

Методы палеомагнетизма  
в решении  
геологических задач  
(на примере Дальнего Востока)



---

---

---

---

Владивосток  
1982

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

550.382

МЕТОДЫ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
ЗАДАЧ /НА ПРИМЕРЕ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА/

Материалы I Дальневосточного семинара по  
палеомагнетизму и магнетизму горных пород

3881

Владивосток  
1982



Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 223 с.

Освещаются результаты палеомагнитных исследований. Основное место отведено палеомагнитной стратиграфии фанерозойских отложений Северо-Востока, Якутии, Приморья, Сахалина, Камчатки. Приведены палеомагнитные характеристики глубоководных образований Тихого океана. Рассматриваются возможности методов магнетизма горных пород при объемном геологическом картировании, выявлении гидротермальных изменений пород и т.п.

В сборнике ставятся новые актуальные задачи по широкому внедрению палеомагнитного метода при поисковых работах на Дальнем Востоке.

Адресован стратиграфам, палеомагнитологам, геофизикам и океанологам.

Издано по решению Редакционно-издательского совета  
Дальневосточного научного центра АН СССР

Ответственные редакторы к.ф.-м.н. Т.И.Линькова,  
к.г.-м.н. Л.И.Измайлов

## ПРЕДИСЛОВИЕ

По решению Президиума ДВНЦ АН СССР в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте с 11 по 15 мая 1981 г. проведен первый в Дальневосточном регионе семинар "Использование методов магнетизма горных пород и палеомагнетизма для решения геологических задач на Северо-Востоке Азии".

В его работе приняли участие сотрудники 11 научных и производственных организаций Дальнего Востока: Сахалинского комплексного научно-исследовательского института, Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, Института тектоники и геофизики, Института вулканологии, Тихоокеанского океанологического института, Дальневосточного института минерального сырья, Дальневосточного государственного университета, Дальневосточного технологического института, производственных объединений "Якутскгеология", "Северовостокгеология", "Камчатскгеология".

В настоящий сборник вошли работы, выполненные только в 1980, 1981 гг., так как некоторый материал, доложенный на семинаре, был опубликован ранее.

На съезде "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма" /Москва, 1976 г./ были указаны существенные недостатки в развитии некоторых направлений палеомагнитных исследований<sup>1</sup>. Так, недостаточное внимание уделялось изучению кернов скважин и глубоководных донных осадков, палеомагнетизму докембрийских горных пород. Отмечалась целесообразность усиления изучения тонкой структуры поля /палеомагнитные вариации и напряженность древнего магнитного поля Земли/.

За время после съезда геофизики и палеомагнитологи Дальнего Востока планомерно проводили исследования по указанным направлениям. В области магнетизма горных пород исследования концентрировались по следующим направлениям: изучение свойств видов остаточной намагниченности с учетом магнитного взаимодействия зерен; механизмов формирования ориентационной и посториентационной намагниченности; разработка "абсолютного" и относительного способов оценки палеонапряженности геомагнитного поля по осадочным породам; внедрение методов палеомагнетизма в практику геологического картирования.

---

<sup>1</sup> Резолюция I съезда "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма". М.: ИЗМИРАН, 1977. 13 с.

I Дальневосточный семинар по палеомагнетизму наметил пути по широкому внедрению методов магнетизма горных пород и палеомагнетизма в практику геологических работ<sup>2</sup>. Это, в свою очередь, поможет геологам решать важные задачи по интенсификации геолого-поисковых и геолого-съёмочных работ на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР в связи с развитием минерально-сырьевой базы, как предусмотрено в Решениях XXVI съезда КПСС.

---

<sup>2</sup> Резолюция I Дальневосточного семинара "Использование методов магнетизма горных пород и палеомагнетизма для решения геологических задач на Северо-Востоке Азии". Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 5 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТО-  
БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕВОНСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКОЛЫМСКОГО ПОДНЯТИЯ  
/р. Ясачная/

М.Х. Гагиев, Е.В. Колесов, Ю.Ю. Иванов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

В основании разреза, расположенного в среднем течении р. Ясачная /западная окраина Приколымского поднятия/, залегают красноцветные конгломераты, гравелиты и полимиктовые песчаники чалбыгинской свиты живетского возраста <sup>I</sup>. Породы свит характеризуются средней магнитной восприимчивостью  $\chi_{\text{ср.}} = 7 \cdot 10^{-6}$  СГС/ и средней остаточной намагниченностью  $I_n \text{ ср.} = 1,1 \cdot 10^{-6}$  СГС/. Выше, согласно и с постепенным переходом, залегают породы дождливинской свиты, представленные чередованием миндалекаменных и агломератовых лав базальтов, туфов и туффитов с разногалечными красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Учитывая литологическую близость и наличие постепенного перехода от подстилающих чалбыгинских отложений, возраст дождливинской свиты определяется условно как раннефранский. Эффузивы свиты резко отличаются от подстилающих пород чалбыгинской и перекрывающих барагынской свит своими магнитными свойствами:  $\chi_{\text{ср.}} = 1196 \cdot 10^{-6}$  СГС и  $I_n \text{ ср.} = 274 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Отложения барагынской свиты, согласно и с постепенным переходом залегающие на отложениях дождливинской свиты, подразделяются на три толщи /снизу вверх/: доломитовую, комковатых известняков /теодосиевые слои/, алевролитов и глинистых известняков.

---

<sup>I</sup> Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. /Магадан, 1974-1975 гг./, Магадан, 1978. 65 с.

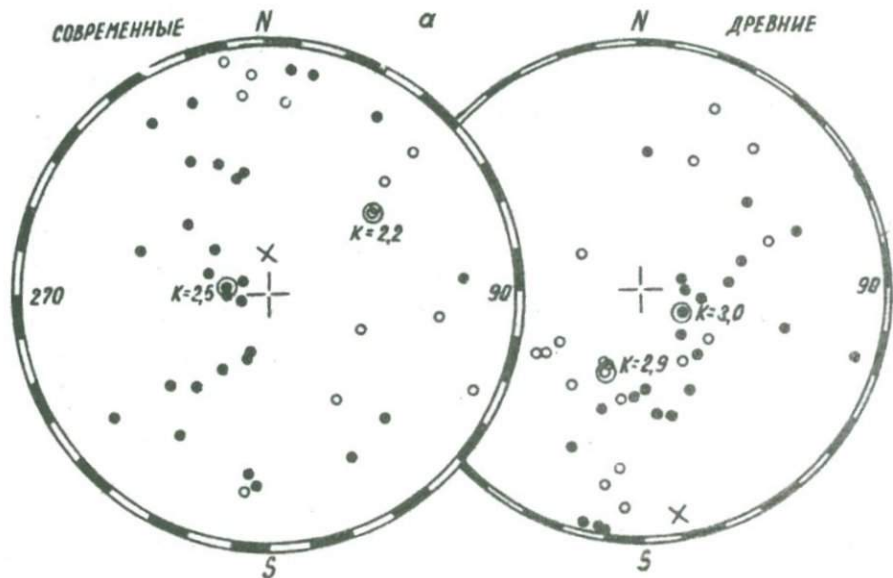
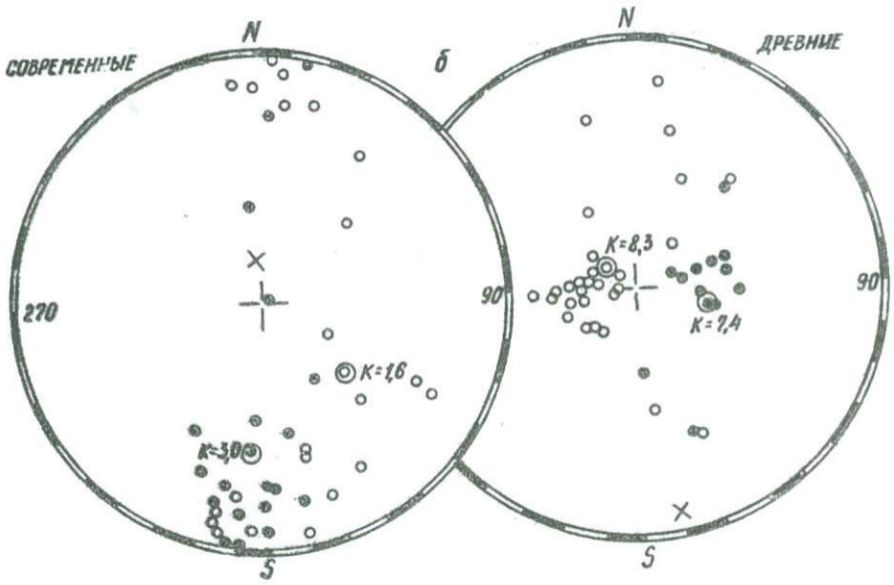


Рис. 1. Распределение направлений векторов  $I_1$  в девонских отложениях Приколымья /бассейн р. Ясачная/: а - допечистки, б - после пещистки

СОВРЕМЕННЫЕ

ДРЕВНИЕ



Возраст доломитовой толщи определяется как раннефранский на основании находок в ее верхней части конодонтов зоны *cristatus*. В толще комковатых известняков установлены брахиоподы зоны *Theodosia anossofi* и конодонты зон *gigas* и *Lower-Middle triangularis* позднего франа. Возраст толщи алевролитов и глинистых известняков определяется как раннефаменский на основании находок конодонтов зон *Upper triangularis* и, возможно, *Upper crepiola*. Породы барагынской свиты характеризуются наиболее низкими магнитными параметрами:  $\chi_{\text{ср.}} = 1,1 \cdot 10^{-6}$  СГС и  $I_n \text{ ср.} = 0,4 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Для определения ферромагнитных минералов проведен терромагнитный анализ 17 образцов из различных частей изученного разреза. Магнитные свойства пород обусловлены в основном наличием в них магнетита, а иногда - содержанием небольшого количества гематита, в одном случае - маггемита и магнитных сульфидов железа. При этом направления векторов остаточной намагниченности, наблюдаемых в процессе магнитных чисток, не зависят от состава ферромагнитных минералов и близки между собой /рис.1/. Можно предположить, что образование намагниченности в этих породах происходило в одно и то же время.

Все образцы коллекции подвергались магнитной чистке температурой до  $600^{\circ}\text{C}$ . Контрольная коллекция промерялась через каждые  $50^{\circ}$  нагрева, все остальные образцы - через  $100^{\circ}$ . Для большинства образцов стабилизация направлений вектора естественной остаточной намагниченности /ЕОН/ устанавливалась в интервале температур  $200-300^{\circ}\text{C}$  при постепенном уменьшении величины  $I_n$ . Сходные результаты дала магнитная чистка переменным полем до 600 Э, при этом направление  $\bar{I}_n$  стабилизировалось в полях 100-400 Э. Можно предположить, что первичная компонента вектора ЕОН в некоторых случаях искажена вторичной составляющей, представленной парциальной намагниченностью, приобретенной при прогреве пород до  $200-300^{\circ}\text{C}$ . Это подтверждается исследованиями окраски конодонтов, характеризующей степень катагенетической преобразования органического вещества.

По стабильной части вектора  $\bar{I}_n$  выделены зоны прямой и обратной полярности. Наиболее надежными можно считать зоны, представленные тремя и более образцами. Направления образцов из этих зон образуют на стереографических проекциях две группы

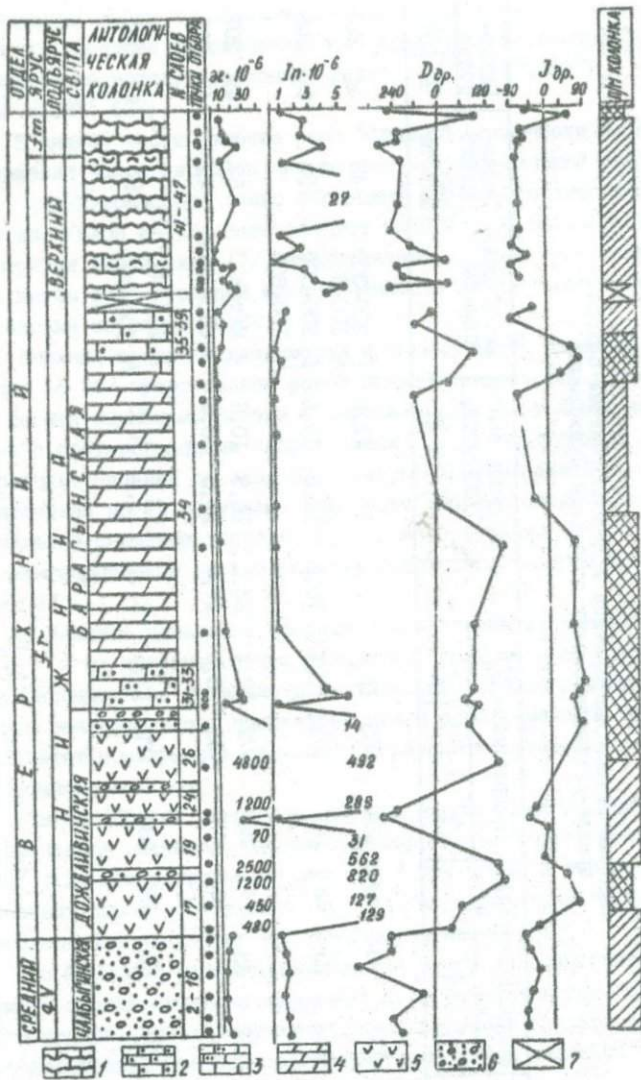


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика девонских отложений Приколья /бассейн р. Ясачная/: 1 - комковатые известняки, 2 - мерили, 3 - долмиты, 4 - известковистые алевролиты, 5 - эффузивы, 6 - конгломераты, 7 - перерыв в разрезе

Палеомагнитное направление и палеомагнитные полюса  
 средне-верхнедевонских отложений Приколымья

Ярус	Подъярус	Координаты отбора		Кол-во	Направление $J_n^0$			K	Полуси овала погрешности		Метод выделения $J_n^0$	Палеомагнитная широта	Палео-полюс		
		$\lambda$	$\varphi$		D	J	L		$\theta_1$	$\theta_2$			$\Phi$	$\Lambda$	
f <sub>m</sub>	Нижний	151	63	3	258	-63	15,4	65,2	14,2	12,0	t H	200-300 100-300	45	44	226
	Верхний	151	63	8	263	-73	6,6	70,6	11,8	10,6	t H	200-300 100-300	59	52	208
f <sub>z</sub>	Нижний	151	63	4	268	-72	12,8	22,5	14,9	10,8	Метод обращения		57	49	207
				9	77	61	8,5	37,7	13,0	10,0			42	42	229
g <sub>v</sub>	Верхний	151	63	5	280	-72	13,5	33,1	13,5	10,5	t H	200-300 100-300	56	44	201

сближенных точек с противоположными значениями векторов  $\vec{I}_n$  /рис.1/. Среднее направление оси первичной намагниченности, определенное по методу обращения, равно  $D = 82^\circ(262^\circ)$ ,  $J = 62^\circ(-62^\circ)$ .

В нижней части разреза зона обратной полярности охватывает отложения чалбыгинской и нижнюю часть дождливинской свит /рис.2/. Она охарактеризована семью образцами различного литологического состава /слои 2-17/. Выше следует зона прямой полярности /средняя и верхняя части слоя 17/, представленная двумя образцами. Следующая затем зона обратной намагниченности охарактеризована четырьмя образцами из слоев 19-24.

Верхняя часть дождливинской и нижняя часть барагынской свит /слои 26-36/ представлены зоной прямой полярности, установленной по десяти образцам. Однако в середине слоя 34 условно выделена зона с противоположным направлением  $\vec{I}_n$ , определенная по двум образцам. Начиная со слоя 37, следует зона обратной полярности, выделенная по 15 образцам. Лишь один образец слоя 76 имеет положительное значение вектора  $\vec{I}_n$ , на основании чего на этом стратиграфическом уровне условно выделена зона прямой полярности /рис.2/.

В таблице приведены средние значения направления векторов  $\vec{I}_n$  и их палеомагнитные параметры, древние геомагнитные полюса, рассчитанные отдельно для отложений, сформировавшихся в живетское, раннефранское, позднефранское и раннефаменское время. В расчетах принимались параметры образцов из уверенно выделяемых палеомагнитных зон.

Таким образом, близость средних направлений  $\vec{I}_n$  для всех исследованных образцов, тесные группировки векторов, близкие к  $180^\circ$  углы между направлениями  $\vec{I}_n$  для прямо и обратномагнитных пород, совпадение  $\vec{I}_n$  для пород различного литологического состава указывают на первичность вектора  $\vec{I}_n$ .

Во франском веке отмечаются три инверсии геомагнитного поля, причем первая инверсия совпадает с границей живетского и франского ярусов. Условно выделена зона прямой полярности в раннефаменское время. Все палеомагнитные зоны имеют надежную биостратиграфическую привязку.

Палеополюса, рассчитанные по отдельным возрастным интервалам изученного разреза, близки к палеополюсам, полученным по верхнедевонским отложениям северо-восточной части Омолонского массива <sup>2</sup>.

В дальнейшем на основе этих результатов можно будет проводить корреляцию разновозрастных отложений из других структурно-фациальных областей, а также использовать их для составления палеомагнитной шкалы девона Северо-Востока СССР.

---

<sup>2</sup> Колесов Е.В., Линькова Т.И. Палеомагнитная характеристика верхнефаменских и нижнетурнейских пород бассейна р.Омолон. - В кн.: XIV Тихоок науч. конгр.: Путеводитель науч. экскурсии по туру IX; Прил. № 6. Магадан: Кн. изд-во, 1979, с.38-80.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО  
ВОЗРАСТА И ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ РАЗРЕЗ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Н. В. Ложкина

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Изучение магнитных свойств осадочных пород поздне триасового - раннеюрского возраста, принадлежащих к различным структурно-фа-циальным областям Северо-Востока СССР, позволило составить свод-ный палеомагнитный разрез для этого региона.

Основу для построения дало сопоставление палеомагнитных пара-метров, полученных для синхронных разрезов, различающихся лито-фа-циальным составом, мощностью стратиграфических подразделений, историей геологического развития. Основными характеристиками, используемыми при корреляции удаленных разрезов, считались коор-динаты виртуальных геомагнитных полюсов и положение в разрезе зон аномальной полярности.

Все исследованные отложения верхнего триаса - нижней юры представлены сероцветными терригенными породами: аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Некоторые разрезы отличаются повышен-ной карбонатностью пород /Омолонский массив, Яно-Колымская складчатая зона/. Иногда для нижнемезозойских отложений харак-терно повышенное содержание вулканогенного материала /Охотский массив, Олойская складчатая зона: [8].

Послойное описание частных разрезов и их биостратиграфичес-кое расчленение выполнено А. И. Афицким [1-3] и Ю. М. Бычковым [7].

Изучение магнитных свойств показало, что осадочные породы структурно-фа-циальных областей Северо-Востока СССР [8] различают-ся по величине естественной остаточной намагниченности и магнит-ной восприимчивости [2, 3, 10, 11, 14].

Отложения Омолонского массива слабомагнитны [2,3,10]. Величина  $I_n$  меняется здесь от долей единицы до  $30 \cdot 10^{-6}$  СГС, магнитная восприимчивость - от нескольких единиц до  $50 \cdot 10^{-6}$  СГС. Небольшие величины  $I_n$  и  $\chi$  объясняются незначительным содержанием ферромагнитной фракции в породах, что было доказано минералогопетрографическими исследованиями и результатами изучения остаточной намагниченности насыщения. Во всех осадочных породах этой тектонической структуры присутствует магнетит, с которым связана стабильная часть естественной остаточной намагниченности. Имеются доказательства его аллотигенного и раннедиагенетического происхождения. Фиксируются также низкотемпературные ферромагнитные компоненты, с которыми связана малостабильная составляющая, удаляемая в процессе лабораторных исследований. Повсеместно присутствует пирит, который не влияет на естественную остаточную намагниченность. Повышенное содержание его в породах по сравнению с другими рудными минералами устанавливается при минералогопетрографических исследованиях. При нагреве в процессе термомагнитных исследований парамагнитный пирит превращается в пирротин с точкой Кюри около  $325^{\circ}\text{C}$ .

Координаты палеополюсов, определенные по направлению стабильной части  $I_n$  в древней системе координат, для всех верхнетриасовых - нижнеюрских отложений Омолонского массива близки между собой /таб. I, палеополюса I-9/. Палеополюс 8 несколько отличается от общей группы омолонских палеополюсов, что объясняется частичным перемагничиванием пород этого разреза.

Величина естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости отложений раннемезозойского возраста другой жесткой структуры - Охотского массива - несколько выше, чем аналогичные параметры для омолонских осадочных пород:  $I_n$  в основном располагается в интервале  $10-90 \cdot 10^{-6}$  СГС,

$\chi$  -  $10-70 \cdot 10^{-6}$  СГС. Естественная остаточная намагниченность здесь определяется в основном содержанием пирротина в породах. Как было установлено в результате лабораторных экспериментов, пирротин является вторичным минералом и связанная с ним намагниченность метастабильна. Одним из доказательств частичного перемагничивания изученных пород Охотского массива можно считать зависимость направления вектора  $I_n$  в древней системе координат от элементов залегания пластов /таб. I, разрезы по рекам Асиберган, Хавакчан/.

Метаустабильная вторичная намагниченность по величине составляет большую часть  $I_n$ . Первичная намагниченность в исследованных породах связана с магнетитом, содержание которого незначительно. Размагничивание переменным магнитным полем лишь частично удаляет вторичную метастабильную намагниченность. Тем не менее после Н-чистки в разрезах Охотского массива выделяется ряд интервалов обратной полярности.

Определенные по направлению  $I_n$  в современной системе координат позднеюрские палеополуса Охотского массива /табл. I, палеополуса IO, II/ близки синхронным палеополусам Омолонского массива /табл. I, палеополуса I-9/, определенным по направлению естественной остаточной намагниченности в древней системе координат.

На основании этого можно полагать, что перемагничивание отложений Охотского массива, связанное с образованием магнитных сульфидов в период внедрения вулканических тел в осадочную толщу, произошло в геомагнитном поле, близком по направлению к поздне-триасовому.

Наименее магнитны отложения Яно-Колымской складчатой системы [7, II]. Величина  $I_n$  осадочных пород, слагающих опорный разрез по р. Вторая Сентябрьская, располагается в интервале от долей единицы до  $5 \cdot 10^{-6}$  СГС, магнитная восприимчивость - / $10-40 \cdot 10^{-6}$  СГС. Естественная остаточная намагниченность пород определяется присутствием незначительного количества магнетита.

Поскольку в разрезе присутствуют дайки, первичная намагниченность сохранилась не на всех участках разреза. Положение палеополуса, определенное по намагниченности пород, сохранивших первоначальную  $I_n$ , близко к группе поздне-триасовых палеополусов, определенных для других тектонических структур /табл. I, палеополус I5/.

Наиболее магнитными являются породы из разрезов Алазейско-Олойской структурно-фациальной зоны [I]. Они характеризуются повышенными значениями как естественной остаточной намагниченности /  $I_n$  до  $800 \cdot 10^{-6}$  СГС/, так и магнитной восприимчивости /  $\chi$  до  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС/. Возможно, заметное увеличение  $I_n$  и  $\chi$  связано с повышенным содержанием в породах этой зоны вулканогенного материала. Осадочные породы некоторых исследованных разрезов несут признаки ранней стадии метаморфизма. Магнетит - наиболее

Средние направления I<sub>II</sub>

№ п/п	Объект изучения	Элементы залегания пород		Возраст	Координаты района отбора		На современные координаты		
		Азимут падения	Угол падения		λ	φ	ρ	γ	α
<u>Омолон</u>									
1.	Р. Омкучан	40-50	20-35	T <sub>3n</sub>	-	-	16	79	13,8
2.	"	-	-	T <sub>3k</sub>	159,1	65,3	2	78	13,1
3.	"			T <sub>3k</sub>			359	79	10,35
4.	"	25-30	25-30	T <sub>3n</sub>			350	88	26
5.	Р. Кедон			T <sub>3n</sub>	159,3	65,5	26	81	73
6.	"			T <sub>3n</sub>			5	86	60
7.	Р. Омкучан	46	24	T <sub>3n</sub>	159,1	65,3	24	81	19,1
8.	"	180-200	23-24	"			44	53	22
9.	Р. Широкая	290-295	10-14	T <sub>3n</sub>	155,6	66	52	59	6,75
<u>Охот</u>									
10.	Р. Асибергом	295	34	T <sub>3n</sub>	144,5	60,6	11	58	65
11.	Р. Хавакчан	180	40	T <sub>3n</sub>	145	60	42	71	15
<u>Олойская</u>									
12.	Р. Вургувеем	75-120	20-40	T <sub>3k</sub>	168,5	66,5	337	63	30
13.	Руч. Левый (верховье Р. Большой Ануй)	175-180	30-35	T <sub>3n</sub>	168,2	66,5	35	70	8
14.	Р. Нижний Вургувеем	220	59	T <sub>3n</sub>	168,6	66,5	4	83	100
<u>Северное Приохотье</u>									
15.	Р. Вторая Сентябрьская	170-220	30-60	T <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	149,5	60,5	48	11	7,44

и координаты палеополосов

Таблица I

правление I <sub>II</sub>					Поляр- ность	Палеополоса				
наты		древние координаты				$\psi_m$	$\Phi$	$\lambda$	$\theta_1$	$\theta_2$
$L_{95}$	D	$\gamma$	$\%'$	$L_{95}$						

ский массив

7,3	4I	55	17,3	6,5	+	35,5	279	52	9,2	6,6
7,8	36	54	14,7	7,4	+	34,5	286	53	10,9	7,3
12	36	53	11,8	11,2	+	33,6	287	52	15,5	10,7
9	3I	60	26	9	+	40,9	290	59	13,9	10,5
4	3I	54	88	4	+	34,5	294	53	5,7	4,0
8	35	58	69	9	+	38,7	286	56	13,9	10,5
-	4I	60	31,6	6,2	+	41	274	57	9,4	7,1
-	78	67	22	9,5	$\pm$	49,7	231	48	15,7	12,98
-	24	65	8,9	32,6	+	47	289	67	52,6	42,5

ский массив

4,9	366	40	4,97	-	+	38,7	303	67	7,3	5,4
24,5	149	59	24,5			55,41	227	68	42,7	37,2

складчатая зона

17,1	43	72	30	17,1	+	56,9	263	68	30,1	26,5
10,5	140	71	10,4			54	261	65	18	15,5
3,8	229	58	82	4,2		76,2	174	80	7,5	7,4

(Яно-Колымская система)

60	47	8,81	7,6			2,8	251	39	9,8	6,3
----	----	------	-----	--	--	-----	-----	----	-----	-----



388/

Таблица 2

Координаты поздне триасовых палеополюсов

[17]

Порода, метод обработки	№ полюса	Возраст	Направление $I_n$					Координаты палеополюса	
			$n$	$D_R$	$\mathcal{I}_R$	$\mathcal{X}$	$\mathcal{L}_{95}$	широта	долгота
Участок "Хивач"									
Аргиллиты, алевролиты	1	T <sub>1-3k</sub>	15	53	60	3,8	23	52	258
Поправка +10°	2	"-	53	70				62	241
Известняки	3	"-	15	60	69	7,0	15	58	238
Разные породы	4	"-	15	243-72		3,6	48	60	230
Обращение	5	T <sub>3n</sub>	22	61	70		10	58	236
Участок "Финиш"									
Сумма пород	6	T <sub>3k</sub>	33	15	63	5,2	72	68	311
Мода, поправка +10°	7	"-		25	73			75	260
Обращение	8	"-		24	83			76	184
Сумма пород	9	"-	71	54	72	4,0		63	240

Таблица 3

Координаты ранне триасовых палеополюсов [17]

Участок, метод обработки	№ полюса	Направление $I_n$					Координаты палеополюса	
		$n$	$D_R$	$\mathcal{I}_R$	$\mathcal{X}$	$\mathcal{L}_{95}$	широта	долгота
"Финиш", мода, поправка +10°	1	23	30	64	5,3	14	66	282
	2	23	10	71			80	305
"Старт", обращение	3	70	24	80	2,5	20	82	170

распространенный здесь магнитный минерал. В отложениях нижнепермского возраста /геттангский и синемюрский ярусы/ присутствует также пирротин. Анализ лабораторных исследований магнитных свойств позволяет заключить, что степень сохранности естественной остаточной намагниченности отложений Олойской складчатой зоны неоднородна. Так, в отложениях верхней части карнийского яруса /схема А.И.Афицкого/ - зона *pinacoceras* /разрез по р. Вургувеем/ - сохранилось первичное направление  $I_n$  - палеополос I2. Местоположение этого палеополоса близко к таковому, определенному для синхронных отложений Омолонского массива.

Породы нижней части норийского яруса /нижняя часть монотисовой толщи/ в разрезе по руч.Левому /палеополос I3/ и нижнеюрские отложения /геттангский и синемюрский ярусы/ в устье р.Нижний Вургувеем /палеополос I4/ перемагничены в более позднее время. Образование метастабильной намагниченности нижненорийских пород произошло в геомагнитном поле, близком по направлению к поздне-норийскому - раннеюрскому. Вторичное намагничивание пород раннеюрского возраста связано с другим временным интервалом. Доказательством этого является существенное отличие палеополоса I4 от позднепермской - раннеюрской группы палеополосов.

Полученные нами палеополоса для позднепермского времени /табл.1/ сопоставимы с опубликованными ранее данными Д.М.Печерского [17] для того же временного интервала /табл.2/.

Для раннеюрского времени Д.М.Печерский получил большое расхождение в значениях палеополосов /табл.3/.

Палеополос 3 /табл.3/ для участка "Старт" /Омолонский массив/ сопоставим с палеополосом I4 /Олойская складчатая зона, табл.1/ и отличается от синхронных палеополосов Омолонского массива /табл.1, палеополос 6/. Значение палеополоса 6 представляется наиболее убедительным, поскольку в основе его определения лежат сведения о сохранности первичной намагниченности в слабодиагенизированных отложениях. Нижнеюрские отложения Олойской складчатой зоны, как, по-видимому, и аналогичные отложения участка "Старт", перемагничены в более позднее время.

Таким образом, местоположение виртуальных геомагнитных полюсов свидетельствует о том, что некоторые нижнепермские от-

ложения Северо-Востока СССР перемагничены. Естественная остаточная намагниченность пород в этом случае содержит значительную по величине метастабильную составляющую. Вторичная метастабильная намагниченность связана либо со вторичным магнетитом, либо с пирротинном. Возможно, эти минералы образовались из первоначально немагнитных сульфидов железа /пирит/ и сидерита при прогреве осадочной толщи, сопровождавшем процесс внедрения в нее вулканогенных тел [6,21].

Анализ координат палеополюсов, определенных по перемагниченым породам Северо-Востока, дает основание выделить две фазы перемагничивания. Вероятно, эти фазы связаны с двумя этапами усиления вулканогенной деятельности на Северо-Востоке. Известно, что первый этап активного вулканизма происходил в геомагнитном поле, близком по направлению поздне триасовому - раннеюрскому. Во время появления второго этапа геомагнитное поле Земли по направлению было иным. Возможно, второй этап перемагничивания осадочных пород совпадает с усилением вулканогенной деятельности на Северо-Востоке в поздне меловое время.

Впервые в работах Д.М.Печерского [16,17] было отмечено, что положения поздне триасовых полюсов Северо-Востока СССР существенно отличаются от аналогичных параметров Европы и Северной Америки. В настоящей работе установлено, что координаты поздне триасовых - раннеюрских палеополюсов, определенные по осадочным породам из разных тектонических зон, сходны. Следовательно, Северо-Восток СССР в изученный временной интервал был единой структурой и не происходило, как это и предполагал Д.М.Печерский [17], значительных угловых перемещений отдельных тектонических структур /в частности, Омолонского массива/.

Исследование  $I_n$  отложений, сохранивших в той или иной степени первичную намагниченность, позволило установить, что направление магнитного поля Земли от позднего ладина триаса до геттангского века ранней юры было преимущественно прямое. Только в отдельные сравнительно короткие временные интервалы оно становилось обратным /рис.1/.

Наибольшее число зон обратной полярности найдено в отложениях, сформировавшихся в карнийском веке /рис.1/. Степень достоверности выделенных зон различна. Одни из них найдены в нескольких разрезах, приуроченных к различным структурно-фациальным об-

ластям Северо-Востока СССР, другие - только в одном разрезе. Остановимся на наиболее достоверных. В опорном разрезе среднего и верхнего триаса найдена sdвоенная зона обратной полярности в основании карнийского яруса.

Такая же зона, но расположенная стратиграфически несколько ниже, была установлена Д.М.Печерским в отложениях Омолонского массива, причем первоначально она изображалась также sdвоенной /рис.2/ [16,17,25].

Отложения верхней части нижнекарнийской биостратиграфической зоны *Protrachyceras* /схема А.И.Афицкого/ характеризуются прямым направлением намагниченности, которое сохраняется в породах, относимых к следующей биостратиграфической зоне - *Neosirenites*. В верхней части последней отмечается узкая зона обратной полярности. Она найдена в отложениях Омолонского массива и в опорном разрезе среднего и верхнего триаса по р.Вторая Сентябрьская /биостратиграфическая зона *Sirenites yakytensis*, схема Ю.М.Вычкова [7]/. Биостратиграфическая зона *Pinacoceras* имеет более сложную палеомагнитную характеристику. Здесь на фоне характерного для триаса прямого направления намагниченности установлены три палеомагнитные зоны обратной полярности, располагающиеся соответственно в нижней, средней и верхней частях этой зоны. Мощность отложений, соответствующих в омкучанском разрезе биостратиграфической зоне *Pinacoceras*, составляет 40-45 м. Палеомагнитные зоны обратной полярности располагаются приблизительно равномерно по мощности /рис.1, разрез Б/. Некоторые из них были найдены в опорном разрезе по р.Вторая Сентябрьская /Яно-Колымская структурно-фациальная область, рис.1/.

Разрезу верхнекарнийских отложений из Олойской складчатой зоны /Алазейско-Олойская структурно-фациальная зона; рис.1, р.Вургувеем/, отнесенному к верхней части зоны *Pinacoceras*, соответствует только прямое направление  $I_n$ . Используя полученную палеомагнитную характеристику биостратиграфической зоны *Pinacoceras*, можно более строго определить его стратиграфическое положение. Отложения, слагающие этот разрез, образовались в такой временной интервал, которому соответствует только прямое направление магнитного поля Земли в верхней части зоны *Pinacoceras*.

Палеомагнитная характеристика границы между карнийскими и норийскими отложениями не установлена, поскольку в изученном разрезе по р.Омкучан эти отложения не зафиксированы из-за стратиграфического перерыва на границе карнийского и норийского ярусов, а в опорном разрезе верхнего триаса из Яно-Колымской складчатой сис-



темы эти отложения оказались перемагнитненными под влиянием внедрения вулканогенных тел в толщу осадочных пород.

Отложения нижней части нория - слои с фауной *Otapiria ussuriensis* и нижняя часть монотисовой толщи - имеют прямое направление первичной намагнитченности. Слои с *Otapiria ussuriensis* в изученном разрезе по р. Широкая представлены не в полном объеме, в связи с чем и их палеомагнитная характеристика не является полной.

В отложениях верхней части нория найдены три узкие зоны обратной полярности. Первая из них располагается в основании надмонотисовой толщи /рис. I, разрез Б/; две другие находятся стратиграфически выше. Следует отметить, что последняя группа зон обратной полярности найдена не только в отложениях Омолонского массива /разрез В/, но и в асиберганском разрезе Охотского массива /рис. I, разрез Г/. Узкая зона обратной полярности в разрезе по р. Асиберган не сохранилась, она уничтожена, по-видимому, внедрившейся дайкой.

Переходные отложения на границе между двумя системами - триасовой и юрской, - а также породы геттангского яруса нижней юры характеризуются только прямым направлением намагнитченности.

Как установлено в результате лабораторного изучения, осадочные породы Олойской складчатой зоны, относимые к геттангскому и синемюрскому ярусам, и осадочные породы монотисовой толщи не сохранили первичную намагнитченность. Поэтому палеомагнитная характеристика этих отложений не учитывалась при составлении сводного палеомагнитного разреза.

Полученная нами палеомагнитная характеристика нижнемезозойских осадочных пород сопоставлена с палеомагнитными колонками других исследователей. По данным Д.М. Печерского [16, 17], зона обратной полярности сложного строения располагается на границе ладинского и карнийского ярусов, она же сохранилась и на состав-

---

Рис. I. Корреляция разрезов верхнетриасовых и нижнеюрских пород Северо-Востока СССР: сплошная линия - стратиграфическая корреляция разрезов, прерывистая линия - палеомагнитная корреляция. 1 - туфоаргиллиты, туфоалевролиты; 2 - аргиллиты, алевролиты; 3 - аргиллиты алевритистые; 4 - песчаники; 5 - ракушечники; 6-7 - полярность: 6 - прямая, 7 - обратная; 8-9 - корреляция: 8 - по геологическим данным, 9 - по палеомагнитным

ленной в более позднее время Д.М.Печерским совместно с А.Н.Храмовым и М.А.Пергаментом сводной по Советскому Союзу колонке [15,25]. Согласно этим данным, ее строение несколько иное, она представлена одной зоной обратной полярности. В палеомагнитной колонке М.Мейлины и Р.Бурека [23] в ладинском и карнийском ярусах отмечено присутствие трех зон обратной полярности, они все объединены как Keuper-Chinle Zones и отнесены к интервалу смешанной полярности, начинающемуся от средней части татарского яруса перми и продолжающемуся до средней части карнийского яруса верхнего триаса. Этот интервал в палеомагнитной колонке А.Н.Храмова и Д.М.Печерского [16] индексируется как интервал смешанной полярности Иллавара [21]. В последней работе верхняя граница интервала Иллавара приурочена к позднему ладину. Зоны, обозначенные как Keuper-Chinle Zones, выделены при изучении Keuper Marls, Valle D'Ischvalve porphyry в Европе, Chinle Formation - в Северной Америке, Kapp-Biot sands - в Гренландии [19,20,23].

Обобщая совокупность всех данных, можно полагать, что при исследовании пород разного генезиса /осадочных - морских и континентальных - и изверженных/ выделен один изохронный уровень. Строгая биостратиграфическая привязка, полученная при изучении терригенных пород Северо-Востока СССР, определяет стратиграфическое положение этого уровня и может служить коррелятивом при сопоставлении разнофациальных отложений. В отложениях, относимых к пограничным верхнепадинским-нижекарнийским, Д.М.Печерским зафиксирована зона обратной полярности, названная Водопадной. По-видимому, ее можно сопоставлять с выделенной в настоящей работе группе зон обратной полярности, приуроченной к биостратиграфической зоне Protrachyceras omkutchanicum /разрез по р.Вторая Сентябрьская, рис. I/. В полученных Д.М.Печерским данных [17,16] о палеомагнитной характеристике некоторых верхнетриасовых отложений Омолонского массива отмечается наличие отдельных "выскоков" - образцов с обратным направлением намагниченности. Причем в этой работе отмечается, что направление естественной остаточной намагниченности не связано с магнитофазовым составом. Д.М.Печерский выделяет зону знакопеременной полярности в отложениях рета, сопоставляемых в настоящей работе с верхней частью норийских отложений - биостратиграфическая зона Товарecten

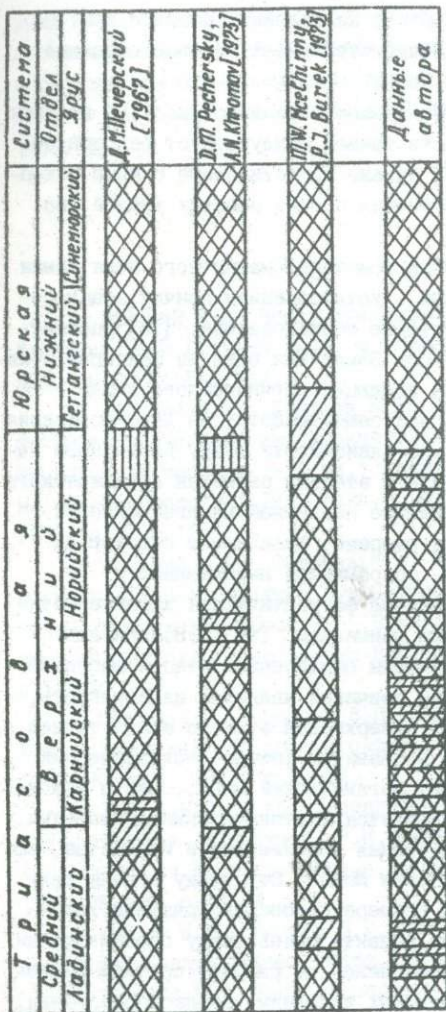


Рис. 2. Сопоставление сводных палеомагнитных разрезов, составленных различными авторами

vuzukii /схема А.И.Афицкого/. Сведения о существовании такой зоны впервые были опубликованы в работах [10,24]. Этими авторами она была предложена как репер на границе триаса и юры. По нашим данным, зона обратной полярности имеет сложное строение и приурочена к верхней части нория.

К настоящему времени опубликовано несколько работ, в которых отмечается, что в верхней части триаса присутствует ряд зон обратной полярности [22,26,27], однако сопоставление с ними и корреляция затруднена из-за отсутствия в этих работах точной био-стратиграфической привязки.

Проблема изучения характера изменения магнитного поля Земли тесно связана с другой задачей - установлением причин этапного развития жизни на Земле. Некоторые исследователи [18] рассматривали изменение магнитного поля Земли как один из факторов, оказывающих серьезное влияние на эволюцию органического мира.

Материалы, приведенные в настоящей работе, не дают основания говорить о существовании прямой зависимости между изменением направления магнитного поля Земли и этапами развития органического мира. Установлено, что направление первичной намагниченности осадочных пород в непрерывном разрезе, включающем переход от триасовых отложений к юрским, сохраняется неизменным.

Возможно, что иногда изменение фаунистической характеристики определяется тектоническими причинами. Так, Д.В.Наливкин [13, с.13] считал, что "...причины образования этапов многочисленны и разнообразны. Основной причиной является изменчивость, прерывистость в развитии всей поверхности земного шара, точнее изменчивость и прерывистость в развитии физико-географических условий среды, в которой живет органический мир... Часто эта изменчивость и прерывистость создается тектоническими движениями. Особенно важны поднятия и опускания континентов и их частей, вызывающих трансгрессии и регрессии моря". Эту точку зрения разделял и Г.У.Линдберг [9]. На примере кедонского разреза /разрез А, рис.1/ сделана попытка выявить связь между особенностями магнитной характеристики и изменением по разрезу состава диагенетических минералов, определяемых условиями осадкообразования, и сопоставить эти данные с палеонтологической характеристикой.

Полученные материалы дают основание предполагать, что изменения в составе органического мира, позволившие провести грани-

цу между двумя системами, вероятно, связаны с тектоническими движениями.

По-видимому, только геологические границы между более крупными геологическими подразделениями могут найти отражение в палеомагнитной шкале. В качестве примера можно привести найденную в геологических образованиях разного генезиса и в разных частях земного шара магнитозону Иллавара на границе палеозоя и мезозоя [4,5,12].

### Л и т е р а т у р а

1. Афицкий А.И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Анхой. М.: Наука, 1970. 152 с. /Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.26/.

2. Афицкий А.И., Ложкина Н.В. Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика верхнетриасовых осадочных образований Омолонского массива. - В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: ИФЗ АН СССР: ИЗМИРАН, 1976, ч.3, с.12.

3. Афицкий А.И., Ложкина Н.В. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристика верхнетриасовых отложений бассейна р.Омкучан /Омолонский массив/. - В кн.: Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980, с.11-27.

4. Буров Б.В., Боронин В.П. Палеомагнитная зона Иллавара. - В кн.: Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань, 1977, с.25-52.

5. Буров Б.В. и др. Геомагнитные инверсии на рубеже палеозоя и мезозоя /Б.В.Буров, Р.И.Комиссарова, И.П.Слауцитайс, А.Н.Храмов. - Науч.тр. / Всес. нефт.н.-и. геологоразвед. ин-та, 1977, № 394, с.13-24.

6. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, 1979. 159 с.

7. Бычков Ю.М. Разрез среднего и верхнего триаса Северо-Востока СССР /по реке Вторая Сентябрьская/. - ДАН СССР, 1975, т.222, № 6, с.1404-1407.

8. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Выхков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1973. 244 с.

9. Линдберг Г.У. Об одной из возможных причин этапности в развитии органического мира. - В кн.: Проблемы этапности развития органического мира. Л.: Наука, 1978, с.16-22.

10. Ложкина Н.В. Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан: СВНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981, с.97-106.

11. Ложкина Н.В. Магнитные свойства пород опорного разреза среднего и верхнего триаса в Северном Приохотье. - Там же, с.59-67.

12. Молостовский Э.А. Палеомагнитные исследования красноватых отложений нижнего триаса северо-востока Русской платформы. - В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наук.думка, 1973, с.71-73.

13. Наливкин Д.В. Этапы развития органического мира. - В кн.: Проблемы этапности развития органического мира. Л.: Наука, 1978, с.11-16.

14. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Справочные данные по СССР / Межведомственный геофиз. ком. при Президиуме АН СССР. М., 1979, вып.4, с.51.

15. Пергамент М.А., Печерский Д.М., Храмов А.Н. О палеомагнитной шкале мезозоя. - Изв. АН СССР. Сер.геол., 1971, № 10, с.3-11.

16. Печерский Д.М. Палеомагнетизм мезозойских пород Северо-Востока Азии. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М.: ИФЗ АН СССР, 1969, с.142-144.

17. Печерский Д.М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. - В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан, 1970, с.58-100. /Тр.СВНИИ ДВНЦ АН СССР; Е.п.37/.

18. Солсвьева М.Н. К проблеме связи цикличности развития Земли и эволюционного процесса /на примере фораминифер/. - В кн.: Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. "Космические факторы и эволюция органического мира". М., 1974, с.293-314.

19. Greer K.M. A review of palaeomagnetism Earth; - Sci. Rev., 1970, v.6, N 6, p. 369-466.
20. Greer K.M. Mesozoic palaeomagnetic reversal column. - Nature, 1971, v. 233, N 5321, p. 545-646.
21. Grath P.N. Magnetic investigation of the Charalotte and Pokiok intrusion souther New Brunswick. - Proc. Geol. Assoc. Can., 1970, v. 21, N 1, p. 25-32.
22. Larson R.L., Helsley C.E. Mesozoic reversal sequence. - Rev. Geophys. and Space Physics, 1975, v. 13, N 3, p. 174-175.
23. McElhinny M.W., Burek P.J. Mesozoic palaeomagnetic stratigraphy. - Nature, 1971, v. 232, N 5306, p. 98-102.
24. Opdyke N.D., McElhinny M.W. The reversal at the Triassic-Jurassic boundary and its bearing on the correlation of Karroo igneous activity in souther Africa. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, v. 46, N 1, p. 65.
25. Pechersky D.M., Khranov A.N. [Печерский Д.М., Крамов А.Н.]. Mesozoic palaeomagnetic scale of the USSR. - Nature, 1973, v. 244, N 5417, p. 499-501.
26. Reeve S.C., Leythaeuser D., Helsley C.E., Bay K.W. Palaeomagnetic results from the Upper Triassic of East Grenland. - J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 23, p. 3303-3307.
27. Steiner M.B., Helsley C.E. Reproducible Anomalous Upper Triassic Magnetisation. - Geology, 1974, v. 2, N 4, p. 195-198.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ  
НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ  
Р. И. Ремизовский

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

В последние годы с развитием детальных стратиграфических исследований повысился интерес к комплексному решению основных стратиграфических задач. Наряду с биостратиграфическими работами широкое применение на Камчатке получили физические методы, в частности палеомагнитный. Последний особенно большое значение приобретает из-за малого количества датировок абсолютного возраста и очень большого разброса получаемых значений для отложений палеогена и неогена. Однако один палеомагнитный метод не дает возможности определить однозначно время формирования изучаемого объекта без привлечения дополнительных сведений. Поэтому корреляция исследованных разрезов Камчатки по палеомагнитным данным проведена на основе биостратиграфической увязки событий истории магнитного поля Земли. Это позволило точно скоррелировать разрезы между собой и судить об относительной непрерывности осадконакопления в исследуемых разрезах.

Лабораторией палеомагнетизма Северо-Восточного КНИИ ДВНЦ АН СССР проведены работы по изучению наиболее полных и хорошо палеонтологически исследованных разрезов Камчатки. Практически на Камчатке были опробованы отложения всего неогена, начиная с кулувенской свиты /нижний миоцен/ и кончая вулканогенными отложениями Центральной Камчатки, в которых зафиксирована последняя инверсия четвертичного периода. Работы проводились или совместно с геологами-съемщиками, или с биостратиграфами.

На Западной Камчатке исследовались: стратотипический разрез северного крыла Точилинской антиклинали /мыс Непропуск/; опорный разрез по Энемтенским скалам и по р. Хейсли; сокращенный разрез в устье р. Воямполка /мыс Ивирвилкин/ и вблизи устья р. Тигиль до

руч. Майнач; обнажения по берегу Рекинской губы /разрезы у мысов Угольный и Большой/. На Восточной Камчатке изучались корфовский разрез неогеновых отложений по юго-западному берегу о-ва Карагинский, на Центральной Камчатке - район развития шапинской и сторожевской свит и тумрокского вулканогенного комплекса. Изучались также отложения верхнего неогена Усть-Камчатского района.

Палеомагнитные характеристики частных разрезов были опубликованы ранее, так же как и их сопоставление со стратотипом Тигильского района [1, 2, 6, 7, 9, 11, 13, 14, 10, 22, 23, 26]. Однако некоторые палеомагнитные данные были получены в результате изучения неполных разрезов, из-за чего вкрались неточности в трактовку возраста и корреляцию со смежными регионами [1, 2, 22]. Так, до последних публикаций [9, 13, 14] считалось, что формирование ильинского горизонта происходило в эпоху нормального магнитного поля. Однако детализация исследований по стратотипу мыса Непропуск и дублирование по разрезам Рекинской губы и руч. Майнач показали ошибочность этого положения. В некоторых случаях отсутствие четких границ, предлагаемых палеомагнитологами [1], при прочтении игнорировалось [4]. Иногда выводы о времени формирования тех или иных образований делались на основе сопоставлений палеомагнитных характеристик отложений без проверки биостратиграфическими данными, исключая некоторые варианты принимавшейся корреляции [22]. Несомненно, и в настоящее время приходится говорить об условности предлагаемых построений. Кулувенский горизонт<sup>I</sup> в объеме кулувенской свиты был исследован только в разрезе по руч. Майнач. В нем выделены три магнитозоны обратной полярности. Ни на Восточной, ни на Центральной Камчатке аналоги этих отложений не изучались. Из-за отсутствия дублирующих разрезов и редкой сети отбора проб палеомагнитная характеристика горизонта весьма условна и достоверность ее требует обязательного подтверждения.

Ильинский горизонт в объеме ильинской свиты был изучен в разрезах Рекинской губы /северный и южный/, в стратотипе у мыса Непропуск, у руч. Майнач и на о-ве Карагинский. В низах горизонта выделяется мощная зона обратномагнитных пород, обнаруженная в разрезах мысов Угольный, Большой и руч. Майнач. По остальным раз-

---

<sup>I</sup> Палеомагнитный разрез описывается снизу вверх по геологической колонке.

резам нижние слои ильинской свиты не изучены, так как представлены в основном конгломератами и крупнозернистыми песчаниками. Выделяемые две крупные  $R$ -зоны в средней части ильинского горизонта разделяются тонким горизонтом прамонамагнитных пород, внутри его проходит граница папиридиевых слоев и слоев с мелкими макомами [18]. В верхней обратнополярной зоне выделяются породы неопределенной полярности, которые в колонках показаны как обратнополярные из-за непостоянства их положения в разрезах относительно границ выделяемой  $R$ -зоны.

На о-ве Карагинский отложения свиты мыса Плоский ранее также коррелировались с ильинским горизонтом Западной Камчатки [5], что обосновывалось присутствием в этих отложениях ряда общих видов фауны моллюсков. Полученная палеомагнитная характеристика этого интервала в карагинском разрезе не позволяет безоговорочно принимать такую корреляцию. В ильинском горизонте выше двух маломощных зон обратной полярности всегда присутствует еще одна маломощная  $R$ -зона, равная по величине двум нижним в вышележащем какертском горизонте. Здесь же выше верхней мощной  $R$ -зоны обнаружены только две инверсии. Детальный отбор образцов и литологический состав свиты мыса Плоский /преимущественно тонкие разности/ не дают основания считать, что здесь могла быть пропущена одна зона при опробовании разреза. Отсюда напрашивается вывод, что верхняя часть горизонта относится уже к какертскому горизонту [6]. Между верхним мощным интервалом пород обратной намагнитченности свиты мыса Плоский и нижним интервалом таких же пород юньювямской свиты проходит разрыв, почти не выраженный литологически и поэтому непосредственно в разрезе не замеченный исследователями. На основании изучения фауны моллюсков Ю.Б.Гладенковым также было сделано предположение о возможности перерыва где-то на уровне свиты мыса Плоский [5].

Какертский горизонт в объеме одноименной свиты исследован в разрезах мысов Угольный, Большой, р.Воямполка /мыс Ивирвилкин/, мыса Непропуск, руч.Майнач и по р.Хейсли, а его аналоги - в корфовском и карагинском разрезах Восточной Камчатки. В этом интервале преобладают породы с прямой намагнитченностью, обнаружены также четыре прослоя обратномагнитченных пород. Нижний интервал с двумя маломощными прослоями обратномагнитченных пород приурочен к слоям с митидами.

Выше по разрезу выделены два интервала, причем в нижнем встречаются породы неопределенной намагниченности. Эта часть разреза относится к нижним пектеновым слоям.

Схема корреляции корфовских и кавранских отложений принята стратиграфическим совещанием в г.Оха [16]. Последующие исследования уточнили корреляцию и детализировали этот разрез [24, 25, 26]. Проведенные здесь палеомагнитные исследования дают основание для дальнейшего уточнения некоторых уровней. Так, какертскому горизонту соответствует только нижнемедвежинская подсвита, включая пласты Горелые. В разрезе же о-ва Карагинский присутствуют только аналоги митилюзовых слоев какертского горизонта /верхи свиты мыса Плоский/. Вся ее верхняя часть, соответствующая нижним пектеновым слоям, вероятно, размывта. Биостратиграфических данных, противоречащих такому варианту корреляции, как и подтверждающих его, нет.

Этолонский горизонт в объеме одноименной свиты на Западной Камчатке изучен в разрезах мысов Угольный, Большой, Ивирвилкин /р.Воямполка/, Непропуск и по р.Хейсли. Его аналоги на Восточной Камчатке изучены в корфовском и карагинском разрезах. Нужно сказать, что палеомагнитный разрез этолонского горизонта требует дополнительных исследований. По всем разрезам изучен без пропусков ее нижний подгоризонт, охватывающий разрез вплоть до верхней последней зоны обратномагнитных пород и охарактеризованных фауной митилоконховых и миевых слоев. Две  $R$ -зоны, разделенные маломощной зоной прямой полярности, приурочены к митилоконховым слоям [23]. Вышележащие миевые слои образовались во время нормального поля Земли, т.е. охватывают зону прямой полярности и оканчиваются только в верхней  $R$ -зоне. Выше этолонский разрез по всем обнажениям изучен недостаточно полно. В точилинском разрезе эта часть горизонта сформирована в основном ракушняками и мелкогалечными конгломератами и обнажена в том интервале берегового обрыва, на котором постоянно происходят обвалы, что осложняет ее изучение. В разрезе р.Хейсли этолонская свита вскрыта полностью и характеризуется прямой полярностью пород. Такая характеристика выявлена и в разрезах Рекинникской губы /мысы Угольный, Большой/. Однако у мыса Угольный нет характеристики ее средней части, которая в момент отбора образцов была закрыта снежником. Таким образом, кроме двух сближенных зон обратной полярности в митилоконхо-

вых слоях нижеэтолонского подгоризонта, положение верхней отрицательной зоны относительно фаунистических слоев установлено не точно. Скорее всего, она приурочена к миевым слоям - кровля нижеэтолонского подгоризонта [10].

Отложения корфовой серии следует использовать при палеомагнитной корреляции разрезов очень осторожно, так как корфовский разрез сформирован малопригодными для палеомагнитных исследований породами /гравелитами, мелкогалечными конгломератами, грубозернистыми песками/.

По палеомагнитным данным представляется логичным относить к этолонскому горизонту Западной Камчатки часть верхнемедвежинской подсвиты и низы классической свиты. А.И.Челебаева [24] коррелирует классическую свиту корфовского разреза с вышеэтолонским подгоризонтом /питаровые и корбуловые слои/ [17] и с самыми низами эрмановского горизонта. Этот интервал в точилинском разрезе соответствует мощной  $R$ -зоне. Позднее И.В.Мелекесцев с соавторами [8] коррелирует классическую свиту уже только с самыми верхами этолонского горизонта. В то же время Л.И.Фотьянова с соавторами [19, 10] на основании близости верхнемедвежинской и ительменской флор относит верхнемедвежинскую подсвиту к этолонскому горизонту. Классическая свита в корфовском разрезе охарактеризована относительно небогатым комплексом растительности, делающим ее сопоставления несколько условными. Поэтому, вероятно, допустимо отнесение к этолонскому горизонту части верхнемедвежинской подсвиты и низов классической свиты. В этом случае палеомагнитные данные не противоречат данным, приводимым биостратиграфами.

Эрмановский горизонт в объеме нижеэрмановской подсвиты изучен в разрезах мысов Угольный и Непропуск по рекам Воямполка и Хейсли. Его стратиграфические аналоги были изучены на Восточной Камчатке /побережье зал. Корфа/ и на о-ве Карагинский. В эрмановском горизонте ранее [14, 15] был выделен магнитостратиграфический горизонт, который может служить хорошим репером в региональных сопоставлениях. По палеомагнитным данным, здесь выделяются четыре обратномагнитные зоны, три из которых определены в нижеэрмановской подсвите стратотипического разреза. Верхнюю границу эрмановского подгоризонта, вероятно, следует проводить по кровле третьей /снизу вверх/ зоны обратномагнитных пород.

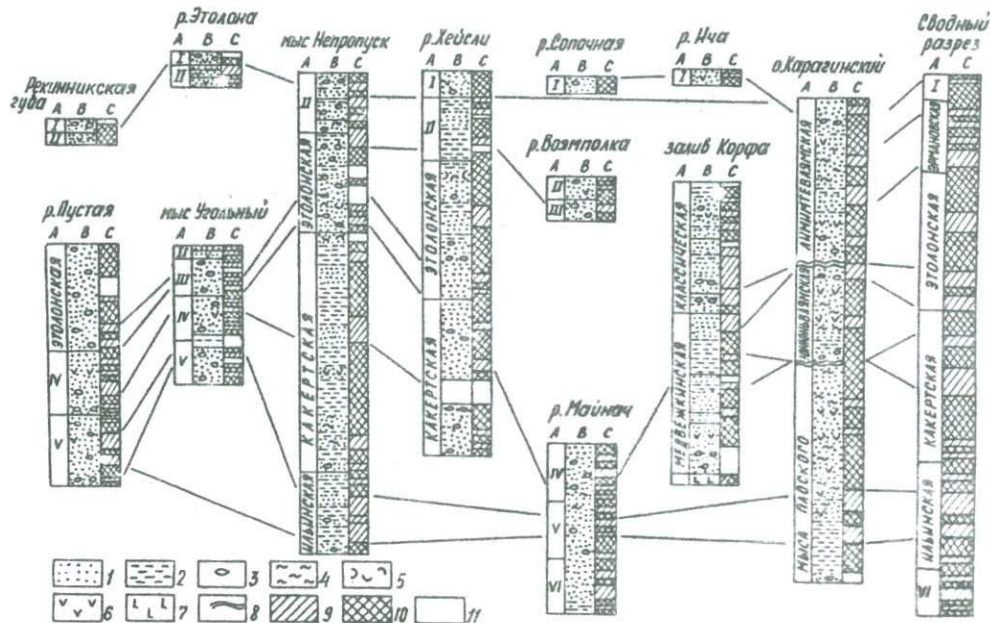
Формирование верхнеэтолонского подгоризонта в разрезе мыса Не-пропуск завершалось во время обратной полярности магнитного поля Земли и соответствует, вероятно, нижней половине нижней зоны обратномагнитических пород эрмановского магнитостратиграфического горизонта. Для удобства корреляции при рассуждениях о возрасте в дальнейшем мы придерживаемся этой точки зрения, считая, что процессе обмеления этолонского моря в нижнеэрмановское время продолжался дальнейшим повышением суши и, наконец, накоплением чисто континентальных образований в нижнеэрмановское время.

На Восточной Камчатке эрмановскому горизонту соответствует самая верхняя часть классической свиты, но без верхней зоны обратномагнитических пород.

На о-ве Карагинский эрмановский магнитостратиграфический горизонт не выражен. Можно предположить, что верхняя часть лимимтовьямской свиты соответствует этому интервалу и что здесь, как, вероятно, и везде, отсутствуют отложения, приходящиеся на верхнеэрмановский горизонт. Однако биостратиграфических данных, подтверждающих вариант корреляции, пока нет. Наоборот, имеются данные /присутствие *Fortipecten hallae*, *Astarte* sp. /, свидетельствующие о более молодом возрасте этих отложений.

Характеристика верхнеэрмановского подгоризонта нам известна только по стратотипическому точилинскому разрезу; часть этих отложений обнажена в правоэтолонском крыле антиклинали. Кроме палеомагнитных данных в этом разрезе изучены спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы. По мнению одних исследователей, они близки к комплексам, развитым в собственно эрмановских /нижнеэрмановских/ отложениях мыса Непропуск [3], другие [8] считают их уже близкими к собственно плиоценовым /энемтенским/ комплексам. Между обнажениями справа и слева от устья р.Этолона имеется перерыв в обнаженности, относящийся, вероятно, к отложениям эрмановского горизонта [15]. Поэтому палеомагнитный разрез верхней части верхнеэрмановской подсвиты, а следовательно, и верхов эрмановского горизонта будем считать условным.

Энемтенский горизонт изучался в объеме одноименной свиты в стратотипическом разрезе у утесов Энемтен, в разрезе приустьевой части р.Сопочная, в береговом обрыве Ичинского лимана и на Центральной Камчатке, в районе развития шагинской свиты. В палеомагнитном отношении прямономагнитические породы этих отложений



сменяются обратномагнитными. В стратиграфическом смысле они наиболее четко и хорошо увязываются между собой по комплексу моллюсков с *Fortipecten takahashii*, *Joldia* (*Cnestertium*) *supraoregona*, а также по комплексу бентосных фораминифер с *Elphidiella origonensis* и диатомей с *Denticula kamtschatica*. Согласно этим данным, отложения перечисленных выше разрезов являются синхронными, несмотря на то что в ряде случаев они представляют собой изолированные, протягивающиеся на 10-12 км обнажения с почти горизонтально лежащими или очень полого наклоненными слоями, с богатой палеонтологической характеристикой отдельных горизонтов. Эти отложения резко отличаются от всех ранее описанных значительно большими величинами намагнитченности /более чем в 50 раз/. Практически почти все описанные породы обладают прямой полярностью, исключая верхнюю часть разреза Ичинского лимана, где они имеют обратную полярность. Такую же характеристику дал Ю.Ю.Иванов /по сборам А.Г.Цикунова, А.Е.Шанцера/ отложениям щапинской свиты Центральной Камчатки. Возможно, что в стратотипическом разрезе энемтенской свиты утесов Энемтен мы не обнаружили в верхней части пород обратной полярности из-за современного проникновения в эти породы влаги, корней растений и т.д., что могло значительно исказить палеомагнитную характеристику пород. Отложения в обнажении приустьевой части р.Сопочная, по палеомагнитным данным, должны быть синхронны отложениям разреза Ичинского лимана в той части, где породы обладают прямой полярностью. Если это не так, то они должны быть несколько моложе, так как располагаются стратиграфически выше пород обратной полярности.

Фаунистическая характеристика, известная для энемтенских отложений, позволяет без сомнения датировать их ранним плиоценом и коррелировать с рядом раннеплиоценовых формаций Японии [12, 20]. К сожалению, плиоценовый временной интервал для Камчатки в палеомагнитном отношении охарактеризован недостаточно, так как на Западной Камчатке нет отложений, надстраивающих ранний плиоцен /толщи валунных галечников Соболевского района, развитые в сред-

Схема корреляции и сводный палеомагнитный разрез неогеновых отложений Камчатки. Обозначения: А - свиты, В - литологическая колонка, С - палеомагнитная колонка; I-VI свиты: I - энемтенская, II - эрмановская, III - этолонская, IV - какертская, V - ильинская, VI - кулувенская. I - пески, песчаники; 2 - аргиллиты; 3 - конгломераты; 4 - суглинки; 5 - ракушняк; 6 - базальты; 7 - туфы; 8 - перерыв; 9-10 - полярность: 9 - обратная, 10 - прямая; 11 - неизученная часть разреза

нем течении р.Воровская и в низовьях рек Колпакова, Утка, Удова и др., могут соответствовать плиоцену, но они палеонтологически пока почти не изучены/.

В районе Центральной Камчатки щипинская свита по руч.Хрустальному содержит тот же комплекс моллюсков и относится к энеотенскому горизонту. Однако в целом следует признать условность этого интервала палеомагнитного разреза из-за редкой сети опробования и полной неизученности базальной части осадочных образований щипинской свиты.

Вышележащая сторожевская свита наиболее полно изучена в районе горы Стол, в бассейнах рек Гейзерная, Столбовая и Медвежка. Породы сторожевской свиты обладают обратной полярностью, с небольшой зоной прямой полярности в средней части разреза. В южной и северной частях Центральной Камчатки гипсометрические отметки указанной зоны неодинаковы. В сводном палеомагнитном разрезе в связи с недоработкой палеомагнитной характеристики этой части колонки в сторожевской свите условно выделена зона прямой полярности. Выявленные в 1975 г. А.Г.Цикуновым комплексы флоры позволяют ограничить возраст рассматриваемых образований плиоценом.

Отложения тумрокского вулканогенного комплекса несогласно залегают на более древних образованиях. Возраст комплекса обосновывается только взаимоотношением с подстилающими породами. В палеомагнитном отношении породы комплекса близки к отложениям сторожевской свиты: среди пород обратной полярности выделяется зона прямой полярности. Отсутствие непрерывного разреза не позволяет считать палеомагнитный разрез тумрокского комплекса установленным.

Четвертичные вулканогенные образования лежат на размывной поверхности тумрокского вулканогенного комплекса и намагничены по направлению современного магнитного поля Земли.

Приведенные данные по серии частных разрезов Камчатки позволяют составить сводный палеомагнитный разрез региона для неоген-четвертичных отложений /см.рисунок/. Это стало возможным после четкой идентификации магнитозон на основе стратиграфических данных. При этом учитывалась не только детальность исследований по разрезам, но и полнота самих разрезов.

Для кавранской серии при построении за основу принят стратиграфический разрез мыса Непропуск /Тоцилинская антиклиналь/.

Кулувенский горизонт изучен в разрезах руч. Майднач и мыса Непропуск. Палеомагнитные разрезы горизонта практически одинаковы.

Ильинский и этолонский горизонты изучены по многим разрезам, детальность исследования примерно одинакова, что позволяет усреднить мощность магнитозон.

Какертский горизонт по разрезам также изучен примерно с равной детальностью. В стратотипическом разрезе мощность отложений больше, поэтому можно предположить, что детальность изучения этого временного интервала здесь выше. При построении палеомагнитного разреза объем этой части колонки находится в прямом соответствии с мощностью горизонта мыса Непропуск.

Эрмаловский горизонт наиболее полно представлен в стратотипическом разрезе Тоцилинской антиклинали. При построении палеомагнитного разреза приняты мощности по стратотипу.

Перекрывающий кавранские отложения энемтенский горизонт изучен как в стратотипе по р. Хейсли, так и в опорных разрезах. Однако в стратотипе не обнаружена субзона обратной полярности. При построении опорного палеомагнитного разреза мощность этой части, как отмечалось при коррелятивных построениях, несколько увеличена за счет надстройки су. зоны обратной полярности, обнаруженной в отложениях Ичинского лимана и на Восточной Камчатке в образованиях щалинской свиты.

Наиболее надежным в построенном палеомагнитном разрезе надо считать интервал времени, приходящийся на образование верхнеэрмановского подгоризонта, т.е. интервал колонки между нижнеэрмановским подгоризонтом и энемтенским горизонтом, так как энемтенские отложения всегда лежат с размывом и угловым несогласием на подстилающих отложениях. Везде перерыв в осадконакоплении находится между поздним миоценом и ранним плиоценом. Такого перерыва не обнаружено в отложениях о-ва Карагинский, где присутствие фауны *Fortipecten takahashi* в отложениях лимитевальмской свиты свидетельствует о соответствии какой-то части этой свиты энемтенскому горизонту Западной Камчатки. Однако точное сопоставление по микро- и макрофауне этих отложений пока еще не проведено.

## Л и т е р а т у р а

1. Беспалый В.Г., Файнберг Ф.С., Ремизовский Р.И. О возрасте эрмановской свиты Восточного побережья Пенжинской Губы. - Геол. и геофиз., 1970, № I, с.123-129.
2. Беспалый В.Г. и др. К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты / В.Г.Беспалый, Г.П.Ворзунова, Т.Д.Давидович и др. - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с.143-150. /Науч. тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.44/.
3. Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 296 с.
4. Бискэ С. и др. О возрасте эрмановской свиты по палинологическим и карпологическим исследованиям стратотипического разреза у м.Непропуск /Западная Камчатка/ / С.Ф.Бискэ, Ю.П.Баранова, Г.А.Балуева, И.А.Кулькова. - Геол. и геофиз., 1971, № 8, с.34-42.
5. Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 252 с. /Труды / ГИН АН СССР; Вып. 214/.
6. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1976. 194 с. /Труды / ГИН АН СССР; Вып. 313/.
7. Девятилова А.Д., Синельникова В.Н. Кавранская серия севера Западной Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с.69-77.
8. Камчатка, Курильские и Командорские острова / И.В.Мелекесцев, О.А.Брайцева, Э.Н.Эрлих и др. М.: Наука, 1974. 439 с.
9. Линькова Т.И., Ремизовский Р.И., Ремизовский В.И. Роль палеомагнитных исследований в разработке стратиграфической шкалы Северо-Востока Азии. - В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с.109-119 /Науч. тр.СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.68/.
10. Мио-плиоцен Западной Камчатки / В.Н.Синельникова, Л.И.Фотьянова, А.И.Челебаева. М.: Наука, 1976. 280 с. /Труды / ГИН АН СССР; Вып. 294/.
11. Певзнер М.А. Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М.: Наука, 1972. 68 с. /Труды / ГИН АН СССР; Вып.235/.
12. Плиоцен Западной Камчатки / В.Н.Синельникова, Л.А.Скиба, Л.И.Фотьянова и др. М.: Наука, 1979. 238 с. /Труды / ГИН АН СССР; Вып. 333/.

13. Ремизовский Р.И. Корреляция верхнекайнозойских отложений Камчатки по палеомагнитным данным. - В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с.120-125. /Науч. тр.СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.68/.

14. Ремизовский Р.И., Линькова Т.И. Палеомагнитная характеристика осадочных отложений эрмановской свиты и ее аналогов на Камчатке. - В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с.70-72.

15. Ремизовский Р.И., Линькова Т.И. Палеомагнитная корреляция отложений эрмановской свиты Тигильского района Западной Камчатки. - В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с.96-100.

16. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 22 с.

17. Синельникова В.Н., Друщиц Ю.Г. Биостратиграфия кавранских и энемтенских отложений Западной Камчатки /миоцен-плиоцен/. - Там же, 1971, № 5, с.101-109.

18. Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. О плиоценовой /энемтенской/ флоре Западной Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8, с.114-124.

19. Синельникова В.Н. и др. Развитие комплексов фауны и флоры в неогене Западной Камчатки / В.Н.Синельникова, М.Я.Серова, Л.А.Скиба, Л.И.Фотьянова. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т.1, вып.1, с.130-138.

20. Синельникова В.Н. и др. Опорный разрез неогена Западной Камчатки / В.Н.Синельникова, Г.М.Братцева, М.Я.Серова и др. - В кн.: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: Тез. докл. XIV-Тихоок. науч.конгр. секция В Ш. М., 1979, т.2, с.111-112.

21. Файнберг Ф.С. Палеомагнитная корреляция позднекайнозойских отложений Западной Камчатки и Японии. - ДАН СССР, 1973, т.213, № 4, с.914-917.

22. Файнберг Ф.С., Синельникова В.Н., Ремизовский Р.И., Линькова Т.И. Палеомагнитная и биостратиграфическая корреляция разрезов позднего неогена Западной Камчатки /Тигильский район/. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1, с.99-102.

23. Челебаева А.И. К вопросу о стратиграфии верхнеэоценовых

континентальных отложений Камчатки. - В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969, с.124-129.

24. Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971. 114 с.

25. Челебаева А.И. Миоценовые флоры Восточной Камчатки. М.: Наука, 1978. 155 с.

26. Шандер А.Е., Гептнер А.Р., Егорова И.Е. и др. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с.73-82.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОТЛОЖЕНИИ ДАГИНСКОЙ СВИТЫ  
/СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН/

В.И.Ремизовский

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г.Магадан

Отложения дагинской свиты /средний миоцен/ изучались как по образцам из естественных обнажений /стратотип по р. Даги, так и по кернам структурного бурения Нуумпальской антиклинальной складки /междуречье Аскасай и Эвай/. Дагинская свита расчленяется на три подсвиты: подугленосную, угленосную и надугленосную [2, 1]. В целом для всей свиты характерно преобладание песчаных разностей.

Подугленосная подсвита связана с подстилающими отложениями уйнинской свиты постепенным переходом. Однако по магнитным и плотностным свойствам этот переход выглядит более резким. Светло-желтые песчаники горы Атоа отличаются более низкими значениями магнитной восприимчивости  $/3 \cdot 10^{-6}$  СГС против  $14 \cdot 10^{-6}$  СГС/ и плотности /соответственно 2,13 и 2,48 г/см<sup>3</sup>/. Резко возрастает значение фактора  $Q$  /0,85 против 0,19/, так как намагниченность отложений практически не меняется  $/|\bar{I}_n| = 1,32 \cdot 10^{-6}$  СГС/. Для угленосной подсвиты эти показатели имеют следующие значения:  $\sigma = 2,12$  г/см<sup>3</sup>,  $\chi = 10 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $|\bar{I}_n| = 2,24 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $Q = 0,45$ . Надугленосная подсвита изучена слабо.

В стратотипе по р. Даги дагинская свита вскрывается в ряде бортовых обнажений на крутых поворотах реки. Для построения палеомагнитного разреза это создает известные трудности. Более детально разрез дагинской свиты изучен по кернам структурного бурения Нуумпальской антиклинальной складки; коллекция состоит из 782 ориентированных по вертикали кернов 17 скважин. Так как угол падения пород изменяется по площади в широких пределах, а единственным критерием для определения полярности древнего геомагнит-

ного поля является составляющая вектора первичной намагниченности по оси  $OZ$ , были разработаны условия, выполнение которых давало возможность использовать образцы для построения палеомагнитного разреза: 1/ пласты не запрокинуты, 2/ искривление ствола скважины невелико /при структурном бурении оно практически не более  $10^\circ$ /, 3/ в керне четко видна слоистость пород.

Рассмотрим единичную сферу с центром в начале координат /рис.1/. Точку  $O$  примем за начало вектора намагниченности,  $KK'$  - линия пересечения плоскости напластования с плоскостью  $XOZ$ . Ось  $OX$  маркировки керна направляем в сторону падения пластов

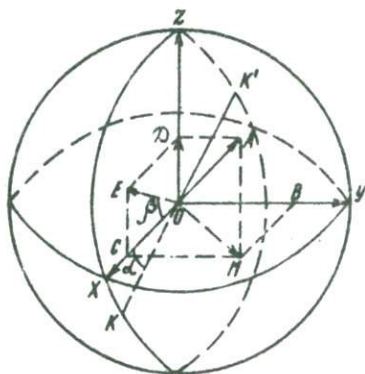


Рис.1. Единичная сфера и положение вектора намагниченности:  $OA$  - вектор  $\vec{I}_n$ ;  $OB$ ,  $OC$ ,  $OD$  - проекции  $\vec{I}_n$  на оси координат;  $KK'$  - линия пересечения плоскости напластования с плоскостью  $XOZ$

и измерим угол падения  $\mathcal{L}$ . Пусть вектор намагниченности  $\vec{I}_n$  / рис.1,  $\overline{OA}$  / направлен в верхнюю полусферу, тогда его проекция  $OE$  на плоскость  $XOZ$  направлена в верхнюю полуплоскость. Определим угол  $\beta$  между  $OE$  и осью  $OX$ :

$$\beta = \arctg \left| \frac{z}{x} \right|, \quad \beta = 90^\circ.$$

При  $|\beta - \alpha| > \psi$ , где  $\psi$  - угол искривления ствола скважины, знак вектора намагниченности определяется однозначно по схеме:

- I.  $X > 0$  и  $\alpha > 0$ , то  $\mathcal{J} > 0$ ;
- II.  $X < 0$ ,  $\alpha > 0$  и  $\beta < \alpha$ , то  $\mathcal{J} < 0$  или  $\beta > \alpha$ , то  $\mathcal{J} > 0$ ;
- III.  $X < 0$ ,  $\alpha < 0$ , то  $\mathcal{J} < 0$ ;
- IV.  $X > 0$ ,  $\alpha < 0$  и  $\beta < \alpha$ , то  $\mathcal{J} > 0$  или  $\beta > \alpha$ , то  $\mathcal{J} < 0$ .

Если  $|\beta - \alpha| \leq \psi$ , то варианты II/ и IV/ не работают.

Сероцветные отложения дагинской свиты характеризуются очень слабой намагниченностью. Среднее значение модуля вектора  $\bar{I}_n = 1,22 \cdot 10^{-6}$  СГС при  $\alpha = 10 \cdot 10^{-6}$  СГС, т. е. магнитные характеристики пород, полученные как по кернам, так и по образцам из естественных обнажений, совпадают полностью. Плотность же пород в естественных обнажениях несколько ниже, очевидно вследствие процессов выветривания.

Комплекс лабораторных исследований /временная, магнитная и температурная чистки образцов/ позволил выделить стабильную часть вектора  $\bar{I}_n$ . Для положительно намагниченных образцов наклонение  $\mathcal{J} = 52^\circ$ , для отрицательно намагниченных  $\mathcal{J} = -34^\circ$ . Кроме того, выборочно был проведен термомагнитный анализ, показавший, что носителями намагниченности являются магнетит и титаномагнетит. Среди песчаников дагинской свиты сравнительно часто встречаются яйцевидные, чаще линзовидные образования темно-бурого цвета. Размер их не превышает 15 см в диаметре. Сложены они тем же песчаником, что и вмещающая порода. Измерения магнитных характеристик показало, что эти образования имеют магнитную восприимчивость и намагниченность на порядок - полтора выше средних значений. В результате термомагнитного анализа выявлен минерал гематит, который мог образоваться в процессе окисления магнетита в местах захоронения органических остатков [4,3]. Все образцы из описываемых образований имеют отрицательную намагниченность, в

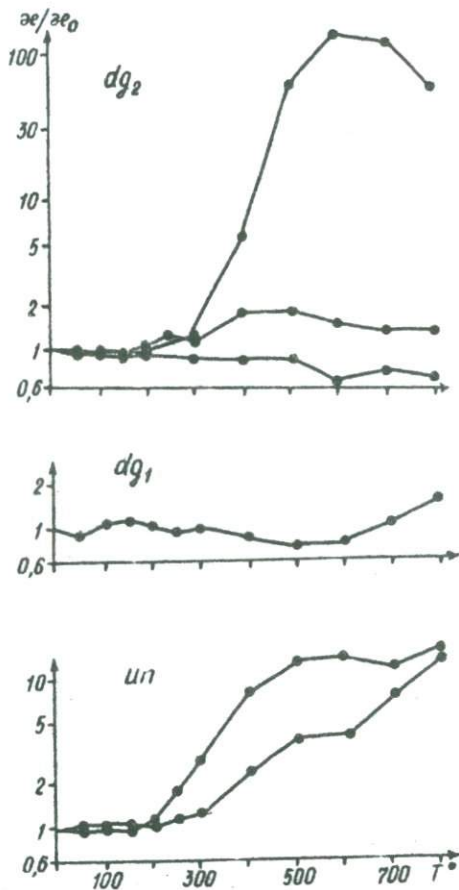


Рис.2. Изменение магнитной восприимчивости образцов в результате ступенчатых нагревов. Подсветы дагинской свиты:  $dg_1$  - подугленосная,  $dg_2$  - угленосная;  $un$  - уйнинская свита.  $\mu_0$  - значение магнитной восприимчивости до нагрева образцов

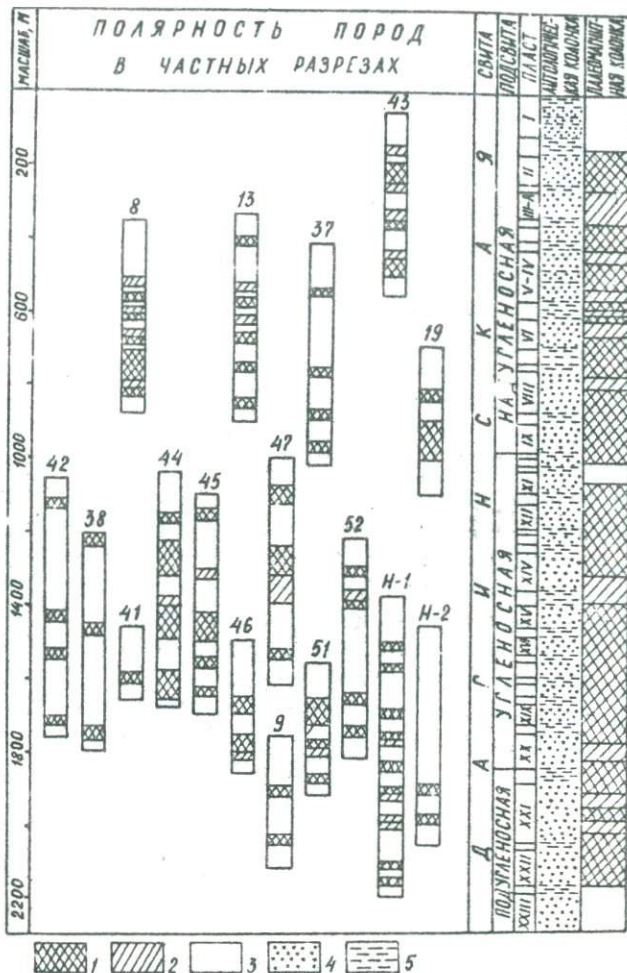


Рис.3. Палеомагнитный разрез отложений дагинской свиты Нуумпальской антиклинальной складки. Полярность: 1 - прямая, 2 - обратная; 3 - неизученная часть разреза; 4 - пески, песчаники; 5 - глины, аргиллиты, алевролиты

большинстве случаев асинхронную намагниченности вмещающих пород.

Изменения магнитной восприимчивости в процессе многоступенчатых нагревов образцов до  $800^{\circ}\text{C}$  с шагом  $50-100^{\circ}\text{C}$  показали, что состав железосодержащих минералов заметно изменяется при переходе от уйнинских отложений к дагинским и от дагинских к вышележащим окобыкайским /рис.2/. В самой же дагинской свите породы угленосной подсвита отличаются повышенным содержанием железа в парамагнитной форме. Прогревы образцов до  $300-500^{\circ}\text{C}$  приводят к резкому увеличению магнитной восприимчивости /до 10 тыс.раз/, что объясняется разрушением парамагнитных минералов. Появление в породах парамагнитных минералов / вероятно, сидерита/ объясняется химическими процессами, происходящими в сингенетический и частично эпигенетический периоды [3].

По результатам палеомагнитных исследований построен палеомагнитный разрез дагинской свиты /рис.3/. В разрезе выделяются два интервала: а/ пласты XIX-IX с преимущественно прямой намагниченностью пород; б/ пласты УШ-П со сравнительно равномерным чередованием зон прямой и обратной полярности.

Для образцов из XX пласта местной номенклатуры /подугленосная подсвита/ по детальным структурным картам удалось восстановить горизонтальную ориентировку, что позволило вычислить для них среднее направление вектора стабильной части намагниченности пород  $D = 25^{\circ}$  и  $\mathcal{I} = 55^{\circ}$ . Аналогичные вычисления по образцам из естественных обнажений показали, что  $D = 25^{\circ}$  и  $\mathcal{I} = 56^{\circ}$  при  $K = 39$ . Высокая сходимость результатов позволила вычислить направления палеомагнитного полюса для нижнедагинского времени:  $\Phi = 67^{\circ}$ ,  $L = 264^{\circ}$  при  $\mathcal{L}_{95} = 8$ ,  $\mathcal{Q}_I = 12$ ,  $\mathcal{O}_2 = 9$ .

## Л и т е р а т у р а

И. Владимиров А.С. Дагинско-Набильский район. - В кн.: Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970, с.208-213. /Геология СССР; Т.33/.

2. Жидкова Л.С. Макрофаунистические зоны в классическом разрезе неогена Северо-Востока Сахалина. - В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостехиздат, 1963, с.209-222.

3. Малумян Л.М. О нормальном намагничивании осадочных пород продуктивной толщи Апшеронского полуострова. - В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, с.159-161.

4. Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 275 с.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИИ  
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА  
/по материалам 23-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"/

Т.И.Линькова, Г.Ю.Малахова

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г.Магадан

Геологические, геохимические и геофизические исследования Мирового океана приобретают все большее значение. Без них невозможно создать общую картину геологического строения и развития планеты, кроме того, эти исследования вызваны потребностью расширения ресурсов минерального сырья /железо-марганцевые конкреции, металлоносные осадки и т.д./.

Для создания планетарной палеомагнитной геохронологической шкалы большой интерес представляют океанские осадки. Непрерывность осадконакопления на протяжении значительного геологического времени позволяет получить довольно подробную информацию о величине и направлении геомагнитного поля, взаимосвязи его с палеоклиматом или изменениями фауны [2,9].

Необходимым условием для палеомагнитных стратиграфических построений явилось доказательство синхронности стабильной части естественной остаточной намагниченности /ЕОН/ времени формирования осадка. Для этого проводились различные виды магнитных чисток /Т - чистка, температурные диаграммы Зийдервилда,  $\tilde{N}$  - чистка/ и определение природы образования стабильной части ЕОН [3].

В данной работе представлены результаты палеомагнитных исследований трех колоннок [4]: ст. I920 /32°52' 7'' с.ш., 179° 19' в.д., - глубина 4850 м, длина колонки 317 см; ст. I925 /31° 29' 5'' с.ш., 143°28' в.д., - глубина 6410 м, длина колонки

295 см/ст. 1929 /31°17'2'' с.ш., 143°28' з.д., - глубина 5145 м, длина колонки 240 см/

Первичные измерения  $I_n$  и магнитной восприимчивости показали, что величина намагниченности образцов колонки ст.1920 изменяется в интервале от 6 до  $50 \cdot 10^{-6}$  СГС, максимальная величина магнитной восприимчивости составляет  $15 \cdot 10^{-6}$  СГС. Фактор  $Q=0,5$ .

Колонки ст.1925, 1929 характеризуются сильномагнитными осадками: величина  $I_n$  варьирует от 10 до  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС по разрезу. Интервал изменения магнитной восприимчивости составляет  $12-40 \cdot 10^{-6}$  СГС, фактор Кенигсбергера не более единицы.

Вознагревный магнитно-минералогический анализ /кривые нормального намагничивания, коэрцитивные спектры и т.п. [5]/ выявил, что в основном осадки изучаемых колонок содержат магнитомягкие минералы.

Исследования образцов донных осадков термомагнитным анализом позволили установить, что преобладающими ферромагнитными минералами являются титанистые магнетиты с высокой точкой Кюри  $T_c = 530-540^\circ\text{C}$ . В небольшом количестве выявлены маггемитовые фазы. Отсутствие заметного окисления ферромагнитных минералов с глубиной объясняется наличием в осадках значительного количества биогенного материала, выполняющего роль кислородного буфера и тем самым препятствующего окислению. Следовательно, ЕОН таких осадков близка времени седиментации и является надежным регистратором древнего геомагнитного поля.

Природа ЕОН определялась методом пересадки [1]. Пересаженные в лабораторном поле образцы осадков выдерживались в течение 10 дней в положении "по полю" и столько же в положении "против поля". Относительный вклад  $I_{TV}$  в остаточную ориентационную намагниченность  $I_{zo}$ , определяемый как отношение  $I_{TV} / I_{zo}$ , варьирует от 10 до 30% /в среднем 20-25%/. Пересадке подвергались образцы из верхней, средней и нижней частей всех трех колонок. Коэффициент пересадки  $P$  принимает значения от 0,89 до 1,76. Его средняя величина около 1,23, что свидетельствует в пользу ориентационного механизма образования намагниченности исследуемых осадков.

Размагничивание образцов переменным магнитным полем проводилось по всему разрезу каждой колонки, с более детальным исследованием направления  $I_n$  на границе смены знака полярности. Для

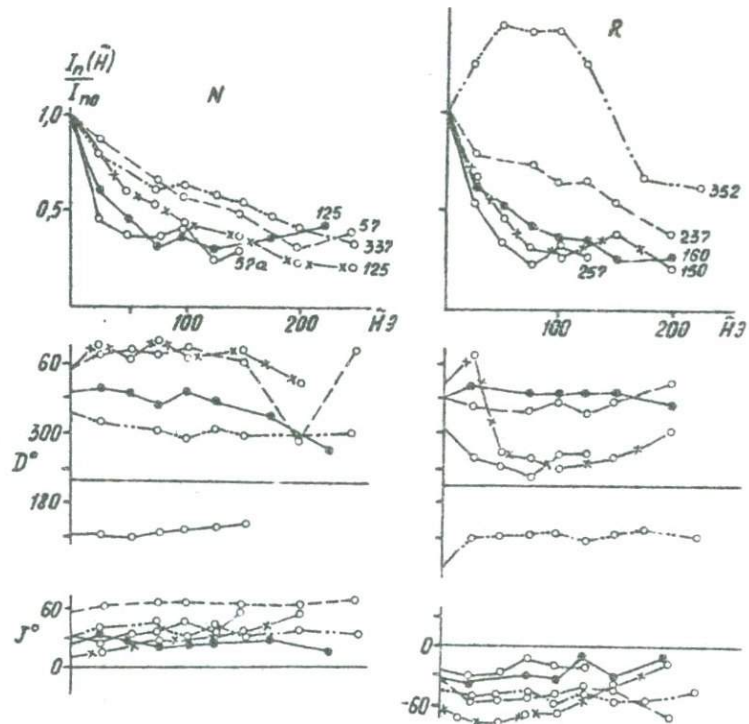


Рис. I. Кривые размагничивания вектора естественной остаточной намагниченности переменным магнитным полем. *N* - прямонамагниченные, *R* - обратномагниченные образцы

анализа результатов  $\tilde{H}$ -чистки образцов донных отложений /рис. I/ приведены наиболее характерные кривые  $\tilde{I}_n(\tilde{H})$ , представляющие зоны прямой и обратной полярности всех колонок. В процессе размагничивания естественной остаточной намагниченности образцов из  $N$ -зоны вязкая компонента снимается переменным магнитным полем из интервала  $\tilde{H} = /25-50/ \text{ Э}$ . Результаты  $\tilde{H}$ -чистки показали, что  $I_{\tau\nu}$  совпадает по направлению с первичной остаточной намагниченностью. Увеличение амплитуды размагничивающего переменного поля  $\tilde{H}$  практически не изменяет направления вектора  $I_n$  донных осадков, плавное уменьшая величину их  $I_n$ , и в поле  $\tilde{H} = /200-250/ \text{ Э}$  сохраняется в среднем 20% первоначального значения  $I_n$ .

Проанализируем изменение величины и направления вектора  $I_n$  донных осадков из зон обратной полярности под действием размагничивающего поля  $\tilde{H}$  /рис. I/.

В интервале  $\tilde{H} = /25-50/ \text{ Э}$  наблюдается рост величины  $\tilde{I}_n$  образцов донных осадков колонки ст. 1920 /обр. 352/, что указывает на снятие вязкой компоненты намагниченности, образовавшейся в магнитном поле, не совпадающем по направлению с современным магнитным полем Земли. Кривые размагничивания  $I_n(\tilde{H})$  осадков других колонок характеризуются резким уменьшением значений ЕОН, что обусловлено присутствием вязкой компоненты, совпадающей по направлению и соизмеримой с первичной намагниченностью. При дальнейшем увеличении амплитуды размагничивающего поля наблюдается плавное уменьшение вектора  $I_n$ , при  $\tilde{H} = 200-250 \text{ Э}$  значение  $I_n$  составляет 20% первоначального значения ЕОН. Направление вектора естественной остаточной намагниченности донных осадков стабилизируется в поле  $\tilde{H} = 50-75 \text{ Э}$  для всех колонок. Подобная закономерность зависимости величины и направления  $I_n$  от поля  $\tilde{H}$  образцов колонок, отобранных в северной части Тихого океана, отмечена в работе [7].

В результате исследований можно сделать вывод, что естественная остаточная намагниченность донных осадков изучаемых колонок состоит из двух основных компонент - первичной и вязкой, которая составляет в среднем 25% от первоначального значения  $I_n$  донных осадков из  $N$ -зоны и около 30% из  $R$ -зоны, что подтверждается и методом переосаждения. Следовательно, выделенная стабильная часть ЕОН является первичной и позволяет определять границы смены знака полярности древнего геомагнитного поля.

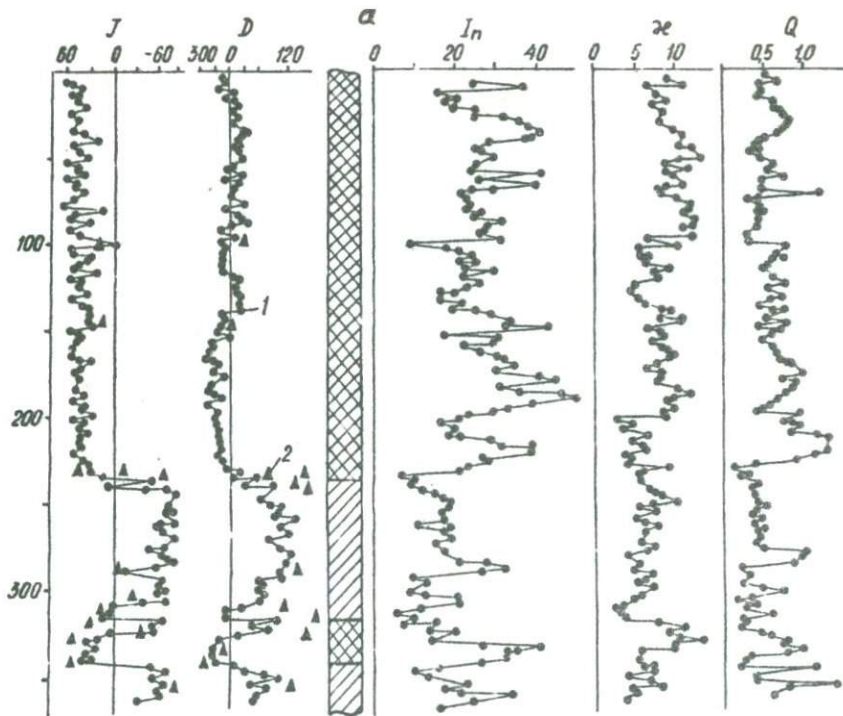
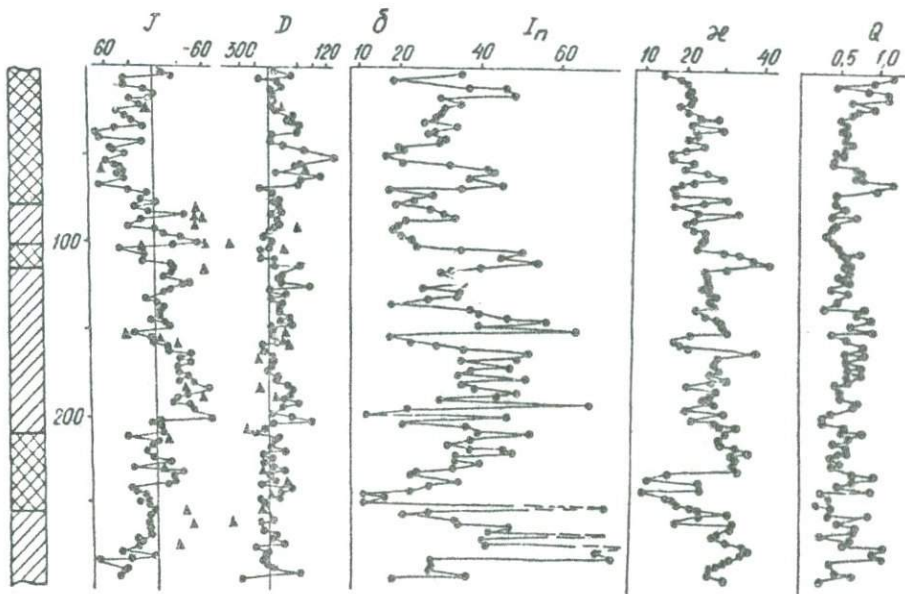
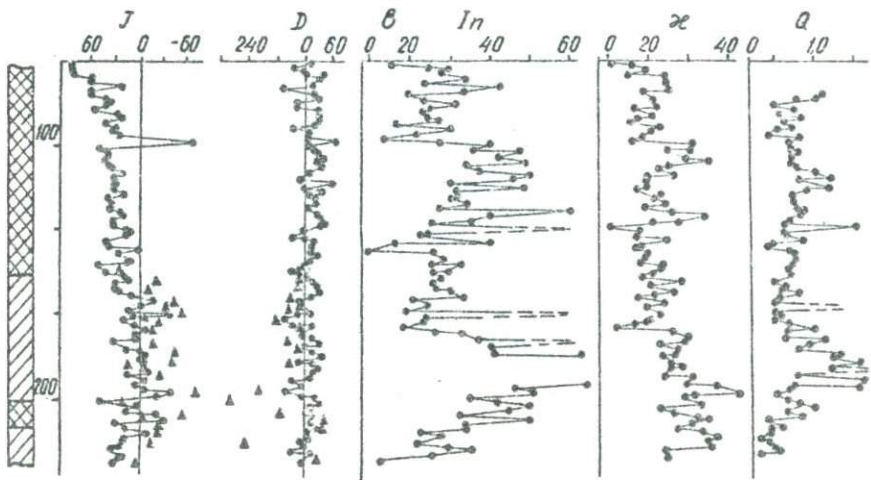


Рис. 2. Изменение магнитных параметров по разрезам колонок станций /а - ст.1920, б - ст.1925, в - ст.1929/: 1 - по первичным измерениям, 2 - по результатам размагничивания  $I_n$  переменным магнитным полем





Колонка ст.1920. По первичным измерениям направления  $\vec{I}_n$  в разрезе колонки ст.1920 выделены две магнитозоны - прямой и обратной полярности. В  $R$ -зоне выделено событие прямой полярности /рис.2,а/. Результаты размагничивания переменным магнитным полем подтвердили границы смены знака полярности естественной остаточной намагниченности на горизонте 240 см.

В магнитозоне обратной полярности событие прямой полярности прослеживается на горизонте 315-340 см. Зона прямой полярности ЕОН характеризуется наиболее стабильными значениями магнитного склонения  $D$  и наклонения  $\mathcal{J}$ , значения вектора  $\vec{I}_n$  колеблются в пределах  $/3-45/ \cdot 10^{-6}$  СГС.

На границе смены знака полярности наблюдается цикличность в изменении направлений вектора  $\vec{I}_n$ . Так, на горизонте 225 см отмечается по наклонению три цикла перехода вектора  $\vec{I}_n$ . Магнитное склонение на этом горизонте изменяется на  $150^\circ$ . Следует отметить, что на границе смены знака полярности вектора  $\vec{I}_n$  происходит резкое уменьшение его значений до  $6 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Зона обратной полярности характеризуется, как и  $N$ -зона, стабильными значениями вектора  $\vec{I}_n$  и его направлений,  $\mathcal{J} = -60^\circ$ ,  $D = 120$ .

Событие прямой полярности, выделенное в  $R$ -зоне, характеризуется более высокими значениями естественной остаточной намагниченности относительно величины  $I_n$  в  $R$ -зоне. При этом на границе смены знака  $I_n (R \rightarrow N)$  отмечается флюктуация как наклонения, так и склонения.

Изменения магнитных параметров по разрезу колонки ст.ТТ-2814 с координатами места отбора  $33^\circ 30'$  с.ш. и  $173^\circ$  з.д. [7] аналогичны изменениям магнитных параметров колонки ст. 1920.

Колонки ст.1925,1929. В колонках этих станций первичные измерения магнитного склонения и наклонения не показали ярко выраженных границ смены знака полярности. Значения  $D$  колеблются около  $360^\circ$ . По длине колонки происходит очень частое изменение знака наклонения /рис.2б,в/. В результате детального палеомагнитного исследования этих отложений в разрезах колонок этих станций были выделены зона прямой полярности и зона обратной полярности. В колонке

ст.1925 в  $R$ -зоне установлено два прямомагнитных события. В  $R$ -зоне разреза колонки ст.1929 выделено одно событие прямой полярности.

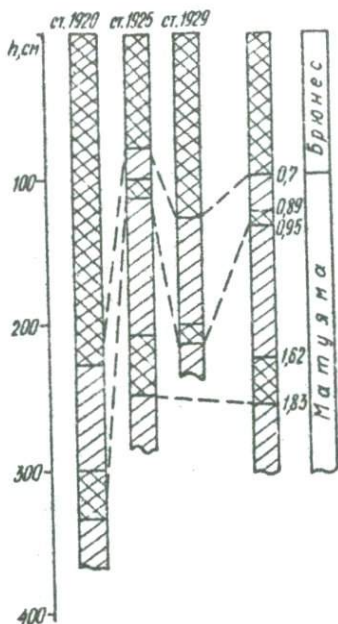


Рис. 3. Схема корреляции выделенных магнитозон колонок с палеомагнитной геохронологической шкалой

#### Обсуждение результатов палеомагнитных построений

Как было отмечено выше, все разрезы колонок донных осадков начинаются зоной прямой полярности различной мощности, выделенной независимо от литологического и ферромагнитного составов. В основном отложения представлены миопелагическими глинами с примесью кокколитов, обломками раковин фораминифер и радиоляриевых детрита. В.В.Мухина [2] по биостратиграфическим данным верхнюю часть колонки ст.1920 датирует четвертичным возрастом с границей на горизонте 170 см.

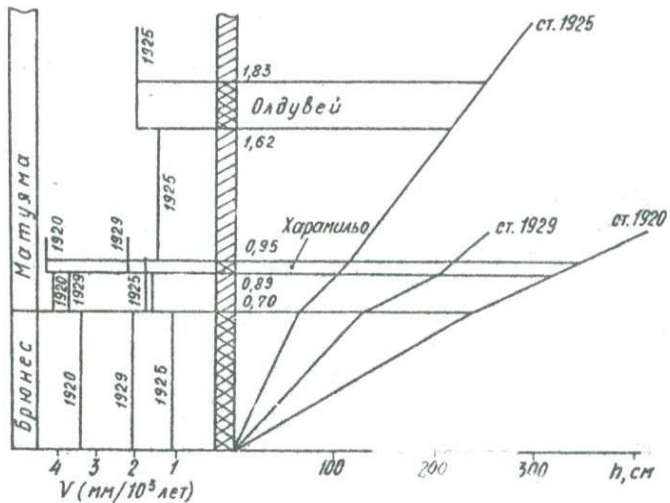


Рис. 4. Скорость осадконакопления донных отложений изученных колонок

Сопоставление палеомагнитных разрезов изучаемых колонок донных отложений с палеомагнитной геохронологической шкалой позволяет выделить эпохи геомагнитной полярности Брюнес, Матуяма /рис.3/. В эпохе Матуяма идентифицируются события Харамильо и Олдувей. Выделение этих событий обосновано их взаимоположением в разрезе, а также продолжительностью.

Принятое стратиграфическое палеомагнитное расчленение позволило определить скорость осадконакопления как в целом для колонки, так и по отдельным ее горизонтам /рис.4/.

Н.Опдайком и У.Фостером [13] было изучено 114 колонок донных отложений Тихого океана, отобранных по широте выше  $20^{\circ}$  с.ш. Определенная ими скорость осадконакопления для красных глин составляет для центральной части Тихого океана 3 мм/1000 лет и увеличивается по профилю вверх. Увеличение скорости осадконакопления обусловлено, по-видимому, привнесом осадочного материала из континентальной северо-западной части Северной Америки. Осаждение обычно сопровождается образованием турбидитов. Присутствует значительное количество вулканического детрита. Детрит ледникового происхождения привносится из многочисленных районов Тихого океана выше  $45^{\circ}$  с.ш. В областях увеличения биогенной продуктивности скелеты радиолярий и диатомей составляют основную часть объема осадка, в связи с чем скорость увеличивается от 3 до 12 мм/1000 лет.

Скорость осадконакопления, определенная нами по результатам палеомагнитных исследований изученных колонок, изменяется от 1 до 4,5 мм/1000 лет.

Скорость осадконакопления для изучаемого района Тихого океана, вычисленная по палеомагнитным данным, сравнивалась с результатами работы [6], полученными по методу  $th^{232} - th^{230}$ . В работах [8,11] показано, что скорости осадконакопления, определенные геохимическими и палеомагнитными методами, сопоставимы между собой.

В работе [7] установлено, что скорость осадконакопления в северо-западной части Тихого океана составляет 3-11 мм/1000 лет. Следовательно, режим осадконакопления за последние 2 млн. лет существенно не менялся.

#### Л и т е р а т у р а

1. Багина О.Л. Метод переосаждения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1968. 15 с.

2. Линькова Т.И., Мухина В.В. К вопросу о связи инверсий магнитного поля Земли и микрофлористических изменений в глубоководных донных осадках. - Геол. и геофиз., 1975, № I, с.76-82.
3. Линькова Т.И., Малахов М.И., Нургалиев Д.К. Железосодержащие минералы и природа естественной остаточной намагниченности донных осадков северо-восточной части Тихого океана. - В кн.: Палеомагнетизм фанерозойских отложений Востока и Северо-Востока СССР. Магадан, 1982.
4. Непрочнов Ю.П. Исследования в Тихом океане на "Дмитрии Менделееве". - Природа, 1980, № 8, с. II4-II6.
5. Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. - Геомагнитные исследования, 1977, № 19, с.40-50.
6. Goldberg E., Koide M., Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium / thorium method. - Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, p. 417-450.
7. Johnson H.P., Kinoshita H., Merrill K. Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep-sea sediments. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 412-420.
8. Harrison C.G., Somayajulu B.L.K. Behaviour of the Earth's magnetic field during a reversal. - Nature, 1966, v. 212, p. 1193-1195.
9. Hays J.D., Opdyke N.D. A antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change. - Science, 1967, v. 158, p. 1001-1011.
10. Kawai N., Otofujii J., Kobayashi K. Paleomagnetic study of deep-sea sediments using thin sections. - J. Geomag. Geoelectr., 1976, v. 28, N 15, p. 395-412.
11. Ku T., Broecker W., Opdyke N.D. Comparison of sedimentation rates measures by paleomagnetic and the ionium methods of age determination. - Earth Planet. Sei. Lett., 1968, v. 4, p. 1-16.
12. Ling H.Y. Silicoflagellatess from central north Pacific core sediments. - Am. Paleontol. Bull., 1970, v. 58, p. 85-129.
13. Opdyke N., Foster J. The paleomagnetism of cores from the North Pacific. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1970, v. 126, p. 83-119.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

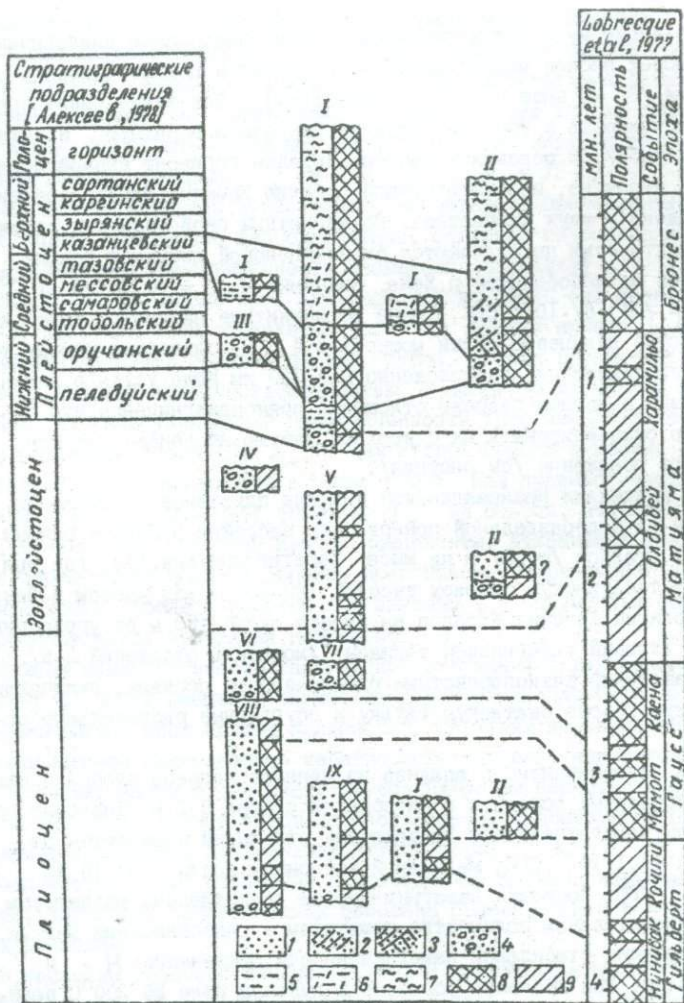
П. С. Минюк, В. А. Камалетдинов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Производственное геологическое объединение  
"Якутскгеология", г. Якутск

Наиболее полно в исследуемом регионе отложения плиоцена сохранились в Нижнеалданской впадине. Здесь они представлены толщей кварцевых разнозернистых песков, вскрытых скважинами № 6 /пос. Томторбон/ и № 7 /пос. Солбонг/ на левобережье р. Лена. В нижних частях разрезов пески включают гравий и мелкую гальку. Мощность толщи изменяется от 20 до 43 м. Выделенные из данных отложений редкие спорово-пыльцевые спектры тождественны спектрам "ожеженных песков" Мамонтовой Горы. Последние датированы плиоценом [3].

Для палеомагнитного анализа из песков отобрано 50 ориентированных образцов с интервалом отбора 1-2 м. Значения их остаточной намагниченности ( $I_n$ ) составляют  $0,1-1,5 \cdot 10^{-6}$  СГС, магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) -  $1/2-9/10 \cdot 10^{-6}$  СГС. Ферромагнитные минералы представлены магнетитом и в незначительном количестве гидроксиды железа. По результатам магнитных чисток исследуемые разрезы расчленены на две зоны: нижнюю - зону обратной полярности и верхнюю - прямой. Учитывая данные палинологического анализа, эти зоны сопоставлены с окончанием эпохи Гильберт - началом эпохи Гаусс. В нижней зоне зафиксировано два прямонамагнитных горизонта, которые, вероятно, соответствуют событиям Кочити и Нунивак /см. рисунок/.



Палеомагнитная характеристика плиоцен-плейстоценовых отложений Центральной Якутии: I - чуйское обнажение, П - тандинское обнажение, Ш - покровская терраса, IV - тустакская терраса, У - скважина № 3 / пос. Дыгдал/, VI - скважина № II, табагинская терраса / м/к Табагинский/, VII - табагинская терраса / Ленские Столбы/, VIII - скважина № 7 / пос. Солбонг/, IX - скважина № 6 / пос. Томторбон/. I - неслоистый песок, 2 - диагональнослоистый песок, 3 - перекрестно-слоистый песок, 4 - галечник, 5 - супесь, 6 - алевроит, 7 - суглинок, 8 - зона прямой полярности, 9 - зона обратной полярности

По-видимому, с этим периодом связано накопление аналогичных неогеновых песков мощностью 14 м, вскрытых в цоколе Чуйского обнажения /30 км выше устья р. Алдан/ [1, 4]. Они также имеют прямую намагниченность в верхней половине разреза и обратную - в нижней /см. рисунок/. В основании разреза выделен горизонт прямой полярности, вероятно, соответствующий событию Кочити. Данное событие прослежено в двух расчистках. По магнитным свойствам эти отложения практически не отличаются от плиоценовой песчаной толщи, вскрытой на левобережье р. Лена. Значение  $I_n = 10,1 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha = 126^\circ \cdot 10^{-6}$  СГС. Такие же магнитные параметры имеют косослоистые кварцевые пески мощностью 5,5 м, слагающие цоколь тандинского обнажения, расположенного в 130 км выше устья р. Алдан. Изученные в данном разрезе отложения прямонамагниченны, что позволило скоррелировать их с верхней частью неогеновых песков Чуйского обнажения /см. рисунок/.

За пределами Нижнеалданской впадины плиоценовые отложения изучены на водораздельной поверхности бассейна р. Лена в районе Ленских Столбов /шурф/ и на мысе Табагинский /скв. II/, где они слагают табагинскую террасу высотой 120-150 м над урезом р. Лена.

В районе Ленских Столбов на высоте около 150 м от уреза реки вскрыт аллювий табагинской террасы /мощность отложений 2 м/, представленный разнозернистыми ожедезненными песками, включающими редкую хорошо окатанную гальку и обугленные растительные остатки.

Для палеомагнитного анализа из данного разреза отобрано семь ориентированных образцов с интервалом отбора 0,2 м. Значения остаточной намагниченности табагинских отложений изменяются от 18,8 до 41,1  $\cdot 10^{-6}$  СГС, магнитной восприимчивости - от 16 до 115  $\cdot 10^{-6}$  СГС. Носители намагниченности представлены магнетитом и в незначительном количестве гематитом и гидроокислами железа. Для выделения стабильной намагниченности применялись  $\tilde{H}$  - и  $T$  -чистки. При прогреве образцов в нулевом поле до 200°C величина  $I_n$  уменьшилась на 50%, причем ее направление почти не изменилось. Переменное поле в 600 Э разрушает намагниченность от 60 до 85%. После магнитных чисток векторы  $\vec{I}_n$  с высокой кучностью /K=58/ группируются в верхней полусфере:  $D_{cp} = 348^\circ$ ,  $\alpha = 72^\circ$ .

На мысе Табагинский отложения одноименной террасы изучены

по разрезу скв. II. В данной точке на среднеюрских породах залегает толща желтовато-серых, мелко-, среднезернистых песков различной слоистости /мощность 10 м/, включающая растительные остатки и гравий. В основании толщ пески содержат мелкую хорошо окатанную гальку. Изученные отложения характеризуются низкими значениями магнитных параметров:  $I_n = 0,3-1,4$ , а  $\alpha = /2-3/ \cdot 10^{-6}$  СГС. Ферромагнитные минералы представлены магнетитом. Ожелезненные пески, кроме названного ферромагнетика, содержат гидроокислы железа. Остаточная намагниченность насыщения составляет  $/24-26/ \cdot 10^{-6}$  СГС. После прогрева образцов до  $600^{\circ}\text{C}$  она возрастает в 10-15 раз, при этом образуется магнетит. Анализ кривых  $I_n(\tilde{H})$  позволяет разделить образцы на две группы. Первая группа характеризуется высокой магнитостабильностью. В процессе их чистки происходит плавное уменьшение намагниченности /переменное поле в 300 Э разрушает всего 10%  $I_n$ /. Для второй группы отмечено резкое падение намагниченности в малых полях. Как правило, чистка полем в 50-100 Э уменьшает величину  $I_n$  на 60-85%, что обусловлено, по-видимому, снятием вязкой компоненты. Дальнейшее воздействие переменного поля на образцы практически не разрушает намагниченность. После  $\tilde{H}$ -чистки все векторы  $\vec{I}_n$  изученных образцов располагаются в верхней полусфере.

Прямая намагниченность табагинских отложений в двух удаленных друг от друга разрезах свидетельствует о накоплении их в одну из геомагнитных эпох прямой полярности. Принимая во внимание геоморфологическое расположение табагинского аллювия, можно говорить о формировании его в эпоху Гаусс, наиболее вероятно в конце ее /см. рисунок/. Данный вывод не противоречит существующим стратиграфическим схемам Центральной Якутии [1,5].

Эоплейстоценовые отложения в исследуемом регионе изучены как на водораздельных пространствах бассейна р.Лена, так и в Нижнеалданской впадине.

В бассейне среднего течения р.Лена к эоплейстоцену отнесена тустахская свита, слагающая тустахскую террасу [5]. Тустахский аллювий опробован на правом берегу р.Лена в 16 км выше устья р.Буотомы. Здесь на высоте около 100 м от уреза реки шурфом вскрыты аллювиальные отложения, представленные галечником и средне-, крупнозернистым песком красно-бурого цвета. Галька кварцевая кремнивая, хорошо окатанная. В подошве галечника встречаются дре-

весные остатки, линзы и гнезда глины. Галечник залегает на размытой поверхности кембрийских пород и перекрывается более молодыми светло-серыми песками золотого происхождения. Мощность тустакских отложений в этом разрезе 0,7 м.

Для палеомагнитного анализа из линз песка и глины отобрано два ориентированных образца. Величина  $\vec{I}_n = /1-1,3/ \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha = /25-33/ \cdot 10^{-6}$  СГС. Ферромагнитные минералы представлены магнетитом, гидроокислами железа и гематитом. После чистки переменным магнитным полем образцы показали обратную намагниченность  $/D_{ep} = 156^\circ$ ,  $T_{ep} = -67^\circ/$ , свидетельствующую о формировании их в эпоху Матуяма /см. рисунок/.

В Нижнеалданской впадине к данной эпохе отнесена зона обратной полярности, установленная в отложениях дыгдальской свиты, вскрытой скв.3 у пос.Дыгдал, в наиболее погруженной осевой части впадины /см.рисунок/. Свита представлена кварцевыми разнозернистыми песками /мощность 37 м/, насыщенными в нижней части гравием и галькой. В подошве свиты зафиксирован расчлененный горизонт прямой полярности, который может быть отождествлен с событием Олдувей. Эти данные, а также предварительные результаты диатомового анализа, палинологических и карпологических исследований позволяют относить время формирования песков дыгдальской свиты к эоплейстоцену.

По-видимому, к этому времени относится и накопление нижней толщи тандинского обнажения. Толща представлена разнозернистыми желтовато-серыми косослоистыми песками /мощность 4-5 м/, включающими гальку и гравий, сильноожеженным галечником с песчано-гравийным заполнителем. С этими отложениями связаны находки фауны крупных млекопитающих, что позволило одним исследователям датировать их концом эоплейстоцена - ранним плейстоценом [2], другим - ранним плейстоценом [6]. Из данной толщи отобрано 14 ориентированных образцов через 0,1-0,2 м. Магнитные свойства образцов характеризуются низкими значениями  $I_n$  и  $\alpha$ :

$I_n = /0,2-0,9/ \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha = /2-4/ \cdot 10^{-6}$  СГС. Верхняя часть толщи, сложенная косослоистыми песками, более магнитна по сравнению с нижележащими галечниками. Магнитносители представлены магнетитом.  $I_n = /70-136/ \cdot 10^{-6}$  СГС. После прогрева образцов до  $700^\circ\text{C}$ , величина  $I_{rs}$  возрастает в 2 раза. Происходит новообразование магнетита за счет железосодержащей слюды. Для выделения пер-

вичной намагниченности применялась  $\tilde{N}$ -чистка, в результате которой исследуемая толща была расчленена на две части: верхнюю - прямонамагниченную и нижнюю - обратнамагниченную /см. рисунок/. На данном этапе палеомагнитной изученности положение этой толщи в разрезе эоглейстоцена не определено. Имеющиеся материалы позволяют сопоставить их с тремя уровнями: с нижней границей эпизода Олдувей, с нижней границей эпизода Харамильо и границей эпох Брюнес - Матуяма.

Дальнейшие палеомагнитно-стратиграфические исследования в этом регионе, в частности детальное изучение аллювия черендейской и тустахской террас, возможно, решат вопрос о стратиграфическом положении характеризуемой толщи.

Переходные слои от эоглейстоцена к плейстоцену изучены в чуйском обнажении, где они отнесены к пеледуйской свите. Отложения представлены галечниками с грубозернистым гравелитистым, реже мелкозернистым заполнителем буро-охристого цвета. Галька хорошо окатана, на поверхности покрыта пленками гидроокислов железа. По простиранию появляются линзы и прослои желтого и серого песка, имеющие горизонтальную и косую /диагональную/ слоистость. Мощность отложений варьирует от 0,2 до 2 м. Для палеомагнитного анализа из линз и прослоев песка отобрано 11 ориентированных образцов. Величина их  $I_n$  изменяется в пределах  $10,5-3,7 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha$  - от 2 до  $84 \cdot 10^{-6}$  СГС. Причем наиболее сильномагнитными из опробованных отложений являются серые пески. Для выделения первичной намагниченности применялась  $\tilde{N}$ -чистка, в результате которой в изученных отложениях установлены две магнитозоны: зона прямой полярности зафиксирована в верхах разреза, обратной - в нижней его части. Принимая во внимание литологические особенности, условия залегания и геоморфологическое положение пеледуйских отложений, выделенные зоны сопоставлены с окончанием эпохи Матуяма - началом эпохи Брюнес /см. рисунок/.

Следует отметить, что на Вилке в отложениях IV НПТ террасы /50-60 м/, относимых к пеледуйской свите также зафиксирована инверсия Брюнес-Матуяма [1]. Отложения нижнего плейстоцена /оручанского горизонта/ изучены на левом берегу р. Лена в районе пос. Булгуняхтах, где они слагают покровскую террасу. Покровский аллювий представлен галечником кварцевого, кремнивого состава, с линзами и прослоями песка и суглинка мощностью до 0,7 м.

Суглинок серый, темно-серый, с желтоватым оттенком, горизонтально-косослоистый. Слоистость подчеркнута супесчаным материалом. В суглинке встречается мелкая хорошо окатанная галька.

Песок серый, желтовато-серый, железненный, различной слоистости, обусловленной распределением темноцветных минералов. Мощность линз песка колеблется от 0,3 до 0,7 м.

Общая мощность покровских отложений составляет 6 м. Цоколь террасы, сложенный кембрийскими известняками, находится на высоте 8,5 м от уреза реки.

Магнитные свойства изученных отложений зависят от литологических разностей пород и места отбора палеомагнитных проб в каждом прослое. У образцов, отобранных из песчаных слоев, насыщенных темноцветными минералами, величина  $\mathcal{J} = /427-710/ \cdot 10^{-6}$  СГС,  $I_n = /10,2-31,6/ \cdot 10^{-6}$  СГС, в то время как пески без заметных включений рудных зерен характеризуются значениями  $I_n$  в пределах  $1 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\mathcal{J} = 35 \cdot 10^{-6}$  СГС. Для суглинков величина  $I_n = /0,5-2,1/ \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $\mathcal{J} = /29-47/ \cdot 10^{-6}$  СГС. В результате магнитных чисток установлено, что все отобранные образцы имеют прямую намагниченность, свидетельствующую о формировании покровского аллювия в эпоху Брунес /см.рисунок/.

Отложения среднего плейстоцена изучены в чуйском и тандинском обнажениях. В чуйском разрезе [4] они представлены флювиогляциальными галечниками, валунами с редкими прослоями и линзами песка; окрашены в темно-серый цвет, плохо сортированы. Мощность флювиогляциальной толщи составляет 13 м.

Для палеомагнитного анализа отобрано два образца,

$I_n = 5 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\mathcal{J} = 20 \cdot 10^{-6}$  СГС. Образцы намагничены по современному магнитному полю.

В тандинском обнажении к среднему плейстоцену отнесена аллювиальная толща, представленная галечником с песчаным заполнителем. Галька хорошо окатана, различного состава и размера, на поверхности покрыта гидроксидами железа. В толще /мощность около 3 м/ встречаются редкие валуны, остатки древесины, линзы разнозернистого желтовато-серого косослоистого песка.

Из прослоев песка для палеомагнитного анализа отобрано четыре ориентированных образца. По сравнению с подстилающими эоплейстоценовыми отложениями опробованные пески более магнитны. Значения их  $I_n$  изменяются от 4,7 до  $19,5 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\mathcal{J}$  - от 59 до

$77 \cdot 10^{-6}$  СГС. Для выделения стабильной намагниченности применялась чистка температурой. В процессе чистки наблюдается плавное уменьшение величины  $I_n$  и незначительное изменение ее направления. Все отобранные образцы прямонамагнитны:  $D_{cp} = 349^\circ$ ,  $\gamma_{cp} = 73^\circ$  /см.рисунок/.

Наиболее детально палеомагнитным методом в Центральной Якутии изучены осадки верхнего плейстоцена. В чуйском разрезе верхний плейстоцен сложен в нижней части /мощность 15 м/ озерными алевритами, супесями и мелкозернистыми песками серого и темно-серого цвета, включающими редкую гальку и растительные остатки. Отложения имеют волнистую и горизонтальную слоистость. По палинологическим данным, они датируются казанцевским межледниковьем. Выше залегают криогенно-золотые супеси и суглинки мощностью до 25 м, возраст которых, по палинологическим, фаунистическим и радиоуглеродным данным, отнесен к зырянско-сартанскому горизонту.

Из данных отложений отобрано 60 ориентированных образцов. Величина их  $I_n$  изменяется от 0,9 до  $29,5 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha$  - от 15 до  $88 \cdot 10^{-6}$  СГС. Ферромагнитные минералы представлены в основном магнетитом, реже гидроокислами железа и гематитом. Концентрация магнитной фракции не превышает 0,2%. Для выделения стабильной намагниченности применялись  $\tilde{N}$  - и  $\tilde{I}$  -чистки. В процессе чисток наблюдается плавное уменьшение  $I_n$  и стабильность ее направления. В основном верхнеплейстоценовые отложения намагничены прямо. Однако в самой нижней части исследуемых отложений зафиксирован горизонт обратной полярности, охарактеризованный пятью образцами. Данный горизонт прослежен в трех расчистках /см.рисунок/. Выше по разрезу отмечаются отложения с аномальными направлениями  $I_n$ : отрицательное склонение и низкое положительное наклонение.

В тандинском обнажении, как и в чуйском, в верхнеплейстоценовых отложениях выделяются две толщи. Верхняя толща зырянско-сартанского возраста представлена сизовато-серыми суглинками с прослоями супесей, алевритов и тонкозернистых песков, которые рассечены клиньями льда. Отложения содержат многочисленные растительные остатки. Нижнюю толщу /казанцевский горизонт/ слагают озерные пески, преимущественно мелкозернистые, серые, темно-серые, в нижней части с розовым оттенком, обусловленным зернами граната. В кровле толщи пески имеют тонкую горизонтальную слоистость, в

средней и нижней частях - диагональную, перекрестную, подчеркнутую темноцветными минералами. В подошве толщи /мощность 13 м/ отмечен прослой буровато-серой пластичной супеси.

Для палеомагнитного анализа из данных отложений отобрано 69 ориентированных образцов. Наблюдается четкая зависимость магнитных свойств от литологии. Отложения верхней толщи характеризуются низкими значениями магнитных параметров:  $I_n = 0,8-9,4 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha = 16-24 \cdot 10^{-6}$  СГС. Наиболее магнитны в этом разрезе горизонтальнослоистые пески нижней толщи, для которых величина  $I_n$  изменяется от 3,2 до  $33,2 \cdot 10^{-6}$  СГС, а магнитной восприимчивости - от 68 до  $485 \cdot 10^{-6}$  СГС. Для кросслоистых песков  $I_n = 0,6-11,3 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $\alpha = 10-98 \cdot 10^{-6}$  СГС, причем образцы, отобранные из слоев, насыщенных темноцветными минералами, наиболее магнитны. Как показали термомагнитный анализ и термосепарация, намагниченность данных отложений обусловлена магнетитом и в незначительной мере гидроокислами железа. Концентрация магнитных минералов не превышает 0,2%. Для выделения стабильной намагниченности применялись  $\tilde{N}$  - и  $T$  -чистки. После магнитных чисток большинство образцов показали прямую полярность. Однако в средней части песчаной толщи отмечаются два обратномагнитных образца /см.рисунок/. Непосредственно выше и ниже горизонта обратной полярности отложения имеют аномальную намагниченность.

Установленный горизонт обратной полярности в отложениях верхнего плейстоцена, вероятно, обусловлен геомагнитным полем, о чем свидетельствуют следующие факторы.

Во-первых, горизонт обратной полярности зафиксирован в двух обнажениях, достаточно удаленных друг от друга /100 км/, при этом в чуйском разрезе он прослежен в трех расчистках.

Во-вторых, указанный горизонт не приурочен к какому-нибудь одному типу отложений. В чуйском разрезе это супесчано-алевритистые отложения, в тандинском - песчаные. Более того, в тандинском разрезе обратномагнитными оказались образцы из двух слоев - из горизонтально-слоистых и перекрестнослоистых песков.

В-третьих, по величине остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и составу ферромагнитной фракции обратномагнитные отложения практически не отличаются от подстилающих и перекрывающих их осадков.

В-четвертых, в чуйском и тандинском разрезах, непосредственно выше горизонта обратной полярности, отмечаются отложения с ано-

мальными направлениями остаточной намагниченности /отрицательное склонение и низкое положительное наклонение/.

По-видимому, выделенный горизонт имеет региональное распространение и может быть использован для проведения широких корреляций осадков верхнего плейстоцена. Более того, на рубеже среднего и верхнего плейстоцена ранее уже выделялось событие обратной полярности [7,8,10].

Таким образом, проведенные палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых отложений Центральной Якутии позволили детально расчленить и точно датировать плиоценовые отложения Нижнеалданской впадины /время их накопления сопоставлено с окончанием эпохи Гильберт - началом эпохи Гаусс/, получить привязку к палеомагнитной шкале основных террасовых уровней р.Лена, получить важный магнито-стратиграфический репер /горизонт обратной полярности/ для отложений казанцевского горизонта верхнего плейстоцена.

#### Л и т е р а т у р а

1. Алексеев М.Н. Антропоген восточной Азии. М.: Наука, 1978. 206 с.
2. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена северной Азии. М.: Наука, 1977. 172 с.
3. Миоцен Мамонтовой Горы / Ю.П.Баранова, И.А.Ильинская, В.П.Никитин и др. М.: Наука, 1976. 284 с.
4. Неогеновые и плейстоценовые отложения Центральной Якутии: Путеводитель XIII тура XIV Тихоок. науч. конгр. Якутск, 1979. 74 с.
5. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М.: Гостоптехиздат, 1963. 59 с.
6. Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968. 459 с.
7. Третьяк А.Н. Режим геомагнитного поля в плейстоцене и структура геомагнитной эпохи Брюнес. - Геофиз. сб. АН УССР, 1980, т. II, № 5, с.75-87.

8. Cox A., Doell R., Dalrymple G. Radiometric time scale for geomagnetic reversals. - Geol. Soc. London Quart. J., 1968, v. 124, pt. I, N 495, p. 53-66.
9. Labrecque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time. - Geology, 1977, v. 5, N 6, p. 330-335.
10. Smith J.D., Foster J.H. Geomagnetic reversal in Brunnes normal polarity epoch. - Science, 1969, v. 163, N 3867, p. 565-567.

БИОМАГНИТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ УРОВНИ  
В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

В. И. Ремизовский

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Как неоднократно отмечалось в материалах Первого всесоюзного совещания "Экосистемы в стратиграфии" /Владивосток, 1978/, эволюция организмов и эволюция земной коры сопряжены между собой, как две стороны единого процесса планетарной эволюции. Любой геологический объект представляет собой продукт взаимодействия различных форм движения материи /в том числе и биологической/, образующих в совокупности геологическую форму движения материи [3,6]. Для того чтобы познать этот объект, изучить его в историческом аспекте, надо исследовать все свойства этой взаимосвязи. Необходимость такого подхода особенно очевидна при стратиграфических исследованиях в регионах со сложным геологическим строением, таких как Сахалин, Камчатка и т.п. Применение одного биостратиграфического метода в условиях существования различных типов бассейнов седиментации, развития нескольких фаз вулканизма и обилия разнофациальных отложений до сих пор не позволило решить проблему унификации стратиграфии кайнозойских отложений этих регионов.

Палеомагнитный метод имеет ряд существенных достоинств: независимость палеомагнитных зон от литофациальной изменчивости пород, высокая разрешающая способность при расчленении разрезов, возможность сопоставления морских и континентальных отложений и т.д. Важнейшая особенность инверсий геомагнитного поля - их планетарный характер, обуславливающий принципиальную возможность глобальной возрастной корреляции геологических образований и

строгую изохронность выделяемых стратиграфических единиц.

Магнитное поле Земли и сейчас, и в геологическом прошлом - важная составная часть среды обитания всех элементов биоценоза. Исследователями подмечено совпадение отдельных событий в эволюции микроорганизмов /появление, расцвет или исчезновение какого-либо рода или вида/ с инверсиями геомагнитного поля [15, 19]. Существует множество гипотез о характере причинно-следственных связей этих явлений. Так, Дж.Хейс [16] говорит о непосредственном влиянии инверсий магнитного поля Земли на живые организмы. Согласно гипотезе Р.Уффера и Г.Симпсона, понижение напряженности магнитного поля приводит к потере Землей магнитного экрана и к увеличению потока космической радиации, которая либо прямо влияет на живые организмы [20, 26], либо вызывает мутации и изменения в популяциях [24]. Некоторые авторы считают, что инверсии приводят к изменению климата, а это, в свою очередь, - к смене комплексов различных групп фауны и флоры [14, 25].

Видимо, пока рано говорить о каких-либо конкретных причинно-следственных связях между инверсиями магнитного поля Земли, изменениями климата и эволюционирующими сообществами организмов. В то же время наличие корреляционных зависимостей между этими явлениями не вызывает сомнений [2, 4, 17]. Однако устанавливать подобные зависимости надо, учитывая изменения всего комплекса той или иной группы, а не отдельных видов-индексов, поскольку прямолинейный подход к проблеме не всегда результативен [8]. Проследивая изменения одного какого-либо таксона, практически невозможно установить точный рубеж, фиксирующий некое геологическое событие, из-за большого количества не поддающихся учету и измерению факторов, влияющих на численность рассматриваемого таксона в пробах. Эта численность будет изменяться под влиянием различных геологических событий /изменение климата, подъем страны, смена режима геомагнитного поля и т.п./ и в силу целого ряда причин случайного характера как в период захоронения и консервации, так и в эпигенетический период. Используя методы теории информации и суммируя приращения встречаемости всех таксонов какой-либо группы при переходе от пробы к пробе, мы усиливаем направленный сигнал о геологическом событии, вызвавшем эти изменения, который будет расти на фоне случайных помех. Существенно при этом, что каждое геологическое событие отражается на всех элементах биоценоза. Сте-

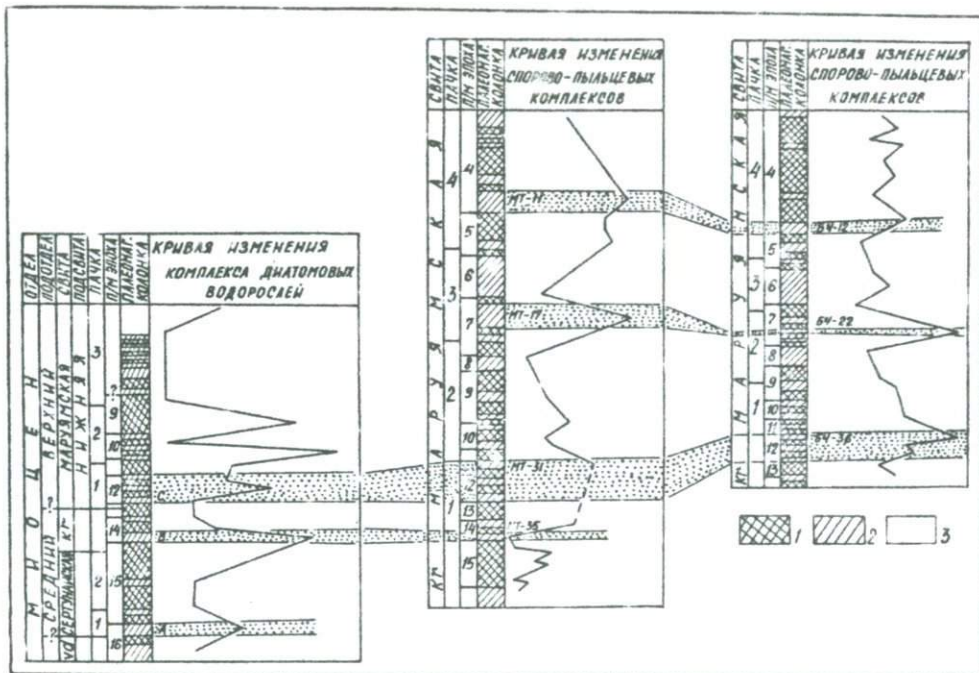
пень этого отражения и его направленность для каждой группы фауны и флоры будут, естественно, различны. Но главное, эти изменения будут изохронны, а следовательно, они могут маркировать собой один и тот же рубеж геологической истории.

Среди различных групп фауны и флоры, которые изучались в неогеновых отложениях Макаровского района о-ва Сахалин, большой интерес представляют диатомовые водоросли, так как они чрезвычайно чувствительны к различным изменениям среды обитания, кроме того, диатомовый анализ помимо таксономических определений позволяет проводить еще и количественную оценку встречаемости того или иного таксона в пробах.

При послойном изучении неогеновых отложений Макаровского района обнаружены остатки диатомовых водорослей, особенно их много в верхней части разреза, где выделено три характерных комплекса диатомовых водорослей: 1/ *Denticula lauta*, *Stephanoruxis schenckii*, *Goniothecium tenue* для сартунайской, курасийской и пачки I маруямской свит; 2/ *Denticula hustedtii*, *Chaetoceros* sp. sp. для пачки II маруямской свиты; 3/ *Thalassiosira zabelinae* для пачки IV нижней и средней подсвит маруямской свиты [7].

Сопоставление результатов диатомового анализа в форме руководящих комплексов с палеомагнитным разрезом малопродуктивно. Можно лишь отметить, что по объему и местоположению в разрезе Макаровский супермагнетем [9] близок к диатомовому комплексу I. Для установления более тесных взаимосвязей результаты диатомового анализа, представленные в форме таблиц с оценками встречаемости каждого вида по шкале Вислоуха, были подвергнуты специальной математической обработке с использованием методов теории информации [1]. На рисунке показана кривая изменения комплекса диатомовых водорослей по разрезу от пробы к пробе. Объективность этой кривой одного порядка с объективностью исходной информации — это лишь другое представление данных, в данном случае более удобное. Пики на кривой отвечают моментам значительных изменений в составе диатомовых комплексов.

На палеомагнитной колонке литерами отмечены четыре  $R$ -зоны. Судя по кривой изменений комплекса диатомовых водорослей, предшествующие и последующие инверсии отмеченных  $R$ -зон коррелируются с наиболее значительными перестройками комплексов диатомей.



Корреляционные уровни комплексного обоснования в неогеновых отложениях курасийской /*K<sub>э</sub>*/ и верхнедудинской /*Vd*/ свит Южного Сахалина. 1-2 - полярность: 1 - прямая, 2 - обратная; 3 - неизученная часть разреза

Среди изученного комплекса диатомовых водорослей не удалось выделить ни одного вида, появление, расцвет или вымирание которого можно было бы приурочить к той или иной инверсии геомагнитного поля. По имеющимся публикациям, подобные виды встречаются крайне редко и характерны лишь для определенной климатической зоны [5,8]. Тем не менее можно заметить изменения в содержании некоторых видов. Так,  $NR_B$  вызывает /или сопровождается/ увеличение содержания *Stephanorhix schenckii*. На другие инверсии этот вид не реагирует или его реакция соизмерима с ошибкой анализа. Совершенно идентичная реакция на  $NR_B$  и  $R_B N$  у *Denticula lauta* и *Goniothecium tenue*. Оба вида сильно угнетаются во время инверсии геомагнитного поля  $NR_B$  /по шкале Вислоуха предствительность вида *D. lauta* до инверсии равна 4, после инверсии - 1, у вида *G. tenue* соответственно - 3 и 0/ и вновь расцветают после инверсии  $R_B N$  /у вида *D. lauta* до инверсии - 1, после инверсии - 5, у вида *G. tenue* соответственно - 0 и 4/. В связи с тем что обе указанные инверсии  $NR_B$  и  $R_B N$  ограничивают сравнительно большую по объему магнитозону обратной полярности, приуроченную к нижней части курасийской свиты Макаровского района, отмеченные совпадения могут быть использованы для ее идентификации в других разрезах.

Огромный интерес для корреляции разрезов представляет интервал палеомагнитной колонки, лежащий выше Макаровского супермагнетема и ограниченный инверсиями  $NR_C$  и  $R_D N$ . Он может быть выделен в знакопеременный интервал с соотношением объема  $N$ -зоны к объему  $R$ -зоны  $\cong 1:1$ . Этому интервалу отвечает часть кривой изменения комплекса диатомей, характерной особенностью которой является резкое колебание состава диатомовых водорослей от пробы к пробе.

Таким образом, установлены коррелятивы комплексного содержания. Значительные изменения, происходящие в составе комплекса диатомей на тех или иных рубежах, должны сопровождаться изменениями и в других группах /радиолярии, фораминиферы и т.п./, так как эти рубежи отражают глобальные перестройки в геологическом прошлом Восточно-Сахалинского палеобассейна.

Аналогичной математической обработке были подвергнуты данные спорово-пыльцевых спектров разрезов рек Малый Такой /Долинский район/ и Бачинская /Анивский район/. Сопоставление кривой измене-

ния спорово-пыльцевых комплексов и палеомагнитной колонки разреза р. Малый Такой позволило выделить четыре  $R$ -зоны /MT-II, MT-I7, MT-3I, MT-39/, а в разрезе р.Бачинская три /БЧ-12, БЧ-22, БЧ-36/. Пики на кривых отражают наиболее существенные изменения спорово-пыльцевых комплексов, а так как они приурочены к определенным  $R$ -зонам, то ограничивающие эти магнитозоны инверсии фиксируют интервалы времени, в которые происходили заметные перестройки в конкретном регионе.

Все рассматриваемые районы Южного Сахалина представляли собой в неогене область единого Восточно-Сахалинского седиментационного бассейна. В результате сопоставления разрезов могут быть выделены пять уровней комплексного обоснования.

1. Палеомагнитная  $R$ -зона-А Макаровского района заканчивается инверсией  $R_1N$ , которая знаменует переход от 16-й к 15-й эпохе /начало Макаровского супермагнетема прямой полярности/. По данным работ [18, 21, 22, 23], возраст этой инверсии оценивается в  $14,80 \pm 0,07$  млн. лет. К этому рубежу приурочены существенные изменения комплексов диатомовых водорослей.

2. Палеомагнитная  $R$ -зона-В Макаровского района и  $R$ -зона MT-39 Долинского района идентифицируются по изменениям диатомовых водорослей и спорово-пыльцевых комплексов. Описанная зона обратной полярности приурочена к 14-й палеомагнитной эпохе и имеет возраст 13,5-13,1 млн. лет.

3. Значительная перестройка геомагнитного поля, а также изменения климата произошли на рубеже 13-й и 12-й палеомагнитных эпох /12,25  $\pm$  0,05 млн. лет/, знаменующем переход от преимущественно прямой полярности к периоду со сравнительно равномерным чередованием радиополярных зон. В европейских разрезах к этому рубежу приурочено первое появление *Globigirina perenthes* и *Hirparion* [13]. На Сахалине ему соответствует конец интервала преимущественно прямой полярности  $SN_2$  и начало знакопеременного интервала  $SE$  [10]. На этом рубеже, по данным работы [7], в разрезе Макаровского района впервые появилось 5 видов диатомовых водорослей, исчезло 6, увеличили свое представительство 10 видов и уменьшили 12. В Долинском и Анивском районах к этому рубежу приурочены пики на кривых изменения спорово-пыльцевых комплексов.

4. Средняя часть 7-й палеомагнитной эпохи  $R$ -зоны MT-I7 в

Долинском районе и БЧ-22 в Анивском районе /7,9-7,2 млн. лет/ совпадает со временем климатических перестроек, что выявляется по изменениям спорово-пыльцевых комплексов в обоих разрезах. Так, в разрезе по р. Малый Такой пыльца покрытосеменных растений до *R*-зоны МТ-17 составляла 34,4%, в отложениях *R*-зоны - 44,5, выше - 48,7; в разрезе по р. Бачинская соответственно 24,9; 66,5; 51,8% [11, 12].

5. *R*-зона МТ-II Долинского района и *R*-зона БЧ-12 Анивского района знаменуют начало эпохи Гильбарта /возможная граница миоцена - плиоцена, 5,34 млн. лет/. Этот рубеж также связан со значительными изменениями в составе спорово-пыльцевых комплексов.

Таким образом, сопряженное рассмотрение биотических и абиотических данных позволило установить для Восточно-Сахалинского палеобассейна ряд уровней комплексного обоснования, которые являются надежными реперами при корреляции разрезов. Существенно, что установление таких уровней возможно лишь при обработке всего комплекса той или иной группы методом накопления сигнала.

#### Л и т е р а т у р а

1. Девдариани А.С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974. 104 с.
2. Кац Ю.Н., Березняков А.Н. Геомагнитные инверсии: Ротационная обусловленность и корреляция с геологическими процессами и эволюцией организмов. - В кн.: Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. "Космические факторы и эволюция органического мира". М., 1974, с.199-216.
3. Кедров В.М. О соотношении форм движения. - В кн.: Философские проблемы современного естествознания. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с.50-55.
4. Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
5. Линькова Т.И., Мухина В.В. К вопросу о связи инверсий магнитного поля Земли и микрофлористических изменений в глубоководных донных осадках. - Геол. и геофиз., 1975, № I, с.76-82.
6. Линькова Т.И., Ремизовский В.И. Возможность и роль палеомагнитного метода в стратиграфии. - В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с.113-115.

7. Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С., Болдырева В.П. Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Макаровского опорного разреза Сахалина и их значение для стратиграфии и корреляции. - В кн.: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: Тез. докл. XIV Тихоок. науч. конгр. М., 1979, т.2, с.82-84.

8. Петрушевская М.Г., Линькова Т.И. К вопросу о связи радиолариевых и палеомагнитных зон в донных осадках Индийского океана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с.18-23.

9. Ремизовский В.И. Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о.Сахалин. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с.28-53.

10. Ремизовский В.И. Сопоставление временных объемов неогеновых свит Сахалина и Камчатки. - Там же, с.54-58.

11. Табоякова Л.А. Комплексы спор и пыльцы верхнемеловых и плиоценовых отложений Южного Сахалина и их стратиграфическое значение. - Изв. Сах. отд. Геогр. о-ва СССР, 1972, вып.3, с.115-117.

12. Табоякова Л.А., Павлова Н.М. Особенности развития растительности позднего миоцена и плиоцена Южного Сахалина. - В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1980, с.94-95.

13. Berggren W.A., Van A. Biochronology. In: Contril. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976, Tulsa; Okla, 1978, p. 39-55.

14. Harrison C.G.A. Evolutionary processes and reversals of the Earth's magnetic field. - Nature, 1968, v. 217, N 5123, p. 46-47.

15. Hays J.D., Opdyke N.D. Antarctic Radiolaria, magnetic reversals and climatic change. - Science, 1967, v. 158, N 3804, p. 1001-1011.

16. Hays J.D. Faunal extinction and reversals of the earth's magnetic field. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, N 9, p. 2433-2447.

17. Kennett C.P., Watkins N.D. Geomagnetic polarity change, volcanic maxima and faunal extinction in the South Pacific. - Nature, 1970, v. 227, N 5261, p. 930-934.

18. LaBrecque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. - *Geology*, 1977, v. 5, N 6, p. 330-335.
19. Opdyke N.D. et al. Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores / - N. Opdyke, B.J. Glass, I.D. Hays, I.H. Foster. *Science*, 1966, v. 154, N 3747, p. 349-357.
20. Simpson G.F. Evolutionary pulsation and geomagnetic polarity. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1966, v. 77, N 2, p. 197-204.
21. Tarling D.H., Mitchell J.G. Revised Cenozoic polarity time scale. - *Geology*, 1976, v. 4, N 3, p. 133-136.
22. Theyer F., Hammond S.R. Cenozoic magnetic time scale in Deep Sea cores; competition of the Neogene. - *Ibid.*, 1974, v. 2, N 10, p. 487-492.
23. Theyer F., Hammond S.R. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Brunnes to polarity epoch 20. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 22, N 4, p. 307-319.
24. Waddington C.G. Paleomagnetic field reversals and cosmic radiation. - *Science*, 1967, v. 158, N 3803, p. 913-915.
25. Wollin G. et al. Magnetism of the earth climatic changes / J. Wollin, D.B. Ericson, W.B. Ryan, J. Foster - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, N 2, p. 175.
26. Uffen R. Influence of the Earth's core on the origin and evolution of life. - *Nature*, 1963, v. 198, N 4876, p. 143-145.

МАГМАТОГЕННЫЙ ПИРРОТИН  
ИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНИТОИДОВ  
ЮГА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В.В. Попова, Н.В. Ложкина

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Пирротин - самый распространенный минерал, встречающийся повсеместно в высокоглиноземистых гранитоидах юга Яно-Колымской складчатой системы. Его присутствие в гранитоидах оказалось неожиданным. По всей видимости, предыдущие исследователи, использовавшие при изучении пород только традиционные петрографические методы, принимали его за ильменит. Магнитная фракция пород почти полностью представлена пирротином, который можно отнести к ферромагнетикам. Удельная остаточная намагниченность насыщения фракции достаточно велика и составляет от 421 000 до 181 000 · 10<sup>-6</sup> ГСГ. Тем не менее при содержании его в породах до 2 кг/т намагниченность самих пород остается незначительной.

Наибольшие содержания пирротина отмечаются в крупнозернистых биотитовых гранитах главных интрузивных фаз массивов. Он приурочен к порфирировым вкрапленникам породообразующих минералов, в основном биотита. Несколько меньше его в гранодиоритах, адамеллитах приконтактных частей интрузий. В то же время остаточная намагниченность насыщения крупнозернистых биотитовых гранитов главных интрузивных фаз ниже, чем намагниченность насыщения пород приконтактных зон /табл. I/. В мелкозернистых гранитах субгоризонтальных тел аллитов его еще меньше, и распределен он неравномерно.

Выявленный пирротин можно отнести к нескольким генерациям.

Наиболее ранняя представлена мелкими /0,01-0,02 мм; рис. 1, а, г/ игольчатыми дипирамидальными кристаллами, очень часто заключенными в бесцветные прозрачные, со сложнограненной голов-

Таблица I

## Магнитные характеристики

	$J_{ZS_1}$ $10^{-6} \text{ ГГС}$	$\frac{J_{ZS_2}}{J_{ZS_1}}$	$\frac{J_{ZS_3}}{J_{ZS_2}}$	$H'_{CS_1}$	$H'_{CS_2}$
6-604					
Фракция	326000	4,69	I, II	398	II2
Порода	5	6,27	Не опр.	Не опр.	Не опр.
8-4074					
Фракция	421000	8,57	I, 37	468	186
9-4093					
Порода	0, I	20,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.
10-3706					
Фракция	181000	22,4	0,94	263	148
Порода	10		Не опр.	Не опр.	Не опр.

кой кристаллы циркона, расположенные вдоль длинной оси пирротина /рис. I, д/. В литературе нет данных об образованиях пирротина подобного габитуса. Принадлежность их к пирротинам подтверждается рентгеноструктурным анализом /обр. № 8-4074/: 2,97 /2/; 2,64 /3/; 2,06 /10/; 1,604 /2/; 1,434 /3/; 1,714 /2/ /ЦЛ СВПО, аналитик Т.В.Милова/. Более крупные кристаллы образованы базопинакоидом  $C \{0001\}$ , гексагональной дипирамидой  $\gamma \{1011\}$ , реже таблитчатые в комбинации базопинакоида  $C \{0001\}$  и гексагональной призмы  $m \{1010\}$  /рис. I, б, в/. Такой пирротин наблюдается в виде включений в плагиоклазе, биотите, а также занимает межзерновые промежутки. Согласно структурному положению, пирротин начал выделяться в ранний этап магматической стадии минералообразования, но основная его часть сформировалась в заключительный этап. Третья разновидность пирротина - это ксеноморфные зерна, занимающие в основном межзерновые промежутки и нередко образующие скопления по краям зерен биотита. Этот пирротин имеет, видимо, постмагматическое происхождение. Среди пирротинов выявлены как моноклинные, так и гексагональные разновидности /табл. 2/.



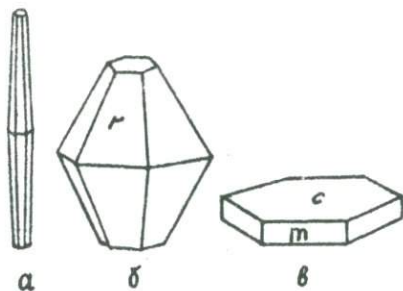
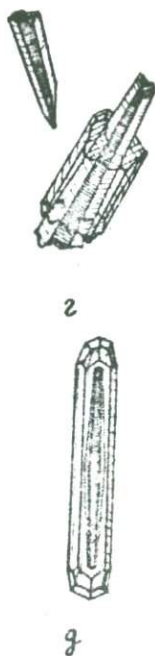


Рис. I. Формы нахождения пирротина в гранитах. Пояснения даны в тексте

Дифрактограммы получены на установке ДРОН-1 /Си - излучение с *Ni*-фильтром/. За диагностический максимум принималось яркое отражение 102 с межплоскостным расстоянием  $d \sim 2,07 \text{ \AA}$  у гексагональных разностей. В случае моноклинных разностей на дифрактограммах вырисовывается раздвоенный максимум. Здесь принимаются в расчет два отражения 202<sub>0</sub> / $d \sim 2,06 \text{ \AA}$ / и 202<sub>1</sub> / $d \sim 2,05 \text{ \AA}$ /. Смеси же гексагонального и моноклинного пирротинов дают картины раздвоенных ассиметричных максимумов с более интенсивным пиком со стороны меньших углов отражения /рис. 2 /. Дифрактограммы были проиндцированы по эталонной рентгенограмме пирротина и исправлены по эталону *NaCl*.



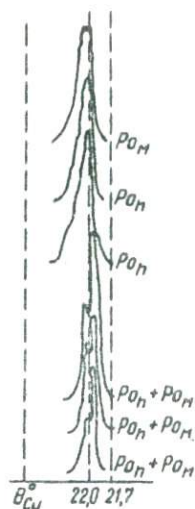


Рис.2. Диагностические максимумы минералов группы пирротина: по образцам 6-604, 8-4074, 10-3706.  
 $\rho_n$  - моноклинный пирротин;  
 $\rho_n$  - гексагональный пирротин

Наблюдается некоторая закономерность в распределении пирротинов выявленных сингоний. Так, моноклинные распространены в приконтрактных и близповерхностных разностях, а также в двуслюдяных субгоризонтальных телах аплитов, а гексагональные - на глубине / данные по скважине / и в центральных частях массивов биотитовых гранитов главных фаз интрузий /табл.3/.

Изменения параметров элементарной ячейки пирротинов находятся в соответствии с имеющимися данными по составу минералов /табл.4,5/ и с исследованиями многочисленных авторов, считающих, что уменьшение параметра  $C_0$  пространственной решетки является следствием увеличения содержания железа. И.Костов [3] считает, что содержание железа оказывает ощутимое влияние на параметр  $C_0$  пространственной решетки, изменяющейся от 6,69 Å в маложелезистых полиморфах до 5,88 Å в высокожелезистых соответственно. При сопоставлении полученных нами параметров пирротинов с описанными в литературе видно, что пирротины еще более железистые, чем это считалось ранее. Причем более высокожелезистыми являются наиболее слабомагнитные пирротины из центральных частей массивов, где доля раннемагматического пирротина возрастает. Намаг-

Таблица 3

Параметры элементарной ячейки пирротинов /  $\frac{a}{\text{Å}}$

Интрузивная фаза, порода	Номер образца	Сингония	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
Приконтактовая, гранодиориты, адамеллиты	5-716	Монокл.	5,950	3,439	5,691	89°44'
	6-717	"-	5,949	3,438	5,691	89°43'
Главная, порфириовидные	6-604	Смесь: гексаг., монокл.	3,438	3,437	5,727	89°56'
			5,954		5,696	
биотитовые граниты	6-604	Гексаг.	3,434		5,678	
8-4074	8-4074	Смесь: гексаг., монокл.	3,437	3,437	5,712	89°44'
			5,953		5,687	
	8-4074	Гексаг.	3,425		5,674	
	10-3706	"-	3,436		5,726	
10-3706	"-	3,430		5,681		
Субфаза, субгоризонтальные тела, двуслюдяные граниты	9-720	Монокл.	5,949	3,431	5,682	89°49'

ниченность пород, измеренная на приборе ИОН-1 /СВИНИИ ДВНЦ АН СССР, оператор М.И.Райкевич/, характеризует образец породы размером 2,4x2,4x2,4 см<sup>3</sup>, содержащий случайное количество зерен пирротина, распределенных неравномерно, хотя при большом объеме пробы /до 15 кг/ количества пирротина выравниваются. Число исследовавшихся образцов пород мало, поэтому полученные данные следует считать неполными. Так, оказались резко различными по магнитным свойствам /*max* обр. 10-3706, *min* обр. 9-4093/ образцы пород, залегающих на одной глубине и представляющие собой среднезернистые порфириовидные биотитовые граниты главной фазы интрузии /табл.1/. В ходе исследований получены параметры насы-

щения и термомагнитные характеристики образцов пород и пирротинов, являющихся основным компонентом электромагнитной фракции этих пород. Наиболее характерный признак для всех кривых - наличие точки Кюри, отвечающей пирротичу /320-350/ на кривых  $\chi_{23}(T)$  [1]. При втором нагреве эта точка сохраняется во всех образцах пирротиновой фракции, а также в образце породы, наиболее глубоко залегающей /№ 10-3706/. В породах же апикальной части массива /обр. № 6-604/ при втором нагреве фиксируется только магнетит. Возможно, что при нагреве в этих образцах образуется такое количество магнетита, на фоне которого пирротиновая составляющая ничтожно мала /рис.3/.

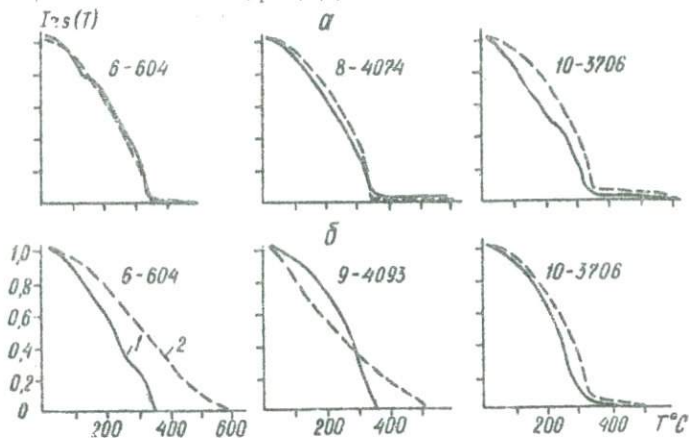


Рис.3. Кривые термомагнитного анализа: 1 - 1-й нагрев, 2 - 2-й нагрев; а - фракция, б - порода

Исследование обогащенных образцов пирротинов показало, что наиболее магнитными из них являются пирротины из апикальных частей массивов /№ 6-604/, а наименее магнитными - из центральных /№ 10-3706/. Как ранее говорилось, в апикальных частях развиты преимущественно моноклинные пирротины и это подтверждается результатами измерения их магнитных свойств. Величина поля разрушения находится в некотором противоречии с ранее установленной закономерностью, согласно которой разрушающее поле выше у гексагональных пирротинов. В нашем случае разрушающее поле характеризует, по-видимому, не структурную модификацию пирротина, а доменную

структуру пирротиновых зерен. В центральных частях массивов находятся более крупные зерна, которым соответствует многодоменная сравнительно малостабильная магнитная структура /обр. № 10-3706/, а в апакальных частях размер зерен меньше и их магнитная характеристика иная: для разрушения этой магнитной структуры нужны более высокие постоянные магнитные поля /табл.3/. Характер кривой разрушения подтверждает это предположение. Если для пирротинов главной фазы /обр. № 10-3706/ применение небольших постоянных полей /около 15 Э/ приводит к разрушению 40% остаточной намагниченности насыщения, то аналогичное воздействие на пирротины контактовых зон /обр. № 6-604, № 8-4074/ удаляет только 10% намагниченности. Во всех пирротинах, независимо от их местонахождения в теле интрузива, обнаружено небольшое количество магнетита. Наибольшее содержание последнего отмечается в пирротинах апакальных зон и наименьшее - в центральных главных интрузивах фаз. После нагрева количество магнетитовой составляющей возрастает во всех пробах, причем максимальный рост отмечается в пирротинах из главных фаз. Для образцов № 6-604, № 8-4074, № 10-3706 величина  $\chi_{s_1}$  магн./  $\chi_{s_1}$  общ. до нагрева соответственно составляет 0,9; 0,5; 0,2; после нагрева величина  $\chi_{s_2}$  магн./  $\chi_{s_2}$  общ. соответственно составляет 4,2,6. Параметр  $\chi_{s_2}$  магн./  $\chi_{s_1}$  магн., характеризующий образование магнетита, для этих же образцов равен 2,31; 2,81; 83,7.

Для образцов № 69-657 и № 69'-657 /данные микрозонда/  $Fe = 71,60; 73,25\%$ ;  $S = 28,40; 26,75\%$ . Полному химическому анализу подвергались только пирротины главных интрузивных фаз массива Большие Пороги /табл.4/. Кроме  $Fe$  и  $S$  в составе минерала обнаружен еще ряд элементов, которые могут быть изоморфными с  $Fe$  и появиться за счет субмикроскопических примесей других сульфидов и минералов, как, например, апатита /Ca, P/, биотита и плагиоклаза /петрогенные элементы/, циркона  $Zr$ . При микрозондовом анализе исследовались еще и пирротины южной части массива Малый Анначаг. Проанализировано всего несколько зерен /магматогенного/ пирротина. Железо распределено в них равномерно. Сера за неимением эталонов не анализировалась. Кроме железа были рассмотрены другие химические элементы, но их или вообще нет в составе наших пирротинов или содержания их недоста-

Таблица 4

Химический состав пирротинов комплекса биотитовых гранитов и адамеллитов умеренной известковистости гранитоидного массива Большие Пороги /%/

Элемент	6-604	8-4074	8-4074 <sup>*</sup>
Fe	59,12	63,38	69,13
Ti	1,28	0,26	
Al	-	0,36	
Mn	0,15	0,15	
Mg	-	0,31	
Co	-	0,31	
Cu	0,05	0,12	
Zn	0,15	0,06	
Pb	0,01	H/O	
Sn	0,01	-	
Cr	H/O	1,81	
V	0,01	-	
Co	0,02	0,05	
Ni	0,03	0,11	
As	0,03	-	
Nb	H/O	H/O	
Ta	H/O	H/O	
Zr	0,039	-	
TR	0,10	-	
U	H/O	H/O	
S	36,64	31,26	30,87
Na	0,08	0,05	
K	0,04	0,06	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	-	
-H <sub>2</sub> O	0,45	+0,15	
Сумма	98,30	98,44	100,00
Формула	Fe <sub>0,929</sub> <sup>S</sup>	Fe <sub>(1+0,163)</sub> <sup>S</sup>	Fe <sub>(1+0,285)</sub> <sup>S</sup>

\* ДВГИ, микроанализатор ХА-50А, оператор В.М.Чубаров; обр. № 6-604 - ЦЛ СВНГО, аналитик Л.А.Финогенова; обр. № 8-4074 - ВНИИ-1, аналитик В.М.Хребтова; H/O - элемент не обнаружен; прочерк - не анализировался.

точные для зондовых определений. Состав пирротина массива Большие Пороги /обр. № 8-4074/ анализировался как химически, так и на микроанализаторе. Содержания серы и в том, и в другом случае близки. Для большинства наших образцов характерен дефицит серы /пирротины с подобным составом в литературе неизвестны/. Ранее А.А. Годовиковым [2] был описан минерал "макинавит" с составом  $Fe_xS$ , где  $0,03 < x < 0,07$ , но даже в нем дефицит серы не настолько велик. Состав пирротинов изменяется с глубиной к центральным частям массивов, при этом содержание серы уменьшается /табл. 5/. Так, пирротин из близконтактных биотитовых гранитов массива Большие Пороги имеет состав  $Fe_{I3}S_{I4}$ , что соответствует  $Fe_{/I-0,07I/}S$  или  $Fe^{2+}_{0,787}Fe^{3+}_{0,142}S$  на глубине 24-30 м  $Fe_{/I+0,163/}S$  и  $Fe_{/I+0,285/}S$ . А. Пирротин из биотитовых гранитов /центра/ южной части массива Малый Анначаг обнаруживает еще больший дефицит серы:  $Fe_{I+0,447/}S$ ,  $Fe_{/I+0,595/}S$ .

На основании вышеизложенного, а также литературных данных [4], можно предположить, что наши пирротины образовались при температуре выше  $650-720^{\circ}$ , когда происходит структурная инверсия с необратимой потерей магнитности минералом, появляются лвные признаки потери минералом серы, что приводит к образованию троилита, а в нашем случае - минерала с дефицитом серы. О высокотемпературных условиях образования пирротинов говорят цифры высоких содержаний таких элементов, как  $Ni$  и  $Co$  /табл. 5/. При этом [6] увеличение содержания  $Ni$  в пирротине /метаморфогенного, ликвидационного, акцессорного - генезисов/ связано с возрастанием температуры его образования. Для таких пирротинов характерно преобладание  $Ni$  над  $Co$  /рис. 4/.

Из сказанного можно сделать следующие выводы: магнитные свойства пород комплекса биотитовых гранитов и адамеллитов определяются присутствием минералов группы пирротина. Намагниченность его не одинакова: наиболее магнитные разности распространены в апикальных частях интрузий, где преобладают моноклинные пирротины, а наименее магнитные - в центральных частях, где наблюдаются гексагональные пирротины. Моноклинные и гексагональные полиморфы пирротина являются магматогенными минералами и разница в их магнитной структуре отражает разницу в составе магматического расплава и физико-химических условиях его кристаллизации. Суммарная намагниченность насыщения образцов пирротина в данной

Таблица 5

Содержание петрогенных и рудных элементов  
в пирротинах из пород комплекса /%/

Элемент	Приконтактовая фациальная разновидность* главной фазы	Главная фаза**				Чувстви- тель- ность
		5-716	6-604	8-4074	10-3706	
	Чьерго		Большие Пороги			
Ti O <sub>2</sub>	0,28	0,63	0,60	0,27	0,10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	1,25	0,88	1,80	0,50	
CaO	0,64	0,60	0,70	1,85	0,20	
Mn	0,073	0,15	0,11	Н/О	0,03	
Cr	0,035	1,00	0,24	0,021	0,001	
Ni	0,10	0,074	0,078	0,096	0,001	
Co	0,039	0,049	0,054	0,0016	0,001	
V	0,0011	0,0024	Н/О	Н/О	0,001	
Ga	Н/О	0,0007	Н/О	Н/О	0,0003	

\* Диориты

\*\* Бiotитовые граниты

Примечание. Квантометрическое количественное спектральное определение выполнено в ИМГРЭ Л.Г.Бордуковой.

точке определяется превалирующей модификацией его в этой точке.

Исходя из известного факта об обратной пропорциональной зависимости между содержанием серы в минерале и температурой его образования, можно считать исследуемые пирротины еще более высокотемпературными среди всех известных. По петрографическим признакам пирротины начали выделяться из магматического расплава в

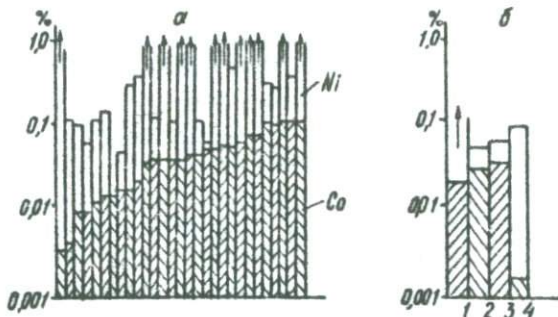


Рис. 4. График содержания Co и Ni в пирротинах: а/ из ликвационных месторождений и аксессуарных пирротинах из изверженных пород [5]; б/ из высокоглиноземистых гранитоидов /1 - гранодиориты массива Чьорго; 2-4 - биотитовые граниты массива Большие Пороги/

раннюю, главную, а наибольшие их количества - в позднюю стадию минералообразования. Они обнаруживают такие свойства и состав, которые ранее в литературе не описывались. Возможно, эти малосернистые образования продолжают ряд минералов группы пирротина, и их следует выделять, как было уже предложено в [7], в самостоятельный вид.

По-видимому, в апакальных частях происходило накопление серы, температура расплава была ниже, и пирротин кристаллизовался быстрее. Обнаруженный пирротин свидетельствует о восстановительных условиях кристаллизации магматического расплава /биотитовых гранитов и адамеллитов умеренной известковитости/ на ранних стадиях формирования интрузий.

#### Л и т е р а т у р а

И. Бродская С.Ю., Ветoshкин И.Д., Жерденко О.Н. Связь магнитных свойств природных пирротинов с их составом. - Физ.Земли, 1973, № 3, с.112-119.

2. Годовиков А.А. Минералогия, М.: Недра, 1975, 520 с.
3. Костов И. Минералогия, М.: Мир, 1971, 584 с.
4. Лихачев А.П. и др. О гидротермальном синтезе моноклинного пирротина выше  $320^{\circ}$  / А.П.Лихачев, П.Г.Чувькина и др. - ДАН СССР, 1972, № 2, т.202, с.426-428.
5. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
6. Цамбел Б., Яровский Я. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных геологических типов. - В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с.122-139.
7. Ясинская А.А., Елисеев Э.Н. О троилите. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1963, № 17, с.65-72.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДАЕК  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОЛЫМЫ

Л.Г.Шпилько

Производственное геологическое объединение  
"Севостгеология", г. Магадан

В юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области широко развиты дайковые образования. Преобладают дайки среднего состава: диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты. Становление их произошло в добатолитовую стадию, в период складкообразования. Реже встречаются дайки кислого состава, обычно сопровождающие гранитоидные массивы: гранит-порфиры, лейкократовые аплитовые граниты, гранодиорит-порфиры. Дайки габбро-диабазов, габбро-норитов, долеритов, базальтов имеют небольшое распространение. Среди них есть древние /добатолитовые/ и молодые /пострудные/.

В размещении дайковых серий, малых интрузий, рядов гранитоидных батолитов с их апофизами хорошо выявляется контролирующая роль крупных разрывных нарушений. Дайки группируются в линейные зоны в основном северо-западного простирания, реже северо-восточного, протяженностью до нескольких десятков километров при ширине до нескольких километров. Мощность отдельных даек меняется от 0,3 до 100 м при длине до 12 км. Известны поля разноориентированных даек [3].

Привлекательна металлогения дайковых образований. Еще Ю.А.Билибин [2] подчеркивал связь основной массы оруденения с комплексом добатолитовых даек среднего состава.

Материал предлагаемой работы базируется на статистической обработке результатов петромагнитных исследований 708 даек, изученных как в лабораторных условиях по образцам /около 25 тыс. измерений/, так и в естественном залегании /более 40 полигонов и

разрезов/. Физические методы дополнены петро- и минераграфическими исследованиями примерно 1000 образцов.

По степени магнитности все дайки можно расчленить на три группы: магнитные, частично магнитные и немагнитные /см.таблицу/. Под магнитными понимаются дайки, устойчиво картируемые в аномальном магнитном поле благодаря наличию и равномерному распределению ферромагнитного минерала. Частично магнитными считаются дайки, в которых ферромагнетик встречается на отдельных участках /локальные аномалии/. Немагнитные дайки в аномальном поле не выражаются, породы их практически немагнитны /менее  $10-30 \cdot 10^{-6}$  СГС/.

#### Петромагнитные свойства даек

Группы даек	Кол-во даек, %	$\alpha$	$J_n$	Q	$\alpha_x$
		$n \cdot 10^{-6}$ СГС			
Магнитные	2,4	39I	26I	I-4	0,4
Частично магнитные	26,9				
безрудные	24,8	42	196	5-12	0,9
рудонесные	2,1	15	112	7-14	0,7
Немагнитные					
безрудные и рудонесные	70,7	10	10	-	-

В пределах рассматриваемой территории выделяются две аномальные области: одна с высокоградиентными полями - в Иньяли-Дебинском мегасинклинии, вторая безаномальная - в Аян-Юряхском антиклинии. Дайки развиты в обеих областях приблизительно равномерно, пространственной корреляции контуров магнитных аномалий с участками развития даек не наблюдается /коэффициент корреляции менее 0,5/.

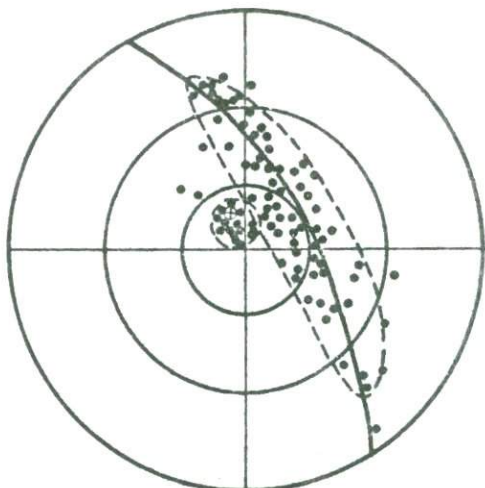
В Иньяли-Дебинском мегасинклинии магнитные аномалии по их геологической природе можно разделить на три типа. Аномалии I-го типа, линейно вытянутые на десятки километров, обрамляющие дугами и кольцами гранитоидные батолиты, контролируют участки

измененных пород, отражающие положение зон длительной циркуляции постмагматических растворов. Аномалии обусловлены наличием новообразованных минералов /пирротина/, в их пределах сосредоточено около 70% известных рудопроявлений [4]. Аномалии 2-го типа связаны с развитием пирротина в предрудную стадию на участках развития даек, кварцевых жил, минерализованных зон. Эти аномалии могут быть наложенными на 1-й тип, иногда встречаться в слабоконтрастном виде в безаномальной области. Аномалии 3-го типа обусловлены магматическими образованиями пострудного времени, содержащими акцессорный магнетит.

Группа магнитных даек малочисленна. Дайки фиксируются аномалиями 3-го типа и обладают относительно стабильными магнитными свойствами. Петрографо-минералогическими анализами установлено, что ферромагнитным минералом в них является магнетит магматогенного происхождения с высокой точкой Кюри. Аномальные магнитные свойства пород позволяют успешно картировать дайки этой группы, особенно в краевых частях Яно-Колымской складчатой области, где они приобретают черты субвулканических образований. Магнитные дайки, как правило, безрудные.

При исследовании ориентированных образцов ряда даек установлено, что векторы намагниченности имеют большой разброс, но почти все направлены вдоль плоскости тела /рис.1/. Это объясняется намагничиванием частиц вдоль большой оси, ориентированной в плоскости тела. Факт этот, видимо, следует учитывать особенно при магнитометрической съемке пологозалегающих объектов.

Группа частично магнитных даек составляет немногим более четверти от общего количества изученных. Аномальными являются отдельные участки даек, что вызвано гнездовым, линзовидным распределением ферромагнитного минерала - пирротина. Наличие его подтверждается результатами терморазмагничивания образцов по характерной точке Кюри /рис.2, кривые 1,2/ и данными микроскопии. В эту группу входят дайки среднего состава, редко кислого и основного /добатолитовые/. Так, в бассейне р.Алманнычан, на южном крыле Умарского разлома, в районе развития междастовых базальтов, зафиксирована цепочка локальных аномалий. Базальты магнитны лишь в зоне дробления и брекчирования. Порода разбита сетью трещин, выполненных кварцем, карбонатом, пирротинном и гидроокислами железа. Эта ассоциация минералов



● - 1    - 2    ⊕ - 3    ⊔ - 4

Рис.1. Намагниченность пород по плоскости дайки диабазов /по 36 образцам/: 1-3 - проекции на нижнюю полусферу: 1 - вектор намагниченности, 2 - тело дайки, 3 - направление современного магнитного поля; 4 - контур "облака" проекций

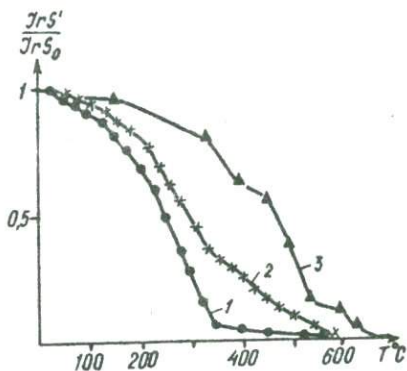
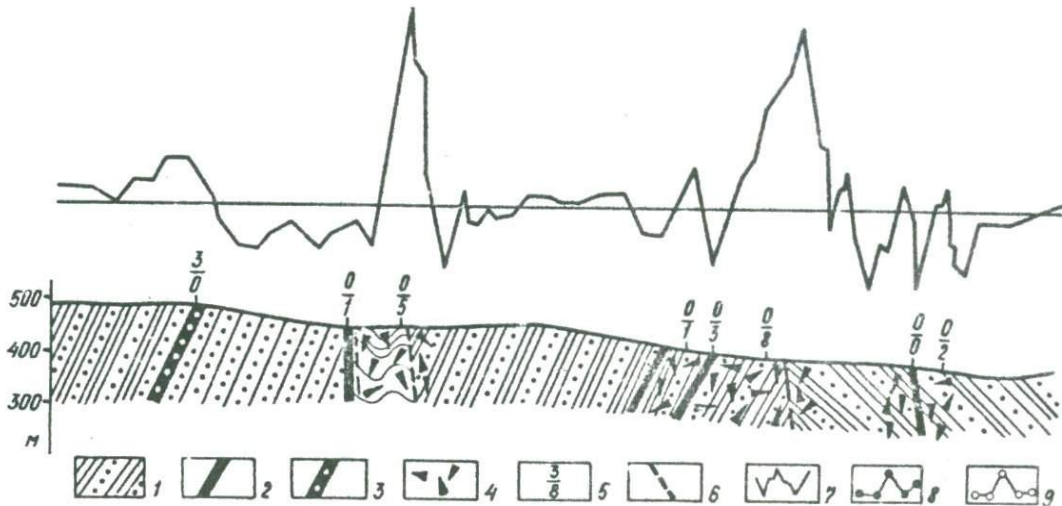
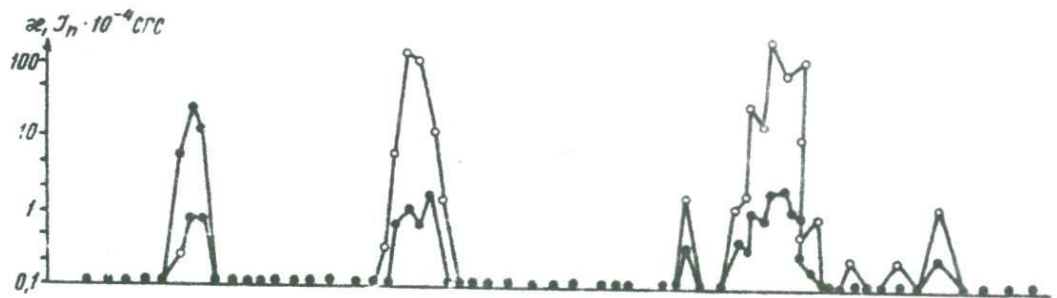


Рис.2. Кривые терморазмагничивания образцов даек: 1 - диоритовый порфирит ( $J_{rs_0} = 6200 \cdot 10^{-6}$  СГС, пирротина 3%, магнетита - знаки); 2 - гранодиорит-порфир ( $J_{rs_0} = 235 \cdot 10^{-6}$  СГС, пирротина 0,5%, магнетита - знаки); 3 - диабаз ( $J_{rs_0} = 14000 \cdot 10^{-6}$  СГС, магнетита 2,5%)



наложена на продукты контактового метаморфизма базальтов, образовавшиеся под воздействием гранитоидов.

Дайки изменены в регрессивную стадию метаморфизма, среди новообразований присутствуют в различных соотношениях пирит, пирротин, арсенопирит, редко галенит, сфалерит, халькопирит. Процесс изменений в дайках многостадийный, по характеру такой же, как во вмещающих породах. Обобщенная схема изменений следующая: ранняя стадия - кварц, хлорит, серицит, иногда сульфиды /пирит, пирротин/; последующая - кварц, карбонатно-магнезиальные минералы, иногда сульфиды /пирротин/; предрудная стадия - кварц, карбонаты, сульфиды /арсенопирит, иногда пирротин/. В ряде случаев схема сложнее. Подобные метаморфические изменения установлены во многих местах Яно-Кольмской складчатой области, они тяготеют к зонам тектонических нарушений, сланцеватости, кливажа. Дайки обычно приурочены к наиболее выдержанным ослабленным зонам, согласующимся с простираем складчатых структур, среди практически непроницаемых терригенных толщ. В силу физико-химических свойств в ряде мест они служили удобными каналами для подъема гидротермальных растворов. Это обусловило их рудоконтролирующую и рудовмещающую роль. Помимо того, что сами дайки разбиты сетью кварцевых прожилков, они сопровождаются либо параллельными, либо сравнительно более пологими короткими послойными жилами, тяготеющими к узлам /замкам/ мелких складок, а также окварцованными зонами дробления. Для рудных минералов, видимо, в силу абсорбционных свойств, более надежными являются вмещающие углисто-глинистые породы.

В группу немагнитных входит подавляющее большинство даек. Они широко распространены в безаномальной области, где их зафиксировать магнитометрией практически невозможно. В пределах же аномальной области экзоконтакты даек зачастую имеют повышенные магнитные свойства /рис.3/. Среди немагнитных

---

Рис.3. Характер выражения даек в аномальном магнитном поле: 1 - песчано-глинистые отложения верхоянского комплекса; 2-3 - дайки: 2 - диоритовых порфиритов, 3 - габбро-диоритов; 4 - кварцевое прожилкование; 5 - содержание ферромагнитных минералов /%/: в числителе - магнетита, в знаменателе - пирротина; 6 - тектонические нарушения; 7 - график вертикальной составляющей аномального магнитного поля; 8-9 - графики свойств пород: 8 - магнитной восприимчивости, 9 - остаточной намагниченности

даек /в той или другой области/ встречаются рудоносные. Характер изменений пород в пределах рудных полей обеих областей в общем аналогичен, содержится примерно одинаковое количество сульфидов /5-7%/. Отсутствие пирротина в безаномальной области обусловлено, видимо, иными физико-химическими условиями. Как отмечает А.Г. Бетехтин [1], в условиях более высоких температур из-за низкой растворимости сероводорода образуются малосернистые сульфиды - пирротин. На безаномальных участках температура раствора была, скорее всего, ниже, растворимость  $H_2S$  выше, что дало увеличение количества анионов  $S^{2-}$  и привело к образованию пирита.

Наличие аномалий 2-го типа является благоприятным поисковым критерием. По четырем рудопроявлениям /два из них находятся в безаномальной области/ установлено, что общий контур аномалий хорошо совпадает с контуром рудного поля. Причем аномалии эти очень слабы, фиксируются лишь при высокоточных и детальных съемках. Магнитными являются отдельные образцы /гнездовое распределение пирротина/. В пределах одного участка могут соседствовать дайки немагнитные и частично магнитные, рудоносные и безрудные. Например, в зоне разломов одного из проявлений безрудные дайки диоритовых порфиритов развальцованы, катаклазированы, рассечены многочисленными кварцевыми прожилками, пирротин отсутствует. В параллельной зоне в рудоносной дайке того же состава и степени изменений имеется пирротин. Встречаются и обратные соотношения. Коэффициент корреляции между магнитностью и рудоносностью даек составляет 0,63. Для образцов оруденелых даек характерны повышенные значения коэффициента  $Q$  и несколько пониженная анизотропия магнитной восприимчивости  $a_x$  /см. таблицу/.

В целом в поисковом отношении наиболее интересными являются дайки, в пределах которых встречаются участки трещиноватости с развитием в них железисто-магнезиальных карбонатов и сульфидов /независимо, магнитных или немагнитных/, т.е. зоны с длительной гидротермальной активностью. Процессы последней оказывали разрушающее действие на предрудные минералы, в том числе пирротин. Следовательно, продуктивными могут быть участки /рудные столбы/, где намечается снижение петромагнитных характеристик. Разрушающее действие гидротермальных процессов на ферромагнитные минералы проявляется и в более широком плане: почти на всех рудных полях в контурах аномалий 1-го типа более 50% проявлений

имеют магнитное поле, близкое к нулевому. Однако суммарное количество сульфидов в дайках контура аномалий в 2-4 раза /и более/ выше, чем на участках тех же даек, выходящих за контур. Рудоносными являются интервалы даек, как правило, в контуре аномалий. Следовательно, при поисках рудоносных участков сульфидизации магнитометрию необходимо сочетать с другими методами /например, электроразведочными/.

### Л и т е р а т у р а

1. Ветехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с.122-272.

2. Билибин Ю.А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР. - ДАН СССР, 1945, т.50, с.367-370.

3. Геология СССР. Т.30. Кн.2. М.: Недра, 1970. 536 с.

4. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р.Колымы. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ  
СВОЙСТВА ПОРОД УЧАСТКА НЯВЛЕНГА

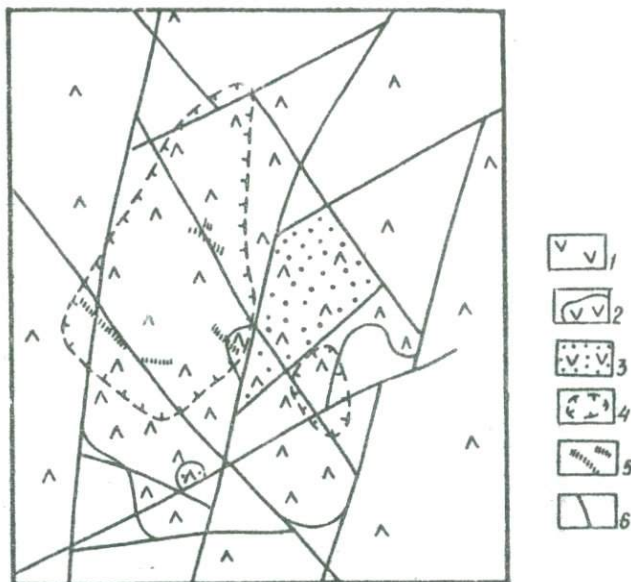
В. А. Моисеев, В. И. Моисеева, Л. Г. Шпилько

Производственное геологическое объединение  
„Севостгеология”, г. Магадан

В настоящее время в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса при крупномасштабном геологическом картировании широко применяется магнитометрия, позволяющая проводить расшифровку аномалиобразующих структур, расчленение эффузивных и интрузивных образований, уточнение границ вскрытых и выделение не вскрытых тел основного и среднего состава, элементов тектоники и т.д. Выдвигаются также задачи по детальному картированию с целью поисков участков измененных пород и зон оруденения, но они не всегда успешно решаются ввиду сложности геолого-геофизических разрезов, недостаточности знаний характера процессов, предшествующих рудообразованию, а также последующих изменений. Авторы сделали попытку расшифровать геологическую природу магнитовозмущающих объектов, последовательность гидротермальных изменений, отражающихся в петромагнитных свойствах пород, в пределах участка Нявленга на основе полевых измерений вертикальной составляющей магнитного поля, петрофизических исследований образцов пород, петрографических описаний полированных и прозрачных шлифов и результатов других анализов.

Исследуемый участок расположен в пределах Нявленгинской вулканотектонической депрессии<sup>I</sup>. В северо-западной части ее отмечается вулканокупольное поднятие, к которому непосредственно

<sup>I</sup> Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В. Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулканотектонической депрессии. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн.изд-во, 1980, вып.25, с.48-53.



Петромагнитная схема Нявленгинского участка: 1 - немагнитные андезиты, измененные до хлоритовой, хлорит-эпидотовой фаций; 2 - магнитные андезиты с новообразованиями актинолита, биотита, магнетита; 3 - андезиты с резко переменной магнитностью, с развитием биотита, сульфидов; 4 - участки умеренно- и слабомагнитных метасоматитов адуляр-серицит-кварцевой, серицит-кварцевой фаций; 5 - немагнитные зоны прожилкового окварцевания, кварцевые жилы; 6 - линии тектонических нарушений, трассируемые сильно магнитными дайками, срывом корреляции магнитного поля

приурочен рассматриваемый участок. Он сложен толщей покровных андезитов, имеет сложное боковое строение, обусловленное наличием разноориентированных нарушений, контролирующих размещение даек, зон метасоматоза и прожилкования, гидротермальных жил /см. рисунок/.

На фоне спокойного нормального магнитного поля, фиксирующего покровы андезитов, на площади 1,5х2 км наблюдается локальная положительная аномалия сложной морфологии. Она отражает гидротермально измененные породы по покровным андезитам, осложнена ортогональной сетью интенсивных линейных аномалий, картирующих дайки базальтов, андезито-базальтов.

В результате совместного анализа характера аномального магнитного поля, магнитных свойств, петрографо-минералогических осн-

бенностей пород выделяется несколько петромагнитных групп, каждая из которых характеризует конкретные участки /или блоки/ пород, измененных в ходе гидротермальной деятельности.

Первая группа объединяет "фоновые" породы - покровные андезиты, широко развитые и за пределами участка. Андезиты пропилитизированы до хлоритовой, цеолитовой, хлорит-эпидотовой, калийшпат кварцевой фаций с безжелезистыми минералами и являются практически немагнитными /см. таблицу/.

Вторая и последующие группы выделены в пределах магнитной аномалии. Ко второй относятся магнитные андезиты, в которых наблюдаются новообразованные минералы /эпидот, актинолит/.

В отдельных тектонических блоках в низах разреза установлены актинолит, биотит, редкие сульфиды /пирит, спорадически пирротин/. Эти породы отнесены в третью группу.

Породы второй и третьей групп, точнее наличие в них новообразованных минералов - актинолита, биотита - обусловили повышение намагниченности образований и возникновение аномалии. Для новообразованных минералов характерна смешанная природа магнетизма - параферромагнитная. Повышенные магнитные свойства связаны с микропримесями ферромагнетиков /магнетита/ внутри минералов, что может являться признаком высокотемпературного метасоматоза пород<sup>2</sup>.

К четвертой группе отнесены андезиты, претерпевшие последующие окологорудные гидротермально-метасоматические изменения: метасоматиты серицит-кварцевой, адуляр-серицит-кварцевой фаций. В этой группе наблюдается понижение величин  $\mathcal{J}$  и  $I_H$ . Но в целом обнаруживается тесная пространственная связь развития пород этой группы с аномальным участком.

В особую группу выделяются вторичные кварциты /монокварцевая, пиррофиллитовая, кварц-корундовая, кварц-графитовая фации/. Породы этой группы на участке встречаются в отдельных точках, сгруппированы они по результатам исследований образцов.

На узко локальных участках отмечаются продукты деятельности заключительного гидротермального процесса: зоны кварцевого прожилкования, кварцевые, кварц-хлоритовые жилы /в том числе околодайкиковые/ с полным исчезновением ферромагнитных минералов. На отдельных интервалах в забьандах кварц-хлорит-эпидотовых жил

<sup>2</sup> Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976, с.140-193.

Характеристика магнитных свойств пород  
участка Нявленга

Порода, петромагнитная группа, ассоциация минералов	Размах и средние значения						
	$\chi(-x-)$ и $\mathcal{J}_n(-o-)$ , $n \cdot 10^{-6}$ с/с						
	10	2	5	100	2	5	1000
	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
Андезиты покровные							
I группа /хлорит, цеолит/							
II группа /эпидот, актинолит/							
III группа /актинолит, биотит/							
IV группа /серицит, кварц, адуляр, каолинит/							
Вторичные кварциты /пиррофиллит, кварц/							
Жилы							
Кварц-хлоритовые							
Кварц-хлорит-эпидотовые с магнетитом							
Дайки базальтов, андезитобазальтов							

встречаются минеральные скопления магнетита.

Дайки базальтов, андезитобазальтов, долеритов, диоритовых порфиритов сильно магнитны, причем их магнитная восприимчивость преобладает над остаточной намагниченностью. Они трассируют зоны тектонических нарушений. По сравнению с вмещающими породами дайки подвергнуты процессу пропилитизации в меньшей степени, что может свидетельствовать о близком времени развития пропилитизации и становления даек.

Согласно изложенному, можно представить следующую схему изменений петромагнитных характеристик пород участка Нявленга:

- нивелирование магнитных свойств пород в результате площадной пропилитизации с возможным разрушением имевшихся в покровных андезитах ферромагнитных минералов;

- возникновение в пределах тектонически ослабленных участков в специфических физико-химических условиях магнитных новообразований биотита, актинолита; становление даек с магматогенным магнетитом;

- наиболее контрастные изменения магнитных свойств пород при последующих метасоматических изменениях, приведших к частичному перераспределению ферромагнитных минералов, переходу ферромагнетиков в другую форму или полному их разрушению;

окончательное исчезновение ферромагнитных минералов на локальных участках гидротермальной деятельности.

Существенно, что гидротермально-метасоматические изменения, включая околорудные, предопределены изменениями на ранних стадиях, нашедших выражение в свойствах пород и магнитном поле.

Таким образом, петромагнитные свойства пород в какой-то степени отражают длительный и сложный процесс дорудных изменений и рудообразования. Возможность выделения зон измененных пород посредством анализа карт магнитного поля и петромагнитных свойств пород имеет существенное поисковое значение как на данном участке, так и в других рудных районах с подобной геолого-геофизической ситуацией. Другие геофизические признаки могут использоваться как дополнительный критерий при оценке вероятных масштабов и интенсивности проявления гидротермально-метасоматической деятельности.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГНЕТИЗМА И  
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД  
ПРИ ОБЪЕМНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Ф.И.Манилов, В.Г.Саксин

Дальневосточный институт минерального сырья  
МГ СССР, г.Хабаровск

В настоящее время в объемном /ОГК/ и глубинном /ГГК/ геологическом картировании развиваются преимущественно способы построения объемных моделей путем интерпретации геофизических данных на базе геологических моделей. ОГК требует тотальной интерпретации данных геофизических съемок, в том числе магнитных. Надежный анализ карт магнитного поля практически невозможен без данных об остаточной намагниченности пород, слагающих изучаемые площади.

Данные измерений остаточной намагниченности /  $J_n$  / при интерпретации материалов магнитных съемок широко использовались для решения ряда узловых задач ОГК. Так, при изучении площадей с одноярусным строением, сложенных палеозойскими осадочно-метаморфическими комплексами, оценивались параметры и элементы залегания магнитоактивных тел /пластов осадочно-метаморфических образований, дискардантных тел интрузивных и дайковых комплексов/; по композиции элементов залегания отдельных тел определялась внутренняя структура изучаемого объема. В условиях площадей, характеризующихся многоярусным строением /например, наложенных вулканоструктур/, данные магнитной съемки использовались, с одной стороны, для изучения внутреннего строения ярусов, сложенных магнитоактивными телами, с другой - для картирования погребенных поверхностей, разделяющих магнитонасыщенные и "немагнитные" горизонты. В качестве поверхностей раздела в этих случаях рас-

смагивались поверхности, описывающие гипсометрию нижних или верхних кромок магнитоактивных тел. Так, по Белоглинской, Каменушинской, Сутарской и другим вулкано-тектоническим структурам /ВТС/ были составлены комплекты полярных геолого-структурных карт.

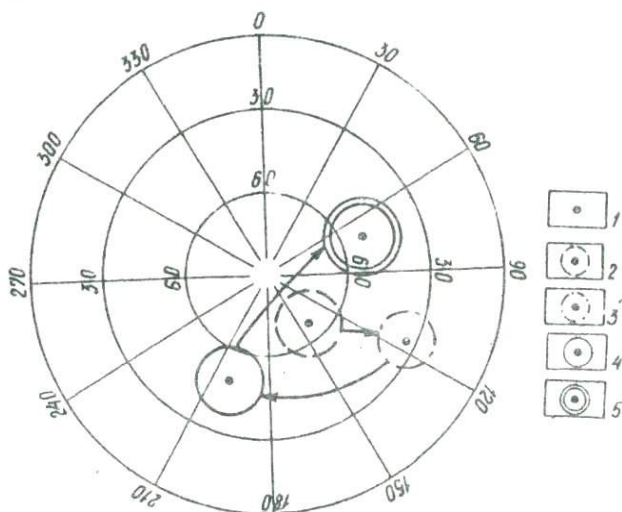
В пределах Белоянской ВТС нижняя граница верхнего яруса была откартирована как поверхность, описывающая положение нижних кромок магнитоактивных тел, характеризующихся  $\chi = /100-500/ \cdot 10^{-6}$  СГС,  $J_n = /200-1000/ \cdot 10^{-6}$  СГС.

В пределах Сутарской площади наблюдалась обратная картина. Фундамент с крупными включениями магнитоактивных тел /пласты железистых кварцитов "рудноносной" свиты/ перекрыт магнитопрозрачным чехлом эффузивных пород по данным измерений магнитных характеристик в прибортовых частях ВТС  $\chi = /1000-2000/ \cdot 10^{-6}$  СГС,  $J_n = /1000-3000/ \cdot 10^{-6}$  СГС. Расчеты глубин залегания неоднородностей фундамента были выполнены по данным измерений магнитных характеристик, что в сочетании с данными ВЭЗ и гравиметрии позволило построить карту гипсометрии фундамента, перекрытого вулканогенным чехлом мощностью 300-800 м.

Собственно палеомагнитные исследования в комплексе работ ОГК нередко решают узловые вопросы обоснования объемных физико-геологических моделей. В качестве примера эффективности палеомагнитных исследований при ОГК площадей двухъярусного строения можно привести результаты целенаправленных палеомагнитных исследований в пределах вулканоструктур Хингано-Баджальской вулканогенной зоны [4], расположенной в юго-восточной части Бураинского массива. Формирование этой зоны связывается с процессами мезозойской активизации массива [1]. Зона состоит из изолированных вулкано-тектонических структур различной формы и размеров, наложенных на домезозойский фундамент преимущественно гранитоидного состава. Исследованиями охвачены ранне- и поздне меловые образования Каменушинской, Таланджинской, Юринской и Хингано-Олоной вулкано-тектонических депрессий. Общим для разрезов вулканитов указанных вулканоструктур является их трехчленное строение /снизу вверх/: 1/ андезиты, андезитовые порфиры, андезитобазальты /станолирская свита,  $K_1$  /; 2/ толща пестрого, преимущественно кислого состава - липариты, липарито-дациты, дациты, трахидациты, долериты и их туфы, туфогенно-осадочные образова-

ния /солонечная, Юринская, Кундурская /?/ свиты,  $K_{1-2}$ ;/  
 3/ фельзиты, липариты и гранит-порфиры /обманьская свита,  $K_2$ /.

Соотношение объемов образований различных свит в пределах конкретных ВТС различно и нередко дискуссионно. Корреляция разрезов является одним из узловых вопросов при решении задачи объемного изучения ВТС. Всего отобрано и изучено более 2000 ориентированных образцов вулканитов из различных частей разреза, из них 235 образцов изучено в Институте геофизики АН УССР. Результаты исследований магнитных свойств пород и свойств ферромагнитных минералов довольно полно изложены в работе 3. Палеомагнитная пригодность образцов горных пород оценивалась в основном методом терморазмагничивания в нулевом поле. Для более полной интерпретации данных терморазмагничивания проводилось оптическое изучение ферромагнитных минералов и определялась точка Кюри



Распределение палеомагнитных полюсов, вычисленных для вулканогенных образований Каменушинской, Таланджинской, Юринской и Хинганно-Олонойской ВТС: 1 - центры группирования координат полюсов; границы доверительных /  $P = 0,95$  / областей распределения полюсов для пород: 2 - первой группы /солонечная свита,  $K_{1-2}$ /, 3 - третьей, 4 - второй /обманьская свита,  $K_2$ /, 5 - четвертой группы /рудовмещающие/

Координаты палеомагнитных полюсов

Вулкано- Тектоническая депрессия	Наименование пород	Кол-во	Координаты палеомаг- нитных полюсов		Датированные аналоги в Союзе, авторы
			с.ш.	в.д.	
Каменушинская	Фельзиты и липариты /рудовме- щающие/ $K_2 ob$	119	61	55	$K_2$ , сенон А.И.Храмов, Л.Е.Шолпо [6]
	Гранит-порфиры /северная постройка/ $K_2$	27	55	214	
	Гранит-порфиры /южная постройка/ $K_2 ob$	18	42	113	
	Фельзиты и липариты $K_2 ов$	30	62	201	
	Липариты $K_{1-2} sl$	48	71	169	
Таланджинская	Липариты $K_2 ов$	36	24	117	4 $K_1$ , валанжин А.Я.Власов [4]
	Липариты серые $K_{1-2} sl$	12	65	128	
Яуринская	Липариты $K_2 ов$ /рудовмещающие/	24	43	78	$K_2$ , сенон А.И.Храмов, Л.Е.Шолпо [6] $K_1$ , валанжин А.Я.Власов [4]
Хингано-Олс- нойская	Липариты слабофлюидальные /сев.-зап.часть Федосеихинского блока, рудовмещающие/ $K_2 ob$	4	52	87	
	Липариты средневкрапленниковые $K_2 ов$ /юго-вост. часть Сололинского блока/	10	40	207	
	Липариты, фельзиты $K_1 sl$	20	67	132	

термосепарированием магнитных фракций. Принципиальный вывод этих исследований: липариты, фельзиты и их переходные разности характеризуются однокомпонентной термоостаточной намагниченностью, синхронной моменту формирования пород. Носителем намагниченности этих пород является титаномagnetит с точкой Кюри 530-570<sup>0</sup>С. Носитель намагниченности гранито-порфиров - гематит /до 1%/ с точкой Кюри 330-400<sup>0</sup>С. Изученные породы пригодны для палеомагнитных реконструкций. Принципиальная возможность палеомагнитной корреляции для пород обманьинской и солонечной свит показана на рисунке, удовлетворительная увязка этих данных с известными палеомагнитными данными по Союзу приведена в таблице.

Полученные данные позволили, например, существенно подкорректировать объемную модель Каменушинской ВТС, для которой был составлен комплект карт объемного строения.

Специализированный характер ОГК обусловил необходимость изучения, наряду с неизменными разностями пород образцов, характеризующих зоны гидротермального изменения этих пород, вмещающих эндогенное средне- низкотемпературное оруденение. Значения магнитных характеристик /  $\chi$  и  $J_n$  / указанных образцов в целом уменьшаются на 30-60% по сравнению с таковыми для неизменных разностей пород. Наиболее интересным оказался факт близости векторов остаточной намагниченности для минерализованных зон в пределах одной ВТС, а также близость расчетных древних магнитных полюсов для групп образцов, отобранных из минерализованных зон в пределах различных ВТС. Таким образом, появилась возможность использования палеомагнитных характеристик в качестве дополнительного критерия при объемном прогнозировании эндогенного оруденения.

В целом по рассматриваемой площади статистический анализ палеомагнитных данных позволил надежно /с  $P = 0,95$ / выделить четыре группы распределения древних полюсов.

Первая группа /  $\varphi = 67^0$  с.ш.,  $\lambda = 143^0$  в.д. / охватывает липариты и фельзиты солонечного комплекса Хингано-Олонойской, Таланджинской и Каменушинской ВТС. Сопоставление с палеомагнитными данными по Союзу (апт-альб, сучанская свита,  $K_1$  сделано) А.Я.Власовым [4].

Вторая группа /  $\varphi = 49^0$  с.ш.,  $\lambda = 204^0$  в.д. / включает об-

манийские фельзиты и липариты, а также гранит-порфиры северной постройки Каменушинской ВТС, липариты юго-восточной части Сололинского блока Хингано-Олонойской ВТС. По данным других районов Союза соответствует сенону,  $K_2$ , по А.И.Храмову, Л.Е.Шолпо [6].

Третья группа /  $\Phi = 33^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 115^\circ$  в.д./ - гранит-порфиры южной постройки Каменушинской ВТС, липариты /так называемые обманийские/ Таланджинской ВТС. Принятую ранее корреляцию этих образований с обманийскими следует поставить под сомнение.

Четвертая группа /  $\Phi = 52^\circ$  с.ш.,  $\Lambda = 66^\circ$  в.д./ - рудосодержащие фельзиты и липариты Каменушинской, Яуринской, Таланджинской и Хингано-Олонойской ВТС.

В качестве яркого примера важности палеомагнитных исследований при ОГК могут служить результаты работы в пределах Синегорской площади, расположенной в юго-восточной части Ханкайского массива. В разрезе осадочной толщи выделяются /снизу вверх/:

1/ верхнепротерозойские и нижнекембрийские карбонатно-кремнистые отложения, 2/ средне- и позднекембрийские терригенные отложения, 3/ девонские и пермские вулканогенно-осадочные отложения [2], заполняющие наложенные ВТС.

Фациальная невыдержанность осадочных толщ по простиранию и другие геологические факторы /магматизм, блоковая тектоника, контактовый метаморфизм/ затрудняют расшировку внутренней структуры площади, что порождает неоднозначность толкований разными исследователями последовательности формирования отдельных свит и толщ, а также принадлежности тех или иных образований к отдельным свитам. Задачей наших исследований являлось создание геолого-структурной карты-среза на глубине 500 м от дневной поверхности на площади 1200 км<sup>2</sup>. Существенные разногласия исследователей района по взаимосвязке вулканоплутонических образований и особенно в стратиграфии осадочных палеозойских толщ поставили нас перед серьезными трудностями при экстрапляции установленных геолого-структурных данных на глубину.

Согласно официально признанной схеме стратиграфии палеозоя [2], суммарная мощность этих осадков достигает 10-12 км. А.А.Шитовым, использовавшим методы литолого-фациального и палеотектонического анализа, на том же фактическом материале были обоснованы существенно обновленные представления о стратиграфии палеозоя, в соответствии с которыми мощность разреза была сокращена до

2,0-2,5 км. Наши специальные работы /система опорных геолого-геофизических пересечений/ подтвердили представления А.А.Шитова об объемах палеозойских осадков. В то же время столь существенное изменение представления об объемном строении площади требует целенаправленных корреляционных исследований в условиях широкого распространения "немых" толщ и магматических образований. Выполненные ранее палеомагнитные исследования Л.А.Изосова и А.И.Сокарева / по "Приморгеология"/ в новой постановке вопроса являются недостаточными как по их объему и географии, так и по завершенности /отсутствуют лабораторные исследования стабильности  $T_n$  /. Для решения поставленной задачи нами уже проведен целенаправленный отбор около 300 ориентированных образцов.

Рассмотренные примеры показывают, что в системе работ по ОГК изучение намагниченности горных пород и собственно палеомагнитные исследования помогают решать узловые вопросы ОГК. В то же время при анализе палеомагнитных данных необходимо опираться на четкие представления о внутреннем и глубинном строении района /в первую очередь блоком/.

#### Л и т е р а т у р а

1. Ван-Ван-Е А.П. О вулcano-тектонических системах активизированных областей юга Дальнего Востока. - В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с.225-231.

2. Изосов Л.А., Рязанцева М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива. - Сов. геология, 1977, № 2, с.77-90.

3. Михайлова Н.П., Манилов Ф.И., Карзанова А.Я. Палеомагнетизм Хингано-Баджальской зоны. - Геофиз. сб. АН УССР, 1974, № 60, с.61-70.

4. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса /Данные по СССР/. М.: МЦД, 1971, вып. I.

5. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. IIЗ с.

6. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 256 с.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НЕКОТОРЫХ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ  
ТРЕТИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД  
ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Ю. С. Бретштейн, А. С. Каретников,  
А. В. Климова, А. А. Петров

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г. Хабаровск

Предварительные результаты исследования магнитных свойств некоторых интрузивных и эффузивных пород Приморья, Приамурья, Южных Курильских островов и Западного Сахалина указывают на значительную вариацию ряда палеомагнитных характеристик, обусловленную особенностями формирования соответствующих магматических комплексов. Приведенные в таблице палеомагнитные параметры, а также средние значения  $I_n$ ,  $\alpha$ ,  $Q$  пород иллюстрируют это положение. При достаточно "закономерных" в целом позициях палеополюса для позднемиоценового-третичного времени /65-80° с.ш., 160-180° в.д., 120-180° з.д./ иногда наблюдается смещение в южные широты этих положений для молодых пород по сравнению с относительно более древними комплексами. Поскольку указанные породы за редким исключением характеризуются хорошей стабильностью к различным размагничивающим лабораторным воздействиям /переменному магнитному полю и температуре/, случаи "дисперсии" позиций палеополюса для относительно узких геологических интервалов времени следует, вероятно, отнести за счет влияния метакристаллической намагниченности термохимического происхождения.

Часто в случаях, когда традиционные методы магнитной и термомангнитной чисток не меняют направления и кучности распределения единичных векторов  $\vec{I}_n$  магматических пород, получаемое среднее направление  $\vec{I}_n$  принимается за первичное, синхронное времени образования /остывания, кристаллизации/ соответствующих комплек-

сов. И хотя в ряде работ [1,3] показано, что это далеко не так, в практике "рядовых" палеомагнитных исследований обычно этим ограничиваются, объясняя случаи несоответствия позиций одновозрастных полюсов локальными тектоническими деформациями. Среди изученных нами пород /специальные исследования не проводились/ такая ситуация может быть скорее характерна для молодых неоген-четвертичных базальтоидов, выполнявших при излияниях складки на эродированной поверхности доплиоценового рельефа /некоторые базальты в районе г. Николаевск в Приамурье, кл. Четверикова на о-ве Кунашир, бух. Де-Кастри на побережье Татарского пролива и др./.

В целом причины, приводящие к разбросу направлений  $\vec{I}_n$ , достаточно разнообразны. Общеизвестна роль гипергенных процессов, способствующих низкотемпературному однофазному окислению ферромагнитных минералов /магнетитизация/. Последнее обстоятельство приводит к увеличению разброса векторов  $I_n$ , заметными колебаниями /чаще уменьшению/ значений фактора  $Q$ , вероятно, преимущественно за счет неравномерного роста  $x$  в процессе перехода менее магнитного титано-магнетита в титано-магнетит, магнетит. По литературным данным [2], известны случаи значительного роста фактора  $Q$  в подобных условиях. Можно предположить, что это имеет место, когда магнетитизация сопровождается преобладающим выделением близких к однодоменным фаз катиондефицитного магнетита. В изученных нами случаях магнетитизация всегда сопровождалась уменьшением значений фактора  $Q$ , значительным разбросом векторов  $\vec{I}_n$  и была характерна для выветрелых пород любого петрографического состава /базальты в устье р. Кема на побережье Японского моря, интрузивные пироксениты и габброиды в верховьях р. Павловка, липариты в бассейне р. Аввакумовка в Приморье и т.д./.

Внешне сходная картина /разброс направлений и значительные колебания величин  $I_n$  и  $Q$  / наблюдается в случаях неоднородного /изотермически-идеального/ намагничивания горных пород при воздействии на них грозовых разрядов молнии /базальты вулкана Медвежий в Западном Приморье, андезиты в окрестностях пос. Лазарева на берегу Татарского пролива и др./ . Однако если в подобных случаях размагничивание в переменных магнитных полях сравнительно небольшой амплитуды /до 100-150 Э/ дает достаточно однозначный

результат /улучшается кучность распределения векторов  $\vec{I}_N$  /, то в случае существенного вклада в  $I_N$  химической намагниченности, обусловленной однофазным низкотемпературным окислением, необходимо применение комплекса методов /различная комбинация и последовательность температурной и магнитной чистки/, что впрочем не всегда дает нужный результат. Можно отметить, что в общем случае для маггемитизированных магматических пород характерна прямая зависимость между параметрами  $Q$  и  $K$ ; для пород, намагниченных разрядами молнии, эта зависимость обратная. Сложные случаи наложения химической намагниченности, обусловленной низкотемпературным окислением, на изотермическую и термоостаточную /базальты горы Томари, о-в Шикотан/ далеко не исчерпывают всех возможных природных вариантов вклада в  $I_N$  различных видов намагниченности.

Изучение состава ферромагнитных минералов - носителей  $I_N$  магматических пород - показывает, что наиболее представительными /в части "объективной" оценки возраста/ должны быть породы, содержащие титаномагнетиты с низкими температурами Кюри /порядка  $200^{\circ}\text{C}$ /, что типично для неков ряда плиоцен-четвергичных вулканов /вулкан Сенькина Шапка в Приморье и др./. Свежесть /первичность/ этих титаномагнетитов, образующихся в условиях быстрого остывания /в режиме закалки/, в общем случае предполагает максимальное соответствие направления геомагнитного поля времени кристаллизации породы из магматического расплава. Магнитные свойства пород с высокими точками Кюри, свойственными магнетиту / $580^{\circ}\text{C}$ /, могут отражать характер геомагнитного поля на стадии высокотемпературного окисления в процессе длительного охлаждения магматического очага. Минералогические признаки такого окисления /наличие структур распада и т.д./ хорошо известны, и оно достаточно легко диагностируется [4]. В палеомагнитном отношении это обычно магнитостабильные породы с хорошей кучностью распределения векторов  $\vec{I}_N$  /обратнонамагниченные габбро-диориты мыса Грозный на побережье Японского моря в Приморье/. Сходное высокотемпературное окисление протекает в эффузивах в течение неоднократного разогрева и fumarольной деятельности /шлаки, шлаколавы вулканов Сальского, Свягинского и т.д./. И в этих случаях распределение векторов  $\vec{I}_N$  также обычно достаточно кучное, породы обладают, как правило, полной термоостаточной намагниченностью, но направление  $\vec{I}_N$ , по всей видимости, фиксирует последний этап перехода

ферромагнетиков через точку Кюри  $T_c$ , который может быть оторван во времени на значительный промежуток от момента излияния лавы. Вследствие этого палеомагнитные характеристики разнофациальных вулканитов даже в пределах локальных вулканических построек могут определяться меняющимся во времени режимом геомагнитных инверсий или по крайней мере палеовековыми вариациями.

Магматические породы, характеризующиеся выпуклыми термокривыми  $I_{\tau S}(T)$  при  $T_c = 580^\circ\text{C}$ , в случае, если носителем  $I_n$  является тонкодисперсный, относительно поздний магнетит магматического происхождения /с размером ксеноморфных зерен, близким к однодоменному, и без следов высокотемпературного окисления/, обычно отличаются кучным распределением векторов  $\vec{I}_n$  и высокими значениями фактора  $Q$ . Аналогичным типом кривых и температурой Кюри, но иными термомагнитными характеристиками обладают породы, подвергшиеся серпентинизации. Вследствие образования низкотемпературного вторичного магнетита с крупными размерами зерен, происходит рост значений  $\chi$ , уменьшение значений параметра  $Q$ , увеличивается разброс векторов  $\vec{I}_n$ . Магнетитизация в палеомагнитном аспекте приводит к аналогичным результатам, но может быть уверенно идентифицирована либо по характерным перегибам на термокривых  $I_{\tau S}(T)$  либо по пикам на термодифференциальных кривых  $\Delta I_{\tau S}(T)/\Delta T$  в интервалах  $150-170^\circ\text{C}$  и  $300-350^\circ\text{C}$  [2].

В целом конвергенция палеомагнитных характеристик магматических пород вынуждает прибегать к комплексному сочетанию методов магнитных чисток, термомагнитного и минералогического анализа для получения более достоверных выводов о первичности /или, по крайней мере, расшифровке природы/ естественной остаточной намагниченности. Поэтому приведенные в таблице палеомагнитные данные, несмотря на имеющиеся в ряде случаев формально "достоверные" критерии стабильности  $I_n$  отдельных разновидностей магматических пород, на данном этапе исследований могут быть взаимно сопоставлены, а сами породы уподоблены определенным возрастным петротипам лишь в первом приближении. Необходимы специальные дополнительные исследования, в том числе с целью оценки возможных тектонических деформаций.

Палеомагнитные параметры магматических пород некоторых районов юга Дальнего Востока

Место отбора	n	$I_{cp}$	$\alpha_{cp}$	$D_{cp}$	$D_{cp}$	$\tau_{cp}$	K	$L_{95}$	$\Lambda$	$\Phi$	$\theta_1$	$\theta_2$
<u>о-в Сахалин</u>												
142° в. д., 44° с. ш.												
Зап. побережье, между мысами Лама-ном и Стукамбис, базальты, габбро-долериты, плиоцен												
	167	3186	731	24,48	192	-67	63,36	1,94	139	в. д.	82	5,46 3,85
<u>Курильские острова</u>												
<u>о-в Кунашир</u>												
146° в. д., 44° с. ш.												
1. Вулкан Менделеева, дациты, квартал												
	7-II	16542	2271	14,40	45	+68	37,27	9,96	206		59	16,74 14,04
2. Кальдера Головинина, андезитодациты, квартал												
	7-8	2680	2542	2,29	24	+28	98,20	6,12	283		54	6,67 3,67
3. Мыс Рубежный /вулкан Тятя/, базальты, квартал												
	5	2747	1500	3,69	356	+77	317,46	4,30	142		69	8,00 7,44
4. Побережье к СВ от пос. Алехино, андезитобазальты, плиоцен, квартал												
	II-18	5471	2532	8,09	34	+60	88,18	4,83	231		65	7,42 5,61
5. Мыс Курильский, андезитобазальты, плиоцен-квартал												
	4-10	3655	1989	3,31	212	-60	165,75	7,16	232		66	10,74 8,06
6. Побережье возле устья кл. Четверикова, андезитобазальты, плиоцен-квартал												
	10-13	1717	1135	2,93	189	-41	118,73	4,45	303		68	5,43 3,34
7. Мыс Мечникова, андезитодациты, плиоцен												
	4-5	2585	1784	2,77	159	-58	326,09	5,10	44		73	7,50 5,51
8. Мыс Мечникова, гранодиориты, миоцен ?/?												
	4-5	224	1032	0,57	7	+60	156,25	4,25	265		84	6,46 4,97
<u>о-в Итуруп</u>												
148° в. д., 45° с. ш.												
1. Мыс Плавный, базальты, неоген												
	II	8177	2234	7,60	341	+50	40,00	7,28	22		70	9,76 6,48
2. Вост. побережье г-ва Чирип, андезитобазальты, квартал												
	16	2834	1564	3,60	353	+62	136,36	3,16	49		85	4,90 3,79
3. Зап. побережье п-ва Чирип, андезитобазальты, квартал												
	48-54	7600	867	21,69	10	+68	92,16	2,16	192		81	3,62 3,05
4. Район водопада к ЮЗ от бух. Парусная, андезитобазальты, квартал												
	II	2079	1672	2,49	II	+69	200,00	3,35	188		80	5,69 4,85

## Продолжение таблицы

Место отбора	n	I <sub>пер</sub>	Σ <sub>ср</sub>	Q <sub>ср</sub>	D <sub>ср</sub>	T <sub>ср</sub>	K	Δ <sub>95</sub>	Λ	Φ	θ <sub>1</sub>	θ <sub>2</sub>
5. Скалы Черные Камни, андезито- базальты, плиоцен- квартер	24-76	3252	2110	3,31	136	-59	85,19	3,17	65	58	4,72	3,52
6. Побережье бух. Парусная, андези- то-базальты, плио- цен-квартер	20	4720	531	17,91	168	-59	82,61	3,69	32	80	5,50	4,10
7. Правобережье р. Саратовка, туфо- лавобрекчи, неоген	15-25	7348	4625	3,34	198	-67	93,33	3,98	209	77	6,57	5,45
8. Левобережье р. Саратовка, туфо- песчаники, туфо- конгломераты, миоцен	9-10	408	1968	0,41	348	+52	33,47	9,03	6	75	12,37	8,40
9. Мыс Рауенсири, туффиты, дациты, миоцен	20-33	3242	1423	4,69	338	+48	22,89	6,97	24	67	9,13	5,92
10. Мысы Иодный, Ильина, Носкова, андезито-базаль- ты, миоцен	21-32	324	2378	0,27	166	-37	8,13	11,88	358	63	13,90	8,20
<u>о-в Шикотан</u>												
147° в. д., 44° с. ш.												
1. Вулкан Ноторо, андезито-базальты, даний-неоген	9-12	2148	1919	2,96	224	+2	53,26	7,11	94	30	7,05	3,53
2. Вулкан Томари, андезито-базальты, даний-неоген	6-40	21265	2588	15,90	164	-56	154,80	5,40	303	82	7,78	5,56
3. Зап. побережье бух. Дельфин, габ- бро, даний-неоген	11-18	2334	3417	1,28	258	-88	117,77	4,01	153	45	7,98	7,98
4. СВ часть остро- ва, габбро, даний- неоген	5-8	10015	2363	9,79	222	-88	32,95	13,50	151	47	26,87	26,87
5. СВ побережье острова, тефроиды, маастрихт	5	884	513	3,38	178	-59	112,04	7,26	349	86	10,89	8,13
6. Вост. побережье бух. Крабовая, алевро-песчаники, маастрихт	5-11	604	3217	0,39	1	-60	44,48	9,14	313	87	13,98	10,69
7. Сев. побережье бух. Дельфин, алевро-песчаники, маастрихт					335	+66	33,09	13,47	80	72	21,96	17,92
8. ЮВ побережье бух. Малокуриль- ской, туфопесча- ники, маастрихт	26-29	496	1964	0,55	26	+69	27,35	5,52	202	71	9,33	7,95

Место отбора	n	I <sub>п.ср</sub>	ж <sub>ср</sub>	Q <sub>ср</sub>	D <sub>ср</sub>	T <sub>ср</sub>	K	L <sub>95</sub>	Λ	Φ	θ <sub>1</sub>	θ <sub>2</sub>
9. Южное побережье бух. Крабовая, шаровые лавы базальтов, кампан	29-34	7440	2847	6,22	119	-61	26,78	5,26	77	46	8,05	6,15
10. Южное побережье бух. Крабовая, ксенолиты песчанников, кампан	8	500	377	2,64	329	+69	29,57	19,34	91	63	17,68	15,20
11. ЮЗ побережье бух. Отрадная, плагио-базальты, кампан	76	1054	2896	0,71	324	+67	20,07	3,73	83	65	6,19	5,15
12. Побережье бух. Димитрово, дайки базальтов, кампан	8-10	4962	3339	3,13	125	-22	26,81	10,87	40	33	11,52	6,09
13. Побережье бух. Димитрово, габбро, кампан	8-15	446	2318	0,41	117	-35	13,50	16,74	53	33	19,25	11,05
<u>Приамурье</u>												
1. Пос. Солнечный, 136,5° в.д., 50,9° с.ш. базальт, квартал	49	5880	1869	16,02	28	62	55,91	2,74	122	з.д. 70	4,25	3,30
2. Пос. Горный, /месторождение Солнечное/, 136,5° в.д., 50,9° с.ш., базальт, плиоценоквартал	10	1843	573	12,35	282	-83	62,70	6,14	157	з.д. 46	11,99	11,69
<u>3. Правобережье р. Амур у г. Николаевск,</u>												
140,6° в.д., 53,2° с.ш., базальты, эоцен /?/	23	10376	2542	15,57	12	75	87,57	3,25	171	з.д. 79	5,95	5,45
<u>4. Правобережье р. Амур у с. Мариинское,</u>												
140,3° в.д., 51,7° с.ш., базальты, миоцен /?/	21	346	335	3,27	173	-55	192,41	2,30	19	з.д. 73	3,26	2,32
<u>5. Побережье зал. Де-Кастри,</u>												
140,9° в.д., 51,5° с.ш., базальты, эоцен /?/	37	3412	1419	10,70	226	-76	25,61	4,74	173	з.д. 63	8,74	8,05
<u>6. Пос. Лазарев,</u>												
141,6° в.д., 52,3° с.ш., андезиты, поздний мел	3	5170	2068	727	191	-57	290,06	7,24	72	з.д. 74	10,60	7,75
<u>Приморье</u>												
1. Некл Сенькина Шалка, 131,7° в.д., 43,9° с.ш., базальты, плиоценоквартал	21	2772	683	8,64	182	-67	100,72	3,18	151	з.д. 84	5,29	4,39

Место отбора	$n$	$I_{n\text{cp}}$	$\alpha_{cp}$	$Q_{cp}$	$D_{cp}$	$\sigma_{cp}$	$K$	$L_{95}$	$\Lambda$	$\Phi$	$\theta_1$	$\theta_2$
2. Вулкан Борисовский, 131,9° в.д., 43,8° с.ш., базальты, плиоцен-квартер	31	4919	1256	14,96	16	57	133,97	2,24	117 з.д.	76	3,26	2,38
3. Вулкан Барановский, 132,1° в.д., 43,8° с.ш., базальты, плиоцен-квартер	27	846	489	3,27	1	50	116,75	2,58	51 з.д.	77	3,46	2,32
4. Вулкан Свягинский, 132,7° в.д., 44,6° с.ш., базальты, плиоцен-квартер	26	3966	1789	4,47	25	63	100,01	2,85	143 з.д.	73	4,50	3,56
5. Неки-Лесозаводский, 133,2° в.д., 45,3° с.ш.	14	3908	1969	4,54	170	-79	69,89	4,78	124 в.д.	67	9,06	8,59
6. Вулкан Сальский, 133,6° в.д., 46° с.ш., базальты, плиоцен-квартер	43	8783	1391	20,94	199	-68	120,35	1,99	164 з.д.	76	3,35	2,82
7. Вдораздел рек Партизанка-Киевка, 133,6° в.д., 43,5° с.ш., базальты, 9-лавы, 9-а-шлаки плиоцен-квартер	58	9-1552 9 <sup>a</sup> 2768	9-664 9 <sup>a</sup> 837	9-4,19 9 <sup>a</sup> 7,06	201	-74	83,67	2,05	163 в.д.	69	3,71	3,36
8. Побережье Японского моря у пос. Великая Кема, 137,9° в.д., 46,1° с.ш., базальты, олигоцен-миоцен /?/	19	1935	1452	2,83	190	-66	52,43	4,68	162 з.д.	83		
9. Левобережье р. Зеркальная /пос. Суворово/, 135,2° в.д., 44,2° с.ш., базальты, поздний мел-палеоцен	17	791	909	1,77	11	71	62,16	4,56	166 в.д.	77	7,90	6,84
10. Водораздел рек Аввакумовка-Павловка, 134,8° в.д., 44,1° с.ш.	10	1125	815	2,78	186	-65	15,45	12,66	177 з.д.	85	20,56	16,69
11. Среднее течение р. Минеральная, 134,9° в.д., 43,8° с.ш., липариты, поздний мел	31	516	513	2,03	201	-61	131,33	2,26	136 з.д.	75	3,47	2,66
12. Верховья р. Маргаритовка, 134,7° в.д., 43,7° с.ш., липариты, поздний мел	53	2736	623	9,1	185	-36	50,0	3	55 з.д.	66	-	-

Место отбора	$n$	$I_{пер}$	$\mathcal{X}_{ср}$	$Q_{ср}$	$D_{ср}$	$\mathcal{I}_{ср}$	$K$	$L_{95}$	$\Lambda$	$\Phi$	$\theta_1$	$\theta_2$
13. Левобережье р. Холувой, 135,3° в.д., 43,7° с.ш., липариты, поздний мел	49	2684	182	36,3	180	-62	26,5	4	45	з.д. 88	-	-
14. Среднее тече- ние р. Маргаритовка, 134,7° в.д., 43,4° с.ш., липариты, поздний мел	15	406	116	7,57	16	68	119,64	3,51	178	з.д. 77	5,91	4,98
15. Левобережье р. Зеркальная, 135,8° в.д., 44,3° с.ш., липариты, поздний мел	15	2089	460	957	221	-51	68,88	4,64	128	з.д. 56	6,3	4,28
16. Мыс Грозный, 136,1° в.д., 44,6° с.ш., габбро-диориты, мел	42	3427	673	10,58	224	-55	66,89	2,71	134	з.д. 56	3,85	2,73
17. Правобережье р. Павловка, у пос. Каменка, 134,1° в.д., 44,4° с.ш., ультра- базиты, поздний палеозой /?/	34	3182	1503	3,86	14	62	73,18	2,89	133	з.д. 80	4,51	3,51
18. Верховья левых притоков р. Павлов- ка. Верхне-Бреевс- кий массив, 134° в.д., 44,2° с.ш., ультра- базиты, поздний палеозой /?/	10	326	126	5,74	200	-77	47,4	7,08	158	з.д. 67	13,16	12,23

Примечание:  $I_n$ ,  $\mathcal{X}$  даны в  $10^{-6}$  ед. СГСМ;  $D_c$ ,  $\mathcal{I}_c$ ,  $L_{95}$ ,  $\Lambda$ ,  $\Phi$ ,  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  - в градусах;  $Q$  и  $\mathcal{X}$  - безразмерны. Палеомагнитные параметры в строке 20 для образцов со значениями  $Q$  от 1 до 2.

## Л и т е р а т у р а

1. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.

2. Писакин Б.Н. Термомагнитный анализ в петрофизических исследованиях: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат.наук. Л.: ЛГУ, 1980. 16 с.

3. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.

4. Ade-Hall J.M. et al. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single tertiary lava flow from Skye, Scotland - 1 Iron-Titanium oxide petrology / J.M. Ade-Hall, M.A. Khan, P. Dagley, R.L. Wilson. - Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1968, v. 16, p. 375-388.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ  
ПОРОД ВУЛКАНА РАБАУЛ

Ю.Б.Евланов, П.С.Зимин, Ю.В.Шевалдин

Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР,  
г.Владивосток

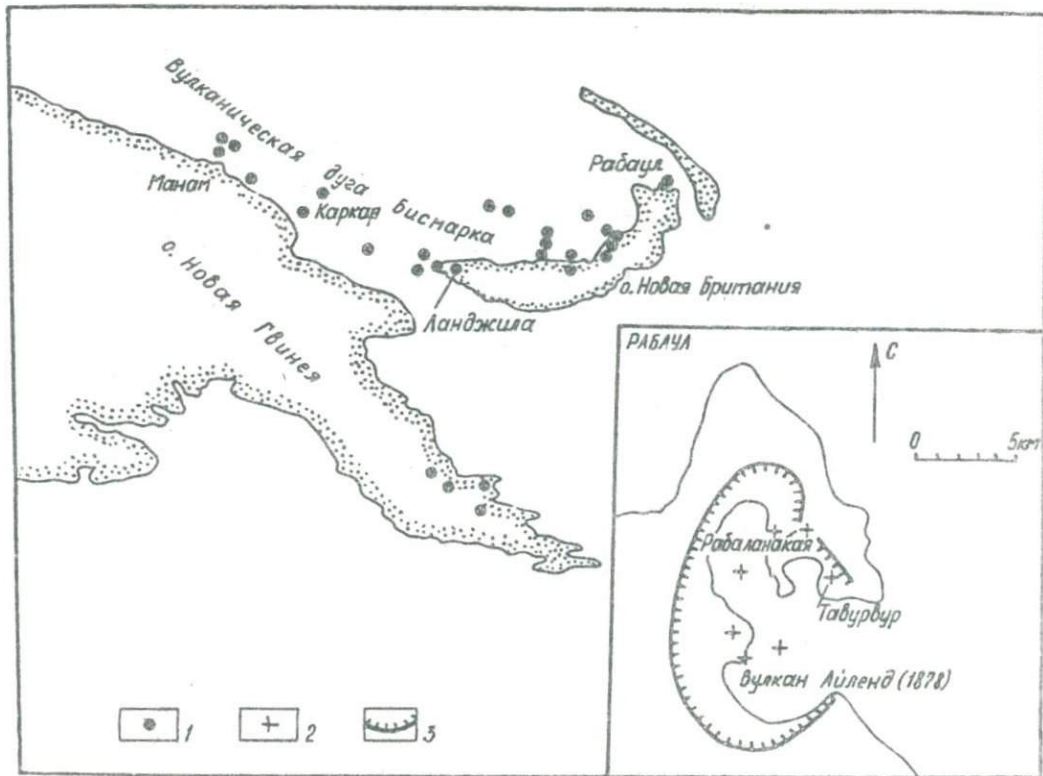
Изучение продуктов вулканической деятельности современных вулканов, расположенных на значительном удалении друг от друга в пределах Тихоокеанского пояса позволяет не только более детально исследовать проблемы современного вулканизма, но и решать отдельные вопросы металлогении Тихоокеанского подвижного пояса.

Рабаулская провинция [1] располагается на восточном окончании вулканической дуги Бисмарка, которая включает целую серию четвертичных и современных действующих вулканов, располагающихся вдоль северного побережья о-ва Новая Британия и на прилегающих островах северо-восточнее Новой Гвинеи /рис.1/.

В результате многолетних наблюдений за действующими вулканами Рабаулской вулканологической обсерваторией в пределах дуги был выделен ряд провинций, отличающихся соотношением и химизмом продуктов вулканических извержений [4-6]. Наиболее типичны здесь андезиты в сочетании с базальтами, дацитами и риолитами, образующие совместно с ними пересыщенные кремнеземом ассоциации пород, которые сходны с аналогичными комплексами системы "дуга-желоб" Тихоокеанского региона.

Типы пород восточной и западной частей дуги Бисмарка довольно сходны, но наблюдается уменьшение количества базальтов и увеличение дацитов, а также риолитов в восточной части дуги. Вулканическая постройка Рабаул представляет собой кальдеру около 12 км в поперечнике, большей частью затопленную морем.

Островная часть кальдеры включает ряд активных центров, чаще



всего выраженных кратерами: Рабаланакая, Таурувур, Айленд и др. /рис. I/. Извержения активных центров, как субвулканических, так и подводных происходили в 1878, 1937, 1941-42 гг. При извержениях обычными являлись лавовые потоки с блочным характером лавы. Вулканические отложения разнообразны: бомбы, лапилли, пепел, шлаки и пемзы, спекшиеся туфы [6].

Историческим извержениям вулканических центров предшествовали локальные землетрясения. Глубина очагов носила изменчивый характер: от близповерхностных до глубины 5-6 км [5].

Высота кальдеры кратера Рабаланакая 100 м. Стенки кратера сложены блочной лавой, вулканическим шлаком и туфами. На дне кратера продолжается фумарольная деятельность. Лавы представлены преимущественно двупироксеновыми андезитами /образцы № 79/2, 79/4, 79/5, 79/6 / темно-серого и черного цвета, массивными или мелкопористыми. Среди вкрапленников преобладают плагиоклазы 18-20%, отвечающие по составу андезину /I34-45%  $A_n$ /. Характерно зональное строение кристаллов и заметное количество включений округлых и неправильных очертаний пироксенов, вулканического стекла и рудных минералов.

Пироксенов во вкрапленниках немного /10-15%. Среди них отмечены как моноклинные /диопсид, реже авгит/, так и ромбические /гиперстен/, с преобладанием первых. Для андезитов характерны заметные по размеру участки гломеропорфировых сростаний плагиоклазов и пироксенов.

Основная масса пород микролитовой или андезитовой структур содержит различное количество микролитов плагиоклазов, более крупные из них отличаются оскольчатой формой. Присутствуют редкие зерна пироксенов и рудных минералов.

Базальт /обр. № 79/3/ обнаружен в одной из глыб и на стенке кратера. Это темно-серая порода с мелкими вкрапленниками, в ней отмечены слегка ожелезненные микротрещины и редкие удлиненные поры. Порфировая структура породы выражена наличием вкрапленников плагиоклазов /преобладают/, пироксенами и псевдоморфозами вторичных минералов /рудных и хлорита/ по оливину. Плагиоклазы

---

Рис. I. Схема расположения вулканов дуги Бисмарка и строение вулкана Рабаул, по 6 : 1 - четвертичные и современные действующие вулканы, 2 - кратеры вулкана Рабаул, 3 - основная кальдера вулкана Рабаул

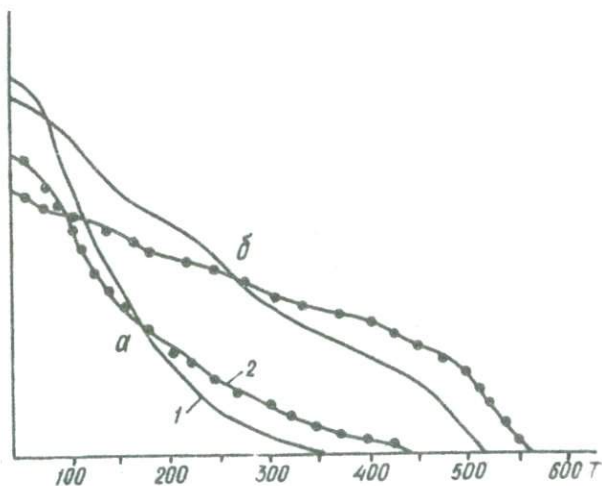


Рис. 2. Характерные кривые  $\eta_{\text{жс}} (T^{\circ})$  для андезито-базальта /а/ и базальта /б/; 1 - 1-й нагрев, 2 - 2-й нагрев

таблетчатой формы с простыми и полисинтетическими двойниками разновелики по размеру. Некоторые кристаллы на окончаниях резорбированы. По составу плагиоклазы отвечают основному андезину - лабрадору /50-55% *An*/. В них наблюдаются включения вулканического стекла, иногда зерен пироксена.

Пироксены вкрапленников преимущественно моноклинные, буроватые по краям за счет гидроокислов железа.

Основная масса базальта представлена стеклом основного состава, в которое заключено значительное количество микролитов плагиоклазов и редкие зерна пироксена. В стекле рассеяно рудное вещество и отмечена незначительная хлоритизация.

Туфы и шлаки заполняют в стенках кратера промежутки между глыбами лавы. Туфы псаммитовой и алевритовой размерности слабо-слоистые, иногда переходят в туфобрекчии с обломками андезитов. Вулканические черные шлаки, встреченные вблизи фумарол, имеют пузыристую текстуру. Каркас шлаков представлен вулканическим стеклом, окружающим обломочную часть породы, для которой харак-

терны обломочки стекла и кристаллов окисленных глаукоклазов и пироксенов.

Термоманнитные исследования проведены для пяти образцов. Получены зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры  $\mathcal{J}_{2,8} = f(T)$  в течение двух последовательных нагревов до  $600^{\circ}$ . Всего снято 13 термокривых. Полученные кривые принадлежат к классу Г, по классификации Д.М.Печерского [2], и соответствуют кривым для умеренной стадии высокотемпературного окисления первичного титано-магнетита /рис.2/.

Андезито-базальты /образцы № 2,4,5,6/ имеют двухфазные кривые с низкотемпературной точкой Кюри  $T_K /^{\circ}K/ = 200-250^{\circ}$ , среднее значение  $230-240^{\circ}$  и более высокотемпературную фазу от  $350$  до  $475^{\circ}$ . Точка Кюри последней фазы при нагреве до  $600^{\circ}$  возрастает

Химические анализы пород вулкана Рабаул

Элемент	PL79/1	PL79/2	PL79/3	PL79/4	PL79/5	PL79/6	Вулкан Тавурвур	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	66,10	60,95	49,65	58,35	58,15	60,90	63,10	63,20
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,89	0,88	0,93	0,90	0,90	0,87	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	16,07	18,87	16,72	16,48	16,28	15,87	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	3,25	10,30	2,83	2,93	2,60	1,72	1,69
FeO	3,42	3,28	0,07	4,64	3,66	4,32	3,95	3,95
MnO	0,15	9,16	0,18	0,17	0,16	0,18	0,16	0,16
MgO	2,47	2,42	5,14	2,72	3,43	2,62	1,67	1,71
CaO	3,43	4,49	10,52	5,75	4,91	5,05	4,41	4,27
Na <sub>2</sub> O	3,92	4,02	2,67	4,12	4,12	4,12	4,44	4,35
K <sub>2</sub> O	2,46	2,37	0,81	2,07	2,34	2,25	2,69	2,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,38	0,20	0,37	0,37	0,45	0,38	0,37
H <sub>2</sub> O+	1,20	1,57	0,67	0,43	1,88	0,31	0,40	0,30
H <sub>2</sub> O-	0,86	0,27	0,20	0,21	0,20	0,14	0,02	0,02
п.п.п.	0,35	0,33	0,20	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05
Сумма	100,35	100,45	100,36	99,91	99,53	100,12	99,72	99,61

Примечание: Анализы 1-6 даны по кратеру Рабаланака: 1 - шлак дацитового состава; 2,4,5,6 - андезит; 3 - базальт /аналитик Л.В.Недашковская/; 7-8 - даны из [6].

в среднем на  $15-20^{\circ}$ . Эта фаза хорошо проявляется на кривых  $I_g(T)$  /постоянное поле равно  $100 \text{ Э/}$ .

Увеличение точек Кюри после нагрева до  $600^{\circ}$ , уменьшение величин остаточной намагниченности насыщения, намагниченности насыщения  $/H = 2000 \text{ Э/}$ , их отношения к коэрцитивной силы указывают на возрастание степени окисления титано-магнетита высокотемпературной фазы при лабораторных нагревах.

Термокривые базальта /образец № 3/ трехфазные. В низкотемпературную фазу  $T_K = 200-250^{\circ}$ , в высокотемпературную  $T_K = 430, 510, 575^{\circ}$ . Фаза с  $T_K = 510^{\circ}$  при нагреве переходит в фазу с  $T_K = 575^{\circ}$ .

Выявленные настоящим исследованием низкотемпературная фаза  $T_K = 200-250^{\circ}$  и среднетемпературная  $T_K = 375-475^{\circ}$  совпадают с распределением  $T_K$  для вулканов Курильской дуги /острова Симушир, Итуруп, Кунашир, основной фазой для которых является  $T_K = 250^{\circ}$  [3].

Химические анализы вулканических пород, в частности по вулкану Рабаул, немногочисленны, поэтому полноценный петрохимический анализ затруднительно провести /см. таблицу/. Можно дать только качественную характеристику при сравнении с вулканическими сериями Большой Курильской гряды. Сравнение частных анализов показывает большое сходство пород этих двух островных регионов, находящихся в сходной тектонической обстановке. И в том, и другом случае породы андезито-базальтовых четвертичных и современных извержений характеризуются высокой известковистостью /CaO от 5,3 до 8-12%/ и повышенной железистостью. Подсчеты по щелочно-известковым модулям свидетельствуют о принадлежности базальтовых и андезитовых пород дуги Бисмарка к высокоглиноземистой серии островных дуг известково-щелочного натрового типа. Заметные отличия сходных по составу пород кратера Рабаланакая и четвертичных пород островов Итуруп и Кунашир отмечены в содержании  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ , которое у Южно-Курильских вулканов выше [3].

Р.Кук с соавтором [6] предполагает наличие в вулканических продуктах извержений дуги Бисмарка базальтов толеитового типа, появление которых, по его мнению, связывается с расположением единичных вулканических очагов в коре океанического типа под Новогвинейским морем, но, к сожалению, результатов химических

анализов типичных толеитов в своей работе он не приводит.

Большое сходство петрохимических особенностей и термомагнитных параметров вулканических пород действующих вулканов Большой Курильской гряды и дуги Бисмарка свидетельствует о близости P-T-Po<sub>2</sub> условий их формирования и составов первичных магм.

## Л и т е р а т у р а

1. Кривинский М.Л., Аносов Г.И., Шевалдин Ю.В. Тихоокеанская экспедиция научно-исследовательского судна "Морской геофизик" и гидрофизического судна "Федор Матисен" /1978-1979 гг./ - Океанология, 1980, т.20, № 3, с.566-569.

2. Магнетизм и условия образования изверженных пород / Д.М.Печерский, В.И.Багин, С.Ю.Бродская, З.В.Шафинова. М.: Наука, 1975. 288 с.

3. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Ред. Э.Н.Эрлих. М.: Наука, 1966, с.21-28.

4. Cook R.J.S. et al. Striking sequence of volcanic eruptions in Bismark volcanic arc, Papua New Guinea, in 1972-75. / R.J.S. Cook, C.O. Mclellan, V.E. Dent, D.A. Wallace. - In: Reprint from "Volcanism in Australia". / Ed. by R.W. Johnson. Amsterdam; Oxford; New York, 1976, p. 149-171.

5. Cook R.J.S. Rabaul Volcanological Observatory and Geophysical Surveillance - of the Rabaul Volcanol. - In: - Geol. Surv. Profess. Pap. Volcanological. Observatory. Rabaul: Australian Physicist, 1977, p. 27-30.

6. Cook R.J.S., Johnsons R.W. Volcanics and Volcanology in Papua New Guinea. Report 78/2. - Ibid., Geological Survey of Papua New Guinea. Department of Minerals and Energy. 1978, p. 1-37

ТЕНЗОРНАЯ МОДЕЛЬ ОРИЕНТАЦИОННОЙ  
НАМАГНИЧЕННОСТИ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ОСАДКОВ

М.И. Малахов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Вопрос о количественном описании поведения ферромагнитных частиц в потоке жидкости и геомагнитном поле рассматривался многими исследователями магнетизма осадков [7, 15, 10, 17, 18, 19, 14], начиная с работ японского палеомагнитолога Т. Нагата. Свою модель ориентационной намагниченности они строили на основе модели Т. Нагата [7], несколько изменяя совокупность сторонних сил и моментов сил, действующих на ферромагнитную частицу. Отметим, что ни одна из моделей не учитывала случайные моменты сил, наличие которых должно было повлечь всю цепь статистических вычислений. Только Р. Кинг, А. Рис [17] и С. Америкен [14] попытались учесть градиенты скорости потока жидкости по вертикали с позиций гидродинамической теории [4], но не закончили исследования.

Строгие результаты можно получить, если уравнения движения частицы в вязкой жидкости поглотить членами, ответственными за магнитные эффекты. Ранее была указана модель ориентационной намагниченности с учетом сторонних магнитных и случайных моментов сил [12], тем не менее практика палеомагнитных исследований осадочных пород требует более строгого учета всех гидродинамических и сторонних сил и моментов сил, действующих на ферромагнитную частицу в придонном слое.

Придонную область седиментационного бассейна можно охарактеризовать как среду с плотностью, зависящей от координат  $\vec{x}$  и времени  $t$   $\rho = \rho(\vec{x}, t)$ . Движение этой сплошной среды описывается вектором скорости  $v_i = v_i(\vec{x}, t)$ .

Рассмотрим вопрос о возмущении потока жидкости находящейся там частицей и о движении частицы в потоке жидкости, созданном невозмущенным распределением скорости  $\vec{v}(\vec{x}, t)$ .

Считая, что числа Рейнольдса, связанные с частицей, малы, движение жидкости около частицы описывается уравнениями [4]:

$$\operatorname{div} \vec{v} = 0, \quad \rho \frac{\partial v_i}{\partial t} = -\nabla_i p + \eta \Delta v_i, \quad /1/$$

где  $p$  - давление,  $\eta$  - коэффициент вязкости жидкости. Граничные условия определяются тем, что на поверхности частицы жидкость движется вместе с частицей, а на больших расстояниях от частицы  $\vec{v}$  асимптотически приближается к заданному /ранее определенному независимым способом/ невозмущенному полю скоростей.

Положение частицы в пространстве определяется координатой некоторой точки внутри ее тела, например центра массы частицы. За скорость движения частицы  $u$  принята скорость движения этой представительной точки.

Ориентацию частицы произвольной формы можно характеризовать косинусами углов между единичными векторами, жестко связанными с частицей и осями лабораторной /закрепленной на неподвижном дне, берегу, корабле и т.п./ системы координат, которые образуют матрицу  $\|a\|$ , где  $a_{ik}$  - косинус угла между  $i$ -й осью неподвижной системы координат:

$$a_{ik} a_{ek} = \delta_{ie}, \quad a_{ik} a_{ie} = \delta_{ke}, \quad /2/$$

причем только три переменные являются независимыми. Для описания ориентации частицы произвольной формы можно использовать два единичных вектора  $\vec{e}$  и  $\vec{e}'$  с условиями:  $\vec{e}^2 = \vec{e}'^2 = I$ ,  $(\vec{e}, \vec{e}') = 0$ . Для осесимметричной частицы достаточно одного единичного вектора, например  $\vec{e}$ , направленного вдоль оси симметрии частицы. Частица в потоке жидкости не только движется поступательно, но и вращается со скоростью  $\Omega_i = -e_{jki} \Omega_{jk} / 2$ , где  $e_{jki}$  - антисимметричный единичный вектор,  $\Omega_{jk}$  - угловая скорость. Представительную точку обычно выбирают в центре симметрии частицы.

Анализировать движение частицы в потоке вязкой жидкости удобно во вращающейся системе координат, в которой частица неподвижна. Все величины в этой системе координат обозначим штрихом. Связь

между координатами точки в этих системах будет следующей:

$$x_i = \alpha_{ik} x'_k + z_i, \quad x'_k = \alpha_{jk} (x_j - z_j). \quad /3/$$

Для скорости поступательного движения выполняется соотношение

$$u_i = u'_i + \Omega_{ij} (z_j - z'_j) \quad /4/$$

Продифференцируем /3/ по времени, так как  $\alpha_{ik}(t)$  и  $z_k(t)$  - функции времени  $t$ , учитывая, что линейная скорость точки, неподвижной во вращающейся системе координат, выражается

$$u_i = \Omega_{ij} x_j, \quad /5/$$

получим закон преобразования для скорости  $\vec{v}$ :

$$v_i = \alpha_{ik} v'_k + \Omega_{ij} x_j + u_i, \quad v'_k = \alpha_{jk} (v_j - u_j) - \Omega_{kj} x'_j.$$

Определим симметризованный и антисимметризованный тензоры градиентов скорости [4]:

$$\gamma_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right), \quad \omega_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} - \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right), \quad /6/$$

где  $\frac{\partial v_k}{\partial x_e} = \gamma_{ke}$  - тензор градиентов скорости. Формулы преобразования последних следующие:

$$\begin{aligned} \gamma'_{ik} &= \alpha_{ie} \alpha_{kj} \gamma'_{ej} + \Omega_{ik}, \quad \gamma'_{ik} = \alpha_{ji} \alpha_{ek} (\gamma_{je} - \Omega_{je}), \\ \gamma'_{ik} &= \alpha_{ji} \alpha_{ek} \gamma_{je}, \quad \omega'_{ik} = \alpha_{ji} \alpha_{ek} (\omega_{je} - \Omega_{je}). \end{aligned} \quad /7/$$

## I. Динамика частицы в потоке жидкости

Одним из центральных вопросов теории движения суспензии является вопрос о поведении частиц в потоке жидкости с заданным распределением скорости под действием силы  $F_i$  и момента сил  $L_j = -e_{jes} \times L_{es} / 2$  /классификацию  $F_i$  и  $L_i$  следует проводить в каждом конкретном случае [6] /. При этом со сто-

роны жидкости на частицу действуют сила и момент сил, возникающие при движении жидкости. Они могут быть вычислены по известному распределению скорости около частицы [4]:  $G_i = \oint P_i d\sigma$ ,

$T_{ik} = \oint (P_i x_k - P_k x_i) d\sigma$ , где  $d\sigma$  - элемент поверхности частицы,  $P = \sigma_{ik} n_k$  - сила, действующая на единицу поверхности частицы;  $n_k$  - нормаль к поверхности частицы, а тензор напряжения имеет вид

$$\sigma_{ik} = -P\delta_{ik} + \eta_0 \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_k} + \frac{\partial v_k}{\partial x_i} \right). \quad /9/$$

Здесь  $P$  - давление,  $\eta_0$  - коэффициент сдвиговой вязкости жидкости /например, морской воды/. При медленном безынерционном движении частицы и жидкости сторонние силы и момент сил уравновешиваются силой и моментом сил, действующими на частицу со стороны жидкости:

$$F_i + G_i = 0, \quad L_{js} + T_{js} = 0. \quad /10/$$

Эти условия определяют поступательную и вращательную скорости частицы.

#### Эллипсоидальные частицы [8,9]

Течение, не возмущенное частицей, характеризуется давлением  $P_0$  и полем скорости  $v_{ik} x_k$ ,  $v_{ik}$  - тензор градиентов скорости, заданный на большом расстоянии от частицы и не зависящий от координат. Требуется определить изменение скорости и давления, вызванное присутствием частицы эллипсоидальной формы, уравнение поверхности которой в системе координат с началом в центре частицы имеет вид

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1.$$

Обозначим полуоси  $a_1 = a$ ,  $a_2 = b$ ,  $a_3 = c$ .

Решение задачи удобно искать в движущейся системе координат.

С точностью до членов первого порядка по градиентам скорости уравнения движения /1/ будут иметь вид

$$\operatorname{div} \vec{v} = 0, \quad \eta_0 \Delta v_i = \Delta_i P \quad /II/$$

с граничными условиями  $\vec{v} = 0$  на поверхности частицы,  $v_i \rightarrow \gamma_{ik} x_k$  - на бесконечности. В этом случае решение /II/ будет следующим:

$$v_i = \gamma_{ik} x^k + \frac{\partial}{\partial x_j} (T_j X_j) + B_{ik} e_{kjs} \frac{\partial X_s}{\partial x_j} + x_j A_{je} \frac{\partial^2 \Omega}{\partial x_i \partial x_e} - A_{ie} \frac{\partial \Omega}{\partial x_e}, \quad /12/$$

$$P = P_0 + 2 \eta_0 A_{je} \frac{\partial^2 \Omega}{\partial x_j \partial x_e}, \quad /13/$$

где  $\Omega$  и  $X$  - эллипсоидальные гармонические функции;

$$\Omega = \int_0^{\infty} \left( \frac{x^2}{a^2 + \varphi} + \frac{y^2}{b^2 + \varphi} + \frac{z^2}{c^2 + \varphi} - 1 \right) \frac{d\varphi}{Q}; \quad /14/$$

$$\begin{cases} X_1 = \alpha' y z, & X_2 = \beta' z x, & X_3 = \gamma' x y; \end{cases} \quad /15/$$

$\varphi$  - эллипсоидальная координата, которая является корнем уравнения

$$\frac{x^2}{a^2 + \varphi} + \frac{y^2}{b^2 + \varphi} + \frac{z^2}{c^2 + \varphi} = 1$$

В выражениях /15/ и записанных ниже уравнениях Дж. Джеффри [16] обозначил интегралы:

$$\alpha \equiv \alpha_1 = \int_0^{\infty} \frac{d\varphi}{(a^2 + \varphi)Q}, \quad \alpha' \equiv \alpha_1' = \int_0^{\infty} \frac{d\varphi}{(b^2 + \varphi)(c^2 + \varphi)Q}, \quad \alpha'' \equiv \alpha_1'' = \int_0^{\infty} \frac{\varphi d\varphi}{(b^2 + \varphi)(c^2 + \varphi)Q}, \quad /16/$$

где  $Q = \sqrt{(a^2 + \varphi)(b^2 + \varphi)(c^2 + \varphi)}$ . Интегралы, обозначенные  $\beta \equiv \alpha_2$ ,

$\gamma \equiv \alpha_3$ ,  $\beta' \equiv \alpha_2'$ ,  $\gamma' \equiv \alpha_3'$ ,  $\beta'' \equiv \alpha_2''$ ,  $\gamma'' \equiv \alpha_3''$ , определяются подобным же образом при циклической замене  $a \rightarrow b \rightarrow c$  полуосей эллипсоида в /16/. При обозначении в нижнем индексе интегралов, у ко-

торых нижний предел  $\varphi \rightarrow 0$ , ставится нуль. Поскольку все производные от эллипсоидальных функций исчезают на больших расстояниях от частицы, то функции /12/ и /13/ удовлетворяют граничным условиям на бесконечности. Теперь следует потребовать выполнения граничных условий на поверхности эллипсоида. Условие  $\vec{v} = 0$  при  $\varphi = 0$  в /12/ приводит к системе уравнений для неизвестных:

$$T_i = -\alpha'_{i0} \epsilon_{ijs} \delta_{is}, \quad B_{ik} = 2(\alpha_i^2 A_{ii} - \alpha_k^2 A_{kk}). \quad /17/$$

Диагональные компоненты матрицы  $A_{ik}$  имеют вид

$$A_{ii} = (3\alpha_{i0}'' \gamma_{ii}' - \sum_K \alpha_{k0}'' \gamma_{kk}') / 6(\beta_0'' \gamma_0'' + \gamma_0'' \alpha_0'' + \alpha_0'' \beta_0''), \quad /18/$$

недиагональные -

$$A_{ik} = \frac{\alpha_{i0}(\alpha_k^2 - \alpha_i^2) \gamma_{ik}'}{2(\alpha_{i0} - \alpha_{k0})(\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0})} + \frac{\alpha_k^2 w_{ik}'}{2(\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0})}. \quad /19/$$

Перейдем теперь в лабораторную /неподвижную/ систему координат по формулам /7/ для градиентов скорости:

$$A_{ii} = \frac{3\alpha_{i0} \alpha_{ji} \gamma_{ii}' - \sum \alpha_{k0} \alpha_{jk} \alpha_{ek} \gamma_{je}'}{6(\beta_0'' \gamma_0'' + \gamma_0'' \alpha_0'' + \alpha_0'' \beta_0'')}, \quad /20/$$

$$A_{ik} = \frac{\alpha_{i0}(\alpha_k^2 - \alpha_i^2) \alpha_{ji} \alpha_{ek} \gamma_{je}'}{2(\alpha_{i0} - \alpha_{k0})(\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0})} + \frac{\alpha_k^2 \alpha_{ji} \alpha_{ek} (w_{je} - \Omega_{je})}{2(\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0})}. \quad /21/$$

Недиагональные компоненты определяются не только градиентами скорости, но и скоростью вращения частицы  $\Omega_{ik}$ , которая может быть связана со сторонними моментами сил /геомагнитное поле - источник магнитных сторонних сил/.

Шар,  $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = \alpha$ . Эллипсоид вырождается в шар:  $\alpha_{i0} = \frac{2}{3} \alpha^3$ ,  $\alpha'_{i0} = \frac{2}{5} \alpha^5$ ,  $\alpha''_{i0} = \frac{34}{15} \alpha^5$ ; матрица  $A_{ik}$  становится тензором:

$$A_{ik} = \frac{5}{8} \alpha^3 \gamma_{ik} + \frac{3}{8} \alpha^3 (w_{ik} - \Omega_{ik}).$$

Теперь определим поступательную скорость и скорость вращения частицы эллипсоидальной формы, находящейся в потоке вязкой жидкости с заданными постоянными градиентами скорости. По формулам

/8/ найдем силу и момент сил, действующие на частицу в потоке.

$U_i$  определяется выражением /12/. Вычисляя производные от  $U_i$ , а затем  $\sigma_i$ , находим силу, действующую на единицу площади поверхности эллипсоида:

$$P_i = -p_0 S \frac{x_i}{a_i^2} + \frac{\delta \eta_0 S}{\alpha b c} A_{ie} \frac{x_e}{a_e^2} - 4 \eta_0 S \left( \sum_{j=1}^3 \alpha_{j0} A_{jj} \right) \frac{x_i}{a_i^2}, \quad /22/$$

где  $S = \left( \frac{x^2}{a^4} + \frac{y^2}{b^4} + \frac{z^2}{c^4} \right)^{-\frac{1}{2}}$ . Если проинтегрировать /22/ по всей поверхности, то общая сила  $G_i = 0$ . Это значит, что поступательная скорость центра симметрии частицы совпадает со скоростью невозмущенного потока в той точке, где находится центр симметрии.

Вычисляем момент сил  $T_{ik}$  с учетом объема  $V = 4\pi \frac{\alpha b c}{3}$  и

$$\frac{1}{V} \oint x_i x_k s df = \alpha_i^2 \delta_{ik}, \quad T_{ik} = \frac{32}{3} \mathcal{T} \eta_0 (A_{ik} - A_{ki}). \quad /23/$$

Подставим /19/ в /23/:

$$T'_{ik} = \frac{16}{3} \mathcal{T} \eta_0 \frac{(\alpha_k^2 + \alpha_i^2) w'_{ik} + (\alpha_k^2 - \alpha_i^2) \gamma'_{ik}}{\alpha_i^2 \mathcal{L}_{i0} + \alpha_k^2 \mathcal{L}_{k0}}. \quad /24/$$

Сделаем переход в лабораторную систему координат по формулам /7/, используя преобразование  $T'_{ts} = \alpha_{ti} \alpha_{sk} T_{ik}$ .

$$T'_{ts} = \frac{16}{3} \mathcal{T} \eta_0 \left[ \alpha_{ti} \alpha_{sk} \frac{\alpha_k^2 + \alpha_i^2}{\alpha_i^2 \mathcal{L}_{i0} + \alpha_k^2 \mathcal{L}_{k0}} a_{ji} \alpha_{ek} (w_{je} - \Omega_{je}) + \frac{\alpha_{ti} \alpha_{sk} (\alpha_k^2 - \alpha_i^2) a_{ji} \alpha_{ek}}{\alpha_i^2 \mathcal{L}_{i0} + \alpha_k^2 \mathcal{L}_{k0}} \gamma_{je} \right]. \quad /25/$$

Для осесимметричной частицы ее ориентация определяется одним

вектором  $\vec{e}$ :  $e_i = \alpha_{i1}$ , причем  $\alpha_{i2} \alpha_{k2} + \alpha_{i3} \alpha_{k3} = \delta_{ik} - e_i e_k$ .

В этом случае для некоторой матрицы  $\Lambda$  существует преобразование

$$\alpha_{ti} \alpha_{sk} \Lambda_{ik} \alpha_{ji} \alpha_{ek} = e_t e_s e_j e_e (\Lambda_{11} - \Lambda_{21} - \Lambda_{12} + \Lambda_{22}) + e_s e_e \delta_{tj} (\Lambda_{21} - \Lambda_{22}) + e_t e_j \delta_{se} (\Lambda_{12} - \Lambda_{22}) + \delta_{se} \delta_{tj} \Lambda_{22}. \quad /26/$$

По правилу /26/ выражение /25/ для момента сил /частица с формой эллипсоида вращения/ преобразуется к виду

$$T_{ts} = \frac{16}{3} \mathcal{H} \eta_0 \left[ \left( \frac{\alpha^2 + \beta^2}{\alpha^2 \alpha_0 + \beta^2 \beta_0} - \frac{1}{\beta_0} \right) (e_s e_e \delta_{tj} + e_t e_j \delta_{se}) (w_{je} - \Omega_{je}) + \right. \\ \left. + \frac{1}{\beta_0} (w_{ts} - \Omega_{ts}) + \frac{\alpha^2 - \beta^2}{\alpha^2 \alpha_0 - \beta^2 \beta_0} (e_s e_e \delta_{tj} - e_t e_j \delta_{se}) \delta_{je} \right]. \quad /27/$$

Определим теперь скорость вращения находящейся в потоке частицы из условия равенства нулю суммы моментов сил, действующих на частицу. Инерционными моментами сил из-за малых размеров частиц можно пренебречь. Кроме моментов сил  $T_{ik}$  на частицу может непосредственно действовать некоторый сторонний момент сил /например, на магнитные частицы в геомагнитном поле, действует вращательный магнитный момент/. Таким образом, условие компенсации моментов сил /10/ с помощью /24/ записывается следующим выражением:

$$(\alpha_k^2 - \alpha_i^2) \gamma'_{ik} + (\alpha_k^2 + \alpha_i^2) w'_{ik} + \frac{3}{16\pi \eta_0} (\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0}) L'_{ik} = 0. \quad /28/$$

Переходя в лабораторную систему координат по формулам /7/, находим скорость вращения частицы:

$$\Omega_{et} = w_{et} + \frac{\alpha_k^2 - \alpha_i^2}{\alpha_k^2 + \alpha_i^2} \alpha_{ei} \alpha_{ji} \alpha_{tk} \alpha_{sk} \gamma'_{js} + \\ + \frac{3(\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0})}{16\pi \eta_0 (\alpha_k^2 + \alpha_i^2)} \alpha_{ei} \alpha_{ji} \alpha_{tk} \alpha_{sk} L_{js}. \quad /29/$$

Эта скорость определяется как градиентами скорости  $\gamma'_{is}$  и  $w'_{js}$ , так и сторонним моментом сил  $L_{js}$ . Для осесимметричной частицы по формуле /26/ из /29/ находим

$$\Omega_{et} = \lambda (e_t \delta_{es} - e_s \delta_{te}) e_s + w_{et} + \frac{3}{16\pi \eta_0} \left[ \left( \frac{\alpha^2 \alpha_0 + \beta^2 \beta_0}{\alpha^2 + \alpha^2} - \beta_0 \right) (e_t e_k \delta_{ej} + \right. \\ \left. + e_e e_j \delta_{tk}) L_{jk} + \beta_0 L_{et} \right]. \quad /30/$$

Величина  $\lambda = (\alpha^2 - \beta^2) / (\alpha^2 + \beta^2)$  изменяется от -1 до +1. В предельных случаях частицы имеют форму плоского диска или тонкой иглы, а при  $\lambda = 0$  — форму шара.

Из выражения /30/ по формуле  $\frac{de_i}{dt} = \Omega_{ik} e_k$  находим линейную

скорость движения конца единичного вектора:

$$\frac{de_e}{dt} = \omega_{ek} e_k + \lambda (\delta_{es} e_s - \delta_{ks} e_k e_s e_e) + \frac{\gamma}{16\pi\eta_0} \cdot \frac{\alpha^2 \alpha_0 + \beta_0 b^2}{\alpha^2 + b^2} L_{ek} e_k. \quad /31/$$

Эта формула удобна для анализа движения частицы. Очевидно, что поток стремится ориентировать единичный вектор /а значит, и длинную ось частицы/ по направлению течения, на что указывал Е.Ирвинг [2].

Так как  $\Omega_j = -e_{jet} \Omega_{et} / a$ ,  $L_{jk} = -e_{jks} L_s$ , выражение /30/ можно записать в другой форме, откуда следует, что эллипсоид вращения в неподвижной жидкости под действием внешнего момента сил  $L_\beta$  вращается со скоростью

$$\Omega_i = \left\{ \frac{\gamma}{16\pi\eta_0} \left[ \frac{\alpha^2 \alpha_0 + \beta_0 b^2}{\alpha^2 + b^2} \delta_{ij} + \left( \beta_0 - \frac{\alpha^2 \alpha_0 + \beta_0 b^2}{\alpha^2 + b^2} \right) e_i e_j \right] \right\} L_j. \quad /32/$$

Матрицу  $A_{ik}$  /18/, /19/ можно доопределить, так как известна скорость вращения частицы. Подставив  $\omega_i'$  из /28/ в /19/, получим

$$A_{ik} = \frac{(\alpha_k^2 - \alpha_i^2) \gamma'_{ik}}{2(\alpha_{i0} - \alpha_{k0}) \lambda (\alpha_k^2 + \alpha_i^2)^2} - \frac{\gamma}{32\pi\eta_0} \cdot \frac{\alpha_k^2}{\alpha_k^2 + \alpha_i^2} L'_{ik}.$$

Диагональные члены  $A_{kk}$  не изменяются.

#### Частицы произвольной формы

В силу линейности уравнений /1/ /числа Рейнольдса, связанные с частицами, малы/ можно записать линейные соотношения, справедливые для частиц произвольной формы [12]:

$$\begin{aligned} U_j &= M_{jk}^t F_k + M_{jk}^c L_k, \\ \Omega_j &= M_{jk}^c F_k + M_{jk}^r L_k. \end{aligned} \quad /33/$$

Каждая из компонент тензоров  $M_{jk}^c$  является некоторым оператором при учете инерционности движения жидкости. В дальнейшем так называемые тензоры подвижности  $M_{jk}^c$  будем считать постоянными.

Необходимо отметить, что если линейная скорость частицы /4/ зависит от представительной точки внутри частицы, то и тензоры подвижности также зависят от ее выбора. Учитывая эту неопределенность, Д.Хэппель и Г.Бреннер показали [12], что можно выбрать в качестве представительной такую точку - центр сопротивления частиц, что тензор  $M_{jk}^c$  станет симметричным. Тензоры  $M_{jk}^t$  и  $M_{jk}^z$  также будут симметричными.

Число независимых компонентов тензоров подвижности определяется симметрией частицы. Тензоры подвижности частицы произвольной формы могут быть представлены в виде функции двух единичных векторов:

$$M_{jk}^c = M_1^c \delta_{jk} + M_2^c e_j e_k + M_3^c c_j c_k + M_4^c (e_j e_k + e_k c_j).$$

Тензоры подвижности осесимметричной частицы являются функцией одного единичного вектора и имеют вид

$$M_{jk}^t = M_1^t \delta_{jk} + M_2^t e_j e_k, \quad M_{jk}^c = 0, \quad M_{jk}^z = M_1^z \delta_{jk} + M_2^z e_j e_k.$$

Из соотношения /33/ легко увидеть, что поступательное и вращательное движения не связаны, если все  $M_{jk}^c = 0$ . Материальные постоянные  $M_k^c$  в последних двух соотношениях определяются размерами и формой частиц.

## II. Броуновское движение тонкодисперсных ферромагнитных и немагнитных частиц

Математический способ оценки движения частиц существенно отличается от описанного выше и является проблематичным в статистической теории, основоположниками которой были А.Эйнштейн и М.Смолуховский.

Наличие случайных составляющих сил и моментов сил приводит к случайным составляющим скорости поступательного и вращательного движения частиц /13/. Например, для осесимметричной частицы следует записать

$$\begin{aligned} \tilde{\Omega}_{je} &= \Omega_{je}(\vec{e}, t) + \Psi_{je}^r(\vec{e}, t), \\ \tilde{\Omega}_k &= \Omega_k(\vec{e}, t) + \Psi_k^r(\vec{e}, t), \end{aligned} \quad /34/$$

где  $\Omega_{je} = -e_{jek} \Omega_k$  - регулярная составляющая скорости вращения, которая для частиц с формой эллипсоида вращения определяется /30/, а для частиц с произвольной формой - /33/;  $\Psi_{je}^r = -e_{jek} \Psi_k^r$  - случайная составляющая скорости вращения.

#### Эллипсоидальная частица

Выражение для матрицы  $A_{ik}$  с учетом /34/ следующее:

$$A_{ik} = \frac{(\alpha_k^2 - \alpha_i^2) \gamma_{ik}'}{2(\alpha_{i0} - \alpha_{k0})(\alpha_k^2 + \alpha_i^2)} - \frac{\alpha_k^2 \Psi_{ik}'}{2(\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0})} \quad /35/$$

По формуле /23/ находим момент сил, действующий на частицу

$$\tilde{T}_{ik} = T_{ik} - \frac{16\pi\eta_0}{3} \cdot \frac{\alpha_k^2 + \alpha_i^2}{\alpha_i^2 \alpha_{i0} + \alpha_k^2 \alpha_{k0}} \Psi_{ik}' ,$$

который состоит из среднего момента сил /24/ и случайной добавки. При учете случайных составляющих скорости вращения средний момент сил, действующий на частицу, не равен нулю.

Предположим, что случайные составляющие скорости ведут себя как случайный процесс типа "белый шум" [3,13] с математическим ожиданием  $\langle \Psi_k^r(\vec{e}, t) \rangle = 0$  и корреляционным тензором

$$\langle \Psi_k^r(\vec{e}, t) \Psi_t^r(\vec{e}', t') \rangle = 2 \delta(t-t') D_{kt}^{(r)}(\vec{e}, \vec{e}'), \quad /36/$$

где  $D_{kt}^{(r)}$  - тензор вращательной диффузии. Усреднение проводится по ансамблю реализаций случайной силы. Из выражения /34/ следует стохастическое дифференциальное уравнение Ито [3] для скорости изменения положения вектора ориентации /с учетом  $\frac{de_i}{dt} = \Omega_{ik} e_k$ ,  $\Omega_{je} = -e_{jek} \Omega_k$ , которое с добавлением сил реакции с неопределенным множителем примет вид

$$\frac{de_i}{dt} = e_{jks} \Omega_k e_s - \frac{1}{2} [e_j + \Phi_j] , \quad /37/$$

где случайная составляющая  $\Phi_j$  имеет три независимые компоненты

и только после определения  $L$  приобретает значение  $\Phi_j = e_{jks} \omega_{ks}^j e_s$ .

Аналогичное стохастическое дифференциальное уравнение запишем для поступательного движения:

$$\frac{d\tau_j}{dt} = u_j(\vec{\tau}, \vec{e}, t) + \alpha_j(\vec{e}, t), \quad /38/$$

где  $u_j$  - неслучайная скорость частицы,  $\alpha_j$  - случайные составляющие скорости типа "белый шум" с математическим ожиданием  $\langle \alpha_j(\vec{e}, t) \rangle = 0$  и тензором корреляции

$$\langle \alpha_j(\vec{e}, t) \alpha_e(\vec{e}', t') \rangle = 2\delta(t-t') D_{je}^{(t)}(\vec{e}, \vec{e}'), \quad /39/$$

$D_{je}^{(t)}$  - тензор поступательной диффузии. Случайные величины  $\Phi_j$  и  $\alpha_j$  не коррелируют между собой.

Задача определения стохастического движения частицы в пространстве и времени сводится к поиску функции распределения вероятности положения и ориентации частиц  $f(\vec{\tau}, \vec{e}, t)$  или, иначе говоря, необходимо составить по стохастическим дифференциальным уравнениям /37/ и /38/ уравнение Эйнштейна - Смолуховского - Колмогорова /Э-С-К/ для функции  $f(\vec{\tau}, \vec{e}, t)$  [1-3] /уравнение непрерывности вероятности/:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{\partial(u_j f)}{\partial \tau_j} + \frac{\partial(\dot{e}_j f)}{\partial e_j} \quad /40/$$

Дифференцируя и раскрывая скобки, получим

$$\frac{\partial f}{\partial t} + u_j \frac{\partial f}{\partial \tau_j} + \Omega_{je} e_e \frac{\partial f}{\partial e_j} + L \vec{e}^2 f = \quad /41/$$

$$= \frac{\partial}{\partial \tau_j} D_{je}^{(t)} \frac{\partial f}{\partial \tau_e} + e_{jks} e_{lep} \frac{\partial}{\partial e_p} D_{ke}^{(2)} e_p e_s \frac{\partial f}{\partial e_t}.$$

Для того чтобы уравнение /41/ при усреднении обращалось в тождество, необходимо положить  $L = e_e \frac{\partial \Omega_{je}}{\partial e_j}$ . Таким образом, уравнение Э-С-К /41/ приобретает вид

$$\frac{\partial f}{\partial t} + u_j \frac{\partial f}{\partial \tau_j} + e_s \frac{\partial(\Omega_{js} f)}{\partial e_j} = \frac{\partial}{\partial \tau_j} D_{je}^{(t)} \frac{\partial f}{\partial \tau_e} + e_{jks} e_{lep} \frac{\partial}{\partial e_j} D_{ke}^{(2)} e_p e_s \frac{\partial f}{\partial e_t}. \quad /42/$$

Симметричные тензоры поступательной диффузии  $D_{je}^{(t)}$  и вращательной диффузии  $D_{je}^{(r)}$  для осесимметричной частицы могут быть представлены в общем виде так:

$$D_{je}^{(t)} = D^n \delta_{je} + (D^k - D^n) e_j e_e, \quad D_{kt}^{(r)} = D \delta_{kt} + D e_k e_t, \quad /43/$$

где  $D^n$  - коэффициент диффузии при движении поперек оси симметрии,  $D^k$  - коэффициент диффузии при движении вдоль оси симметрии,  $D$  - коэффициент вращательной диффузии. С учетом последних соотношений уравнение Э-С-К преобразуется следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial t} + u_j \frac{\partial f}{\partial x_j} + e_s \frac{\partial(\Omega_{js} f)}{\partial e_j} = & \left\{ D^n \delta_{je} + (D^k - D^n) e_j e_e \right\} \frac{\partial^2 f}{\partial x_j \partial x_e} + \\ & + D \left( \bar{e}^2 \frac{\partial^2 f}{\partial e_j^2} - e_s e_j \frac{\partial^2 f}{\partial e_s \partial e_j} - 2 e_j \frac{\partial f}{\partial e_j} \right). \end{aligned} \quad /44/$$

С позиций магнетизма осадков следует рассмотреть случай равномерного распределения частиц в пространстве, когда функция распределения не зависит от координат, а описывает только вращательное движение частиц /вращательная диффузия/. Уравнение для функции распределения  $W(\bar{e}, t)$  ( $f \rightarrow W$ ) следующее:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + e_s \frac{\partial(\Omega_{js} W)}{\partial e_j} = D \left( \bar{e}^2 \frac{\partial^2 W}{\partial e_j^2} - e_s e_j \frac{\partial^2 W}{\partial e_s \partial e_j} - 2 e_j \frac{\partial W}{\partial e_j} \right). \quad /45/$$

#### Частицы произвольной формы

Для таких частиц ориентация определяется двумя единичными векторами  $\bar{e}$  и  $\bar{c}$ :

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial t} + e_s \frac{\partial(\Omega_{js} W)}{\partial e_j} + c_s \frac{\partial(\Omega_{is} W)}{\partial c_j} = & e_j c_k e_{in} \left\{ \frac{\partial}{\partial e_j} \left[ e_s e_n \frac{\partial W}{\partial e_e} + \right. \right. \\ & \left. \left. + e_s e_n \frac{\partial W}{\partial c_e} \right] + \frac{\partial}{\partial c_j} \left[ D_{ki} (c_s c_n \frac{\partial W}{\partial c_e} + c_s c_n \frac{\partial W}{\partial e_e}) \right] \right\}. \end{aligned} \quad /46/$$

Здесь тензор вращательной диффузии  $D_{ki}$  есть произвольная функция от  $\vec{e}$  и  $\vec{c}$ . Оператор  $\vec{e}^2 \frac{\partial^2}{\partial e_j^2} - e_s e_j \frac{\partial^2}{\partial e_s \partial e_j} - 2e_j \frac{\partial}{\partial e_s}$  в /45/ является угловой частью оператора Лапласа, записанной в декартовой системе координат. Обычно оператор Лапласа и уравнение вращательной диффузии Э-С-К формулируются в угловых переменных /13/.

Исследование ориентации частиц в потоке  
/без учета геомагнитного поля/

Рассмотрим случай, когда нет сторонних моментов сил и когда скорость вращения частицы с формой эллипсоида вращения, по /30/, определяется только гидродинамикой среды:

$$\Omega_{is} = \omega_{is} + \lambda (e_s \gamma_{ij} - e_i \gamma_{sj}) e_j. \quad /47/$$

С учетом /47/ уравнение /45/ даст уравнение для функции распределения ориентации осей симметрии эллипсоидов вращения, находящихся в потоке с заданными градиентами скорости:

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial t} + \lambda (\gamma_{es} e_s - \gamma_{es} e_s e_c e_j) \frac{\partial W}{\partial e_j} + \omega_{js} e_s \frac{\partial W}{\partial e_j} - 3\lambda \gamma_{es} e_c e_s W = \\ = D \left( \vec{e}^2 \frac{\partial^2 W}{\partial e_j^2} - e_j e_s \frac{\partial^2 W}{\partial e_j \partial e_s} - 2e_j \frac{\partial W}{\partial e_s} \right). \end{aligned} \quad /48/$$

Уравнение /48/ является основным и позволяет рассматривать ориентацию эллипсоидов в потоке с постоянными градиентами скорости. Отметим, что уравнение описывает ориентацию любой осесимметричной частицы в потоке с постоянными градиентами скорости. При этом  $\lambda$  может принимать произвольное значение, в отличие от эллипсоидальной частицы, когда  $-I < \lambda < I$ . Более того, для частиц с плоскостью симметрии, перпендикулярной оси, какими являются эллипсоиды вращения, уравнение /48/ справедливо и для неоднородного потока с точностью до членов с первой производной градиента скорости.

В стационарном случае при симметричном тензоре градиентов скорости, когда  $\dot{\omega}_{ik} = 0$ , уравнение /48/ имеет простое решение:

$$W = C e^{\frac{1}{2D} e_i e_k \gamma_{ik}} \quad /49/$$

Коэффициент  $C$  определяется при нормировке функции распределения на единицу и зависит, очевидно, от градиентов скорости, но не зависит от вектора  $\vec{e}$ . Намагниченность, которая пропорциональна моментам первого порядка

$$\langle e_k \rangle = \int e_k W(\vec{e}, t) \delta(t - \vec{e}^2) d\vec{e}, \quad /50/$$

даже в случае отсутствия /или незначительной величины внешнего геомагнитного поля/ отлична от нуля при  $W \neq \frac{1}{4\pi}$ , например при  $W$  вида /49/

Скорость изменения средней ориентации, как и в детерминированном случае /31/, вычисляется домножением /44/ на  $e_k$  и интегрированием

$$\frac{d\langle e_k \rangle}{dt} = - \frac{\partial \langle u_j e_k \rangle}{\partial \tau_j} + \langle \Omega_{ks} e_s \rangle - \frac{1}{2D} \langle e_k \rangle + D^n \frac{\partial^2 \langle e_k \rangle}{\partial \tau^2} + (D^k - D^n) \frac{\partial^2 \langle e_k e_j e_s \rangle}{\partial \tau_j \partial \tau_s}.$$

Здесь  $1/2D = \tau$  - время релаксации частицы,  $\langle \rangle$  - скобки означают осреднение по правилу /50/ при замене  $W \rightarrow f$ .

### III. Процессы ориентации магнитных частиц в придонном слое седиментационного бассейна и геомагнитном поле

Во второй части рассмотрена динамика суспензии в случае, если на частицы действуют момент гидродинамических сил, приводящий к ориентации частиц потоком, и момент случайных сил, вызывающий дезориентацию частиц. Аналогичным образом можно описать движение частицы и свойства суспензии в случае, если на частицу непосредственно действуют сторонние моменты сил.

Движение магнитных частиц в геомагнитном поле уже обсуждалось [13]. Учитывался сторонний магнитный момент, вызванный геомагнитным полем, и случайный - дезориентирующий. При осаждении частиц суспензии, у которых центр массы не совпадает с геометри-

ческим центром, необходимо также учитывать гравитационное поле [1]. Полученные ниже уравнения можно дополнить членами, описывающими воздействие гравитационного поля.

Если геомагнитное поле с напряженностью  $H$  однородно, то на частицу с магнитным моментом  $M$ , который может быть остаточным или индуцированным, действует вращательный магнитный момент, по [5, 13],  $\vec{L} = [\vec{M} \vec{H}]$ , или в тензорной форме

$$L_{jk} = M_k H_j - M_j H_k. \quad /51/$$

Если поле неоднородно, то на частицу дополнительно действует сила  $\vec{F} = (\vec{M}_\Delta) \vec{H}$ , которая должна быть учтена при формулировке уравнений движения. Предположим, что частица обладает остаточным магнитным моментом  $\vec{M}_z$ , который жестко связан с частицей и не меняет своей ориентации относительно последней, и индуцированным /наведенным/ моментом  $\vec{M}_i = \alpha V \vec{H}$ , где  $\alpha$  - магнитная восприимчивость зерна,  $V$  - объем зерна. Допустим, что направление постоянного момента  $\vec{M}_z$  совпадает с осью симметрии частицы, тогда по соотношению /51/ запишем выражение для момента сил, действующего на частицу /тензорная форма/:

$$L_{jk} = M_z (e_k H_j - e_j H_k) + \alpha V e_s H_s (e_k H_j - e_j H_k). \quad /52/$$

Этот вращательный магнитный момент стремится ориентировать ось частицы вдоль направления геомагнитного поля.

#### Ориентация ферромагнитных частиц в геомагнитном поле и в потоке жидкости

Учитывая момент сторонних сил геомагнитной природы /52/, действующих на эллипсоидальную частицу, по формуле /30/ находим скорость вращения эллипсоида в потоке и в поле:

$$\Omega_{et} = \Omega_{et}^0 - DK(e_k h_t - e_t h_k) - D\sigma e_s h_s (e_k h_t - e_t h_k), \quad /53/$$

где  $\Omega_{et}^0$  - скорость вращения без поля, по /47/;  $K = MH/E_0$  - кучность [II],  $\sigma = \alpha V H^2/E_0$ ,  $h_i$  - единичный вектор в направлении поля  $H$ ,  $E_0$  - эффективная величина дезориентирующей энергии.

Запишем теперь уравнение для функции распределения ориентации осей симметрии осесимметричных эллипсоидальных частиц, движущихся в потоке и геомагнитном поле:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial W}{\partial t} + \alpha(e_s \gamma_{se} - e_t e_s e_e \gamma_{ts}) \frac{\partial W}{\partial e_e} + \omega_{es} e_s \frac{\partial W}{\partial e_e} - \alpha e_e e_s \gamma_{es} W - \\ & - DK[(e_j e_t h_t - h_j) \frac{\partial W}{\partial e_j} + 2e_j h_i W] - D\sigma[e_s h_s (e_j e_t h_m - h_j) \frac{\partial W}{\partial e_j} + \\ & + (3e_e e_s h_e h_s - 1)W] = D(\bar{e}^{-2} \frac{\partial^2 W}{\partial e_j^2} - 2e_s \frac{\partial W}{\partial e_s} - e_j e_s \frac{\partial^2 W}{\partial e_j \partial e_s}). \end{aligned} \quad /54/$$

Уравнение /54/ отличается от уравнения /48/ наличием дополнительных членов, которые связаны с геомагнитным полем.

Случай 1.  $\gamma_{it} = \omega_{ik} = 0$ . Тогда решением уравнения /54/ будет равновесная функция распределения

$$W_0 = C(K, \sigma) \exp\left\{K(\bar{e}, \bar{h}) + \frac{\sigma}{2} (\bar{e}, \bar{h})^2\right\}. \quad /55/$$

Первое слагаемое в показателе экспоненты есть фишеровский член, соответствующий остаточному магнитному моменту  $M_z$ , второе слагаемое соответствует индуцированному  $M_i$ .

Случай 2.  $\omega_{ik} = 0$ . В стационарном случае при симметричном тензоре градиентов скорости уравнение /54/ имеет простое решение:

$$W_1 = C(K, \sigma, h_e, \gamma_{js}) \exp\left\{K(\bar{e}, \bar{h}) + \frac{\sigma}{2} (\bar{e}, \bar{h})^2 + \frac{1}{2D} e_j e_s \gamma_{js}\right\}, \quad /56/$$

где  $C(K, \sigma, h_e, \gamma_{js})$  - постоянная нормировки, в которую вектор  $h_j$  и тензор  $\gamma_{js}$  входят в виде инвариантных комбинаций.

Случай 3.  $\omega_{ij} \neq 0$ . Решение /54/ с точностью до членов первого порядка по градиентам скорости может быть представлено в виде

$$W = W_1 \left(1 + \frac{1}{D} g\{(\bar{e}, \bar{h})\} e_e \omega_{es} h_s\right), \quad /57/$$

где  $g$  - некоторая функция. В рассмотренном приближении в выражении /56/ следует ограничиться также членами первого порядка по градиентам скорости.

$$W_f = c(K, \sigma) \exp \left\{ K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{\sigma}{2} (\vec{e} \vec{h})^2 \right\} \left( 1 + \frac{A}{2D} e_j e_s \gamma_{js} \right) + \\ + c'(K, \sigma) \exp \left\{ K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{\sigma}{2} (\vec{e} \vec{h})^2 \right\} \times \gamma_{js} h_s.$$

Для того чтобы функция была нормирована на единицу, находим значение постоянной  $C'$ , и функцию распределения записываем в виде

$$W_f = c(K, \sigma) \exp \left\{ K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{\sigma}{2} (\vec{e} \vec{h})^2 \right\} \left\{ 1 + \frac{A}{D} (e_j e_s - \langle e_j e_s \rangle_0) \gamma_{js} \right\}, \quad /58/$$

где  $\langle e_j e_s \rangle_0$  - равновесное значение моментов второго порядка, усредненных по функции распределения /55/.

Таким образом, с точностью до членов первого порядка по градиентам скорости функция распределения  $W$  примет вид

$$W = c(K, \sigma) \exp \left\{ K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{\sigma}{2} (\vec{e} \vec{h})^2 \right\} \left\{ 1 + \frac{A}{D} (e_j e_s - \langle e_j e_s \rangle_0) \gamma_{js} + \frac{g}{D} e_s \omega_{s h_s} \right\} /59/$$

и будет выражаться через неизвестную функцию  $g$ , уравнение которой следует из /54/ после подстановки в нее выражения /57/ и сохранения членов первого порядка по градиентам скорости:

$$(x^2 - 1) \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + 4x \frac{\partial g}{\partial x} + (K - \sigma x)(x^2 - 1) \frac{\partial g}{\partial x} + (K - \sigma x) x g + 2g - (K - \sigma x) = 0. \quad /60/$$

$x = (\vec{e} \vec{h})$

Уравнение /60/ следует решать асимптотическими методами.

Рассмотрим случай слабых полей, что почти всегда выполняется; функцию  $g$  разложим в ряд по малой напряженности поля. С точностью до членов второго порядка по  $h$  находим

$$g = \frac{1}{2} K - \frac{1}{12} (K^2 - 2\sigma) (\vec{e} \vec{h})^2. \quad /61/$$

Разложим равновесную функцию распределения  $W$  на ряд по малой напряженности:

$$W_0 = \frac{1}{4\pi x} \left\{ 1 + K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{1}{2} (K^2 + \sigma) [3(\vec{e} \vec{h})^2 - 1] + \dots \right\}. \quad /62/$$

Из /56/ определяем с точностью до членов первого порядка по градиентам скорости и второго порядка по  $H$  нормированную функцию распределения:

$$W_f = \frac{1}{4\pi} \left\{ 1 + K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{1}{6} (K^2 + \sigma) [3(\vec{e} \vec{h})^2 - 1] + \frac{K}{2D} e_j e_s \gamma_{js} + \right. \\ \left. + \frac{K}{2D} K(\vec{e} \vec{h}) e_j e_s \gamma_{js} + \frac{K}{60D} (K^2 + \sigma) \{ [15(\vec{e} \vec{h})^2 - 5] e_j e_s \gamma_{js} - 2h_j h_s \gamma_{js} \} \right\}. \quad /63/$$

Запишем теперь выражение для функции распределения с точностью до членов первого порядка по градиентам скорости и второго порядка по напряженности геомагнитного поля  $H$ :

$$W = \frac{1}{4\pi} \left\{ 1 + K(\vec{e} \vec{h}) + \frac{1}{6} (K^2 + \sigma) [3(\vec{e} \vec{h})^2 - 1] + \frac{K}{2D} e_j e_s \gamma_{js} + \right. \\ \left. + \frac{K}{2D} e_e \omega_e h_s + \frac{K}{2D} (\vec{e} \vec{h}) e_j e_s \gamma_{js} + \frac{1}{6D} \left( \frac{5}{2} K^2 + \sigma \right) (\vec{e} \vec{h}) e_e \omega_e h_s + \right. \\ \left. + \frac{K}{60D} (K^2 + \sigma) \{ [15(\vec{e} \vec{h})^2 - 5] e_j e_s \gamma_{js} - 2h_j h_s \gamma_{js} \} \right\}. \quad /64/$$

Находим выражение для моментов первого порядка /компоненты намагниченности пропорциональны  $\langle e_k \rangle$ / с точностью до членов первого порядка по градиентам скорости и второго порядка по напряженности поля:

$$\langle e_k \rangle = \frac{1}{3} K h_k + \frac{K}{6D} \omega_{kj} h_j + \frac{K}{15D} K \gamma_{kj} h_j. \quad /65/$$

В другом предельном случае очень сильных полей /что соответствует слабым возмущениям  $E_0$ / функцию  $W$  можно представить в виде разложения по величинам  $1/K$  и  $1/\sigma$ .

Пусть  $\omega_{kj} = 0$  и  $\gamma_{kj} = 0$ . Из /65/  $\langle e_k \rangle = \frac{1}{3} K h_k$ , имеем компоненты ориентационной намагниченности  $\vec{I}_{zd} = (I_1, I_2, I_3)$ ,  $I_k = N M_{\tau} \langle e_k \rangle = N M_{\tau} \times \frac{M_{\tau} H_k}{3 E_0}$ . Если положить  $E_0 = kT$ , то получим первую формулу А.Н.Храмова [10] для ориентационной намагниченности:  $I_{zd} = \frac{N}{3} \frac{M_{\tau}^2}{kT} H$

Случай 4. Пусть отсутствует индуцированный магнитный момент  $\sigma = 0$ , тогда из /55/ имеем  $W_0 = F = \frac{K}{4\pi shK} \exp\{K(\vec{e}, \vec{h})\}$ .

Определим первый момент по /66/  $\langle e_i \rangle_0 = L_i h_i$ , где

$$L_i = 2\pi \frac{K}{4\pi shK} \int_{-1}^1 e^{Kx} x^i dx = (L = 1) = \text{cth}K - 1/K = L(K).$$

Для малых  $K$  /что соответствует первой формуле А.Н.Храмова/ [10]  $L = K/3 - K^3/45$ . Для больших  $K$  /с точностью до первого порядка по  $1/K$  /  $L_i = 1 - 1/K$ ; компоненты намагниченности совпадают со второй формулой А.Н.Храмова [10].

Случай 5. В стационарном случае при малых градиентах скорости с точностью до членов первого порядка функция распределения  $W$  из /58/ при  $\sigma = 0$  определяется следующим образом:

$$W = \frac{K}{4\pi shK} \exp\{K(\vec{e}, \vec{h})\} \left[ 1 + \frac{\lambda}{2D} (e_j e_s - \langle e_j e_s \rangle_0) \gamma_{js} + \frac{g}{D} e_s \omega_{es} h_s \right] /67/$$

где  $\langle e_j e_k \rangle_0 = \frac{1}{2} (1 - L_2) \delta_{jk} + \frac{1}{2} (3L_2 - 1) h_j h_k$ ,  $L = 2$ .

Значение первого момента определим из /67/:

$$\begin{aligned} \langle e_k \rangle &= \langle e_k \rangle_0 + \frac{\lambda}{2D} (\langle e_j e_s e_k \rangle_0 - \langle e_k \rangle_0 \langle e_j e_s \rangle_0) \gamma_{js} + \\ &+ \frac{(G_0 - G_2)}{2D} \omega_{ks} h_s, \end{aligned} \quad /68/$$

где  $\langle e_i e_k e_j \rangle_0 = \frac{1}{2} (L_1 - L_3) (\delta_{ik} h_j + \delta_{ik} h_k + \delta_{ij} h_i) +$   
 $+ \frac{1}{2} (5L_3 - 3L_1) h_i h_k h_j$ ,  $G_2 = 2\pi \frac{K}{4\pi shK} \int_{-1}^1 e^{Kx} g x^2 dx$ .

Для случая слабых полей функцию  $g$  следует выбрать согласно формуле /61/. Преобразуя момент /68/, получим формулу /65/.

В случае больших полей /больших кучностей  $K > 1$  / следует функции  $L_i$ ,  $g$  и  $G_2$  разложить в /68/ по малому параметру  $1/K$ . Для определения компонент  $I_k$  - ориентационной намагниченности  $I_{zd}$  следует использовать соотношение

$$I_k = N M_k \langle e_k \rangle. \quad /69/$$

В уравнения ориентационной намагниченности входят коэффициенты вращательной диффузии  $D$ , которые выражаются через тензоры подвижности  $D_{ik}^{(v)} = T^{(v)} M_{ik}$ , /  $T$  - постоянная для данной температуры среды/ [13]. В уравнении /32/ первое слагаемое в фигурных скобках представляет скалярную часть тензора подвижности. Таким образом, имеем скалярный коэффициент вращательной диффузии  $D = \frac{3T}{16\pi\tau_0} \cdot \frac{\alpha^2\lambda_0 + 6\beta_0}{\alpha^2 + 6\beta_0}$ . Обозначим  $\delta = \alpha^2/6\beta_0$ , тогда  $D = \frac{3T}{16\pi\tau_0} \cdot \frac{\delta\lambda_0 + \beta_0}{\delta + 1}$ . Безразмерный фактор  $\Delta = \frac{\delta\lambda_0 + \beta_0}{\delta + 1}$  зависит только от формы частицы.

#### IV. Ошибка ориентации вектора детритовой намагниченности

Ошибка ориентации вектора  $\vec{I}_{zd}$  обусловлена влиянием придонных течений, формой магнитных частиц. Численные выражения для ошибки ориентации состоят из ошибок наклона  $\delta'$  и склонения  $d'$  /17/:

$$\delta' = \mathcal{J}_N - \mathcal{J}_I, \quad d' = D_N - D_I, \quad /70/$$

где  $\mathcal{J}_N$  и  $\mathcal{J}_I$  - углы наклона вектора геомагнитного поля и намагниченности,  $D_N$  и  $D_I$  - их склонения. Эквивалентная запись /см. рисунок/ равенств /70/ может быть представлена следующими соотношениями:

$$\text{tg } \mathcal{J}_I = f_\delta \text{tg } \mathcal{J}_N \quad \text{и} \quad \text{tg } D_I = f_d \text{tg } D_N.$$

Области изменения для  $f_\delta$  от 0 до 1 и  $|f_d| \leq 1$ . Ошибка ориентации будет отсутствовать при  $f_\delta = 1$  и  $|f_d| = 1$ . В системе координат  $(X, Y, Z)$  величины  $f_\delta$  и  $f_d$  могут быть записаны следующим образом:

$$f_\delta = \frac{\text{tg } \mathcal{J}_I}{\text{tg } \mathcal{J}_N} = \frac{NM \langle e_3 \rangle}{NM \sqrt{\langle e_1 \rangle^2 + \langle e_2 \rangle^2}} / \frac{h_3}{\sqrt{h_1^2 + h_2^2}}, \quad f_d = \frac{\langle e_2 \rangle}{\langle e_1 \rangle} / \frac{h_2}{h_1}, /71/$$

где  $NM \langle e_i \rangle$  - значения трех компонент детритовой намагниченности,  $h_i$  - компоненты единичного вектора, направленного по

геомагнитному полю. Вычислим ошибку ориентации для наиболее простых моделей детритовой намагниченности.

Наиболее простая соответствует соотношению  $I_k = NM \langle e_k \rangle_0 = NM L(K) h_k$ . Такую намагниченность создают зерна почти сферической формы при осаждении в спокойной суспензионной среде. Подставляя значения компонент в /71/, получим

$$f_{\delta} = \frac{L(K)h_3}{L(K)\sqrt{h_1^2+h_2^2}} / \frac{h_3}{\sqrt{h_1^2+h_2^2}} = 1, \quad f_{\alpha} = \frac{L(K)h_2}{L(K)h_1} / \frac{h_2}{h_1} = 1.$$

Таким образом, данная модель указывает на совпадение направлений магнитного поля Земли и намагниченности  $I_{zd}$ .

Следующую модель ориентационной намагниченности выберем в виде уравнения

$$I_k = NM \langle e_k \rangle = NM (Kh_k + \frac{K}{6D} \omega_{kj} h_j + \frac{\lambda}{15D} K \gamma_{kj} h_j).$$

Она соответствует осаждению частиц с коэффициентом формы  $\lambda$  в движущейся среде. Вычислим ошибку склонения:

$$f_{\alpha} = \frac{Kh_2 + K\omega_{2j}h_j/6D + \lambda K\gamma_{2j}h_j/15D}{Kh_1 + K\omega_{1j}h_j/6D + \lambda K\gamma_{1j}h_j/15D} / \frac{h_2}{h_1} \neq 1.$$

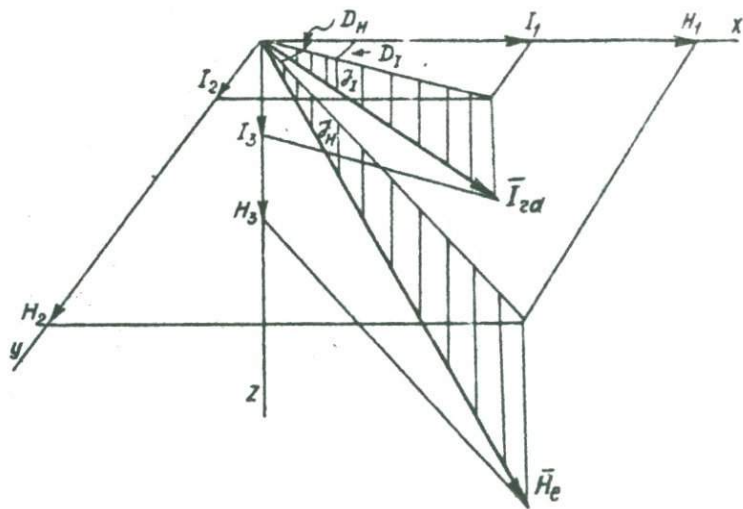
При этом наблюдается также несовпадение углов наклона магнитного поля и намагниченности  $f_{\delta} < 1$ .

Определим величину ошибки ориентации  $I_{zd}$ , когда осаждение частиц происходит в спокойной воде. Форма частиц в общем случае отличается от сферической  $\lambda \neq 0$ . Разворот частиц под действием гравитационного поля будет характеризоваться параметром  $W_3$ , т.е. по аналогии с уравнением /65/ вертикальная компонента  $I_3$  может быть представлена соотношением  $NM \langle e_3 \rangle =$

$= NM (\frac{K}{3} h_3 - \lambda \omega_3 \frac{K}{3D} h_3)$ . Произошло уменьшение вертикальной компоненты и увеличение двух горизонтальных  $I_1$  и  $I_2$ :

$$I_1 = NM \langle e_1 \rangle = NM (\frac{K}{3} h_1 + \lambda \omega_3 \frac{K}{3D} h_1),$$

$$I_2 = NM \langle e_2 \rangle = NM (\frac{K}{3} h_2 + \lambda \omega_2 \frac{K}{3D} h_2).$$



Ошибка ориентации вектора ориентационной седиментационной намагниченности.

$\vec{H}_e = /H_1, H_2, H_3/$  и  $\vec{I}_{2d} = /I_1, I_2, I_3/$  - компоненты геомагнитного поля и намагниченности в системе координат  $/X, Y, Z/$ ;  $D_H$  и  $D_I$ ,  $I_H$  и  $I_I$  - углы склонения и наклонения векторов  $H_e$  и  $\vec{I}_{2d}$  соответственно

Причем  $\omega_1 = \omega_2 = \omega$ . Вычислим ошибки склонения и наклонения:

$$f_{\alpha} = \frac{(K/3 + \lambda \omega K/D) h_2 / h_2}{(K/3 + \lambda \omega D) h_1 / h_1} = 1, \quad f_{\beta} = \frac{(K/3 - \lambda \omega_3 K/D) h_3}{(K/3 - \lambda \omega K/D) \sqrt{h_1^2 + h_2^2}} / \frac{h_3}{\sqrt{h_1^2 + h_2^2}} =$$

$$= 1 - \frac{\lambda (\omega_3 + \omega)}{(D/3 + \lambda \omega)} < 1.$$

Таким образом, наблюдается ошибка наклонения для совокупности длинных или плоских частиц при касании нижней частью дна седиментационного бассейна. Она будет больше при последующем уплотнении осадков, так как частицы будут выполаживаться.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бураков К.С. Исследование механизма образования остаточной намагниченности осадочных пород: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1968.
2. Ирвинг Е. Природа палеомагнетизма торридонских песчаников северо-западной Шотландии. - В кн.: Палеомагнетизм. М.: ИЛ, 1962, с.94-110.
3. Казаков В.А. Введение в теорию марковских процессов и некоторые радиотехнические задачи. М.: Сов.радио, 1973. 232 с.
4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гос-техиздат, 1954. 645 с.
5. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Физматгиз, 1957. 455 с.
6. Линькова Т.И., Малахов М.И., Малахова Г.Ю. О природе намагниченности в глубоководных донных осадках. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1961, с.75-97.
7. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.
8. Покровский В.П. Реология дисперсных систем. - Коллоид. ж., 1967, т.29, с.576-583.
9. Фортъе А. Механика суспензий. М.: Мир, 1971. 246 с.

10. Храмов А.Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1, с.115-119.
11. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.
12. Хэппель Д., Бреннер Г. Гидродинамика при малых числах Рейнольдса. М.: Мир, 1976. 400 с.
13. Шило Н.А., Малахов М.И., Линькова Т.И. Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности. - Колыма, 1978, № II, с.39-42.
14. American C. Sea - floor dynamic processes as the possible cause of correlation between paleoclimatic and paleomagnetic in deep-sea sedimentary cores. - Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 21, N 3, p. 321-326.
15. Collinson, D.W. Depositional remanent magnetization in sediments. - J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 18, p. 4663-4368.
16. Jeffery J.B. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. - Proc. Roy. Soc., 1922, v. A102, N7,
17. King R.F., Rees A.I. Detrital magnetism in sediments: An examination of some theoretical models. - J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 2, p. 561-571.
18. Nozharov P.B., Georgiev H.M. On a theoretical models about the origin of the depositional remanent magnetization of sedimentary rocks. - Compt. rend. Acad. Bulg. Sci., 1970, v. 23, N 2, p. 157-160.
19. Stacey F.D. On the role of Brownian motion in the control of detrital remanent magnetization of Sediments. - Pure Appl. Geophys., 1972, v. 98, N 6, p. 139-145.

ПОСТОРИЕНТАЦИОННАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ АНСАМБЛЯ  
ОДНОДОМЕННЫХ И ПСЕВДООДНОДОМЕННЫХ ЗЕРЕН

М. И. Малахов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

В связи с проблемой определения напряженности древнего геомагнитного поля по осадочным породам в последние 10-15 лет предложены теоретические модели полевой зависимости ориентационной намагниченности. Проведено несколько экспериментов, в которых изучена зависимость  $I_{zd}(H)$  в интервале полей от 0 до первых единиц Эрстед.

Цель настоящей статьи - сравнить между собой теоретические модели седиментационной и постседиментационной намагниченностей, проанализировать экспериментальные данные опытов переосаждения, в которых изучалась кривая  $I_{zd}(H)$ , сравнить ее с теоретической; указать, какие из параметров являются определяющими при проведении экспериментов по переосаждению с позиций теории подобия.

### 1. Модели ориентационной намагниченности осадочных пород

Механизм образования и модели детритовой намагниченности осадков и осадочных пород неоднократно были предметом обсуждения в печати. В табл. I систематизированы известные автору модели ориентационной намагниченности по следующим основным характеристикам: гранулометрии ансамбля магнитных зерен; функциональной зависимости от геомагнитного поля /от кучности  $K$ /; энергии дезориентирующих воздействий  $E$  /или  $S_a$  - спектральной плотности/ среды осаждения; вязкости среды  $\lambda = 6 \eta \nu$ ; магнитному состоянию зерен.

## Полевая зависимость ориентационной намагниченности

Автор модели	Гранулометрия	Уравнение $I_{zd}(H)$	Кучность	Энергия дезориентирующего воздействия среды
T. Nagata, T. Rikitake, E. Akasi [5]	Совокупность одинаковых сферических частиц	$I_{zd} = NMt h(K)$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = \frac{2\lambda mg}{\sqrt{h}}$
T. Nagata [16]		$I_{zd} = NM(cthK - Kcsch^2K)$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = \frac{\lambda mg}{\sqrt{h}}$
D.W. Collinson [11]		$I_{zd} = NM(cthK - 1/K)$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = KT$
Р.Б. Nozharov [17]		$I_{zd} = NMzK/(1-K)$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = 8\pi r^3 mg / (\sqrt{h})$ $z$ - радиус заемки
Р.Б. Nozharov [18]		$I_{zd} = NM \left[ \frac{1 + e^k(K-1)}{K(e^k - 1)} \right]$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = KT$
А.И. Храмов [6]		$I_{zd} = \begin{cases} NMK/3, & K < 1 \\ NM(1 - 1/K), & K > 1 \end{cases}$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = KT$
Р.Б. Nozharov [19]		$I_{zd} = NM \left( 1 - \frac{\lambda^2 G^2}{4M^2 H^2 + 2M\sqrt{4M^2 H^2 - \lambda^2 G^2}} \right)$	Не введена	Не введена
		$G$ - градиент скорости течения		
Р.Б. Nozharov [20]	Совокупность одинаковых сферических взаимодействующих частиц	$I_{zd} = NMC \int_0^{\pi} \cos^2 \varphi \exp[K \cos \varphi + \frac{2.404 M^2}{KT \varphi^3} P_2(\cos \varphi)] \sin \varphi d\varphi$	$K = \frac{MH}{E}$	$E = KT$
F.D. Stacey [21]	Ансамбль сферических частиц с магнитными моментами от 0 до $M_{max}$	$I_{zd} = I_0 \cdot \frac{1}{2K} \ln \left\{ \frac{sh K_{max}}{K_{max}} \right\}$	$K_{max} = \frac{M_{max} H}{E}$	$E = T$

Окончание табл. I

Автор модели	Гранулометрия	Уравнение	Кучность	Энергия дезориентирующего воздействия среды
К. С. Бураков, П. К. Рябушкин [2]	Совокупность одинаковых сферических многодоменных зерен	$I_{zd} = N M K / 3$	$K = \frac{M H}{E}$	$E = K T + E_r$
Н. А. Шило, М. И. Малахов, Т. И. Линькова [7]	А. Ансамбль одинаковых частиц	$I_{zd} = N M (c \tanh K - \frac{1}{K})$	$K = M H / E$	$E = S_0 / \rho, S_0$ спектральная плотность / для стоячей воды $S_0 = 10^{-22} /$
	Б. Различный гранулометрический состав, $\Psi(M)$ - функция распределения	Дискретный случай $I_{zd} = \sum_{i=1}^n N_i M_i L(K_i)$	$K_i = M_i H / E_i$	$E_i = S_0 / \rho_i, \rho_i = \delta \eta v_i$
		Интегральная форма $I_{zd} = N \int_0^{M_{max}} M L(K) \Psi(M) dM$	$K = \frac{M H}{S_0} \rho$	$\rho = \delta \eta \frac{M}{I_s}$

Все модели  $I_{gd}$  построены для ансамбля одинаковых частиц сферической формы. Это существенное ограничение. Учесть гранулометрию магнитных частиц впервые попытался Ф.Стойси [21], а затем независимо от него авторы работы [7]. Ф.Стойси, базируясь на "тепловой" модели Д.Коллинсона [11], получил свое уравнение с учетом равномерного распределения магнитных моментов частиц в интервале  $0 - M_{max}$ , а не их объемов<sup>1</sup>. Ошибки, допущенные им в расчетах, указаны в [4].

Н.А.Шило с соавторами [7] предложил свой подход к решению гранулометрической задачи. Эти исследования были продолжены в [4]. Уравнения выведены с учетом любого, а не только равномерного распределения частиц по размерам /табл.2/.

#### Функциональная зависимость

Как видно из табл.1, функциональная зависимость  $I_{gd} = N M f(K)$  от кучности  $K$  различна. Но только одна из них оказалась "рабочей". Сначала принятая по аналогии из физики [10,6], а затем строго доказанная [7], это функциональная зависимость вида  $f(K) = L(K)$  /функция Ланжевена/. Она описывает полевую зависимость ориентационной намагниченности для совокупности  $N$  одинаковых частиц.

#### Дезориентирующее воздействие среды осаждения

Энергия дезориентирующих факторов в указанных моделях может быть тепловой ( $kT$ ) [10,6,20], тепловой и гравитационной ( $kT + E_g$ ) [2], а моделях Т.Нагаты [5,16] и П.Ножарова [17]  $E = \lambda mg / \sqrt{h}$ . Для глубоководного бассейна ( $h \rightarrow \infty$ ) вообще мала, т.е. наступает полная ориентация всех зерен по магнитному полю, что не удовлетворяет экспериментальным данным.

Ранее отмечалось [7], что энергия  $E$  зависит от вязкости жидкой или азальной среды осаждения, а значит, от размера зерен, что не учитывается "тепловой" моделью. Спектральная плотность

<sup>1</sup> Рассматривали в псевдодвухмерные частицы.

Уравнение посториентационной намагниченности однодоменных и псевдооднодоменных частиц

Гранулометрия	Уравнение	Кучность	Параметр уравнения
Равномерное распределение:	$I_{psd} = I_{SD} + I_{PSD}$		$N_{SD}$ и $N_{PSD}$ - число однодоменных и псевдооднодоменных частиц в ед. объема
Нормальное распределение:	$I_{SD} = N_{SD} I_s \int_{v_{SD}^B}^{v_{SD}^E} v L(K_{SD}) W_{SD} dv$ , $K_{SD} = \frac{I_s v H R_{SD}}{S_0}$		$(v_{SD}^B, v_{SD}^E)$ и $(v_{PSD}^B, v_{PSD}^E)$ - интервалы однодоменности и псевдооднодоменности
Логарифмически нормальное:	$I_{PSD} = N_{PSD} I_s \int_{v_{PSD}^B}^{v_{PSD}^E} v v L(K_{PSD}) W_{PSD} dv$ , $K_{PSD} = \frac{\sigma I_s v H R_{PSD}}{S_0}$		$\mu = 6 \eta v$ - коэффициент вращательной вязкости.
Распределение Розина-Рамлера:			$\eta$ - коэффициент внутреннего трения среды осаждения
	$W^*(v) = \frac{1}{D\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(v - v_{cp})^2}{(2D)^2}\right\}$		
	$W^*(v) = \frac{1}{\Omega\sqrt{2\pi}} \cdot \frac{1}{v} \exp\left\{-\frac{(\ln v - \ln v_{cp})^2}{2\Omega^2}\right\}$		
	$W^*(v) = \frac{\beta}{\gamma} \left(\frac{v}{\gamma}\right)^{\beta-1} \exp\left\{-\left(\frac{v}{\gamma}\right)^\beta\right\}$		

Гамма-распределение

$$W(v) = a (av)^{b-1} \exp\{-av\} / \Gamma(b)$$

Значения объемов лежат внутри конечных пределов  $v^B$  и  $v^E$ , поэтому функции  $W(v)$  преобразуются после перенормировки:

$$W(v) \rightarrow W^*(v) / \int_{v^B}^{v^E} W^*(v) dv.$$

$D, \Omega, \beta, \gamma, a, b$  - параметры,  
 $\Gamma(b)$  - гамма-функция

$\sigma(v)$  - относительная намагниченность зерна  
 [9, 3]

$S_0$  случайного дезориентирующего процесса есть сумма спектральных плотностей биологической, гравитационной природы и т.п.

### Вязкость среды осаждения

Зависимость кучности  $K$  от коэффициента вращательной вязкости должна быть прямо пропорциональной [7]: чем более вязкая среда, тем меньше разориентация зерен около направления поля и больше кучность  $K$ . Ни одна из тепловых моделей не учитывает вязкостные свойства среды осаждения, тепловые модели "не различают" среду аэральную или жидкую.

### Магнитное состояние зерен ферромагнитных минералов

В общей массе ферромагнитных частиц, содержащихся в осадках и осадочных породах, основное место занимают зерна с размерами более микрона /первые единицы/. При анализе работ по лабораторному переосаждению необходимо выяснить вопрос о гранулометрическом распределении частиц ферромагнитных минералов. В зависимости от размера частицы могут быть однодоменными, псевдооднодоменными и многодоменными. Нами разработана модель ориентационной намагниченности /табл.2/ совокупности однодоменных и псевдооднодоменных зерен [4]. Уравнения  $I_{zd}$  содержат переменные, характеризующие магнитное состояние частиц /суперпарамагнитное, однодоменное, псевдооднодоменное/, гранулометрическое их распределение, вязкостные и дезориентирующие характеристики среды.

Магнитное состояние зерен описывается относительной намагниченностью, определенной В.П.Щербаковым для однодоменных и псевдооднодоменных частиц [8]. Например, для зерен магнетита ее зависимость от размера  $a$  и удлиненности  $q$  может быть представлена в виде кусочно-линейной функции /рис.1/. Этот график составлен по работам [8, 11, 9, 15, 22]. Таким образом, вычислять магнитный момент псевдооднодоменных частиц следует по формуле  $M = \sigma(\nu) I_s \nu$ , где  $I_s$  - спонтанная намагниченность,  $\sigma(\nu)$  - относительная намагниченность зерна с объемом  $\nu$ .

Уравнение ориентационной намагниченности представим в виде суммы:

$$I_{\varepsilon d} = N_{sd} I_s \int_{v_{sd}^B}^{v_{sd}^e} v L(I_s v H \mu_{sd} / I_s^0) W_{sd}(v) dv + \\ + N_{psd} I_s \int_{v_{psd}^B}^{v_{psd}^e} \sigma(v) v L(\sigma I_s v H \mu_{psd} / I_s^0) W_{psd}(v) dv; \quad (11)$$

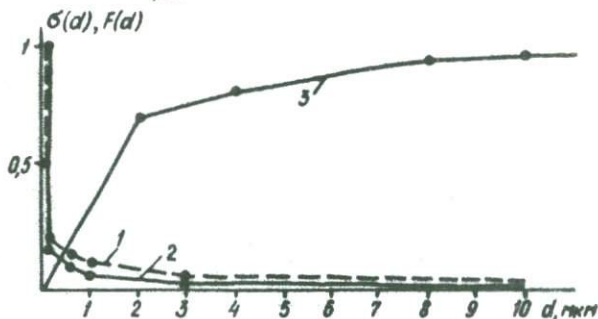


Рис. 1. Зависимость относительной намагниченности  $\sigma(d)$  от размера частиц магнетита: 1 - для  $q = 1$ ; 2 - для  $q = 3$ ; 3 - кумулятивная кривая гранулометрического распределения  $F(d)$

где  $\lambda = 6\eta v$ ,  $\eta$  - коэффициент трения среды. Первое слагаемое соответствует намагниченности, созданной ансамблем однодоменных зерен, второе - псевдооднодоменными частицами,  $W(v)$  - дифференциальные функции распределения объемов частиц. В гранулометрическом анализе осадочных пород наиболее часто используют только 6 функций распределения. Они указаны в табл. 2. Для простоты вычислений будем в дальнейшем использовать равномерное распределение частиц по объемам в интервале от  $v^b$  до  $v^e$ , а именно  $W(v) = 1/(v^e - v^b)$ .

## II. Полевая зависимость ориентационной намагниченности

Экспериментальная кривая ориентационного намагничивания  $I_{\varepsilon d} = I_{\varepsilon d}(H)$  была получена лишь несколькими исследователями [13, 3, 6, 14, 2]. На рис. 2 приведены кривые  $I_{\varepsilon d}(H)$ , нормированные на значение  $I_{\varepsilon d} / H = 0,5$ , из указанных работ. На всех кривых, кроме двух [14, 6], отмечается нелинейный характер зависимости на-

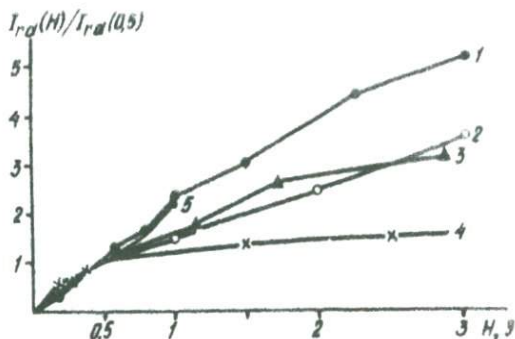


Рис. 2. Нормированные кривые ориентационного намагничивания: 1 - по А.Н.Храмову [6], 2 - по К.С.Буракову, П.К.Рябушкину [2], 3 - по Е.А.Джонсону с соавторами [13], 4 - по А.Я.Власову, Г.В.Коваленко [3], 5 - по Д.Кенту [14]

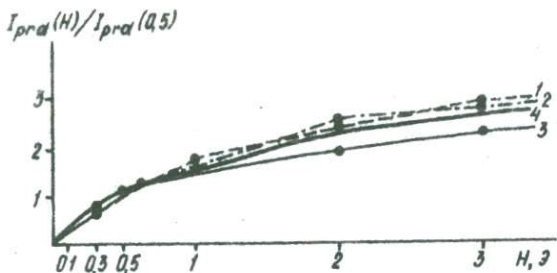


Рис. 3. Нормированные кривые ориентационного намагничивания, по К.Бартону с соавторами [10]: 1 - *CD*-осадки, 2 - *BDD*-осадки, 3 - *BD* осадки, 4 - теоретическая кривая, полученная по уравнению (4)

магнитности от магнитного поля. Объяснение такого поведения кривых ориентационного намагничивания может быть дано на основе сопоставления наших теоретических исследований и экспериментальных данных С.Бартону с соавторами [10]. В работе [10] представлены тщательно снятые кривые  $I_{\alpha}(H)$  и кумулятивные кривые грануломет-

рического распределения частиц /рис.1,3/. Основу составили магнитные частицы до 4 мкм. Так как кумулятивная кривая и относительная намагниченность - кусочно-линейные функции объема частиц, то интервал от 0 до 4 мкм следует разбить на 6 частей - однодоменную область и 5 псевдооднодоменных /табл.3/. Интегрируя первое слагаемое уравнения /1/, получим

$$I_{\text{эд}} = \frac{N_{sd} I_s}{v_{sd}^e - v_{sd}^B} \left\{ \frac{(v_{sd}^e)^2}{2K_{sd}^e} \ln \left( \frac{sh K_{sd}^e}{K_{sd}^e} \right) - \frac{(v_{sd}^B)^2}{2K_{sd}^B} \ln \left( \frac{sh K_{sd}^B}{K_{sd}^B} \right) \right\} + \sum_{i=1}^5 N_{psd_i} I_s \int_{v_{psd_i}^B}^{v_{psd_i}^e} \sigma_i v L(\sigma_i I_i v H \kappa_i / S_0) W_i(v) dv. \quad /2/$$

Полное число частиц, участвующих в создании намагниченности, равно  $N_{\text{одн}} = N_{sd} + \sum_{i=1}^5 N_{psd_i}$ . На соответствующем интервале относительная намагниченность может быть представлена линейной функцией

$\bar{v}_i = -\alpha_i v + b_i$ . Для удобства интегрирования можно вообще относительную намагниченность представить ступенчатой функцией по закону  $\bar{v}_i^* = \bar{v}_i = (-\alpha_i v^e + b_i - \alpha_i v^B + b_i) / 2$ . Тогда уравнение /2/ преобразуется в следующее:

$$I_{\text{эд}} = I_{sd} + \sum_{i=1}^5 \frac{N_{psd_i} b_i^*}{v_{psd_i}^e - v_{psd_i}^B} \left\{ \frac{(v_{psd_i}^e)^2}{2K_{psd_i}^e} \ln \left( \frac{sh K_{psd_i}^e}{K_{psd_i}^e} \right) - \frac{(v_{psd_i}^B)^2}{2K_{psd_i}^B} \ln \left( \frac{sh K_{psd_i}^B}{K_{psd_i}^B} \right) \right\}. \quad /3/$$

Подставляя в него значения параметров из табл.3, получим зависимость ориентационной намагниченности от величины магнитного поля:

$$\frac{I_{\text{эд}}}{N_{\text{одн}} I_s / 2} = \frac{I_{sd}}{N_{\text{одн}} I_s / 2} + \sum_{i=1}^5 \frac{I_{psd_i}}{N_{\text{одн}} I_s / 2}, \quad /4/$$

где

$$\frac{I_{sd}}{N_{\text{одн}} I_s / 2} = 1,408202 \cdot 10^{-4} f(K_{sd}^e) - 4,7781195 \cdot 10^{-9} f(K_{sd}^B),$$

Таблица 3

Параметры, рассчитанные по материалам [10] уравнения (3)

Магнитное состояние	$SD$	$PSD_1$	$PSD_2$	$PSD_3$	$PSD_4$	$PSD_5$
$d^e / d^B$ (МКМ)	0,2/0,036	0,6/0,2	1/0,6	2/1	3/2	4/3
$v^e / v^B$ (МКМ <sup>3</sup> )	0,4 · 10 <sup>-2</sup> / 0,233 · 10 <sup>-4</sup>	0,108 / 0,4 · 10 <sup>-2</sup>	0,5/0,108	4/0,5	13,5/4	32/13,5
$v^e - v^B$	0,397 · 10 <sup>-2</sup>	0,104	0,392	3,5	9,5	18,5
$\frac{N_i}{N_{одн}}$	0,07	0,13	0,14	0,35	0,06	0,06
$\sigma_i$ (V)	1	-0,769 · 10 <sup>12</sup> · v + + 0,173	-0,102 · 10 <sup>12</sup> · v + + 0,101	-0,23 · 10 <sup>10</sup> · v + + 0,0511	-0,23 · 10 <sup>10</sup> · v + + 0,0511	-0,205 · 10 <sup>8</sup> · v + + 0,02025
$\sigma_i^*$	1	0,13	0,07	0,425 · 10 <sup>-1</sup>	0,275 · 10 <sup>-1</sup>	0,175 · 10 <sup>-1</sup>
$K^e$	4,68 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	436,7 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	5040 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	195840 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	1443420 · · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	5160960 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$
$K^B$	1,56 · 10 <sup>-36</sup> · $\frac{H}{S_0}$	0,599 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	235,1 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	3060 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	126720 · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$	918540 · · 10 <sup>-28</sup> · $\frac{H}{S_0}$

$$\frac{I_{psd_1}}{N_{00} I_s / 2} = 9,477 \cdot 10^{-4} f(K_{psd_1}^e) - 1,3 \cdot 10^{-6} f(K_{psd_1}^B),$$

$$\frac{I_{psd_2}}{N_{00} I_s / 2} = 3,124999 \cdot 10^{-3} f(K_{psd_2}^e) - 1,457999 \cdot 10^{-4} f(K_{psd_2}^B),$$

$$\frac{I_{psd_3}}{N_{00} I_s / 2} = 3,4 \cdot 10^{-2} f(K_{psd_3}^e) - 5,3125 \cdot 10^{-3} f(K_{psd_3}^B),$$

$$\frac{I_{psd_4}}{N_{00} I_s / 2} = 1,5826297 \cdot 10^{-2} f(K_{psd_4}^e) - 1,389473 \cdot 10^{-3} f(K_{psd_4}^B),$$

$$\frac{I_{psd_5}}{N_{00} I_s / 2} = 2,905945 \cdot 10^{-2} f(K_{psd_5}^e) - 5,171958 \cdot 10^{-3} f(K_{psd_5}^B),$$

$$K_{sd} = \frac{I_s V H}{S_0} \mu, \quad K_{psd_i} = \frac{\sigma_i I_s V H}{S_0} \mu_i.$$

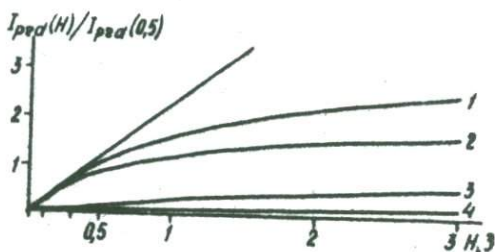


Рис. 4. Теоретическая кривая ориентационного намагничивания для частиц магнетита менее 4 мкм /гранулометрический состав см. на рис. I/:

1 - полная намагниченность, 2 - кривая  $I_{psd}(H)$  для частиц от 3 до 4 мкм, 3 - кривая  $I_{psd}(H)$  для частиц от 2 до 3 мкм, 4 - кривая  $I_{psd}(H)$  для частиц от 0 до 2 мкм

В уравнениях /4/ функция  $f(K) = \frac{1}{K} \rho_n \left\{ \frac{shK}{K} \right\}$ . Вычислить ее нетрудно, используя КЭВМ "Электроника-ВЗ-21" <sup>1</sup>. График зависимости  $I_{\Sigma d}(H)$  представлен на рис.4. Там же даны кривые намагничивания совокупности зерен каждой из фракций ( $SD, PSD_1, PSD_2, PSD_3, PSD_4, PSD_5$ ).

#### Выводы

На полевую зависимость ориентационной постседиментационной намагниченности существенно влияет гранулометрический состав ферромагнитной фракции. Только при тщательном учете магнитного состояния частиц, вязкости и дезориентирующего воздействия среды осаждения теоретические результаты совпали с экспериментальными данными /рис.3/. Кривые эксперимента удовлетворительно совпали с теоретической  $I_{\Sigma d}(H)$  даже для "ступенчатой" зависимости функций  $\sigma(v)$  и  $W(v)$  от объема частиц.

Расчеты проводились для ансамбля магнетитовых зерен. Результаты показали, что частицы с размерами до 2 мкм создают намагниченность  $I_{\Sigma d}$ , линейно связанную с магнитным полем в интервале от 0 до 4-5 Э. Намагниченность частиц от 2 до 3 мкм удовлетворяет линейному закону лишь в полях до 1 Э, а для частиц более 3 мкм отмечается нелинейность кривой  $I_{\Sigma d}(H)$  уже при  $H \sim 0,1-0,2$  Э.

Таким образом, отклонение кривой  $I_{\Sigma d}(H)$  от линейного закона для частиц магнетита менее 4 мкм достигает 8% при  $H = 0,5$  Э и 25% при  $H = 1$  Э.

Уравнение ориентационной намагниченности может быть записано в общем случае формулой /2/.

При определении его параметров ( $N, S_0, \sigma, \mu, W, I_s, v$ ) уравнение  $I_{\Sigma d}(H)$  хорошо согласуется с экспериментом /рис.3/.

Линейный закон  $I_{\Sigma d}(H)$  наблюдается для ансамбля магнетитовых частиц с размерами менее 2 мкм.

---

<sup>1</sup> Текст программы: /P/ /P/ /P/ /F/(2)/P/e<sup>x</sup>/P/(3)/F(3)/P/I<sub>Σ</sub>/(-)/↑/  
 /F/(3)/+/↑/F/(2)/:↑/(2)/:↑/P/Ln/↑/F/(2):/σ/n/ P/PP/  
 контрольный пример: ввод /(1)/(,)/(4)/P/(2)/(σ/n)/,  
 вывод /2,19745I·10<sup>-1</sup>/

## Л и т е р а т у р а

1. Белый Ю.А. Электронные микрокалькуляторы и техника вычислений. М.: Знание, 1981. Вып.2. 63 с.
2. Бураков К.С., Рябушкин П.К. О намагниченности крупнозернистых осадков. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с.127-128.
3. Власов А.Я., Коваленко Г.В. Намагниченность искусственных и современных естественных осадков. - В кн.: Материалы У Всесоюз. конф. по палеомагнетизму. Красноярск: Институт Физики СО АН СССР, 1963, с.229-243.
4. Малахов М.И. "Абсолютный" и относительный способы определения палеонапряженности геомагнитного поля по осадочным породам. - В кн.: Палеомагнетизм фанерозойских отложений Востока и Северо-Востока СССР. Магадан, 1982.
5. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
6. Храмов А.Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1, с.115-119.
7. Шило Н.А., Малахов М.И., Линькова Т.И. Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности. - Кольма, 1978, № II, с.39-42.
8. Щербаков В.П. К теории магнитных свойств псевдооднодоменных зерен. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 5, с.57-66.
9. Banerjee S.K. On the origin of stable remanence in pseudosingle domain grains. - J. Geom. agn. and Geoelec., 1977, v. 29, N 4, p. 319-329.
10. Barton C.E., McElhinny M.W., Edwards D.J. Laboratory studies of depositional DRM. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 61, N 3, p. 355-377.
11. Collinson D.W. Deposition remanent magnetization in sediments. - J. Geophys Res., 1965, v. 70, N 18, p. 4663-4668.
12. Day R. TRM and its variation with grain size. - J. Geom. Geol., 1977, v. 29, N 4, p. 233-265.
13. Johnson E.A., Murphy T., Torreson O.W. Pre-history of the earth's magnetic field. - Terr. Magn. Electr., 1948, v. 53, p. 349-372.
14. Kent D.V. Post-depositional remanent magnetization in deep-sea sediment. - Nature, 1973, v. 246, N 1, p. 32-34.
15. Moskowitz B.M., Banerjee S.K. A theoretical model of magnetic domain transitions in magnetite and oxidized titanomagnetite.

title: support for the psark model. - EOS, 1979, v. 60, N 46, 13, p. 815.

16. Nagata T. Notes on DRM of sediments. - J. Geom. Geol. 1962, v. 14, N 2, p. 99-106.

17. Nozharov P.B. On the theory of DRM of sediments. - Pure Appl. Geophys., 1966, v. 64, N 2, p. 52-58.

18. Nozharov P.B. On the theory of DRM in sediment: influence of Brownian motion of rotation upon the magnetic orientation of sediments. - Pure Appl. Geophys., 1967, v. 67, N 2, p. 123-127.

19. Nozharov P.B. Notes on the origin of remanent magnetization of sediments formed in a restless water basin. - Compt. rend. Acad. Bulg. Sci., 1968, v. 21, N 6, p. 529-531.

20. Nozharov P.B., Georgiev H.M. On a theoretical model about the origin of the depositional remanent magnetization of sedimentary rocks. - Ibid. 1970, v. 23, N 2, p. 157-160.

21. Stacey F.D. On the role of Brownian motion in the control of DRM of sediments. - Pure Appl. Geophys., 1972, v. 98, N 6, p. 139-145.

22. Stacey F.D., Banerjee S.K. The physical principles of rock magnetism. Amsterdam; London; New York: Elsevier, 1974. 195 p.

НОРМАЛЬНАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ В СИСТЕМЕ  
ОДНОДОМЕННЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИХ ЧАСТИЦ

Л. Л. Афремов, В. И. Белоконь

Дальневосточный государственный университет,  
Дальневосточный технологический институт, г. Владивосток

В последние годы вопрос о влиянии магнитоэлектростатического взаимодействия на процессы намагничивания в системе однодоменных частиц рассматривался многими исследователями [3, 4, 5, 10, 8]. Обобщим полученные результаты и рассмотрим возможность включения взаимодействия в схему, основанную на диаграмме  $K_N, \Psi$  [1, 2].

Напомним, что перемагничивание отдельной однодоменной частицы происходит при достижении внешним полем  $H_0$  значения  $H_c$ , которое в общем случае зависит от соотношений констант анизотропии, взаимной ориентации главных осей тензоров анизотропии различной природы, а также от угла между эффективной осью анизотропии и внешним полем [2, 6]. В системе взаимодействующих частиц необходимо учитывать случайное поле взаимодействия  $\vec{H}_i$ , поэтому в условие перемагничивания должна входить векторная сумма  $(\vec{H}_0 + \vec{H}_i)$ :

$$H_c \leq |\vec{H}_0 + \vec{H}_i| (\cos^{2/3} \theta + \sin^{2/3} \theta)^{3/2}, \quad /I/$$

где  $\theta$  - угол между суммарным полем  $\vec{H}_0 + \vec{H}_i$  и эффективной осью анизотропии.

Если известна функция распределения случайного поля взаимодействия  $F(\vec{H}_i) d\vec{H}_i$ , определяющая относительное число частиц, находящихся в поле взаимодействия  $\vec{H}_i$ ,  $\vec{H}_i + d\vec{H}_i$ , то вычисление остаточной намагниченности заключается в определении числа частиц, для которых выполняется условие /I/ с последующим суммированием магнитных моментов перемагниченных частиц.

Если эффективные оси анизотропии частиц распределены хаотич-

но, величину нормальной остаточной намагниченности можно подсчитать следующим образом:

$$I_z(H_0) = \frac{m}{4\pi V} \int f(K_N, \psi) dK_N d\psi F(\vec{H}_i) d\vec{H}_i \cos\beta \sin\beta d\beta d\gamma, \quad (2)$$

где  $m = I_s v$  - магнитный момент одного зерна объема  $v$ ;  $V$  - объем образца;  $f(K_N, \psi)$  - функция распределения частиц на диаграмме  $K_N, \psi$ ;  $\beta$  и  $\gamma$  - полярный и азимутальный углы, определяющие ориентацию эффективной оси относительно внешнего поля  $\vec{H}_0$ . Пределы интегрирования по  $K_N, \psi$  определяются условием  $|I|$  и выражением  $H_c$  через  $K_N, \psi$ . Для частного случая частиц, имеющих форму вытянутых эллипсоидов вращения,

$$H_c = I_s (K_A^2 + K_N^2 + 2K_A K_N \cos\psi)^{1/2}, \quad (3)$$

где  $K_A, K_N$  - соответственно магнитная кристаллографическая анизотропия и анизотропия формы,  $\psi$  - удвоенный угол между главными осями тензора кристаллографической анизотропии и тензором размагничивающих коэффициентов.

Функция распределения случайных полей взаимодействия может быть найдена с использованием функции распределения  $W(H)dH$  пресекций случайного поля на выделенное направление в приближении хаотичности направлений  $\vec{H}_i$  [9]:

$$F(\vec{H}_i) d\vec{H}_i = \frac{1}{4\pi} \omega(H_i) \sin\alpha d\alpha d\beta dH_i, \quad (4)$$

$\omega(H_i)$  - функция распределения модуля  $\vec{H}_i$ ;  $H_i = |\vec{H}_i|, \alpha, \beta$  определяют ориентацию  $\vec{H}_i$  относительно внешнего поля  $\vec{H}_0$ ;

$\frac{1}{4\pi} \sin\alpha d\alpha d\beta$  - функция распределения направлений поля  $\vec{H}_i$ .

Интегрируя /4/ по  $\beta$ , а также считая, что одинаковую проекцию на поле  $\vec{H}_0$  имеют все векторы с одинаковым значением  $H \cos\alpha$  /при  $H > 0$   $W(H)dH$ /, можно определить число частиц, которые на фазовой плоскости  $|H_i, \cos\alpha|$  лежат в области, ограниченной гиперболами  $H_i \cos\alpha = H + dH, H_i \cos\alpha = H$  и линией  $\cos\alpha = 1$ . Это означает, что

$$W(H) dH = \int_{\vec{H}} \frac{1}{2} \omega(H_i) \frac{dH_i}{H_i} \quad /5/$$

или

$$\omega(H_i) = -2H \frac{dW}{dH} \quad /6/$$

Функция  $W(H)$  в приближении малой намагниченности ( $I_z(H_0) \ll I_{zS}$ ), которое эквивалентно хаотическому распределению направлений  $\vec{H}_i$ , имеет вид [9]

$$W(H) = \frac{B}{\sqrt{B^2 + H^2}},$$

где  $B \approx 5cI_s$ ,  $c = Nv/V$  - объемная концентрация ферромагнетика в образце.

Отсюда

$$F(\vec{H}_i) d\vec{H}_i = \frac{\sin \alpha d\alpha d\gamma}{4\pi} \cdot \frac{4BH_i^2 dH_i}{\sqrt{B^2 + H_i^2}^3} \quad /7/$$

Оценку интеграла /2/ можно получить следующим образом.

1. Заменяем соотношение /1/ усредненным по углу  $\theta$ :

$$0,7H_c \leq |\vec{H}_0 + \vec{H}_i|.$$

2. Перейдем в /2/ к интегрированию по  $(\vec{H}_0 + \vec{H}_i)$ .

Заменяя в функции распределения  $F(\vec{H}_i) d\vec{H}_i$  на  $\vec{h} = \vec{H}_0 + \vec{H}_i$ :

$$\Phi(\vec{h}) d\vec{h} = \frac{B}{\sqrt{h}^2} \frac{h^2 dh \sin \varphi d\varphi}{(B^2 + H_0^2 + h^2 - 2H_0 h \cos \varphi)^2}, \quad /8/$$

имеем

$$I_z(H_0) = \frac{m}{4\pi V} \int f(K_N, \psi) \alpha K_N \alpha \psi \Phi(\vec{h}) d\vec{h} \cos \beta \sin \beta d\gamma. \quad /9/$$

Оценим /9/ методом перевала [7]:

$$I_z(H_0) = \frac{1}{\sqrt{K}} I_z^0(h_0) \frac{h_0}{H_0} \left\{ \sqrt{1 + \frac{H_0}{K}} + \sqrt{1 - \frac{H_0}{K}} - \frac{2B}{h_0} \right\}, \quad h_0 = \sqrt{H_0^2 + B^2}, \quad /10/$$

где  $h_0 \ll K_A I_s$ ,  $I_z^0(h_0) \sim h_0^2$  при  $K_A > 0$ ,  $K_N > 0$ .

$I_{\varphi}^0(h_0) \sim \sqrt{h_0}$  , если одна или обе константы отрицательны [1,2].

Отметим, что при  $B \ll H_0$

$$I_{\varphi}(H_0) = \sqrt{\frac{2}{\chi}} I_{\varphi}(H_0) \sim \begin{cases} H_0^2; K_A > 0, K_N > 0 \\ \sqrt{H_0}; K_A \leq 0, K_N < 0 \end{cases} \quad /11/$$

В другом предельном случае при  $B \gg H_0$

$$I_{\varphi}(H_0) = \frac{1}{4\sqrt{\chi}} I_{\varphi}(B) \frac{H_0}{B} \sim H_0; K_A \geq 0, K_N \geq 0. \quad /12/$$

Как видно из соотношений /10-12/, магнитостатическое взаимодействие существенно влияет на нормальную остаточную намагниченность.

### Л и т е р а т у р а

1. Афремов Л.Л., Белоконь В.И. Расчет различных видов остаточной намагниченности в системе однодоменных зерен. - В кн.: Магнетизм горных пород. Владивосток: ДВГУ, 1974, с.10-16.
2. Афремов Л.Л., Белоконь В.И. К расчету остаточной намагниченности системы однодоменных частиц. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 4, с.122-124.
3. Белоконь В.И. Оценка влияния магнитостатического взаимодействия частиц на ориентационную намагниченность горных пород. - Там же, 1980, № II, с.106-112.
4. Зверева В.И., Иванов О.А., Ермаков А.Е. Магнитостатическое взаимодействие в ансамблях однодоменных частиц никеля. - Физ.мет. и металловедение, 1973, т.36, вып.3, с.493-498.
5. Зверева В.И., Иванов О.Е., Ермаков А.Е. Влияние магнитостатического взаимодействия на безгистерезисные характеристики ансамблей частиц. - Там же, 1975, т.39, вып.4, с.763-765.
6. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Гостехиздат, 1957. 455 с.
7. Свешников А.Г., Тихонов А.Н. Теория функций комплексной переменной. М.: Наука, 1967. 304 с.

8. Щербаков В.П. О восприимчивости взаимодействующих суперпарамагнитных зерен. - Физ. твердого тела, 1978, № 12, с.3721-3732.

9. Щербаков В.П., Щербакова В.В. О магнитоэстатическом взаимодействии в системе однодоменных зерен. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 9, с.101.

10. Щербаков В.П., Щербакова В.В. К расчету идеальной и термоостаточной намагниченности ансамбля взаимодействующих однодоменных зерен. - Там же, 1977, № 6, с.69-71.

ВЛИЯНИЕ СЛАБОЙ НАВЕДЕННОЙ АНИЗОТРОПИИ  
НА ОСТАТОЧНУЮ НАМАГНИЧЕННОСТЬ  
АНСАМБЛЯ МНОГОДОМЕННЫХ ЗЕРЕН

Г. Ф. Абрамов, Л. Л. Афремов, В. И. Белоконь

Дальневосточный государственный университет,  
Дальневосточный технологический институт, г. Владивосток

Известно, что магнитная анизотропия может выступать в качестве индикатора геологических условий образования и изменения горных пород [4, 5], поэтому несомненный интерес представляет установление связи между характеристиками магнитной анизотропии и определяющими ее факторами. По-видимому, основными причинами возникновения заметной анизотропии магнитных горных пород являются давление, магнитное поле и сопутствующие им температура и время.

Влияние наведенной анизотропии  
на распределение "легких" осей

Как было показано в работе [1], "эффективная" ось выделяется в результате "конкуренции" наведенной и одноосной кристаллографической анизотропии под углом  $\delta_k$  к оси  $K$  :

$$\delta = \frac{1}{2} \arctg \left\{ \frac{K \sin 2\alpha}{K_A + K \cos 2\alpha} \right\}, \quad /1/$$

где  $K$  и  $K_A$  - константы наведенной и кристаллографической анизотропии соответственно;  $\alpha$  - угол между осями, выделяемыми независимо наведенной /"ось  $K$ "/ и кристаллографической /"ось  $K_A$ "/ анизотропией /в принципе, вместо кристаллографической может выступать суммарная анизотропия, определяемая анизотропией формы и внутренними напряжениями, или каждый в отдель-

ности из перечисленных выше видов анизотропии/. В приближении слабой анизотропии ( $K \ll K_A$ )

$$\delta = \frac{K}{2K_A} \sin 2\alpha. \quad /2/$$

С помощью /2/ угол  $\theta$ , углы между эффективной осью  $K$  и осью наведенной анизотропии  $K$  можно определить через угол

$$\theta = \alpha - \delta = \alpha - \frac{K}{2K_A} \sin 2\alpha. \quad /3/$$

При известном распределении по  $\alpha$  /считаем, что при  $K = 0$  "легкие" оси распределены хаотически/ функция распределения по углу  $\alpha$  может быть найдена из условия нормировки:

$$\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi} f(\alpha) d\alpha = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi} f(\alpha(\theta)) \frac{\partial \alpha}{\partial \theta} d\theta, \quad /4/$$

где  $\varphi$  - азимутальный угол сферической системы координат, полярная ось которой совмещена с осью  $K$ . Из /4/ ясно, что функция распределения по  $\theta$  -  $F(\theta)$  связана с функцией распределения по  $\alpha$  -  $f(\alpha)$  следующим образом:

$$F(\theta) = f\{\alpha(\theta)\} \frac{\partial \alpha}{\partial \theta}. \quad /5/$$

Для хаотического распределения по  $\alpha$

$$f(\alpha) = \frac{\sin \alpha}{4\pi}. \quad /6/$$

Учитывая, что в приближении малой наведенной анизотропии ( $K \ll K_A$ )

$$\alpha(\theta) = \theta + \frac{K}{2K_A} \sin 2\theta, \quad /7/$$

выражение /5/ можно привести к виду

$$F(\theta) = \frac{1}{4\pi} \sin \theta \left\{ 1 + \frac{K}{K_A} (3 \cos^2 \theta - 1) \right\}. \quad /8/$$

Соотношение /8/ определяет функцию анизотропного распределения "легких" осей ансамбля частиц, которые могут быть как одно-, так и многодоменными.

Остаточная намагниченность системы  
многодоменных частиц

Критическое поле  $H_c$ , необходимое для необратимого смещения доменной границы, определяется градиентом граничной энергии  $\gamma(\mathbf{x})$ :

$$H_c = \frac{1}{2I_s} \left( \frac{\partial \gamma}{\partial x} \right)_{max}. \quad /9/$$

В тех случаях, когда при смещении границы происходит увеличение площади ее поверхности  $S$ , по теории включений [3]

$$H_c = \frac{\bar{\gamma}}{2I_s \bar{s}} \cdot \left( \frac{\partial S}{\partial x} \right)_{max}. \quad /10/$$

По теории внутренних напряжений

$$H_c = P_0 \frac{\Delta s \Delta \bar{\sigma}}{I_s}, \quad /11/$$

где  $\Delta \bar{\sigma}$  - среднее значение флуктуаций внутренних напряжений;  $P_0$  зависит от отношения толщины границы  $\delta_{gr}$  к средней длине волны внутренних напряжений  $l_\sigma$ ; в случае  $l_\sigma \gg \delta_{gr}$   $P_0 \approx \delta_{gr}/l_\sigma$ , а при  $l_\sigma \ll \delta_{gr}$   $P_0 \approx l_\sigma/\delta_{gr}$ . Если учесть, что в зависимости от угла между главными осями тензоров наведенной и магнитной кристаллографической анизотропии эффективная константа  $\mathcal{K}$  может быть как больше, так и меньше исходной  $K$ , а реакция  $H_c$  на изменение константы анизотропии неоднозначна ( $\gamma(\mathbf{x})$ ,  $P_0^c$  зависят от  $\mathcal{K}$ , причем с ростом  $\mathcal{K}$   $P_0$  может как уменьшаться, так и расти), в первом приближении влияние наведенной анизотропии на изменение  $H_c$  можно не учитывать. Тогда проекция остаточной намагниченности на произвольное направление  $\vec{l}$  определяется следующим выражением [2]:

$$I_r^c(H, K) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} 2I_c \rho \frac{(H \cos \theta')^2}{2} F(\theta', \psi) d\theta' \cos \beta d\psi', \quad /12/$$

где

$$F(\theta', \psi) = \frac{\sin \theta'}{4\mathcal{K}} \left\{ 1 + \frac{K}{K_A} (3 \cos^2 \theta' - 1) \right\},$$

$$\cos \theta = \cos \theta' \cos \omega + \sin \theta' \sin \omega \cos (\psi' - \varepsilon),$$

$$\cos \beta = \cos \theta' \cos \psi' + \sin \theta' \sin \psi' \cos (\psi' - \xi).$$

Углы  $\theta'$  и  $\psi'$ ,  $\omega$  и  $\varepsilon$ ,  $\psi'$  и  $\xi$  - полярные и азимутальные углы, определяющие положения эффективной оси наведенной анизотропии и единичного вектора  $\vec{l}$  относительно вектора  $\vec{H}$ . В результате интегрирования получаем

$$I_z^l(H, K) = I_z(H) \left\{ 1 + \frac{3K}{4K_A} \left[ \cos 2\omega + \operatorname{tg} \psi' \sin 2\omega \cos (\varepsilon - \xi) \right] \right\} \cos \psi'. \quad /13/$$

Проекция вектора намагниченности на направление поля, приложенного вдоль оси " K " /  $\psi' = 0$ ,  $\omega = 0$  / , определится следующим образом:

$$I_z^H(H, K) = I_z(H) \left\{ 1 + \frac{3K}{4K_A} \right\}, \quad I_z(H) = \frac{I_0 P}{8} H^2 \quad /14/$$

Если поле перпендикулярно этой оси, то

$$I_z^l(H, K) = I_z(H) \left\{ 1 - \frac{3K}{4K_A} \right\}. \quad /15/$$

При

$$\xi = \varepsilon, \quad \psi' = \frac{3K}{2K_A} \sin 2\omega \quad /16/$$

намагниченность достигает максимального значения :

$$I_z^l, \max(H, K) = I_z(H) \left\{ 1 + \frac{3K}{4K_A} \cos 2\omega \right\}. \quad /17/$$

Аналогично можно вычислить начальную магнитную восприимчивость.

При этом

$$\chi^l(K) = \chi_0 \cos \psi' \left\{ 1 + \frac{3K}{4K_A} \left[ \cos 2\omega + \frac{2}{3} \operatorname{tg} \psi' \sin 2\omega \cos (\varepsilon - \xi) + \frac{1}{3} \right] \right\}. \quad /18/$$

Полученные соотношения позволяют оценивать константу наведенной анизотропии.

### Л и т е р а т у р а

1. Афремов Л.Л., Белоконь В.И. К расчету критического поля однодоменных зерен. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 3, с.122-125.
2. Белоконь В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 245 с.
3. Вонсовский С.В., Щур Я.С. Ферромагнетизм. М.; Л.: Гостехиздат, 1948. 816 с.
4. Ивкин С.В., Апарин В.П. Использование характеристик магнитной анизотропии для определения палеонапряженности магнитного поля. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 6, с.101.
5. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИИ  
КАМЧАТКИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ВАРИАЦИЯМ

Ю.Г.Добрецова, А.Г.Зубов, В.В.Кочегура

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,  
г. Петропавловск-Камчатский

До настоящего времени применение палеомагнитных методов при изучении голоценовых отложений носило ограниченный характер. Это связано с тем, что корреляция по палеомагнитным данным традиционно опирается на выявление инверсий геомагнитного поля. Последний же сдвиг поля произошел на границе голоцена 8-12 тыс. лет назад, но и его реальность еще недостаточно доказана.

Основной целью изучения тонкой структуры палеовариаций в голоцене до сих пор оставалось исследование природы магнитного поля Земли по характерному для него спектру колебаний. Это определило методику исследований - статистическое выделение основных гармоник в колебаниях, составляющих магнитное поле. Стратиграфическая корреляция голоценовых отложений требует иного подхода к изучению вариаций магнитного поля. Необходимо детально рассматривать вариации поля за относительно короткий период времени с тем, чтобы выделить характерные для него особенности изменений поля, которые можно будет проследить и опознать в территориально удаленных разрезах. Существование таких неповторимых особенностей вариаций подтверждается современными представлениями о вариациях поля как сумме независимых колебаний, различных по амплитуде, периоду и фазе [5,6].

Такой подход применялся при изучении тefры голоценового возраста на Камчатке. Это разрезы вулкана Малый Семячик [1], Киргурич и Апахончич в районе Ключевской сопки /в 220 км к северу от Малого Семячика/ и разрез, включающий культурные слои стоянки Авача-1, в низовьях р.Авача /в 140 км к югу от Малого Семячика/.

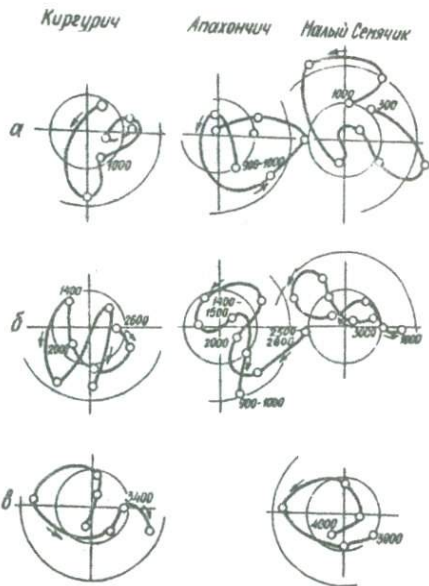


Рис. I. Траектории виртуальных геомагнитных полюсов для интервала 300-4000 лет /разрезы Киргурич, Апахончич, Малый Семьячик/: а - для интервала 300-1000 лет, б - 1000-3000 лет, в - 3000-4000 лет

Имеющиеся радиоуглеродные и археологические датировки позволили выделить в них приблизительно одновозрастные слои и сравнить полученные в этих слоях вариации магнитного поля. Для исключения влияния территориальной разобщенности разрезов рассчитывались положения палесполюсов для каждого разреза и сравнивались траектории их движения. При сравнении учитывались не координаты полюсов, а топологические характеристики траекторий их смещения, т.е. форма, геометрические особенности траекторий, направление перемещений полюса. По этим критериям выделены подобные траектории полюсов в разрезах: Апахончич, Малый Семьячик, Киргурич для интервала времени 300-1000 лет назад /рис. I, а/ и 1000-3000 лет назад /рис. I, б/. Сходство их траекторий в интервале времени 3000-4000 лет назад наблюдается в разрезах Киргурич и Малый Семьячик /рис. I, в/, а в интервале времени 4000-5000 лет назад - в разрезах Малый Семьячик и Авача /рис. 2/.

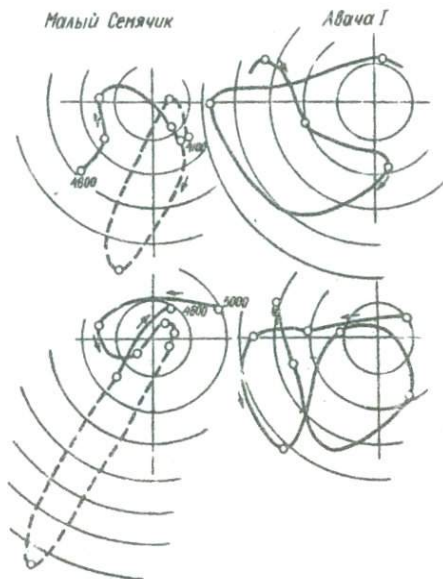


Рис. 2. Травектории виртуальных геомагнитных полюсов для интервала 3000-5000 лет

В изученных разрезах имеются одновозрастные слои, для которых перемещения полюсов резко различаются. Это может быть связано с разной степенью детальности записи вариаций в разрезах, стиранием или нарушением записи по разным причинам и, наконец, с резко неоднородным характером изменений поля на этой территории в данный период времени.

По некоторым представлениям [2], корреляция разрезов по вариациям геомагнитного поля возможна в пределах до 2 тыс. км. Но известны сведения о существовании сходных вариаций поля из Лондона, Парижа и Рима за последние 400 лет, а расстояние между этими городами значительно больше указанного предела.

С целью выявления сходных одновозрастных вариаций в голоцене проанализировались данные из литературных источников по Японии, Западной Сибири, Югославии, Молдавии, Украине, Великобритании.

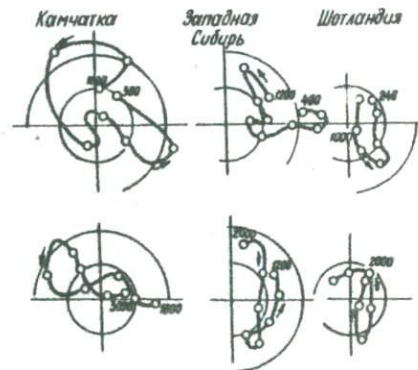


Рис.3. Траектории виртуальных геомагнитных полюсов для интервала 300-3000 лет на Камчатке, Западной Сибири и Шотландии

В результате анализа удалось выделить сходные вариации за период 300-1000 лет назад в отложениях Шотландии [4], Западной Сибири [3] и Камчатки /рис.3/, а также в интервале времени 1000-3000 лет назад в Шотландии и Западной Сибири.

Это дает основание полагать, что в спектре вариаций геомагнитного поля могут быть выделены гармоники, пригодные и для межрегиональных хроностратиграфических сопоставлений.

Проведенные работы подтверждают реальную возможность использования тонкой структуры движения палеополюсов для стратиграфических корреляций в голоцене.

### Л и т е р а т у р а

Г. Алексеева В.А., Зубов А.Г., Кочегура В.В. Естественная остаточная намагниченность тefры и изучение по ней палеовековых вариаций. - В кн.: Проблемы изучения палеовековых вариаций магнит-

ного поля Земли. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с.36-51.

2. Бурлацкая С.П. Археомagnetизм. Исследования магнитного поля Земли в прошлые эпохи. М.: Наука, 1965. 126 с.

3. Куликова Л.С. Изучение вековых вариаций экскурсов геомагнитного поля по палеомагнитным исследованиям позднеплейстоценовых континентальных отложений. ; Автореф. дис. ...канд.геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. 24 с.

4. Turner C.M., Thompson R. Behaviour of the earth's magnetic field as recorded in the sediment of loch lomond - Earth planet. sci. Lett., 1979, v. 42, p. 412-426.

5. Creer K.M., Thompson R. Molyneux L. Geomagnetic secular variations recorded in the stable magnetic remanence of recent sediments - Jbid., 1972, v. 14, p. 115-127.

6. Kovacheva M. Geomagnetic field variations in south-eastern Europe between 6500 and 100 years B.C. - Ibid., 1977, v. 37, p. 131-133.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ  
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ  
ПО ВУЛКАНИЧЕСКИМ ШЛАКАМ

А. Н. Кудряшов

Дальневосточный государственный университет,  
г. Владивосток

Метод последовательных нагревов Телье [2] является одним из наиболее надежных при определении древнего геомагнитного поля, но он не применим к образцам минералогически нестабильным при нагреве. В идеальном случае в образцах должна существовать только термоостаточная намагниченность. В большой степени таким требованиям отвечают вулканические шлаки. Их высокая пористость и формирование в химически агрессивной среде позволяют считать, что все изменения в них произошли в период их образования. И действительно, из шлаков, исследуемых на минералогическую стабильность, только один образец вулканического шлакового конуса оказался химически нестабильным. Возможно, он претерпевал химические изменения уже после образования, если находился в газах фумаролы.

Минералогическая стабильность шлаков к нагреву диагностировалась по параметрам насыщения. Суть метода заключается в определении параметра  $\Delta I_{rs}$ , который представляет собой разницу между остаточной намагниченностью насыщения при  $T + \Delta T$  и остатком намагниченности насыщения, полученной при температуре  $T$ . В идеальном случае, если нет минералогических изменений,  $\Delta I_{rs} = 0$ . В случае образования нового магнитного материала при некоторой температуре остаточная намагниченность насыщения возрастает и  $\Delta I_{rs}$  имеет положительную величину /рис. I/.

На кривой  $I_s(T)$  имеется три перегиба /рис. I/, соответствующие химическим изменениям магнитного материала при соответ-

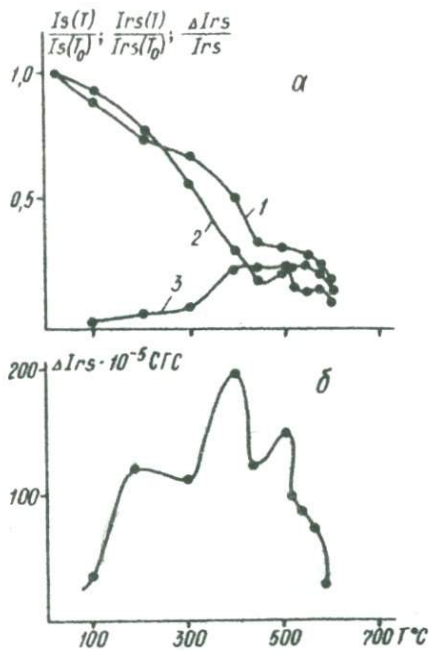


Рис. 1. Минералогически нестабильный к нагревам образец вулканического шлака: а - кривые температурной зависимости: 1 -  $I_s/T/$ ; 2 -  $I_{rs}/T/$ ; 3 -  $\frac{\Delta I_{rs}}{I_{rs}}/T/$ ; б - температурная зависимость  $\Delta I_{rs}/T/$

ствующих температурах. Величина отношения  $\Delta I_{rs}$  к  $I_{rs}$  позволяет количественно оценить образование нового магнитного материала при нагреве в данном температурном интервале (рис. 2).

Вплоть до температуры  $575^{\circ}$  величина  $\Delta I_{rs}/I_{rs}$  не превышает 10%. Установлено, что по образцам, у которых величина  $\Delta I_{rs}/I_{rs}$  не превышает 10%, можно определять древнее поле нагревными методами. У шлаков эта величина 4-3%.

Для исследования отбирались образцы шлаков побочных конусов вулканов Ключевская сопка и Толбачик. Всего из каждого объекта отбиралось по 15-20 ориентированных образцов. Первичная их обработка заключалась в определении направления и величины вектора естественной остаточной намагниченности. Для определения напряженности древнего геомагнитного поля использовались образцы

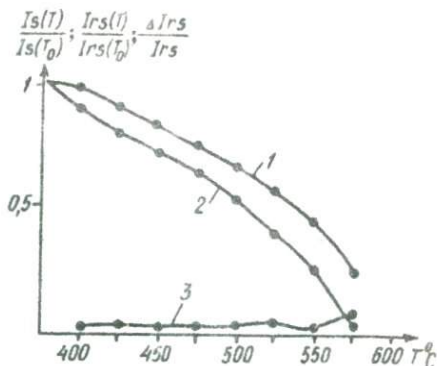


Рис. 2. Параметры образца:  
 1 -  $I_s / T$ ; 2 -  $I_{rs} / T$ ; 3 -  $\frac{\Delta I_{rs}}{I_{rs}}$ , минералогически стабильного к нагревам

с близкими значениями координат вектора, т. е. исключались образцы, которые перемещались после образования, и образцы, которые после образования приобретали дополнительную намагниченность, не совпадающую по направлению с первичной. Разрушение  $I_{rs}$  переменным полем показало, что направление  $I_{rs}$  не меняется.

Палеонапряженность геомагнитного поля определялась методом Телье и Вильсона [3], модернизированным Бураковым [1]. Последний метод пригоден только для образцов, минералогически стабильных в процессе нагрева во всем температурном интервале. На рис. 3 показано изменение напряженности геомагнитного поля во времени для Камчатки.

Таким образом, исследования шлаков на минералогическую ста-

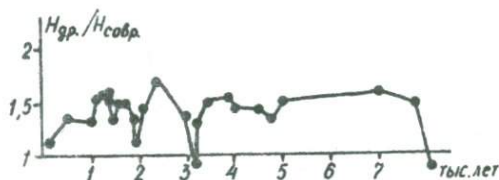


Рис. 3. График хода палеонапряженности геомагнитного поля для Камчатки за последние 8 тыс. лет

бильность подтверждают их пригодность для определения палеонапряженности геомагнитного поля нагревными методами.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бураков К.С. Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания  $I_n$  и  $I_t$ . - В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч.2, с.56-57.
2. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. - Изв. АН СССР. Геофизика, 1959, № 9, с.1297-1331.
3. Wilson R.L. Paleomagnetism in northern Ireland. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1961, v. 5, N 1, p. 45-69.

ОЦЕНКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ СТАБИЛЬНОСТИ  
ГОРНЫХ ПОРОД ПО ОТНОШЕНИЮ К НАГРЕВАМ

В. Г. Быков, В. В. Зверев, В. С. Печников

Дальневосточный государственный университет,  
г. Владивосток

Применение горных пород для решения некоторых задач палеомагнетизма ограничено минералогической нестабильностью пород при нагревах. К таким задачам в первую очередь относится определение палеонапряженности геомагнитного поля методом последовательных нагревов Телье. О стабильности пород при нагревах судят по значению начальной магнитной восприимчивости, по форме кривых коэрцитивных спектров до и после нагрева. В. А. Ивановым<sup>1</sup> минералогические изменения качественно оцениваются по соотношению зависимости величин остаточной намагниченности насыщения от температуры  $J_{zs}, J'_{zs}(t)$ . В настоящей работе делается попытка количественного определения минералогической нестабильности при нагревах с помощью измерения остаточной намагниченности насыщения при различных температурах.

Методика такого определения заключается в следующем. При температуре  $T_c$  /рис. 1/ на образец действует поле насыщения  $H_s (\approx 2500)$  и измеряется остаточный магнитный момент насыщения  $M_{zs}$ . Затем образец прогревается до температуры  $T_1 = T_0 + \Delta T$  и измеряется сохранившаяся часть момента  $M_{zs}$ , полученного при температуре  $T_0$ , которую мы обозначили  $M'_{zs}(T_1)$ . Далее образец подвергается действию поля насыщения, измеряется остаточный магнитный момент насыщения  $M_{zs}(T_1)$ . Затем снова образец прогревается до температуры  $T_2 = T_1 + \Delta T$  и повторяются все описан-

---

<sup>1</sup> Иванов В. А. Температурная зависимость магнитных свойств магнетитосодержащих горных пород: Автореф. дис. ... канд. - физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1978. 15 с.

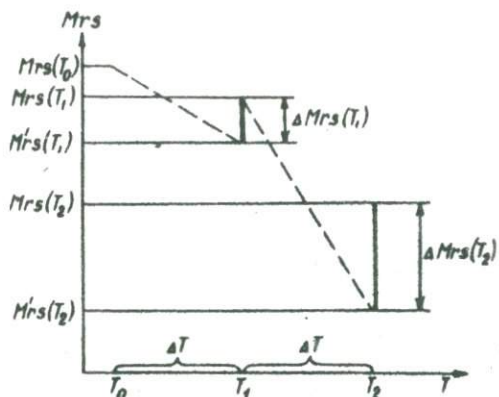


Рис. I. Схема, поясняющая определение величины  $\Delta M_{zs} (T^{\circ})$

ные операции. Для дополнительного подтверждения минералогических измерений при нагревах при каждом воздействии поля насыщения измеряется индуктивный магнитный момент насыщения  $M_s$ . Измерение магнитного момента проводилось на установке индукционного типа, на вход усилителя которой в противофазе к рабочему сигналу можно подавать опорный сигнал, что позволяет измерять при высокой чувствительности усилителя небольшие изменения больших величин. Такая компенсация применялась, в частности, при измерении индуктивного момента насыщения.

После обработки данных строились графики  $M_{zs}, M'_{zs}, \Delta M_{zs}(t)$ , где  $\Delta M_{zs} = M_{zs} - M'_{zs}$  /рис. I/,  $|\frac{dM_s}{dt}|(t)$ . Основной величиной, характеризующей минералогические изменения в образце при нагреве, является  $\Delta M_{zs}$ , т.е. разница между остаточным моментом насыщения, полученным при данной температуре, и моментом насыщения, полученным при более низкой температуре и частично разрушенным нагреванием до данной температуры. Для ферромагнетика, идеально термостабильного в минералогическом и структурном отношении,  $\Delta M_{zs} = 0$ . В реальных горных породах  $\Delta M_{zs}$  сложным образом зависит от температуры. Появление  $\Delta M_{zs}$  можно объяснить несколькими механизмами, частично уже описанными<sup>2</sup>. Во-первых,

<sup>2</sup> Кудряшов А.Н., Печников В.С., Устинова Т.А. Определение минералогической стабильности вулканических шлаков по отношению к нагревам. - Вулканология и сейсмология, 1981, № 5, с.25-30.

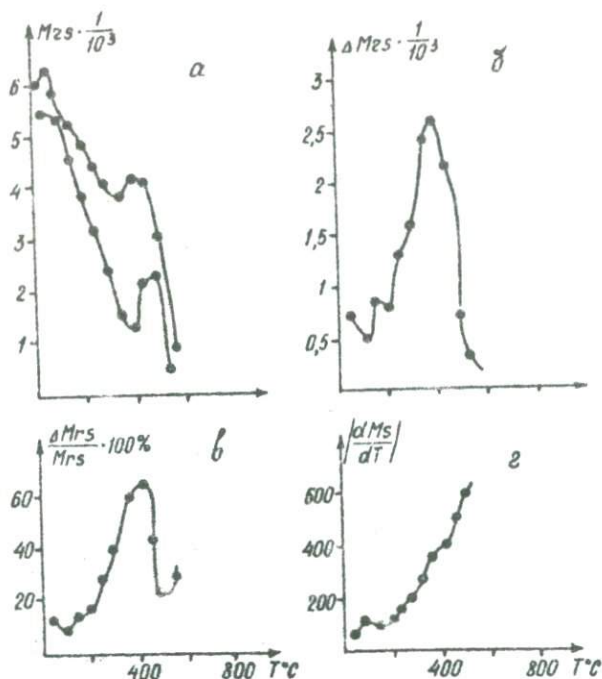


Рис. 2. Зависимости: а -  $M_{zs}(T)$  и  $M'_{zs}(T)$ , б -  $\Delta M_{zs}(T^0)$ , в -  $\frac{\Delta M_{zs}}{M_{zs}} \cdot 100\% (T^0)$ , г -  $\left| \frac{dM_{zs}}{dT} \right| (T^0)$  полученные на образце магнетитовой руды. /Здесь и на рис.3 величина  $M$  магнитных моментов приводится в единицах, равных  $10^{-5}$  СГС/

минералогические изменения, происходящие в породе в процессе нагревания, могут приводить к появлению новых магнитных минералов и разрушению первичных, что соответственно увеличивает значение  $M_{zs}$  и уменьшает  $M'_{zs}$ . Во-вторых, максимальное лабораторное поле может не быть полем насыщения для образца, тогда с повышением

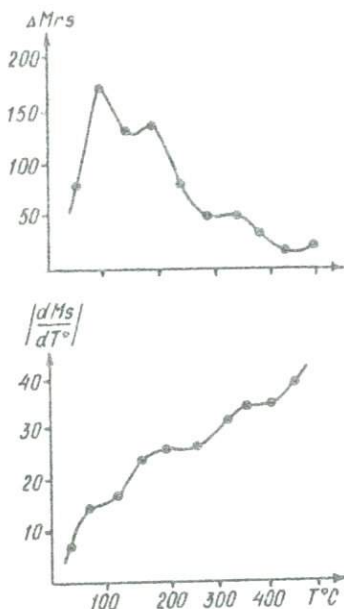


Рис.3. Температурная зависимость  $\Delta M_{25}$  и  $|dM_s/dT|(T)$  образца, взятого из археологического памятника Приморья

температуры в образовании  $M_{25}$  примут участие высокоэрцитивные частицы, которые не намагничивались при меньших температурах. В-третьих, структурные изменения в образце могут приводить к размагничиванию отдельных его областей в процессе прогрева с последующим их домагничиванием.

Характерные экспериментальные результаты, полученные на магнетитосодержащем образце, приведены на рис.2.

На рис.3 приведены данные, полученные на обожженной керамике археологического памятника Приморского края. Максимумы на первой кривой наблюдаются при температурах, отмеченных перегибами второй кривой.

Сопоставление температур максимумов полученных кривых  $\Delta M_{25}(T)$  и перегибов на кривых  $|dM_s/dT|(T)$  позволяет утверждать, что максимумы  $\Delta M_{25}$  соответствуют минералогическим изменениям в образце. Появление  $\Delta M_{25}$ , связанно с механизмами иной природы, частично учитывается повторным нагреванием образца.

Таким образом, определение зависимости  $\Delta M_{\text{гс}}$  от температуры позволяет количественно оценить минералогические изменения, происходящие в образце при нагревании его в заданном температурном интервале.

Результаты, полученные по исследованным образцам /руда, вулканические шлаки и лавы, керамика археологических памятников и т.д./, позволяют разделить эти образцы условно по минералогической стабильности при нагревах на три группы: наиболее стабильные образцы с  $\frac{\Delta M_{\text{гс}}}{M_{\text{гс}}} \leq 10\%$ , для образцов средней стабильности 20-30% и низкостабильные - 70%. Образцы с максимальными относительными изменениями при нагревах, не превосходящими 10%, пригодны для нагревных методов.

УСТАНОВКА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ  
ДОННЫХ ОСАДКОВ

А.Н.Кудряшов, В.С.Печников,  
Э.Н.Тропников, Ю.В.Шевалдин

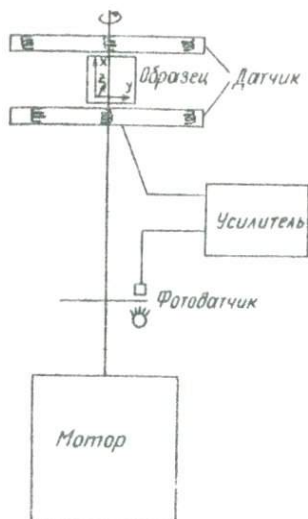
Дальневосточный государственный университет,  
Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР,  
г. Владивосток

Измерение магнитных параметров донных осадков в условиях судовых лабораторий сопряжено с определенными трудностями. Качка исключает возможность использования астатических магнитометров. Применение стандартных рок-генераторов /например, серийного ИОН-1/ для измерения магнитного момента образца донного осадка ограничено из-за текучести или сыпучести грунта. Вместе с тем небольшие абсолютные значения магнитных моментов таких образцов требуют чувствительности установки не ниже, чем у обычных рок-генераторов.

Для исключения искажений в измерениях, связанных с нарушением структуры грунта при работе с рок-генератором, необходимо снижать скорость вращения образца. Однако последнее в современных схемах рок-генераторов ведет к уменьшению чувствительности и точности измерений.

В установке, описание которой приводится в настоящей работе, образец донного осадка в процессе измерения остается неподвижным. Сигнал получают с вращающегося датчика /см. рисунок/.

Устройство состоит из двух блоков. В первом блоке размещены: датчик; механизм, приводящий датчик во вращение; фотодатчик, управляющий работой синхронного детектора; источник электропитания фотодатчика и синхронного детектора; устройство для регулировки фазы синхронного детектирования по отношению к фазе сигнала датчика; устройство для компенсации внешних магнитных помех. Второй блок представляет собой усилитель.



Блок-схема установки

Датчик - конструкция, объединяющая в себе диски с измерительными катушками, контактную систему и контейнер, в который помещается образец.

Как мы уже отмечали, в процессе измерений образец должен быть неподвижен. При этом применение какого-либо магнитного экранирования при работе датчика недопустимо. Поэтому катушки датчика необходимо расположить и включить между собой так, чтобы была обеспечена максимальная чувствительность к полезному сигналу и минимальная - к шуму.

Конструкция контактовой системы позволяет передавать без помех напряжение 0,3-0,5 мкВ.

Фотодатчик состоит из фотодиода и осветителя, между которыми вращается модуляр /диск с прорезями/ детектирования светового потока.

Для регулировки фазы синхронного детектирования /от 0 до  $90^\circ$ / специальное устройство может поворачиваться вокруг оси вращения модулятора. Весь механизм приводится в действие синхронным электродвигателем.

Устройство для компенсации магнитных помех состоит из небольшого постоянного магнита, позволяющего поворачивать компенсирующее магнитное поле на  $360^{\circ}$  для выбора нужного компенсирующего поля по величине и напряжению.

Усилитель выполнен на 11 лампах, одной микросхеме, двух транзисторах и 15 диодах. Первый /входной/ каскад усилителя собран по схеме катодного повторителя, второй - на трех лампах, а вход его - по схеме каскадного усилителя. Третий каскад собран по обычной схеме усилителя на трех лампах. Первый и второй каскады для увеличения стабильности коэффициента усиления охвачены глубокой отрицательной обратной связью.

Между вторым и третьим каскадами размещены катодный повторитель и избирательное устройство, собранное на микросхеме ИУТ401Б, позволяющее настраивать усилитель на рабочую частоту.

Усиленный сигнал после третьего каскада поступает на однополупериодный синхронный детектор, затем на стрелочный индикатор и гнездо "ВЫХОД"; к которому можно подключить самопишущий потенциометр типа ЭПП-09 или КСП.

#### Краткая методика измерений

Контейнер с образцом располагается между вращающимися катушками. При этом сигнал, наводимый в измерительных катушках, пропорционален величине составляющей магнитного момента, параллельной оси вращения катушек. Таким образом, для измерения полного магнитного момента образца / $M$ / необходимо измерить три его составляющие / $M_x$ ,  $M_y$ ,  $M_z$  /, расположив образец последовательно параллельно осям вращения  $X, Y, Z$ .

Определение полного магнитного момента, наклонения и склонения производится так же, как и при соответствующих измерениях на магнитометрах или роу-генераторах.

Опробование установки показало ее пригодность для эксплуатации в условиях морских экспедиций. Минимальный магнитный момент, который может быть надежно измерен на установке, составляет  $10^{-6}$  СГСМ. Установка позволяет измерять начальную магнитную восприимчивость и остаточный магнитный момент. В случае неоднородной намагниченности образца точность измерений можно повысить, измеряя остаточную намагниченность вдоль одной оси 4 раза, поворачивая каждый раз образец на  $90^{\circ}$  относительно измеряемой оси /в некоторых случаях - 2 раза, поворачивая образец на  $180^{\circ}$ /.

ИЗМЕРИТЕЛЬ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ  
С НЕПРЕРЫВНОЙ ФОРМОЙ  
ЗАПИСИ КРИВОЙ ТЕРМОРАЗМАГНИЧИВАНИЯ

В.М.Шарафутдинов, А.П.Шищенко

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт, г.Магадан

Стандартная установка для терморазмагничивания образцов горных пород производит запись кривых терморазмагничивания в дискретной форме, т.е. сначала образец нагревается в немагнитном пространстве до температуры  $T_1$ , а затем охлаждается до комнатной температуры /по-прежнему находясь в немагнитном пространстве/, после чего производится замер его магнитных параметров. Эта процедура повторяется на всем интервале температур.

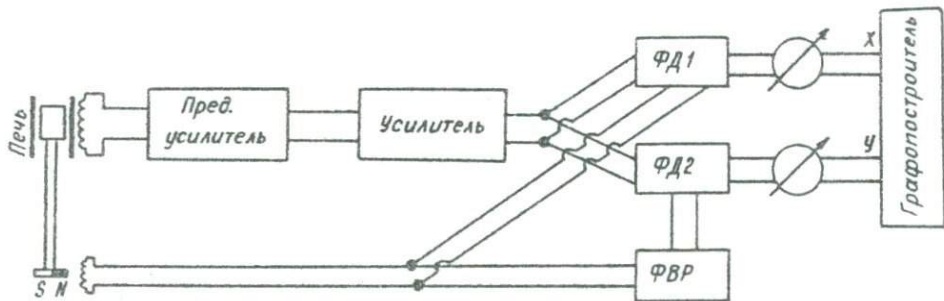
На базе стандартной аппаратуры "Ион-1", разработанной в Казанском университете, в лаборатории сейсмологии и физических свойств горных пород создается измеритель остаточной намагниченности с непрерывной формой записи кривых терморазмагничивания <sup>I</sup>.

В блоке измерительной головки размещены дополнительно печь для нагрева образцов и система охлаждения. Печь представляет собой кварцевую трубку, на которую бифилярно намотан нихромовый провод. В качестве изоляции использовалась листовая слюда. В систему охлаждения входят теплоизоляционная прокладка /асбестовый шнур с пропиткой жидким стеклом/ и водяная рубашка, в которой под давлением циркулирует вода.

Модернизация электронной схемы измерителя заключается в использовании двух фазовых детекторов /ФД/ - один функционирует

---

<sup>I</sup> Ясонов П.Г. Методика магнитно-минералогических исследований /на примере красноцветных отложений верхней перми и нижнего триаса Востока Русской плиты/: Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1961.



БЛОК-СХЕМА УСТАНОВКИ

прямо с генератора опорного напряжения, другой - через фазовращатель, позволяющий изменять фазу на угол от 5 до  $170^{\circ}$  /см. рисунок/. Выходы фазовых детекторов соединены с входом /соответственно X и Y/ графопостроителя Н-306.

Создан блок питания установки, в составе которого ЛАТР - выпрямитель, блок фильтрации со сглаживающими звеньями /емкость-дрессель/, преобразователь. В упрощенном варианте возможно использование стабилизатора Б2-3 и автотрансформатора типа РНО 250-2.

Исследуемый сигнал /наведенный образцом горной породы в катушках датчика/ проходит через блоки усиления и попадает на фазовые детекторы. На ФД1 идет сигнал с генератора опорного напряжения, таким образом, мы имеем на выходе ФД1 проекцию вектора намагниченности на ось X /если координата X образца совпадает со стрелкой на держателе/. На ФД2 поступает сильный сигнал с генератора опорного напряжения с поворотом фазы на  $90^{\circ}$ , тогда на выходе ФД2 получаем проекцию вектора на ось Y. Подавая оба эти сигнала на соответствующие входы графопостроителя, мы получаем непрерывную запись кривой терморазмагничивания.

Для контроля теплового режима разработано устройство автоматической регистрации температуры нагрева образца. В нее входит блок калибровки питания печи, цифровой вольтметр, логический блок, управляющие импульсы с которого подаются на графопостроитель. Для повышения качества и надежности измерений мы отказались от термопары и использовали в блоке калибровки высокотемпературный термометр со двоянным кронштейном, который крепится в крышке датчика прибора.

Основные трудности при создании электронной схемы установки заключаются в подборе  $R_{BX}$  для устойчивой работы фазовращателя и расчете фильтра в блоке питания печи. Подбор  $R_{BX}$  осуществляется экспериментально, т.е. до тех пор, пока схема не войдет в устойчивый режим работы. Расчет фильтра производится по стандартным формулам. Емкость конденсатора на входе фильтра:

$$C_0 = \frac{30 \cdot 3000}{250} \approx 1000-500 \text{ мкФ};$$

номинальное напряжение конденсаторов:

$$V_c = 1,2 \cdot 250 = 300 \text{ В};$$

коэффициент пульсаций выпрямленного напряжения на входе фильтра:

$$K_{пвх} = \frac{300 \cdot I_0}{V_0 \cdot C_{\phi}} = \frac{300 \cdot 3000}{250 \cdot 1000} \approx 5\%;$$

необходимый коэффициент сглаживания фильтра:

$$q = \frac{K_{пвх}}{K_{пвых}} = \frac{5\%}{0,0001166} = 42875.$$

При  $q > 25$  и  $I_a > 20$  ма выбираем трехзвенный  $\angle C$  фильтр:

$$q = (q_{зб})^3; \quad q_{зб} = \sqrt[3]{q}.$$

Коэффициент сглаживания I-го звена определяем по формуле

$$q_{зб} = \sqrt[3]{42875} = 35;$$

$$L_{\phi} C_{\phi} = 2,5 (q_{зб} + 1) = 2,5 / 35 + 1 = 90 \text{ Г/мкф}.$$

Задаем емкость  $C_{\phi}$  чтобы индуктивность дросселя фильтра не превышала 5-10 Г. При  $C_{\phi} = 5000$  мкф

$$L_{\phi} = \frac{L_{\phi} C_{\phi}}{C_{\phi}} = \frac{90 \text{ Г/мкф}}{5000 \text{ мкф}} = 0,018 \text{ Г}.$$

Принимая полную длину зазора в сердечнике дросселя  $l = 1$  мм, находим сечение сердечника  $Q_c$ , число витков  $w$ , диаметр  $d$  обмотки:

$$Q_c = \frac{L_{\phi} \cdot I_0}{2 \cdot 10^4 \cdot l} = \frac{0,018 / 3000^2}{2 \cdot 10^4 \cdot 1} = 8,1 \text{ см}^2,$$

$$w = \frac{4 \cdot 10^5 \cdot l}{I_0} = \frac{4 \cdot 10^5}{3000} = 134 \text{ витка},$$

$$d = 0,02 \sqrt{I_0} = 0,02 \cdot \sqrt{3000} = 1,1 \text{ мм}.$$

Предварительные результаты магнито-биостратиграфических исследований девонских отложений Приколымского поднятия /р.Ясачная/. Гагиев М.Х., Колесов Е.В., Иванов Ю.Ю. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 5-12.

Изложены результаты палеомагнитных и биостратиграфических исследований девонских отложений Приколымья. На основе магнитных и магнитноминералогических лабораторных исследований, построен палеомагнитный разрез. Палеомагнитные зоны стратиграфически сопоставлены с биозонами, выделенными по микрофауне /конодонты/. Приведены средние значения направлений векторов  $\vec{I}_n$  и их палеомагнитные параметры, положения древних виртуальных геомагнитных полюсов. При расчленении выделено шесть зон прямой и четыре зоны обратной полярности.

Ил.2, табл.1,

Магнитные свойства осадочных пород раннемезозойского возраста и палеомагнитный разрез Северо-Востока СССР. Ложкина Н.В. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с.13-29.

Анализируются результаты многолетних исследований магнитных свойств осадочных горных пород раннемезозойского возраста из различных структурно-фациальных областей Северо-Востока СССР. Приводится магнитная характеристика отдельных частных разрезов, расположенных в различных тектонических структурах. Составлен сводный палеомагнитный разрез для Северо-Востока СССР, который сопоставлен с палеомагнитными шкалами, составленными другими авторами для этого возрастного интервала.

Ил.2, табл.3, библи.27.

УДК 550.382

Палеомагнитная стратиграфия неогеновых отложений Камчатки.  
Ремизовский Р.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 30-42.

Приводятся результаты палеомагнитных исследований отложений кавранской серии, а также подстилающих и перекрывающих ее отложений на Восточной и Западной Камчатке. Построены частные палеомагнитные разрезы, в том числе наиболее полные /мыс Непропуск, р.Хейсли, о-в Карагинский/, схема их корреляции и сводный палеомагнитный разрез. В сводном разрезе дана палеомагнитная характеристика отложений кулувенской, ильинской, какертской, этолонской, эрмановской и энемтенской свит.

Ил. I, библи. 26.

УДК 550.384

Палеомагнетизм отложений дагинской свиты /Северный Сахалин/.  
Ремизовский В.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 43-49.

Описаны магнитные и палеомагнитные характеристики стратотипа дагинской свиты /р.Даги/ и одновозрастных ей отложений по кернам структурного бурения. Доказана пригодность слабромагнитных сероцветных отложений для палеомагнитных исследований. Построен сводный палеомагнитный разрез, вычислены координаты северного магнитного полюса для дагинского времени.

Ил. 3, библи. 4.

УДК 550.384

Палеомагнитные исследования донных отложений северной части Тихого океана (по материалам 23-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев").  
Линькова Т.И., Малахова Г.Ю. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 50-61.

Представлены результаты палеомагнитных исследований глубоко-водных осадков колонок трех станций северной части Тихого океана. Получена возрастная корреляция выделенных магнитозон разрезов изученных колонок с геохронологической шкалой. По границам смены знака полярности древнего геомагнитного поля определена скорость осадконакопления донных отложений, образовавшихся в верхнем плиоцене - плейстоцене.

Ил. 4, библиография. 13.

УДК 550.384

Палеомагнитная характеристика плиоцен-плейстоценовых отложений Центральной Якутии. Минюк П.С., Камалетдинов В.А. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 62-72.

Приведены результаты палеомагнитных исследований плиоцен - плейстоценовых отложений Нижнеалданской впадины и основных террасовых уровней р.Лена. Построена схема корреляции разрезов и осуществлена их привязка к одной из мировых палеомагнитных шкал. В казанцевском горизонте выделена магнитозона обратной полярности, идентифицируемая с событием Блейк.

Ил. 1, библиография. 10.

УДК 550.384.33:551.782/571.642/

Биомагнитные корреляционные уровни в неогеновых отложениях Восточно-Сахалинского палеобассейна. Ремизовский В.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 73-81.

На основе сопряженного рассмотрения палеомагнитных и биостратиграфических данных в неогеновых отложениях Восточно-Сахалинского палеобассейна выделено пять корреляционных уровней комплексного обоснования. Биостратиграфические данные подвергались специальной математической обработке по методу накопления сигнала.

Ил. 1, библиография. 26.

УДК 550.382.3

Магматогенный пирротин из мезозойских высокоглиноземистых гранитоидов юга Яно-Колымской складчатой системы. Попова В.В., Ложкина Н.В. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 82-95.

Дана характеристика магнитных, химических и петрофизических свойств пирротинов, обнаруженных в гранитоидах юга Яно-Колымской складчатой области. Разница в магнитных свойствах, по-видимому, отражает различия в составе магматического расплава и физико-химических условий его кристаллизации. Изучение петрографических свойств позволило выделить различные стадии минералообразования. На основе свойств обнаруженного пирротина сделан вывод о восстановительных условиях кристаллизации магматического расплава на ранних стадиях формирования интрузий.

Ил.4, табл.5, библиограф.7.

УДК 550.382.3

Результаты петромагнитных исследований даек Центральной Колымы. Шпилько Л.Г. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 96-103.

Доказано, что магнитометрические методы могут успешно применяться для картирования и поисков рудоносных дайковых образований. По степени магнитности все дайки разделены на три типа: магнитные, частично магнитные и немагнитные.

Ил.3, табл.1, библиограф.4.

УДК 550.382.3

Гидротермальные изменения и петромагнитные свойства пород участка Нявленга. Моисеев В.А., Моисеева В.И., Шпилько Л.Г. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по па-

леомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 104-108.

Исследования вулcano-тектонической депрессии в пределах Ньялленга позволили выделить несколько петромагнитных групп, каждая из которых характеризует определенные изменения гидротермальной деятельности. Полученные данные могут иметь практическое значение при оконтуривании зон измененных пород, связанных с гидротермально-метасоматической деятельностью.

Ил. I, табл. I.

УДК 550.38:552.08 571.61/64

Некоторые аспекты исследований магнетизма и палеомагнетизма горных пород при объемном геологическом картировании. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 109-115.

Показана перспективность магнитных и палеомагнитных исследований в системе работ по объемному геологическому картированию на примере площадей Буреинского и Ханкайского срединных массивов.

Ил. I, табл. I, библ. 6.

УДК 550.384

Палеомагнетизм некоторых позднемиоценовых - третичных магматических пород юга Дальнего Востока. Брейштейн Ю.С., Каретников А.С., Климова А.В., Петров А.А. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 116-130.

Приведены результаты исследования магнитных свойств интрузивных и эффузивных пород. Дана обширная таблица палеомагнитных параметров магматических пород некоторых районов юга Дальнего Востока. Отмечены значительные вариации ряда палеомагнитных характеристик, обусловленные особенностями формирования соответствующих магматических комплексов.

Табл. I, библ. 4.

УДК 550.382.3

Результаты изучения состава и магнитных свойств пород вулкана Рабаул. Евланов Ю.Б., Зимин П.С., Шевалдин Ю.В. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с.131-137.

Приведены новые данные по петрохимии и термомагнитным свойствам пород одного из кратеров современного вулкана Рабаул /Папуа-Новая Гвинея/. По химическому составу и термомагнитным характеристикам отмечается большое сходство продуктов современного вулканизма о-ва Новая Британия и Большой Курильской гряды.

Ил.2, табл.1, библи.6.

УДК 550.382.3

Тензорная модель ориентационной намагниченности тонкодисперсных осадков. Малахов М.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с.138-162.

Получено уравнение ориентационной седиментационной намагниченности осадков для различных ситуаций, существующих в придонном слое глубоководного бассейна.

Тензорная форма уравнения  $T_{ed}$  позволила сделать оценку величины ошибки ориентации по склонению и наклонению: в спокойной среде осаждения для частиц сферической формы ошибки по склонению и наклонению не наблюдается, при наличии течения для частиц льюбой формы должна быть ошибка ориентации  $T_{ed}$ , для частиц с коэффициентом формы  $\beta \neq 0$  /не сферические/ в спокойной среде ошибка по склонению должна отсутствовать, но должна быть по наклонению.

Ил.1, библи.19.

Посториентационная намагниченность ансамбля однодоменных и псевдооднодоменных зерен. Малахов М.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 163-178.

Представлена полевая зависимость ориентационной постседиментационной намагниченности с учетом гранулометрического состава ферромагнитной фракции. Показано, что частицы с размерами до 2 мкм создают намагниченность  $I_{\Sigma 0}$ , линейно связанную с магнитным полем в интервале от 0 до 4-5 Э. Намагниченность частиц от 2 до 3 мкм удовлетворяет линейному закону лишь в поле до 1 Э, а для частиц более 3 мкм отмечается нелинейность кривой  $I_{\Sigma 0}(H)$  уже при  $H = 0,1-0,2$  Э. Отклонение кривых  $I_{\Sigma 0}(H)$  от линейного закона для частиц магнетита менее 4 мкм достигает 8% при  $H = 0,5$  Э и 25% при  $H = 1$  Э.

Ил. 4, табл. 3, библи. 22.

Нормальная остаточная намагниченность в системе однодоменных взаимодействующих частиц. Афремов Л.Л., Белоконь В.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 179-183.

Описано влияние магнитостатического взаимодействия на остаточную намагниченность системы однодоменных частиц. Показана зависимость нормальной остаточной намагниченности взаимодействующих эллипсоидальных частиц от намагничивающего поля. В случае сильного взаимодействия нормальная остаточная намагниченность пропорциональна намагничивающему полю.

Библи. 10.

УДК 550.382.3

Влияние слабой наведенной анизотропии на остаточную намагниченность ансамбля многодоменных зерен. Абрамов Г.Ф., Афремов Л.Л., Белоконов В.И. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 184-188.

Предложена разработка методики расчета магнитных характеристик горных пород с анизотропией, наведенной слабыми механическими напряжениями. Показано, что в системе многодоменных частиц такая анизотропия приводит к отклонению вектора намагниченности от направления намагничивающего поля. Рассчитан тензор магнитной восприимчивости с учетом слабой наведенной анизотропии.

Библ. 5.

УДК 550.384.

Стратиграфическая корреляция голоценовых отложений Камчатки по палеогеомагнитным вариациям. Добрецова Ю.Г., Зубов А.Г., Кочегура В.В. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 189-193.

Описаны камчатские разрезы тефры голоценового возраста /разрез вулкана Малый Семячик; разрезы Киргурич и Апахончич в районе Ключевской сопки; разрез, включающий культурные слои стоянки Авача-I/. Отмечено, что в спектре вариаций геомагнитного поля могут быть выделены гармоника, пригодные для межрегиональных хроностратиграфических сопоставлений.

Ил. 3, библ. 6.

УДК 551.217.550.382.3

Определение палеонапряженности геомагнитного поля по вулканическим шлакам. Кудряшов А.Н. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму

горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 194-197.

Доказана возможность использования вулканических шлаков /на примере вулканов Ключевской сопки и Толбачик/ для определения палеонапряженности геомагнитного поля. Построен ход древнего геомагнитного поля на Камчатке за последние 8 тыс. лет.

Ил. 3, библи. 3.

УДК 550.382.3

Оценка минералогической стабильности горных пород по отношению к нагревам. Быков В.Г., Зверев В.В., Печников В.С. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 198-202.

Сделана попытка количественного определения нестабильности при нагревах с помощью измерения остаточной намагниченности насыщения при различных температурах.

Ил. 3.

УДК 550.380.8

Установка для измерения магнитных параметров донных осадков. Кудряшов А.Н., Печников В.С., Тропников Э.Н., Шевалдин Ю.В. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 203-205.

Описана конструкция установки для измерения остаточной намагниченности донных осадков. Принципиально важным является то, что образец донного грунта в процессе измерения остается неподвижным. Сигнал снимается с вращающего датчика. Минимальный измеряемый установкой магнитный момент составляет  $10^{-6}$  СГС.

Ил. I.

Измеритель остаточной намагниченности с непрерывной формой записи кривой терморазмагничивания. Шарафутдинов В.М., Шищенко А.П. - В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач /на примере Дальнего Востока/: Материалы I Дальневосточного семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с.206-209.

Создан измеритель остаточной намагниченности с непрерывной формой записи температурных диаграмм Зийдервилда. Основные изменения проведены в блоке измерительной головки ИОН-1 и его электронной схемы. В блок питания установки внесены некоторые усовершенствования: автоматическая регистрация температуры, использование вместо термопары высокотемпературного термометра. Предполагается использование более упрощенного варианта блока питания.

Ил. 1.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Гагиев М.Х., Колесов Е.В., Иванов Ю.Ю. Предварительные результаты магнито-биостратиграфических исследований девонских отложений Приколымского поднятия /р.Ясачная/ ...	5
Ложкина Н.В. Магнитные свойства осадочных пород ранне-мезозойского возраста и палеомагнитный разрез Северо-Востока СССР .....	13
Ремизовский Р.И. Палеомагнитная стратиграфия неогеновых отложений Камчатки .....	30
Ремизовский В.И. Палеомагнетизм отложений дагинской свиты /Северный Сахалин/ .....	43
Линькова Т.И., Малахова Г.Ю. Палеомагнитные исследования донных отложений северной части Тихого океана /по материалам 23-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"/ .....	50
Минжк П.С., Камалетдинов В.А. Палеомагнитная характеристика плиоцен-плейстоценовых отложений Центральной Якутии .....	62
Ремизовский В.И. Биомагнитные корреляционные уровни в неогеновых отложениях Восточно-Сахалинского палеобассейна	73
Попова В.В., Ложкина Н.В. Магматогенный пирротин из мезозойских высокоглиноземистых гранитоидов юга Яно-Колымской складчатой системы .....	82
Шпилько Л.Г. Результаты петромагнитных исследований даек Центральной Колымы .....	96
Моисеев В.А., Моисеева В.И., Шпилько Л.Г. Гидротермальные изменения и петромагнитные свойства пород участка Нявленга .....	104
Манилов Ф.И., Саксин В.Г. Некоторые аспекты исследований магнетизма и палеомагнетизма горных пород при объемном геологическом картировании .....	109
Бретштейн Ю.С., Каретников А.С., Климова А.В., Петров А.А. Палеомагнетизм некоторых позднемиловых - третичных магматических пород юга Дальнего Востока .....	116
Евланов Ю.Б., Зимин П.С., Шевалдин Ю.С. Результаты изучения состава и магнитных свойств пород вулкана Рабаул	131

Малахов М.И. Тензорная модель ориентационной намагниченности тонкодисперсных осадков .....	138
Малахов М.И. Посториентационная намагниченность ансамбля однодоменных и псевдооднодоменных зерен .....	163
Афремов Л.Л., Белоконь В.И. Нормальная остаточная намагниченность в системе однодоменных взаимодействующих частиц .....	179
Абрамов Г.Ф., Афремов Л.Л., Белоконь В.И. Влияние слабой наведенной анизотропии на остаточную намагниченность ансамбля многодоменных зерен .....	184
Добрецова Ю.Г., Зубов А.Г., Кочегура В.В. Стратиграфическая корреляция голоценовых отложений Камчатки по палеогеомагнитным вариациям .....	189
Кудряшов А.Н. Определение палеонапряженности геомагнитного поля по вулканическим шлакам .....	194
Быков В.Г., Зверев В.В., Печников В.С. Оценка минералогической стабильности горных пород по отношению к нагревам .....	198
Кудряшов А.Н., Печников В.С., Тропников Э.Н., Шевалдин Ю.В. Установка для измерения магнитных параметров донных осадков .....	203
Шарафутдинов В.М., Шищенко А.П. Измеритель остаточной намагниченности с непрерывной формой записи кривой терморазмагничивания .....	206

МЕТОДЫ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
ЗАДАЧ /НА ПРИМЕРЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА/

Материалы I Дальневосточного семинара по  
палеомагнетизму и магнетизму горных пород

Редактор Е.А.Горовенко  
Художник Г.П.Писарева  
Техн. редактор О.З.Вфремкина  
Корректор Е.А.Рамм

ВД 10504. Подписано к печати 12.08.1982 г.  
Формат 60x84/16. Усл.п.л. 13,02. Уч.-изд.л. 8,56.

Тираж 250 экз. Заказ 135. Цена 85 к.

---

Отпечатано в офсетно-ротапринтном цехе ДВНЦ АН СССР  
Владивосток, Ленинская, 50

3881