эти объекты представлены магматическими породами и, с большой степенью вероятности, полученные по ним полюсы можно считать виртуальными геомагнитными полюсами, а не палеомагнитными. Поэтому использование этих данных при проведении геодинамических реконструкций не всегда оправдано. Для решения этой проблемы необходимо получение новых палеомагнитных определений и, в первую очередь, по разрезам осадочных толщ, имеющим хорошую возрастную привязку.

Дрейф Восточно-Европейской плиты в позднем карбоне и ранней перми показан на рис. 6.

## ВЫВОДЫ

1. По породам картамышской свиты Донбасса получен ключевой палеомагнитный полюс для ассельского времени нижней перми.

2. Успешно опробована методика внесения поправок за вторичные локальные повороты, связанные с надвигообразованием и формированием тектонических покровов.

3. Оценка кинематических параметров движения ВЕП в позднекаменноугольное-раннепермское время показывает, что движение плиты имело следующие характеристики:

– ВЕП перемещалась на север с уменьшением скорости перемещения в конце раннепермского времени; при этом происходил поворот ВЕП по часовой стрелке;

– надвиговые (шарьяжные) структуры восточного края ВЕП были заложены как меридиональные (в современных координатах) и в процессе коллизии с Уралом испытали повороты в горизонтальной плоскости на углы до 30 градусов;

– полученные оценки скоростей широтного перемещения и вращения лежат в пределах 4–5 см/год и первые градусы за миллион лет, что не противоречит современным плитотектоническим моделям.

4. Для уточнения полученных значений как координат средних палеомагнитных полюсов, так и кинематических параметров, необходимо получение новых палеомагнитных определений и, в первую очередь, по осадочным толщам территории Центральной России и Украины.

В заключение авторы выражают глубокую благодарность В.М. Бекетову (ВНИГРИ), Г.И. Гончарову (ВНИГРИ), В.И. Давыдову (ВСЕГЕИ) за предоставленные коллекции образцов горных пород, М. Вейсс (M. Weiss, Institut fuer Allg. und Angew. Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universitaet Muenchen, Germany) за проведение термомагнитного анализа и общую поддержку в период проведения измерений в палеомагнитной лаборатории Института прикладной геофизики при Мюнхенском университете, г. Мюнхен, ФРГ и М.Л. Баженову (ГИН РАН) за конструктивные замечания, высказанные при рецензировании статьи.

Работа выполнена при поддержке Министерства природных ресурсов РФ и РФФИ проект 01-05-64315.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Валенсио Д. А. Позднепалеозойские геомагнитные инверсии. Магнитостратиграфия и геодинамика. М.: Радио и связь. 1981. С. 52–58.

Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. М: 1 : 2 500 000 / Ред. Зоненшайн Л.П., Межеловский Н.В., Натапов Л.М. МинГеоСССР. 1988. Л. 16.

- Геологическая карта СССР. Масштаб I : 1000000, Объяснительная записка. Лист Q-40, 41-Воркута. Л.: МинГеоСССР. ВСЕГЕИ. 1977. 170 с.
- Горева И. В., Кашик Д. С.* (ответ, ред.). *Кассовая О.Л., Ложкина Н.В., Миклухо-Маклай О.Л., Молчанова Л.М., Шафрановский Г.И.* Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана. СПб: Наука. 1997. 288 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. 328 с.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.* О герцинских деформациях на Приполярном Урале // *Физика Земли*. 1995. № 11. С. 48-54.
- Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. М.: Мир. 1989. С. 427.
- Муравьев И. С.* Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. К.: КГУ. 1972. 202 с.
- Иестеренко Л. П.* Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна // *Изв. АН СССР. Сер. геологическая*. 1956. № 7. С. 33-48.
- Опорный разрез нижней перми р. Кожим / Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П., Чермных В.А. и др. Серия препринтов. Научные доклады. Сыктывкар. 1980. Вып. 58. 53 с.
- Палеомагнетизм палеозоя / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Л.: ВНИГРИ. Вып. 335. 1974. 238 с.
- Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. Сводный каталог 1, М.: Изд. МГК АН СССР. 1984. 95 с.
- Печерский Д. М., Дюенко А. Н.* Палеоазиатский океан, петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН. 1995. 298 с.
- Пнев В.П., Полозова А.Н., Павлов А.М., Фадеева И.З.* Разрез Айдаралаш - опорный разрез ассельского яруса. Записки Ленинградского горного института. 1976, Т. 73. Вып. 2. С. 90-98.
- Стратиграфия УССР. Т. VI. Ч. I. Пермь-Киев: Наукова Думка. 1970. 278 с.
- Храмов А. Н.* Палеомагнитные исследования верхнего палеозоя и триаса западной части Донбасса, Палеомагнитные стратиграфические исследования / Под ред. Храмова А.Н.Л. 1963. С. 96-117.
- Храмов А.Н.* Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1968. 1.С. 115-119.
- Храмов А. Н., Давыдов В. И.* Палеомагнетизм некоторых верхнекаменноугольных и нижнепермских толщ юга СССР и проблема структуры гиперзоны Киама. Палеомагнитные методы в стратиграфии. Труды ВНИГРИ / Под ред. Храмова А.Н.Л. 1984. С. 55-73.
- Чальшеев В.И., Варюхина Л.М., Молин В.А.* Граница перми и триаса в красноцветных отложениях Северного Приуралья. М.: Наука. 1965, 120 с.
- Vazhenov M. L., Burtman V. S., Dvorova A. V.* Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt. Central Assia post collisional rotations and deformation // *Tectonophysics*. 1999. V. 312. P. 303-329.
- Buchan K. L., Mertanen S., Park R. G., Pesonen L. J., Elming S.-A., Abrahamsen N., Bylund G.* Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // *Tectonophysics*. 2000. V. 319. P. 167-198.
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data // Pacific Geoscience Centre. Geol. Survey Canada, Sidney. 1994. 16 p.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G.* A geologic time scale 1989, Cambridge Univ. Press. N.-Y. 1990. 264 p.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Astronom. Soc.* 1980. V. 62. P. 699-718.
- McFadden P.L., Jones D.L.* The fold tests in palaeomagnetism // *Geophys. J. R. astr. Soc.* V. 67. 1981. P. 53-58.
- McFadden P. L., McElhinny M.W.* The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 161-172.
- McElhinny M.W., Lock J.* IAGA palaeomagnetic databases with Access // *Surv. Geophys.* 1996. V. 17. P. 575-591.
- Tonvik T.H., Smethurst M.A., Pesonen L.J.* GMAP - geographic mapping and paleoreconstruction package. NGU rapport nr 90.019. 1990.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van tier Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Stun B.A., Walderhaug H.J.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - a tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Science Review*. 1996. V. 40. P. 229-258.
- Tucker R.D., McKerrow W.S.* Early Palaeozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain // *Can. J. Earth Sci.* 1995. V. 32. P. 368-379.
- Van der Voo R.* The reliability of palaeomagnetic data // *Tectonophysics*. 1990. V. 184. № 1. P. 1-9.
- Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Univ. Press. UK: Cambridge, 1993. 411 p.
- Watson G. S., Enkin R. J.* The fold test in palaeomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2135-2138.
- Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks analysis of results. *Methods in Palaeomagnetism* / Ed. Collinson D.W. Amsterdam: Elsevier. 1967. P. 254-286.