

**О. М. РУСАКОВ**

# **МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ В МЕЗОЗОЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

550,38

О. М. РУСАКОВ

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ  
В МЕЗОЗОЕ

2711

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»

КИЕВ — 1969



В работе впервые изложены результаты палеомагнитных исследований мезозойских отложений северо-западной окраины Донбасса и Крыма. Детально изучен вопрос о происхождении естественной остаточной намагниченности этих отложений. Построен рекогносцировочный палеомагнитный разрез исследованных толщ. Реконструированы положения мезозойских виртуальных полюсов. Рассмотрена методика количественного анализа палеомагнитных и палеоклиматических данных. Изучена конфигурация магнитного поля Земли в мезозое. Сделана попытка объяснить разброс одновозрастных палеомагнитных полюсов разных континентов влиянием древних материковых аномалий без привлечения гипотезы крупных горизонтальных перемещений материковых глыб. Приведены факты, свидетельствующие о реальности палеомагнитного обоснования стабильности континентов.

Рассчитана на широкий круг геофизиков и геологов.

Ответственный редактор

канд.геол.-мин. наук Э.А.Крутиховская

Олег Максимович Русаков

Магнитное поле Земли в мезозое

Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики АН УССР

## ВВЕДЕНИЕ

Одна из основных трудностей при изучении геомагнитного поля состоит в том, что многие его характерные черты повторяются через промежутки времени, которые пока превышают длительность непосредственных наблюдений за поведением поля. Однако благодаря палеомагнетизму появилась возможность проследить историю геомагнитного поля начиная с раннего периода развития Земли.

Уже накоплен сравнительно большой фактический материал о характере геомагнитного поля в прошлом, хотя некоторые геологические периоды в палеомагнитном отношении исследованы недостаточно полно. В частности, мезозойская эра (за исключением раннетриасовой эпохи) по европейским породам практически не изучена, причем даже имеющиеся в незначительном количестве определения полюса довольно противоречивы. А между тем мезозойская эра представляет значительный интерес с точки зрения палеогеографии и палеоклиматологии: многие полагают, что именно в мезозое произошли те крупные геологические события в эволюции Земли, которые обусловили современные очертания материковых глыб и нынешний план климатической зональности.

Настоящая работа посвящена палеомагнитному изучению мезозойских осадочных пород северо-западных окраин Донбасса и Крыма и выполнена с целью решения следующих задач: 1) определения координат мезозойских полюсов, 2) исследования конфигурации палеомагнитного поля в мезозое, 3) изучения взаимодействия главного магнитного поля Земли и его недипольной части (материковых аномалий) в прошлом, 4) оценки палеомагнитным методом геологических гипотез о дрейфе материков и резкой смене плана климатической зональности в мезозое.

Чтобы восстановить историю поведения древнего поля Земли, необходим анализ мировых палеомагнитных данных. При этом неизбежно возникает проблема объяснения разброса разновозрастных полюсов разных континентов. Сейчас большинство зарубежных палеомагнитологов склонны расценивать этот разброс как результат крупных горизонтальных движений земной коры. Правда, концепции мобилизма не получили такого широкого распространения среди советских ученых.

Все попытки использовать палеомагнетизм для доказательства дрейфа материков базируются на фундаментальной гипотезе об аксиально-дипольном поле (в крайнем случае для этого необходимо, чтобы поле было дипольным, но не обязательно аксиальным). Однако гипотеза центрального осевого диполя пока может считаться только рабочей. В связи с этим А.Н.Храмов и др. [75] отмечают: "...ее значение для решения таких кардинальных и дискуссионных проблем, как происхождение земного магнитного поля, размеры Земли в прошлом и континентальный дрейф, настолько велико, что требуется постановка специальных исследований для проверки этой гипотезы для каждого крупного отрезка геологического времени". В частности, нужно выяснить, всегда ли распределение поля по поверхности Земли имело дипольный характер или же существовали эпохи, когда в отдельных регионах дипольное поле было искажено древними аномалиями. До тех пор, пока такая работа не проведена, требуется осторожно подходить к попыткам использовать палеомагнетизм для палеогеографических построений, какими бы они привлекательными не казались.

Положение усугубляется еще тем, что проблема дрейфа материков сама по себе сложна и противоречива. Спор между мобилистами и фиксистами продолжается, и, вероятно, не скоро наступит то время, когда он будет разрешен. Причина тому отнюдь не отсутствие фактов, которые подтверждают или отрицают перемещение огромных участков земной коры: довольно часто одни и те же факты интерпретируются оппонентами по-разному. Например, мобилисты не сомневаются, что палеоклимат нельзя объяснить иначе как иной, чем теперь, группировкой континентов [127], а фиксисты утверждают: "...данные о древних климатах не подтверждают идею о перемещениях материков. Наоборот, предполагая неподвижность материков, мы легко совмещаем палеоклиматические данные" [78]. Подобных примеров можно привести сколько угодно.

Причина незаатухающего спора, видимо, кроется в том, что не разработан удовлетворительный механизм перемещения материковых масс. Ведь недаром Вегенеровский вариант дрейфа был предан забвению, когда оказалось, что континентальные блоки не могут плыть по базальтовому слою дна океанов, поскольку материковая кора по прочности не отличается от океанической, а силы, которые Вегенер считал причинами континентального дрейфа, слишком малы, чтобы вызвать подобный эффект. Даже огромное количество данных из области структурной геологии, палеонтологии, палеоклиматологии, которые как будто подкрепляли гипотезу мобилизма, не спасло положения.

Поэтому после возрождения концепции Вегенера (главным образом благодаря палеомагнетизму) ее сторонники были озабочены не столько накоплением новых фактов, свидетельствующих о дрейфе материков, сколько разработкой правдоподобного с точки зрения современных знаний о строении Земли объяснения этого явления. Так возник неомобилизм, который причиной движения считает подкоровые течения, являющиеся результатом тепловой конвекции в мантии Земли. Неомобилистам казалось, что выход из тупика найден. Однако такой оптимистический вывод оказался преждевременным. И вот почему. Подводя итоги международного симпозиума, посвященного проблеме дрейфа материков (Лондон, 1964), Е. Буллард [89] в заключительном слове отметил, что многие факты указывают на значительные перемещения, хотя удовлетворительного механизма для их объяснения нет. Представления о конвекции наталкиваются на ряд принципиальных трудностей: отрицательная корреляция данных о тепловом и гравитационном полях, несовпадение наблюдаемой и теоретической эллиптичности Земли, равенство тепловых потоков на континентах и в океанах.

Остановимся более подробно на этих трудностях. По представлениям неомобилистов, над срединноокеаническими хребтами, где, по их мнению, поднимаются конвекционные потоки, должны наблюдаться отрицательные гравитационные аномалии. На гравиметрической карте, составленной в результате анализа движения искусственных спутников Земли, с такими хребтами совпадает больше максимумов, чем минимумов [27]. Это не противоречит результатам морской гравиметровой съемки: над Средним Атлантическим хребтом зафиксирована положительная, а не отрицательная аномалия Фая [27]. Следовательно, срединноокеанические хребты не могут быть местом поднятия конвекционных потоков.

Разница между гидростатическим и наблюдаемым сжатиями Земли дала возможность определить вязкость мантии ( $10^{26}$  пз) без каких-либо дополнительных предположений [133]. Изучение гравитационного поля Земли при помощи спутников показало, что структурные особенности континентов простираются на большие глубины вплоть до 650 км [66], причем различия в мантии под океанами и континентами, как об этом свидетельствуют данные о тепловом потоке, существуют по крайней мере  $10^9$  лет [133]. Поэтому и механические свойства мантии (вязкость  $10^{26}$  пз), и глубинные структуры не позволяют связать гипотезу континентального дрейфа с крупномасштабной конвекцией в мантии. Таким образом, вопрос о механизме дрейфа материков, как и раньше, остается открытым.

По мере накопления определений положений древних полюсов становится очевидным, что палеомагнетизм вступает в противоречие с представлениями геологов-мобилистов, согласно которым перераспределение южных материков началось не ранее середины мезозоя (более вероятно в конце мезозоя). Палеомагнетизм, если его интерпретировать, принимая предположение о дрейфе материков, указывает, что распад Гондваны начался в перми и триасе [98]. Причем палеомагнитная реконструкция южного суперконтинента существенно отличается от широко известных схем Дю-Тойта (1937), Кинга (1960), Вильсона (1963), которые основаны (по мнению этих авторов) на общности трансокеанических структур, сходстве стратиграфических разрезов, в том числе и нижнемезозойских.

В этих условиях интересно изучить возможности истолкования результатов палеомагнитных работ разных континентов только в рамках положений геомагнетизма, независимо от такой спорной проблемы, как дрейф материков. Именно этому вопросу посвящена настоящая работа. Автор понимает, что некоторые его выводы, в частности о конфигурации поля в мезозое и палеомагнитном обосновании стабильности континентов, носят в значительной степени предварительный характер, поскольку до сих пор ощущается острый недостаток достоверных определений направлений  $I_n$  по мезозойским породам. Тем не менее он будет считать свою задачу выполненной, если удастся привлечь внимание исследователей (особенно тех, кто разрабатывает теорию происхождения магнитного поля Земли) к идее древних континентальных аномалий, в общей

форме высказанной Г.Н.Петровой [40], Ю.М.Шейнманном [78], А.В.Поповой [43] и др., и которая в данной монографии разработана более подробно. Если допустить возможность длительного существования палеоконтинентальных аномалий, можно обойтись без гипотезы крупных горизонтальных перемещений земной коры.

---

## Г Л А В А I. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

### Палеомагнитная изученность мезозоя

В результате интенсивного развития палеомагнитных исследований уже накопилось значительное количество определений положения древних геомагнитных полюсов. По мере увеличения объема работ увеличивались и требования к надежности определения направления естественной остаточной намагниченности горных пород.

За последние годы в практику палеомагнитных исследований широко внедрены лабораторные методы изучения стабильности  $I_n$ , которые, наряду с применявшимися ранее полевыми приемами доказательства первичности вектора остаточной намагниченности, способствовали повышению достоверности палеомагнитных данных. Заметно улучшилась также и методика отбора образцов: в настоящее время они, как правило, отбираются в нескольких обнажениях, удаленных друг от друга. Это позволяет избежать грубых ошибок при измерении направления  $I_n$ , возникающих за счет вековых вариаций и возможных незначительных тектонических поворотов, которые не всегда могут быть обнаружены при геологической съемке.

В большинстве ранних палеомагнитных исследований нарушались методические установки, которые сейчас являются обязательной нормой при производстве полевых и лабораторных работ. Например, часто естественную остаточную намагниченность, получаемую при измерении, принимали за первоначальную. Не всегда отобранные образцы представляли геологический разрез, охватывающий значительный период по сравнению с временной шкалой вековых вариаций. Иногда породы изучались только на одном участке. Поэтому в свете

современных требований, предъявляемых к качеству палеомагнитных исследований, кажется своевременным критический разбор достоверности положений геомагнитных полюсов, тем более что координаты полюсов служат основой для разного рода обобщений, иногда довольно спорных.

В табл. I, которая составлена по состоянию на I января 1967 г., представлены результаты палеомагнитных исследований пород триасового, юрского и мелового возрастов. Породы залегают по всему земному шару. Хотя количество определений положения полюса достигает внушительной цифры (около 150), она не отражает истинного положения вещей, поскольку далеко не все координаты полюса можно считать достоверными.

Начнем с того, что подавляющее большинство юрских виртуальных полюсов фактически непригодны для каких-либо тектонических построений и реконструкций: почти все ориентированные образцы представлены серыми морскими отложениями (глинами, песками) и известняками, которые дали значительный разброс полюсов, полученных в результате измерения направления их естественной остаточной намагниченности. Поэтому Крир и др. [95] считают, что такие породы нельзя использовать для палеомагнитных целей - в основном из-за слабой остаточной намагниченности. Однако автор настоящей работы на основании лабораторных опытов (см. гл. IV) пришел к выводу, что плохая согласованность юрских полюсов скорее обусловлена влиянием вязкой намагниченности, приобретенной совсем недавно.

Полюсы (88-90), подсчитанные по порфирирам Армянской ССР, образуют довольно плотную группу, если учесть их возраст, который изменяется от раннеюрского до позднеюрского. Однако, к сожалению, координаты полюсов не соответствуют исходным данным, служащим основой для подсчета местоположения полюса. Только в одной работе по юрскому периоду, за исключением настоящей, сделана попытка оценить стабильность естественной остаточной намагниченности: имеется в виду исследование Гирдлера [104], где был применен метод обращения.

Относительно значимости юрских североамериканских полюсов можно сказать следующее. Они получены по формациям Кайента и Кармел. Помимо большого разброса направлений разных точек отбора образцов конус доверия среднего направления по первой формации включает направление современного диполя [92]. По-видимому, это

Номер п.п.	Возраст	Объект изучения	Место отбора	
			$\varphi$	$\lambda$

Т р и а с о в ы й

Европа

1	T <sub>I</sub>	Песчаники Вогез, Франция	48	6
2	T <sub>3</sub>	Песчаники Вилдавикофа, Испания	44	-6
3	T <sub>3</sub>	Песчаники Алкода и Агилар, Испания	41	-2
4	T <sub>I</sub>	Серебрянская свита, Донбасс	48	38
5	T <sub>I</sub>	Баскунчакский ярус, гора Б.Богдо	48	47
6	T <sub>I</sub>	Пестроцветная свита, оз. Индер	49	52
7	T <sub>I</sub>	Донгузская свита, р. Донгуз	53	55
8	T <sub>I</sub>	Бузулукская свита, р.Бузулук	53	55
9	T <sub>I</sub>	Бузулукская свита, г.Бузулук	53	52
10	T <sub>I</sub>	Ветлужский ярус, р.Вятка	59	51
11	T <sub>2-3</sub>	Песчаники юматурской свиты	53	55
12	T	Песчаники Испании	48	-5
13	T	Осадочные породы Франции	49	7
14	T	Пестрые песчаники Пфальца, ФРГ	46	8
15	T	Пестрые песчаники Вантера, "	46	8
16	T	Пестрые песчаники Вогемсберга, "	50	9
17	T	Пестрые песчаники Баден-Бадена, "	49	8
18	T	Пестрые песчаники Лораха, "	48	8
19	T <sub>2-3</sub>	Красноцветы Гренландии	72	-23
20	T	Верфенские сланцы Словакии	50	13
21	T <sub>3</sub>	Мергели Кейпера, Англия	53	-2
22	T	Диабазы Румынии	45	28
23	T	Диабазы Румынии	45	29
24	T <sub>I</sub>	Красноцветные аргилиты Румынии	45	29
25	T <sub>I</sub>	Серебрянская свита, с. Приволье, Донбасс	48	38
26	T <sub>3</sub>	Красные глины Донбасса	48	38
				А з и я
27	T <sub>I</sub>	Траппы Восточной Сибири	63	114
28	T <sub>I</sub>	Траппы нижней Тунгуски	66	88
29	T <sub>I</sub>	Траппы р.Ангара	58	100
30	T <sub>I</sub>	Траппы Сибири	67	92

D	j	$\alpha_M$	Координаты виртуального полюса				Полярность	Литературный источник
			$\Phi$	$\Lambda$	$\theta_1$	$\theta_2$		
п е р и о д								
218	10	12	28	142	12	6	-	[92]
4	56	2	82	150	2	2	+	[92]
350	52	6	78	225	8	6	+	[92]
219	-44	8	53	149	10	6	-	[73]
49	55	6	52	150	7	5	+	[73]
46	42	10	48	153	13	8	+	[73]
47	70	7	62	125	9	7	+	[73]
55	50	4	45	152	5	3	+	[73]
220	-51	12	54	164	17	10	-	[73]
218	-45	12	50	174	18	11	-	[73]
77	54	10	35	158	12	8	+	[73]
353	57	4	82	131	4	3	+	[122]
10	40	23	62	167	28	17	+	[121]
13	37	15	63	161	-	-	+	[121]
209	-10	18	42	147	-	-	-	[121]
14	25	12	51	167	-	-	+	[121]
17	40	10	61	155	-	-	+	[121]
10	30	5	58	169	-	-	+	[121]
358	68	7	68	160	-	-	+	[121]
6	25	5	53	184	6	3	+	[91]
327	26	13	43	133	14	8	+-	[92]
18	-2	36	41	185	36	18	+	[91]
212	-4	8,6	38	166	9	4	-	[91]
213	17	3	44	160	3	2	+	[91]
36	48	4	55	154	5	3	+	Гл. 1У наст. работы
29	73	4	70	88	8	8	+	То же
179	87	12	59	114	25	19	+	[20]
90	71	6	48	148	10	8	+	[20]
67	84	6	61	117	10	9	+	[20]
92	80	10	60	133	23	23	+-	[20]

31	T <sub>1</sub>	Долериты Сибири	71	101
32	T <sub>1</sub>	То же	71	101
33	T	Дайки Сибири	71	101
34	T	Красноцветы Таймыра	75	108
35	T	Долериты восточных гор Пекина	40	116
36	T <sub>2</sub>	Песчаники ладинского яруса, Дальний Восток	43	107
37	T <sub>2</sub>	Осадочные породы Таймыра	76	111
38	T <sub>1</sub>	То же	76	111
				Северная Америка
39	T <sub>3</sub>	Песчаники Спринг Дейл (точка 1)	37	247
40	T <sub>3</sub>	(точка 2)	37	247
41	T <sub>3</sub>	Формация Ретонда	35	256
42	T <sub>3</sub>	Осадочные породы формации Чинли, Помервиль	35	255
43	T <sub>3</sub>	Лас-Верас	35	255
44	T <sub>3</sub>	Шайнерамп	36	249
45	T <sub>1</sub>	Чагуотер, Вайоминг, Траблсом	42	254
46	T <sub>1</sub>	Алкова	42	253
47	T <sub>1</sub>	Шип	44	252
48	T <sub>1</sub>	Шел (точка 1)	44	253
49	T <sub>1</sub>	(точка 2)	44	253
50	T <sub>1</sub>	(точка 3)	44	251
51	T <sub>1</sub>	Уошейк	43	251
52	T <sub>1</sub>	Дайдвуди (точка 1)	43	251
53	T <sub>1</sub>	(точка 2)	43	251
54	T <sub>1</sub>	Лендер (точка 1)	42	252
55	T <sub>1</sub>	(точка 2)	42	252
56	T <sub>1</sub>	Термополис (точка 1)	43	252
57	T <sub>1</sub>	(точка 2)	43	252
58	T <sub>1</sub>	Ролинс (точка 1)	42	253
59	T <sub>1</sub>	(точка 2)	42	253
60	T <sub>1</sub>	Ред Маунтин (точка 1)	41	254
61	T <sub>1</sub>	(точка 2)	41	254
62	T <sub>I+2</sub>	Моенкопи Нешинл Парк	36	249
63	T <sub>I+2</sub>	Каньон Марбл	37	249
64	T <sub>I+2</sub>	Скалы Эффу	37	249
65	T <sub>I+2</sub>	Поверти Танк	36	249
66	T <sub>I+2</sub>	Вернол	40	251

286	-59	5	32	168	8	6	-	[20]
117	64	4	35	150	6	5	+	[20]
303	-64	5	34	146	8	6	-	[20]
130	68	6	40	147	8	6	-	[20]
63	18	32	27	217	33	17	+	[20]
56	70	10	53	184	10	10	+	[123]
161	39	8	28	135	10	6	+	[14]
149	51	7	33	155	10	7	+	[15]
350	39	8	72	98	10	6	+	[92]
338	16	-	55	107			+	[92]
16	55	4	77	337	6	4	+	[92]
9	9	9	56	107	9	4	+ -	[92]
33	47	16	61	350	21	14	+	[92]
355	43	6	78	90	8	5	+	[92]
134	-12	7	36	135	7	4	-	[92]
152	-18	8	49	118	8	4	-	[92]
148	-6	3	40	115	3	2	-	[92]
155	-23	7	50	113	8	4	-	[92]
340	36	-	60	110			+	[92]
146	-6	5	34	114	4	2	-	[92]
346	14	6	51	94	6	3	+	[92]
154	-20	7	50	112	8	4	-	[92]
339	25	6	55	107	6	3	+	[92]
157	15	9	35	99	9	4	-	[92]
344	27	4	58	101	5	2	+	[92]
170	-17	11	54	90	11	6	-	[92]
332	16	5	46	114	5	3	+	[92]
149	-19	4	48	122	7	3	-	[92]
328	12	4	44	120	3	2	+	[92]
151	-6	6	44	116	6	3	-	[92]
335	15	6	50	114	6	3	+	[92]
0	28	13	69	64	14	8	+	[92]
345	29	15	65	105	17	9	+	[92]
349	28	6	66	95	6	4	+	[92]
337	36	7	64	127	8	5	+	[92]
158	-4	6	46	103	6	3	+	[92]

67	T <sub>I+2</sub>	Сплит Маунтин	40	251
68	T <sub>I+2</sub>	Каньон Сэнд	40	251
69	T	Лавы Масацюзета	42	288
70	T	Лавы и осадки Коннектикут	42	287
71	T <sub>3</sub>	Осадочные породы формации Брунsvик	40	285
72	T <sub>3</sub>	Нью-Оксфорд	39	283
73	T <sub>3</sub>	Песчаники Динозаврового Каньона	37	249
74	T <sub>3</sub>	Лавы Масацюзета		
75	T <sub>3</sub>	Долериты, интрузивы, осадочные породы Нью-Джерси	40	285
А ф р и к а				
76	T <sub>I</sub>	Ийолиты Шова	-19	31
77	T <sub>3</sub>	Красноцветы Северной Родезии	-16	28
78	T <sub>3</sub>	Интрузивы комплекса Ринг	-22	27
79	T <sub>3</sub>	Песчаники Бечуаналенда	-23	27
А в с т р а л и я				
80	T <sub>I</sub>	Шоколадные сланцы Неребин	-34	151
81	T <sub>2</sub>	Туфы Брисбейна (точка 1)	-27	153
82	T	(точка 2)	-27	153
83	T	Туфы Тасмании	-42	147
Ю ж н а я А м е р и к а				
84	T	Красноцветы Аргентины	-24	295
85	T	Осадочные породы формации Лос Каброс, Аргентина	-33	291
86	T	Джирон, Колумбия	7	285
87	T	Венесуэлы	8	289
Ю р с к и й п е р и о д				
88	J <sub>3</sub>	Порфириты Армянской ССР	46	39
89	J <sub>2</sub>	То же	46	39
90	J <sub>1</sub>	" "	46	52
91	J <sub>1</sub>	Осадочные породы Йорк-Шира	54	-1
92	J <sub>1</sub>	Осадочные породы Шотландии	57	-5
93	J <sub>1</sub>	Пески Мидфорт, Шотландия	52	-2
94	J <sub>1</sub>	Осадочные породы Шотландии	52	-2
95	J <sub>1</sub>	Вулканические породы Пиреней	43	2
96	J <sub>2</sub>	Альпийские радиоляриты	48	12
97	J <sub>1</sub>	Альпийские известняки	48	12
98	J <sub>1</sub>	Глины Донбасса	48	38

156	-4	6	46	106	6	3	+	[92]
148	-7	9	43	118	9	4	-	[92]
10	14	15	54	90	15	8	+	[92]
12	14	15	53	86	15	7	+ -	[92]
2	22	3	61	102	3	2	+	[92]
334	48	6	66	174	8	5	+	[92]
17	31	11	65	28	12	6	+	[92]
		10	55	88	11	6	+	[122]
359	25	3	63	108	4	3	+	[122]
335	-52	14	64	266	14	14	+	[106]
350	-56	5	68	230	6	5	+	[106]
332	-53	7	61	266	7	7	+ -	[106]
326	-16	9	54	316	10	5	+	[92]
338	-82	7	49	340	17	17	+	[126]
11	-74	6	57	323	10	11	+	[126]
35	-83	-	39	323			+	[92]
-	-81	-	42	327	16	16	+	[126]
198	65	-	72	65	28	16	-	[123]
2	-27	-	71	296	22	16	+	[123]
3	26	-	82	310	18	10	+	[123]
254	-41	-	18	357	29	18	-	[123]
61	58	-	43	155	-	-	+	[73]
43	53	-	56	136	-	-	+	[73]
43	71	-	57	181	-	+	+	[73]
3	67	4	85	105	7	6	+	[92]
220	-71	18	68	78	31	27	+ -	[92]
103	70	8	33	41	18	11	+	[92]
262	-64	10	38	60	16	12	-	[92]
55	60	6	49	76	8	6	+	[92]
36	48	6	56	122	7	4	+	[115]
48	50	6	50	110	9	6	+	[115]
195	-74	2	75	68	4	4	-	Гл. IV наст. ра- боты

99	J <sub>2</sub>	Глины Донбасса	48	38
100	J <sub>2</sub>	То же	48	38
101	J <sub>3</sub>	" "	48	38
А в и я				
102	J	Осадочные породы Китая	29	106
103	J	Таймыра	76	III
С е в е р н а я А м е р и к а				
104	J <sub>1</sub>	Осадочные породы формации Кайента (точка 1)	35	249
105	J <sub>1</sub>	(точка 2)	36	250
106	J <sub>1</sub>	(точка 3)	37	249
107	J <sub>1</sub>	(точка 4)	36	249
108	J <sub>1</sub>	(точка 5)	37	248
109	J <sub>1</sub>	Кармель	38	251
А ф р и к а				
110	J <sub>1</sub>	Лавы Карру (159-90)	-29	28
111	T <sub>2</sub> -J <sub>1</sub>	Долериты Карру (точка 1)	-26	29
112	T-J <sub>1</sub>	(точка 2)	-26	29
113	T-J <sub>1</sub>	(точка 3)	-29	30
114	T-J <sub>1</sub>	Базальты Карру (точка 1)	-18	26
115	T-J <sub>1</sub>	(точка 2)	-18	26
А в с т р а л и я				
116	J <sub>1</sub>	Долериты Тасмании (170)	-42	146
117	J <sub>1</sub>	Долериты, дайки Ред Хилл, Тасмания (170)	-43	147
118	J <sub>1</sub>	Интрузии Носа Хид (137-142)	-27	153
119	J <sub>1</sub>	Долериты Джиндженбуллена	-34	150
120	J <sub>1</sub> +J <sub>2</sub>	"-" Проспекта (158)	-34	151
121	J <sub>1</sub>	Сиеиты Джибрелтар (178)	-34	151
А н т а р к т и д а				
122	J <sub>1</sub>	Долериты ледника Феррара (147-163)	-78	162
123	J <sub>1</sub>	"-" ледника Бердмор (147-163)	-84	165
124	J <sub>1</sub>	"-" гор Терон	-77	162
125	J <sub>1</sub>	"-" ледника Феррара	-78	161
И н д и я				
126	J	Траппы Силхет (точка II)	25	91

35	64	3	66	116	5	4	+	Гл. IV наст. работы
228	-64	3	58	115	5	4	-	Гл. IV наст. работы
9	60	3	81	169	4	3	+	Гл. IV наст. работы
261	84	-	2	48	-	-	+	[123]
123	49	-	26	173	10	7	+	[15]
353	43	9	79	102	12	7	+	[92]
20	50	6	72	354	8	6	+	[92]
14	48	6	73	19	7	5	+	[92]
335	50	11	68	151	15	10	+	[92]
4	53	9	85	23	13	9	+	[92]
349	63	9	80	200	14	11	+	[92]
333	-54	-	67	278	3	4	+-	[106]
173	58	5	77	233	7	6	-	[92]
307	-63	12	44	288	13	14	+	[92]
167	51	6	77	270	8	6	-	[92]
332	-40	5	63	252	6	2	+	[92]
328	-40	4	60	253	5	3	+	[92]
319	-84	3	51	340	6	6	+	[126]
294	-75	7	47	6	13	12	+	[126]
51	-79	13	36	312	25	24	+-	[126]
191	+80	12	63	324	15	15	-	[122]
359	-86	12	51	331	13	13	+	[122]
27	-86	20	41	326	24	14	+	[122]
250	-68	3	45	320	3	4	+	[123]
244	-75	11	59	319	20	18	+	[87]
64	-68	12	54	316	16	16	2	[87]
255	-68	3	58	322	5	5	+	[87]
322	-59	7	16	301	11	8	+	[124]



I27	J	Траппы Силхет (точка 2)	25	9I				
			Меловой период					
					Е в р о п а			
I28	Cr <sub>1</sub>	Осадочные породы Велден, Англия	50	[-I]				
I29	Cr <sub>1</sub>	Красноцветные аргиллиты Румынии	44	[28]				
I30	Cr <sub>1</sub>	Песчаники и мергели Словакии	50	[13]				
I31	Cr <sub>1</sub>	Осадочные породы Айрон Грит, Англия	5I	[0]				
I32	Cr	Красноцветные аргиллиты Румынии	44	[28]				
I33	Cr	Вулканические породы Грузии	4I	[45]				
I34	Cr	Серые алавролиты и мергели западной части Туркмении	40	[54]				
I35	Cr <sub>1</sub>	Серые глины Крыма	45	[35]				
I36	Cr <sub>1</sub>	Красные глины Крыма	45	[35]				
					А з и я			
I37	Cr <sub>2</sub>	Осадочные породы Красноярского края	56	[92]				
I38	Cr <sub>1</sub>	Приморья						
I39	Cr <sub>2</sub>	Восточной Ферганы	4I	[73]				
I40	Cr <sub>2</sub>	То же	4I	[73]				
I41	Cr	" "	-	-				
I42	Cr <sub>1</sub>	Гиссарского хребта	38	[67]				
I43	Cr <sub>1</sub>	То же	38	[67]				
I44	Cr <sub>1</sub>	" "	38	[67]				
I45	Cr <sub>1</sub>	" "	38	[67]				
					С е в е р н а я А м е р и к а			
I46	Cr <sub>1</sub>	Песчаники Дакота, США	34	[250]				
I47	Cr <sub>2</sub>	Граниты Сьерра-Невада, США	38	[240]				
I48	Cr	Диабазы Исечсена, Канада	79	[256]				
I49	Cr	Интрузивный комплекс Монтериджен Хилс, Канада (I00-I22)	45	[287]				
I50	Cr	Интрузии гор Меджестик, Канада (I15)	45	[289]				
					А ф р и к а			
I51	Cr <sub>2</sub>	Лавы и дайки Мадагаскара	-	-				
I52	Cr	Щелочный комплекс Лунята, Мозамбик (I09)	I7	[34]				
I53	Cr	Красноцветные алавролиты Мозамбика	-I7	[34]				
					А в с т р а л и я			
I54	Cr <sub>1</sub>	Интрузивный комплекс гор Дромедери (93)	-35	[I50]				
I55	Cr <sub>2</sub>	Щелочный комплекс Сигнет (I02)	-43	[I47]				

243	-60	I6	36	I47	24	I8	+	[I24]
345	63	2	79	243	3	2	+	[92]
10	68	9	83	I2I	II	9	+	[9I]
9	60	6	78	I58	6	5	+	[9]
3	68	6	87	I5I	IO	8	+	[I22]
6	62	3	I86	I3I	4	4	+	[9I]
I3	54		78	I65	3I	22	+ -	[I24]
	40	7	60	I67	4	2	+	[69]
355	68	3	82	34	5	4	+	Гл. IV наст. работы
352	74	4	74	20	7	7	+	Гл. IV наст. работы
330	72		73	344	I8	I6	+	[I5]
25	8I	II	6I	I38	II	II	+	[I4]
18	32	20	62	I92	22	IO	+	[73]
342	56	3	75	332	4	3	+	[73]
-	-	-	66	I76	-	-	-	[32]
12	58	7	8I	I45	IO	8	+	[I]
195	-53	5	8I	I77	7	5	+ -	[I]
23	46	5	72	I82	6	4	+	[I]
203	-59	I4	72	I64	2I	I4	-	[I]
I69	-57	I5	80	I84	2I	I6	+ -	[I46]
335	6I	4	70	I7I	IO	8	+	[I24]
284	79	8	69	I80	I4	I4	+	[I24]
I42	-60	IO	65	208	IO	IO	+ -	[I22]
I57	-52		69	I88	IO	7	-	[I22]
-	-	-	66	I96	9	9	+	[92]
336	-54	3	62	259	4	4	+	[I24]
359	-46	6	79	2I8	5	8	+	[I24]
19	-79	5	56	3I8	9	9	+	[I24]
3I4	-85	5	50	338	IO	IO	+	[I23]

в миллионах лет.

обусловлено малой стабильностью пород, в связи с чем остаточная намагниченность недостаточно точно отражает направление юрского поля. Следовательно, юрские породы представляют обширное поле деятельности для палеомагнитологов, потому что по сути дела мы почти ничего не знаем о поведении геомагнитного поля в юре по данным изучения палеомагнетизма пород этого возраста европейского и североамериканского континентов. Именно поэтому в настоящей работе большое внимание уделено юрским осадкам. Юрский период очень хорошо изучен в Австралии (I16-I21) и Антарктиде (I22-I25), где полюсы, построенные, как правило, по направлению первичной намагниченности, которая была выделена при помощи магнитной очистки, сгруппированы очень компактно (если рассматривать отдельные континенты/).

Помимо работ А.Н.Храмова и его сотрудников [73, 74], редко приводятся доказательства первичности  $I_n$  при изучении триасовых отложений Европы и Северной Америки. Однако измеренное направление остаточной намагниченности (за небольшим исключением), по-видимому, отражает локальное поле эпохи образования пород, потому что для красноцветов обычно характерна компактная группировка однонаправленных полюсов, хотя образцы пород отобраны на значительной территории, например, от Англии до Уральского хребта.

Что касается триасовых южноамериканских полюсов (84-87), то они вряд ли достоверны, поскольку получены по метастабильным породам, которые без магнитной очистки не могут быть использованы для палеомагнитных целей, да и возраст осадков предположителен [93].

Неплохо обоснованы с точки зрения стабильности пород полюсы 27-38, которые получены по измерениям  $I_n$  красноцветов и траппов триасового возраста. Безусловно, достоверны координаты африканских полюсов (76-79), полученные совсем недавно. Полюсы 80, 81 могут считаться опорными для Австралии, поскольку они получены так же, как и африканские в процессе исследований, которые отвечали всем методическим требованиям.

Меловой период до последнего времени был наименее изучен, что привело к интенсивному отбору образцов из меловых пород. Образцы тщательно исследовались лабораторными методами, в результате чего получились не вызывающие сомнения определения векторов  $I_n$ , и меловой период по надежности координат полюсов занимает теперь одно из первых мест.

Таким образом, анализ палеомагнитной изученности мезозойской эры свидетельствует о необходимости исследования верхнетриасовых и юрских пород Европы для того, чтобы можно было реконструировать историю древнего геомагнитного поля без существенных пробелов.

#### Остаточная намагниченность осадочных пород

По мере развития палеомагнетизма взгляды на происхождение естественной остаточной намагниченности осадочных пород несколько раз изменялись. Сначала считали, что  $I_n$  осадочных пород может быть только ориентационной. Затем, однако, появились работы [99, 100, 134], где было показано, что некоторые осадки имеют такую остаточную намагниченность, свойства которой не отвечают прежним представлениям. Она была названа химической.

В настоящее время намечается тенденция довольно часто объяснять

$I_n$  осадочных пород как результат химических превращений под действием магнитного поля Земли. Наряду с этим нередко допускается возможность одновременного присутствия в осадках и химической, и ориентационной намагниченностей. Поэтому необходим анализ условий образования этих видов намагниченности, а также критериев для их различия. От правильного решения вопроса о происхождении  $I_n$  осадочных пород будет зависеть достоверность палеомагнитных построений.

Первичная естественная остаточная намагниченность осадочных пород может возникать по-разному. Некоторые из осадочных пород намагничиваются в результате ориентации уже ранее намагниченных частиц по направлению земного магнитного поля. Считают, что ориентировка зерен происходит в процессе их осаждения в эпоху образования породы. Мелкие зерна, которые являются однодоменными, имеют самопроизвольную намагниченность очень высокой стабильности, а более крупные сохраняют намагниченность, полученную еще тогда, когда они находились в составе материнской породы. Ориентирующий эффект магнитного поля превышает эффект момента инерции по мере того, как уменьшается размер частиц. Он незначителен только для больших зерен.

Степень преимущественной ориентировки ферромагнитных частиц зависит от напряженности поля Земли, от величины остаточной намагниченности зерен, от вида ферромагнетика, а также от глубины осаждения. Большую роль при образовании ориентационной остаточной намагниченности ( $I_{го}$ ) играют также гидродинамический режим бас-

сейна и рельеф его дна. В процессе осаждения только небольшая часть зерен успевает ориентироваться своими магнитными моментами по направлению слабого магнитного поля Земли. Поэтому ориентационная остаточная намагниченность гематита, например, приблизительно в восемь раз меньше термоостаточной [47]. После обезвоживания и уплотнения осадка преимущественная ориентировка сохраняется, в результате чего порода приобретает остаточную намагниченность [12, 70, 79], которая с определенной погрешностью отражает локальное поле эпохи образования осадка.

В природе, однако, такая идеальная схема образования часто усложняется факторами, приводящими к тому, что намагниченность, которая возникла при осадконакоплении имеет несколько иное направление, чем направление действующего магнитного поля. Уже первые опыты по переотложению естественных глин в стоячей воде показали: направление вектора остаточной намагниченности, полученное в слабых магнитных полях, точно совпадает по склонению, но наклонение оказывается меньше угла наклона лабораторного поля [128]. Впоследствии разница между наклоном приложенного поля и измеренного по остаточной намагниченности переотложенных осадков была названа ошибкой наклона ( $\delta$ ) [131]. Она возникает при осаждении частиц вследствие того, что плоские зерна, а, следовательно, и направления  $I_n$  располагаются преимущественно горизонтально по плоскости осаждения, уменьшая тем самым угол наклона вектора остаточной намагниченности. Р.Кинг [131] установил, что при наличии горизонтального или вертикального поля (например на экваторе или в районе полюса) никакой ошибки в угле наклона не будет, поскольку в таком случае существует равная вероятность вращения частиц в любом направлении в процессе осаждения. Наибольшие искажения направления поля должны быть в средних широтах.

Опыты по отложению осадков на поверхностях, наклоненных под разными углами к горизонту, дали возможность установить наличие в измеренных наклонениях значительных ошибок, которые по величине превышают  $\delta$  [12, 131]. Угол отклонения вектора  $I_n$  от направления приложенного поля, который очень мало зависит от наклона поля, называется ошибкой напластования ( $\beta$ ) и обычно равен наклону поверхности осаждения. Он возникает в результате сплывания зерен (даже если они сферичны) при их перемещении по дну, поскольку они осаждаются на наклонных поверхностях.

Угол поворота (скатывания) зерен, возможно, равен углу падения плоскости осаждения. Поэтому введение поправки за наклон слоев, если имеются геологические признаки, указывающие на отложение осадков на наклонных поверхностях, дает приблизительно правильный угол наклона магнитного поля.

Д. Гриффитс и др. [109] провели серию осаджений с различными фракциями осадков и установили, что имеется тесная зависимость между величинами  $\delta$  и  $\beta$  соответственно и размерами зерен ферромагнетиков. Например, ошибка наклона уменьшается с уменьшением величины зерен, а ошибка напластования, наоборот, увеличивается. А. Рис [145] предложил формулу, связывающую  $\beta$  и размер зерна:

$$\beta = 3,55 \psi^{0,92 \pm 0,18} d^{-0,44 \pm 0,17}, \quad (1)$$

где  $\psi$  - наклон пласта в градусах,  $\beta$  - ошибка напластования в градусах,  $d$  - диаметр зерна в микронах, который находится как медиана совокупности частиц.

Формулу подтвердили Н. Хамилтон и Р. Кинг [114] на реальных породах. Поэтому предполагают, что для небольших наклонов ввести поправку за ошибку напластования можно достаточно точно.

Власову А. Я. и Коваленко Г. В. [12] удалось найти качественное соотношение между  $\delta$  и размерами частиц ферромагнетиков, а также обнаружить впервые зависимость  $\delta$  от вещественного состава ферромагнитных минералов. Так, например, оказалось, что частицы магнетита изометричной формы размером менее 8 мк (т.е. близкие к однодоменным) ориентируются точно по полю. При увеличении размеров частиц до 8 мк ошибка наклона увеличивается до  $10^\circ$ , тогда как частицы 150-300 мк занижают наклонение на  $20^\circ$ . Если же в качестве ферромагнетика использовались пирротин и гематит, то  $\delta$  для пирротина возрастает в среднем на  $5^\circ$ , а для гематита - на  $16^\circ$  по сравнению с магнетитосодержащими осадками с соответствующими размерами зерен.

Повсеместно наблюдалось, что ошибка наклона обратно пропорциональна разбросу направлений остаточной намагниченности осадков ( $\Delta$ ). Для наклона поля  $67^\circ$  величина  $\delta$  связана с  $\Delta$ , согласно А. Рису [144], следующей формулой:

$$\delta = 22^\circ, 2 - 1,64 \Delta. \quad (2)$$

За меру разброса взята величина стандартного отклонения ( $\Delta$ ), которое находится как среднее квадратичное угловых расстояний единичных векторов от среднего направления [151].

Пересаджение осадков в движущейся воде [109, 111, 144] показало, что наклонение остаточной намагниченности осадков искажается, по-видимому, в результате вращения частиц вокруг горизонтальной оси под прямым углом к направлению течения, а возникающая ошибка аналогична ошибке напластования. Отклонение намагниченности от направления поля подобно тому, которое возникает, если вместо осаждения частиц в потоке воды, мы осаждаем их на плоскость, падающую в направлении потока.

Вращение вызвано сдвигом ферромагнитных частиц от направления поля непосредственно перед тем, как они упадут на плоскость осаждения, причем она происходит по небольшой дуге, вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной течению воды. Этот эффект получил название ошибки вращения ( $\rho$ ).

Был предложен метод [144], при помощи которого, анализируя совместно направление остаточной намагниченности и магнитной анизотропии, можно (по мнению А.Риса [144]) получить информацию о направлении течения воды во время осаждения частиц. Предполагают, что вектор остаточной намагниченности и ось максимальной восприимчивости первоначально ориентируются вдоль магнитного поля, однако, при достижении границы ламинарного слоя непосредственно над плоскостью осаждения они поворачиваются на угол  $\rho$  и  $\rho_a$  соответственно. В лабораторных условиях отношение  $\rho/\rho_a$  постоянно ( $0,57 \pm 0,05$ ) для небольшой силы потока, а соотношение между ними выражается в виде

$$\rho = -1,30 + (0,568 \pm 0,52) \rho_a . \quad (3)$$

Экспериментальная проверка зависимостей, полученных в лаборатории, на естественных осадках не дала положительных результатов [145]. Вследствие очень малой величины магнитной анизотропии количественная оценка эффекта течения потока не удалась. Тем не менее результаты качественно согласуются с лабораторными исследованиями. По-видимому, влияние потока было слишком незначительным, чтобы его вычислить.

А.Я.Власов и Г.В.Коваленко [12] показали на современных речных осадках, что даже в том случае, когда осадки отлагались в речном потоке (скорость которого 0,8 м/сек, а направление течения воды составляет с современным полем угол почти  $90^\circ$ ),

направление остаточной намагниченности оказалось ориентированным по современному полю. Тем самым направление  $J_n$  в исследуемых осадках не отражает направления потока в эпоху осадкообразования. Возникает вопрос: а как часто встречается в естественных условиях ошибка наклоения? Выяснить это можно лишь, сравнив разницу между магнитными наклоениями осадочных и магматических пород, поскольку в последних нет ошибки наклоения. Решить поставленную задачу можно и при сравнении наклоения известного поля и наклоения, измеренного на современных осадках.

Есть основания полагать, что ошибка наклоения в лабораторных опытах получается несколько преувеличенной. Так например, наклоение намагниченности донных осадков Атлантического океана совпадает с наклоением земного поля в месте отбора проб [12, 130]. Не занижают наклоения и современные осадки [12]. Полевые определения ошибки наклоения отложений, для которых известно подлинное направление поля, показали, что в естественных условиях  $\delta$  меньше, чем при экспериментах [110]. Д. Гриффитс и др. [110] установили меньшую зависимость наклоения остаточной намагниченности от величины частиц по сравнению с лабораторными наблюдениями.

Н. Опдайк [141] наблюдал тесную согласованность направлений остаточной намагниченности образцов, отобранных в значительном стратиграфическом интервале среди красноцветов, долеритовых и оазальтовых потоков. Ошибка наклоения для красноцветов не была определена. Все эти факты дают основание считать, что хотя  $\delta$  и можно обнаружить в природе, она является меньшей, чем можно было бы ожидать на основании экспериментов по перестроению осадков. Не вызывает сомнений только реальность ошибки наплотования, величина которой в естественных условиях хорошо совпадает с предсказанной по результатам лабораторных исследований [114, 145]. Но ее очень легко обнаружить и ввести соответствующую поправку.

В естественных условиях процесс седиментации, в отличие от лабораторных, включает также уплотнение осадка. Поэтому важно знать, как оно влияет на ориентацию вектора остаточной намагниченности. Установлено, что вертикальное уплотнение искусственных осадков, содержащих частицы магнетита со средними размерами 8 мк, до давлений 1666 кг/см<sup>2</sup> снижает величину накло-

нения вектора остаточной намагниченности на  $9^{\circ}$  [12]. Дальнейшее увеличение давления вплоть до  $3268 \text{ кг/см}^2$  вызывает дополнительное уменьшение наклона всего на  $1^{\circ}$ . В осадках, ферромагнитные частицы которых менее  $8 \text{ мк}$ , эффекта занижения наклона в процессе увеличения давления практически нет.

Опыты по уплотнению донных отложений (частицы магнетита  $4-200 \text{ мк}$ ) показали, что максимальное занижение наклона достигает  $9^{\circ}$  при давлении свыше  $3000 \text{ кг/см}^2$ , т.е. и давление не так уж заметно искажает направление вектора остаточной намагниченности. Во всяком случае ошибка наклона не намного больше точности палеомагнитных работ. Таким образом, остаточная намагниченность осадочных пород дает более правильное представление о направлении поля эпохи их намагниченности, чем лабораторный эксперимент.

Механизм образования  $I_{r0}$  осадочных пород в стоячей воде Т. Нагата выразил математической формулой [138]. Результирующая намагниченность частиц, осажденных в таких условиях,

$$I_{r0} = N\sigma \left[ \operatorname{ctnh} \left( \frac{\sigma H}{\lambda} t \right) - \frac{\sigma H t}{\lambda} \operatorname{csch}^2 \left( \frac{\sigma H}{\lambda} t \right) \right], \quad (4)$$

что дает  $I_{r0} = 0$  при  $t = 0$  и  $I_{r0} = N\sigma$  при  $t \rightarrow \infty$  ( $t$  - время осаждения от поверхности воды к плоскости осаждения,  $\lambda$  - коэффициент вязкости воды по отношению к вращательному движению частиц,  $\sigma$  - магнитный момент частицы,  $N$  - число ферромагнитных частиц).

В случае возникновения  $I_{r0}$  в стоячей воде в естественных условиях глубина осаждения  $h$  связана с временем осаждения  $t$ :

$$\frac{h \nu}{m g}, \quad (5)$$

где  $m$  - масса частицы,  $g$  - сила тяжести,  $\nu$  - коэффициент вязкости воды по отношению к поступательному движению частиц. Отсюда формула (4) принимает вид

$$I_{r0} = N\sigma \left[ \operatorname{ctnh} \left( \frac{\sigma H \nu}{\lambda m g} \right) - \frac{\sigma H \nu}{\lambda m g} \operatorname{csch}^2 \left( \frac{\sigma H \nu}{\lambda m g} \right) \right]. \quad (6)$$

Формула (6) отличается от полученной ранее [35] тем, что при ее выводе были взяты более приемлемые допущения: учитывается, что частицы имеют три степени свободы, а не две, как предполагалось раньше. Формула Т. Нагаты подтверждена экспериментально [12]. Т. Нагата также предложил метод, который, по его мнению, дает

возможность по виду функции распределения ориентации магнитных частиц отличить  $I_{\text{го}}$  от  $I_{\text{ге}}$  ( $I_{\text{ге}}$  будет рассмотрена ниже). Однако для этого необходимо знать ряд параметров (например,  $\theta = \frac{I}{N\delta}$ ), определение которых связано с большими трудностями, что значительно снижает практическую ценность метода.

При благоприятных условиях вопрос о происхождении остаточной намагниченности можно решить по-иному. Теория образования  $I_{\text{го}}$  позволяет предполагать разную величину разброса в зависимости от размера ферромагнитных зерен: чем меньше зерна, тем меньше рассеяние направлений  $I_{\text{н}}$  образцов. Но хотя разброс варьирует, среднее направление остается одним и тем же, независимо от размера зерна. Само собой понятно, что это справедливо только в том случае, когда остаточная намагниченность стабильна. Примером удачного использования этого признака могут служить работы Е. Ирвинга [118] о природе палеомагнетизма торридонских песчаников Шотландии (он установил, что песчаники имеют ориентационную намагниченность) и Р. Долла [99], который сделал вывод о химическом происхождении намагниченности синих песчаников Калифорнии.

Полезным может оказаться сравнение разброса направлений естественных пород и перестроенных осадков (см. гл. IV), хотя в лаборатории не полностью моделируются условия осадконакопления, которые существуют в природе. Тем не менее в первом приближении оба процесса можно считать идентичными. Перестроение осадочных пород как метод изучения происхождения естественной намагниченности очень широко и успешно используется в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ [79].

Перейдем теперь к рассмотрению второго вида намагниченности — химической ( $I_{\text{ге}}$ ). Под первичной химической намагниченностью подразумевается намагниченность, которая образовалась на ранней стадии диагенеза. Такая химическая намагниченность полезна для палеомагнитного метода, потому что она отображает направление локального поля эпохи образования породы.

Химическая намагниченность является следствием процессов, связанных с фазовыми или химическими превращениями, которые могут происходить в природных условиях. Один из возможных механизмов создания  $I_{\text{ге}}$  заключается в образовании новых ферромагнитных минералов (например, восстановление гематита в магнетит) при одновременном воздействии на них внешнего маг-

нитного поля [112, 137]. Пока размеры частиц ферромагнитных минералов очень малы, времена релаксации у ферромагнитных зерен небольшие, и они быстро намагничиваются полем Земли. Когда в процессе роста кристаллов зерна достигают критического блокирующего диаметра ( $d_T$ ), магнитный момент зерен становится очень стабильным в поле малой напряженности (т.е. в магнитном поле Земли) и возникает постоянная намагниченность. У малых зерен коэрцитивная сила очень низкая, а у зерен, размер которых больше  $d_T$ , она достигает максимальной для данного материала величины. Увеличение размера частиц в случае возникновения  $I_{rc}$  при постоянной  $T$  и уменьшение температуры при термонамагничивании, когда размер зерен не изменяется, приводит к росту величины  $v/T$ , что быстро увеличивает период релаксации. Следовательно, с теоретической точки зрения оба механизма аналогичны и свойства  $I_e$  и  $I_{rc}$  должны быть идентичны.

Реальность  $I_{rc}$  доказана лабораторными опытами. Так, Т. Нагата и К. Кобаяши [137] наблюдали химическую намагниченность при переходе  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  в  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  во время нагрева порошкообразного гематита при  $T = 340^\circ\text{C}$  в течение 20 ч в атмосфере азота. Они также осуществили процесс превращения  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  в  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  при нагреве магнетита в кислороде до  $270^\circ\text{C}$ . Г. Хейг [112] получил химическую намагниченность при восстановлении гематита в магнетит, нагревая гематит в атмосфере светильного газа до  $T = 300^\circ\text{C}$ .

В природе, однако, если рассматривать обычные осадочные породы, химические изменения происходят при гораздо более низких температурах. Для того, чтобы реакция превращения одного вещества в другое прошла до конца, требуется длительное время. Такой эксперимент нельзя провести в лаборатории. Поэтому вопрос о значимости  $I_{rc}$  для реальных пород может быть решен только тщательными минералогическими анализами и изучением соотношения геометрии векторов остаточной намагниченности и структурных особенностей пород.

Рассматривая проблему возникновения  $I_e$ , мы не касались минерального состава ферромагнетиков осадочных пород. Чтобы оценить трудности, возникающие при попытках свести остаточную намагниченность осадочных пород всех типов к ориентационной, перейдем к описанию главных носителей магнетизма, а также процессов их минералогических превращений.

Согласно работам А.Н.Храмова, основными ферромагнитными компонентами, которые создают стабильную намагниченность, являются гематит и магнетит, причем они должны входить в фракцию менее 0,01 мм [69]. В красноцветях широко развиты гидроокислы железа, значимость которых для палеомагнетизма стала ясна совсем недавно. Например, в тяжелой фракции красноцветных толщ среднего и верхнего палеозоя Украины они составляют в среднем 90% всех минералов, а в легкой фракции гидроокислы железа — основное красящее вещество [63]. Это обстоятельство дало основание предполагать, что в ряде случаев почти вся остаточная намагниченность красноцветов связана именно с гидроокислами [63], хотя они (по некоторым, правда, скудным сведениям) иногда слабокоэрцитивны и могут создавать нестабильную компоненту намагниченности [94]. Более подробно вопрос о стабильности остаточной намагниченности гидроокислов железа рассмотрен в четвертой главе, а также в работе автора [47]. В настоящее время можно достаточно уверенно считать гематит таким ферромагнитным минералом, который определяет наиболее стабильную остаточную намагниченность [13, 32, 69, 71, 125, 143]. Гематит по своему генезису как породообразующий минерал встречается в двух разновидностях: вторичного происхождения и в виде обломочных, неизмененных, угловатых частиц, которые оседали в процессе осадкообразования. Поэтому остаточная намагниченность красноцветных пород, где он неизменно присутствует, может быть химической или ориентационной.

Химическая намагниченность обнаружена в некоторых осадочных породах, где установлена согласованность направлений остаточной намагниченности разных крыльев складок. В ряде случаев остаточная намагниченность обусловлена гематитом, который возник за счет окисления магнетита на ранней стадии диагенеза, когда скорость окисления была равна скорости осадения осадков [143]. Химическая намагниченность предполагается также в некоторых красноцветных осадочных породах восточной Ферганы [82] и голубых песчаниках Калифорнии [99].

Вторичный гематит часто возникает при дегидратации гидроокислов железа, когда процесс образования гематита, по-видимому, во времени незначительно отстает от начальной стадии седиментации осадка [139]. Например, К.Крир [94] не исключает возможности того, что некоторая часть гематита в красноцветах Англии,

которая обуславливает нестабильную  $I_n$ , представляет продукт дегидратации гидроокислов железа вскоре после образования осадка.

Ориентационная остаточная намагниченность гематита распространена довольно широко. Предполагается, что она характерна, например, для некоторых пород мела восточной Ферганы [32], красноцветных песчаников девона Рыбинской впадины [13], верхнепермских и нижнетриасовых отложений севера и востока Русской платформы [69], а также для пород многих других районов.

Заканчивая рассмотрение проблемы происхождения остаточной намагниченности осадочных пород, можно уверенно сказать, что направление первичной остаточной намагниченности любых осадочных пород довольно точно отражает направление древнего поля Земли. Поэтому очень большой разброс одновозрастных виртуальных полюсов разных континентов при взаимной согласованности результатов определения положения полюса для одного континента не может быть вызван ошибками в определении направления локального поля эпохи осадконакопления.

## Г Л А В А II. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Краткое литолого-стратиграфическое описание разреза

Палеомагнитному изучению подвергали мезозойские осадочные породы северо-западных окраин Донбасса (  $T-J$  ) и Крыма (  $Cr$  ). Образцы отбирали только там, где имеются хорошие естественные обнажения, которые наиболее полно представляют исследуемые разрезы. Краткое описание изученных разрезов составлено по литературным источникам [5, 8, 33, 57, 58, 81, 82] .

**Н и ж н и й т р и а с -  $T_I$ .** Отложения триасового возраста (серебрянская свита) пользуются широким развитием на северо-западных окраинах Донбасса. Очень часто они залегают несогласно на пермских или более древних породах. Серебрянская свита сложена в верхней части глинами вишнево-красного и реже зеленого цвета, а в нижней - разнозернистыми, обычно каолинизированными, белесоватыми песками и песчаниками с прослоями континентальных известняков и конгломератов. Песчаники триаса, как правило, имеют светлую окраску: белесоватую, светло-серую. Они мелко- и среднезернистые, плохо отсортированные, с включением крупных зерен кварца, гравия. Глины в основном бордово-красные, вишнево-красные, малиново-красные, коричневые, лиловые, фиолетовые, реже

зеленовато-серые и зеленые. Фаунистически отложения серебрянской свиты немые. Их мощность достигает 400 м, хотя на дневной поверхности обнажается только 50-80 м.

**В е р х н и й т р и а с - Т<sub>3</sub>.** Стратиграфически выше и трансгрессивно залегают осадки верхнего триаса. Толща представлена в нижней половине грубокластическим песчано-галечным комплексом мощностью 5-70 м, в верхней части - серыми, лилово-серыми, красными и желтыми плотными, нередко песчанистыми глинами с тонкими прослоями угля и обильной флорой (с. Гаражевка). Отложения образуют один цикл осадкоаккумуляции, нижняя их часть слагается грубозернистыми песчаниками и конгломератами, а верхняя - глинами.

**Н и ж н я я ю р а - J<sub>1</sub>.** В основании юрского разреза залегают морские осадки верхнего лейаса (тоар). Они представлены довольно однообразной толщей серых и сине-серых глин, переходящих нередко в алевролиты и переслаивающихся с ржаво-бурыми железисто-глинистыми песчаниками или с охристыми уплотненными перекрестнослоистыми песками. Мощность тоарского яруса до 90 м. Палеонтологически он охарактеризован вполне удовлетворительно.

**С р е д н я я ю р а - J<sub>2</sub>.** Породы нижнего аалена сложены морскими, а верхнего - морскими и континентальными фациями. Нижнеааленские осадочные породы составляют одно целое с тоарскими, от которых литологически они не отличимы. В подавляющем большинстве случаев континентальные отложения - это очень однообразная серия светло-серых, среднезернистых, косослоистых песчаников, уплотненных песков. Реже наблюдаются линзы темно-серых глин с растительными осадками. Морские породы верхнего аалена, вскрытые в ряде скважин, состоят из серых или синеватых глин, где часто встречаются обугленный растительный детритус и включения пирита. Часто глины сильно песчанистые. Мощность морских слоев определить трудно, поскольку неясна их граница с нижним байосом. Общая мощность ааленского яруса 15-40 м.

К отложениям байосского яруса относится значительная по мощности [100] и в общем однородная по составу серия темно-серых или сине-серых глин, тонко переслаивающихся с прослойками алевролита и тонкозернистого песчаника. В верхах байоса заметную роль играют ржаво-бурые грубые железистые песчаники и конгломераты. Они во многих случаях замещают сине-серые глины.

Осадки бата известны в морской и континентальной фациях.

Нижняя часть толщи бата - сине-серые или пепельно-серые глины, во многих случаях с включениями сидерита. Их мощность колеблется в широких пределах, но не превышает 20-30 м. Верхняя же часть представлена светло-серыми и зеленовато-серыми, часто каолинистыми песчаниками, переслаивающимися с серыми глинами. Мощность их 35 - 85 м. В среднеюрских отложениях обнаружена обильная фауна.

Верхняя юра -  $J_3$ . Породы кимериджа состоят из известняков, красно-бурых (пестроцветных) глин, переходящих кверху в мелкозернистые пески и супеси. В глинах содержатся линзы мергелей и мергелистых песчаников, а в известняках - многочисленные и разнообразные остатки фауны. На размытой поверхности красно-бурых глин и супесей залегает толща желтовато-серых или белесоватых косослоистых песков и рыхлых песчаников, заключающих массу глинистых катунов и прослойки буровато-красных глин. Мощность кимериджских отложений 10-30 м.

Нижний мел -  $Cr_1$ . Породы нижнего мела изучали в Крыму. Аптские отложения представлены всюду главным образом фацией серых, зеленоватых, коричневатых или красноватых глин с ярко-красными или бурыми сферосидеритами, иногда с небольшими прослоями песчаников. В районе Феодосии мощность этих глин достигает 100 м, а около Симферополя в карьерах обнажается 10-15 м аптских глин.

#### Минералого-петрографическая характеристика ферромагнетиков

Минералого-петрографическому изучению выборочно подвергали образцы, характеризующие практически весь разрез. Породы изучали по макроскопическим признакам и в шлифах (35 шлифов). Минеральный состав анализировали по фракциям при помощи иммерсионного метода (25 образцов). Применяли также терромагнитный анализ (40 образцов). Здесь приводим краткую характеристику только железистых минералов, поскольку они представляют интерес с точки зрения происхождения остаточной намагниченности пород.

Породы триаса ( $T_1$  и  $T_3$ ) представлены глинами и мергелями. Основным породообразующим элементом является глинистое вещество, пропитанное гидроокислами и окислами железа, которые рассеяны то равномерно по породе, то в виде пятен или полос. Иногда глинистое вещество полностью замещается гидроокислами железа. Опознать удалось такие железистые минералы: гидротетит,

гетит, гематит, магнетит. Гидрогетит образует тончайшие пелитоморфные комочки, встречается в виде мелких зерен или обволакивает зерна терригенного материала (кварца, полевого шпата). Гематит развивается по гидрогетиту и магнетиту (сравнительно редко), представлен мельчайшими пыловатыми частицами, которые образовались, видимо, непосредственно при дегидратации гидрокислов железа. Магнетит состоит из очень мелких единичных зерен. Зерна частично окислились в гематит. Следовательно, гематит образовался двумя путями: при дегидратации гидрокислов железа и за счет окисления терригенного магнетита. Однако во втором случае количество гематита пренебрежимо мало.

В юрских породах по сравнению с триасовыми доля терригенных железистых минералов несколько увеличивается, хотя в процентном отношении аутигенные минералы резко преобладают (они составляют более 90% всех ферромагнетиков). Терригенный ферромагнитный материал ( $J_1$  и  $J_2$ ) состоит из гематита и магнетита, который в той или иной степени окислен. Аутигенные железистые минералы ( $J_3$ ) представлены гидрогетитом и гематитом с примесью гетита. Нередко наблюдается чередование участков гетит-гематитового состава с гидрогетитовым. Переходы между ними более или менее постепенные, зачастую трудно уловимые. Аутигенные минералы нижнеюрских пород находятся в виде тонких зернышек, комочков и тонких пылеватых частиц цементирующей массы.

В отложениях средней юры часто встречаются мелкие и пылеватые зерна аутигенного гематита. Гидрогетит пигментирует, в местах цементирует отдельные участки пород. Отмечены также мелкие зерна гидрогетита.

В верхнеюрских осадках появляется терригенный титаномагнетит. Наблюдаются отдельные очень мелкие зерна магнетита. Они угловаты, полусферичны, изометричной и пластинчатой формы. Магнетит частично замещен гематитом. Среди аутигенных минералов зафиксированы гидрогетит и гематит с примесью гетита. Гидрогетит образует неправильные изометричные зерна, обволакивает терригенный материал в виде тонких пылеватых включений или комков. Однако наибольшее его количество наблюдается в тонкодисперсном состоянии среди глинистого вещества.

Ферромагнитные минералы нижнемеловых пород не отличаются от аналогичных минералов более древних отложений: основная

масса железа - это гидрогетит, который пятнами различной интенсивности пигментирует породу или представлен отдельными зернами. Иногда встречается гематит. Значительно реже зафиксировано наличие магнетита.

Таким образом, можно отметить, что железистые минералы изученных толщ состоят в основном из аутигенного гидрогетита, часто с заметным содержанием гематита, который в некоторых случаях преобладает над гидрогетитом. Причем преобладающая масса гидрогетита представлена тонкодисперсной фазой среди глинистого вещества. Терригенный магнетит и гематит играют ничтожную роль среди ферромагнитных минералов.

Рассмотрим коротко образование минералов железа. Минералогопатрографический анализ триасовых пород позволяет считать их континентальными осадками мелководных бассейнов озерного, болотного и речного типов. Растворенное и взвешенное железо в рачной мути обогащало тонкие фракции (глинистое вещество) и оседало совместно с пелитовыми частицами. В дальнейшем при переходе осадка в породу (на разной стадии диагенеза) гидроксиды железа в различной степени дегидратировались, перераспределились. Так образовались гетит, гидрогетит, гематит. Правда, часть гидрогетита появилась уже в процессе транспортировки железа. Красноцветы триаса первично окрашены. Механизм образования окраски триасовых пород Донбасса подробно описан А.Н.Третьяком [68].

Отложения юры более разнообразны: они представлены континентальными, дельтовыми, прибрежно-морскими образованиями. Горизонтальная слоистость и агрегатное угасание глинистых минералов свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило в спокойной обстановке мелководных эпиконтинентальных морей, которые, по данным Ю.А.Русько [52], были частично обрешены. Поэтому осадконакопление происходило в слабо щелочной или нейтральной обстановке, хотя в некоторые моменты существовала восстановительная среда. Условия транспортировки железа и образования ферромагнитных минералов в юре, вероятно, мало отличались от условий, существовавших в триасе, поскольку в породах установлены одни и те же железосодержащие минералы. Несколько повышенное количество терригенного материала связано с тем, что процессы осадконакопления преобладали над процессами размыва.

Быстрое захоронение отложившегося материала, прогрессирующее уплотнение осадков, дегидратация и литификация обрывали ход перераспределения вещества, крайняя медлительность которого обуславливалась и тонкодисперсной средой. Она значительно сокращала кислородный обмен и сводила к минимуму превращение железистых минералов на более поздних стадиях диагенеза. Так, например, мельчайшие зерна терригенного магнетита только частично успевали окислиться в гематит в начале диагенеза или при переносе водными потоками. Встречаются также зерна магнетита, которые покрыты лишь пленкой лимонита. Следовательно, в данном случае терригенный магнетит — важный индикатор условий диагенеза: он указывает на отсутствие окислительной обстановки на протяжении геологической истории породы после превращения осадка в породу. Поэтому аутигенный гематит в основном является результатом дегидратации гидроокислов железа в самом начале процесса образования из осадка породы, а ферромагнитные минералы (гидроокислы железа, гематит) по происхождению сингенетичны породе, поскольку в последующие этапы диагенеза они практически не превращались.

Предположение о сингенетичности минералов железа не противоречит данным других исследователей. Так, М. П. Кожич-Зеленко [24] считает, красный цвет пород триаса и перми Днепровско-Донецкой впадины, который обусловлен железистыми соединениями, первичным. И. И. Литвин [26], изучая верхнеюрские пестроцветные образования северо-западных окраин Донбасса, пришел к выводу о сингенетичном неравномерном распределении железа в породах, с чем связана их пестрая окраска. А. Н. Третьяк [63] установил, что триасовые отложения Донбасса первично окрашены. Вообще, первичность окраски красноцветов признается многими исследователями [10, 22, 44, 46, 59.]

Правда, в истории формирования пород существовали отдельные моменты, когда осаждение замедлялось. Тогда развивалась восстановительная среда (особенно при наличии органических остатков), способствовавшая обесцвечиванию некоторых участков пород. Под воздействием локальных очагов восстановительной среды окислы железа переходили в более растворимые и подвижные соединения — карбонатные, сульфидные и закисные. Однако основная масса ферромагнитных минералов сохранилась без существенных изменений, что дает возможность предполагать наличие первичной естественной остаточной намагниченности у изученных пород (см. гл. IV).

## Г Л А В А Ш. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Отбор, измерения образцов и статистическая обработка результатов

Методику палеомагнитных исследований — отбор ориентированных образцов, измерение величины и направления  $I_n$ , обработку результатов — подробно описал А.Н.Храмов [69]. Затем она изложена в руководстве по проведению палеомагнитных работ [70]. Поэтому в настоящем разделе кратко затронуты только те методические установки, которые использовались при выполнении настоящей работы.

Правильный выбор геологических объектов для отбора образцов играет решающую роль в успешном проведении палеомагнитных исследований. Разрезы для изучения выбирали по нескольким признакам, хотя предпочтение отдавали тем красноцветным и пестроцветным первично окрашенным тсллам, которые наиболее полно представляют интересующий нас промежуток времени.

Каждую толщу по возможности исследовали в нескольких обнажениях, поэтому все средние направления естественной остаточной намагниченности подсчитаны по образцам, которые отобраны как минимум в двух обнажениях. Ориентированные образцы отбирали равномерно по обнажению через 2-5 м истинной мощности, преимущественно из пластов глин и алевролитов, поскольку величина  $I_n$  таких пород максимальна при прочих равных условиях.

В каждой точке отбора поверхность слоя очищали от выветренной породы и подготавливали площадку, параллельную плоскости напластования толщи. Тем самым устраняли искажения направления  $I_n$ , обусловленные наклоном слоев. На площадке отмечали направление магнитного меридиана в сторону падения пласта (ось  $x$  образца) и отбирали один-два штуфа, из которых затем изготовляли два — шесть ориентированных стандартных кубических образцов ребром 5 см. Чтобы обеспечить высокую точность работ, достаточно отобрать по одному образцу из каждого слоя [23]. Однако для лабораторных исследований необходимо большое количество образцов. Ориентировку штуфов производили при помощи горного компаса. Точность определения азимута линии падения составляла  $\pm 1-2^\circ$ . В дальнейшем при подсчете направления  $I_n$  вводили поправку на современное магнитное склонение в точке отбора образцов.

Юрские отложения северо-западной окраины Донбасса и меловые

Крыма представлены глинами, алевролитами серого, железного и черного цвета со всевозможными промежуточными оттенками. Образцы отбирали в большом количестве (учитывая слабую палеомагнитную изученность юрского периода), чтобы можно было оценить, насколько они пригодны для палеомагнитных исследований. Ранее породы такого цвета были отнесены в разряд перспективных палеомагнитных объектов [70].

Измеряли величину и направление естественной остаточной намагниченности образцов на аstaticком магнитометре, который изготовлен по чертежам А.Н.Храмова. Аstaticческая система состоит из двух антипараллельных магнитов с магнитным моментом 25 ед. СГС каждого. База системы равна 17 см. Цена деления прибора 0,015γ/мм шкалы. Стандартные образцы измеряли парами на расстоянии 7,5 см от верхнего магнита. Расстояние уменьшалось до 4 см, когда исследовали кубики с ребром 2,5 см. Величину и направление естественной остаточной намагниченности вычисляли по известным формулам. Направление  $I_n$  характеризовалось двумя углами - склонения и наклона [69, 70]. В азимутальный угол вводили поправку за азимут линии падения.

Точность измерения скалярных величин  $I_n$  оценивали по величине среднеквадратичной погрешности. Зависимость среднеквадратичной погрешности от значения величины остаточной намагниченности представлена на рис. 1а. Начиная со значений  $I_n = 2 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС величина среднеквадратичной погрешности становится постоянной, равной 3%, и не зависит от дальнейшего возрастания величин  $I_n$ .

Методика определения среднеквадратичной погрешности ( $\sigma$ ) детально описана А.Н.Третьяком [63]. Поэтому здесь только укажем, что сначала подсчитывались среднеквадратичные погрешности для определенных интервалов значений  $I_n$ , а затем зависимости между величинами  $I_n$  и  $\sigma$  для каждого из этих же интервалов, т.е.  $\epsilon = \frac{\sigma}{I_n}$ . Точность определения средних направлений векторов естественной остаточной намагниченности вычисляли при помощи статистического метода, разработанного Р.Фишером [102]. Он показал, что среднее направление  $N$  единичных векторов соответствует истинному среднему направлению намагниченности с определенной погрешностью, которая выражается полуглом  $\alpha$  конуса, описанного вокруг среднего направления  $N$  единичных векторов. Полуугол  $\alpha$  подсчитывается по формуле

$$\cos \alpha_{1-p} = 1 - \frac{N-R}{R} \left\{ P^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\}, \quad (7)$$

где  $N$  - количество векторов,  $R$  - векторная сумма  $N$  направляющих косинусов,  $1-p$  - вероятность того, что истинное направление намагниченности лежит внутри конуса с полууглом  $\alpha$ .  
Здесь, как обычно,  $P$  равно 0,05, что соответствует 95% вероятности нахождения истинного направления  $I_H$  внутри конуса доверия. Методика подсчета  $R$  подробно описана в инструкции по палеомагнетизму [70].

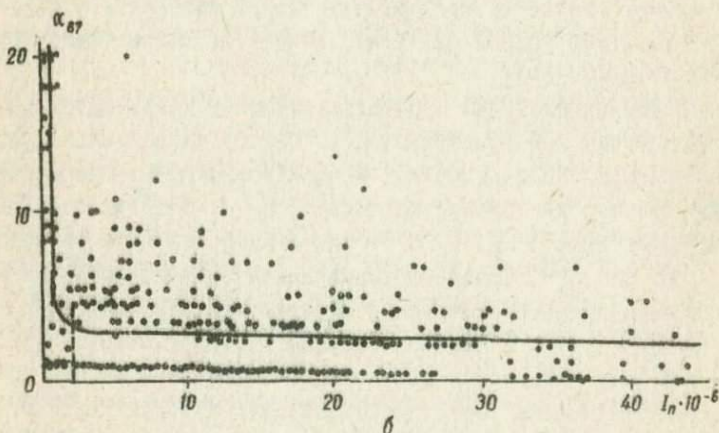
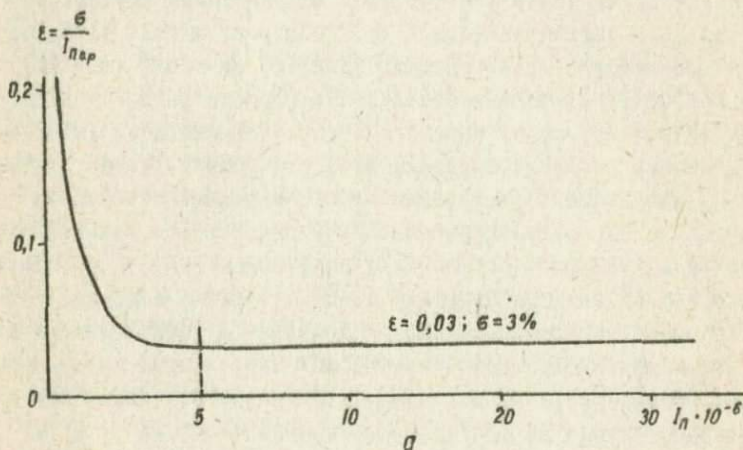


Рис. 1. Зависимость средней относительной погрешности от значений  $I_H$  (а) и зависимость между величиной  $I_H$  и ошибкой в определении направления  $I_H$  (б).

Когда определяли угловую погрешность измерения отдельного вектора, уровень вероятности принимали  $I-P = 2/3$  [69]. В таком случае  $\alpha$  приобретала смысл среднеквадратичной погрешности. Зависимость  $\alpha$  от абсолютной величины измеряемой естественной остаточной намагниченности представлена на рис. 1,б. Для прибора, на котором произведены измерения, начиная со значений  $I_n = 2 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, угловая погрешность становится постоянной и равной  $3^0$ . Для всех средних направлений  $I_n$ , используемых при дальнейших реконструкциях, подсчитаны значения  $\alpha_{95}$ . Величины  $\alpha_{95}$  показывают высокую точность работ, потому что все направления имеют конус доверия меньше  $4^0$ .

Средние вектора направлений  $I_n$ , полученные по отдельным обнажениям, трансформировали в геомагнитные полюсы, координаты которых подсчитывали по известным формулам, причем координаты полюса находили сначала графически, а затем уточняли по формулам [69, 70].

В процессе работы неоднократно возникала необходимость проверить гипотезу о том, что средние направления намагниченности разных точек или полюсы некоторых периодов - идентичны. Для этого применяли статистический анализ при помощи  $F$ -распределения [II], который вкратце сводится к следующему. Находим величину

$$F_{(p-1)(q-1), (p-1)(n-q)} \approx \frac{(N-q)(\sum R_i - R)}{(q-1)(N - \sum R_i)}, \quad (8)$$

где  $q$  - число рассматриваемых выборок (точек отбора),  $p$  - размерность пространства выборок,  $R_i$  - сумма результирующих векторов каждой выборки,  $R$  - длина суммарного вектора, когда все точки взяты вместе:

$$R = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n y_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n z_i\right)^2}, \quad (9)$$

причем  $x_i, y_i, z_i$  - составляющие результирующих векторов каждой выборки,  $N$  - количество векторов.

Полученное значение  $F$  сравниваем с теоретическим  $F$ -распределением, таблицы которого приведены в статистических пособиях [30, 34]. Если  $F$ , полученное по формуле (8), больше величины  $F$ , стоящей на пересечении столба  $(p-1)$  ( $q-1$ ) со строкой  $(p-1)$  ( $n-q$ ) таблицы  $F$ -распределения, то гипотеза о совпадении неверна, если меньше - гипотеза не противоречит наблюдениям с определенной степенью надежности.

### Лабораторные методы изучения естественной остаточной намагниченности осадочных пород

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород обычно состоит из двух компонент - первичной ( $I_n^p$ ) и вторичной ( $I_{nv}$ ), каждая из которых отвечает различным физическим процессам намагничивания пород при условии, что они не подвергались заметным физико-химическим изменениям в течение геологической истории их существования [69, 72]. В таких случаях вторичная намагниченность направлена по современному магнитному полю в точке отбора образцов, поскольку она обусловлена длительным воздействием на породу магнитного поля Земли. Эта намагниченность называется вязкой. Она возникает за счет флуктуаций тепловой энергии, которая при превращении в магнитную позволяет доменам с разной коэрцитивной силой преодолевать энергетические барьеры и приобретать преимущественную ориентировку по направлению приложенного поля Земли. Поэтому вязкая намагниченность имеет всеобщий характер и присуща всем без исключения породам - ведь всегда в образце найдутся такие ферромагнитные зерна, время релаксации которых меньше абсолютного возраста породы. Разница состоит лишь в соотношении величин  $I_n^p$  и  $I_{nv}$ . В благоприятном случае первичная компонента очень большая по сравнению со вторичной, что дает возможность использовать такие породы для палеомагнитных целей без чистки. Графически это выражается симметричной кучной группировкой направлений  $I_n$  вокруг среднего вектора, который удален от современного поля, и его положение не зависит от элементов залегания пород, если координатная система связана с плоскостью напластования. Однако очень часто  $I_{nv}$  по величине соизмерима или даже больше  $I_n^p$ . Ее направление (по вполне понятным причинам) заметно отличается от направления  $I_n^p$ . Поскольку полезную информацию о магнитном поле Земли в прошлом несет только первичная намагниченность, то возникает необходимость удалять вторичную компоненту  $I_{nv}$  или в крайнем случае учитывать ее влияние. Следовательно, интерпретация палеомагнитных измерений в значительной степени зависит от методов определения природы компонент намагниченности.

В настоящее время разработаны и применяются несколько полевых и лабораторных методов [38, 69, 72] для оценки влияния  $I_{nv}$  или ее удаления. Метод температурной чистки, предложенный Е.Телье в конце 30-х годов XX ст. [125], получил широкое рас-

пространение при изучении осадочных пород сравнительно недавно, хотя метод отличается простотой выполнения и большой производительностью.

Вначале температурную чистку помимо кристаллических пород применяли при исследовании песчаников, мергелей, т.е. осадочных пород достаточно плотных [99, 120], а затем нагревы использовали для удаления нестабильной намагниченности из образцов, представленных глинами и мергелями [64].

Внедрению температурной чистки в практику палеомагнитных исследований осадочных пород долгое время препятствовало утверждение о возможности химических или фазовых превращений ферромагнетиков уже при температуре несколько сот градусов. Автор [48], не оспаривая этого в общем—то справедливого мнения, показал, что хотя гидрокислы железа начинают подвергаться магнитозначимым изменениям при температуре 180–220°C, нагрева до 170°C вполне достаточно для выделения направления первичной  $I_n$ , поскольку нестабильная намагниченность исчезает в основном в диапазоне 120–160°C. Когда же в породе есть и гематит, нагрев (если это необходимо) можно проводить до 500–550°C, что дает возможность выделять остаточную намагниченность, обусловленную очень жесткими в магнитном отношении зернами гематита.

Вопросы методики температурной чистки, выбора оптимальной температуры нагрева, оценки эффективности удаления нестабильной намагниченности подробно изложены ранее [48, 50, 64] и здесь не рассматриваются. Отметим лишь, что при температурной чистке образцы постепенно нагревали до необходимой температуры и охлаждали в нулевом магнитном поле. Нагрев продолжали до получения минимального разброса направлений остаточной намагниченности образцов, который служил признаком выделения первичной  $I_n$ . Степень удаления вторичной, нестабильной намагниченности оценивали, исходя из того, что если порода содержит одну только компоненту намагниченности, то направления векторов  $I_n$  должны подчиняться закону случайных ошибок. При наличии  $I_{nv}$  в направлении векторов  $I_n$  вносится статистическая ошибка, которая вызывает искажение функции плотности распределения Фишера. Анализ картин распределения направлен  $I_n$  до и после чистки проводили с помощью критерия Пирсона, он сводился к проверке гипотезы о степени близости эмпирического распределения теоретическому распределению Фишера.

Нагрев образцов применяли для термомагнитного анализа и

терморазмагничивания  $I_n$ . В первом случае на образцы предварительно воздействовали постоянным полем (7000 э), а затем поэтапно нагревали через 50°С с последующим охлаждением в нулевом поле и измерением остаточной намагниченности ( $I_{rs}$ ). Эксперимент продолжали до полного уничтожения  $I_{rs}$ . При терморазмагничивании аналогично исследовали не  $I_{rs}$ , а остаточную намагниченность образцов.

В комплекс лабораторных работ входили также метод переменного магнитного поля и метод  $H'_c$  [38]. Размагничивание  $I_n$  образцов переменными полями производилось при вращении образца вокруг двух взаимно перпендикулярных осей. Плавного уменьшения поля достигали при помощи электролитического делителя напряжения [47]. Метод переменного поля использовали для удаления нестабильной намагниченности. Методика работ стандартная [119]. Результаты определения величины разрушающего поля использовали для решения вопроса об устойчивости  $I_n$  образцов.

#### Г Л А В А IV. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЕКТОРА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДОНБАССА И КРЫМА

##### Анализ картин распределения направлений

Предварительный анализ картин распределения направлений  $I_n$  показывает, что естественная остаточная намагниченность изученных пород в основном мало пригодна для палеомагнитных целей без применения чистки. Так, например, почти на всех стереограммах наблюдаются направления  $I_n$ , которые явно тяготеют к современному полю; другие, наоборот, разбросаны хаотично. Часто направления векторов остаточной намагниченности одного штуфа резко отличаются друг от друга, а расхождение в несколько десятков градусов — обычное явление. Имеются и такие направления  $I_n$ , которые располагаются приблизительно по большому кругу, ось которого проходит через современное поле (см. рис. 6 и др.). Наряду с этим наблюдается разброс вокруг дуги большого круга. Такие разнообразные распределения направлений остаточной намагниченности, по-видимому, обусловлены наложением компонент вязкой намагниченности, возникающих под влиянием современного поля, когда порода находилась *in situ*, а также во время транспортировки и хранения образцов в лаборатории, когда они занимают

произвольную ориентировку. Следовательно, чтобы остаточную намагниченность образцов можно было использовать для определения направления древнего локального поля эпохи осадконакопления, необходимо выделить первичную компоненту  $I_n$ . Разделение компонент остаточной намагниченности производили при помощи температурной чистки. Хотя размагничивание переменными полями применяли для оценки устойчивости образцов, направления остаточной намагниченности их также учитывали при подсчете среднего направления отдельных обнажений. После чистки разбросанные направления  $I_n$  оказались плотно сгруппированными ( $\alpha_{95} < 4^0$ ).

После краткой палеомагнитной характеристики пород, переходим к конкретному описанию картины распределения направлений  $I_n$  по отдельным обнажениям. Причем, когда речь идет о количестве образцов, отобранных из какого-либо обнажения, то в расчет принимаются и приводятся при описании только те образцы, у которых остаточная намагниченность уверенно измерена. (Всего было взято образцов намного больше.) Так, например, из 100 образцов серых глин и песков, отобранных в карьерах КМА, не удалось измерить ни одного. Очень большой процент потерь и среди образцов юрско-мелового возраста (примерно 30%).

**Н и ж н и й т р и а с .** Принимая во внимание, что осадочные породы нижнего триаса северо-западных окраин Донбасса тщательно и интенсивно отбирались ранее [63, 71], для палеомагнитного изучения было отобрано всего восемь образцов из низов северо-восточной свиты. Обнажение, которое представляет собой небольшую узкую промоину, параллельную автострате Харьков-Ростов, расположено возле с. Приволье рис. 2, точками показаны участки отбора образцов, а цифрами участки: I - Приволье ( $T_1$ ), 2 - Райское ( $T_2$ ), 3 - Никифоровка ( $T_3, J_1$ ), 4 - Каменка ( $T_3, J_1, J_2, J_3$ ), 5 - Сухая Каменка ( $J_1$ ), 6 - Излм ( $J_2, J_3$ ), 7 - Краматорск ( $J_2$ ), 8 - Николаевка ( $J_1$ ), 9 - Марьино ( $Cr_1$ ), 10 - Новоукраинка ( $Cr_1$ ), 11 - Грушевка ( $Cr_1$ ). Ориентированные образцы взяты из двух различных прослоев вишнево-красных и коричневых глин. Остаточная намагниченность этих глин оказалась довольно стабильной. Воздействие переменными полями в 800 э почти не оказали на нее никакого влияния (рис. 3). Направления  $I_n$  образцов после чистки едва сместились, образовав чуть более компактную группу, центр которой определяется координатами  $D = 36^0$ ;

$$J = 48^0 \text{ при } \alpha_{95} = 4.$$

**В е р х н и й т р и а с .** Отложения верхнего триаса изучали

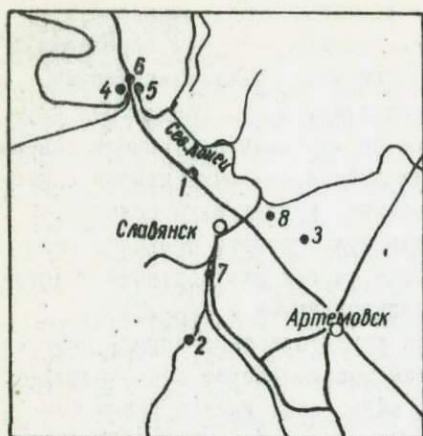


Рис. 2. Схема отбора образцов.

лены вниз — проектируются на нижнюю полусферу (рис. 4). Склонение и наклонение векторов колеблется в большом диапазоне:  $D$  изменяется от  $300$  до  $60^{\circ}$  (амплитуда  $120^{\circ}$ ), а  $J$  от  $32$  до  $80^{\circ}$  (амплитуда  $48^{\circ}$ ).

Некоторые направления  $I_n$  полностью совпадают с направлением современного поля. Качественный анализ картин распределения  $I_n$  показывает, что наиболее стабильны лиловые глины, отобранные у с. Райского. Направления  $I_n$  хотя и образуют полосовое распределение, занимают небольшую область на стереографической проекции. Направления векторов остаточной намагниченности

в трех небольших обнажениях (мощность пород 5–25 м), расположенных на значительном расстоянии друг от друга (около 100 км) в селах Райское, Никифоровка, Каменка. Породы представлены плотными без заметной слоистости фиолетово-красными, сургучно-красными и лиловыми глинами, иногда с серо-зелеными пятнами. Они везде залегают горизонтально. Учитывая, что в Европе имеется только два определения поздне триасового полюса, да и то по породам стабильность которых не доказана (см. гл. I), верхнетриасовые породы северо-западной окраины Донбасса подвергались интенсивному исследованию. Было отобрано 73 образца. Измеренные направления остаточной намагниченности группируются в первом и четвертом квадрантах, ориентированы на северо-восток и северо-запад и направ-

с. Приволье

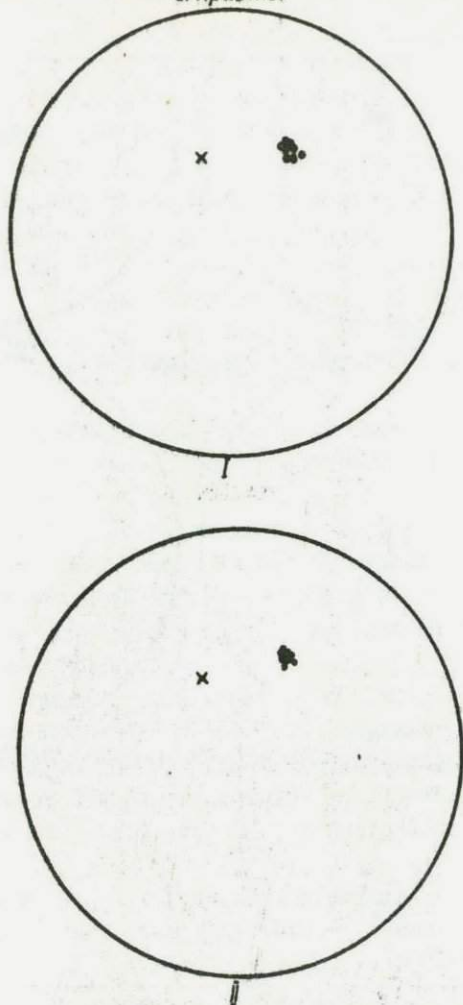


Рис. 3. Распределение направлений  $I_n$  нижнетриасовых отложений северо-западной окраины Донбасса:

I - до чистки; II - после чистки ( $H = 800$  э)

• - проекция  $I_n$  на нижнюю полусферу, x - направление перемещения.

образцов с. Каменки заметно разбросаны, тогда как направления векторов никифоровских образцов по характеру распределения за-

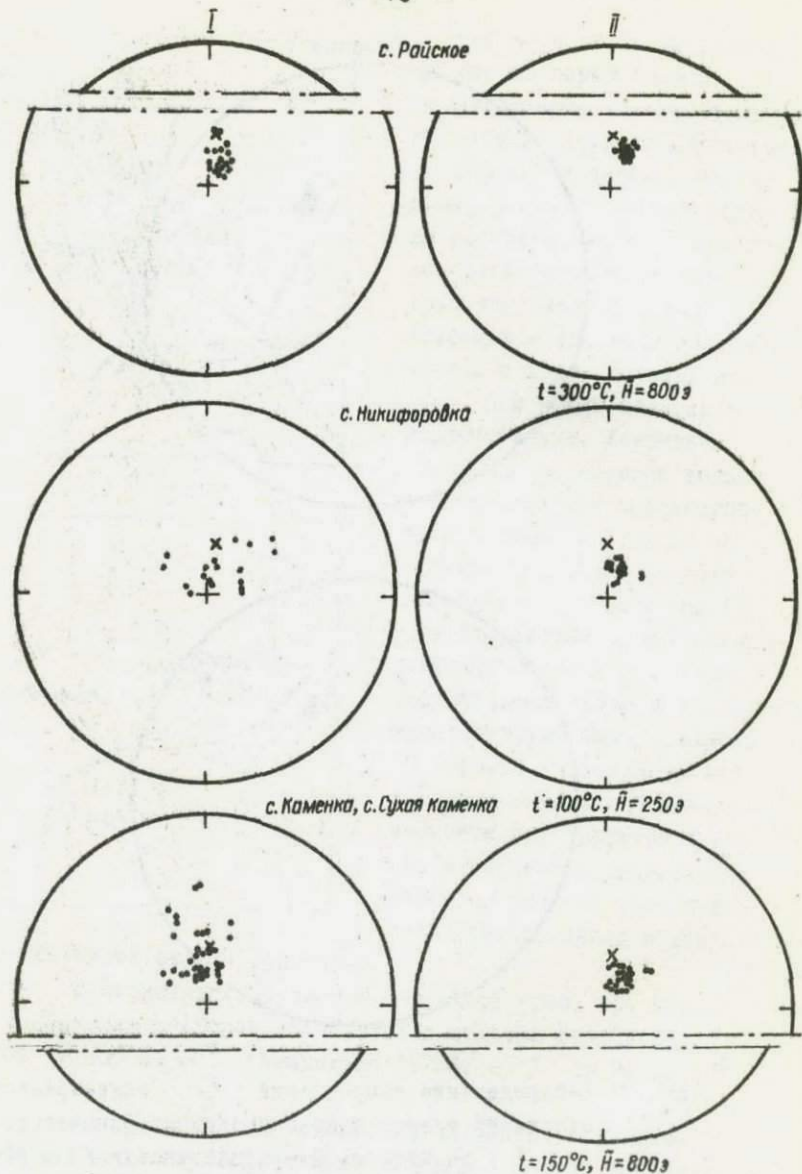


Рис. 4. Распределение направлений  $I_{\Pi}$  верхнетриасовых отложений северо-западной окраины Донбасса:

I - до чистки, II - после чистки. Условные обозначения см. рис. 3.

нимают промежуточное положение. В соответствии с этим потребовалась различная температура для того, чтобы удалить нестабильную намагниченность. Так, наиболее компактная группировка получена после обработки при температуре  $300^{\circ}\text{C}$  для глин с. Райско-го, при  $100^{\circ}$  - для никифоровских образцов и при  $150^{\circ}\text{C}$  - для глин с. Каменки. После нагрева остаточная намагниченность измерена у 65 образцов, что составляет 89% общего числа подвергнутых тепловой обработке.

Остаточная намагниченность уменьшилась в среднем на 10% у лиловых глин и в 2 раза у красных глин с серо-зелеными пятнами (табл. 2). Примерно десятая часть образцов имела только нестабильную намагниченность, которая была уничтожена в процессе чистки.

Средние направления первичной намагниченности образцов с. Райского, Никифоровки и Каменки определяются углами:  $D = 28^{\circ}$ ,  $J = 71^{\circ}$  при  $\alpha_{gs} = 2^{\circ}$ ;  $D = 28^{\circ}$ ,  $J = 74^{\circ}$  при  $\alpha_{gs} = 3^{\circ}$ ;  $D = 32^{\circ}$ ,  $J = 73^{\circ}$  при  $\alpha_{gs} = 2^{\circ}$  соответственно. За первичную намагниченность, как везде в настоящей работе, принимали ту, которую измеряли после температурной чистки. Нагрев образцов устранил разброс направлений  $I_n$  и способствовал достижению согласованных направлений трех обнажений.

Интересно отметить, что наклонение векторов  $I_n$  завышено по сравнению с наклонением современного поля в среднем на  $8^{\circ}$ . Это явление, которое впервые отмечается для пород мезозойского возраста, затем становится обычным для юрского и мелового периодов, тогда как наклонения  $I_n$  нижнетриасовых пород не превышают  $40-45^{\circ}$ .

Н и ж н я я ю р а . Отложения нижнеюрского возраста (тоарский ярус) в коллекции представлены темно-серыми, местами почти черными глинами, светло-серыми, голубовато-серыми глинами с прослоями песков, а также палево-желтыми песчаниками и светло-серыми зеленоватыми песками. Образцы отобраны в трех местах: возле с. Сухой Каменки - в обнажении, а у сел Никифоровки и Николаевки - в карьерах. Расстояние между обнажениями около 50 км. Истинная мощность пород в каждом пункте отбора не менее 10 м. Породы имеют разные элементы залегания. В карьерах они лежат горизонтально, тогда как в большом овраге возле с. Сухой Каменки пласты падают под углом  $30^{\circ}$  на северо-восток (азимут падения  $25^{\circ}$ ). Отобрано 42 образца.

Воз- раст	Характеристика пород	$I_n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС					
		До чистки			После чистки		
		от	до	сред- нее	от	до	сред- нее
C <sub>1</sub>	Глина красная, шоколад- ная	12,0	100,0	65,0	4,0	23,0	30,0
	Глина серая	0,7	1,3	1,2	0,53	1,0	0,9
I <sub>3</sub>	Глина красная, коричне- во-красная с зелеными прослоями	4,2	7,8	6,0	4,0	7,2	6,0
	Глина коричневая, буро- ватая, охристая, пес- чанистая	0,7	2,3	1,2	0,7	2,0	1,3
I <sub>2</sub>	Глина темно-серая, мес- тами почти черная	1,2	2,7	1,8	1,2	1,7	1,5
	Глина сине-серая, иног- да песчанистая	1,0	1,12	1,04	0,7	0,8	
	Песок голубовато-серый, желтоватый <sup>xx</sup>	2,0	3,2	2,8	1,6	2,8	2,0
I <sub>1</sub>	Глина светлосерая, сине- серая, песчанистая <sup>xxx</sup>	0,9	3,2	1,6	-	-	-
	Песок глинистый, зеле- новатый, серый, буро- ватый	0,36	1,2	0,8	-	-	-
	Песчаник палево-желтый	25,2	31,8	29,0	17,5	22,3	20,3
I <sub>3</sub>	Глина темно-серая, почти черная	1,0	1,8	1,6	1,0	1,6	1,5
	Глина лиловая, шоко- ладная, темно-серая	1,7	18,0	3,0	1,5	18,0	2,8
	Глина красная с зелеными и серыми включениями	2,0	4,4	3,2	0,9	1,5	1,2
I <sub>1</sub>	Глина коричнево-красная, лиловая	4,0	5,0	4,5	3,7	5,0	4,4

<sup>x</sup>/ 92% образцов потеряли  $I_n$ .

<sup>xx</sup>/ 50% образцов размагнитились.

<sup>xxx</sup>/ Все образцы размагнитились.

На рис. 5 представлена стереографическая проекция, где нанесены направления  $I_n$  до и после чистки. Измеренные направления остаточной намагниченности очень разнообразны. Встречаются направления  $I_n$ , которые проектируются на верхнюю полусферу, т.е. образцы имеют обратную намагниченность. Однако легко заметить, что значительная часть векторов прямо намагниченных пород группируется вокруг современного поля, которое располагается почти в середине распределения.

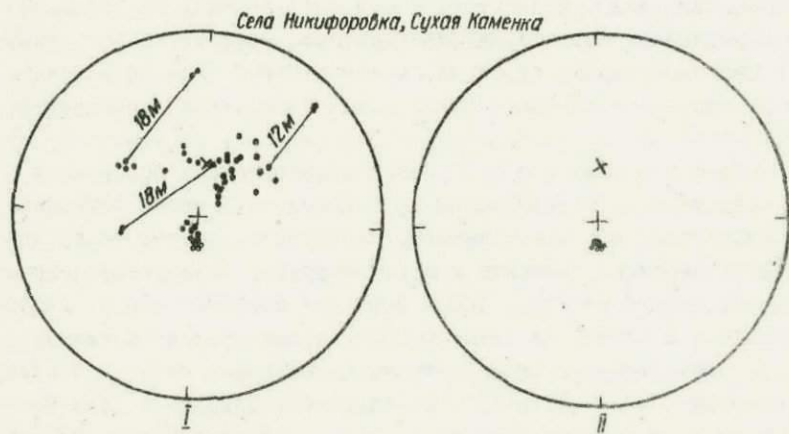


Рис. 5. Распределение направлений  $I_n$  нижнеюрских отложений северо-западной окраины Донбасса:

I - до чистки, II - после чистки ( $t = 180^{\circ}\text{C}$ ,  $H = 800$  э).

o - проекция  $I_n$  на верхнюю полусферу; + - проекция  $I_n$  на нижнюю полусферу, x - направление перемagnetивания.

Разные направления  $I_n$  удалены на различные расстояния от современного поля. Такое распределение направлений  $I_n$  наводит на мысль, что образцы имеют значительную долю вязкой намагниченности (если вообще не вся остаточная намагниченность обусловлена  $I_{nv}$ ). Действительно, выборочные повторные измерения через 12 месяцев показали, что направления  $I_n$  значительно изменились - разница достигает 60 градусов дуги большого круга. После нагрева до  $160^{\circ}\text{C}$  у прямо намагниченных образцов остаточная намагниченность оказалась равной нулю, тогда как

обратно намагниченные породы потеряли только незначительную часть своей намагниченности. А направления векторов  $I_n$  тесно сгруппировались вокруг среднего направления ( $K = 270$ ). Плотная, компактная группа образовалась после введения поправки за наклон пластов ( $25^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ ) в направления  $I_n$  образцов, отобранных у с. Сухой Каменки, что служит дополнительным признаком высокой стабильности обратно намагниченных пород. Поэтому несмотря на то, что обратно намагниченных образцов всего восемь (3 штуфа), по ним можно выделить палеомагнитную зону. Вопрос о реальности обращения знака поля будет рассмотрен дальше. Нестабильная намагниченность характерна для образцов, представленных глинами и песками светлых оттенков, в темно-серые глины и палево-желтые песчаники наоборот имеют устойчивые направления векторов.

С р е д н я я ю р а . Среднеюрские породы отобраны в трех обнажениях, расположенных у г. Изюма, с. Каменки и возле г. Краматорска, которые охватывают почти весь разрез этого возраста (ааленский, байоский и батский ярусы). Отобранные образцы представляют не менее 100 м истинной мощности пород, дислоцированных в различной степени. Так, в краматорском обнажении породы падают под углом  $30^\circ$  строго на север, в каменском азимут падения их  $40^\circ$  и  $50^\circ$ , а угол падения  $10^\circ$ . Близкие к этим и элементы залегания батских глин возле г. Изюма. Несколько образцов у с. Каменки взяты из пласта, падающего под углом  $40^\circ$  на северо-восток  $40^\circ$ .

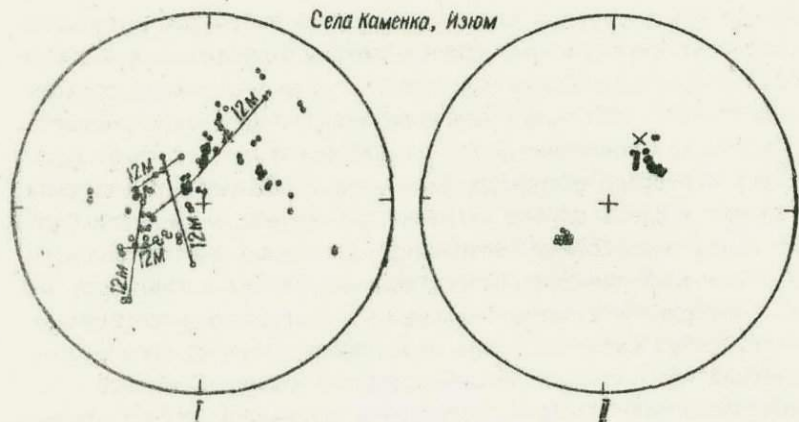
Для среднеюрских пород (Каменка, Изюм) характерны два основных направления векторов остаточной намагниченности, которые свидетельствуют о существовании прямо и обратно намагниченных образцов. На стереограмме (рис. 6) намечается область распространения  $I_n$ , вытянутая вдоль направления современного поля в системе координат пластов. Векторы  $I_n$  обратно намагниченных пород, располагаясь на конце полосового распределения, наиболее удалены от современного поля. Наряду с этим наблюдаются направления  $I_n$ , имеющие тенденцию группироваться около направления перемагничивания. Часть векторов не входит в полосу, проведенную между направлениями обратно намагниченных пород и современным полем, а находится за ее пределами. Поэтому есть все основания полагать, что образцы содержат разную долю нестабильной намагниченности. Чтобы уменьшить ее влияние, образцы

подвергали температурной чистке. В результате вместо полосового распределения получены две плотные группы векторов ( $K = 220$  и  $K = 135$ ), средние направления которых отличаются друг от друга на  $174^{\circ}$ , т.е. они почти антипараллельны. Интересно отметить, что обратно намагниченные породы имеют заметную величину  $I_{nv}$ , поскольку повторные измерения направлений намагниченности дали расхождения в одном случае на несколько десятков градусов ( $40^{\circ}$ ). Однако после воздействия переменного и теплового полей направления остаточной намагниченности заметно улучшили кучность, а образцы потеряли в среднем примерно 40% первоначальной намагниченности. Что касается прямо намагниченных пород, разброс направлений  $I_n$  которых после повторных измерений в ряде случаев достигает  $80^{\circ}$ , то в результате магнитной чистки примерно 65% образцов потеряли свою намагниченность (из 58 образцов после чистки измеряли только 22). Обратно намагниченные породы (12 образцов из 4 штуфов) после нагрева, напротив, хорошо сохранили свою остаточную намагниченность. Для обеих групп вычислены средние направления  $I_n$ , которые равны  $D = 228^{\circ}$ ;  $J = -64^{\circ}$  при  $\alpha_{95} = 3^{\circ}$  и  $D = 35^{\circ}$ ,  $J = 64^{\circ}$  при  $\alpha_{95} = 3^{\circ}$ . Расстояние между ними, как уже отмечалось, равно  $174^{\circ}$ .

На рис. 6 представлены направления остаточной намагниченности образцов из крематорского обнажения. На первый взгляд казалось бы, что здесь также существуют прямо и обратно намагниченные породы. Однако, к сожалению, это не так. Дело в том, что повторные измерения уже через четыре месяца показали, что обратная намагниченность исчезает, а чтобы удалить  $I_n$  образцов, необходимо всего 50 э (см. рис. 13, обр. 133). Более устойчивы направления остаточной намагниченности прямо намагниченных пород, но и у них только вязкая намагниченность, потому что направления  $I_n$  группируются возле современного поля, хотя угол падения пород достигает  $30^{\circ}$  (образцы взяты в современной системе координат). Таким образом, намагниченность образцов сравнительно однородна по отношению к горизонту, однако,  $I_n$  располагается недалеко от современного земного поля. И, наконец, при  $T = 130^{\circ}$  остаточная намагниченность всех 30 образцов была разрушена.

В е р х н я я ю р а . По картинам распределения направлений естественной остаточной намагниченности породы верхней юры (кимериджский ярус) отличаются от более древних юрских пород

Села Каменка, Изюм



г. Краматорск

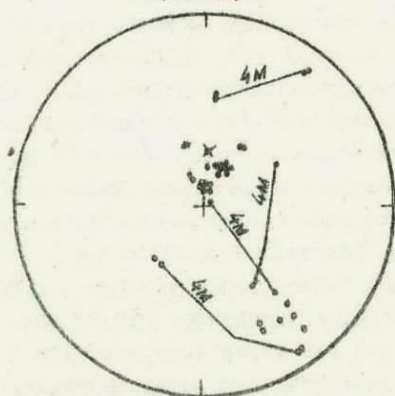


Рис. 6. Распределение направлений  $I_n$  средневерских отложений северо-западной окраины Донбасса:

I - до чистки, II - после чистки ( $t = 130 - 150^{\circ}\text{C}$   $H = 800$  э). Условные обозначения см. на рис. 3

меньшим искажением направления  $I_n$  под влиянием современного поля, а также намного большей остаточной намагниченностью (см. табл. 2). И это естественно, поскольку они представлены в коллекции красными, коричнево-красными с зелеными прослоями глинами  $I_n$  которых, как правило, стабильна. Они отобраны в двух обнажениях (с. Каменка, г. Изюм). Породы каменского обнажения несколько дислоцированы - азимут падения северо-восток  $40^{\circ}$ , угол падения  $10^{\circ}$ , тогда как в изюмском они залегают почти горизонтально.

На стереографической проекции (рис. 7) выделяется пять нап-

Села Каменка, Изюм

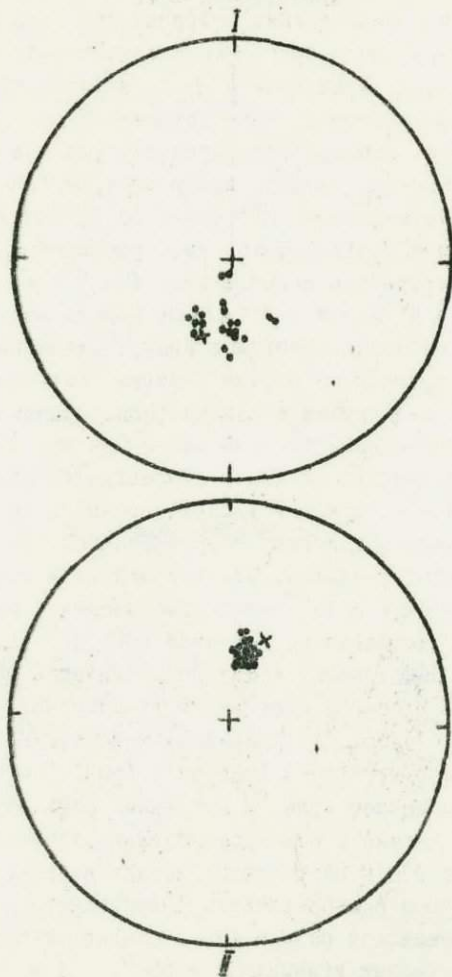


Рис. 7. Распределение направлений  $I_n$  верхнеюрских отложений северо-западной окраины Донбасса:

I - до чистки, II - после чистки ( $t = 150-500^{\circ}\text{C}$ ,

$H = 800\text{a}$ ) Условные обозначения см. на рис.3.

направлений  $I_n$ , которые находятся возле направления перемагничивания в системе координат пластов. Остальные, располагаясь в первом и четвертом квадрантах, ориентированы на северо-восток, северо-запад и вниз. Разброс по склонению и наклонению примерно

одинаков, если исключить из рассмотрения два вектора возле центра проекции. Направление современного поля размещается в стороне от этого почти кругового распределения  $I_n$  образцов. Чтобы использовать направления  $I_n$ , которые отличаются от основной группы векторов, потребовался нагрев до  $500^{\circ}\text{C}$ , тогда как остальные векторы распределения уже при  $150^{\circ}\text{C}$  сконцентрировались в плотную группу, центр которой практически совпадает с центром уже отмеченного кругового распределения. После чистки все образцы (20 штук) можно было уверенно измерять. Получено следующее среднее направление:  $D = 9^{\circ}$ ,  $J = 60^{\circ}$  при  $\alpha_{95} = 3^{\circ}$ .

И ж н и й м е л . Осадочные породы мелового возраста изучались по образцам, взятым в Крыму. Отложения нижнего мела представлены красными и серыми глинами, которые отобраны в трех местах: возле сел Грушевки, Марьино, Новоукраинки. Расстояние между двумя последними точками всего 3-4 км, поэтому направления  $I_n$  объединены на одной стереографической проекции. Красноцветные глины с Грушевки удалены примерно на 80 км. Породы везде ненарушены и залегают горизонтально.

Прежде всего отметим, что естественная остаточная намагниченность красных глин в несколько десятков раз превышает  $I_n$  других пород, достигая по величине  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Наряду с этим они характеризуются большой величиной нестабильной намагниченности, которая составляет до 75% всей измеренной величины  $I_n$  (см. табл. 2). Направления остаточной намагниченности располагаются в четвертом квадранте (рис. 8). Шесть векторов окружает современное поле, а остальные семь удалены от него сравнительно далеко и образуют довольно компактную группу. После нагрева до  $350^{\circ}\text{C}$  направления заняли небольшую часть проекции между ее центром и направлением современного поля (коэффициент дисперсии  $K$  оказался равным 133). Среднее направление  $I_n$  определяется следующими углами:  $D = 352^{\circ}$ ,  $J = 74^{\circ}$  при  $\alpha_{95} = 4^{\circ}$ .

Естественная остаточная намагниченность серых глин не превышает  $1,3 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, однако на долю нестабильной намагниченности приходится не более 30% суммарной  $I_n$ . Правда, среди образцов серых глин оказалось много таких, у которых наблюдается только нестабильная намагниченность. Она после чистки ( $130^{\circ}\text{C}$ ) полностью исчезает. В общем все направления  $I_n$  группируются в области современного поля; некоторые из них почти совпадают с направлением перемангничивания. Нагрев заметно улучшил положение: хотя векторов  $I_n$  стало меньше, но они плотно сконцентри-

ровались вокруг среднего направления ( $D = 355^{\circ}$ ,  $J = 68^{\circ}$  при  $\alpha_{gs} = 3^{\circ}$ ), которое полностью согласуется со средним направлением красноцветных глин с.Грушевка.

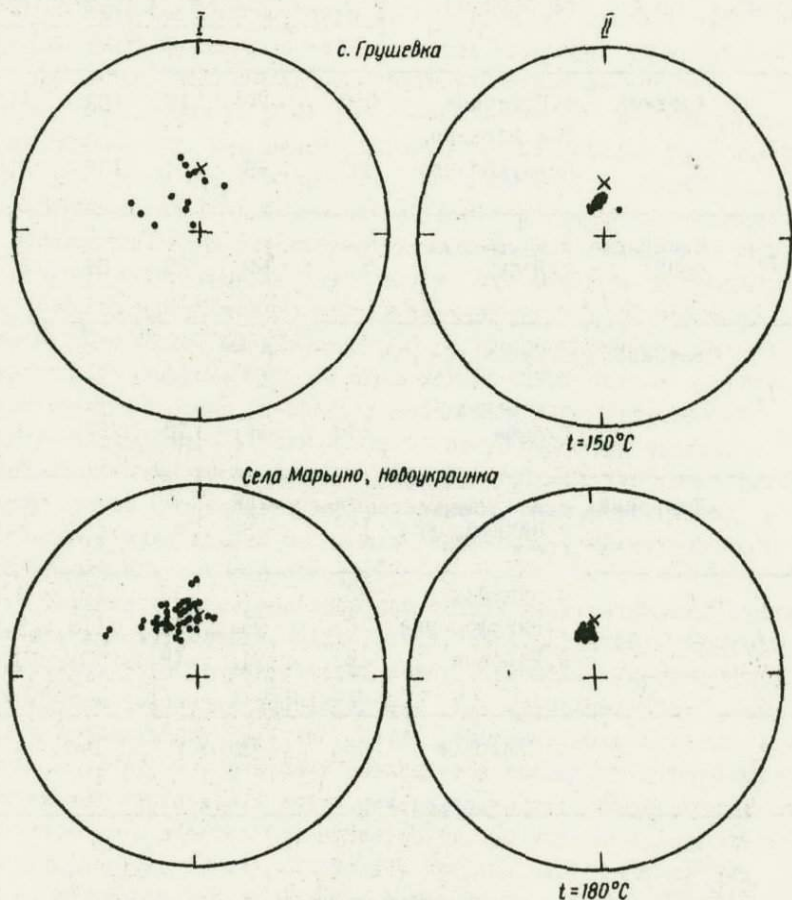


Рис. 8. Распределение направлений  $I_n$  нижнемеловых отложений Донбасса:

I - до чистки, II - после чистки.

Условные обозначения см. на рис. 3.

Таким образом, в результате отбраковки определенного количества направлений  $I_n$  при помощи чистки получены сведения о направлении первичной намагниченности пород триасового, юрского и мелового возрастов (табл. 3), которые будут использованы для анализа поведения геомагнитного поля в мезозое, а также для других палеомагнитных целей.

Т а б л и ц а 3

Система	Ярус	Место отбора образца	Направление			Характеристика точности	
			$D$	$I$	$n$	$K$	$\alpha_{95}$
$Cr_1$	Аптский	с. Грушевка	352	74	13	133	4,0
		сел Марьино, Новоукраинка	355	68	24	135	3,0
$I_3$	Кимериджский	с. Каменка, г. Изюм	9	60	20	86	3,0
$I_2$	Батский	с. Сухая Каменка	35	64	20	140	3,0
		с. Каменка, г. Изюм	288	-64	12	220	3,0
$I_1$	Товарский	с. Каменка, с. Никифоровка	195	-74	8	270	2,0
$T_3$	-	с. Каменка	32	73	30	131	2,0
		с. Никифоровка	28	74	18	113	3,0
		с. Райское	28	71	18	531	2,0
$T_1$	-	с. Приволье	36	48	8	140	4

Происхождение естественной остаточной  
намагниченности

В настоящее время одним из способов определения вида остаточной намагниченности является метод сравнения характеристик стабильности, разработанный в палеомагнитной лаборатории Института Физики Земли АН СССР [39]. Он основан на том, что разные намагниченности по-разному реагируют на наложение переменного поля или изменение температуры. При этом характеристика стабильности естественной остаточной намагниченности сравнивается с соответствующими характеристиками намагниченностей, которые созданы в лаборатории. Установлено, что наиболее стабильными являются термоостаточная ( $I_{rt}$ ) и химическая ( $I_{rc}$ ) намагниченности. Далее идет идеальная ( $I_{ri}$ ) намагниченность. Что касается стабильности  $I_{ro}$ , то о ней говорили только в предположительной форме, поскольку очень мало было известно об устойчивости  $I_{ro}$ , хотя опыты по искусственному моделированию механизма возникновения  $I_{ro}$  производили уже давно (гл. I). Автор провел специальные лабораторные исследования, чтобы восполнить этот пробел и оценить стабильность ориентационной остаточной намагниченности [47].

Изучалась ориентационная остаточная намагниченность гидрокислов железа (гетита, гидрогетита, лепидокрокита), гематита, магнетита. Вкратце результаты, которые оказали существенную помощь при выяснении происхождения  $I_{ro}$  изученных пород, сводятся к следующему. Кривые  $I_{ro}(\tilde{H})$  гематита идут заметно выше кривых  $I_{rt}(\tilde{H})$ . Это факт объясняется исходя из особенностей механизмов образования видов намагниченности: ориентационная намагниченность обусловлена преимущественно мелкими частицами гематита (порядка 10 мк), поскольку средняя ошибка наклона равна  $8^\circ$ , тогда как в процессе образования термоостаточной намагниченности магнитные моменты зерен, размер которых достигает 70 мк, под воздействием тепловых флуктуаций легко ориентируются в направлении поля и при снижении температуры ниже блокирующей жестко фиксируются. Поэтому при размагничивании переменным полем, вероятно, быстрее будет уменьшаться  $I_{rt}$  за счет дезориентации магнитных моментов менее стабильных (по размеру более крупных) зерен.

Анализ поведения кривых  $I_{ro}(T)$  и  $I_{rt}(T)$  гематита [47], а также кривых  $I_{rc}(T)$  и  $I_{rt}(T)$  магнетита [137] показал, что

при воздействии температуры по устойчивости  $I_{r0}$ , по-видимому, больше приближается к  $I_{rc}$ , чем  $I_{rt}$ . Установлена зависимость между ошибкой наклона и стабильностью  $I_{r0}$ , если за меру стабильности принять отношение  $(I_{n,200}/I_{n0})_{200}$ . Показано, что необычное поведение кривых  $I_{r0}(\tilde{H})$  и  $I_{rt}(\tilde{H})$  не может быть вызвано изменениями гематита при нагревах. Здесь приведены новые данные, свидетельствующие в пользу такого предположения.

В опубликованной палеомагнитной литературе, известной автору, есть только три примера, когда кривая размагничивания переменным полем естественной остаточной намагниченности породы лежит выше кривой  $I_{rt}(\tilde{H})$ . Во-первых, речь идет о красноватых глинистых сланцах Японии [35]. В этом случае  $I_{rt}$  оказывается менее стабильной, чем  $I_n$ , что, по мнению Т.Нагаты, вероятно, обусловлено увеличением размеров зерен гематита при нагревании до 700°C.

К нашему случаю такое объяснение, видимо, неприемлемо, поскольку заметное увеличение зерен отразилось бы на величине термоостаточной намагниченности, полученной до и после многократных нагревов. Величины этих намагниченностей отличаются всего на 4-6% [47]. Против толкования Т.Нагаты (разумеется, это относится только к данному случаю) свидетельствует также идентичность форм кривых  $I_{r0}(T)$  и  $I_{rt}(T)$  и, пожалуй, самое главное то, что образцы, с более стабильной  $I_{r0}$ , приобрели более стабильную  $I_{rt}$  (рис. 9);  $\alpha = (I_{n,200}/I_{n0})_{200}$  для  $I_{r0}$ ,  $\beta = (I_{n,200}/I_{n0})_{200}$  для  $I_{rt}$ . Иными словами, сохранилась зависимость между размером зерна и стабильностью, которая для  $I_{r0}$  выражается через различную ошибку наклона. В остальных случаях авторы [31, 135] в тексте не упоминают о необычном расположении кривых  $I_n(\tilde{H})$  и  $I_{rt}(\tilde{H})$ , хотя на приведенных там рисунках хорошо видно, что кривая  $I_n(\tilde{H})$  идет выше  $I_{rt}(\tilde{H})$ .

В качестве опорной кривой при исследовании гематита была взята кривая  $I_{rt}(\tilde{H})$ , а не  $I_{ri}(\tilde{H})$ , как рекомендуется делать при использовании метода сравнения характеристик стабильности. Причина в следующем. Известно, что идеальная намагниченность возникает, если одновременно с постоянным магнитным полем на ферромагнетик действует переменное поле, амплитуда которого уменьшается от величины, соответствующей полю насыщения, до нуля. Чтобы намагнитить нормально гематит до насыщения, требуется поля около 30 000 э [4]. Создать переменное поле такой

величины - дело трудное, во всяком случае, для нашей лаборатории неосуществимое. Как установлено, относительная стабильность идеальной намагниченности зависит от того, насколько переменное магнитное поле, которое прикладывается к образцу, приближается к полю насыщения [47]. Но это еще не все: оказывается она зависит и от величины постоянного поля, если переменное равно полю насыщения.

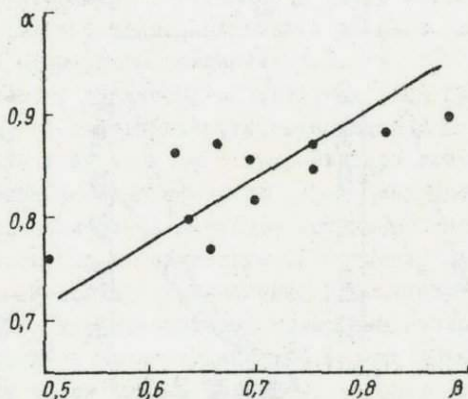


Рис. 9. Соотношение между устойчивостью к воздействию переменного поля  $I_{r0}$  и  $I_{rt}$ .

Зависимость положения кривых размагничивания переменным полем идеальной намагниченности от величины постоянного поля, которая выражается в том, что, чем больше постоянное поле, тем выше кривая  $I_{ri}(\tilde{H})$ , показана на рис. 10. Характерно, что  $I_{ri}$ , созданная при  $H = 0,4 \text{ э}$ , размагничивается под воздействием переменных полей меньшей амплитуды (400 э), тогда как  $I_{ri}$ , полученная при более высоких постоянных полях, требует для своего уничтожения более интенсивных переменных полей (600 э). Необходимо подчеркнуть, что, если зависимость стабильности от величины переменного поля вскрывается даже в полях, равных  $0,85-0,9 I_{rs}$ , то связь между расположением кривых  $I_{ri}(\tilde{H})$  и величиной постоянного поля, проявляется только тогда, когда переменное поле по величине не меньше  $0,95 I_{rs}$ . В противном случае эта связь затухает, и кривые практически идентичны.

Ранее было показано [47], что кривые  $I_{ri}(\tilde{H})$  магнетита не отличаются от кривых  $I_{r0}(\tilde{H})$ . Кривые  $I_{ri}(\tilde{H})$  и  $I_{r0}(\tilde{H})$  тож-

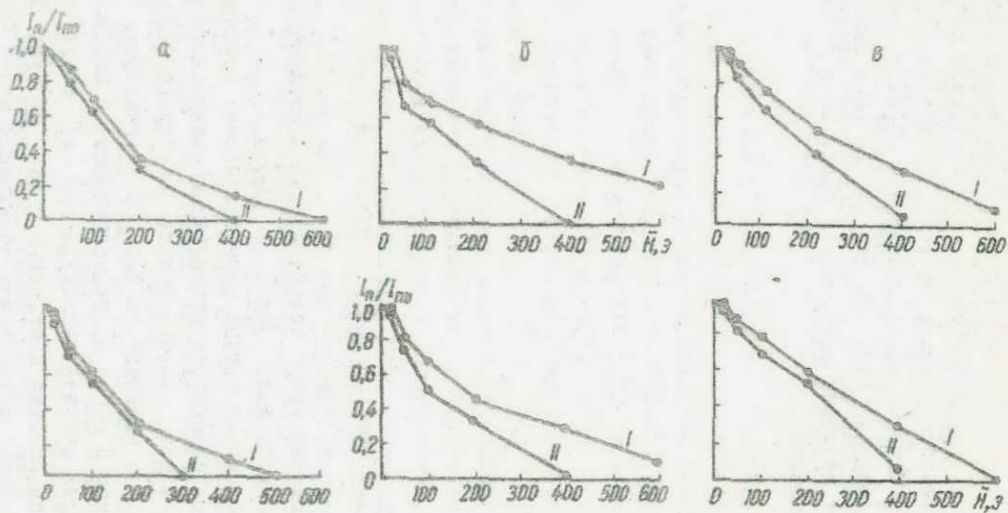


Рис. 10. Кривые  $I_{ri} / H$ .

I -  $I_{ri} = 0,6 \text{ э}$ , II -  $I_{ri} = 0,4 \text{ э}$ .

а - магнетит, б - гидрокислы железа, в - шра, Дойбасс. (а-б - искусственные образцы, в - образцы, отобранные на обнажениях).

дествены и для гидроокислов железа. Однако между  $I_{r_i}$  гидроокислов железа и магнетита есть существенное отличие, хотя их подбирали так, чтобы  $I_{r_i} \approx I_{r_0}$ . В первом случае идеальная намагниченность создана в поле 1,1-1,3 э, а во втором - в поле 0,4-0,5 э. Если же гидроокислов железа создавать при напряженности поля 0,4 э, то ее стабильность меньше, чем  $I_{r_0}$  (более приемлемый случай, если исходить из общих представлений о механизмах образования  $I_{r_0}$  и  $I_{r_i}$ ). При использовании метода сравнений характеристик стабильности [39], вероятно,  $I_{r_i}$  необходимо создавать в поле, равном 0,4 э (т.е. в земном), а не добиваться примерного равенства  $I_{r_i}$  и  $I_n$ , поскольку это может привести к ложному впечатлению (при сравнении кривых  $I_{r_i}(H)$  и  $I_n(H)$ ) о стабильности естественной остаточной намагниченности, как в случае  $I_{r_0}$  гидроокислов железа.

С точки зрения идентификации  $I_{r_0}$  интересно рассмотреть распределение направлений векторов остаточной намагниченности пересажженных пород и искусственных осадков. На рис. II представлены стереографические проекции, где нанесены направления  $I_{r_0}$ , которые характеризуются полосовым распределением. Происхождение полосового распределения не трудно объяснить наличием ферромагнитных зерен разных размеров, которые по разному занимают наклонения при более или менее постоянной величине склонения. О вязком намагничивании как причине такого распределения говорить не приходится, потому что при размагничивании и переменным полем и температурой остаточная намагниченность устойчива. Только при размагничивании пересажженных красных глин с Грушевки, содержащих магнетит, после чистки сравнительно компактная группа векторов  $I_{r_0}$  образовала более вытянутую полосу (рис. II; 1 - гематит, 2 - магнетит, 3 - породы с. Приволя ( $T_1$ ), 4 - породы с. Райского ( $T_2$ ), 5 - породы с. Каменки ( $J_2$ ), 6 - породы с. Грушевки ( $C_2$ ). Плотность направлений  $I_{r_0}$  была вызвана тем, что под действием поля уже освещенные частицы начали перемагничиваться.

Как известно, полосовое распределение не подчиняется закону Фишера [23, 150]. Поэтому, зная соответствие реального распределения  $I_n$  образцов горных пород теоретическому при условии, что полоса обусловлена не влиянием вязкой намагниченности, по-видимому, можно судить о том, является остаточная намагниченность ориентационной или нет. Планарное распределение, вызванное частичной нестабильностью, очень легко опознается: направления  $I_n$  образцов располагаются вдоль дуги большого круга, проведенного

между направлением современного поля и направлением первичной намагниченности. Правда, чтобы получить характерное для  $I_{r0}$  распределение, необходимо иметь в породе набор ферромагнитных частиц разного размера. Подтвердить это легко при опытах по переосаждению (желательно принять высоту столба воды 2-3 м). Такая методика изучения происхождения  $I_{r0}$  пород в комплексе с другими приемами использовалась в настоящей работе.

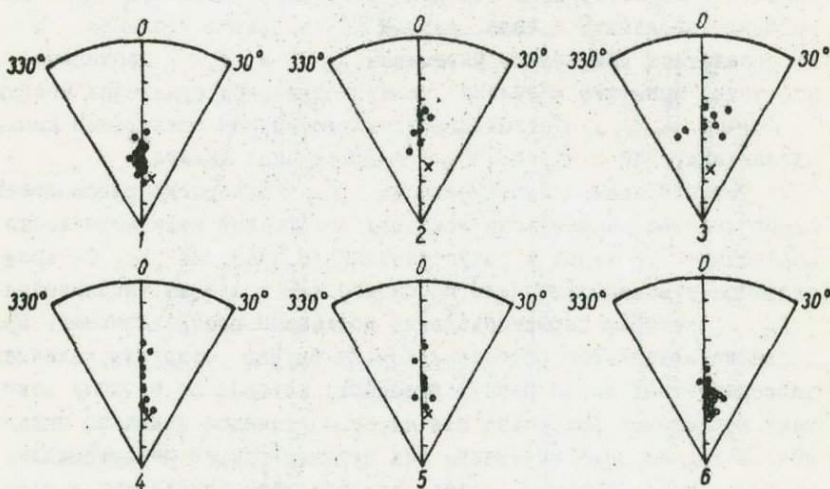


Рис. II. Распределение направлений  $I_{r0}$  образцов, полученных при лабораторном осаждении:

x - направление вектора современного магнитного поля Земли в месте проведения опыта, • - направление  $I_{r0}$  ; o - направление  $I_{r0}$  до чистки (только для 6).

Исходя из общих соображений, можно предполагать, что ошибка наклона при чистке должна уменьшаться: раньше размагничиваются более крупные частицы, которые ответственны за ошибку наклона, поскольку они менее устойчивы при наложении переменного или теплового полей. Однако на практике удалось проследить эту закономерность только в нескольких образцах (см. рис. I7, обр. К-Г). В основной массе направления  $I_{r0}$  оставались почти без изменения, если не считать небольших колебаний, связанных с ошибками эксперимента.

Массовое применение температурной чистки позволило значительно сократить исследования по определению лабораторной устойчивости  $I_n$ , поскольку она однозначно решает вопрос о пригодности пород к палеомагнитному изучению. Размагничивание постоянным и переменным полями, а также нагревами производили для того, чтобы получить представление о соответствующих параметрах стабильности и установить вид ферромагнитных минералов, которые обуславливают  $I_n$ . Сравнение параметров стабильности, величины  $I_n$  и вида распределений векторов естественных и переосажденных пород, которое сопровождалось минералогическим анализом, дало возможность определить природу первичной компоненты естественной остаточной намагниченности пород.

В табл. 4 приведены результаты размагничивания, а характерные кривые  $I_n(\tilde{H})$ , которые по форме можно разделить на три типа, представлены на рис. 12 (изменения направления  $I_n$  показаны на стереограммах, где цифрами обозначены величины переменного поля в эрстедах) и на рис. 13.

Первый тип кривых размагничивания (рис. 12, обр. 90, 60а и др.) свидетельствует о том, что переменное поле с амплитудой 800 э не оказывает абсолютно никакого влияния на остаточную намагниченность:  $(I_{n,800}/I_{n0})_{800} = 1$ , а положение вектора на сфере изменяется в пределах ошибки эксперимента. Диаметально противоположно ведет себя группа кривых (рис. 13, обр. 133, 130, 9 и др.), которые уже в полях до 200 э практически сливаются с осью абсцисс, т.е. остаточная намагниченность полностью разрушается. По-видимому, резкий спад кривых  $I_n(\tilde{H})$  можно объяснить тем, что естественная остаточная намагниченность обусловлена исключительно  $I_{nv}$ , которая возникла *in situ* или при хранении образцов в лаборатории, поскольку кривые  $I_n(\tilde{H})$  идут заметно выше  $I_n(\tilde{H})$ .

Остальные кривые (рис. 12, обр. 48, 54, 49 и др.) по форме занимают промежуточное положение, однако  $(I_{n,800}/I_{n0})_{800}$  никогда не бывает меньше 0,4, а изменение направлений  $I_n$  в процессе чистки минимально или вообще его не наблюдается. Последнее обстоятельство дает право считать, что по сути эти кривые не отличаются от кривых I типа разница состоит в разном количестве компонент  $I_n$ . В породах, дающих III тип кривых, наблюдается два вида остаточной намагниченности. Очень важно, что ни один из них по происхождению не может быть вязкой намагниченностью.

П о р о д ы	Воз- раст	Ко- ли- чест- во образ- цов	Пре- делы изме- не- ния Нс	Пре- делы изменения М	Нс <sub>ср</sub>	М <sub>ср</sub>
Красноцветы, с. Приволье	T <sub>1</sub>	3	20-26	22	0,8-0,75	0,8
Красноцветы, с. Райское	T <sub>3</sub>	3	30-38	32	1,0	1,0
Красноцветы, с. Никифоров- ка	T <sub>3</sub>	2	15-19	18	-	-
Темные глины, с. Никифо- ровка и Каменка	J <sub>1</sub>	3	15-40	25	1,0	1,0
Серые глины, с. Никифо- ровка и Каменки	J <sub>1</sub>	3	>10	-	0	0
Темносерые, красноцвет- ные глины с. Каменка и г. Изюм	J <sub>2</sub>	3	19-24	20	0,55-0,8	0,6
Серые глины, г. Крама- торск и с. Каменка	J <sub>2</sub>	8	>10	-	0	0
Красноцветы, с. Каменка и г. Изюм	J <sub>3</sub>	4	20-30	24	0,75-0,8	0,8
Красные глины Крыма	Cr <sub>1</sub>	3	15-20	18	-	-

Примечание.  $M = (I_{1,400} / I_{1,0})_{400}$

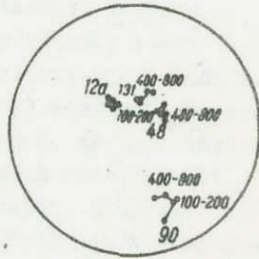
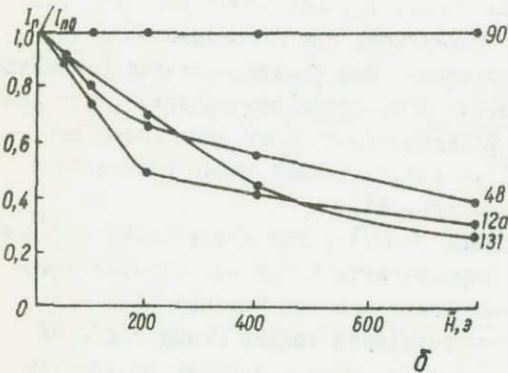
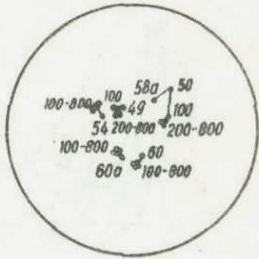
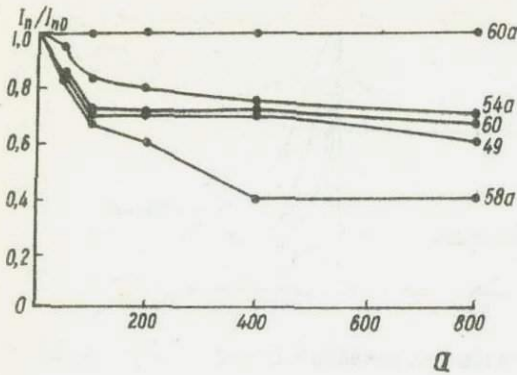


Рис. 12. Размагничивание переменным полем  $I_n$  и  $I_{ri}$  образцов осадочных пород:

цифры у кривых - номера образцов.

В противном случае при каждом этапе наложения переменного поля (до 200 э) положение вектора должно перемещаться на сфере, поскольку вязкая намагниченность не совпадает по направлению с первичной, тем более, что образцы из дислоцированных пород отобраны в древней системе координат.

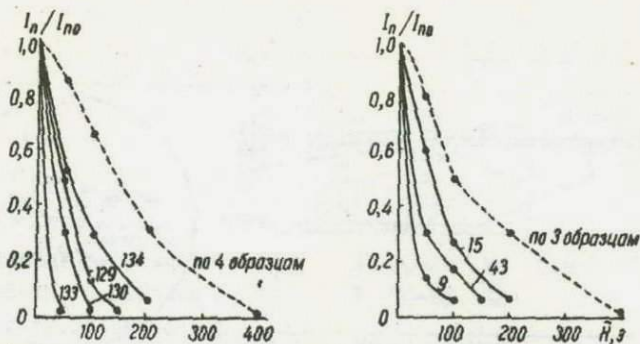


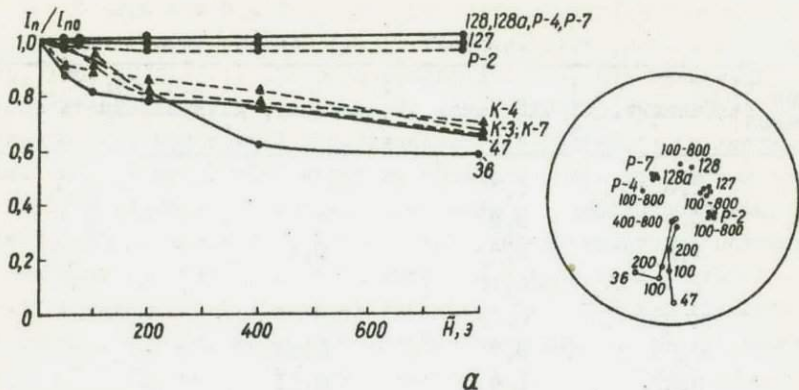
Рис. 13. Размагничивание переменным полем  $I_n$  и  $I_{ri}$  образцов осадочных пород:

— — кривые  $I_n(\tilde{H})$ , --- — обобщенные кривые  $I_{ri}(\tilde{H})$ , цифры у кривых — номера образцов.

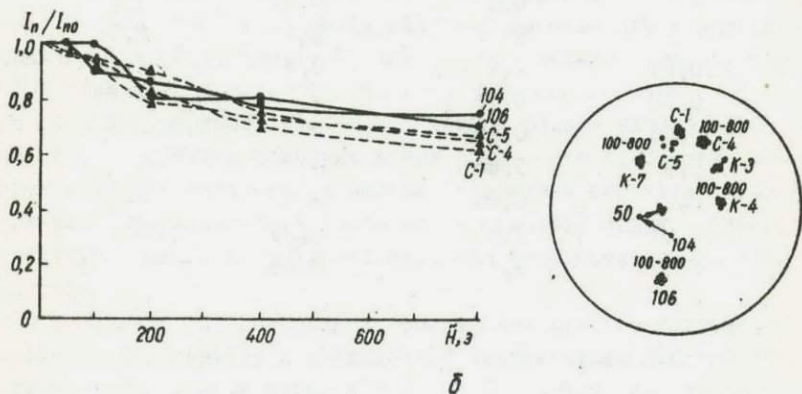
Только в трех образцах (рис. 12, обр. 58а; рис. 14, обр. 36, 47) направление  $I_n$  изменилось при наложении поля до 200 а, а затем стабилизировалось. Это свидетельствует о наличии нестабильной намагниченности. Есть основание полагать, что она приобретена при хранении в лаборатории, поскольку повторные измерения образцов (через 12 месяцев) дали новые положения векторов  $I_n$  на сфере (см. рис. 6).

Разнообразие форм кривых  $I_n(\tilde{H})$ , как будет показано ниже, тесно связано с составом ферромагнитных частиц, которые идентифицировали при помощи минералогического анализа различных фракций. На фракции образцы разделяли только после того, как были сняты кривые  $I_n(\tilde{H})$ . В табл. 5 представлены результаты анализа, где показано процентное содержание ферромагнитных зерен в породе. Размер фракции 0,25–0,01 мм. В остальных фракциях также есть ферромагнитные минералы, однако, если учитывать содержание самой фракции, то оказывается, что доли этих минералов ничтожна (менее 0,01%). Поэтому упоминаются только те ферромагнетики, которых больше 0,01%.

Установление причин высокой стабильности  $I_n$  образцов с точки зрения минерального состава не вызывает затруднений. Так, например, образец 128 реально содержит только два ферромагнетика: гематит (8,66%) и гидрогетит (0,25%). Учитывая величину остаточной намагниченности насыщения гематита, которая приблизительно в три раза превышает аналогичный параметр гидрогетита



а



б

Рис. 14. Размагничивание переменным полем  $I_n$  и  $I_{n0}$  образцов осадочных пород:

————— кривые  $I_n/\tilde{H}$ , — — — кривые  $I_{n0}(\tilde{H})$

(при примерном равенстве удельных восприимчивостей) [69], можно уверенно приписывать остаточную намагниченность образцов, которые дают I тип кривых, гематиту.

Номер образца	Гематит, %	Гидрогематит, %	Ильменит, %	Fe-Mn минералы, %
60	2,0	1,8	-	-
54	0,4	0,8	-	-
49	1,0	0,8	0,4	-
90	1,9	0,15	-	-
48	0,05	0,05	-	0,1
12	0,04	0,7	0,01	-
191	0,01	1,4	0,01	-
18	0,2	0,8	1,0	-
180	0,1	-	0,08	0,3
183	-	0,1	0,01	0,02
129	-	0,1	0,01	0,5
9	-	2	0,7	0,7
15	0,01	1,4	0,4	0,4
43	0,03	0,16	-	-
128	3,66	0,25	-	-
104	0,6	0,86	-	-
106	0,8	0,96	-	-
86	0,01	0,55	0,05	-
47	0,45	0,11	0,06	-

По мере роста относительного содержания гидрогетита спад начальных ветвей кривых  $I_n(\tilde{H})$  увеличивается (рис. I2, I4 обр. 49, I06, 60 и др.). При этом предполагается, что уменьшение абсолютной величины  $I_n$  в слабых полях (до 200 э) вызвано разрушением остаточной намагниченности гидрогетита, а выполаживание кривых  $I_n(\tilde{H})$ , когда их конечные ветви становятся почти параллельными оси абсцисс, обусловлено намагниченностью, сконцентрированной в гематите. Сугубо ориентировочный подсчет отношения намагниченностей гематита и гидрогетита, которое следует ожидать, учитывая их магнитные свойства и содержание в породе, и того, которое получено по кривым  $I_n(\tilde{H})$ , вероятно, подтверждает такую интерпретацию поведения кривых  $I_n(\tilde{H})$ . Если в породе и гематит, и гидрогетит находятся в приблизительно равном количестве, то  $I_n$  гематита должна быть примерно в три раза больше, чем гидрогетита. Рассмотрим с этой точки зрения остаточную намагниченность трех образцов (табл. 5, обр. 49, I06, 60), где эти ферромагнитные минералы почти равнозначны (по содержанию). Кривые  $I_n(\tilde{H})$  указывают на то, что  $I_n$  гематита должна быть больше, чем гидрогетита в два-три раза для образцов 49, 60 и в четыре раза - для образца I06, т.е. в среднем примерно в три раза - это отношение, которое можно ожидать при равенстве содержания гематита и гидрогетита. Преувеличивать значение такого совпадения, однако, не следует: слишком приблизительны исходные предпосылки для подсчета.

В образце I3I гидроокислы составляют 1,4%, а гематит - только 0,01%, поэтому и наблюдается сравнительно быстрый спад кривой  $I_n(\tilde{H})$  в слабых полях -  $(I_{n,200}/I_{n,0})_{200} = 0,5$ , что почти совпадает с аналогичным параметром кривых  $I_n(\tilde{H})$  чистых гидроокислов железа [47]. При такой трактовке поведения гидроокислов в процессе размагничивания переменным полем оказывается, что кривые  $I_{r0}(\tilde{H})$  и  $I_n(\tilde{H})$  дают такие параметры стабильности, которые часто приписываются вязкой намагниченности. Поэтому недопустимо интерпретировать кривые  $I_n(\tilde{H})$  абстрактно, в отрыве от минерального состава ферромагнитных зерен, без учета соотношения кривых  $I_{r1}(\tilde{H})$  и  $I_n(\tilde{H})$ . Каждый ферромагнетик характеризуется только ему присущими параметрами стабильности, которые зависят от вида намагниченности. Общая закономерность, согласно которой наиболее стабильными являются  $I_{r1}, I_{r2}$  [39] и  $I_{r0}$  [47], наиболее четко выражается только тогда, когда рассматриваются мономинеральные ферромагнитные зерна.

Нестабильная намагниченность в образцах [36, 47, 58,] по-видимому, связана со вторичным магнетитом, образовавшимся в результате распада титаномагнетита, поскольку почти во всех образцах, дающих II тип кривых, ферромагнитные минералы представлены титаномагнетитом и железомарганцевым минералом /по данным минералогических исследований. А термомагнитный анализ образцов, где присутствует титаномагнетит, указывает исключительно на магнетит (точки Кюри  $550^{\circ}$ , см. кривые 9, 15, 13, 130, 133 и др. на рис. 15). Это происходит потому, что магнетит, имея удельную восприимчивость в несколько тысяч раз большую, чем другие минералы, при воздействии постоянного поля в 3000 э создает такую остаточную намагниченность, которая скрадывает их присутствие. Следовательно, форма кривых  $I_n(\tilde{H})$  зависит от количества составляющих намагниченности. Предполагается, что каждая компонента сконцентрирована в определенных ферромагнитных минералах: первичные компоненты обусловлены гематитом и гидрогетитом, нестабильная - вторичным магнетитом.

Рассмотрим теперь механизм образования первичной остаточной намагниченности. Начнем с пород, дающих третий тип кривых  $I_n(\tilde{H})$ ,

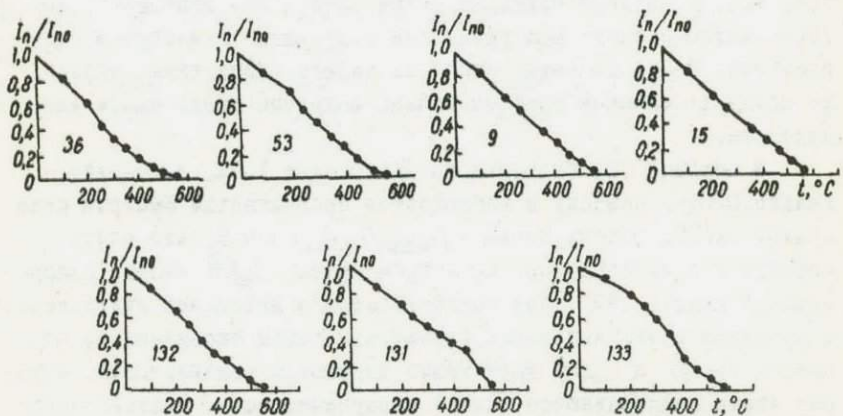


Рис. 15. Кривые термомагнитного анализа.

Цифры у кривых - номера образцов.

поскольку они содержат гидроокислы, генезис которых детально изучен. Уже простой анализ кривых  $I_n(\tilde{H})$ , когда устанавливается, что гидроокислы железа отвечают за одну первичную компоненту  $I_n$ ,

достаточно уверенно указывает на ее химическое происхождение. Чтобы показать возможность этого с точки зрения теории литогенеза, рассмотрим кратко формы миграции, накопления и последующего изменения железосодержащих минералов [54, 60, 76].

В настоящее время считают, что основная масса растворенного железа мигрирует в виде золя гидроокиси  $Fe(OH)_3^{3+}$ , защищенного коллоидным органическим веществом или золем  $SiO_2$ . тогда как нерастворенное железо переносится в виде взвесей совместно с пелитовыми частицами породы. Таким способом транспортируется в среднем около 90% железа, а в виде обломочных частиц минералов железа - только 10%. В настоящем случае последняя форма переноса железа, наверно, была минимальной, поскольку при минералогическом анализе установлены в основном аутигенные минералы железа. Потому в дальнейшем речь будет идти о первых двух видах соединений железа (т.е. гелях и взвесах).

Когда железо попадает в морские бассейны в ионной форме, то благодаря щелочной реакции оно образует гидрат окиси, который плохо растворим и дает коллоидные частицы с малыми размерами мицелл. Постепенное укрупнение мицелл ведет к их медленному осаждению. В речные и озерные воды коллоиды железа, адсорбируясь глинистыми частицами, падают вместе с ними. Поскольку выпавший осадок является физико-химически неуравновешенной системой, то немедленно после фиксации частиц на дне начинается серия процессов уравнивания, приспособления реакционноспособных веществ (окисление, восстановление, незначительное уплотнение, частичная дегидратация). Этот период определяется как стадия диагенеза осадка или превращения его в породу. Во время диагенеза железо в форме гелей и взвесей начинает подвергаться собирательной кристаллизации, образуя в зависимости от количества связанной воды кристаллы гидрогетита или гетита. Как только кристаллы достигают размеров, превышающих критический размер ферромагнетика, намагниченность зерен закрепляется по направлению приложенного поля вследствие увеличения времени релаксации [112]. Поскольку рост кристаллов практически сингенетичен отложению осадка, то остаточная намагниченность гидроокислов железа точно отражает элементы локального поля Земли эпохи образования осадка, особенно если учесть время /около 10 000 лет/, необходимое для того, чтобы сгладить вековые вариации древнего геомагнитного поля.

Приведем пример, подтверждающий это. На рис. 16 представлены кривые  $I_H(T)$  трех образцов (51, 52, 102). На всех кривых перегиб около  $200^{\circ}\text{C}$  фиксирует разрушение гидроокислов железа (гл. III), а перегибы после  $500^{\circ}\text{C}$  обусловлены размагничиванием  $I_H$ , связанной с магнетитом, который, по данным минералогического анализа, является терригенным. Такой магнетит приобретает остаточную намагниченность в процессе осаждения. Между тем направление  $I_H$  образцов не претерпело заметных изменений после разрушения гидроокислов.

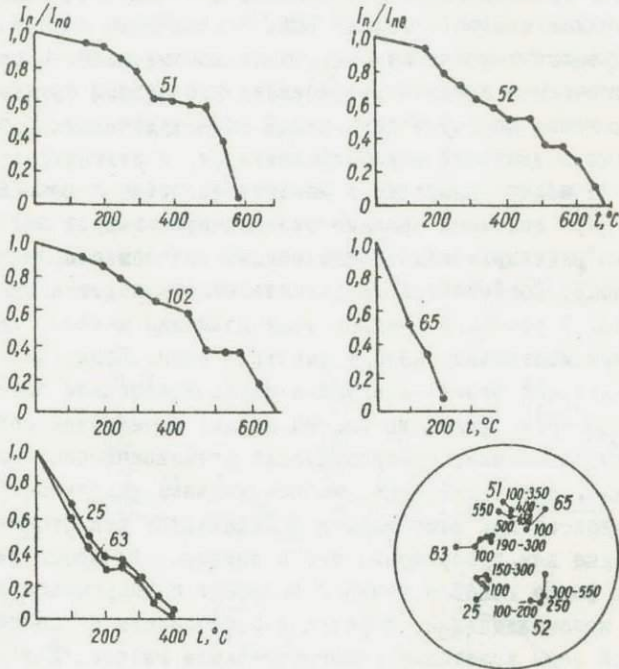


Рис. 16. Терморазмагничивание  $I_H$  образцов осадочных пород. Цифры у кривых - номера образцов, цифры на стереограмме - температура нагрева.

Гидроокислы железа, образованные в результате собирательной кристаллизации, при дальнейшем уплотнении, которое сопровождается их дегидратацией, частично или полностью переходят в гематит (как в данном случае). Не исключено, что в изученных породах небольшая часть гематита образовалась за счет окисления

обломочного магнетита. Впоследствии, когда осадок превращался в глинистую породу, кислородный обмен и дегидратация значительно сокращались и превращения железистых минералов существенно замедлялись вплоть до полного прекращения. Образование гематита сопровождается приобретением стабильной компоненты остаточной намагниченности, поскольку химические преобразования происходят в земном поле [112]. Поэтому очень важно установить продолжительность периода, когда происходил переход гидроокислов железа или магнетита в гематит, т.е. необходимо определить, как точно может быть датирован возраст химических преобразований и насколько он соответствует возрасту пород.

Судя по тому, что чистка переменным полем образцов, имеющих кривые III типа и разрушение гидроокислов железа при нагреве не привели к перемещению направлений  $I_n$ , превращение гидроокислов железа или магнетита в гематит произошло мгновенно (в геологическом масштабе времени).

Время образования вторичного гематита пород ( $I_n(\tilde{H})$  относятся к I типу кривых) определяли следующим образом. Так, породы верхнего триаса изучали в трех обнажениях. В двух из них (село Никифоровка, Каменка) единственный ферромагнетик - гидроокислы железа (см. рис. 16, обр. 63, 65, 25), а в третьем (с. Райское) - гематит (табл. 5, обр. 128). После температурной чистки ( $T = 130-150^{\circ}\text{C}$ ) образцов Никифоровки и Каменки, средние направления трех обнажений полностью совпали. Следовательно, хотя гематит является вторичным, он, однако, сингенетичен гидроокислам железа и точно отображает направление локального поля времени образования породы. Приведем ряд фактов, подтверждающих это предположение.

В настоящее время общепризнано, что естественная остаточная намагниченность красных песчаников обусловлена наличием мелких частиц гематита, встречающихся либо в виде тонких пленок, покрывающих немагнитные зерна, либо в виде пигментирующих включений в цементе между зернами, причем гематит вторичного происхождения [35, 94]. С другой стороны, Н. Опдак [141], изучавший остаточную намагниченность красноцветов (сланцы, песчаники, аргиллиты и одновозрастных долеритовых интрузий и базальтовых лавовых потоков, которые намагничиваются при прохождении точек Кюри ферромагнетиков, получил результаты, представленные в табл. 6.

В Румынии получены аналогичные результаты [91]: диабазы имеют  $D = 212^0$ ,  $J = -4^0$  при  $\alpha_{95} = 9^0$ , а красноцветные аргиллиты -  $D = 213^0$   $J = +17^0$  при  $\alpha_{95} = 3^0$ . В обоих случаях возможность существования  $I_{Гр}$  гематита почти исключается: нет ошибки наклонения, которая указывает на ориентационную намагниченность.

В главе У (рис.26) показано, что красноцветные породы триаса, отобранные на значительной территории (от Англии до Уральского хребта) дают поразительно кучные положения полюсов. Это позволяет считать скорость образования вторичного гематита сопоставимой со скоростью осадконакопления. Отсутствие заметной ошибки в значениях накопления (см. гл. У) свидетельствует о химической намагниченности. М.Пикард [143] показал, что скорость образования гематита (за счет окисления магнетита) равна скорости отложения пород, причем возникающая в результате превращения намагниченность является химической. Таким образом, процесс преобразования гидроокислов и магнетита происходит за промежуток времени, которым можно пренебречь, тем более что для получения истинных элементов древнего геомагнитного поля необходимо осреднять измерения за 10 000 лет. Можно еще добавить, что в изученных породах вторичный гематит образовался до складобразования: образцы отобранные в системе координат пластов дают плотные группы векторов  $I_{П}$ , а там, где применялась современная система координат, введение поправки за наклон пластов значительно улучшает кучность направлений.

Хотя анализ минеральных превращений указывает на химическое происхождение  $I_{П}$  (правда, некоторые образцы могут содержать небольшую часть  $I_{Гр}$ ), для получения дополнительных доказательств были выполнены специальные лабораторные опыты по сравнению ряда характеристик остаточной намагниченности естественных и переотложенных пород четырех обнажений. На рис. 14 представлены кривые  $I_{П}(\tilde{H})$  и  $I_{Гр}(\tilde{H})$ , которые свидетельствуют о том, что при помощи размагничивания переменным полем нельзя установить вид намагниченности, поскольку кривые практически идентичны. Однако терморазмагничивание показывает, что кривые  $I_{Гр}(T)$  трех обнажений - села Райское (обр. 126 и Р-1) Грушевка (обр. 174 и Г-8), Каманка (обр. 77 и К-1) - идут заметно выше  $I_{П}(T)$  а кривая  $I_{Гр}(T)$  четвертого - с.Приволье (обр. 106 и С-2) - только после  $400^0\text{C}$ . Подобие форм при этом в основном сохраняется (рис. 17). Породы в первом случае дают полосовое распределение направлений ориентационной остаточной намагниченности.

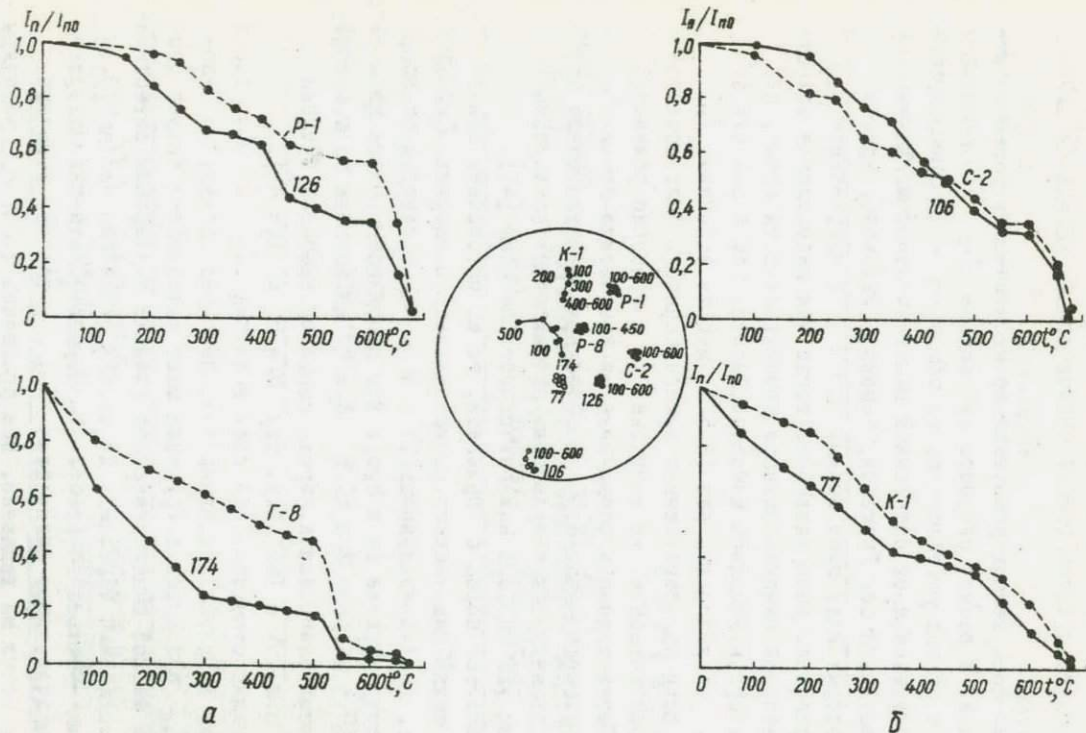


Рис. 17. Терморазмагничивание.  $I_n$  (а) и  $I_{n0}$  (б) образцов осадочных пород: — - кривые  $I_n(T)$ , --- - кривые  $I_{n0}(T)$ , цифры у кривых - номера образцов, цифры на стереограмме - температура нагрева.

Во втором же случае, получена довольно плотная группа векторов  $I_{rD}$ , хотя средняя ошибка наклонения достигает  $25^0$  (см. рис. II).

Подобие форм кривых указывает на идентичность ферромагнитных минералов, а разная скорость уменьшения  $I_{rD}$  и  $I_n$  свидетельствует о разной устойчивости по отношению к нагреву естественной и ориентационной остаточных намагниченностей. Таким образом, отложения сел Грушевки, Каменки, Райского, кривые  $I_{rD}(T)$  которых идут выше кривых  $I_n(T)$ , а направления  $I_{rD}$  образуют полосовое распределение, тогда как направления естественной остаточной намагниченности концентрируются кучно, не могут иметь ориентационной намагниченности. Тем более что величина  $I_{rD}$  в несколько раз (2,5-4) меньше величины  $I_n$  (табл. 7). Если бы естественная намагниченность была ориентационного происхождения, то величина  $I_n$  примерно равнялась бы  $I_{rD}$ . Когда порода намагничивается химическим путем,  $I_{rD}$  должна быть заметно меньше  $I_n$ , так как ориентационная намагниченность является результатом статистического выравнивания частиц уже имевших намагниченность по полю [41].

Что касается пород с. Приволья, то их остаточная намагниченность также химического происхождения. Во-первых,  $I_n > I_{rD}$  а во-вторых, ошибка наклонения  $25^0$  (в случае ориентационного происхождения) привела бы к тому, что координаты полюса  $\phi = 55^0$  с.ш.

$\lambda = 154^0$  в.д. при  $\theta_1 = 4^0$  и  $\theta_2 = 3^0$  не совпали бы с координатами полюсов изверженных пород, например диабазов Румынии ( $\phi = 38^0$  с.ш.,  $\lambda = 166^0$  в.д. при  $\theta_1 = 9^0$  и  $\theta_2 = 4^0$ ).

Необходимо отметить, что если величины  $I_n$  и  $I_{rD}$  пород сел Райского и Приволья сравнивались непосредственно, то отношение  $I_n/I_{rD}$  для пород с. Грушевки было установлено только после удаления вязкой намагниченности (чистке подвергали естественные и искусственные образцы). До чистки отношение  $I_n/I_{rD} \approx 10$ , а после чистки - только 4 (табл. 7). Породы с. Каменки содержали лишь незначительное количество  $I_{NV}$ , так что величина  $I_n/I_{rD}$  была почти не искажена. При сравнении  $I_{rD}$  и  $I_n$  величины  $I_{rD}$  приводили к древней широте точки отбора образца и учитывали степень уплотнения естественных пород [70].

Следовательно, вопрос о виде первичной остаточной намагниченности решен: вероятнее всего она является химической, если не принимать в расчет некоторые образцы, где незначительная часть,

Т а б л и ц а 6

Породы	Склонение	Наклонение
Осадочные	357	24
Интрузивные	356	28
Лавовые потоки	9	24

Т а б л и ц а 7

Место отбора (село)	$I_n \cdot 10^{-6} \text{ ед. СГС}$				$I_{ro}/I_n$
	Естествен. (до чист- ки)	Естествен. (после чистки)	Переосажден- ные (с уче- том попра- вок)		
Райское	2,2	2,2	0,72	0,33	
Приволье	1,4	1,4	0,54	0,39	
Каменка	7,5	6,0	1,9	0,31	
Грушевка	28,0	7,0	1,7	0,24	

Т а б л и ц а 8

Эпоха	Координаты полюса		Полуоси овала погрешности	
	$\phi$	$\Lambda$	$\theta_1$	$\theta_2$
Ранний мел	74	20	7,2	6,5
Поздняя юра	81	169	3,4	1,5
Средняя юра	66	115	4,7	3,7
Ранняя юра	75	68	4,2	3,7
Поздний триас	70	88	8,0	8,0
Ранний триас	55	154	5,2	3,4

связанная с терригенным магнетитом, по происхождению, по-видимому, ориентационная. Учитывая важность этого вывода, повторим вкратце основные аргументы доказательства.

1. В породах, имеющих I и III тип кривых, реально находятся только гематит и гидрогетит, которые создают первичную  $I_n$ .

2. Гидрогетит, согласно теории литогенеза [60], образуется на самой ранней стадии диагенеза, а поведение остаточной намагниченности при размагничивании пород указывает на то, что гематит кристаллизуется одновременно с ним (в геологическом масштабе времени).

3. Разный наклон кривых  $I_n(T)$  и  $I_{r0}(T)$ , различие распределений и величин  $I_n$  естественных и пересажженных пород свидетельствуют о химической природе естественной остаточной намагниченности мезозойских отложений Донбасса и Крыма.

#### Миграция полюсов в мезозое

В настоящее время результаты палеомагнитных работ обычно представляют в виде кривой миграции полюса относительно района исследования. Для этого по известным средним направлениям естественной остаточной намагниченности пород разного возраста подсчитывают координаты виртуальных геомагнитных полюсов. Согласно аксиально-дипольной гипотезе, положения полюсов определяют точки на поверхности Земли, где ее пересекает ось геоцентрического магнитного диполя, которая параллельна оси вращения Земли. Кривую блуждания полюсов интерпретируют по-разному. Она может отражать: 1) перемещение земного шара относительно его оси вращения, которая, за исключением прецессии и нутации, остается неподвижной по отношению к Солнцу (гипотеза миграции полюса), 2) перемещение континентальных масс при условии, что ось вращения Земли занимает, как в первом случае, фиксированное положение (гипотеза дрейфа материков), 3) миграцию полюса и дрейф континентов.

Автор придерживается первой гипотезы. Правда, он считает, что кривые миграции полюсов разных регионов могут быть различными, поскольку некоторые регионы в процессе геологического развития, не подвергаясь заметному перемещению, могли повернуться относительно соседних блоков, которые в это время не изменили своего положения по отношению к оси вращения Земли.

Координаты палеомагнитных полюсов, полученные автором,

представлены в табл. 8, а полюсы нанесены на стереографическую проекцию (рис. 18). Эти данные позволяют сделать некоторые новые выводы относительно пути перемещения полюса за изученный отрезок времени. Ранее на основании изучения палеозойских пород Украины [63] установлено, что путь миграции северного полюса Земли в среднем и позднем палеозое имеет вид кривой, ориентированной в общем на северо-запад (со среднего карбона и кончая триасом полюс смещался строго в северо-западном направлении). Принимая за отправную точку позицию полюса в раннем триасе, проследим его дальнейший путь.

За время  $T_1 - T_3$  продолжается северо-западное движение полюса, тогда как позднее (до  $J_1$ ) наблюдается миграция почти только на запад, если не учитывать небольшого сдвига на север. Начиная с раннеюрской эпохи направление перемещения полюса резко изменяется: он начинает двигаться в основном на восток, образуя почти замкнутую кривую, поскольку координаты раннемелового и раннеюрского полюсов сравнительно мало отличаются по долготе. Однако координаты раннемелового полюса ( $\Phi = 74^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 20^\circ$  в.д. при  $\theta_1 = 7,2^\circ$  и  $\theta_2 = 6,5^\circ$ ) не совсем согласуются с положением среднего полюса по европейским определениям ( $\Phi = 76^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 158^\circ$  в.д. при  $\alpha_{95} = 5^\circ$ ). Правда, последний подсчитан после измерений остаточной намагниченности пород, которые относятся как к нижнему, так и к верхнему отделам меловой системы. Поэтому путь полюса после позднеюрской эпохи, который получен по данным настоящей работы, на рис. 18 нанесен пунктиром. Здесь же показана кривая миграции, которая получилась бы, если для мелового периода за основу принять положение среднего европейского полюса. Не трудно заметить, что он в пределах ошибок измерений согласуется с положением позднеюрского полюса ( $\Phi = 81^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 169^\circ$  в.д. при  $\theta_1 = 4,5^\circ$ ,  $\theta_2 = 3,4^\circ$ ). Следовательно, учитывая обобщенные результаты по мелу, можно считать, что миграции полюса в  $J_3 - Cr_1$  практически не было. Однако иногда осреднение пути блуждания полюса за большой промежуток затушевывает и скрадывает отдельные характерные особенности этого движения.

Интересно отметить, что в третичном и четвертичном периодах продолжая двигаться в основном на северо-восток, полюс постепенно приближался к положению современной оси вращения. Координаты

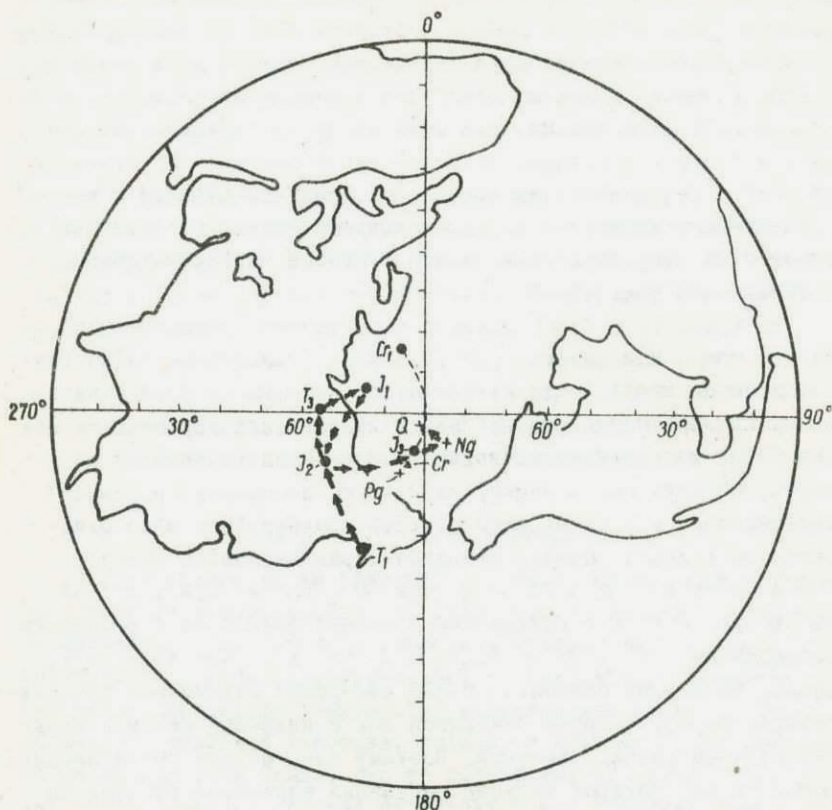


Рис. 18. Миграция магнитного полюса в мезо-кайнозое.

● - положения полюса, по данным автора; + -  
положения полюса по данным А.И.Билинского [7];

▲ - положение полюса, вычисленное автором по  
данным других исследователей.

четвертичных, неогеновых и палеогеновых обобщенных полюсов, заимствованы у Билинского А.И. [7]. Следовательно, северный полюс, начиная с раннеюрской эпохи, прошел путь, который можно примерно изобразить в виде окружности диаметром около 3000 км с центром расположенным очень близко от современной географической оси (расстояние  $10^0$ ). Такое обстоятельство подтверждает предположение Н.М.Страхова [60] о существовании мезо-кайнозойского плана климатических зон начиная с юры, который отвечал

современному их расположению на поверхности Земли, когда одноименные зоны от одной эпохи к другой изменялись лишь в деталях. Однако не исключаются различия в среднегодовой температуре и степени гумидности в разные эпохи. Согласно работам Н.М.Страхова, положение оси вращения (т.е. местоположение ее проекции на поверхности Земли) в течение климатического этапа как-то изменялось (ведь изменялись очертания зон), однако, это изменение нельзя уловить по картам литологических показателей климата, учитывая качественный их характер. Палеомагнитный же метод четко фиксирует даже небольшие смещения полюса, поскольку для мезо-кайнозойского климатического этапа получены разные координаты полюса для различных эпох.

Наши данные подтверждают также и то, что в переходные эпохи, когда один план климатической зональности сменялся другим (например в триасовом периоде), средняя скорость смещения оси вращения заметно больше, чем в течение климатического этапа. В частности палеомагнитный полюс за  $T_1 - T_3$  прошел расстояние примерно  $30^\circ$  дуги большого круга (т.е. примерно  $1^\circ$  за I млн. лет) и занял совершенно другую позицию, которая указывает на смену одного типа климатической зональности другим. Изменилось также и направление смещения полюса: если в среднем и позднем палеозое он двигался на северо-запад, то начиная с юры он перемещался в северо-восточном направлении. Увеличение скорости миграции полюса в триасе по палеомагнитным данным ранее было установлено А.Н.Храмовым [69]. Важно подчеркнуть, что движение полюса в триасовом периоде принципиально отличается от более поздней миграции, поскольку с ранней юры полюс начинает совершать колебания вокруг некоторой оси, тогда как в триасе он перемещался строго в северо-западном направлении. Да и скорость колебания в промежутке ранняя юра - третичный период заметно уменьшилась (до  $0,3^\circ$  за I млн. лет). Подобные колебания земного шара относительно оси вращения только меньшей амплитуды установлены И.А.Резановым [53], который использовал результаты А.Н.Храмова по остаточной намагниченности бакинских и плиоценовых осадочных пород Западной Туркмении.

Ускорение миграции полюса в триасе, отмеченное также другими исследователями [60, 63, 69], совпадает с окончанием герцинского орогенического цикла, что отлично согласуется с теоретическими представлениями о причинах, вызывающих перемещение

полюса [105, 186]. Дело в том, что в эпохи горообразовательных процессов происходило перераспределение огромных масс на поверхности и внутри планеты, которые могли бы изменить форму эллипсоида инерции, а следовательно, и расположение его главных осей. Если в результате перераспределения масс полюс инерции смещается, то усилия, обусловленные центробежными силами, должны вызвать такую деформацию Земли, чтобы ее ось вращения проходила через новый полюс. Постоянная времени процесса, по-видимому, колеблется от нескольких сотен тысяч до нескольких миллионов лет [147], и поэтому, как отмечает Н.М.Страхов [60], ускорение смещения полюса отчетливо проступает в конце тектонического этапа, когда тектонические преобразования или закончены, или близки к завершению.

Необходимо оценить полученные координаты полюсов с точки зрения их согласованности с результатами других исследователей. Сравнивать будем с обобщенными данными, где это возможно, или с координатами тех полюсов, которые, по мнению автора, достоверны. Раннетриасовый полюс ( $\Phi = 55^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 154^{\circ}$  в.д. при  $\theta_1 = 4^{\circ}$  и  $\theta_2 = 3^{\circ}$ ) не отличается от среднего европейского аналога -  $\Phi = 51^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 158^{\circ}$  в.д. при  $\alpha_{95} = 6^{\circ}$ . Позднетриасовая эпоха представлена только двумя полюсами, полученными по породам Испании, стабильность которых не доказана, и поэтому трудно сказать что-либо определенное об их достоверности. Однако можно отметить, что как испанские, так и полюсы, определенные в настоящей работе, располагаются близко от современной географической оси. В частности, их широты колеблются от  $70^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ .

Раннеюрский полюс ( $\Phi = 75^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 68^{\circ}$  в.д. при  $\theta_1 = 4,2^{\circ}$  и  $\theta_2 = 3,7^{\circ}$ ) лучше всего совпадает с полюсом 92 (см. табл. I), координаты которого  $\Phi = 68^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 73^{\circ}$  в.д. при  $\theta_1 = 31^{\circ}$ ,  $\theta_2 = 27^{\circ}$ ). Он установлен по обратнo намагниченным породам так же, как и наш полюс. Почти совпадает с ним по долготе полюс 94 ( $\Phi = 38^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 59^{\circ}$  в.д. при  $\theta_1 = 16^{\circ}$ ,

$\theta_2 = 12^{\circ}$ ) - единственный европейский раннеюрский полюс, который подсчитан по элементам магнитного поля, измеренным на породах, стабильность которых оценивалась методом обращения. Правда, широта этого полюса занижена, вероятно, вследствие влияния современного поля, под действием которого изменяется только широта полюса, а долгота не искажается.

Среднеюрский полюс ( $\Phi = 66^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 116^{\circ}$  в.д. при  $\theta_1 = 4,7^{\circ}$  и  $\theta_2 = 3,7^{\circ}$ ) удовлетворительно соответствует полюсу 96 ( $\Phi = 56^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 122^{\circ}$  в.д. при  $\theta_1 = 7^{\circ}$ ;  $\theta_2 = 4^{\circ}$ ) и недалеко отстоит от полюса 89, полученного по порфиритам Армянской ССР, причем совпадение улучшилось бы, если уменьшить долготу полюса 89, как это вытекает из графического определения полюса. Следовательно, полюсы в среднеюрскую эпоху группируются довольно компактно и их координаты можно принять за основу при любых палеомагнитных выводах.

Уже отмечалось, что в поздней юре полюс располагался около среднего мелового полюса относительно Европы. Таким образом, полученные координаты полюсов не противоречат данным других исследователей, если в расчет принимать только те полюсы, где имеется хотя бы какое-нибудь упоминание о стабильности пород. Тем не менее они должны постоянно уточняться в дальнейшем, особенно для тех эпох, которые характеризуются единичными определениями положения полюсов ( $T_2, J_1, J_2$ ).

#### О схеме палеомагнитных зон

Схема палеомагнитных зон (рис. 19), построенная в результате измерений направлений  $I_n$  мезозойских осадочных пород в основном северо-западных окраин Донбасса, продолжает палеомагнитный разрез палеозоя Донбасса, который составлен А.Н.Храмовым [71] и А.Н. Третьяком [63]. Так, ранее изученная толща завершалась отложениями серебрянской свиты ( $T_1$ ), а в настоящей работе они — наиболее древние породы.

Рассмотрим характеристику палеомагнитного разреза. Образцы, отобранные из низов серебрянской свиты, оказались прямо намагниченными, что согласуется с данными предыдущих исследователей. На схему нанесена также зона обратной намагниченности (она зафиксирована А.Н.Храмовым в нижнетриасовых породах) для того, чтобы восполнить пробел в палеомагнитном разрезе. Следовательно, за время образования красноцветов серебрянской свиты магнитное поле Земли по крайней мере один раз меняло свою полярность. Так как верхи свиты в обнажениях не представлены, то количество палеомагнитных зон может быть и больше, а поскольку сама свита может представлять любой отрезок времени раннего триаса, то выделенные зоны нельзя точно привязать к стратиграфической шкале. Прямо намагниченные отложения триаса также трудно отнести к более мелкой стратиграфической единице, чем период.

Система	Отдел	Ярус	Палеомагнитные зоны	
			Ф	Л
Меловая	Нижний	Аптский	74	20
	Верхний	Кимериджский	81	169
Юрская		Батский	66	116
			58	115
		Байосский	66	116
		Ааленский		
Нижний	Тоарский	75	68	
Триасовая	Верхний		70	88
	Нижний		55	154



Рис. 19. Предварительная схема палеомагнитных зон мезозоя северо-западной окраины Донбасса и Крыма.

▨ I - зоны прямой намагниченности, ■ - зоны обратной намагниченности.

Выше по разрезу установлен сравнительно небольшой промежуток, в котором существовало поле обратной полярности. Зона обратно намагниченных пород соответствует верхнеюрским (тоарским) породам нижней юры. Таким образом, на границе позднего триаса и ранней юры произошла смена знака поля. Инверсия магнитного поля в позднеюрский век зафиксирована и другими исследователями на породах, значительно удаленных от изученных в Донбассе обнажений. Так, Р.Гирдлер [104] обнаружил, что осадки Англии верхнеюрского возраста образуют две группы векторов, одна из которых почти антипараллельна другой.

Н.Опдаик и М.Макэлхэни [142] отмечают, что смена знака поля на границе Т-Ю зафиксирована при исследовании пород нескольких континентов и предлагают использовать эту инверсию поля в качестве стратиграфического репера.

Зона прямой намагниченности в тоарских породах выделена несколько условно,

потому что после чистки измерить остаточную намагниченность удалось только в нескольких образцах. Однако можно предполагать, учитывая данные по этим образцам, что в какой-то момент тоарского века направление поля не отличалось от современного, тем более, что нижнеюрские прямо намагниченные породы обнаружены другими исследователями [73, 104].

Отложения байоского и отчасти батского веков представлены прямо намагниченными образцами, причем батские глины свидетельствуют о том, что магнитное поле Земли дважды меняло свою полярность. Смена знака поля выражена зоной обратно намагниченных пород, которые до настоящего времени не были известны среди евразийских среднеюрских пород. Поскольку специальных исследований (помимо пересадки образцов), которые бы полностью исключили возможность самообращения вектора  $I_n$  не проводилось; возможно будет более правильно зону выделять условно, хотя весьма вероятно, что обратно намагниченные породы отражают инверсию геомагнитного поля. До сих пор случаи самообращения векторов  $I_n$  обнаружены менее 10 раз и нет ни одного примера, когда осадочные породы обладали бы свойством самообращения [152]. Между тем инверсия геомагнитного поля твердо доказана более 70 раз только на обожженных породах, расположенных по всему земному шару. Разрез оканчивается прямо намагниченными верхнеюрскими и нижнемеловыми породами.

Таким образом, в изученном разрезе установлено десять палеомагнитных зон: три зоны обратно и семь — прямо намагниченных пород. Одна зона прямо намагниченных пород выделена условно, а одна обратно намагниченная толща — по данным А.Н.Храмова [71]. Аптские и киммериджские породы, хотя и не отличаются по знаку от батских отложений, все же выделены в отдельные зоны. Дело в том, что огромные промежутки времени в поздней юре и ранней мелу оказались неизученными, поскольку породы этого возраста или не обнаружены, или не пригодны для изучения палеомагнетизма. Поэтому из-за неполноты разреза можно пропустить ряд зон. Если нижнемеловые глины Крыма при дальнейшем изучении смогут дать дополнительный материал для построения палеомагнитного разреза, то породы верхней юры являются неблагоприятным объектом для исследования: они представлены немagnetными известняками, зеленовато-серыми песчаниками и белесоватыми косослойными песками. Следовательно, нельзя утверждать,

что в позднеюрской и раннемеловой эпохах поле имело только прямую полярность. Особенно это относится к породам нижнего мела, среди которых известны обратно намагниченные толщи [1, 146.]

Несколько слов об изменении геомагнитной широты Донбасса. В раннетриасовую эпоху он располагался на  $29^{\circ}$  с.ш., а в конце периода произошло существенное изменение широты - она увеличилась до  $57^{\circ}$ . Такая широта казалось бы несколько противоречит палеоклиматическим показателям - красноцветам указывающим на аридный климат. Однако, как отмечает Ю.М.Шейнманн [78] в поздне триасовую эпоху холодного климата не существовало и, по-видимому, наступило значительное потепление на всей Земле; тропическая зона занимала положение, близкое к современному. В конце триаса красноцветы располагаются не только в пределах тропиков и аридных зон, но и в областях умеренного климата. Если тропическая область по своему положению была близка к современной, то климатические широты в позднем триасе также должны примерно соответствовать теперешним географическим широтам. Действительно, палеомагнитная широта Донбасса в  $T_3$   $57^{\circ}$ , а современная  $48^{\circ}$ . Учитывая точность измерения элементов магнитного поля и качественный характер определения палеоэкватора, совпадение следует считать отличным, тем более, что в течение юрского периода широта, постепенно приближаясь к современной ( $46^{\circ}$  в средней юре), становится несколько меньше ( $41^{\circ}$ ) в конце периода. Как раз в это время на суше образуются красноцветы, а в морском бассейне отлагаются известняки, т.е. палеомагнитные измерения не противоречат ископаемым показателям климата. По-видимому, стоит еще раз подчеркнуть, что предположения Н.М.Страхова [60] о резком смещении географической оси в  $T_1 - T_3$  подтверждаются как нашими измерениями наклонения остаточной намагниченности пород, так и данными Ю.М.Шейнманна [78], который указал на близость поздне триасовой экваториальной зоны к современной.

Необходимо отметить еще следующее. Хотя палеомагнитные зоны достаточно обоснованы, разрез может считаться только реконструировочным, поскольку отложения нижнего триаса, верхней юры и нижнего мела представлены не в полном объеме. Правда, несмотря на некоторые пробелы в геологической колонке, проведенные исследования дали возможность составить схематический палеомагнитный разрез, который является продолжением разреза

среднего и верхнего палеозоя. Таким образом огромный отрезок геологического времени оказался охваченным палеомагнитным изучением, что позволило увязать зоны с определенными стратиграфическими единицами. Палеомагнитную корреляцию осадочных толщ можно будет использовать в дальнейшем при решении ряда геохронологических и стратиграфических задач.

## Г Л А В А У

### ИССЛЕДОВАНИЕ КОНФИГУРАЦИИ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЗОЗОЕ

#### Вывод эмпирической формулы диполя

Практика палеомагнитных работ показывает, что в послетретичное время магнитное поле Земли (при условии рассмотрения достаточно длительного промежутка времени) по своему характеру в основном дипольное и симметричное относительно современной оси вращения [73, 92].

Возникает вопрос, в какой степени можно распространять гипотезу аксиального диполя на древние эпохи, поскольку даже в настоящее время на поверхности Земли существует ряд континентальных аномалий, которые искажают дипольное распределение. Нарушение дипольного характера поля приводит к тому, что направление магнитных меридианов главного магнитного поля для большей части земного шара значительно отклоняется от направления на магнитные и географические полюсы Земли [36]. Современные материковые аномалии сравнительно слабы. Например, у самой интенсивной из них, Восточно-Азиатской, значение вертикальной составляющей достигает 30% нормального поля. Точно также должны существовать подобные аномалии и в прошлом. Но не исключено, что древние материковые аномалии могли быть несколько интенсивнее, а следовательно, ошибка в определении полюса больше. В частности, Г.Н.Петрова [40] предполагает, что именно наличием на территории Индии древней континентальной аномалии можно было бы попытаться объяснить данные палеомагнитных измерений индийских пород. Возможность существования аномальных палеомагнитных направлений допускают /также Ю.М.Шейнманн [78], К.Ранкорн [147], А.В.Попова [43], Ф.С.Файнберг и Э.Н.Линд [65]. Японские геофизики [148] показали, что при помощи стабильных осадков, образовавшихся во время извержения исторических вулканов, можно легко обнаружить даже небольшие флуктуации поля, обусловленные локальными ано-

малиями, которые существовали в момент образования туфовых осадков, сравнивая  $I_n$  этих осадков с известными элементами нормального поля.

Таким образом, прежде чем делать какие-либо выводы, вытекающие из гипотезы аксиального диполя, например доказательство дрейфа континентов, требуется ее проверка в каждом конкретном случае для каждого региона.

Почти во всех ранних работах согласованность палеомагнитных результатов по какому-нибудь периоду одного континента принималась за доказательство дипольности поля. Но, несмотря на подкупающую простоту метода, оказывается трудно обосновать, какую величину разброса полюсов принимать за признак дипольной конфигурации поля. Так, согласующиеся направления намагниченности были получены для отдельных триасовых формаций США, однако, разброс между средними направлениями формаций очень велик [92]. Оценивая метод, необходимо подчеркнуть, что площадь отбора образцов намного меньше, во-первых, размера континента, хотя данные о положении полюса приписываются всему континенту, а во-вторых - территории материковых аномалий. В результате полюсы могут образовать плотную группу, незначительно отличающую друг от друга, и вместе с тем не соответствовать истинным координатам полюса.

В последнее время для доказательства дипольного характера поля привлекают метод, разработанный К.Криром [96], где мерой отклонения палеомагнитного поля от поля идеального диполя принимается разброс направлений в зависимости от древней широты точки отбора образцов [106]. Отдельные "отсчеты" поля, представленные точными измерениями древней намагниченности определенного лавового потока, отличаются от поля диполя так же, как отличается от него направление геомагнитного поля в любой отдельной точке в современную эпоху. Совершенно ясно, что при палеомагнитных работах должны быть исключены ошибки отбора образцов, измерения, удалена вторичная намагниченность и т.д. Разброс поля в  $N$  точках, расположенных на одной широте, выражается угловой дисперсией

$$\Delta = 81^0 / K^{1/2},$$

где  $K = \frac{N-1}{N-R}$ ,  $N$  - количество единичных векторов, а  $R$  - их результирующая сумма. Если величина палеовариаций примерно равна угловой дисперсии современного поля для соответ-

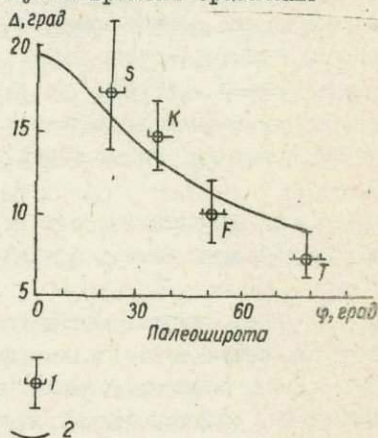
ствующей широты, то это указывает на дипольный характер древнего поля. На рис. 20 представлена зависимость величины  $\Delta$  от широты в мезозое для пород южных континентов, которые подверглись лабораторным исследованиям. Там же приводится кривая  $\Delta = f(\varphi)$  для современного поля. Результаты сравнения в некоторой степени согласуются с гипотезой о том, что в мезозое поле было дипольным. Однако этот метод требует проведения палеомагнитных работ по специальной методике, и выводы о дипольности поля, которые получены на его основе, сугубо предварительные, поскольку таких работ пока приведено мало.

Неоднократно сравнение древней широты, полученной для определенного региона по палеомагнитным измерениям, и широты, установленной по геологическим признакам древнего климата в предположении о существовании современной климатической зональности, использовалось для доказательства совпадений магнитной оси с осью вращения Земли [43, 63, 67, 86, 117.] При большинстве сравнений использовалось довольно ограниченное количество индикаторов климата, расположенных на сравнительно небольших территориях, а промежуток времени сравнения

Рис. 20. Зависимость разброса образцов от древней широты точки отбора образца [106]:

1 - 95%-ные доверительные интервалы, 2 - кривая зависимости  $\Delta$  от  $\varphi$  для современного поля.

S - формация Сьерра-Джерал, K - лавы Карру, F - долериты Феррара; T - долериты Тасмании.



не всегда был достаточно длительным. Чтобы оценить степень надежности таких сравнений, необходимо учесть, какие показатели и при каких условиях действительно отражают древние климаты. Важно выяснить, обусловлен ли климат в данной точке удалением от экватора, т.е. уменьшением средней температуры с увеличением широт, или он вызван какими-либо локальными факторами (морскими

течениями, наличием горных хребтов и т.д.). Только после этого можно сравнивать широты, полученные двумя независимыми методами, и решать вопрос об отсутствии или наличии связи между ними.

При реконструкции климатов прошлого единственным эталоном служит современный климат Земли и его распределение в зависимости от различных факторов. При этом широта оказывает на климат общее влияние, а распределение воды и суши, рельеф, свойства атмосферы и т.д. в той или иной степени искажают стройную картину широтной климатической зональности. В геологическом масштабе времени локальные причины, влияющие на климат, можно считать быстроменяющимися, эффект которых уменьшается при изучении достаточно длительного периода. Например, трансгрессии и регрессии изменяют размеры материков, вызывая изменение климата [29], а тектонические движения преобразуют рельеф Земли, что влечет за собой перемену системы течений, ветров и т.д. [55]. Здесь, по-видимому, возникает ситуация такая же, как в палеомагнетизме при выборе правильного промежутка времени, свободного от недипольных компонент [147]. В каждый отдельный момент влияния недипольных компонент так же, как и локальных факторов климата велико, однако обобщенные за значительный период по всем материкам результаты намного полнее отражают истинную древнюю климатическую зональность, чем спорадические находки отдельных индикаторов климата на ограниченных территориях.

Все же сопоставления палеомагнетизма и палеоклимата мобилисты проводят лишь в пределах отдельных регионов, потому что заранее предполагается иная, чем теперь, группировка материковых глыб. В таких случаях почти всегда возникают ситуации, когда трактовка результатов совместного анализа палеомагнетизма и палеоклимата зависит от целей того или иного исследователя. Дело в том, что ископаемые индикаторы климата не могут точно указывать широту. В лучшем случае они фиксируют только местоположение конкретного района в определенной климатической обстановке. В частности, красноцветы (особенно если они гипсоносны, с трещинами усыхания и т.п.) отражают теплые аридные условия, которые в настоящее время существуют в основном в диапазоне широт от  $15^{\circ}$  до  $45^{\circ}$  [127]. Поэтому любые палеомагнитные широты красноцветов, примерно соответствующие указанному интервалу,

считаются достоверными и свидетельствуют в пользу аксиально-дипольной гипотезы. Например, гипсоносная красноцветная формация Чагуотер по палеомагнитным измерениям дает широту  $8^{\circ}$  [127], а красноцветы Танганьики - около  $50^{\circ}$  [106]. С точки зрения палеоклиматологии, такие широты не вызывают возражений (хотя разница между ними  $42^{\circ}$ ), поэтому авторы этих работ подчеркивают хорошую увязку палеомагнетизма и древнего климата. Неопределенность обусловлена также и тем, что существуют две аридные зоны (южная и северная), различить которые по находкам индикаторов климата невозможно.

Таким образом, сравнения палеомагнетизма и индикаторов климата в пределах отдельных регионов носят качественный характер, и при оценке сходимости данных важную роль играет элемент теоретически оправданного субъективизма. Действительно, поскольку индикаторы климата показывают древние климатические зоны, охватывающие  $20-30^{\circ}$ , то любой исследователь вправе считать достоверными палеомагнитные измерения, если они хотя бы примерно соответствуют палеоклиматическим поясам. Поэтому таким способом не трудно доказать, правда, в первом приближении аксиально-дипольный характер поля, а затем, учитывая разброс разновозрастных полюсов, и дрейф материков. Вероятно, в ходе умозаключений часто упускают из вида слабую сторону такой методики сравнения, которая приводит к тому, что можно говорить только о примерном сходстве древнего поля и поля геоцентрического диполя. В противном случае выводы о дрейфе материков, основанные даже на незначительном разбросе полюсов, например североамериканских и европейских, не были бы столь категоричны.

Покажем, что гипотезу осевого диполя можно так же успешно, если не лучше, доказать, используя палеогеографические построения тех ученых, которые не разделяют предположение о дрейфе материков. Разумеется, требования к доказательству должны оставаться прежними: совпадение палеомагнитных широт (без учета знака) и соответствующих климатических зон (не принимая во внимание положение относительно экватора). Для примера возьмем реконструкции Н.М.Страхова [60] для девонского, карбонового и пермского периодов и оценим, насколько палеомагнитные широты опорных точек отдельных материков согласуются с климатической обстановкой. В качестве опорных точек возьмем в Европе Москву,

в Азии - Красноярск, в Северной Америке - Цинциннати, в Австралии - Канберру. Выбор этих городов не случаен: именно для них Е. Ирвинг [127] подсчитал средние палеомагнитные широты для доказательства дипольности поля, а затем - дрейфа материков. В Южной Америке [98] и Африке [106, 127] имеются только единичные палеомагнитные измерения наклонения древнего поля, поэтому опорными точками являются пункты отбора образцов.

При сравнении условимся, что разница между палеомагнитной широтой опорной точки и идеализированной границей соответствующей палеоклиматической зоны, равная менее  $5^{\circ}$ , лежит в пределах ошибки сравнения. (Например, палеомагнитная широта точки  $10^{\circ}$ . В идеальном случае - это тропическая зона. По реконструкции Н.М.Страхова, она попадает в аридную зону, которая сейчас условно начинается с  $15^{\circ}$ . Разница между  $15$  и  $10^{\circ}$  равна  $5$ , поэтому можно считать степень согласованности данных отличной). Однако даже при таком допущении это будет более точным доказательством дипольности поля (в случае совпадения данных), чем в работах мобилистов, которые рассуждают следующим образом. В Северной Америке в верхнем палеозое широко распространены красноцветы, эвапориты, песчаники пустынь, известняки с коралловыми рифами (что согласуется с палеоширотами - менее  $30^{\circ}$ ), а следовательно, поле было дипольным [127].

Границы идеализированных палеоклиматических поясов по аналогии с современными такие:  $0-15^{\circ}$  - у экваториальной,  $15^{\circ}-45^{\circ}$  - у теплой аридной,  $45^{\circ}-70^{\circ}$  - у умеренно влажной,  $70-90^{\circ}$  - у полярной зон [127].

Результаты, приведенные в табл. 9, показывают отличную согласованность палеомагнитных широт опорных точек и схемы климатической зональности Н.М.Страхова на всех материках, за исключением Австралии, которая по палеомагнитным признакам в перми должна находиться в полярной зоне. Это как-будто не противоречит ледниковым отложениям, найденным здесь. Однако необходимо отметить что, верхнепалеозойское оледенение Гондваны - одна из наиболее трудных проблем палеоклиматологии. Некоторые исследователи, в частности Н.М.Страхов [60], Ю.М.Шейнманн [78], А.И.Егоров [18], Т.Ма [132], считают, что ледниковые отложения Австралии являются продуктами деятельности ледников горного типа, которые возникли в результате высоких поднятий. Иначе трудно объяснить, почему позднепалеозойские пояса углеобразо-

вания [18] и ископаемые кораллы [132] указывают на экваториальную обстановку в Австралии.

Если мы обратимся к мобилистским реконструкциям гипотетической Гондваны, то увидим, что они также не увязываются с палеомагнитными результатами по австралийским породам позднекарбонового и более молодого возраста (не считая пермского периода). Например, согласно реконструкции А. Кинга [21], Австралия в конце карбона находилась между 10° и 40° широты. Поэтому находки ледниковых образований ему пришлось объяснять вертикальной зональностью, отмечая, что подъем гор вызвал немедленное оледенение, которое достигло максимума в позднекаменноугольную эпоху. По мнению Кинга, лед скапливался в горах и на возвышенностях.

Таким образом, и фиксисти, и мобилисты объясняют оледенение Австралии в конце карбона вертикальной климатической зональностью (древняя широта 10-40°), тогда как палеомагнетизм указывает на значительно более высокие широты (40-70°), т.е. разница достигает 30°. Р. Маак [28] вообще не упоминает о наличии верхнекарбоновых ледниковых отложений, вероятно, потому что, по его реконструкции Гондваны, Австралия располагается в зоне экватора. Правда, по построениям мобилистов, она в перми находилась на 40-70° широты. Поэтому данные палеомагнетизма и реконструкции последователей А. Вегенера в общих чертах согласуются. Но если перейти к триасовому или меловому периодам, то от этой согласованности ничего не остается. В частности, южная оконечность Австралии в триасе и мелу находилась близ 35° (в отличие от 50-60° в начале перми). Однако палеомагнитная широта очень устойчива и колеблется в пределах 70-80°.

Все эти факты позволяют сделать некоторые выводы.

1. Аксиально-дипольный характер магнитного поля Земли можно доказать при помощи сравнения палеомагнитных широт и схем климатической зональности Н. М. Страхова, если проводить качественный анализ (как это делают мобилисты) климатических и магнитных данных.

2. С точки зрения палеомагнетизма мобилистские палеогеографические реконструкции не имеют никаких преимуществ перед построениями их оппонентов: они хорошо объясняют оледенением материкового типа только высокие широты в Австралии в пермский

Т а б л и ц а 9

Материк	Опорная точка	Возраст	Палеомагнитная широта	Климатическая зона, по Н.М.Стратову	Степень согласованности отличия	очень плохая
Европа	Москва	$D_2$	10	Аридная		+
		$C_1$	10	Экваториальная		+
		$P$	15	Аридная		+
Азия	Красноярск	$D_2$	40	Аридная		+
		$C_1$	40	Умеренно влажная		+
		$P$	42	То же		+
Северная Америка	Цинциннати	$D_2$	12	Аридная		+
		$C_1$	10	"		+
		$P$	13	"		+
Австралия	Канберра	$D_2$	18	Экваториальная		+
		$C_1$	20	"		+
		$P$	72	"		+
Южная Америка	Аргентина /-17,295/	$C_3$	57	Умеренно влажная		+
	Бразилия /-5,317/	$C_3$	26	Аридная		+
	Боливия /-30,292/	$P$	48	"		+
Африка	Родезия /-18,29/	$C_3$	63	Умеренно влажная		+
	Танганьика /-10,34/	$P$	41	То же		+

период. Правда, мобилистам, следуя логике гипотезы А. Вегенера, приходится приводить в относительное движение половину земного шара, чтобы оправдать близость к полюсу Австралии, площадь которой составляет всего около 2% поверхности земного шара.

3. Палеомагнетологам (разумеется, если они не отвергают, принцип актуализма) следует отдавать предпочтение тем палеогеографическим построениям, которые обходятся без перегруппировки современных материков, поскольку палеомагнетизм (подчеркнем еще раз) удовлетворяет требованиям сторонников двух конкурирующих гипотез.

Учитывая все эти обстоятельства, автор предложил метод количественного анализа палеомагнитных и палеоклиматических данных, который позволит по-новому подойти к доказательству гипотезы осевого диполя [51].

Количественное сравнение магнитных и климатических широт требует определения точного положения экватора или полюса по палеоклиматическим признакам. Удобно реконструировать палеоэкватор, поскольку он должен находиться в пределах тропической влажной зоны, которая является наиболее устойчивой, так как ее положение определяется астрономическими причинами [55]. Например, она имеет наиболее четкие границы в настоящее время, несмотря на разнообразный рельеф Земли и наличие морских течений. При определении палеоэкватора надежным методом является метод, предложенный Вегенером и Кеппенем [60], согласно которому, экватор следует располагать в промежутке между аридными зонами. Другие способы, основанные на оценке некоторых органических форм, по мнению академика Н.М.Страхова [60], приводят к ошибкам в определении палеоэкватора.

В настоящей работе основное внимание уделено только оконтуриванию экваториальной зоны. Поэтому кратко рассмотрим индикаторы аридного и влажного климата. Соли, гипсы, красноцветы свидетельствуют о существовании аридного, а бескарбонатные красноцветы - гумидного климата [61]. При реконструкции экваториальной зоны в расчет принимались преимущественно красноцветы, в которых обнаружены гипс, соли, трещины усыхания и т.д., что говорит о сухости климата. Таким путем исключалась неопределенность, связанная с тем, что красноцветы могут указывать на разную климатическую обстановку.

Показателем влажного экваториального климата являются угольные пласты при условии, что они зафиксированы в области,

ограниченной с двух сторон аридными поясами. В противном случае они могут быть обусловлены умеренным теплым климатом. Однозначно определяют близость к экватору ископаемые тропические болота. Важные индикаторы жаркого климата - коралловые и оолитовые известняки, которые существуют при температуре воды не менее 20°C [80] и осадочные железистые руды, образующиеся в условиях прибрежно-го мелководья и жаркого климата [77]. При определении конфигурации тропической зоны в триасе автор использовал различные сводки по отдельным индикаторам климата, а также по геологии разных регионов. Фактический материал представлен на рис. 21 (1 - соли, 2 - красноцветы, 3 - гипсы, 4 - угли, 5 - тропические болота, 6 - осадки пустынь, 7 - осадочные железные руды, 8 - кораллы, 9 - палеоэкватор, 10 - палеоклиматический полюс. Индикаторы палеоклимата нанесены по данным [2, 6, 17, 25, 37, 56, 60, 78, 80]).

Северная аридная зона очень уверенно фиксируется в Северной Америке, Европе, Северной Африке и Азии многочисленными гипсоносными горизонтами и красноцветами с галогенами, а южный аридный пояс выделен по гипсоносным красноцветам Латинской Америки и Африки (Сомали, Ангола и т.д.).

Тропическая влажная зона подтверждается угольными пластами Мексики, коралловыми известняками Марокко, тропическими болотами, осадочными железистыми рудами Индостана, кораллами Борнео, Целебеса, Тимора и угленосными отложениями Западной Австралии. После оконтуривания тропической зоны по литологическим признакам ее очертания были проконтролированы палеоботаническими находками, причем только такими, которые обнаружены на значительной территории и указывают на существование климатической зональности. Так, ископаемая флора Мексики влажная, тропическая, в которой преобладают цикадофиты и папоротниковые деревья, во флоре Ньюарк, обнаруженной в штатах Вирджиния и Коннектикут, преобладают уже представители умеренного климата [84].

Триасовая флора южной Австралии (30-35° ю.ш.) четко тропическая, но южнее она сменяется флорой Грехэмленд (67° ю.ш.) - представительницей переходного типа от умеренно теплого к теплострому климату с многочисленными хвойными [84]. Следовательно, литологические и палеоботанические признаки климата увязываются. Это особенно важно для Австралии, поскольку многие палеомагнетологи при сравнении климатических и магнитных широт считают, что этот континент в триасе находился в полярных широтах.

Реконструкцию экватора производили следующим образом. В тропической зоне было выбрано три точки (а<sub>1</sub>, а<sub>2</sub>, а<sub>3</sub>), достаточ-

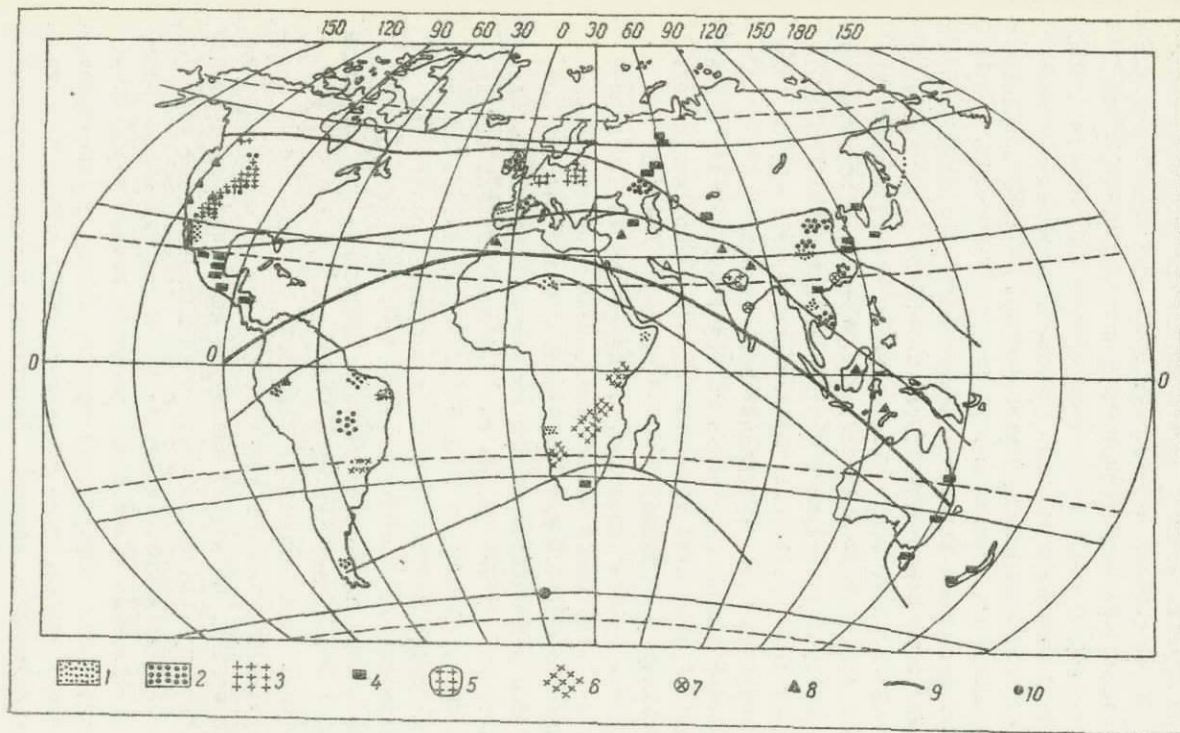


Рис. 21. Положение naheкватора в первой половине триаса.

но удаленные друг от друга и расположенные по возможности посредине зоны. Их выбирали в местах, где очертание зоны установлено наиболее надежно. Затем находили плоскость, проходящую через точки  $a_1, a_2, a_3$ , которая легко определяется при помощи любой экваториальной стереографической проекции. Принимая последовательно точки за выход полюса дуги большого круга, совмещали их с экватором сетки, откладывая к центру  $90^\circ$ , и через полученную точку проводили меридиан сетки. Такое построение повторяли еще два раза. Пересечение сеток меридиана дает положение климатического полюса, после чего легко восстановить палеоэкватор. Меридианы не пересекаются в одной точке, а образуют треугольник, который характеризует графическую точность построений. Истинная точность определения полюса будет, конечно, зависеть от достоверности определения конфигурации тропической зоны. Положение полюса определяли по точке пересечения медиан треугольника. Графическая точность  $\alpha_{95} = 3^\circ$ . Координаты полюса по палеоклимату в триасе:  $\phi = 60^\circ$  с.ш.,  $\lambda \approx 185^\circ$  в.д.

В юрском и меловом периодах, согласно работе Н.М.Страхова [60], на поверхности Земли существовал с поразительным постоянством современный план локализации климатических зон, которые только в деталях изменяли свои очертания. Такое сходство указывает, по его мнению, на то, что ориентировка оси вращения на всем протяжении от начала юры до настоящего момента была принципиально сходна. Поэтому в настоящей работе при подсчете климатической широты считали, что географический полюс в юре и мелу занимал современное положение, но допускали его колебания в пределах конуса с полууглом, равным  $5^\circ$ , т.е.  $\alpha_{95} = 5^\circ$ . Такой прием несколько условный, но более точно определить координаты юрского и мелового полюсов по климатическим построениям нельзя, поскольку амплитуда колебаний оси вращения укладывалась в пределы погрешности палеоклиматических карт [60].

Для сравнения климатических и палеомагнитных широт палеомагнитные определения мезозойских полюсов, помимо европейских и североамериканских определений юрского полюса и южноамериканских триасового полюса, были проанализированы совместно с геологическими признаками климата. Координаты полюса по юрским породам Европы, Северной Америки и по триасовым Южной Америки не могут считаться достоверными (гл. I). Результаты сравнения представлены в табл. 10. Здесь же приводится широта для каждого пункта, где имеются сведения о палеомагнитных работах, найденная относительно климатического палеоэкватора при помощи

сетки, и магнитная широта, подсчитанная по формуле  $tg\varphi = I/2tgJ$ . Точность определения магнитной широты зависит от точности измерения наклона и в разных работах различна. Однако угол  $\alpha_{95} > 10^\circ$  ограничивался только  $10^\circ$  с тем, чтобы уменьшить интервал колебания наклона, в котором оно может находиться с вероятностью 95%. Таким образом, исключалась ситуация, когда менее точные работы при сравнении могли бы оказаться в более благоприятных условиях, потому что в пределах интервала колебаний мы можем принимать любое значение наклона, наиболее точно отвечающее климатической широте. Точность определения широты по климатическому экватору принимали равной 3 или  $5^\circ$ . В таблице также представлены значения  $\Delta\varphi = \varphi_M - \varphi_K$  для каждой точки, где  $\varphi_M$  - магнитная широта, а  $\varphi_K$  - климатическая. Широты выбирали с учетом точности их определений, т.е. принимали наиболее близкие значения  $\varphi_K$  и  $\varphi_M$  при условии, что они не превышают допустимых колебаний угла  $\alpha_{95}$ .

Среднеквадратичная ошибка в определении широты находилась по формуле

$$\chi = \sqrt{\frac{\sum \Delta\varphi^2}{2n}} \quad (10)$$

За допустимые отклонения принимали двухсигмовые пределы, т.е. определения, где  $\Delta\varphi > 2\chi$  отбрасывали, поскольку вероятность появления ошибок, по абсолютной величине превосходящих удвоенную квадратичную ошибку, равна 0,05 [34]. Оставшиеся после статистической отбраковки определения использовали для вывода эмпирической формулы, связывающей  $\varphi_K$  и  $J_M$ , которая была получена при помощи метода наименьших квадратов [34].

Палеомагнитные и палеоклиматические сведения анализировали в пределах отдельных континентов для того, чтобы установить насколько палеомагнитное поле каждого из них соответствовало полю диполя. Установлено, что для триаса магнитные широты в Европе, Азии и Африке неплохо согласуются с климатическими - среднеквадратичная ошибка соответственно равна: 5, 10 и  $5^\circ$ . В Европе соотношение между  $\varphi_K$  и  $J_M$  имеет вид

$$tg \varphi_K = 0,426 J_M + 0,00, \quad (11)$$

$$tg J_M = 2,02 tg \varphi_K - 0,03. \quad (12)$$

Таблица 10

№ п.п.	J	$\alpha_{95}$	$\varphi_M$	$\varphi_K$	$\Delta\varphi = \varphi_M - \varphi_K$	: $J_M$ для под- : $\varphi_K$ для	
						: счета фор- : подсче-	: мулы : та фор-
			: Широта : Широта				
			: маг- : палеокли-				
			: нитная : матиче-				
			: ская				

Европа (триас)							
1	10	10	5-5	18±3	-5	20	15
2	56	2	35±1	12±3	+19	-	-
3	51	5	31±2	11±3	+15	-	-
4	44	8	25±4	22±3	0	44	25
5	55	6	35±3	24±3	+5	49	27
6	42	10	24±5	26±3	0	42	24
7	70	7	54±3	30±3	+18	-	-
8	50	4	32±2	30±3	0	50	31
9	51	4	31±2	30±3	0	50	31
10	45	10	27±5	33±3	0	49	30
11	54	10	34±5	30±3	0	54	33
12	57	-	37	12±3	+22	-	-
13	40	10	23±5	20±3	0	40	23
14	37	10	21±5	25±3	0	39	22
15	10	10	5±5	25±3	-12	-	-
16	25	10	13±5	22±3	-1	31	19
17	40	10	23±5	22±3	0	40	23
18	30	5	16±2	21±3	0	32	18
19	68	7	51±2	45±3	+1	66	48
20	25	5	13±2	20±3	-2	28	17
21	26	10	14±5	23±3	-1	36	20
22	-2	10	1±4	17±3	-11	-	-
23	4	10	2±5	17±3	-7	-	-
24	17	3	8±2	17±3	-4	21	14
25	48	4	29±2	22±3	+2	44	25
26	73	4	58±2	22±3	+31	-	-
Азия (триас)							
27	87	10	34±5	57±3	+29	-	-
28	71	6	55±3	50±3	0	69	53
29	84	6	78±3	50±3	+22	-	-

Продолж. табл. 10

30	80	10	70±5	52±3	+10	68	51
31	59	5	39±2	57±3	-12	64	54
32	64	4	45±2	57±3	-7	68	54
33	64	5	45±3	57±3	-6	69	54
34	68	6	51±3	60±3	-3	72	57
35	18	10	9±5	45±3	-28	-	-
36	70	10	54±5	42±3	+4	65	45
37	39	8	22±3	60±3	-31	-	-
38	51	7	32±4	60±3	-21	-	-
Северная Америка (верхний триас)							
39	39	8	21±4	45±3	-17	24	12
40	16	10	8±5	45±3	-29	24	12
41	55	4	35±2	49±3	-11	-	-
42	9	9	4±4	49±3	-38	18	16
43	47	10	27±5	49±3	-14	-	-
44	43	6	24±3	43±3	-13	-	-
71	22	3	11±2	28±3	-12	-	-
72	48	6	37±3	28±3	0	-	-
73	31	10	17±5	43±3	-18	20	10
74	16	10	8±5	29±3	-13	-	-
75	25	3	12±2	28±3	-11	-	-
Северная Америка (верхний и нижний триас)							
45	12	7	6±3	45±3	-34	19	12
46	18	8	9±4	45±3	-29	24	12
47	6	3	3±2	47±3	-39	9	14
48	23	7	11±4	47±3	-29	30	14
49	36	-	20	47±3	-24	36	14
50	6	5	3±2	47±3	-39	11	14
51	14	6	7±3	47±3	-34	20	14
52	20	7	10±4	46±3	-29	25	13
53	25	6	12±3	46±3	-28	25	13
54	15	9	7±5	46±3	-31	24	13
55	27	4	14±2	46±3	-27	25	13
56	19	10	9±5	46±3	-29	25	13
57	16	5	8±2	46±3	-33	21	13
58	19	6	9±3	45±3	-30	24	12
59	12	4	6±2	45±3	-34	16	12

60	6	6	3 <sup>±3</sup>	44 <sup>±3</sup>	-35	I2	II
61	15	6	7 <sup>±3</sup>	41 <sup>±3</sup>	-31	2I	II
62	28	10	14 <sup>±5</sup>	43 <sup>±3</sup>	-21	20	10
63	29	15	14 <sup>±5</sup>	43 <sup>±3</sup>	-21	20	10
64	28	6	14 <sup>±3</sup>	43 <sup>±3</sup>	-23	22	10
65	36	7	20 <sup>±4</sup>	43 <sup>±3</sup>	-16	29	10
66	4	6	2 <sup>±3</sup>	46 <sup>±3</sup>	-38	10	13
67	4	6	2 <sup>±3</sup>	46 <sup>±3</sup>	-33	10	13
68	7	9	3 <sup>±5</sup>	46 <sup>±3</sup>	-35	16	13
69	14	10	7 <sup>±5</sup>	29 <sup>±3</sup>	-14	-	-
70	14	10	7 <sup>±5</sup>	29 <sup>±3</sup>	-14	-	-
Африка (триао)							
76	52	10	33 <sup>±5</sup>	45 <sup>±3</sup>	-4	6I	42
77	56	5	36 <sup>±2</sup>	43 <sup>±3</sup>	-2	59	40
78	53	7	34 <sup>±3</sup>	47 <sup>±3</sup>	-7	60	44
Австралия (триао)							
80	82	-	74	7 <sup>±3</sup>	+64	82	74
81	74	6	59 <sup>±3</sup>	0 <sup>±3</sup>	+53	74	60
82	83	-	76	0 <sup>±3</sup>	+73	83	76
83	81	-	72	11 <sup>±3</sup>	+56	81	72
Антарктида (юра)							
I22	68	3	51 <sup>±1</sup>	78 <sup>±5</sup>	-21	-	-
I23	75	10	62 <sup>±5</sup>	84 <sup>±5</sup>	-12	-	-
I24	68	10	51 <sup>±5</sup>	77 <sup>±5</sup>	-16	-	-
I25	68	3	51 <sup>±1</sup>	77 <sup>±5</sup>	-20	-	-
Ср. -17							
Австралия (юра)							
II6	84	3	78 <sup>±1</sup>	42 <sup>±5</sup>	+30	81	-
II7	75	-	62	43 <sup>±5</sup>	+14	-	-
II8	79	10	70 <sup>±5</sup>	27 <sup>±5</sup>	+33	-	-
II9	80	10	70 <sup>±5</sup>	34 <sup>±5</sup>	+26	-	-
I20	86	10	82 <sup>±5</sup>	34 <sup>±5</sup>	+36	-	-
I21	86	10	82 <sup>±5</sup>	34 <sup>±5</sup>	+36	-	-
Ср. +30							
Европа (мел)							
I28	63	2	45 <sup>±1</sup>	50 <sup>±5</sup>	0	64	45
I29	60	9	42 <sup>±5</sup>	44 <sup>±5</sup>	0	63	44

I30	60	6	41 <sup>±3</sup>	50 <sup>±5</sup>	-1	64	45
I31	68	6	51 <sup>±3</sup>	51 <sup>±5</sup>	0	68	51
I32	62	8	44 <sup>±1</sup>	44 <sup>±5</sup>	0	62	44
I33	54	10	34 <sup>±5</sup>	41 <sup>±5</sup>	0	57	36
I34	40	7	23 <sup>±5</sup>	40 <sup>±5</sup>	-8	-	-
I35	68	3	51 <sup>±2</sup>	45 <sup>±5</sup>	0	67	50
I36	74	4	60 <sup>±2</sup>	45 <sup>±5</sup>	+8	-	-
I39	32	10	16 <sup>±5</sup>	41 <sup>±5</sup>	-15	-	-
I40	56	4	37 <sup>±2</sup>	41 <sup>±5</sup>	0	55	36
I42	58	7	39 <sup>±4</sup>	38 <sup>±5</sup>	0	58	39
I43	53	5	34 <sup>±3</sup>	38 <sup>±5</sup>	0	58	39
I44	46	5	27 <sup>±3</sup>	38 <sup>±5</sup>	-3	51	38
I45	59	10	40 <sup>±5</sup>	38 <sup>±5</sup>	0	59	40
Северная Америка (мел)							
I46	57	10	37 <sup>±5</sup>	34 <sup>±5</sup>	0	57	37
I47	61	4	42 <sup>±2</sup>	37 <sup>±5</sup>	0	61	42
I48	79	10	69 <sup>±5</sup>	79 <sup>±5</sup>	0	79	69
I49	60	-	41	46 <sup>±5</sup>	0	60	41
I50	52	-	33	46 <sup>±5</sup>	-8	-	-
Австралия (мел)							
I54	79	5	69 <sup>±3</sup>	35 <sup>±5</sup>	+26	-	-
I55	85	5	82 <sup>±3</sup>	43 <sup>±5</sup>	+31	-	-

Примечание. Порядковые номера соответствуют номерам табл. I.

Связь между наклонением и широтой, по азиатским определениям, выражается формулами

$$\operatorname{tg} \varphi_K = 0,433 \operatorname{tg} J_M + 0,24, \quad (13)$$

$$\operatorname{tg} J_M = 1,77 \operatorname{tg} \varphi_K + 0,16. \quad (14)$$

При подсчете формулы для мелового периода принимали данные, полученные по всему земному шару, исходя из соображений, которые будут рассмотрены в следующем разделе. Получено такое соотношение:

$$\operatorname{tg} \varphi_K = 0,438 \operatorname{tg} J_M + 0,08, \quad (15)$$

$$\operatorname{tg} J_M = 2,01 \operatorname{tg} \varphi_K + 0,04. \quad (16)$$

Анализ остальных определений широт требует некоторых допущений и проводился по другой методике. Поэтому интерпретация результатов сравнения  $\varphi_K$  и  $J_M$  регионов, где непосредственно нельзя получить формулу, выделена в отдельный раздел.

#### Материковые аномалии древнего магнитного поля

Характерной чертой палеомагнитных широт в раннетриасовую эпоху, по данным исследования североамериканских пород, в мезозое — по измерениям наклонения на австралийском материке и юрских пород Антарктиды, является систематическое их расхождение с палеоклиматическими широтами. Так,  $\Delta \varphi$  отрицательны для Северной Америки и Антарктиды, но положительны для Австралии (см. табл. 10).

Может возникнуть вопрос: нельзя ли объяснить полученную разницу между широтами тем, что палеоклиматическая реконструкция, которая основана на предположении о стабильности континентов, ошибочна, а взаимное положение континентов раньше было другим, чем теперь? По-видимому, это маловероятно. В самом деле, если бы континенты в прошлом были сгруппированы по-иному, чем в настоящее время, то мы бы не наблюдали тождества палеомагнитных и палеоклиматических широт в Европе, Африке, Азии, поскольку при реконструкции древнего климата принимали современные положения материков. Проблема заключается в том, что  $\Delta \varphi$  обнаружена не на всех

континентах. Возможно, расхождение широт в Северной Америке и Австралии вызвано не дрейфом материков.

Чтобы получить эмпирическую формулу, необходимо ввести поправку за разницу между широтами, полученными разными методами. Для этого подсчитывали среднюю величину  $\Delta\varphi$  для отдельного региона по каждому периоду, которую затем алгебраически прибавляли к величине палеоклиматической широты. Такой прием был принят для удобства подсчета, хотя можно было бы изменять и палеомагнитную широту. После введения поправки в раннетриасовые палеоклиматические широты, величина которой равняется  $30^{\circ}$ , оказалось, что в 24 определениях по Северной Америке ( $\Delta\varphi$  с минусом) положение заметно улучшилось: в 13 случаях  $\Delta\varphi$  осталось отрицательным, но зато в 10 —  $\Delta\varphi$  стало положительным. В одной точке  $\Delta\varphi = 0$ . После этого в принципе можно было бы подсчитать формулу. Однако, к сожалению, климатические широты для североамериканских точек отбора пород почти одинаковы в подавляющем большинстве случаев (величина колеблется в пределах всего  $2-3^{\circ}$ ). Между тем палеомагнитные наклонения по ряду причин основной из которых, по-видимому, является влияние вязкой намагниченности, изменяются в более широком диапазоне (от  $4$  до  $36^{\circ}$ ). Рассеяние наклонений не дает возможности обнаружить функциональной связи между  $\varphi_k$  и  $J_M$ , хотя среднеквадратичная ошибка после введения поправки равна  $7^{\circ}$ . Все же исправленные значения  $\Delta\varphi$  для Северной Америки и Австралии (всего три определения) при совместном анализе с европейскими и азиатскими данными были использованы при выводе формул, справедливых для любой точки земного шара. Полученные формулы отлично аппроксимируют (табл. II) теоретические формулы диполя. Они имеют следующий вид:

$$\operatorname{tg} \varphi_k = 0,496 J_M + 0,03, \quad (17)$$

$$\operatorname{tg} J_M = 1,91 \operatorname{tg} \varphi_k - 0,01 \quad (18)$$

и несколько отличаются от полученной ранее [51], поскольку в данном случае были учтены новые палеомагнитные определения. Почему же оказалось возможным вывести зависимость между  $\varphi_k$  и  $J_M$ ? Дело в том, что анализ большого числа сравнений (47 точек) позволил привлечь к подсчету формулы климатические широты, величины которых изменялись от экваториальных до почти полярных, что

скомпенсировало одностороннее колебание североамериканских наклонений. Тем самым было получено поле корреляции, которое отражает истинное взаимоотношение между исследуемыми величинами.

В табл. 10 представлены результаты сравнения  $I_n$  нижнетриасовых и верхнетриасовых пород. Палеоклиматический полюс определен для триасового периода, поскольку возраст палеоклиматических индикаторов не всегда устанавливается более точно. Тем не менее при реконструкции палеоэкватора большее число индикаторов относилось к раннему триасу, так что и координаты полюса, по-видимому, фиксируют его положение в первую половину триасового периода. Принимая это во внимание, можно правильно ответить на вопрос, почему из 15 поздне триасовых определений только пять, т.е. около 30%, имели  $\Delta\varphi$ , не превышающие удвоенную среднеквадратичную ошибку. Видимо, скорость миграции полюса в конце герцинского тектогенеза (на границе  $T_1 - T_3$ ) резко увеличилась [69], и в позднем триасе полюс находился далеко от того положения, которое он занимал в начале триасового периода. Н.М.Страхов [60] полагает, что поздне триасовый географический полюс является промежуточным между современным и раннетриасовым. В какой-то мере это находит свое подтверждение в том, что средний полюс по верхнетриасовой формации Чинли, имея координаты  $\varphi = 78^\circ$  с.ш. и

$\lambda = 16^\circ$  в.д. [92], а по верхнетриасовым стабильным породам Донбасса, располагаясь в точке с координатами  $\varphi = 70^\circ$  с.ш. и  $\lambda = 88^\circ$  в.д. (гл. IV), находится ближе к современному географическому, чем к раннетриасовому. Так, расстояние от современного географического полюса до поздне триасового для Америки и Донбасса (без учета  $\alpha_{95}$ ) соответственно равно 12 и  $20^\circ$  по дуге большого круга, а между положением полюса, которое он занимал в начале и в конце периода - 26 и  $36^\circ$ . Положение полюса относительно Северной Америки ( $\varphi = 62^\circ$  с.ш. и  $\lambda = 103^\circ$  в.д.) в начале триасового периода получено при изучении пород формации Моенкопи [92]. Раннетриасовый полюс ( $\varphi = 53^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 149^\circ$  в.д.) определен по породам серебрянской свиты (Донбасс) [71]. Возраст формации Моенкопи -  $T_1 + T_2$ , поэтому расстояние между полюсами по измерениям образцов этой формации и формации Чинли составляет  $26^\circ$ , что меньше расстояния между полюсом серебрянской свиты / $T_1$ / и полюсом верхнетриасовых пород / $36^\circ$ /. Автоматическая отбраковка наклонений  $I_n$ , полученных по верхнетриасовым породам, свидетельствует о резком изменении палеоширот между ранним и поздним триасом.

Как уже отмечалось, величина  $\Delta\varphi$  по триасовым породам Австралии положительна (средняя величина равна примерно  $61^{\circ}$ ). В юрском и меловом периодах, хотя за географический полюс принимался современный, принципиальных изменений  $\Delta\varphi$  не наблюдалось — знак оставался тем же. Уменьшалась только величина  $\Delta\varphi$ : для юры  $\Delta\varphi = +30^{\circ}$ , а для мела  $\Delta\varphi = +28^{\circ}$ ; в Антарктиде  $\Delta\varphi = -18^{\circ}$  (для юрского периода). На этих континентах  $I_n$  юрских пород измерено в 10 точках, которые в пределах материков располагаются почти рядом, и формула не подсчитывалась.

Иначе обстоит дело с меловыми палеомагнитными широтами в Северной Америке. В конце мезозоя они полностью согласуются с палеоклиматическими широтами, что позволило, получить эмпирическую формулу, анализируя их без изменения совместно с европейскими и азиатскими данными.

Эмпирические формулы при сравнении с теоретической формулой диполя дают возможность оценить степень соответствия древнего магнитного поля полю аксиального диполя, а систематические погрешности при подсчете  $\Delta\varphi$  могут помочь обнаружить области, где геомагнитное поле, вероятно, отстает от поля диполя. Результаты сравнения, представленные в табл. II, дают основание полагать, что в триасовом (в Европе) и меловом (везде кроме Австралии) периодах поле было близко к полю геоцентрического диполя. Так, разница между широтами, подсчитанными по формулам (17) и (15) и теоретической формулой диполя при одинаковых значениях наклоения невелика ( $2-3^{\circ}$ ). Она очень мала и для Европы в триасовом периоде. Очевидно, триасовое геомагнитное поле этого региона и Африки, а меловое большей части земного шара незначительно отличается от поля диполя. Несколько искажено локальное поле азиатского материка, поскольку разница между широтами достигает  $11^{\circ}$ . Более детально причина этого явления будет рассмотрена дальше.

Возникает вопрос: почему  $I_n$  триасовых пород Северной Америки имеет наклонение меньшее, чем это диктуется палеоклиматической обстановкой? Поскольку триас Северной Америки представлен осадочными породами, то напрашивается вывод, что систематическая погрешность обусловлена "ошибкой наклоения", которая наблюдается при опытах по искусственному переосаждению осадочных пород и занижает величины наклоения направлений остаточной намагниченности. В главе I показано, что хотя ошибка наклоения и может быть обна-

Таблица II

J	$\varphi_{\text{теор}}$	$\varphi_{[11]}$	$\Delta\varphi$	$\varphi_{[13]}$	$\Delta\varphi$	$\varphi_{[15]}$	$\Delta\varphi$	$\varphi_{[17]}$	$\Delta\varphi$
19 <sup>0</sup> 20	10 <sup>0</sup>	13 <sup>0</sup> 00	-3 <sup>0</sup> 00	21 <sup>0</sup> 20	11 <sup>0</sup> 20	13 <sup>0</sup>	-3 <sup>0</sup> 00	11 <sup>0</sup> 15	-1 <sup>0</sup> 15
36 5	20 <sup>0</sup>	20 50	0 50	28 00	-8 00	21 40	-1 40	21 20	-1 20
49 5	30 <sup>0</sup>	29 50	0 10	36 30	-6 30	30 20	-0 20	31 5	-1 5
59 10	40 <sup>0</sup>	38 30	1 30	43 50	-2 50	39 10	0 50	40 45	-0 45
67 10	50 <sup>0</sup>	47 40	2 20	51 50	-1 50	48 00	2 00	50 30	-0 30
73 45	60 <sup>0</sup>	57 15	2 45	60 00	0 00	57 00	3 00	60 30	-0 30
79 40	70 <sup>0</sup>	67 30	2 30	69 00	1 00	68 00	2 00	69 50	-0 10
84 55	80 <sup>0</sup>	78 30	2 30	79 00	1 00	78 40	1 20	79 50	-0 10

ружена в природе, она по своей величине уступает лабораторной. Уменьшение наклона вектора остаточной намагниченности можно было бы объяснить уплотнением осадочных пород, но для этого требуются уплотнения пород в два-три раза, тогда как для песчаников оно не превышает 2%. Остаточная намагниченность горных пород может отклоняться от локального геомагнитного поля в результате влияния магнитной анизотропии [103]. Однако, если бы все эти факторы, действительно, проявлялись в массовом порядке, то они должны были в равной степени действовать на  $I_n$  породы и американского, и европейского материков а не избирательно, только на одном каком-либо континенте. Между тем палеомагнитные широты в Европе отлично согласуются с палеоклиматическими (среднеквадратичная ошибка равна всего  $5^{\circ}$ ), хотя изучались также осадочные породы.

Реальность ошибки наклона можно проверить следующим образом. Как известно, чтобы получить координаты палеомагнитного полюса необходимо знать  $D$  и  $J$ . Если наклонение занижено, то подсчитанное положение полюса не будет соответствовать истинному. Однако для определения координат полюса не всегда обязательно использовать  $J$ , можно учитывать лишь склонения. Для этого нужно иметь не меньше трех значений  $D$  для регионов, достаточно удаленных друг от друга. Ведь склонение — это угол между современным меридианом и направлением на древний геомагнитный полюс. Следовательно, если из трех точек провести линии, указывающие на древний полюс, то они должны пересечься в одной точке (при использовании точной величины), которая является полюсом, или образовать треугольник, центр которого дает положение полюса. Это хорошо видно на рис. 26.

Раннетриасовый полюс для Западной Европы имеет координаты  $\phi = 53^{\circ}$  с.ш.,  $\lambda = 158^{\circ}$  в.д. (см. табл. I3). Он подсчитан по семи единичным векторам, за единицу веса взяты значения координат полюсов относительно регионов, (табл. I, номера I, I3-I8). Центр региона находится в точке  $\varphi = 48^{\circ}$  с.ш.,  $\lambda = 7^{\circ}$  в.д. Восточноевропейский полюс (по шести районам, табл. I, номера 5-II) характеризуется координатами  $\phi = 48^{\circ}$  с.ш.,  $\lambda = 159^{\circ}$  в.д., а центр региона —  $\varphi = 55^{\circ}$  с.ш.,  $\lambda = 50^{\circ}$  в.д. В центральной Европе есть одно определение раннетриасового полюса (по осадочным породам). Полюс подсчитан по результатам измерения элементов магнит-

ного поля на красноцветных аргиллитах Румынии [91] ( $\varphi = 45^{\circ}$  с.ш.,  $\lambda = 28^{\circ}$  в.д.) и занимает следующее положение:  $\Phi = 44^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 160^{\circ}$  в.д. Линии, соединяющие полюсы и точки отбора образцов, являются азимутальными, что вытекает из методики графического определения полюса на стереографической проекции [69]. Они могут быть построены без помощи известного положения полюсов, которые нанесены только для наглядности. Как видно, они образуют очень небольшой треугольник, центр которого практически не отличается от среднего полюса, подсчитанного по трем полюсам ( $P_{E.B}, P_{E.Ц}, P_{E.З}$ ), которые в свою очередь определялись обычным путем, т.е.с использованием  $D$  и  $J$ . Следовательно, трудно утверждать, что красноцветные породы имеют заметную ошибку наклона.

Допустив, что наклонение  $I_{П}$  красноцветных пород соответствует в пределах ошибок измерения наклонению локального поля и что палеомагнитные исследования изверженных мезозойских пород Австралии дают верные элементы локального магнитного поля, необходимо предположить существование на территории Северной Америки и Австралии древних континентальных аномалий, чтобы объяснить систематическую разницу между палеомагнитными и палеоклиматическими широтами. Это относится и к Антарктиде. При просмотре карты современного остаточного поля Земли (рис. 22), которое представляет собой разность между измеренным полем в определенной точке и полем элементарного диполя, видно, что в Австралии, Северной Америке, Восточной Азии и Африке существуют обширные материковые аномалии. Крупная аномалия также наблюдается в южной части Индийского океана, вблизи Антарктиды [83]. Проанализируем пространственную связь между аномальными значениями  $\Delta\varphi$  и положением современных материковых аномалий. Прежде всего бросается в глаза, что в триасе аномальные  $\Delta\varphi$  по породам Северной Америки, в юре - по породам Антарктиды, а по породам Австралии - в мезозое располагаются почти в центре соответствующих аномалий. Напротив, европейские измерения направления остаточной намагниченности, которые указывают на существование дипольного поля попадают в области, где и в настоящее время наблюдается или спокойное, или маловозмущенное магнитное поле.

О возможности существования древней континентальной аномалии в восточной части Азии пока можно говорить менее уверенно. Во-первых, мы имеем мало определений вектора остаточной намагничен-

ности триасовых пород. Во-вторых, хотя и получена эмпирическая формула, которая аппроксимирует формулу диполя значительно хуже, чем формула, выведенная по европейским данным, в подсчет выражения (13) после статистической отбраковки вошли измерения, которые проведены в точках, расположенных по периферии этого континента. Правда, среднеквадратичная ошибка ( $10^0$ ) значительно выше, чем для Европы ( $5^0$ ), а значения  $\Delta\varphi$  забракованных определений больше  $22^0$ . Тем не менее предположение о существовании в восточной части Азии древней континентальной аномалии в палеозое было высказано А.В. Поповой [43] и в триасе - Ф.С. Файнбергом и Э.Н. Линдом [65]. А.В. Храмов и др. [75] получили результаты по палеомагнетизму палеозоя, которые показывают, что линии широт, определенные по породам Азии, пересекают под некоторым углом европейские параллели. С одной из возможных причин этого явления предполагается существование в Сибири палеоаномалии. Аналогичные результаты получил Ван Хильтен [149], когда он установил, что европейские и азиатские изоклины в карбоне, перми и триасе не согласуются друг с другом. Он объясняет это движениями двух континентальных блоков, которые происходили вдоль Уральского хребта почти в меридиональном направлении, причем перемещение достигает более  $20^0$  (т.е. больше 2000 км). Однако для полного совпадения палеомагнитных результатов по Европе и Азии, согласно Ван Хильтену, необходимо привлекать гипотезу расширяющейся Земли, допустив, например, что  $R_{\text{перм}} = 0,83 R_{\text{совр}}$ . В противном случае между платформенными блоками будет ничем не заполненная брешь, существование которой (на это указывает Ван Хильтен) не подтверждается никакими геологическими данными.

Если верно, что триасовые аномальные значения  $\Delta\varphi$  пространственно связаны с материковыми аномалиями, то такое соотношение должно наблюдаться и для более древних периодов. Выборочная проверка ряда исследований, проведенных на пермских и верхнекарбонных породах Северной Америки, Австралии и Европы показала, что все характерные черты взаимоотношений климатических и магнитных широт более молодых периодов сохраняются и в верхнем палеозое. Координаты палеоклиматического полюса конца нижней и начала верхней перми:  $\phi = 45^0$  с.ш.,  $\Lambda = 189^0$  в.д., а среднего и верхнего карбона:  $\phi = 36^0$  с.ш.,  $\Lambda = 190^0$  в.д. [60]. Они определены автором настоящей работы по картам климатической зональности с довольно грубой координатной сеткой.

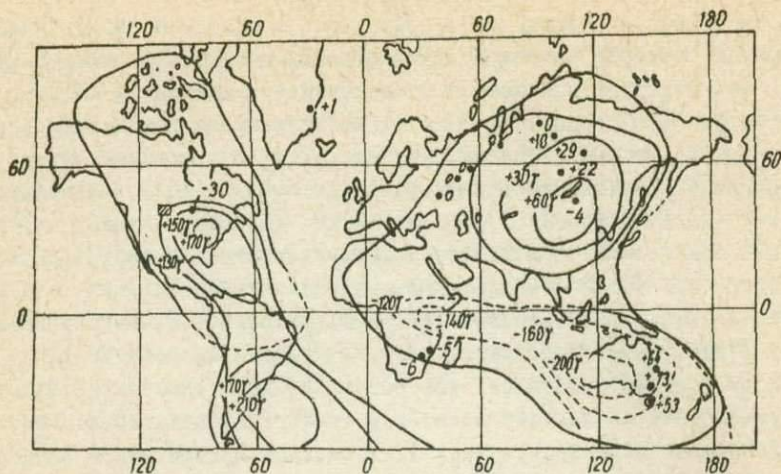



Рис. 22. Схема распределения  $\Delta\psi$  триасового периода:  
 • - участки отбора образцов (цифры - значения  $\Delta\psi$  в градусах),  - район исследования формации Чагуотер [92], ~ - изолинии современного остаточного магнитного поля [3].

В табл. 12 приведены результаты сравнений. Наблюдается уже знакомая картина. Значения  $\Delta\psi$  в Северной Америке отрицательны, тогда как в Австралии, наоборот, положительны, а магнитные широты, по европейским данным, идеально согласуются с климатическими. Нет также расхождений между палеомагнитными и палеоклиматическими данными по африканскому континенту. Предполагаемый аномальный характер локального поля Северной Америки не противоречит анализу карты палеоизоклин и палеоизогон (рис. 23), построенных по данным измерения  $J$  и  $D$  формации Чагуотер. Изолинии образуют замкнутые вытянутые контуры с аномальными значениями  $J$  и  $D$ , расположенными в центре региона исследований. Правда, для уверенного построения палеоизоклин и палеоизогон имеющих определенный элемент древнего поля мало, и изолинии можно провести несколько иначе. Однако в любом случае наклонения формации Чагуотер не подчиняются дипольному закону.

Факты, о которых шла речь, дают основание предполагать, что на земном шаре в прошлые геологические эпохи, вероятно, существовали области, где геомагнитное поле не соответствовало полю диполя. Отсюда следует важный вывод: несоответствие между положениями по-

Объект изучения	Место отбора		J	$\alpha_{95}$	$\varphi_M$	$\varphi_K$	$\Delta\varphi$	Лите- ратур- ный источ- ник
	$\varphi$	$\lambda$						
Формация Катлер, США (P <sub>I-2</sub> )	37	260	32	10	16 <sup>±</sup> 5	43 <sup>±</sup> 3	-29	[92]
Осадочные породы Иза, США (P <sub>I-2</sub> )	36	255	-1	2	0 <sup>±</sup> 1	38 <sup>±</sup> 3	-34	[92]
Формация Або, США (P <sub>I</sub> )	35	253	8	10	4 <sup>±</sup> 5	36 <sup>±</sup> 3	-24	[92]
Верхнеморская вул- каническая серия, Австралия (P <sub>2</sub> )	35	151	-80	10	-72 <sup>±</sup> 5	+2 <sup>±</sup> 3	+66	[92]
Нижнеморская вулка- ногенная серия, Австралия (P <sub>I</sub> )	35	151	-80	7	-72 <sup>±</sup> 3	+4 <sup>±</sup> 3	+71	[92]
Нижнетатарские крас- ноцветы, р.Сухо- на (P <sub>2</sub> )	61	51	39	7	22 <sup>±</sup> 3	20 <sup>±</sup> 3	0	[73]
Дроновская свита, Донбасс (P <sub>I-2</sub> )	48	38	23	8	12 <sup>±</sup> 4	6 <sup>±</sup> 3	0	[73]
Песчаники Неко, США (C <sub>3</sub> )	36	247	3	4	2 <sup>±</sup> 2	57 <sup>±</sup> 3	-52	[92]
Лавы Кетунг, Авст- ралия (C <sub>3</sub> )	-33	151	-85	10	-80 <sup>±</sup> 5	+12 <sup>±</sup> 3	+84	[92]
Араукаритовая свита, Донбасс (C <sub>3</sub> )	48	38	11	2	5 <sup>±</sup> 1	8 <sup>±</sup> 3	0	[73]
Ленточные глины Дваке, Африка (C <sub>3</sub> )	18	29	-76	10	-63 <sup>±</sup> 5	-65 <sup>±</sup> 3	0	[92]
Красноцветы Тан- ганьики (P <sub>I</sub> )	-10	34	-60	10	-41 <sup>±</sup> 5	-48 <sup>±</sup> 3	0	[106]

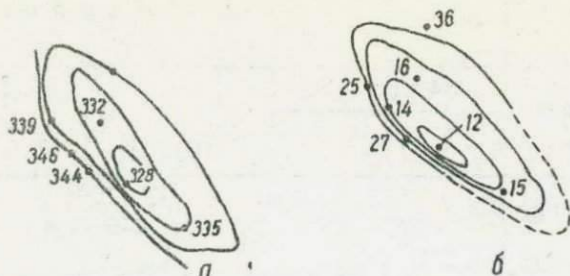


Рис. 23. Палеоизогоны и палеоизоклины формации Чагуотер.

Точки - участки отбора образцов; цифры - значения склонений (а) и наклонений (б) в градусах, по данным [92].

люсов, полученных по одновозрастным породам разных континентов, по-видимому, вызвано наложением аномального поля на поле теоретического диполя. При этом, чем больше влияние континентальной аномалии, тем больше должна быть величина  $\Delta\varphi$ , и тем больше полюсы должны отличаться друг от друга. Проанализируем с этой точки зрения значения  $\Delta\varphi$  для разных континентов. Прежде всего необходимо отметить, что опорным будет полюс, подсчитанный по европейским породам, поскольку в триасовом периоде получена формула диполя, а для перми и карбона  $\Delta\varphi = 0$ . Вероятно, положение полюса относительно Европы является эталоном для других континентов. Это тем более обосновано, что мировые палеоклиматические полюсы для триаса, перми и карбона, координаты которых уже приводились, располагаются почти рядом с соответствующими палеомагнитными европейскими полюсами.

Триасовый полюс, определенный по породам Азии, сравнительно мало удален от европейского полюса, что отвечает небольшим значениям  $\Delta\varphi = 15^\circ$ . По мере того, как для Северной Америки и Австралии увеличивается значение  $\Delta\varphi$  до  $30^\circ$  и  $61^\circ$  соответственно, увеличивается и расстояние между опорным триасовым полюсом и полюсами относительно этих материков. Например, полюс североамериканской формации Моенкопи удален от европейского на  $33^\circ$  по дуге большого круга, а австралийский полюс отстоит от него уже на  $50^\circ$ . В меловом периоде  $\Delta\varphi$  для Северной Америки уменьшилось до  $0^\circ$  (вероятно, интенсивность аномалии ослабела), и североамериканский меловой полюс расположился почти рядом с опорным.

На азиатском материке аналогичная ситуация. А вот в Австралии для мелового периода  $\Delta\psi = 30^\circ$ . Поэтому полюс относительно австралийского материка удален от опорного на  $38^\circ$ . Таким образом, намечается зависимость между величиной  $\Delta\psi$  и расстоянием полюсов от опорного. В рамки такого предположения не укладываются результаты по африканскому континенту: при  $\Delta\psi = -5^\circ$  (для триаса) расстояние между африканским и опорным полюсами примерно  $40^\circ$ , что, видимо, связано с возможными поворотами участка отбора образцов (этот вопрос будет более детально разобран ниже).

Установим, какая вносится ошибка в измеренные значения  $D$  и  $J$ , представляющие собой элементы суммарного поля - поля материковой аномалии и поля теоретического диполя. Предположим, что древние континентальные аномалии по аналогии с современными [83] можно аппроксимировать вертикальными магнититами. Непосредственно над центром магнита его поле совершенно не влияет на склонение ( $H_a = 0$ ), а изменяет только наклонение, потому что  $Z_a$  равно максимальному значению [83].

В случае древней континентальной магнитной аномалии склонение, полученное при измерении ориентированных образцов, будет соответствовать склонению дипольного поля только в областях, расположенных в центре аномалии или близко от него. Это можно проверить следующим образом. Уже отмечалось, что по климатической обстановке южная часть Австралии должна в триасовом периоде находиться в экваториальных широтах, тогда как измеренное наклонение близко к вертикальному ( $J = 80^\circ$ ). Предполагая, что большое наклонение вектора остаточной намагниченности обусловлено влиянием аномалии, а склонение изменено незначительно, подсчитаем координаты полюса относительно Австралии при  $J = 0$ , что соответствует нулевым широтам по палеоклиматическим данным.

В Австралии есть три определения  $I_n$  по триасовым породам. Среднее склонение равно  $8^\circ$ . Принимая  $D = 8$ , а  $J = 0$  (средние координаты области отбора образцов  $\psi = 30^\circ$  ю.ш.,  $\lambda = 152^\circ$  в.д.), получим, что австралийский северный полюс должен находиться в точке с координатами  $\phi = 59^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 136^\circ$  в.д., т.е. очень близко от европейского, который является опорным. Если учесть, что склонение могло иметь какую-то ошибку, следует признать отличную согласованность полюсов, тем более при  $D = 355^\circ$ , а  $J = 0$  полюс относительно Австралии ( $\phi = 60^\circ$  с.ш., а  $\Lambda = 162^\circ$  в.д.) совсем не отличается от европейского. Очевидно, и

тех случаях, когда можно предполагать наличие древней аномалии, измеренное склонение более точно отражает склонение поля теоретического диполя. Например, горизонтальная составляющая аномального поля меняет свое направление в зависимости от того, где производится измерение элементов поля. Поэтому отбор образцов на значительной территории даже в пределах аномалии может скомпенсировать ее влияние, а измеренная вертикальная составляющая всегда будет иметь систематическую ошибку, поскольку  $Z_a$  везде направлена в одну сторону (вверх или вниз).

Учитывая это, автор реконструировал положение полюса только по определениям склонения, не привлекая данных палеоклиматологии [49]. На рис. 24 - 27 показаны положения полюсов (полюса на рисунках обозначены:  $P_E, P_{С.А}, P_{Ю.А}, P_{А.В}, P_{А.З}, P_{А.Ф}, P_{Е.З}, P_{Е.Ц}, P_{Е.В}, P_M$  - полюсы относительно Европы, Сев. Америки, Юж. Америки, Австралии, Азии, Африки, западной Европы, центральной Европы, восточной Европы. Мадагаскара соответственно) для  $C_3, P_I, T_I$  и  $Cr$ , найденные при помощи метода пересечения азимутальных линий. Сущность метода рассмотрена при изучении реальности ошибки наклонения в красноцветах. Исходные данные, необходимые для выполнения построений, приведены в табл. 13.

Триасовый период представлен измерениями склонения вектора остаточной намагниченности четырех континентов. Результаты палеомагнитных работ по этому периоду наиболее надежные, поскольку они выполнены в подавляющем случае на красноцветах. Если изучались изверженные породы, то они подвергались детальным лабораторным исследованиям. Азимутальные линии, проведенные из Европы, Северной Америки, Азии и Австралии, пересекаясь, ограничили сравнительно небольшой участок земного шара, центр которого находится примерно в точке с координатами  $\phi = 60^0$  с.ш.,

$\lambda = 160^0$  в.д., что соответствует положению полюса относительно Европы. Азимутальную линию африканского континента в расчет не принимали, поскольку предполагается некоторый поворот участка отбора образцов. Какие же имеются основания для такого предположения? На рис. 28-29 видно, что полюс относительно Африки двух периодов располагается западнее мирового. Расстояние между ними для триасового и мелового периодов (наиболее изученных в палеомагнитном отношении) составляет соответственно  $43$  и  $41^0$ . Точка отбора в Африке отстоит от мирового полюса (в триасе) в  $124^0$ , тогда как от африканского - на  $125^0$  по дуге большого круга.

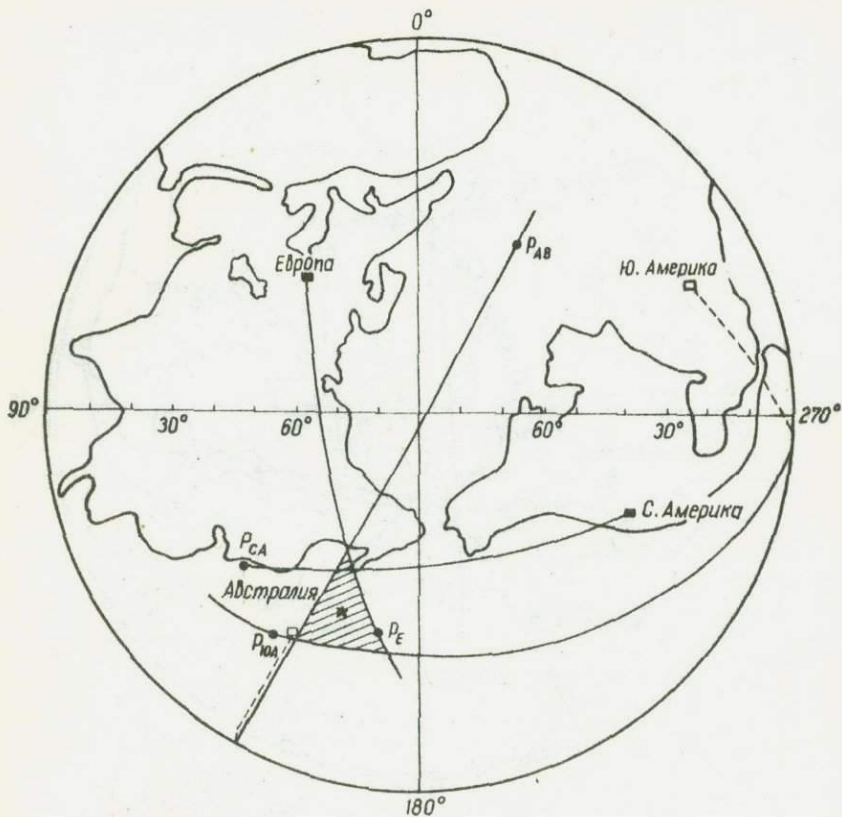


Рис. 24. Определение положения полюса методом засечек ( $C_3$ ).

■ - центры районов отбора образцов в северном полушарии, □ - в южном, ● - северные палеомагнитные полюсы относительно соответствующих районов отбора образцов, ★ - мировые палеомагнитные полюсы.

Иными словами наклонение  $I_n$  пород африканского континента подчиняется дипольному закону, а различие между мировым и африканским полюсами вызвано разницей в склонении. В меловом периоде аналогичные величины равны соответственно  $125^\circ$  и  $130^\circ$ . Особенно заметно, что склонение  $I_n$  пород Африки не соответствует полю диполя, если сравнить меловые азимутальные линии, проведенные из Мадагаскара и Африки: только первая из них почти указывает

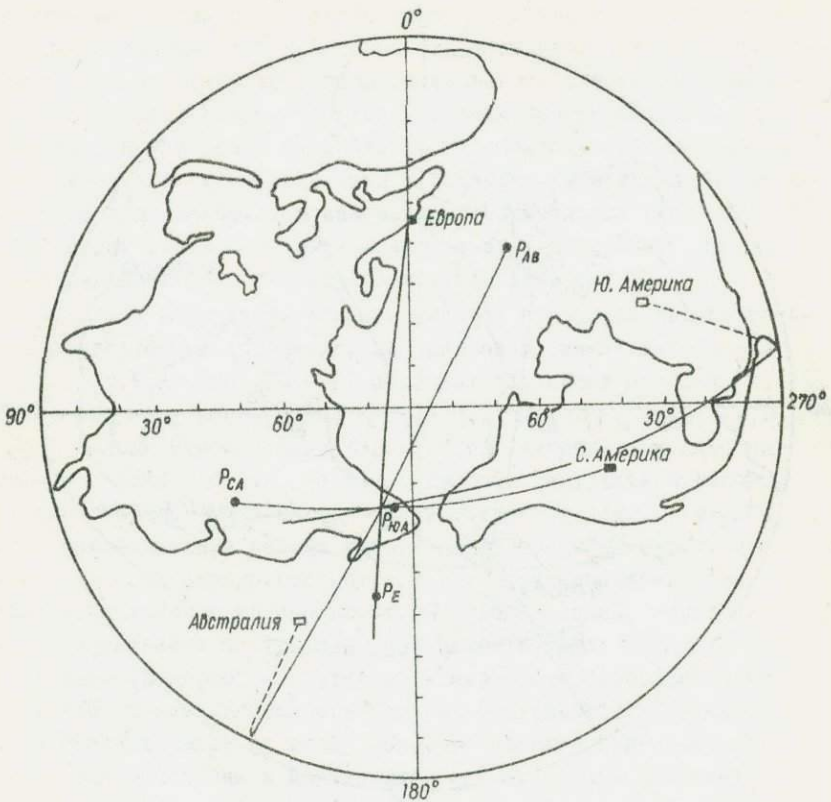


Рис. 25. Определение положения полюса методом засечек ( $P_I$ ).

Условные обозначения см. рис. 24.

на мировой полюс, хотя образцы отобраны в сущности в одном регионе, где точки отбора отделены океаном. Однако не исключено, что точки отбора образцов попадают почти на периферию древней континентальной аномалии, где наклонение пород искажается не так сильно, но зато увеличивается ошибка, вносимая в измеренное склонение. Это вытекает из распределения напряженности поля над вертикальным стержнем, которым аппроксимируется, как уже отмечалось, континентальная аномалия.

Для  $S_3$ ,  $P_I$  и  $S_7$  получены треугольники с центрами  $\phi = 40^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 160^\circ$  в.д.;  $\phi = 52^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 153^\circ$  в.д. и  $\phi = 65^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 158^\circ$  в.д. И в данном случае они располагаются недалеко от

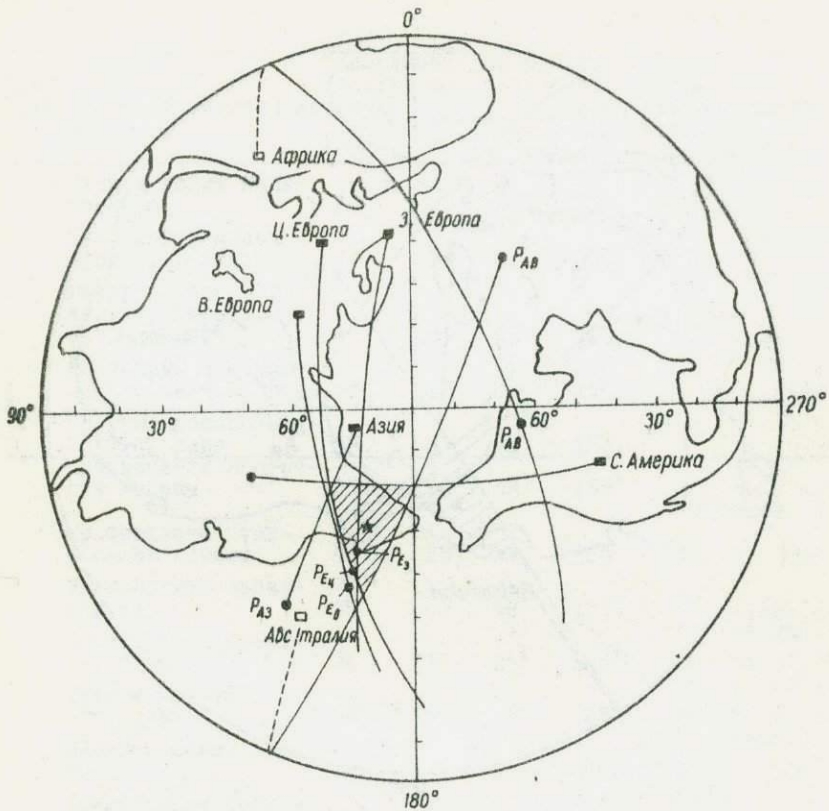


Рис. 26. Определение положения полюса методом засечек ( $T_I$ ):  
Условные обозначения см. рис. 24.

европейских полюсов, особенно хорошо совпадают долготы. Чрезвычайно важно подчеркнуть, что при определении центра пересечений древних азимутальных линий в позднем палеозое ( $C_3$  и  $P_I$ ) использовались палеомагнитные данные двух южных континентов (Австралии и Южной Америки). Это значительно повышает достоверность построений, поскольку, когда в расчет принималась азимутальная линия только одного южного материка, можно было бы говорить о том, что она случайно пересекается около европейского полюса с аналогичными линиями северных материков. Следовательно, метод пересечения азимутальных линий, который почти устраняет влияние древних континентальных аномалий, дает поло-

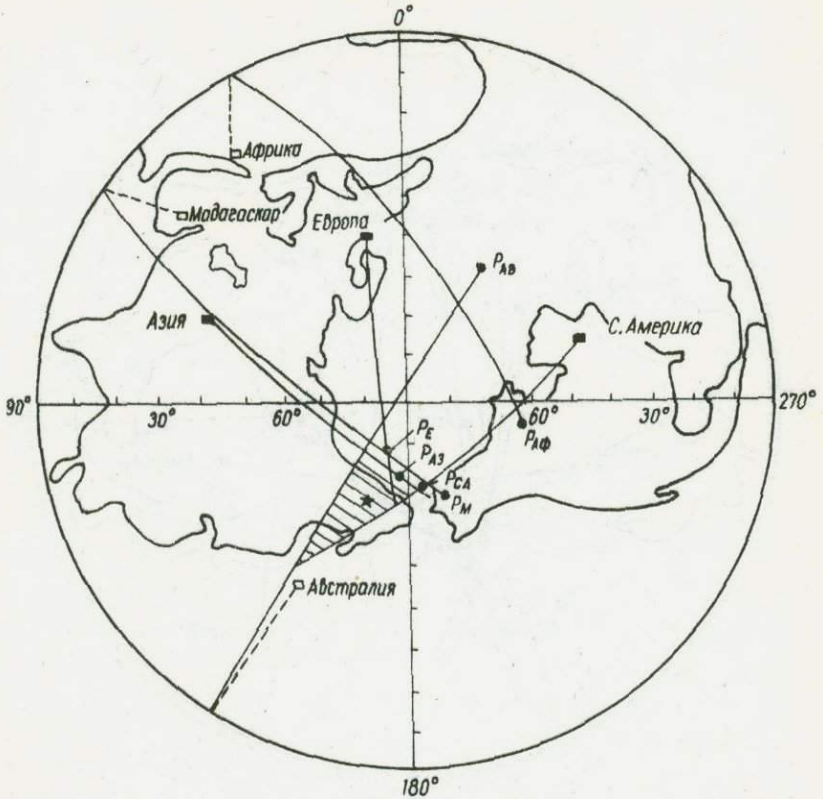


Рис. 27. Определение положения полюса методом засечек ( $Cr$ ).  
Условные обозначения см. на рис. 24 и 26.

жение мирового полюса, не отличающееся от положения европейского полюса, принимаемого за опорный.

Интересно отметить, что П.В.Долицкий и И.А.Кийко [16], реконструируя координаты древних полюсов по ориентировке (относительно подвижных зон) направлений максимальных или главных нормальных напряжений, возникающих при деформации Земли вследствие изменения угловой скорости, получили следующие координаты географического полюса: для  $T_I$   $\Phi = 15^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 178^\circ$  в.д., для  $P_I$  -  $\Phi = 22^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 152^\circ$  в.д. При определении координат полюса они принимали современное распределение подвижных зон, т.е. считали, что континенты всегда занимали одно и то же место на земном шаре. Сравнивая положение полюсов, найденных этими авто-

Возраст:	Объект исследования:	Координаты:				Количество:	Источник
		центра региона:	полюса				
		$\varphi$	$\lambda$	$\Phi$	$\Lambda$		
C <sub>r</sub>	Лавы и дайки Мадагаскара	20	49	66	196	1	[92]
	Щелочной комплекс Лупата, Африка	17	34	62	259	1	[124]
	Интрузии гор Меджестик, Канада, Сев. Америка	45	289	69	188	1	[122]
	Песчаники и мергели Словакии, Европа	50	13	78	158	1	[9]
	Осадки Гиссарского хребта, Азия	38	67	72	182	1	[1]
T <sub>I</sub>	Красноцветы Восточной Европы	55	50	48 <sup>+</sup>	159 <sup>+</sup>	6	5-II из табл. I
	Красноцветы Центральной Европы	45	28	44	160	1	[91]
	Красноцветы Западной Европы	48	7	53 <sup>+</sup>	158 <sup>+</sup>	7	I, 13-18 из табл. I
	Красноцветы Таймыра, Азия	76	110	34 <sup>+</sup>	146 <sup>+</sup>	3	34, 37, 38 из табл. I
	Туфы и сланцы Австралии	-34	151	48 <sup>+</sup>	328 <sup>+</sup>	4	80-83 из табл. I
	Ийолиты Шова, Африка	-19	31	64	266	1	[106]
	Красноцветы Чагуотер, Сев. Америка	42	252	48	112	17	[92]
P <sub>I</sub>	Красноцветы Западной Европы	45	3	43 <sup>+</sup>	167 <sup>+</sup>	9	[92]
	Формация АБО; США, Сев. Америка	35	253	42	117	1	[92]
	Нижнеморская вулканическая серия, Австралия	-33	151	45	330	2	[127]
	Красноцветы Южной Америки	-30	292	65	167	1	[98]
C <sub>3</sub>	Породы Сев. Америки	46	246	36	131	6	[98]
	Формация Тайгуати; Южная Америка	-17	295	28	146	1	[98]
	Лавы Кэттунг; Австралия	-33	151	43	330	1	[73]
	Араукаритовая свита Донбасса; Европа	48	38	38	170	1	[73]

Примечание. Крестиком отмечены координаты полюсов, которые подсчитаны автором по данным других исследователей.

раки, с полюсами, полученными засечками при условии стабильности континентов, можно видеть, что они отличаются в основном по широте, а долготы примерно равны. Но ведь при палеомагнитном доказательстве крупных горизонтальных перемещений огромных участков суши основным аргументом является то, что координаты геомагнитных полюсов не совпадают по долготе.

Чтобы оценить, насколько реальна возможность существования древних континентальных аномалий с точки зрения гипотезы центрального осевого диполя, автор провел ориентировочный подсчет интенсивности палеоаномалий. Прежде всего по единой методике были получены величины  $Z$ -компонент современных и древних континентальных аномалий. Для этого с карты изоклин эпохи 1945 г. [90] в точке, расположенной в Австралии ( $\varphi = 30^\circ$  ю.ш.,  $\lambda = 135^\circ$  в.д.), было снято наклонение, величина которого равна  $60^\circ$ . По гипотезе аксиального диполя требуется наклонение только  $49^\circ$ . Следовательно, разница между измеренным наклонением ( $\beta$ ) и подсчитанным по формуле диполя ( $\alpha$ ) оказалась равной  $11^\circ$ . Она вызвана влиянием континентальной аномалии. Измеренное наклонение отображает наклонение суммарного поля - главного магнитного поля и недипольной части его. Далее подсчет выполнялся графически (рис. 28). Проводились две линии OA и OB, которые образуют углы с горизонтом  $49$  и  $60^\circ$  соответственно. На линии OA, которая представляет наклонение дипольного поля, в условных единицах откладывалось значение нормального поля Земли  $F_N = OA$ . Затем с точки A проводилась линия AB, параллельная OZ, т.е. вертикальная составляющая аномалий, поскольку предполагалось, что аномалия аппроксимируется вертикальным стержнем. AB равно интенсивности  $Z$ -компоненты континентальной аномалии ( $F_{az}$ ). Чтобы получить интенсивность вертикальной составляющей нормального поля ( $F_{Nz}$ ) линия OA была спроектирована на ось OZ. Оказалось, что  $F_{az} = 0,5 F_{Nz}$  (в условных единицах). Абсолютное значение  $Z$ -компоненты современной континентальной аномалий, полученное таким методом, равно  $0,18 \text{ гс}$ , так как вертикальная составляющая нормального поля равна  $0,36 \text{ гс}$ , согласно формуле

$$Z = Z_0 \cos(90^\circ - J),$$

где  $Z_0 = 0,6 \text{ гс}$  - значение на полюсе [139].

Аналогично подсчитывалась интенсивность палеоаномалий для

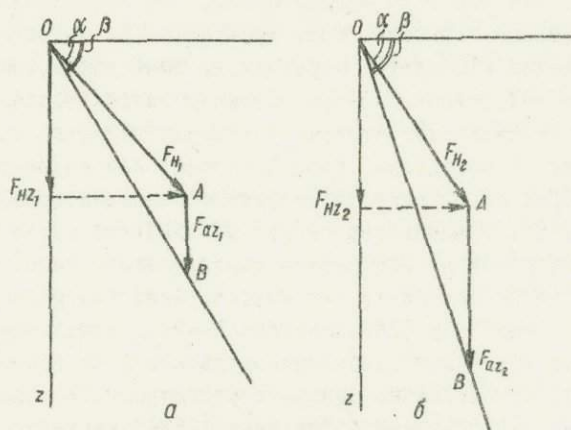


Рис. 28. Определение интенсивности современной и древней континентальной аномалии в Австралии.

а - 1945 г., б - меловой период.

мелового периода (рис. 28, б). При этом пришлось предположить, что палеоклиматическая широта дает наклонение дипольного поля ( $\alpha$ ), а палеомагнитная - представляет наклонение суммарного поля  $\beta$  как измеренное наклонение для современного поля. Предполагалось также, что интенсивности древнего и современного полей примерно равны. В меловом периоде  $F_{AZ2} = F_{HZ2} = 0,4$  гс т.е. примерно в два раза больше, чем теперь. Для триаса

$F_{AZ3} = 14 F_{HZ3}$ . Однако абсолютное значение  $Z$ -компоненты триасовой континентальной аномалии равно только  $0,28$  гс, потому что в районе экватора  $Z$ -компонента нормального поля приближается к нулю. (Палеоклиматическая реконструкция, как было уже показано, свидетельствует об экваториальных широтах Австралии.) Таким образом, хотя  $\Delta\varphi$  для триасового периода вдвое превышает  $\Delta\varphi$  для мела, триасовая аномалия ( $0,28$  гс) по интенсивности уступает меловой ( $0,36$  гс), которая примерно в два раза больше современной австралийской.

Что касается североамериканской палеоаномалии, то ее интенсивность должна, по подсчетам автора, превышать современную, расположенную в Северной Америке, всего лишь в 1,2-1,3 раза. Следовательно, палеоаномалии по своей интенсивности были не настолько большими, чтобы противоречить гипотезе осевого диполя, и в то же время вызвать наблюдаемый разброс одновозрастных палеомагнитных полюсов разных материков.

Правда, эта гипотеза предполагает, что континентальные аномалии, которые полностью перестраиваются за большой цикл вековых вариаций ( $10^4$  лет) осредняясь, дают дипольное поле. Однако ряд новых фактов, которые стали известны после разработки гипотезы, в значительной степени уменьшили вероятность такого предположения. В частности, палеомагнитные измерения третичных и более молодых пород показывают удивительное постоянство недипольного поля [153]. Установлена тесная взаимосвязь между главным и недипольным полем на протяжении длительного времени (несколько десятков миллионов лет), что противоречит гипотезе аксиального диполя, поскольку (согласно гипотезе) недипольное поле возникает при хаотичном турбулентном движении на поверхности ядра и должно сравнительно быстро осредняться. Постоянство недипольного поля, по мнению Р. Вильсона [153], заставляет сомневаться в реальности длительного западного дрейфа недипольного поля и позволяет предполагать более фундаментальную связь дипольного поля с недипольным, чем считалось ранее. Причем археомагнитные исследования [101, 129] действительно указывают на то, что западный дрейф наблюдается примерно с 1500 г. н.э. Ранее (700-1500 гг. н.э.) существовал восточный дрейф.

Все это позволяет не придавать серьезного значения утверждениям [45], что возможность длительного существования континентальных аномалий противоречит их западному дрейфу совместно с геомагнитным полем и явлению периодически происходящей общей инверсии магнитного поля. Вопрос о существовании систематического дрейфа всегда был проблематичным. В частности, Б. М. Яновский [83] писал о необходимости его подтверждения другими какими-либо явлениями, не считая анализа магнитных карт, охватывающих период около 50 лет.) Вероятно, в той части, где речь идет о происхождении недипольного поля, гипотеза Е. Булларда нуждается в некоторой доработке. Действительно, поскольку она разрабатывалась для объяснения ряда явлений, в том числе и так называемого западного дрейфа, то и был предусмотрен соответствующий механизм возникновения дрейфа.

Теперь об инверсиях. На протяжении третичного периода, судя по палеомагнитным измерениям, произошли десятки инверсий. Однако, по данным Р. Вильсона [153], недипольное поле никуда не скользило. Иными словами, дополнительные диполи (вероятно, вихревые токи, соответствующие им) возникали, примерно в одном

и том же месте относительно континентов (т.е., очевидно, в мантии). Поэтому можно предположить, что именно распределение материковых глыб, которые корнями уходят вглубь до 650 км [66], могло как-то повлиять на пространственное положение этих вихрей (вероятно, не случайно сейчас современные аномалии сопряжены с материками).

По-видимому, конфигурация материков обуславливает неравномерное распределение температуры и электропроводности в мантии, что вызывает локальные вихревые токи. Правда, слишком скудны наши сведения о происхождении даже современных аномалий такого типа, чтобы разрабатывать детали возникновения древних аномалий. Ясно только одно: вопрос об источниках недипольного поля должен разрабатываться с учетом новых палеомагнитных и археомагнитных данных. Таким образом, приходится признать, что интерпретация палеомагнитных результатов в виде дрейфа континентов не является единственно возможной, особенно если учесть многие факты, которые значительно снижают ценность палеомагнетизма, когда его истолковывать в рамках гипотезы А. Вегенера.

#### Факты, противоречащие палеомагнитному обоснованию дрейфа континентов

Очень часто утверждают, что палеомагнитные исследования не могут определить поведения поля в отдаленном геологическом прошлом в силу ряда причин, среди которых наиболее часто упоминается нестабильность пород. Однако теперь существует много методов, позволяющих учитывать или исключать вязкую намагниченность. Поэтому допустим, что остаточная намагниченность горных пород донесла точную информацию о древнем магнитном поле, которое принимается аксиальнодипольным, и посмотрим, насколько убедительны палеомагнитные доказательства перемещения материков относительно друг друга.

Работы, где авторы критикуют палеомагнитологов-мобилистов, ставят под сомнение фундаментальные основы палеомагнитного метода [53, 62, 78, II6], рассматриваться не будут, поскольку они вряд ли заинтересуют специалистов, занимающихся изучением древнего магнитного поля. Учитывая же серьезность проблемы, необходимо провести такой анализ палеомагнитных фактов, который не затрагивает основных предпосылок палеомагнетизма. Только тог-

да, видимо, окажется возможным вынести какое-нибудь суждение о реальности относительного дрейфа континентов по палеомагнитным признакам.

Согласно классической гипотезе А. Вегенера, южные континенты и Индия почти до конца мезозойского времени составляли единый суперконтинент, тогда как теперь они разделены современными океанами. Именно это обстоятельство использовали Грехэм и другие [107], чтобы оценить возможности палеомагнетизма в области палестектонических реконструкций. Они считали, что если имеются два континента, которые представляли собой на протяжении значительного периода геологического времени огромный участок суши, а полюс перемещался с достаточно большой скоростью, то кривая миграции полюса будет общей для обоих континентов. Пусть затем материки начнут самостоятельно дрейфовать (миграция полюса продолжается). В таком случае каждый блок будет иметь самостоятельную кривую блуждания полюса. Совмещая начальные отрезки кривых перемещения полюса, которые соответствуют периоду, когда материки были жестко скреплены, можно однозначно определить первоначальное взаимное положение. Время начала дробления гигантского материка укажет точка, где кривая миграции начинает разветвляться на отдельные кривые. К. Грехэм и др. [107] применили свой метод на практике, используя самые последние определения направления древнего магнитного поля в Африке и Австралии, достоверность которых, по утверждению исследователей, проводивших эти работы, очень велика, поскольку образцы подвергались интенсивной магнитной чистке. Они попытались совместить кривые миграции полюсов этих континентов за период от силура до мезозоя включительно, когда, по утверждению мобилистов, существовала Гондвана. Если бы кривые миграции совпали, разумеется, в пределах точности палеомагнитных работ, это обозначало бы, что относительного движения между Африкой и Австралией не было в этот промежуток времени. Однако добиться совмещения какого-либо отрезка пути миграции полюса не удалось. Поэтому они пришли к заключению, что по палеомагнитным признакам преждевременно говорить о дрейфе указанных континентов относительно друг друга, поскольку, согласно классической теории, перераспределение южных континентов началось только в конце мезозойской эры. Палеомагнитные же данные как раз противоречат тому, что южные материки были собраны вместе (кривые миграции

полюсов не совпадают), тем самым ставя под сомнение вывод, что разброс полюсов обусловлен относительным перемещением отдельных блоков земного шара.

С аналогичными трудностями столкнулся и К. Крип [98], который одновременно и независимо также разработал этот метод, когда пытался совместить кривые миграции полюса относительно Африки и Австралии. Правда, ему удалось добиться сближения пермских полюсов, полученных по породам, Австралии, Африки и Южной Америки используя реконструкции Дю-Тойта, хотя при этом другие разновозрастные полюсы трех южных материков вообще не совпадают друг с другом. Следовательно, палеомагнитные результаты по Африке, Австралии и Южной Америке не удовлетворяют методу сравнения кривых миграции полюсов. Поэтому вопрос о дрейфе южных материков, если придерживаться этого метода, положительно решить нельзя.

А. Кокс и Р. Долл [92] также указали на противоречивый характер интерпретации палеомагнитных результатов, когда различие североамериканских и европейских полюсов принимается за признак взаимного перемещения двух континентов. Так, в период между карбоном и пермью орднее положение геомагнитного полюса, по-видимому, переместилось для Северной Америки примерно в направлении СВ  $275^{\circ}$ , а для Европы, примерно на СВ  $40-70^{\circ}$ . Чтобы совместить эти отрезки пути, потребовалось бы значительное послепермское движение североамериканского материка к Европе с юго-востока, хотя согласно мобилистским представлениям, должно было происходить только простое западное смещение Северной Америки. Более того, западному дрейфу континента препятствовала бы Гренландия, поскольку ее пермские и триасовые полюсы в пределах ошибок измерения совпадают с соответствующими европейскими. Пермский и триасовый полюсы относительно Гренландии имеют координаты  $\phi = 38^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 163^{\circ}$  в.д. и  $\phi = 68^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 160^{\circ}$  в.д. соответственно [85], тогда как их европейские эквиваленты —  $\phi = 43^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 167^{\circ}$  в.д. и  $\phi = 53^{\circ}$  с.ш.,  $\Lambda = 158^{\circ}$  в.д. Идентичность полюсов Гренландии и Европы хорошо подтверждается и тем, что в триасовом периоде  $\Delta\varphi$  по гренландским красноцветам равно  $+1^{\circ}$ . Этот факт приобретает особую значимость, если принять во внимание, что в Гренландии нет современной континентальной аномалии. Следовательно, утверждение о том, что палеомагнитные результаты указывают на дрейф Север-

ной Америки относительно Европы не совсем достоверно и требует дальнейшего подтверждения.

Палеомагнитные измерения докембрийских полюсов Северной Америки и Африки представляют серьезную проблему, если их интерпретировать, исходя из гипотезы дрейфа материков. Например, северо-американский полюс, который определен по гранитам юго-востока Миссури (возраст  $1300 \pm 100$  млн. лет) имеет координаты  $\Phi = 5^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 150^\circ$  з.д. [113], а африканский, подсчитанный по дайкам Пилансберга (возраст  $1310 \pm 60$  млн. лет), -  $\Phi = 8^\circ$  ю.ш.,  $\Lambda = 138^\circ$  з.д. при  $\alpha_{95} = 10^\circ$  [135]. Спрашивается, о каком относительном перемещении этих двух континентов может идти речь, когда разница между координатами докембрийских полюсов укладывается в пределы точности палеомагнитных измерений? О том, что это случайное совпадение двух полюсов, говорить не приходится, поскольку они совпадают со средними соответствующими докембрийскими полюсами относительно Африки и Северной Америки.

Трудно согласовать с мобилистскими идеями и положение среднего австралийского девонского полюса ( $\Phi = 64^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 189^\circ$  в.д. при  $\alpha_{95} = 7^\circ$ ). Он располагается от аналогичного европейского ( $\Phi = 35^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 152^\circ$  в.д. при  $\alpha_{95} = 5^\circ$ ) значительно ближе, чем в более поздние эпохи, когда долготы австралийских полюсов находятся в пределе  $320-350^\circ$ . Координаты австралийского полюса подсчитаны автором по данным Р.Грина [108], а европейского - заимствованы у А.И. Билинского [7]. Если после девона Австралия действительно переместилась относительно Европы, то как объяснить меньшее, чем в более поздние эпохи расстояние между девонскими полюсами этих материков? Удивительно и то, что при реконструкции древнего климата девона, которую провел Н.М.Страхов [60], предполагая стабильность континентов, Австралия попала в низкие широты. Палеомагнитные измерения дают также экваториальные широты ( $\Psi_M = 10-15^\circ$ ) для юго-востока Австралии. При этом бросается в глаза, что девонские полюсы относительно Европы и Австралии мало отличаются по долготе, тогда как позже наблюдается значительная разница между долготами, которая сопровождается устойчивым расхождением палеомагнитных и палеоклиматических широт (т.е. аномальное  $\Delta\varphi$ ). Иными словами, уменьшение величины  $\Delta\varphi$  в Австралии, которое может быть вызвано ослаблением здесь палеоаномалии в девоне, повлекло за собой сближение австралийского и опорного полюсов.

Однако это еще не все трудности, которые возникают перед мобилистами по мере развития палеомагнитного метода исследований. В этом плане интересны исследования К.Крира [97]. Он установил, что область аномально низких значений угловой дисперсии современных виртуальных полюсов располагается в Тихом океане, причем ее центр размещается в точке  $\varphi = 6^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 165^\circ$  з.д. (рис. 29; 1 - средний докембрийский полюс относительно Сев. Америки [97], 2 - центр наибольшей глубины Тихого океана [97], 3 - область минимальной дисперсии [97], 4 - докембрийский полюс относительно Африки [106], 5 - докембрийский полюс относительно Сев. Америки [113]). Согласно В.Эльзассеру [97], ось вращения Земли первоначально находилась в экваториальной части Тихого океана, в районе наибольшей его глубины, которая располагается в точке с координатами  $\varphi = 14^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 161^\circ$  з.д. Малый разброс виртуальных полюсов, вероятно, обязан существованию в основании мантии под Тихим океаном слоя железа, который, как полагает В.Эльзассер, мог бы быть остатком первоначального асимметричного распределения железа и связан с осью вращения Земли. Этот слой играет роль экрана, который поглощает недипольные компоненты поля больше, чем в каком-нибудь другом месте земного шара. Таким образом, исследования К.Крира, очевидно, свидетельствуют в пользу предположения В.Эльзассера, что ось вращения

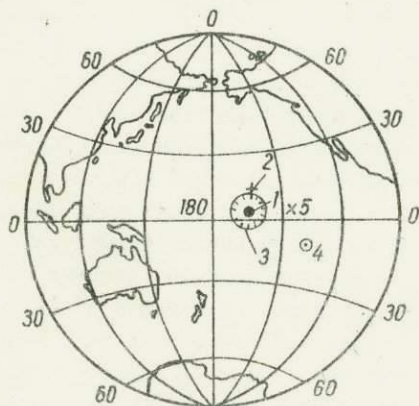


Рис. 29. Связь между положениями докембрийских полюсов, областью аномально низких значений угловой дисперсии полюсов и центром наибольшей глубины Тихого океана.

Земли первоначально находилась в Тихом океане. Приняв такую гипотезу и определив координаты среднего докембрийского полюса относительно Северной Америки ( $\varphi = 8^\circ,5$  с.ш.,  $\lambda = 163^\circ$  з.д.) К.Крир справедливо утверждает, что полюс полностью совпадает с точкой, где первоначально находилась ось вращения Земли. При интерпретации палеомагнитных результатов это указывает, по

его мнению, на неподвижность материка относительно бассейна Тихого океана на протяжении всей геологической истории Северной Америки. Если учесть идентичность африканских и североамериканских докембрийских полюсов, то, вероятно, вывод справедлив и для Африки. К.Крир также считает, что нет необходимости постулировать перемещение Южной Америки относительно Африки для объяснения пермокарбонového оледенения, хотя он сам впервые высказался за такой дрейф. Правда, он считает, что Австралия и Индия все-таки подвергались значительному смещению относительно Европы.

Таким образом, интерпретация палеомагнитных данных для подтверждения дрейфа континентов при детальном рассмотрении не достаточно аргументирована, а поэтому должна считаться по меньшей мере предварительной. Остается лишь полностью согласиться с Г.Н.Петровой [42]: "Статистика многочисленных данных, за которой так гнались в палеомагнетизме несколько лет тому назад и на которую возлагались такие надежды, оказывается недостаточной при решении вопроса о возможности дрейфа континентов или расширения Земли". Видимо, эмпирическое накопление определений положений полюса, пусть даже по стабильным породам, вряд ли будет способствовать решению проблемы дрейфа материков. Необходимы поиски новых путей при интерпретации палеомагнитных наблюдений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги описанию истории земного магнитного поля в мезозое, можно сделать следующие основные выводы.

Координаты полюса получены на основании палеомагнитных исследований мезозойских осадочных пород северо-западных окраин Донбасса и Крыма, которые детально изучались минералогическими методами и подвергались комплексным лабораторным испытаниям с целью выделения первичной компоненты естественной остаточной намагниченности. Установлено, что в триасовом периоде виртуальный полюс двигался на северо-запад, тогда как с раннеюрской эпохи — на юго-восток и восток, образуя почти замкнутую кривую, центр которой располагается вблизи от современного географического полюса. Скорость миграции полюса была различной. Так, за  $T_1 - T_3$  он перемещался со скоростью примерно  $1^0$  дуги большого круга за I млн. лет, а позже —  $0,3^0$  за I млн. лет.

По данным настоящей работы, в средней юре (в батское время) произошли две инверсии геомагнитного поля. Они установлены впервые. Остальные перемены знака поля, которые зафиксированы на Украине были известны ранее.

При помощи количественного анализа палеомагнитных и палеоклиматических данных получены эмпирические формулы диполя для триасового и мелового периодов, аппроксимирующие теоретическую формулу диполя с точностью до  $2-3^0$ . Одновременно обнаружены регионы (Северная Америка, Австралия), где наблюдается систематическая разница между палеомагнитными и палеоклиматическими широтами. Высказывается предположение, что в таких областях существовали древние материковые аномалии. Предлагается

считать положения палеомагнитного полюса относительно Европы опорными, поскольку здесь не было палеоаномалии. Поэтому европейские полюсы лежат почти рядом с соответствующими палеоклиматическими [60] и мировыми полюсами, полученными методом засечек древних азимутальных линий, который сводит к минимуму влияние континентальных палеоаномалий.

Разброс палеомагнитных полюсов разных континентов может быть обусловлен влиянием древних материковых аномалий. Такое предположение подтверждает: 1) пересечение древних азимутальных линий североамериканского, азиатского, европейского, австралийского и южноамериканского континентов (если рассматривать их современное положение) почти в одной точке, которая совпадает с положением опорного полюса, 2) пространственная связь аномальных значений  $\Delta\psi$  с современными материковыми аномалиями, 3) положительная корреляция расстояния полюсов разных материков до опорного и величины  $\Delta\psi$ , 4) почти полная идентичность координат опорного и австралийского полюсов, когда вводится поправка за влияние палеоаномалии, которая существовала в Австралии, 5) возможность длительного существования (десятки миллионов лет) недипольного поля [153].

Интенсивность древних материковых аномалий, по-видимому, не превышала интенсивности аналогичных современных аномалий более, чем в два раза. Она достаточна, чтобы вызвать наблюдаемый разброс палеомагнитных полюсов, и одновременно приемлема для гипотезы дипольности геомагнитного поля.

В заключение автор выражает глубокую благодарность Э.А. Крутиховской, А.Н. Третьяку, И.П. Михайловой, В.Н. Завойскому, Г.М. Голоченко, Г.Н. Петровой, А.Н. Храмову и О.В. Ливановой за помощь и ценные советы при подготовке рукописи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х.А. Палеомагнитные исследования нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. дисс. на соиск. степени канд. геол.-мин. наук. Объединенный Ученый совет по геологическим и географическим наукам АН Уз.ССР, Ташкент, 1964.
2. Альфред Ф. - В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, М., 1959.
3. Андреев Б.А. Геофизические методы в региональной и структурной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1960.
4. Багин В.И. - Изв. АН СССР, серия геофиз. 1961, 9.
5. Балуховский Н.Ф. - В кн.: Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой Впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1954.
6. Беммелен Р.В. Геология Индонезии. ИЛ, М., 1957.
7. Билинский А.И. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
8. Борисяк А.А. - В кн.: Труды геол.комитета, новая серия, в.3. СПб., 1905.
9. Бужа В., Нэри А. - Геофиз. сб. XI. Прага, 1964.
10. Великовская Е.М. - В кн.: Вопросы стратиграфии и региональной геологии, в.192. Изд-во МГУ, 1961.
11. Вистелиус А.Б. Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР, М., 1958.
12. Власов А.Н., Коваленко Г.В. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд-во СО АН СССР, 229-244, 1963.
13. Власов А.Я., Коваленко Г.В. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм 429-446. Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

14. В л а с о в А.Я., П о п о в а А.В. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
15. В л а с о в А.Я., Н и к о л а й ч и к Н.В. - Изв. АН СССР, серия геофиз. 1964, II.
16. Д о л и ц к и й А.В., К и й к о И.А. - В кн.: Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
17. Д и О л и в е й р а - В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, М., 1959.
18. Е г о р о в А.И. - В кн.: Труды международного геол. конгресса, XXII сессия доклады советских геологов, проблема № 9. Гондвана. Изд-во "Наука", М., 1964.
19. И р д л и А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, М., 1954.
20. К а л а ш н и к о в А.Г. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, 9.
21. К и н г Д. - В кн.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, М., 1963.
22. К о л т у н В.И. - В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
23. К о м и с с а р о в а Р.А. - В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гостоптехиздат, Л., 1963.
24. К о ж и ч - З е л е н к о М.П. - Геол. журн. АН УРСР, 1951, I, в.1.
25. К р и ш н а н М. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, М., 1954.
26. Л и т в и н И.И. - В кн.: Материалы по литологии и палеонтологии левобережной Украины. Изд-во, Харьковского гос. ун-та, Харьков, 1964.
27. Л ю с т и х Е.Н. - БМОИП., отдел геол., 1965, № 1,2.
28. М а а к Р. - В кн.: Труды XXI междунар. геол. конгресса, в.1. ИЛ, М., 1963.
29. М а л и н о в с к и й Ю.М. - В кн.: Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
30. М и т р о п о л ь с к и й А.К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, М., 1961.
31. М и х а й л о в а Н.П., Г л е в а с с к а я А.М. Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита. "Наукова думка", К., 1965.
32. М у р а т о в Д.М. Палеомагнитные исследования осадочных пород мела восточной Ферганы. Автореферат на соиск. степени канд. геол.-мин. наук. Институт физики Земли АН СССР, М., 1965.

83. М у р а т о в М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
34. Н а л и м о в В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматиздат, М., 1960.
35. Н а г а т а Т. Магнетизм горных пород. Изд-во "Мир", М., 1965.
36. О р л о в В.П. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
37. О р л о в а А.В. - В кн.: Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
38. П е т р о в а Г.Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. Изд-во АН СССР, М., 1961.
39. П е т р о в а Г.Н. Различие между видами намагниченности как основа изучения магнитной стабильности горных пород. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. Институт физики Земли АН СССР, М., 1965.
40. П е т р о в а Г.Н. - В кн.: Палеомагнетизм. Предисловие к об. ИЛ, М., 1962.
41. П е т р о в а Г.Н., Р ы б а к Р.С. - В кн.: Магнетизм и палеомагнетизм. Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
42. П е т р о в а Г.Н. - Сов. геология, 1964, 4.
43. П о п о в а А.В. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
44. П у с т о в а л о в В.Н. - В кн.: Проблемы советской геологии, II, ОНТИ, М., 1937.
45. П у ч к о в В.Н. - Геотектоника, 1965, 6.
46. Р а з у м о в а В.Н. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, 5.
47. Р у с а к о в О.М. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1966, 6.
48. Р у с а к о в О.М. "Некоторые вопросы истории магнитного поля Земли в мезозое". Автореф. дисс. на соискание степени канд. геол.-мин. наук. Институт геологических наук АН УССР, 1966.
49. Р у с а к о в О.М. - В кн.: Материалы УП Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. ИЗМИРАН, М., 1966.
50. Р у с а к о в О.М., Т р е т я к А.Н. Геофиз. об. 21. Физические свойства вещества земной коры. "Наукова думка", К., 1967.

51. Р у с а к о в О.М. - В кн.: Геофиз. сб. 21. Физические свойства вещества Земной коры. "Наукова думка", К., 1967.
52. Р у с ь к о Ю.А. - В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовского гос.ун-та, 1958.
53. Р е з а н о в И.А.-Сов. геология, 1961, 4.
54. Р у х и н Л.Б. Вестник Ленинградского ун-та, 1948, 7.
55. Р у х и н Л.Б. Основы общей палеогеографии. Госнаучтехиздат, Л., 1959.
56. С и н и ц ы н В.М. Палеогеография Азии. Изд-во АН СССР, М., 1962.
57. С е м е н о в а Е.В. - Геол. журн., 1965, XXV, в.6.
58. С т а н і с л а в с ь к и й Ф.А. - Геол. журн., 1964, XXIУ, в.2.
59. С т р а х о в Н.М. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, 4.
60. С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, М., 1962.
61. С т р а х о в Н.М. - В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН СССР, в. 124, серия геол., (45). Изд-во АН СССР, М., 1951.
62. Т е л ь е Е. - Сов. геология 1964, 4.
63. Т р е т ь я к А.Н. Палеомагнетизм среднего и верхнего палеозоя УССР. "Наукова думка", К., 1965.
64. Т р е т ь я к А.Н., Р у с а к о в О.М. Строение Земной коры и физические свойства горных пород. Геофиз. сб. в. 12. "Наукова думка", К., 1965.
65. Ф а й н б е р г Ф.С., Л и н д Э.Н. - В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. "Наука", М., 1965.
66. Ф е о е н к о в В. Исследования космоса и Земли. Газета "Правда" № 85 (17057) за 26 марта 1965.
67. Ф о р ш Н.Н., Х р а м о в А.Н. - ДАН СССР, 1961, 137, № 1.
68. Х а р р и н г т о н Х. - В кн.: Очерки по геологии Южной Америки, ИЛ, М., 1959.
69. Х р а м о в А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Гос-топтехиздат, Л., 1958.
70. Х р а м о в А.Н. и др. Методика палеомагнитных исследований. Гос-топтехиздат, Л., 1961.
71. Х р а м о в А.Н. - В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гос-топтехиздат, Л., 1963.
72. Х р а м о в А.Н. - В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гос-топтехиздат, Л., 1963.

73. Храмов А.Н., Шмелева А.И. - В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гостоптехиздат, Л., 1963.
74. Храмов А.Н. - В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гостоптехиздат, Л., 1963.
75. Храмов А.Н., Родионов В.П., Комиссарова Р.А. - В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли "Наука", М., 1965.
76. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, М., 1955.
77. Шатский И.С. - В кн.: Труды совещания по осадочным породам, в. 2, Изд-во АН СССР, М., 1955.
78. Шейнманн Ю.М. - В кн.: Проблемы перемещения материков. Послесловие к сб. ИЛ, М., 1963.
79. Шмелева А.Н. - В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гостоптехиздат, Л., 1963.
80. Шварцбах М. Климаты прошлого. ИЛ, М., 1955.
81. Ямниченко И.М. - Геол. журн., 1962, XXII, в.4.
82. Ямниченко И.М. - В кн.: Геол. строение и газонефте-носность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изд-во АН УССР, К., 1954.
83. Яновский Б.М. Земной магнетизм. I и II. Изд-во Ленинградского ун-та, 1964.
84. Axelrod D.J. J. Geophys. Res., 1963, 68, 10.
85. Bidgood D.E.T., Harland W.B. - Geol. Artic., VI, Toronto Univ. Press, 1961.
86. Blackett P.M.S. - Proc. Royal Society, 1961, 263, 1312.
87. Briden J.C. Oliver R.L. - Geol. and Geophys. New Zealand 1963, J., 6, 3.
88. Bullard E.C. Gellman H. - Philos. Trans. Roy. Soc., 1954, A, 247.
89. Bullard E.C. - Philos. Trans. Roy. Soc., A, 1965, 258, 1088.
90. Chapman S. The Earth's Magnetism. London. 1961.
91. Costa-Foeru A.L. Patrascu S.T. Apostol C.G. - Geophysique, 1964, 8.
92. Cox A. and Doell R. - Soc. Am. Bull., 1960, 71, 6.
93. Greer K.M. - J. Geomagn. and Geoelectr., 1962, 13, 3/4.
94. Greer K.M. - J. Geomagn. and Geoelectr., 1962, 13, 5/4.

95. Creer K.M., Irving E., Runcorn S.K. - Geophys. J., 1960,3,3.
96. Creer K.M. - J. Geophys. Res., 1962,67,9.
97. Creer K.M. - Nature, 1963,197,4863.
98. Creer K.M. - Nature, 1964,203,4950.
99. Doell R. - Am. Geophys. Union Trans. V 37, N 2,1956.
100. Doell R. - Adv. in Physics 1957,6,23.
101. Du Bois P. M. - Trans. Am. Geophys. Union, 1966,47,1.
102. Fisher R.A. - Proc. Royal. Soc.,A, 1953,217,1130.
103. Fruller M.D. - J. Geophys. Res., 1963,68,1.
104. Girdler R. W. - Royal. Astr. Soc. Geophys.J.,1960,2,4.
105. Gold T. - Nature, 1955,175,4456.
106. Gough D.J., Opdyke N.D., McElhinny M.W. - J.Geophys. Res., 1964,69,12.
107. Graham K.W.T. Helsley C.E., Hales A.L. - J. Geophys. Res. 1964,69,18.
108. Green R. - Tellus, 1961,13,1.
109. Griffiths D.H., King R.F., Wright A.E.- Adv. in Phys., 1957,6,23.
110. Griffiths D.H., King R.F., Wright A.E.- Annal. de Gephys., 1958,14,4.
111. Griffiths D.H., King R.F., Rees A.J., Wright A.E. - Proc. Roy. Soc.,A,1960,256,1286.
112. Haigh G. Philosoph. Mag., 1958,3,27.
113. Hays W.W., Scharon L.A. - J. Geophys. Res.,1966, 71,2.
114. Hamilton N., King R.F. - Geophys. J. 1964,8,4.
115. Helsley C.E., Fisher A.G. - J. Geophys. Res.,1961,7,4.
116. Hibberd F.H. - Geophys. J., 1962, 6, 2.
117. Irving E. Geof. Pura e Applicatia, 1956,33,23-41.
118. Irving E. - Philos. Transact.Roy. Soc., A, 1957,250, 974,
119. Irving E., Stott P.M., Ward M.A. - Philos. Mag., 1961,6,62.
120. Irving E., Robertson P.M., Tarling D.H. - J. Geophys. Res., 1961,66,6.
121. Irving E. - Geophys.J.,1962,6,2.
122. Irving E. Paleomagnetic Directions and Pole Positions.

- part V. Geophys.J., 1962,7,2.
123. I r v i n g E., S t o t t P.M. - Geophys. J., 1963,8,2.
124. I r v i n g E. - Geophys.J., 1965,9,2/3.
125. I r v i n g E. O p d y k e N.D. - Geophys. J., 1965,9,  
213.
126. I r v i n g E., R o b e r t s o n W.A., S t o t t  
P.M. - J. Geophys. Res., 1963, 68, 8.
127. I r v i n g E. Paleomagnetism and its application to  
geological and geophysical problems. New York - London-  
Sydney, 1964.
128. J o n s o n E.A., M u r p h y T, T o r r e s o n O.W.  
- Terr. Magnet. and Atmosph. Electr., 1948,53,4.
129. K a w a i N., H i r o o k a K., S a s a j i m a S. -  
Proc. Japan. Acad., 1965,41,5.
130. K u n M.J. - Nature 1960,187,4733.
131. K i n g R.F. - Ast. Soc. Geophys. Suppl. 1955,7,3.
132. M a T.Y.H. - J. Geomagn. and Geoelectr., 1962,XIII,34.
133. M a c - D o n a l d G.J.F. - Philos. Trans. Roy. Soc.,  
A, 1965, 258, 1088.
134. M a r t i n e z J.D., H o w e l l L.G. - Nature, 1956,  
176, 4526.
135. M c E l h i n n y M.W., O p d y k e N.D. - J. Geophys. Res.,  
1964,69,12.
136. M u n k W.H. - Nature, 1956,177,4508.
137. N a g a t a T., K o b a y a s h i K. - Proc. Japan.  
Acad., 1958,34,5.
138. N a g a t a T. - J. Geomagn. and Geoelectr., 1962,14,2.
139. N i c h o l l s G.D. - Adv. in Phys. 1955,4,14.
140. L o t z e F. Steisalz und Kalisalze. Berlin, 1957.
141. O p d y k e N.D. - J. Geophys. Res., 1961,66,6.
142. O p d y k e N.D., M c E l h i n n y M.W. - Trans. Amer.  
Geophys. Union, 1965,46,1.
143. P i c a r d M.D. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 48,  
3, part 1, 1964.
144. R e e s A.J. - Geophys. J., 1961, 5, 3.
145. R e e s A.J. - Geophys. J., 1964, 8, 4.
146. R u n c o r n S.K. - Amer. Geol. Soc. Bull., 1956,67,3.
147. R u n c o r n S.K. - Science, 1959, 129, 3355.
148. Y u k u t a k e T., N a k a m u r a K., H o r a i K.  
- J. Geomagn. and Geoelectr. 1964, 16, 3.

149. Van Hilt en D. - Tectonophysics, 1964, VI, 1.  
150. Watson G.S., Irving E. - Roy. Ast. Soc.  
Geophys. Suppl. 1957, 7, 6.  
151. Wilson R.L. - Philosoph. Mag., 1959, 4, 42.  
152. Wilson R.L. - Geop. J., 1962, 7, 2.  
153. Wilson R.L. - Trans. Am. Geophys. Union, 1966,  
47, 1.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение .....	3
Глава I.	
Некоторые вопросы палеомагнетизма .....	8
Палеомагнитная изученность мезозоя .....	8
Остаточная намагниченность осадочных пород .....	21
Глава II.	
Геологические объекты исследования .....	30
Краткое литолого-стратиграфическое описание разреза .....	30
Минералого-петрографическая характеристика ферромагнетиков .....	32
Глава III.	
Методика палеомагнитных исследований .....	36
Отбор, измерения образцов и статистическая обработка результатов .....	36
Лабораторные методы изучения естественной остаточной намагниченности осадочных пород .....	40
Глава IV.	
Результаты изучения вектора естественной остаточной намагниченности осадочных пород Донбасса и Крыма .....	42
Анализ картин распределения направлений .....	42
Происхождение естественной остаточной намагниченности .....	57
Миграция полюсов в мезозое .....	78
О схеме палеомагнитных зон .....	83
Глава V.	
Исследование конфигурации палеомагнитного поля в мезозое .....	87
Вывод эмпирической формулы диполя .....	87
Материковые аномалии древнего магнитного поля .....	104

Факты, противоречащие палеомагнитному обоснованию дрейфа континентов .....	125
З а к л ю ч е н и е .....	131
Л и т е р а т у р а .....	133

Редактор Н.Я.Соколова  
Художественный редактор М.А.Костикевич  
Технический редактор В.И.Голыков  
Корректор Н.Б.Игнатовская

---

БФ 04090. Изд. № 617. Зак. № 1616 . Тираж 700. Формат бумаги  
60x90<sub>16</sub> . Печ. физ. листов 9,0. Условн. печ. листов 9,0.  
Учетно-изд. листов 8,51. Подписано к печати 30.УІ.1969.  
Цена 60 коп.

---

Издательство "Наукова думка". Киев, Решина, 3.  
Киевская книжная типография № 5. Киев, Решина, 4.

2711

Цена 60 коп.



КИЕВ — 1969