

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КОМПЛЕКСНОГО ИНСТИТУТА

**ПАЛЕОМАГНИТНАЯ
И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ
ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ МЕЗОЗОЯ
И КАЙНОЗОЯ СЕВЕРА
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

МАГАДАН
1970

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Изучение мезозойской истории Северо-Востока СССР как этапа очень высокой тектонической, магматической активности и рудообразования представляет большой теоретический и практический интерес. Хорошая обнаженность территории, наличие практически полного документированного фауной разреза мезозоя, очень слабо изученного в мировом масштабе, определили постановку палеомагнитных исследований на Северо-Востоке.

Участники исследований поставили перед собой задачу составления опорного палеомагнитного разреза мезозоя Северо-Востока СССР по инверсиям геомагнитного поля; это и определило общее направление и методику работ, а также выбор объектов. При отборе объектов руководствовались следующими условиями: а) наличие наиболее полных геологических и прочих данных (прежде всего, о возрасте); б) минимальные вторичные изменения пород; в) максимальный интервал времени при минимально возможных перерывах в процессе образования пород; г) доступность объекта. Предъявляемым требованиям в отношении непрерывности процесса во времени и надежности возрастной привязки удовлетворяют только осадочные и эффузивно-осадочные отложения.

Однако осадочные породы, особенно наиболее распространенные на Северо-Востоке Азии сероцветные терригенные, как правило, слабо магнитны. К тому же на Северо-Востоке Азии практически отсутствуют неизменные мезозойские осадочные породы. Метаморфические процессы в различных проявлениях сказались в той или иной степени на всех породах. Даже на участках земной коры с близкими к платформенным условиями в мезозое (например, Омогонский массив) породы заметно литифицированы и метаморфизованы.

Для повышения надежности увязки стратиграфических и палеомагнитных данных полевые палеомагнитные исследования велись либо одновременно со стратиграфическими, либо на разрезах наиболее полно изученных в последние годы стратиграфами и палеонтологами.

Работы проведены на 9 участках, отобрано более 2500 образцов.

Методика полевых и лабораторных работ, а также обработки результатов общеизвестна (Храмов, Шолпо, 1967). Все отобранные образцы устанавливались в положении, обратном *in situ* в земном магнитном поле для временной компенсации I_{tv}^* ; I_n измерялась через 3—7 месяцев, после чего 40—50% образцов коллекции подвергались чистке. Из отобранных после чистки образцов изготовлены полированные шлифы для минерографических исследований и измерения ориентировки «длинных частиц».

* Список принятых обозначений приведен в конце статьи.

Измерения величины и направления I_n ориентированных образцов велись на аstaticеском магнитометре с ценой деления 0,01 *гамм/мм* шкалы. Из исследуемых образцов многие имели $I_n \leq 0,5 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ, при которой начинает заметно сказываться неравномерность распределения в образце зерен ферромагнитных минералов. Вследствие этого α_{67} двух измерений образца слева и справа превышает иногда 100° . Значения D_R и J_R , определенные по большому числу образцов с $\alpha_{67} < 30^\circ$ и включая $\alpha_{67} > 30^\circ$, различаются несущественно; различие проявляется лишь в величине α_{95} и K . Из подсчета исключены образцы, у которых $\alpha_{67} > 80^\circ$, $I_n \leq 0,5 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ и $S_n \leq 0,05$.

Температурная (80—350°С) Т-чистка проводилась либо в электропечи, помещенной в скомпенсированном кольцами Гельмгольца нулевом магнитном поле, либо в пермалловых экранах, поставленных в сушильный шкаф, обшитый мягкой сталью. Охлаждение образцов осуществлялось в жидком азоте (низкотемпературная Т-чистка). Результаты Т-чистки оказались неудовлетворительными: у образцов с малой I_n и низкой магнитной стабильностью отсутствовала воспроизводимость результатов при повторных опытах; характерно хаотическое распределение величин и направлений $I_{n,T}$. Н-чистка тех же образцов проходила более закономерно.

При чистке переменным магнитным полем образец устанавливался в трех фиксированных взаимоперпендикулярных положениях. Компенсация земного магнитного поля доводилась до 20—30 *гамм*. Для слабо магнитных образцов этого недостаточно: при $\tilde{H} > 300$ эрстед величина подмагничивания, вероятно, сравнима с измеряемым остатком I_n . Максимальная амплитуда \tilde{H} при Н-чистке составляла 300—600 эрстед.

Метод «длинных частиц». Низкая магнитная стабильность исследуемых осадочных пород, заметные их вторичные изменения, отразившиеся, по-видимому, на состоянии ферромагнитных минералов, очень малая I_n — все это вызывает сомнение в возможности надежного выделения I_n^0 у сероцветных терригенных пород. Метод «длинных частиц» — это попытка найти путь исследований, не зависящий от изменений, происходящих с ферромагнитными минералами, и позволяющий рассматривать те минеральные зерна, которые более подходят для исследований, а не суммарный их эффект. Смысл метода прост: в процессе осаждения удлиненные зерна ферромагнитных минералов, опускаясь на дно бассейна, статистически ориентируются длинными осями по направлению горизонтальной составляющей магнитного поля. Для проверки проведено осаждение в воде искусственных зерен магнетита и гематита при различных комбинациях величин горизонтальной и вертикальной составляющих напряженности магнитного поля (0,01—0,54 э) и последующее измерение ориентировки, длины и ширины зерен. Аналогичные измерения выполнены на искусственно переосажденных О. Л. Багиной (МГУ) глинах.

В результате обнаружено: на фоне равномерного распределения случайно ориентированных зерен немагнитных или очень слабо магнитных минералов резко выделяется большая группа зерен ферромагнитных минералов, длинные оси которых ориентируются по направлению горизонтальной составляющей магнитного поля (рис. 1).

Степень совпадения ориентировки «длинных частиц» с направлением внешнего поля зависит от напряженности последнего. С увеличением горизонтальной составляющей от 0,045 до 0,54 э частоты $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$ ори-

ентировки зерен, совпадающей с направлением горизонтальной составляющей поля в интервале $\pm 5^\circ$ возрастает более чем вдвое, а σ вдвое уменьшается.

Строгой количественной оценки требует влияние течений, неровностей дна; как локальное явление эти факторы могут, видимо, существенно сказаться на ориентировке частиц. Факт их влияния легко выявить, так как течение и наклон дна влияют в равной мере на все удлиненные зерна, а не только на магниты.

Исследования образцов терригенных осадочных пород из складчатых зон показали, что на ориентировку «длинных частиц» большое

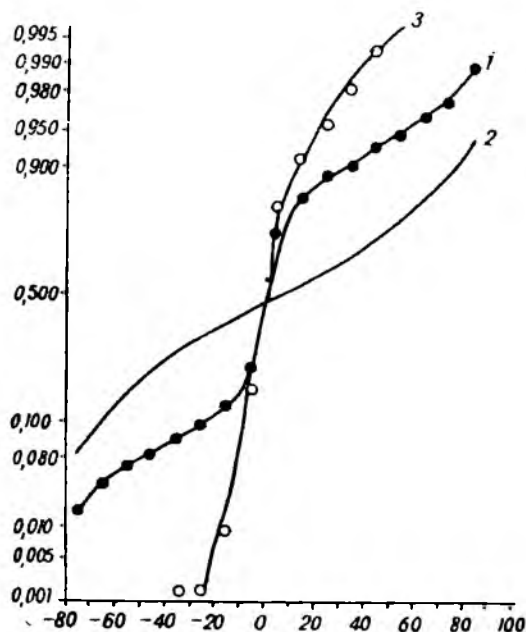


Рис. 1. Функции распределения ориентировки «длинных частиц». Переосажденная магнитная фракция шлиха из ручья. Состав: 75—80% магнетита, 20—25% гематита (добавлен). Осаждение в земном магнитном поле

1 — эмпирическая кривая накопленных частот; 2 — теоретическая кривая равномерного распределения; 3 — первая совокупность, из которой исключена часть зерен, образующая равномерное распределение

влияние оказывают тектонические напряжения. В результате сжатий слабо литифицированных пород происходит механическое перемещение зерен осадков, в частности, разворот удлиненных зерен длинными осями перпендикулярно к направлению сжатия, то есть по простиранию пород. Наиболее ярко этот эффект проявился в позднемиоценовых осадочных породах Сахалина.

Эффект пликтивных дислокаций вносит в направление I_n определенную погрешность, пропорциональную количеству «длинных частиц» среди магнитных зерен и разнице между направлением I_n° и азимутом простирания дислоцированных пород (на Сахалине погрешность D достигает 30° за счет разворота «длинных частиц»).

Итак, метод «длинных частиц» применим для слабо метаморфизованных терригенных осадочных пород из районов слабой тектонической активности. С помощью этого метода можно определить склонение земного магнитного поля времени образования осадка. Сравнение склоне-

ния D и моды ориентировки «длинных частиц» образца, пачки, участка может быть критерием для выделения направления I_n^0 . Намечающаяся связь между величиной горизонтальной составляющей напряженности магнитного поля, $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$ и σ ориентировки «длинных частиц» может послужить основой для определения напряженности земного магнитного поля. Дисперсия σ и $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$ ориентировки «длинных частиц» в сочетании с данными о размере и количестве ферромагнитных зерен является показателем надежности оценки направления I_n породы (верхний предел погрешности). Ориентирующее действие поля заметно сказывается на зернах длиной менее 50 мк. Для изометричных зерен верхний предел не превышает 100 мк. Если в породе преобладают зерна размером 100 мк и более, то большой разброс направлений i_n отдельных частиц приводит к случайному направлению суммарного вектора I_n и резкому уменьшению его величины. Поскольку частота $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$ лежит в пределах 10—20%, для надежного определения склонения D в породе (шлифе) должно быть не менее 300 «длинных частиц».

Обработка результатов помимо стандартных путей включала, когда это было возможно, сравнение D_R с модами ориентировки «длинных частиц», D сопоставлялось с азимутом простираия пород (строились корреляционные графики, кривые регрессии). На многих участках, где дислоцированность терригенных пород незначительна или заметно оторвана от времени осадконакопления, а также если положение древнего полюса определялось по метаморфизованным и изверженным породам, погрешность в склонении, вызванная сжатием, незначительна. Благодаря разнонаправленным простираиям относительно направления I_n^0 при осреднении эта погрешность в значительной степени уменьшается. Наклонение I_n также зависит от соотношения в породе «длинных» и «изометричных» зерен (Тропин, Коваленко, 1966). Для выяснения характера распределения «длинных частиц» в вертикальной плоскости у нескольких образцов туфоалевролитов бухты Угольной был сделан срез, перпендикулярный плоскости напластования, по направлению моды ориентировки «длинных частиц» в горизонтальной плоскости (слоя). Распределение относительно слоистости оказалось сложным, приближающимся к равномерному, с двумя расплывчатыми модами: близкой к нулю и близкой к 80° (близка J_n, \tilde{n}). Исходя из данных А. Я. Власова, Г. В. Коваленко (1963), а также Ю. А. Тропина и Г. В. Коваленко (1966), в отдельных случаях в наклонение J_R вводилась поправка $+10^\circ$. Контролем являлось улучшение сходимости положений синхронных виртуальных полюсов. Из графических методов определения среднего направления I_n^0 использован метод обращения (Irving, 1964; Храмов, Шолпо, 1967).

При анализе величины I_n , $I_n \sim \tilde{n}$ в качестве характеристики среднего использовалась медиана (Me), для характеристики рассеяния — стандартное отклонение σ (по третьему квартилю). Величины I_n большинства коллекций имеют сложное распределение с положительной асимметрией, поэтому медиана более соответствует характеристике среднего, чем среднее арифметическое (Юфа, Гурвич, 1964).

При оценке продолжительности палеомагнитных зон обратной полярности (R-зон) средняя скорость накопления осадков в данном разрезе или части его принималась постоянной, а интервал времени опре-

делялся по геохронологической шкале (Афанасьев и др., 1964; Пергамент, 1967).

Учитывая требования, предъявляемые к отбору ориентированных образцов, мы сосредоточили внимание на наиболее полных разрезах отложений мезозойского чехла Омолонского остаточного массива (участки Хивач, Финиш, Старт), внутренних мезозойских впадин по периферии Омолонского остаточного массива (участки Пеженка, Умкувеем). Был изучен наиболее полный разрез среднеюрских отложений, известный в восточной окраине Яно-Колымской складчатой системы (участок Вилига). Надежные разрезы верхнего мела представлены исключительно геосинклинальными толщами (участки бухта Угольная, Пенжинская губа, о. Сахалин).

Участок Хивач. По руч. Правому Водопадному обнажается разрез, детально изученный геологами В. М. Завадовским, М. И. Тереховым и В. Ганелиным. Начинается разрез пачкой черных алевролитов (видимая мощность 10—12 м) с позднепермской (татарский ярус) фауной, сменяющейся хивачской свитой (алевролиты, полимиктовые глауконитовые песчаники, известняки; мощность 57—58 м; *Rectoglandulina*, *Spandolina*, *Strophalosia*, *Kolymia*, *Neospirifer* и др.). В пачке алевролитов находится пластовое тело липаритов. На размытую (?) поверхность свиты с перерывом налегают нижнетриасовые (оленьский ярус) аргиллиты, алевролиты и битуминозные известняки (мощность 10 м; *Estheria*, *Posidonia*, *Dieneroceras*, *Nordophiceras* и др.). Выше согласно лежат анизийские глауконитосодержащие песчаники с прослоями аргиллитов (19 м; *Daonella*, *Arctohungarites*, *Czekanowskites*, *Ragororapoceras* и др.), а над ними — черные рассланцованные аргиллиты и алевролиты ладинского яруса с прослоями известняков (мощность 55 м; *Daonella*, *Nathorstites* и др.) и аналогичные по составу слои карнийского яруса неполного объема — нижняя треть (видимая мощность 8 м; *Halobia*, *Discophyllites*, *Spiriferina* и др.). Норийско-рэтские отложения неполного объема с размывом ложатся на карнийские и представлены конгломератами, органогенными известняками, песчаниками, гравелитами с прослоями аргиллитов; породы часто окремнены; верхняя граница отсутствует (видимая мощность 60 м; *Monotis*, *Tosarecten*, *Entolium* и др.).

Магнетит встречается главным образом в виде обломков, пирротин — в виде обломков руды и новообразований на контакте с силлом. Остальные минералы — химического происхождения, связаны с процессами диагенеза, эпигенеза. Отмечается значительная лейкоксенизация пород. Лимонит чаще всего развивается по пириту.

Величина I_n изменяется от десятых долей до $12 \cdot 10^{-6}$ СГСМ; $Me=3$; $\sigma=4$; после Н-чистки $Me=0,6$, $\sigma=0,8$. Наименее магнитны породы химического происхождения: кремнисто-глинистые конкреции, известняки из стяжений ($1 \leq Me \leq 2$). Наиболее магнитны контактово-метаморфизованные породы, находящиеся близ контакта с диабазовым силлом и пластовым телом липаритов. S_H изменяется от 0,05 до 0,4. Плотные породы пермского возраста более стабильны (в среднем $S_H=0,3-0,4$), чем рыхлые песчаники и аргиллиты триаса ($S_H < 0,2$). Несколько повышается S_H у норийских пород по сравнению с более древними.

Направление I_n , \tilde{H} заметно изменилось по сравнению с I_n (табл. 2). Кроме верхнепермских алевролитов в остальных породах при введении поправки за наклон пластов кучность возрастает ($K_{др} > K_{совр}$), то есть

Таблица 1

Встречаемость рудных минералов в породах нормальной (N) и обратной (R) полярности (участок Хивач, 20 шлифов)

Порода	Магнетит		Лейкоксен		Пирротин		Пирит		Халькопирит		Лимонит	
	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R
Аргиллит	—	—	1	1	—	1	2	2	—	1	—	—
Алевролит	2	2	3	2	—	—	2	1	2	—	2	—
Песчаник	—	—	1	2	—	—	1	1	—	—	1	—
Известняк	—	1	1	1	—	2	5	4	2	2	2	2

Таблица 2

Статистические характеристики направления I_n , $I_{n\sim H}$ (участок Хивач)

Порода	Возраст	Временная компенсация				Н-чистка			
		p	D_R	J_R	K	p	D_R	J_R	K
Алевролиты	P_2	44	54	65	5,8	19	37	60	12,9
							17	80	21,4
0—4 м от тела липаритов						4	81	76	75,0
							147	83	50,0
5—16 м от тела						6	40	51	31,2
							22	76	50,0
16—27 м от тела						6	38	53	25,0
							22	70	20,0
Песчаники	»	16	72	69	3,3	6	28	68	6,2
							314	72	5,4
«Длинные частицы»						2	58		
Аргиллиты, алевролиты	T_{1-3k}	42	51	75	3,5	15	53	60	3,8
							56	71	3,1
Известняки	»	26	94	65	5,4	15	60	69	7,0
							100	76	6,2
Песчаники	»	8	300	77	3,1	7	62	40	5,7
							92	65	2,7
Все породы с $\alpha_{67} < 40^\circ$						25	57	69	5,95
»						5	243	—72	3,6
«Длинные частицы»						2	52		
Алевролиты, аргиллиты	$T_{3n+r} ?$	4	58	56	4,0	5	76	41	10,8
							83	52	8,3
Песчаники	»	24	85	59	4,3	12	79	55	24,5
							67	68	7,9
Разные породы	»					5	170	—77	2,4
«Длинные частицы»						2	45?		
Некк андезито-ба- зальтов и метамор- физованные им по- роды	$J_{1-2} ?$					12	298*	77*	12,0

Примечание. В этой и последующих таблицах в каждой графе верхняя строка в древних координатах, нижняя — в современных.

* Современные координаты.

в I_n, \sim_H этих пород присутствует компонента, образовавшаяся до складчатости. В пачке верхнепермских алевролитов по мере приближения к липаритовому телу направление I_n, \sim_H все более отклоняется от I_n, \sim_H вышележащих пород и связано с контактовым метаморфизмом. Зона заметных изменений направления I_n, \sim_H охватывает 4—6 м (табл. 2).

Наблюдается некоторая корреляция между D_R и средним азимутом падения пластов, но смещение D_R вслед за азимутом падения значительно меньше последнего. Это говорит об определенном вкладе I_n^h , образовавшейся после складчатости, в среднее направление стабильной части I_n , но меньшем, чем I_n^0 . Ориентировка «длинных частиц» изменяется гораздо меньше, чем D_R (табл. 2, рис. 2). На ряде гистограмм ориентировки «длинных частиц» намечаются расплывчатые максимумы, моды которых согласуются с простиранием пород, видимо, отражая частичное механическое выравнивание удлиненных зерен по простираанию пород в результате пликтивных дислокаций. В образцах пород химического происхождения (известняках, конкрециях) распределение «длинных частиц» близко к равномерному (рис. 2).

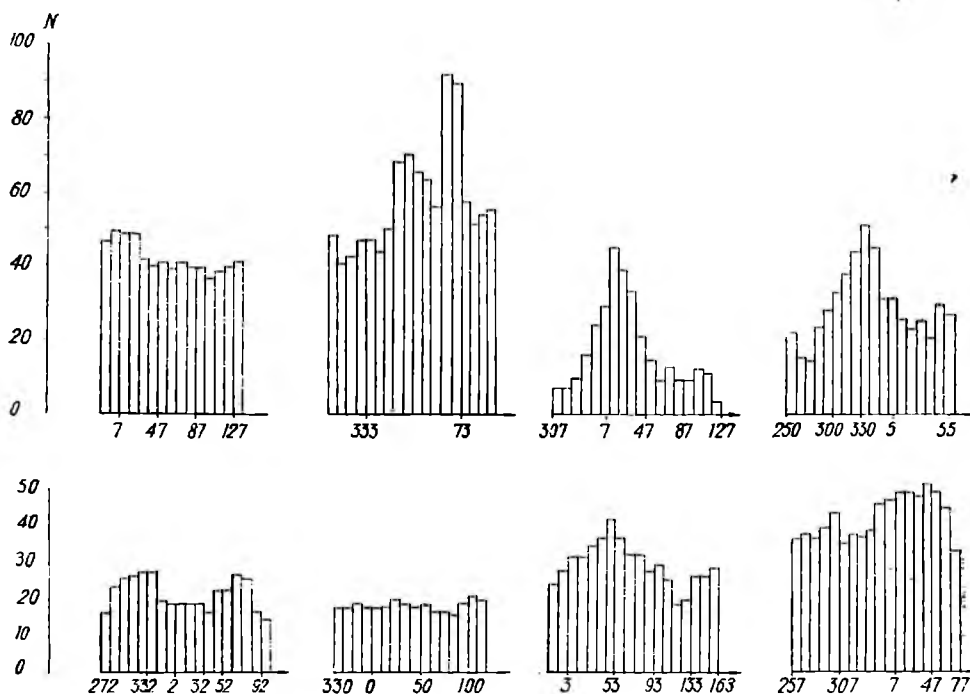


Рис. 2. Гистограммы ориентировки «длинных частиц». Участок Хивач

Направления I_n, \sim_H различных пород (с одной стороны, известняки, кремнистые породы, конкреции, с другой — типично обломочные породы) весьма близки и явно отличаются от направления современного поля.

Начиная с верхнепермских отложений до анизийского яруса, породы намагничены довольно однородно, направление I_n, \sim_H изменяется мало и имеет N-полярность. На контакте пермских и триасовых отложений направление I_n, \sim_H неустойчиво, J приближается к нулю. По данным

А. Н. Храмова (1963), верхнепермские образования характеризуются положительной полярностью, тогда как на границе перми и триаса и в низах индского яруса выделяется палеомагнитная R-зона. Отсутствие последней в рассматриваемом разрезе, судя по геологическим данным, связано с перерывом в отложениях (это не исключает возможного перемагничивания пород).

Начиная почти с основания анизийского яруса, J плавно уменьшается и в небольшом интервале (3—4 м) имеет обратный знак. Но R-образцы имеют очень малую S_N и $I_{N,N}$. Соответственно в середине анизийского яруса (предположительно) выделяется R-зона. Примерная ее продолжительность 1,5 млн. лет. Выше, до верхов ладинского яруса, породы имеют N-полярность и меняют знак I_N примерно 0,7 млн. лет ниже границы с карнием. Отрицательная полярность I_N сохраняется до конца данного разреза. Продолжительность этой R-зоны превышает 2 млн. лет. Разница в средних направлениях $I_{N,N}$ последней R-зоны и N-пород среднего триаса близка к 180° (табл. 2). По I_N , $I_{N,N}$, S_N и составу рудных минералов породы положительной и отрицательной полярности существенно не различаются (рис. 3). Пирротин встречен

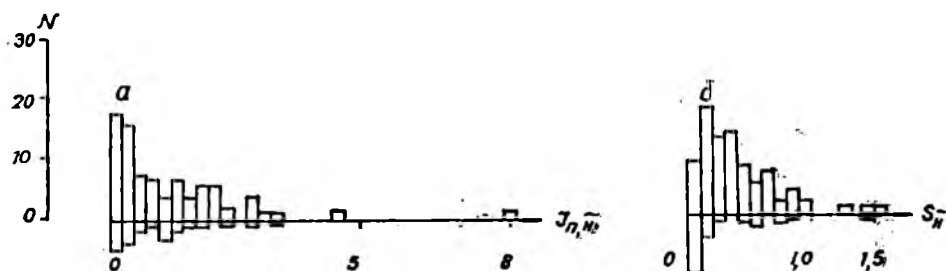


Рис. 3. Намагниченность N- и R-пород участка Хивач
а — I_N N- и R-пород после чистки в переменном поле; б — магнитная стабильность N- и R-пород после чистки в переменном поле

только в R-породах, в частности, в контактово-метаморфизованных известняках.

Отсутствие R-пород среди верхнепермских противоречит данным А. Н. Храмова (1963) и др. Возможно, это связано с перемагничиванием пород.

В 5 км ст изученных разрезов перми — триаса обнажается крупный некк андезито-базальтов. По геологическим данным, возраст эффузивов ранне-среднеюрский. Из некка и вмещающих его метаморфизованных пород отобраны ориентированные образцы (табл. 2).

Участок Финиш. В устьевой части руч. Финиш и по р. Кедон вскрыта моноклинально залегающая последовательность верхнетриасовых — нижнеюрских отложений, изученная И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным. По их данным, карнийские отложения, представленные алевролитами, аргиллитами, прослоями известняков и мергелей (видимая мощность 84 м; *Dentospiriferina*, *Halobia*, *Germanonutilus*, *Proclodonutilus*, *Discophyllites*, *Striatosirenites*, *Protrachyceras*, *Neosirenites* и др.), наращивают разрез участка Хивач, но не перекрывают его. От норийских, как и на участке Хивач, они отделены перерывом и разрывом (выпадают слои с *Monotis scutiformis* Tell.). Аргиллиты известковистые и кремнистые, алевролиты, прослои известняков составляют разрез нория, верху которого преобладают кремнистые и туфогенные разности (мощность 158 м). Породы содержат обильные остатки двустворок, включа-

ют, очевидно, аналоги рэтских слоев и постепенно сменяются нижнеюрскими образованиями, в которых увеличивается содержание тонкого пирокластического материала и появляются туфы андезито-базальтов. Непрерывно обнажены два яруса нижнего отдела юры: геттангский (мощность 53—55 м; Otapia, Meleagrinella, Aequipecten, Psiloceras, Schlotheimia и др.) и синемюрский (мощность более 30 м; Oxytoma, Aequipecten, Arieticeras, Coronicerases и др.).

В породах этого участка лейкоксенизация проявлена шире и интенсивнее, чем в породах участка Хивач. Снизу вверх по разрезу возрастает количество вулканогенного материала, в связи с чем увеличивается естественная остаточная намагниченность пород, увеличивается частота встречаемости магнетита и ильменита в нижнеюрских породах по сравнению с триасовыми; M_e и σ аргиллитов и алевролитов карния соответственно равны 0,6 и 1,0; норийско-рэтских — 1,5 и 2,5; нижнего лейаса — 3,5 и 2,5. Величина I_n по сравнению с $I_{n,\sim H}$ заметно уменьшается и в среднем меньше 1,0. Самая большая $I_{n,\sim H}$ (а также и I_n) у наиболее окремненных и обогащенных вулканическим материалом пород. Последние обладают наиболее высокой $S_{\sim H}$ — в среднем она составляет около 0,4 ($H > 400$ э) — и направление $I_{n,\sim H}$ у этих пород мало изменяется,

тогда как у карнийских $S_H < 0,3$ ($H < 200$ э), а направление $I_{n,\sim H}$ заметно изменяется, особенно у песчаников. У карбонатизированных песчаников направление $I_{n,\sim H}$ стабильно.

Судя по корреляции степени окремнения и карбонатизации со стабильностью I_n , стабильная часть намагниченности образовалась не позднее окремнения и карбонатизации.

На гистограмме $D_{n,\sim H}$ (рис. 4) довольно четко выделяется мода $D = 25^\circ$ и менее четко моды 300 и 330°. Если принять $D_R = 25^\circ$ по моде, то оно заметно ближе к D_R триасовых пород участка Хивач.

Вследствие преобладания химически образованных ферромагнитных минералов, связанных, по-видимому, с карбонатизацией и окремнением, а также и из-за малого содержания зерен магнетита, ильменита (табл. 3) метод «длинных частиц» для данной коллекции оказался не-

Таблица 3

Встречаемость рудных минералов (участок Финиш, 27 шлифов)

Минерал	Песчаник		Песчанико- вый алевролит		Алевролит, аргиллит		Известки- стый алевролит		Всего	
	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R
Пирит	7	—	5	2	2	4	3	1	18	7
Лимонит	1		1	1		4			2	5
Магнетит			1		1	1	1	1	3	2
Ильменит	2			1		1			2	2
Лейкоксен	4		2	1	3	4	3		13	5
Халькопирит	3		1	1	1		1	2	7	2
Марказит	1								1	
Гематит				1						1

эффективным. По геологическим данным, окремнение связано с подводной вулканической деятельностью во время отложения осадков триаса—юры; соответственно стабильная часть I_n является первичной.

Сходство направлений $I_{n, \sim H}$ различно окремненных, неокремненных и карбонатизированных пород указывает, во-первых, на то, что D_R и J_R во всех породах близки к первичным, во-вторых, что такие изменения как карбонатизация, лейкоксенизация, образование гидроокислов железа мало сказались на направлении $I_{n, \sim H}$ и, вероятно, происходили во время, близкое периоду накопления осадков, стадии диагенеза, раннего литогенеза. Сказанное позволяет утверждать, что направление стабильной части I_n пород верхнего триаса — нижнего лейаса участка Финиш близко направлению геомагнитного поля времени осадкообразования.

В разрезе R-образцы образуют разобщенные точки, по которым трудно судить о существовании R-зон. Заметное количество резких ло-

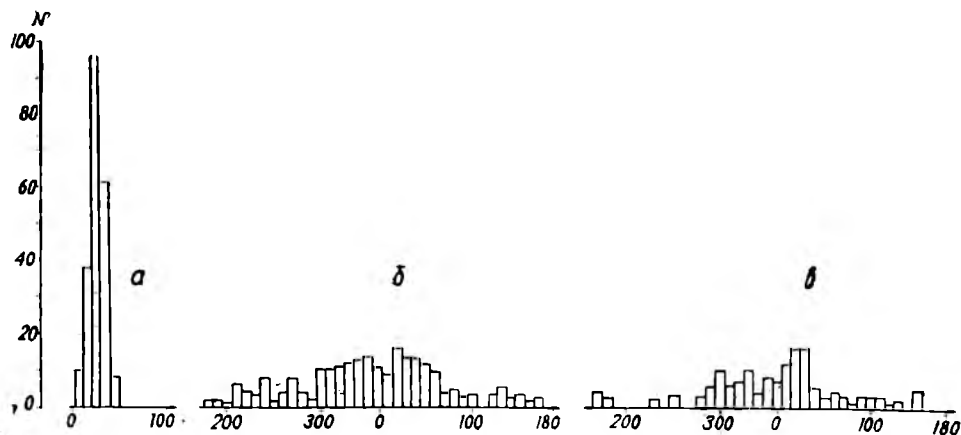


Рис. 4. Гистограммы распределения азимутов падения пластов (а), D (б) и $D_{n, \sim H}$ (в)

кальных отклонений векторов I_n образцов отрицательной полярности в конце триаса характерно как для данного разреза, так и для хивачского.

Соотношение N- и R-образцов пород отчетливо говорит, во-первых, о нестабильности песчаников, во-вторых, об отсутствии приуроченности R-полярности к определенной разновидности пород; N- и R-породы в принципе не различаются по I_n , $I_{n, \sim H}$ и $S_{\sim H}$ (рис. 5) в зависимости от присутствия в них магнетита и ильменита (табл. 3). Некоторое различие вносит присутствие лимонита, который встречается главным образом в окремненных аргиллитах и алевролитах нория — рэта.

Участок Старт. В верховье р. Левого Кедона, по р. Бродной, ручьям Наледному и Старту обнажается почти непрерывный разрез нижней и средней юры, изученный И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным. Разрез начинается пачкой (мощностью около 40 м) переслаивающихся разнотернистых вулканомиктовых и известковистых песчаников синемюра (?), на размытую поверхность которых (из разреза выпадает нижний плинсбах) ложатся аргиллиты, алевролиты, вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, песчано-глинистые известняки домера (мощность 60 м; *Rudirhynchia*, *Velata*, *Meleagrinnella*, *Harpax*, *Amaltheus* и др.). Выше по ручьям Наледному и Старту обнажаются отложения тоара, представленные карбонатизированными аргиллитами и алевролитами с линзами и прослоями известняков и песчаников; в верхней части разреза встречаются прослои сильно карбонатизированных турффигов

Статистические характеристики направления I_n , $I_n \sim$ (участок Финиш)

Порода	Возраст	Временная компенсация				Н-чистка			
		п	D_R	J_R	к	п	D_R	J_R	к
Песчано-глинистые сланцы	T_{3k}	8	316	54	1,95	4	7	64	8,6
Алевролиты, аргиллиты	»	17	14	67	3,05	10	7	75	2,7
Песчаники	»	9	62	67	2,4	6	7	58	4,2
Карбонатизированные породы	»	14	353	71	5,0	13	23	56	11,4
Сумма пород	»	58	14	68	2,8	33	15	63	5,2
»	»	8	350	—39	2,3	291	1	78	3,2
Аргиллиты, алевролиты	$T_{3n+г}$	59	6	57	4,9	36	12	61	3,8
»	»	8	219	—50	3,7				
Песчаники	»	26	9	65	3,6	17	16	66	7,8
Сумма пород	»	85	7	60	4,1	53	14	63	4,1
»	»	13	210	—68	2,5	18	281	—66	2,0
Аргиллиты, алевролиты	J_1	41	1	62	4,6	23	356	54	6,3
»	»	4	145	—54	1,83	3	247	—83	1,5
Песчаники	»	5	46	60	11,4	4	4	55	15,0

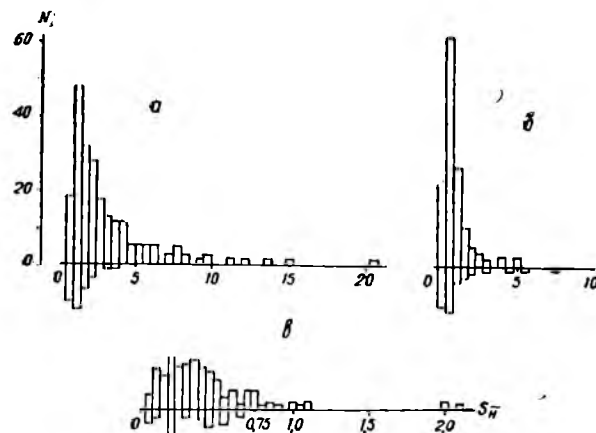


Рис. 5. Гистограммы N- и R-пород участка Финиш
а — I_n N- и R-пород; б — $I_n \sim$ N- и R-пород; в — $S \sim$ N- и R-пород

(мощность 55 м; Coeloceras, Ovaticerias, Protogrammoceras, Harpoceras, Dactylioceras, Passaloteuthis, Mesoteuthis, Dactylotethis и др.). Ааленский ярус начинается маломощными базальными конгломератами, выше которых лежат туфопесчаники, алевролиты, туфоаргиллиты и алевритистые известняки (мощность 11—15 м; Retroceramus, Pleuromia, Arctotis и др.). Отложения байоса представлены полимиктовыми и известковистыми песчаниками с прослоями углисто-глинистого материала, песчанистыми известняками, туффитами и туфами среднего состава (мощность 50—60 м; Arctotis, Tancredia, Retroceramus и др.).

Породы заметно лейкоксенизированы. Содержание рудных минералов очень низкое, что значительно снижает I_n пород: песчаники средне- и нижнеюрские соответственно $Me=1,2$; $\sigma=1,2$; $Me=0,6$ и $\sigma=0,6$; аргиллиты и алевролиты соответственно $J_2—Me=1,0$ и $\sigma=0,6$; $J_1—Me=1,0$ и $\sigma=1,0$ (рис. 6). Для I_n, \tilde{I}_n всех пород: $Me=0,3$ и $\sigma=0,4$. Однородность

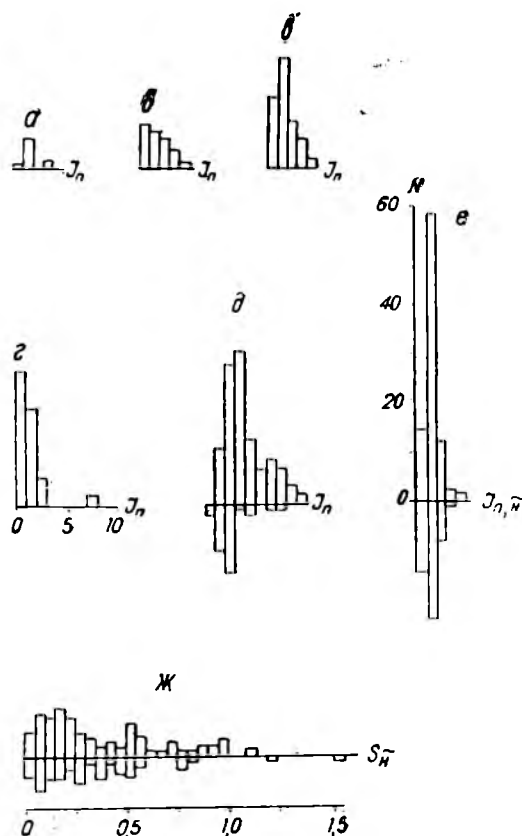


Рис. 6. Магнитные характеристики пород участка Старт. I_n —а—г а — аргиллиты, алевролиты, средняя юра; б — песчаники, средняя юра; в — аргиллиты, алевролиты, нижняя юра; г — песчаники, нижняя юра; д — I_n N- и R-пород; е — I_n, \tilde{I}_n N- и R-пород; ж — S_n

распределения значений I_n и I_n, \tilde{I}_n говорит об отсутствии резких различий в природе намагниченности.

Вследствие низких I_n , I_n, \tilde{I}_n и S_n увеличилась разбросанность направлений векторов, особенно I_n (табл. 6). Большим разбросом D_n, \tilde{D}_n можно объяснить значения $J_R=81—85^\circ$. В пользу близости J_R к истинному говорят $K_{др} > K_{совр}$ и ориентировка «длинных частиц»: она обладает значительной дисперсией, распределение приближается к равномерному (рис. 7), что свидетельствует об очень малой величине горизонтальной составляющей геомагнитного поля во время осаждения «длинных частиц», а это соответствует близкому к магнитному полюсу положению района.

Для проверки корреляции D и азимутов простираения пород сравнивались их распределения и подсчитаны средние значения D_R образцов, попавших в интервалы двух наиболее четких мод простираений пород, а именно: для интервалов $280-320^\circ$ и $20-40^\circ$ (рис. 8). Получены соответственно $D_R=352$ и 6° , в то время как моды простираений пластов различаются на 90° . Значит, влияние дислокаций на D_R невелико.

Какой-либо приуроченности определенной полярности $I_{n,\tilde{N}}$ к породам одного и того же состава, содержащим определенные ферромагнитные минералы, не отмечается (табл. 5). Величины I_n , $I_{n,\tilde{N}}$ и $S_{\tilde{N}}$

Таблица 5

Встречаемость рудных минералов (участок Старт, 16 шлифов)

Породы	Магнетит		Ильменит		Гематит		Лимонит		Пирит		Халькопирит		Марказит		Пирротин		Лейкоксен	
	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R
Песчаник	1	1	1				1	1	4	2							4	
Известковистый алевролит	1			1		1	1	1	2	1							1	1
Алевролит, аргиллит	1	2	1				1	1	4	2		1	1	1		1	3	4
Всего	3	3	2	1		1	3	3	10	5		1	1	1		1	8	5

пород положительной и отрицательной полярности практически аналогичны (рис. 6); разница в направлениях $I_{n,\tilde{N}}$ - и R-пород соседних палеомагнитных зон отличается от 180° не более чем на 16° (табл. 6). Ис-

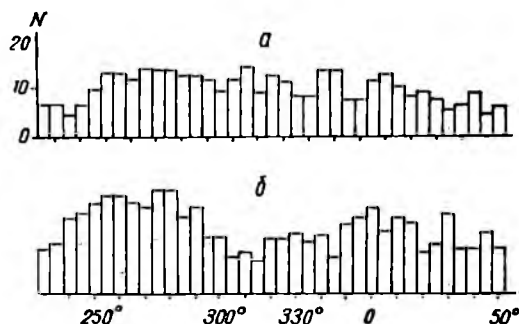
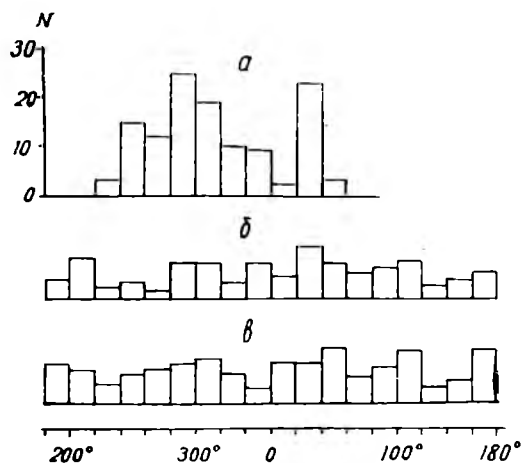


Рис. 7. Примеры распределения ориентировки «длинных частиц» в юрских алевролитах. Участок Старт

ходя из сказанного, принимаем, что полярность $I_{n,\tilde{N}}$ в данном разрезе связана, как правило, с полярностью геомагнитного поля времени образования осадков. Из-за отсутствия точной увязки разрезов р. Бродной и участка Финиш и существования двух перерывов нельзя говорить о полном палеомагнитном разрезе. Предлагается следующая схема: в нижнем и части среднего лейаса N-полярность I_n^0 , которая, возможно, продолжается в начале домера, если во время перерыва, падающего на ранний плинсбах, не было двух инверсий геомагнитного поля.

Статистические характеристики направления $I_n, I_{n \sim N}$ (участок Старт)

Порода, обнажение	Возраст	Временная чистка				\sim Н-чистка			
		п	D_R	J_R	к	п	D_R	J_R	к
Песчаники, р. Бродная	Нижний— средний лейас	15	114	86	4,05	13	90 114	78 58	3,3 2,8
Песчаники, р. Бродная	Домер	8	225	77	2,8	10	133	—68	2,4
Алевролиты, аргиллиты, р. Бродная	»	7	246	74	4,3	9	136	—58	2,3
Аргиллиты; алевролиты, участок Старт	»	5	216	55	11,4	3	250	—69	2,2
							224	—49	2,0
Алевролиты, аргиллиты; руч. Наледный, р. Брод- ная	Тоар	18	166	59	3,6	12	155	68	5,0
Алевролиты, аргиллиты, участок Старт	»	16	328	70	2,75	11	215	73	10,0?
							121	82	4,8
Сумма пород	Лейас	76	208	80	3,3	49	59	86	4,9
»	»	21	312	—68	1,73	21	357	67	2,0
							81	65	1,54
Песчаники, алевролиты (редко); участок Старт	Средняя юра	31	188	86	2,6	17	76	85	2,5
							90	80	2,4
»	»	3	309	—27	2,8	7	191	—72	2,2
							187	—60	2,1
»	»	3	309	—27	2,8	7	230	81	2,2
							51	84	2,16
»	»	3	309	—27	2,8	7	25	—67	5,35
							140	—83	4,1

Рис. 8. Гистограммы: азимутов простираия пластов — а; склонение (D) — б;
 $D_{n \sim N}$ в. Участок Старт

Выше, после интервала больших разбросов направлений $I_{n \sim N}$ в нижнем доmere выделяется палеомагнитная R-зона. Примерная ее продолжительность 0,7 млн. лет. Породы верхнего домера также имеют R-полярность продолжительностью около 2 млн. лет. Эти две R-зоны разделены промежутком N-полярности продолжительностью 0,6 млн. лет. Конец домера и тоарский ярус характеризуется N-полярностью. В верхних

слоях аалена (верхние горизонты тоара и низы аалена в разрезе отсутствуют) зафиксирована еще одна R-зона продолжительностью около 1 млн. лет, верхняя граница которой близка границе аалена—байоса. Отложения байоса имеют N-полярность, но здесь преобладают песчаники.

Участок Вилига. По р. Вилиге и ее притоку р. Монгке в двух крыльях синклинальной складки обнажается разрез измененных (сульфидизация, вторичное ожелезнение, милонитизация), особенно в нижней его части, песчаников, реже алевролитов и аргиллитов, туфов тоарского и аален-байосского возраста. Разрез описан И. И. Тучковым (1962) и поэтому здесь не приведен. В этом разрезе найдены остатки фауны, определенные З. В. Кошелкиной, дополняющие данные И. И. Тучкова. В породах участка распространены пирит, реже лейкоксен и единичные зерна халькопирита. Объемное содержание лейкоксена колеблется от 0,03 до 4,4% (среднее 1,1%). Намагниченность пород изменяется в узких пределах, M_e — от 1,5 до 2,0 (рис. 9). Наиболее магнитны ($I_n = 8,0$) породы на контакте с дайкой диабазов.

Угловая разница (D_R, J_R) I_n между породами западного и восточного крыльев синклинали равна соответственно в древних и современных координатах: 50 и 35°, а после \tilde{H} -чистки эта разница заметно изменилась и составила 65 и 14°. В ходе чистки средние направления $I_{n,\tilde{H}}$ обоих крыльев складки в современных координатах сближаются между собой и одновременно удаляются от направления современного геомагнитного поля, что говорит о древности стабильной I_n^h .

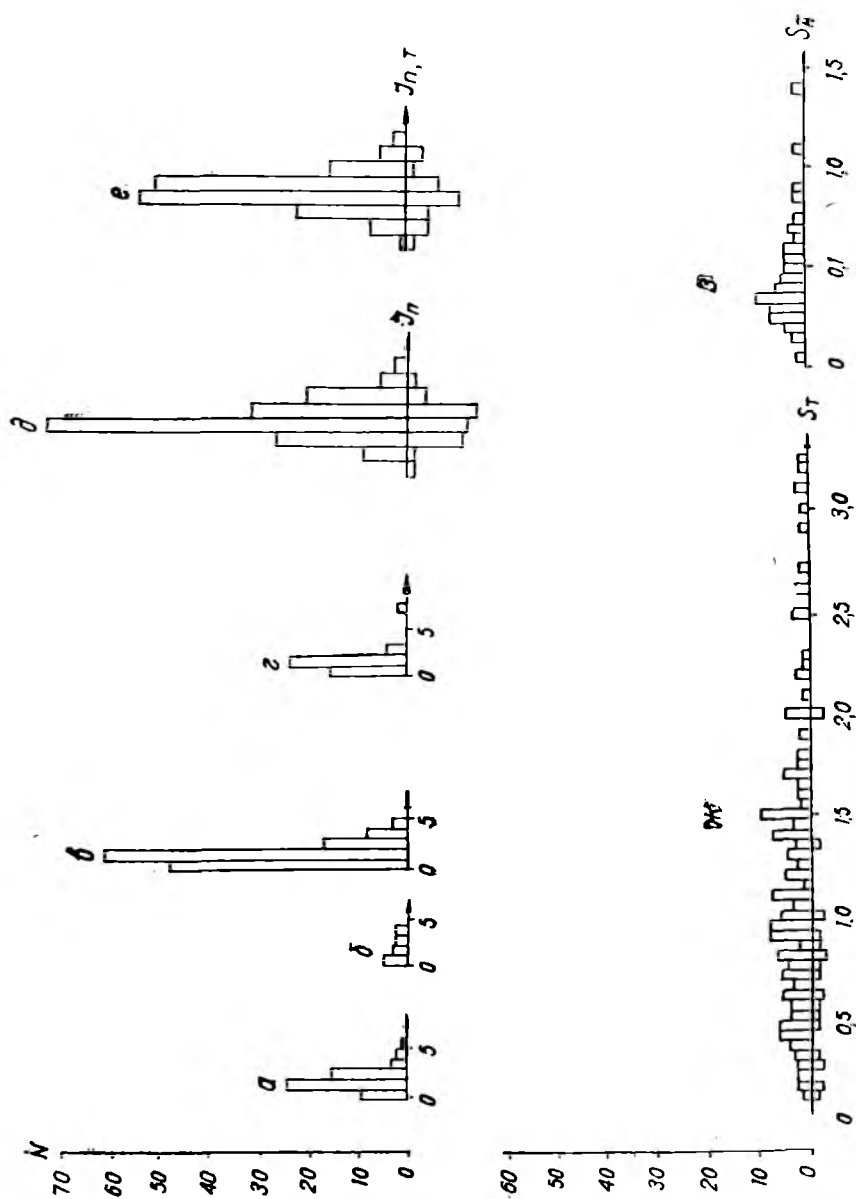
В шлифах 4 образцов определена ориентировка «длинных частиц» (рис. 10). Сильно выраженные пики образцов 1188 и 1016 с учетом большой роли метаморфизма пород, возможно, говорят о направленной кристаллизации зерен пирита, вошедшего в подсчет. Похожа на первичную ориентировка «длинных частиц» в мало измененном образце 1157 ($D=20^\circ$).

Из двух тел диабазов, секущих среднеюрские отложения, отобраны 4 образца. После T-чистки (до 250°): $D_R=92^\circ$; $J_R=84^\circ$; $K=25,0$. Примерно к этому направлению перемещаются средние направления $I_{n,\tilde{H}}$ пород крыльев складки в современных координатах. Отсюда можно предположить, что стабильная I_n^h среднеюрских осадочных пород близка времени внедрения малых интрузий диабазов.

После T- и \tilde{H} -чистки обратная полярность I_n сохранилась только в нескольких точках разреза. По $I_n, I_{n,t}, I_{n,\tilde{H}}, St, S_{\tilde{H}}$ и составу пород N- и R-образцы практически не различаются (рис. 9). Ряд точек R-полярности коррелируется в разрезах западного и восточного крыльев синклинали по стратиграфическим, литологическим, палеомагнитным данным. Такое согласование говорит о возможном частичном сохранении I_n^0 в R-породах. Узкие интервалы, мощность которых не превосходит 10 м и определяемые по 2—3 образцам, соответствуют временным отрезкам порядка 0,1 млн. лет, то есть являются «эпизодами» или реликтами зон.

В 15 км южнее устья р. Монгке, по левому берегу р. Вилиги обнажаются отложения верхней юры, представленные разномасштабными полимиктовыми песчаниками. Породы подверглись контактовому метаморфизму, связанному с расположенным поблизости гранитоидным интрузивом.

В песчаниках преобладают пирит и лейкоксен (главным образом



Р и с. 9. Характеристики намагниченности ниже-среднеюрских пород участка Вилига. I_n — а — г а — аргиллиты, алевролиты; б — мелкозернистые туфы; в — мелкозернистые песчаники; г — среднезернистые песчаники; д — I_n N- и R-пород; е — I_n N- и R-пород; ж — St N- и R-пород; S_{γ} N-пород

Статистические характеристики направлений I_n , $I_n \sim$ и $I_n \cdot T$ отложений участка Вилига

Породы	Воз- раст	Временная компенсация				II-чистка				Т-чистка			
		п	D _R	J _R	κ	п	D _R	J _R	κ	п	D _R	J _R	κ
Восточное крыло синклинальной складки													
Аргиллит	J ₂	11	220	67	2,98					7	286	81	3,55
Алевролит	»	25	37 210	88 67	3,04 4,31					3 19	70 177	72 54	7,42 4,62
						4	185	56	6,52				
Тонко-мелкозернистый песчаник	»	66	41 219 17	81 66 79	4,61 2,73 3,39	(T+H) 7	314 177 6	83 72 78	1,94 5,60 6,89	10 46	158 210 57	71 79 76	6,29 2,64 1,46
	»					13	217	58	3,40				
	»					(T+H)	13	85	9,30				
Среднезернистый песчаник	»	15	180	—66	2,24					14	246	—83	1,80
	»	13	194 293	—37 78	1,89 2,80					11 16	244 122	—16 53	2,95 2,65
	»	7	353	68	4,00					8	102	46	2,75
	»		135 184 273	—75 —47 69	1,73 1,37 2,17								
Туф	J ₁	9	32 60	35 60	2,04					8	149	56	2,02
	»	3	161 174	—35 —11	4,34 3,45					4 3	113 231	60 —7	1,94 10,00
	»		223 29	64 79	3,32 3,14					2	269	—37	2,58
Сумма пород	J ₁	28				3 13 (T+H)	163 119	62 66	18,17 8,33	26 14	169 131	58 64	2,58 4,14
Западное крыло синклинальной складки													
Алевролит, аргиллит	J ₂	7	39 192	66 56	5,12 5,76					6	318 210	81 70	2,11 1,80

Продолжение таблицы 7

Породы	Воз- раст	Временная компенсация				Н-чистка				Т-чистка			
		n	D _R	J _R	κ	n	D _R	J _R	κ	n	D _R	J _R	κ
»	»	5	63	—71	2,29					4	342	—65	2,77
Тонко-мелкозернистый песчаник	»		43	—35	2,15								
		34	66	61	2,96	7	41	45		24	49	67	2,29
			178	72	2,89	6	14	87		11	208	56	1,70
Среднезернистый песчаник	»					(T+H)	123	66					
		7	31	—69	2,97					3	42	—38	31,25
			41	—4	2,15								
		28	29	53	3,06	5	53	43		24	44	57	3,37
»	»		155	80	2,76					13	8	87	3,68
						4	63	28					
		10	28	—67	1,92	(T+H)	137	79					
»	»		37	—10	1,79								

развивающийся по ильмениту). Изредка встречаются магнетит, лимонит. В метаморфизованных породах магнетит в значительной мере замещен гематитом. Содержание лейкоксена резко падает по мере приближения к интрузиву (от 3,5 до 1,1%), а пирита, наоборот, возрастает (от 0,5 до 1,7%). Контактный метаморфизм отразился на I_n , которая закономерно уменьшается от 15—20,0 до 2,0 по мере удаления от интрузива. Неметаморфизованные и слабометаморфизованные породы нестабильны к нагревам, заметно метаморфизованные породы обладают высокой S_T (табл. 8). Кучность направлений I_n, T в современных координатах больше, чем в древних, что подчеркивает преобладающую роль стабильной вторичной компоненты I_n (I_n^H) (табл. 8). Очевидно, стабильная часть $I_n > 6,0$ связана с контактовым метаморфизмом, и ее направление соответствует направлению геомагнитного поля времени внедрения интрузии.

Участок Пеженка. В среднем течении р. Пеженки, левого притока р. Большого Анюя, обнажается мощный и непрерывный разрез туфогенно-осадочных толщ волжского и берриасского ярусов, стратиграфически и палеонтологически детально изученный и изложенный в диссертации К. В. Паракецовым (1968). Необходимо отметить весьма активную тектоническую и вулканическую деятельность в этом районе, синхронную осадконакоплению, внедрение малых интрузий базальтов, очень сходных по составу с верхнеюрскими эффузивами. Рудные минералы в осадочных породах представлены как магнетитом и ильменитом (часто лейкоксенизированным), так и вторичными минералами — гидроокислами железа, лейкоксом, редко гематитом. Вторичные образования более характерны для аргиллитов и алевролитов, тогда как в песчаниках и туфах преобладают магнетит и ильменит.

Таблица 8

Статистические характеристики направлений $I_n, I_{n,T}$ верхнеюрских песчаников (участок Вилига)

Величина I_n	Временная компенсация				Т-чистка			
	n	D_R	J_R	K	n	D_R	J_R	K
$I_n \leq 5,0$	57	177	55	16,5	14	186	69	7,43
		265	89	24,4		351	75	8,7
$I_n > 6,0$	37	178	50	9,58	20	175	53	19,0
		339	85	9,73		225	88	27,2

Наиболее высокой I_n обладают базальты ($Me=400$). Для остальных пород четко обнаруживается литологический контроль I_n , связанный с присутствием туфового материала. $S_{\sim H}$ изменяется в небольших пределах. Средняя по разрезам $S_{\sim H}$ (при $H=250-300$ э): аргиллиты, алевролиты — 0,5—0,74; песчаники — 0,42—0,7; базальты — 0,3. Отобранные из контактов с базальтами образцы вмещающих пород в принципе не отличаются по $I_n, I_{n,\sim H}, S_{\sim H}$ от остальных осадочных пород. Вблизи контакта несколько повышается величина I_n тонкозернистых разностей (единичные образцы до 3000), а $S_{\sim H}$ у ряда образцов аргиллитов и алевролитов из контактовых зон меньше, чем у аналогичных пород вдали от контактов с базальтами.

Из табл. 9 следует, что подавляющая часть стабильной компоненты I_n образовалась после того, как породы были смяты в складки ($K_{др}$ в 3—5 раз меньше $K_{совр}$, D и J в современных координатах изменяются

незначительно, а в древних следуют за элементами залегания пород). Сходимость результатов, кучность заметно возрастают у $I_{n, \sim H}$ по сравнению с I_n .

Только единичные образцы базальтов и осадочных пород из контактов с первыми сохранили R-полярность $I_{n, \sim H}$. Это прежде всего крупный силл, в пределах которого есть N- и R-образцы ($I_{n, \sim H}$) и на обоих его контактах породы обладают R-полярностью. Сказанное доказывает,

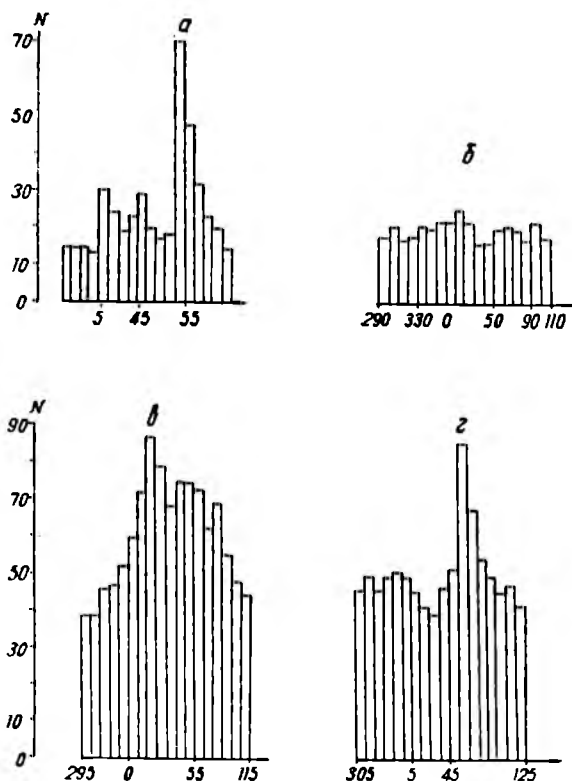


Рис. 10. Гистограммы ориентировки «длинные частицы». Участок Вилига, среднеюрские породы
а — обр. 1016 — алевролит (преобладает пирит); б — обр. 1112 и в — обр. 1157 — мелкозернистые песчаники; г — обр. 1188 — среднезернистый песчаник

что данное тело именно силл (интрузив), а не поток. Так как породы большинства тел базальтов петрографически очень сходны, то магнитные данные оказались весьма полезными для распознавания интрузивных тел и потоков.

Совокупность палеомагнитных данных позволяет утверждать, что все породы данного участка перемагничены в одно (меловое) время. Исключением являются R-образцы с контакта силла, направление $I_{n, \sim H}$ которых доскладчатое ($K_{np} \gg K_{совр}$). По геологическим данным, внедрение базальтовых интрузий произошло до дислокаций пород, в берриа-се — валанжине.

Эффект столь однородной по направлению и широко распространенной I_n различных пород объясняется единой причиной ее образования — повышенным тепловым потоком в пределах Олойской впадины

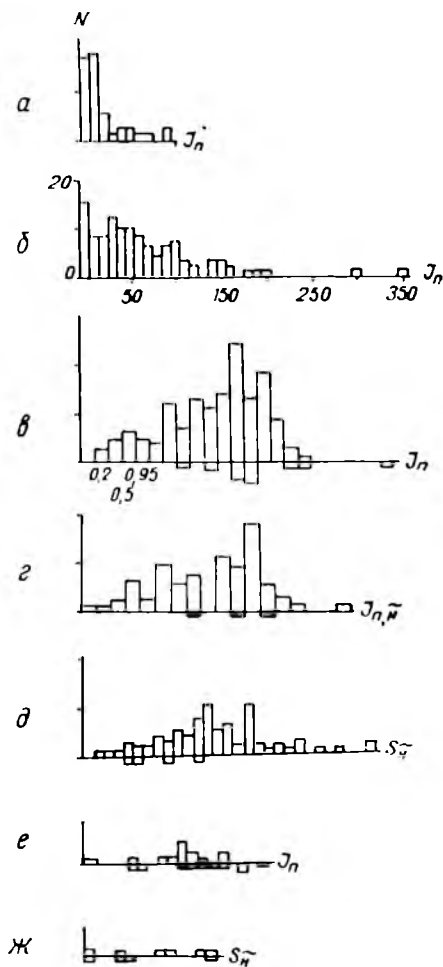
Статистические характеристики направления I_n, I_n, \sim (участок Пеженка)

Разрез, порода	Возраст	Временная компенсация				П-чистка			
		n	D _R	J _R	K	n	D _R	J _R	K
Река Пеженка, алевролит, аргиллит, мелкозернистый песчаник	Берриас	19	189 129	36 89	6,43 11,2	6	189 220	25 81	9,27 10,2
Среднезернистый песчаник, туфопесчаник, туф	»	12	191 200	28 84	9,17 14,3	4	201 247	26 83	50,0 50,0
Аргиллит, алевролит, тонкозернистый песчаник (туф)	Волжский	12	215 315	37 79	5,36 5,36	11	210 265	23 79	12,5 11,1
»	»	4	230 227	—20 38	4,29 2,72	N-полярность			
Мелкозернистый песчаник (туф, туффит)	»	26	198 327	33 85	5,5 14,7	10	194 53	25 89,40	15,0 23,0
Среднезернистый песчаник (туф, туффит)	»	8	212 288	37 80	5,38 6,09	4	199 1	22 87	6,67 9,35
Континентальные отложения	»	21	9 336	64 82	16,0 14,8	11	351 243	78 80	20,0 33,3
Река Эльдуки, алевролит, аргиллит, тонкозернистый песчаник	Нижний киммеридж	6	46 344	67 84	100,0 83,5	3	64 132	52 82	33,4 133,0
Река Желтая, алевролит, аргиллит	Келловей	27	339 345	63 83	4,41 8,13	15	335 203	75 88	5,3 10,37
Мелкозернистые породы из контактов с базальтами	Нижний мел	5	191 346	72 77	4,76 11,7	5	171 140	39 86	4,0 26,0
»	»	8	193 178	—68 —38	1,71 1,68	33	256 233	—72 —22	7,7 1,15
Среднезернистый песчаник (туф, туффит, контакт)	»	5	177 7	70 71	4,88 5,98	3	209 266	44 74	9,1 10,5
Базальты	»	10	192 152	58 88	2,72 17,3	6	208 235	44 73	3,76 5,0
»	»	11	210 218	—24 38	5,15 7,25	4	213 213	—32 32	4,85 5,45
Все породы, сгруппированные по 6 разрезам						6	200 238	56 83	3,04 10,5

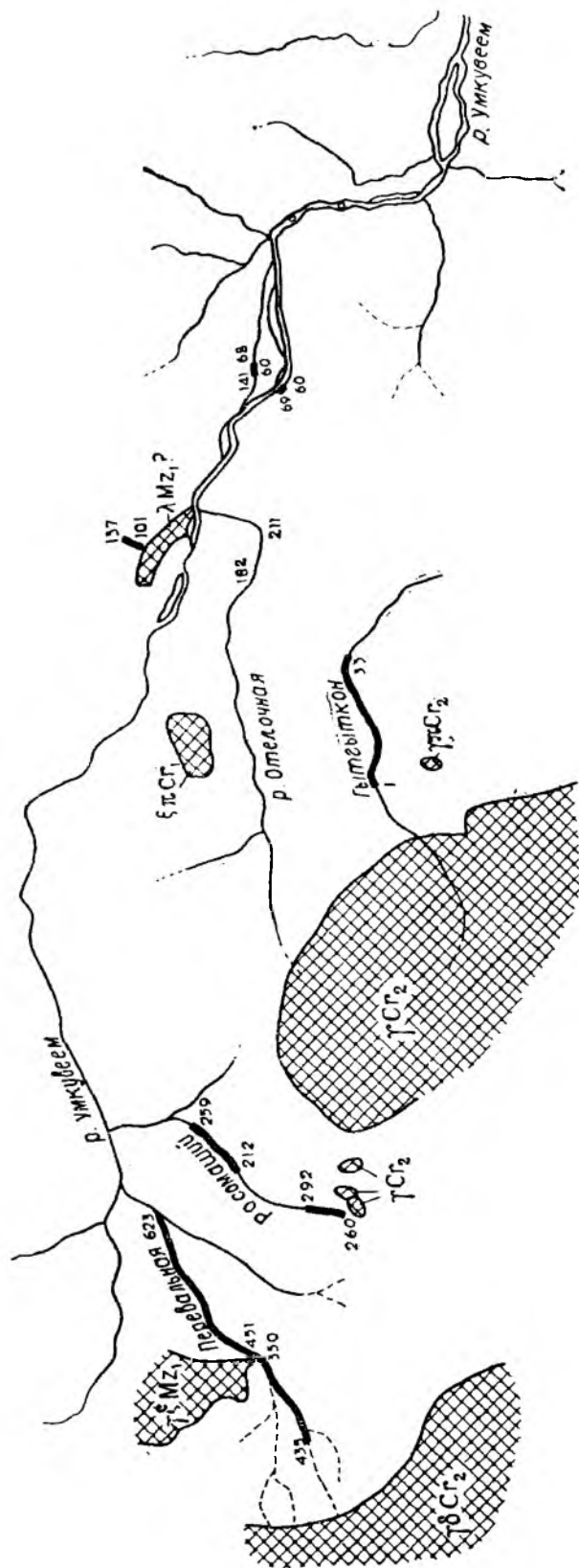
и прилегающих территорий в меловое время — период максимальной магматической активности. Геологические образования этой территории отличаются повышенной намагниченностью (Печерский, Якупов, 1967). Мощные толщи верхнеюрских отложений были погружены на глубину нескольких километров, где прогрев при повышенном тепловом потоке мог составлять первые сотни градусов. Этого достаточно для перемагничивания пород, создания за длительный промежуток времени стабильной вязкой парциальной термонамагниченности (Briden, 1965; Чаталаип, 1964), не говоря уж об идущих при этом изменениях и новообразованиях магнитных минералов. Осадочные толщи подобных территорий отличаются повышенным содержанием элементов группы железа и др., что связывается с подъемом из глубин Земли растворов, насыщенных железом и другими элементами.

Сказанное относится также к среднеюрским—нижнеюрским породам участка Вилига и в меньшей мере к нижнемеловым отложениям Умкунеевской впадины.

Рис. 11. Характеристики намагненности пород участка Пеженка
а — аргиллиты и алевролиты; б — песчаники; в — I_N N- и R-пород; г — I_N N- и R-пород; д — S_N N- и R-осадочных пород; е — I_N N- и R-базальтов; ж — S_N N- и R-базальтов. На позициях в, г, е по оси абсцисс отложены интервалы в логарифмическом масштабе, начиная с 0,2 (модуль 1,5)



Породы участка заметно дислоцированы и изменены, особенно вблизи гранитоидных интрузивов. Величина I_n пород участка изменяется в широких пределах (рис. 13) и зависит не столько от их состава, сколько от степени контактового метаморфизма. Это выражается в увеличении I_n по мере приближения к интрузивам: вдали от интрузивов аргиллиты и алевролиты имеют $Me=3,0$; $\sigma=4,2$; песчаники — $Me=3,6$; $\sigma=2,7$; ближе



Р и с. 12. Схема расположения обнажений на участке Умкүеєм; заштрихованы площади выходов гранитоидных интрузивов

к интрузивам у аргиллитов и алевролитов $Me=22,0$; $\sigma=10,0$; у песчаников (две совокупности, рис. 13) — $Me=6,0$; $\sigma=5,8$ и $Me=120,0$; $\sigma=96,0$.

После \tilde{H} -чистки сохраняется сложное распределение I_n, \tilde{H} (рис. 13), отражающее влияние метаморфизма в сочетании с различной $S_{\tilde{H}}$ пород. Последняя меняется от 0,1 до 1,2; преобладают значения 0,5—0,6

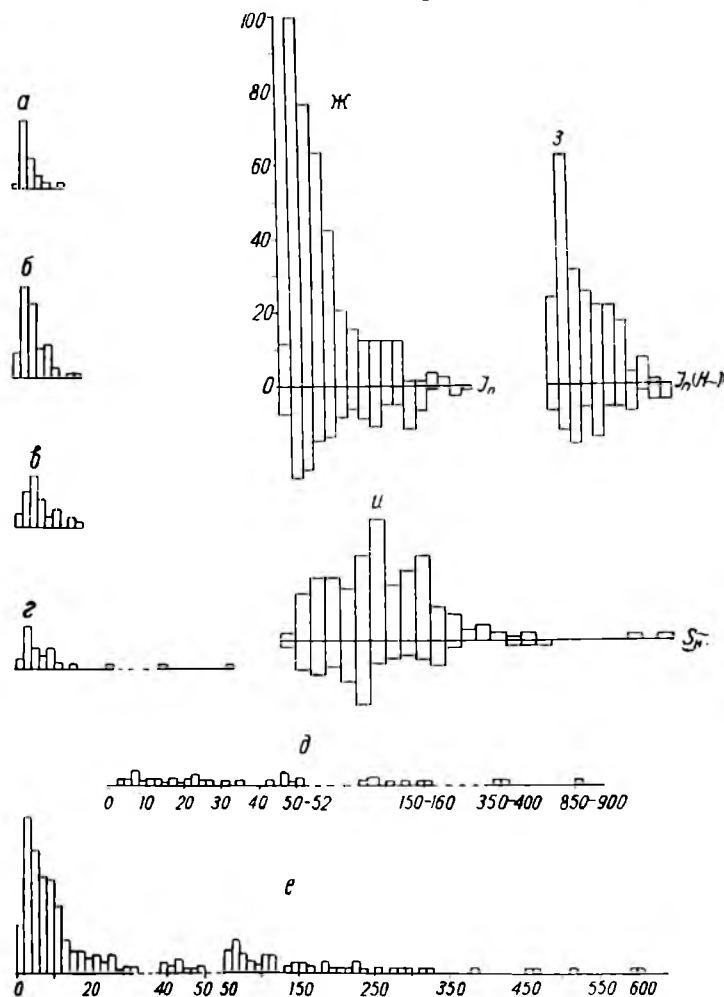


Рис. 13. Характеристики намагниченности пород участка Умкувем

i_n — а — е. а — аргиллиты, апт; б — песчаники, апт; в — аргиллиты и алевролиты, готерив—баррем; г — песчаники, готерив—баррем; д — аргиллиты и алевролиты, валанжин—берриас; е — песчаники, валанжин—берриас, ж — I_n N- и R-пород; з — I_n, \tilde{H} N- и R-пород; и — $S_{\tilde{H}}$ N- и R-пород

($\tilde{H}=300—450$ э). Среди пород сильно магнитных и менее стабильных преобладают туфопесчаники, туффиты и туфы.

Стабильная компонента I_n в большинстве случаев не является первичной; это видно прежде всего по ее направлению (табл. 10), которое в древних координатах меняется весьма заметно от разреза к разрезу и коррелируется с элементами залегания пород ($K_{др} < K_{совр}$).

Статистические характеристики $I_{n,\sim H}$ (участок Умкувеем)

Разрез	Породы	Возраст	n	D_R	J_R	K
Ручей Каньон	Аргиллиты,	Баррем—апт	15	185	59	7,2
»	алевролиты	»		0	59	6,8
»	Песчаники	»	28	191	51	6,1
Река Умкувеем	Аргиллиты,	Баррем	10	343	72	8,1
»	алевролиты	»		349	53	1,6
»	»	»	5	35	79	13,3
»	Песчаники	Поздний		336	—22	26,7
»	»	валанжин	11	342	48	20,0
Ручей Водопадный	»	Валанжин		20	69	5,4
»	»	»	17	343	67	6,4
Река Отелочная	»	»	15	337	56	6,3
Река Перевальная	Алевролиты, аргиллиты	Берриас —		321	76	10,6
»	Песчаники	низы валанжина	16	173	82	14,0
»	»	»		355	74	10,8
»	»	»	21	227	63	12,0
»	»	»		158	83	18,7
Ручей Гытгыткон	Алевролиты, аргиллиты	Готерив	5	211	80	7,8
»	Песчаники	»		353	85	7,3
»	»	»	7	91	—83	5,0
»	»	»		122	—71	5,0
Ручей Росомаший (истоки)	»	Валанжин	9	335	—68	7,5
Ручей Росомаший (среднее течение)	»	Валанжин—		291	—74	8,0
»	»	верхи берриаса	19	324	—66	3,9
»	»	»		218	—84	26,6
»	»	»		67	—78	4,0
»	»	»		167	—83	6,2

Сказанное отражается и в суммарных характеристиках направления $I_{n,\sim H}$:

в древних координатах $D=221^\circ$; $J=79^\circ$; $K=3,8$; $D=347^\circ$; $J=-76^\circ$; $K=5,85$
в современных $D=349^\circ$; $J=76^\circ$; $K=7,3$; $D=200^\circ$; $J=-84^\circ$; $K=6,0$

Близость направлений $I_{n,\sim H}$ в современных координатах интенсивно метаморфизованных (ручьи Росомаший, Гытгыткон), менее метаморфизованных и слабо метаморфизованных интрузивами пород (руч. Каньон, р. Умкувеем) говорит о близком времени образования $I_{n,\sim H}$ во всех случаях.

Из анализа данных следует, что мы можем восстановить направление геомагнитного поля времени метаморфизма. Судя по разной полярности пород р. Перевальной и ручьев Росомашьего и Гытгыткона, метаморфизованных разными интрузивами (рис. 12), возраст этих интрузивов несколько различается и оба они относятся к позднему мелу (табл. 20).

Относительно слабо метаморфизованные породы верхней части разреза р. Умкувеем и низов разреза руч. Каньона коррелируются по знаку и характеру изменений $I_{n,\sim H}$ и стратиграфическим данным. Здесь предположительно выделена палеомагнитная R-зона. Ниже нее выделяется группа образцов отрицательной полярности (в древних координатах), образующая R-зону продолжительностью 0,4 млн. лет. Вероятно, обе отмеченные зоны являются реликтами единой палеомагнитной R-зоны. В низах готерива отмечается R-зона (разрез руч. Гытгыткон). Из-за метаморфизма пород, особенно заметного в верхней части раз-

реза, трудно сказать соответствует ли в данном случае полярность $I_n \sim \tilde{H}$ времени осадкообразования.

В одном из обнажений вскрывается пестроцветная толща моноклинально залегающих андезитов, дацитов, их туфов и терригенных пород палеозойского возраста. По отдельным находкам фауны толща разделена на нижнюю (поздний девон — ранний карбон) и верхнюю — (карбон — ранняя пермь (?)). Верхнепалеозойские породы прорваны сиенитовой интрузией, возраст которой древнее поздней юры. Единичные образцы этой коллекции подверглись \tilde{H} -чистке, они оказались магнитно стабильными ($S_{\tilde{H}} > 0,7$ при $\tilde{H} > 400$ э). Направление I_n пород положительной полярности в современных координатах очень близко таковому нижнемеловых отложений (табл. 10, 11). Видимо, они имеют одинаковую природу (перемагничивание в меловое время в результате регионального прогресса в эпоху активного магматизма). С другой стороны, направление остаточной намагниченности R-пород перми (?) и карбон—девона в современных координатах резко отличается и почти совпадает в древних (табл. 11). Вероятно R-образцы сохраняют остатки

Т а б л и ц а 11

Статистические характеристики направления I_n палеозойских пород

Порода	Возраст	n	D_R	J_R	к
Эффузивно-осадочная толща	D_3-C_1	74	237	58	4,22
»	»	18	39	83	
»	»	18	25	—79	2,62
»	$C-P_1?$	40	43	—42	
»	»	40	228	51	5,34
»	»	21	118	87	
»	»	21	11	—76	3,16
»	»	7	251	—59	
Сиенитовый интрузив, современные координаты	$Mz_2?$	7	293	81	6,67

стабильной I_n^0 . Это согласуется с данными об R-зоне в позднем девоне (Храмов, Шолпо, 1967).

Участок Бухта Угольная. В береговых обрывах бухты полностью обнажается толща туфогенно-песчано-глинистых отложений верхнего мела мощностью более 3 км, которая распадается на три трансгрессивно и несогласно лежащие свиты: гинтеровскую (сеноман), барыковскую (нижний сенон) и корякскую (верхний сенон и даний?). В разрезе отсутствуют туронские и небольшая часть сантон-кампанских отложений; неясны характеристика и объем датских образований.

Магнетит и ильменит встречаются обычно в виде обломков. Очень редки частично окисленные зерна магнетита (с гематитом), еще реже отдельные зерна магнетита замещены гидроокислами железа. Ильменит встречается как в виде отдельных зерен (обломков), так и прорастаний в зернах титаномagnetита (магнетит в табл. 12), нередко лейкоксенизирован. Преобладающий размер обломков зерен составляет 10—40 мк и не превышает 150 мк. Пирит в подавляющем большинстве случаев химического происхождения и относится, главным образом, к стадии диагенеза.

В общем I_n весьма однородна, несмотря на присутствие туфового материала (рис. 14). Исключение составляют самые низы (пикульней-

Встречаемость рудных минералов (бухта Угольная, 45 шлифов)

Минерал	Туфы		Песчаник		Аргиллит, алевролит		Всего	
	N	R	N	R	N	R	N	R
Магнетит	2	3	9	5	3	1	14	9
Ильменит	1	4	11	7	3	1	15	12
Гематит	1	1	2	2			3	3
Лимонит		1	1	1			1	2
Лейкоксен	1	1				1	1	2
Пирит	5	6	14	6	3	2	22	14
Халькопирит		1	4	2	1	1	5	4

ская свита — валанжин) и самые верхи разреза (корякская свита), где много крупнообломочных туфов. Медиана I_n изменяется от 4,0 до 6,0; σ — от 3,6 до 4,8. В связи с большим количеством случаев изменений на-

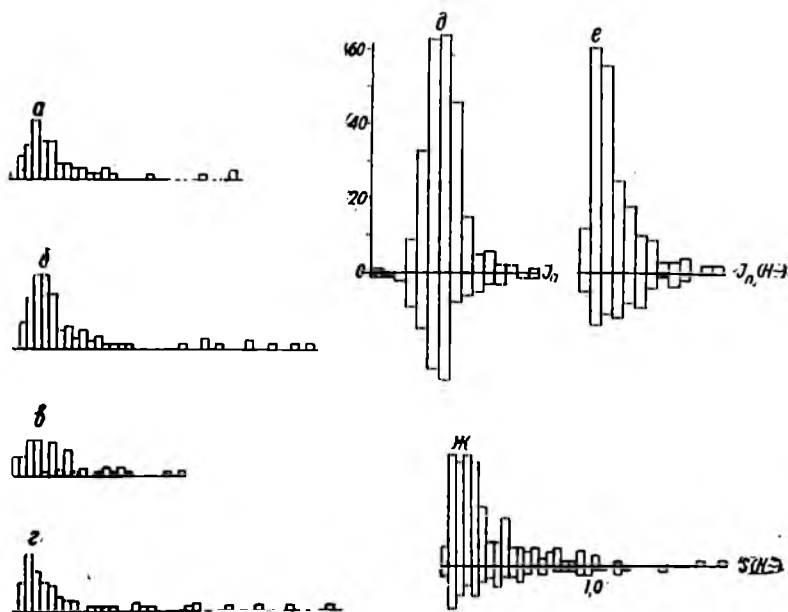


Рис. 14. Характеристики намагниченности пород бухты Угольной

I_n — а—г. а — тонко- и мелкозернистые туфы; б — аргиллиты и алевролиты; в — средне- и крупнозернистые песчаники, туффиты и туфы; г — тонко- и мелкозернистые песчаники; д — I_n N- и R-пород; е — I_n N- и R-пород. На позициях д и е интервалы I

в логарифмическом масштабе; ж — S N- и R-пород

правления I_n по сравнению с I_n в дальнейшем мы опираемся на данные I_n -чистки. У N-песчаников во всех свитах $K_{др} < K_{совр}$, то есть в N-песчаниках I_n^h , образованная после складчатости, играет заметную роль. При осреднении данных по свитам резко возрастает кучность, что подчеркивает роль доскладчатой компоненты I_n . Сходство направлений I_n ба-

рыковской и корякской свит и их отличие от D_R , J_R гинтеровской свиты обязано, вероятнее всего, изменению положения геомагнитного поля. В пользу этого говорит согласие в положении позднемелового полюса с другими участками северо-востока Азии, а также ориентировка «длинных частиц» (рис. 15, табл. 13). Отсутствие явных признаков локального и регионального метаморфизма наряду со слабыми видимыми изменениями ферромагнитных минералов позволяет предположить возможную сохранность доскладчатой и даже детритной I_n^0 , точнее ее стабильной части. Неясно пока, в какой степени нам удалось выделить последнюю, если учесть наличие большого количества магнитно не-

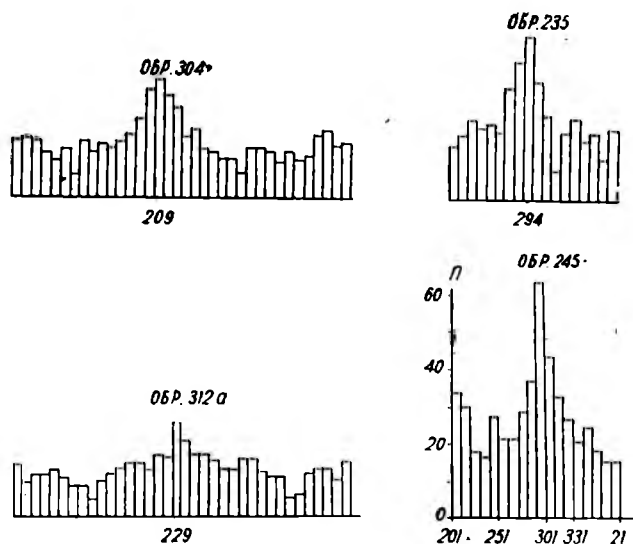


Рис. 15. Примеры гистограмм ориентировки «длинных частиц» образцов корякской (№ 304, 312а) и пекульнейской (№ 235, 245) свит

стабильного материала в породах. Так, I_n, \sim_n уменьшается по сравнению с I_n в среднем в 5—10 раз (рис. 14). В связи с этим отмечается большой разброс направлений I_n .

В отложениях бухты Угольной явно преобладает прямая полярность I_n, \sim_n . В основании гинтеровской свиты спорадически отмечаются точки с I_n, \sim_n обратной полярности, не образующие единой зоны. В средней части коньяка выделяется частично перемагниченная (?) R-зона. Выше, до верхних горизонтов корякской свиты (поздний маастрихт) только изредка встречаются R-образцы. В верхних горизонтах корякской свиты выделяется палеомагнитная R-зона продолжительностью 0,5 млн. лет; ниже нее серия «выскоков» R-полярности на фоне N-полярности (зона неустойчивой полярности). Такие «выскоки» обладают относительно высокой S_n . В общем N- и R-породы разреза не имеют принципиальных различий. Знак I_n, \sim_n не коррелируется с общим составом пород, особенностями ферромагнитных минералов, их количеством, составом, размерами зерен, происхождением (табл. 13); они также не различаются распределением I_n , I_n, \sim_n и S_n (рис. 14).

Участок Пенжинская губа. На восточном побережье Пенжинской губы и по ряду рек, впадающих в нее с востока, обнажается туфогенно-

Статистические характеристики направления $I_n \sim H$ (бухта Угольная)

Свита, возраст	Порода	N-полярность				R-полярность			
		n	D _R	J _R	K	n	D _R	J _R	K
Корякская, кампан-ма- астрихт	Мелкозерни- стый туф	9	222 221	56 82	11,4 13,5	8	241 239	—68 —42	5,6 5,8
	» Алевролиты	5	276 13	72 66	6,65 7,3	3	221 219	—63 —31	4,45 4,75
	» Мелкозерни- стый песча- ник	14	230 339	60 79	5,88 8,23	6	242 232	—59 —33	14,3 8,6
	» Среднезер- нистый пес- чаник	6	245 339	66 79	10,0 16,6				
	» «длинные частицы»	2	209, 229						
Барыков- ская, конь- як-сантон	Туфы	18	228 6	77 65	2,64 2,64	5	143 166	—52 —32	3,7 2,86
	» Алевролиты, аргиллиты	34	246 333	62 61	3,12 2,75	7	79 154	—80 —74	2,04 1,62
	» Песчаники	38	243 347	70 81	3,89 4,43	5	286 240	—78 —54	10,0 6,7
Гинтеров- ская, сено- ман	Туфы	5	191 175	62 75	6,15 6,15				
	» Алевролиты, аргиллиты	4	157 119	66 83	6,52 4,1				
	» Песчаники	26	53 40	81 66	4,31 5,05	9	33 34	—45 —56	3,72 4,44
Пекульней- ская, ниж- ний валан- жин	Тонкое пере- слаивание туфоалевро- литов и песча- ников	4	292 317	68 66	11,1 8,85				
	» «Длинные частицы»	2	296, 294						
Корякская свита	Сумма четы- рех групп пород	4	239 346	65 82	46,15 35,3				
Барыков- ская свита	Сумма трех групп пород	3	241 348	70 70	100,0 38,6				
Гинтеров- ская свита	Сумма трех групп пород	3	165 90	75 86	18,8 16,7				

алевролито-песчаниковая толща позднемелового возраста, изученная М. А. Пергаментом и В. П. Похиалайненом. Отобранных в этих обнажениях образцов недостаточно для палеомагнитной стратиграфической характеристики разреза, но они использованы для определения положения геомагнитного полюса. Возраст пород обоснован богатыми сборами фауны, в частности аммонитов. Здесь представлены: сеноман, поздний турон-коньяк, сантон-маастрихт.

По магнитным характеристикам породы подобны таковым бухты Угольной; благодаря большому содержанию туфового материала I_n пород — особенно туфопесчаников, туфов, песчаников — часто превышает 20,0.

Направление I_n зависит от элементов залегания пород, и эта зависимость резко уменьшается для $I_{n,\sim}$, $I_{n,T}$. Судя по этому факту и соотношению $K_{др} > K_{совр}$, $I_{n,\sim}$ и $I_{n,T}$, по всей вероятности, образовалась до складчатости. Число образцов с R-полярностью невелико. Большая их часть относится к слоям с *Inoceramus patootensis*, *Pachydiscus paumotani*.

Таблица 14

Статистические характеристики I_n , $I_{n,\sim}$, $I_{n,T}$ (Пенжинская губа)

Вид чистки	n	D_R	J_R	K
Временная компенсация	73	272	65	4,8 6,0
Н-чистка	50	20	68	3,27 2,0
»	5	200	—53	1,22
Т-чистка	10	61	75	11,1 6,0

Остров Сахалин. Наиболее полный разрез вскрывается в бассейне р. Найбы; здесь преобладают терригенные песчано-глинистые отложения большой мощности (свыше 3 км), содержащие многочисленные палеонтологические остатки. Подробная характеристика сеноманских отложений опубликована М. А. Пергаментом (1966). Туронская часть толщи выделяется по находкам в нижней трети разреза быковской свиты (турон — сантон) характерных крупных иноцерамов и аммонитов. Значительная часть коньякских отложений (кроме верхов — слои с *Inoceramus mihoensis* и др.) приходится на интервал плохой обнаженности. В сантонской части разреза собраны *Inoceramus paumotani*, *Pachydiscus* и др. Верхнесенонские отложения резко отличны, это, главным образом, крупно-грубозернистые туфопесчаники, залегающие базальными конгломератами на размытой поверхности быковской свиты. В пачках более тонкозернистых пород содержится обильная фауна кампан-маастрихта. Верхняя часть разреза фауны не содержит; в районе пос. Синегорск она рассматривается как переходная от мела к палеогену (синегорские слои; Калишевич, Посыльный, 1958). Породы мела трансгрессивно перекрываются угленосными отложениями палеогена (нижнедуйская свита).

Магнетит и ильменит имеют преимущественно обломочное происхождение. Ильменит чаще встречается в виде отдельных зерен, реже в виде выделений в титаномagnetите; местами слабо лейкоксенизируются.

Таблица 15

Встречаемость рудных минералов (о. Сахалин)

Материал	Песчаник		Алевролит		Аргиллит		Всего	
	N	R	N	R	N	R	N	R
Магнетит	8	1	1				9	1
Ильменит	4	2	2		1		7	2
Гематит	4	1	1				5	1
Лимонит	3				1		4	
Лейкоксен	1		1				2	
Пирит	8	3	2		1	1	11	4

ван. Пирит обычно связан с процессами диагенеза. Остальные минералы связаны с изменениями вышеупомянутых. Образцы, содержащие магнетит, имеют относительно повышенную I_n : $4 \leq I_n \leq 42$, в среднем 16,5 (7 шлифов); у образцов, где преобладают ильменит и др., $I_n \leq 6,0$ и в среднем 4,0 (11 шлифов). По группам пород I_n мало различается (рис. 16): среднезернистые песчаники — $Me=5,7$ и $\sigma=16,2$, мелкозернистые — $Me=4,2$ и $\sigma=3,3$, тонкозернистые — $Me=3,7$ и $\sigma=2,1$; алевролиты — $Me=4,1$ и $\sigma=1,8$; аргиллиты — $Me=3,5$ и $\sigma=2,1$; глинистые и

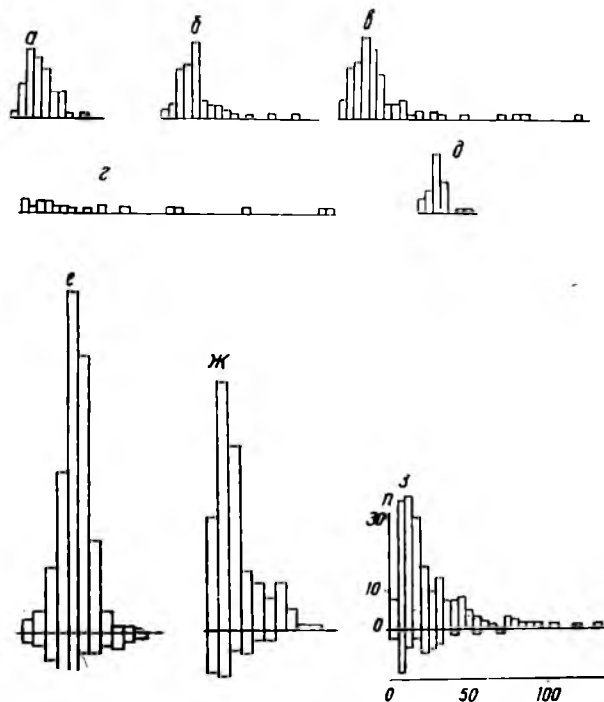


Рис. 16. Характеристики намагниченности пород острова Сахалин
 I_n — а—д. а — аргиллиты; б — алевролиты; в — тонко- и мелкозернистые песчаники; г — среднезернистые песчаники; д — кремнисто-глинистые конкреции; е — I_n N- и R-пород; ж — I_n N- и R-пород; е, ж — горизонтальный масштаб — логарифмический;
 S_N — S_N N- и R-пород

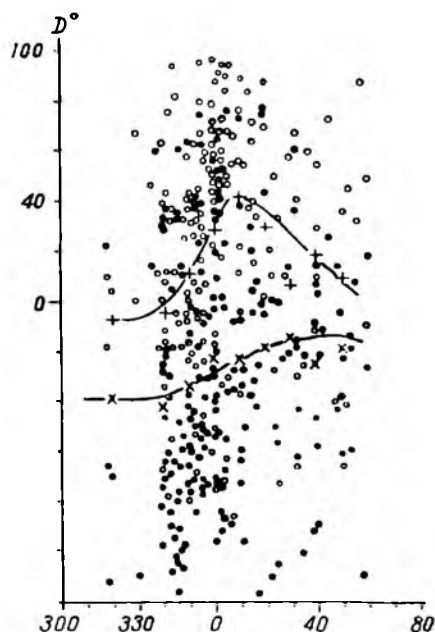
кремнисто-глинистые конкреции — $Me=2,5$ и $\sigma=0,9$. Такое распределение естественно, так как в конкрециях присутствие магнетита обломочного происхождения мало вероятно. Наиболее магнитные породы тяготеют к самым верхам меловых отложений на рр. Найбе и Синей. Это отражает приближение, а также изменение источников сноса материала, образующего позднемеловые осадки.

75% образцов имеют $S_N \leq 0,25$ ($\tilde{N} \leq 200$ э). При низких I_n , \tilde{N} и S_N естествен большой разброс направлений I_n , I_n, \tilde{N} . По сравнению с I_n направление I_n, \tilde{N} заметно меняется вплоть до случаев изменения полярности. В дальнейшем используются данные о направлении I_n, \tilde{N} .

Большой разброс направлений I_n, \tilde{N} привел к довольно низким значениям кучности, $K_{др} > K_{совр}$, для всех пород кроме песчаников. Это

говорит, с одной стороны, о заметной доле доскладчатой компоненты в $I_{n,\sim H}$, с другой — доля I_n^0 в песчаниках явно меньше I_n^h . D коррелируется с простиранием пород (рис. 17), причем в современных координатах D изменяется на 50° , в древних — на 25° . Такая закономерность не может объясняться присутствием стабильной I_n^h , так как в этом случае должен быть обратный эффект — отсутствие или уменьшение зависимости направления $I_{n,\sim H}$ в современных координатах от простирания

Рис. 17. Связь склонений $I_{n,\sim H}$ с простиранием осадочных пород. Остров Сахалин
Полые кружки — склонение $I_{n,\sim H}$ в современных координатах; залитые — в древних координатах. \times — эмпирическая кривая регрессии склонения $I_{n,\sim H}$ в древних координатах. $+$ — то же для современных координат



пород и заметная зависимость — в древних. Это свидетельствует о существенной доле доскладчатой компоненты в общей величине $I_{n,\sim H}$. Но направление I_n доскладчатого происхождения не должно зависеть от элементов залегания пород. Чтобы разобраться в этом вопросе, обратимся к данным об ориентировке «длинных частиц» (рис. 18). Разница между модой ориентировки «длинных частиц» и азимутом простирания пород изменяется от -10 до 20° (среднее 4°). Следовательно, «длинные частицы» испытали значительное выравнивание под действием тектонических дислокаций. В породах изученных разрезов зерен с удлинением более 1,5 меньше, чем близких к изометричным, поэтому при изменении азимута простирания пород на 90° D изменяется на 25° (рис. 17). Кривая регрессии имеет максимум (азимут простирания $35-40^\circ$) и слабо выраженный минимум (примерно 320°). Такой вид кривой регрессии согласуется с фактом наложения эффекта выравнивания «длинных частиц» на направление I_n^0 . Зона минимума на кривой регрессии (рис. 17) соответствует совпадению или близкому значению склонения доскладчатой I_n^0 . Осреднив результаты по 6 разрезам (табл. 16), мы получили D_R , совпадающее с зоной минимума на кривой регрессии (рис. 17).

Для проверки палеомагнитной стабильности I_n в висячем и лежащем (подвернутом) крыльях изоклиальной складки отобран ряд образцов (мелкозернистые песчаники). Средняя $S_{\sim H} = 0,1$ ($N = 110$ э). Несмотря на это, у большинства образцов выделяется доскладчатая $I_{n,\sim H}$: в висячем

Статистические характеристики направлений $I_{n,\sim}$ (остров Сахалин)

Порода	Воз- раст	n	D_R	J_R	K
Алевролиты, аргиллиты	Pg ₁ (низы)	9	315	54	7,15
Аргиллиты, алевролиты, глинистые конкреции	Сг ₂	56	331	56	5,8
Песчаники	»	56	29	56	8,1
			337	58	7,2
Разные породы	»	15	32	59	5,9
			248	—73	2,5
Сумма по 6 разрезам	»	6	273	—40	1,54
			321	57	23,8
			24	62	26,3

крыле $D=23^\circ$ и $J=30^\circ$ и опрокинутом $D=24^\circ$ и $J=37^\circ$. У одного из образцов I_n и после \sim -чистки сохранила полярность I_n^h . Данный пример подтверждает возможность выделения доскладчатой компоненты I_n . С другой стороны, несомненно присутствие перемангниченных образцов.

Если направление $I_{n,\sim}$ близко I_n^0 , мы вправе считать близкой к I_n^0 и полярность $I_{n,\sim}$. В пользу этого свидетельствует и то обстоятельство, что между породами положительной и отрицательной полярности нет

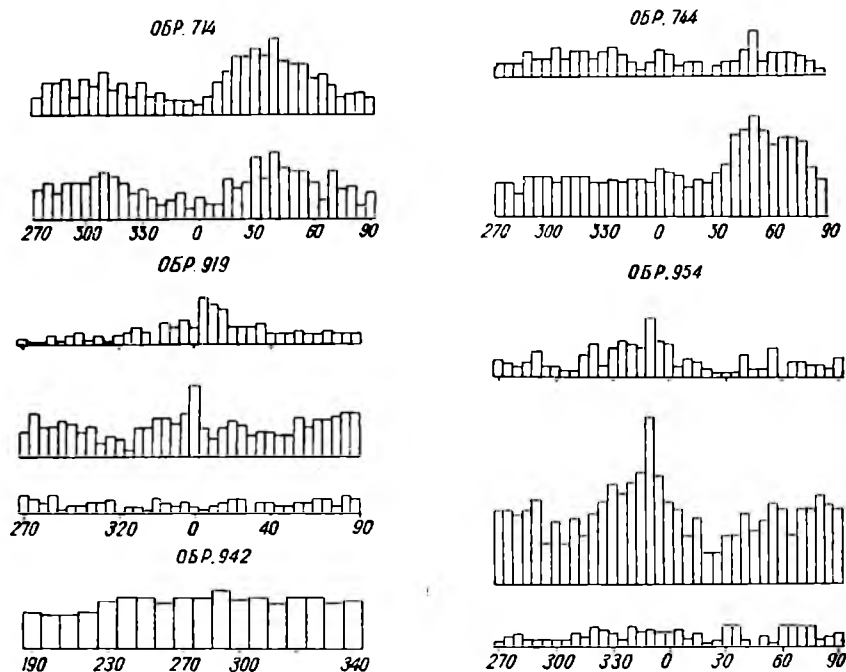


Рис. 18. Примеры гистограмм ориентировки «длинных частиц», о-в Сахалин. Верхние гистограммы — минералы обломочного происхождения (ильменит, магнетит); средние гистограммы — измененные, вторичные минералы, главным образом по первым (лейкоксен, гематит, гидроокислы железа); нижняя гистограмма — конкреция, преобладает пирит. Азимуты простираания образцов: № 714 — 42° ; № 744 — 60° ; № 919 — 5° ; № 954 — 350°

принципиальных различий ни в составе ферромагнитных минералов (табл. 15), ни в литологических характеристиках, ни в распределении I_n , $I_n \sim$, S_{Σ} (рис. 16). В изученной части сахалинского разреза явно преобладают породы с N-полярностью, за исключением локальных «выскоков». Только в верхах разреза выделяются узкие интервалы, которые, возможно, являются палеомагнитными R-зонами: интервал в нижней части кампана продолжительностью 0,5—0,6 млн. лет и зона неустойчивой полярности в маастрихте—дании (?), которая отмечается в обнажениях по рр. Найбе и Синеи. Отложения палеогена обнажены слабо, в них отмечены образцы как положительной, так и отрицательной полярности I_n .

Обобщение результатов исследований

1. Положение виртуальных полюсов геомагнитного поля. Исходными для определения положения полюсов являются данные о направлении стабильной части I_n .

Палеозой (табл. 17). Любой из вариантов полюсов Хивача существенно расходится с евразийскими (Храмов, Шолпо, 1967; Krs, 1965)

Таблица 17

Координаты виртуальных полюсов (палеозой)

Участок, порода, метод обработки	№ полюса	Возраст	Направление I_n , $I_n \sim$					Координаты	
			n	D_R	J_R	K	α_{95}	широта, °	долгота, °
Хивач, алевролиты	1	P_2	12	39	52	30,6	8	52	279
поправка $J_R + 10^\circ$	2	»		39	62			60	272
D_R — по «длинным частям»	3	»		58	62			52	250
Умкувеем	4	»	39	18	—78	2,97	16	42	156
Умкувеем, обращение	5	»		221	67			30	135

и североамериканскими данными (Irving, 1964; Wells, Verhoogen, 1967), тогда как полюса 4 и 5 (р. Умкувеем) близки известным данным по Евразии.

Триас (табл. 18). Полюса 2, 3, 5 и 9 имеют хорошую сходимость. Полюс 3, 4, вычисленный по направлению I_n хемогенных пород, согласуется с полюсом 2, который определен по обломочным породам с учетом поправки $J_R + 10^\circ$. Это, очевидно, отражает различия в природе I_n . Менее стабильно положение полюса на участке Финиш. В общем все варианты положения триасового полюса и среднее его положение резко отличаются от полюса триаса по евразийским и североамериканским данным и согласуются с пермским полюсом участка Хивач. По отношению к последнему полюс закономерно сместился примерно на 20° к западу. Приблизительно такое же смещение по дуге большого круга претерпевает средний полюс Евразии.

Для совмещения триасового и пермского полюсов Омолонского массива с евразийским и умкувеевским достаточно «повернуть» Омолонский массив примерно на 100° , то есть допустить, что в относительно короткий промежуток времени, падающий на конец триаса — начало юры, Омолонский массив или южная и центральная его части повернулись на 100° против часовой стрелки. Судя по плавному изменению направления $I_n \sim$ в разрезе нория — лейаса участка Финиш, процесс по-

Координаты виртуальных полюсов (триас)

Участок, порода, метод обработки	№ по- люса	Воз- раст	Направление $I_{n, \sim H}$					Координаты	
			p	D_R	J_R	K	α_{95}	ши- рота, °	дол- гота, °
Хивач; аргиллиты,	1	T_{1-3k}	15	53	60	3,8	23	52	258
алевролиты									
поправка $J_R + 10^\circ$	2	»		53	70			62	241
известняки	3	»	15	60	69	7,0	15	58	238
разные породы	4	»	5	243	-72	3,6	48	60	230
обращение	5	$T_{3n+г?}$	22	61	70		10	58	235
Финиш; сумма пород	6	T_{3k}	33	15	63	5,2	12	68	311
мода $D; J_R + 10^\circ$	7	»		25	73			75	260
обращение	8	»		24	83			76	184
сумма пород, об- ращение	9	$T_{3n+г}$	71	54	72	4,0		63	240

ворота был не скачкообразным, а постепенным, со средней скоростью менее 1° за 50 000 лет. Заметное расхождение позднепалеозойских палеоширот на участках Хивач и Умкувеем говорит о возможном участии в поступательных движениях (к югу) блоков Омолонского массива.

Таким поворотом и «вдавливанием» можно объяснить следующее: дискордантность разломов фундамента Омолонского массива (северо-восточное простирание) главному — северо-западному — тектоническому направлению Верхояно-Чукотской складчатой области; существование узких глубоких прогибов с юго-запада Омолонского (Сугойский прогиб) и Колымского (Инъяли-Дебинский) массивов; разворот против часовой стрелки структур юго-восточной окраины Яно-Колымской складчатой системы; образование «клина» Олойской впадины и Березовской зоны.

Если с юго-запада поворачивавшегося и двигавшегося в югу (?) блока происходило сжатие пород, то с северо-востока, где происходило растяжение, в образовавшиеся крупные расколы хлынули магматические массы. Наконец, подобные смещения неоднократно описаны в литературе (Irving 1964; Hilten, Zilderveld, 1966; Krs, 1966; Kienzie, Scharon, 1966; Sasajima, Shimada, 1967; Ржевский, 1966 и др.). По мнению ряда исследователей, происходит смещение против часовой стрелки в целом Тихого океана относительно окружающих континентов. С этим согласуется смещение полюса позднего мела бухты Угольной относительно Пенжинской губы, раннемелового полюса бухты Угольной относительно других, расположенных во внешней зоне Тихоокеанского пояса. В общем, несомненно закономерное смещение направления I_n пород различного происхождения, разобщенных в пространстве и времени, но объединенных приуроченностью к молодым складчатым поясам. Пока наиболее приемлемое объяснение — повороты тектонических блоков и их смещения.

Юра (табл. 19). Полюса определены по осадочным, метаморфическим и магматическим породам. Совпадение роев точек полюсов Северо-Востока Азии с данными по Евразии, Северной Америке позволяют предполагать, что, несмотря на большой разброс, средние направления $I_{n, \sim H}$ близки направлению геомагнитного поля времени образования юрских осадков.

Координаты виртуальных полюсов (юра)

Участок, метод обработки	№ полюса	Возраст	Направление $I_p \sim H$					Координаты	
			p	D_R°	J_R°	K	α_{95}	широта, °	долгота, °
Финиш; мода $D, J_R + 10^\circ$ обращение	1	J_1	23	30	64	5,3	14	66	282
	2	»		10	71			80	305
Старт; обращение	3	»	70	24	80	2,5	20	82	170
	4	J_2	24	213	76	4,0	30	40	140
Пеженка, контакты с базальтами базальты, туфы; обращение	5	$J_3?$	3	256	-72	7,7	15	46	113
	6	»	13	58	84	5,0	40	70	195
Хивач, некк	7	$J_2-3?$	12	298	77	11,0		64	103
Умкучеем, сиениты	8	»	7	293	81	6,7		67	124

Среднее положение полюса: лэйас (полюса 2, 3, таблица 19) — широта 81° , долгота 238° ; доггер-малым (полюса 4—8) — широта 60° , долгота 135° . По средним координатам видно значительное смещение виртуального полюса в промежутке времени от триаса до средней юры, аналогичное смещение среднего полюса Евразии и Северной Америки.

Мел (табл. 20). Здесь изучены терригенно-вулканогенные отложения, породы, подвергшиеся региональному и контактовому метаморфизму, изверженные породы. У терригенных пород I_p° , по всей вероятности, имеет ориентационное происхождение, поэтому введение поправки $J_R + 10^\circ$ заметно повышает кучность положений полюсов (табл. 20), чего не наблюдается у других групп пород.

Ранневаланжинский полюс занимает крайнее западное положение среди меловых и наиболее близок к рою средне-позднеюрских полюсов. Ему близко положение раннемелового полюса Приморья (Власов, Попова, 1963). Остальной рой полюсов сконцентрирован на небольшой площади. Средние координаты: $S_{T1-2} = 56^\circ$ с. ш., 156° в. д., сенон — 64° с. ш., 172° в. д. Эти данные близки среднему положению позднемелового полюса для Евразии и Северной Америки (Sasajima, Shimada, 1966 и др.), что подчеркивает надежность определения и говорит об относительной стабильности территории северо-востока Азии.

Заметно отличается положение виртуального полюса для Южного Сахалина (табл. 20; 20—22). Однако, рассчитав наклонение I_p° (Тропин, Коваленко, 1966), мы получаем положение полюса 23, не столь резко отличающееся от остальных.

Хорошее соответствие юрских и меловых виртуальных полюсов Северо-Востока Азии соответствующим данным по Евразии и Северной Америке позволяет использовать палеомагнитные характеристики по отдельным разрезам, пачкам, магматическим телам и т. п. для оценки возраста мезозойских (начиная с юры) и кайнозойских образований по крайней мере с точностью до периода. Палеомагнитные данные по Северо-Востоку Азии не противоречат палеоклиматическим; от позднего палеозоя до мела наблюдается тенденция к похолоданию. Палеошироты: пермь — $43-68^\circ$; средняя — 55° ; триас — $53-76^\circ$, средняя — 59° ; юра — $56-72^\circ$, средняя — 67° ; ранний мел — 67° ; поздний мел — $76-89^\circ$, средняя — 82° .

2. Предварительная палеомагнитная шкала мезозоя.

Несколько определений, необходимых для этого раздела:

а) палеомагнитная зона — непрерывная во времени последователь-

Координаты виртуальных полюсов (мел)

Участок, порода, обработка	№ полюса	Возраст	Направление $I_n, \sim, I_{n,T}$ H					Координаты полюсов	
			n	D _R	J _R	K	α_{95}	ши- рота, °	дол- гота, °
Угольная	1	Валан- жин	4	292	68	11.8	29	57	79
Угольная JR + 10°	2			292	78			62	130
Вилига, диабазы	3	Cg ₁ —2	4	92	84	25.0	23	60	180
Вилига, измененные осадочные породы J ₂ , восточное крыло	4	»		30	85			70	171
западное крыло	5	»		115	78			46	184
Угольная. Гинтеров- ская свита, JR + 10°	6	сеноман	3	165	75	18.8	31	36	188
Барыковская и	7	»		165	85			53	183
Корякская свиты, JR + 10°	8	сенон	2	240	68	55.6		34	139
обращение	9	»	2	240	78			47	149
Пенжинская губа	10	»		274	85			61	158
Пенжинская губа JR + 10°	11	Cg ₂	10	61	75	11.1	15	61	225
	12	»		61	85			64	184
Хивач, породы, метаморфизованные ли- паритами	13	Cg ₂ ?	4	147	83	50.0	13	51	171
Вилига, песчаники J ₃ метаморфизован- ные гранитами	14	Cg ₁ —2?	20	225	88	27.2	6	60	150
Пеженка, метаморфи- зованные породы J ₃	15	»	6	238	83	10.5	22	58	140
Умкувеем, метаморфи- зованные гранитами	16	Cg ₂ ?	2	146	88			63	170
Cg ₁ породы; обра- щение:	17	»	4	169	—88	30.0	17	68	164
метаморфизован- ные эффузивно- осадочные поро- ды D ₃ —P ₁ ?	18	»		28	89			66	166
	19	»	2	60	86	200.0		67	183
Сахалин	20	Cg ₂	6	321	57	23.8	14	62	45
Сахалин JR + 10°	21	»		321	67			65	75
Сахалин, обращение	22	»		338	68			75	78
Сахалин J ₂ определено по формуле									
$\sin(J_R - \varphi) = \frac{n}{1-n} \times$ $\times \sin(\varphi - \theta)$ $\varphi = 57^\circ; n \approx 0,4;$ $\theta \approx 15^\circ$									
	23	»		321	84			56	131

ность горных пород с одинаковым знаком полярности I_n^0 ; б) палеомагнитная эпоха — временной аналог зоны; в) зона неустойчивой полярности — интервал непрерывной во времени последовательности горных пород с одинаковым знаком полярности I_n^0 , на фоне которой выделяются многочисленные, но локальные значения I_n^0 противоположной полярности. Как видно из определения, зона неустойчивой полярности — термин довольно свободного пользования и применим там, где выделение и корреляция отдельных палеомагнитных зон не представляется возможной. Выделение «эпизодов» (events) в мезозое пока не имеет смысла; г) одновременными можно назвать события или процессы, происходившие в течение промежутка времени, не превышающего времени ин-

версии геомагнитного поля, либо начало и конец двух или нескольких процессов совпадают с точностью до времени инверсии.

Задача выделения палеомагнитных зон не требует строгой оценки направления I_n , но требуется доказательство соответствия знака I_n знаку полярности геомагнитного поля времени образования породы. Ни один физический метод не решает пока этого вопроса однозначно. Более надежны геологические критерии, особенно корреляция одновременных палеомагнитных зон по породам различного генезиса на больших территориях. Этот путь влечет за собой другую трудность — установление одновременности образования горных пород. Для последних 4—5 млн. лет такая корреляция успешно осуществляется благодаря удовлетворительной — до 3—5% точности калий-аргоновых определений. Однако при исследованиях мезозойских образований такой точности недостаточно: абсолютная величина погрешности определений (5—6 млн. лет) перекрывает продолжительность известных палеомагнитных эпох более чем в десять раз. Пока палеомагнитные исследования опираются исключительно на палеонтологические данные, построения носят схематичный характер, тем более, что, как правило, палеомагнитные исследования ведутся в отрыве от стратиграфических. В результате трудно установить точность привязки к стратиграфическому разрезу объем охваченного палеомагнитными исследованиями интервала, его непрерывность, объем и положение отдельных палеомагнитных зон. Фактически при прочих равных условиях именно непрерывность во времени образования геологического объекта, например, толщи осадков, определяет точность палеомагнитной корреляции. Время инверсии геомагнитного поля, определяющее «узость» границы между разнополярными палеомагнитными зонами и соответственно точность возрастной корреляции, по всем оценкам меньше 0,1 млн. лет и не зависит от возраста пород. Вторичные изменения минералов и их магнитных свойств могут также привести к фиктивному изменению объема зоны, вплоть до их «исчезновения», к дроблению зон, фиктивному увеличению их числа. Для устранения таких возможных эффектов, наряду с тщательными физическими исследованиями, необходимо большое количество данных, постановка опорных палеомагнитно-стратиграфических исследований на обширной территории, чтобы для любого интервала геологического времени можно было провести межрегиональную и даже межконтинентальную корреляцию не менее чем по 5—10 опорным разрезам. Имеющиеся палеомагнитные данные позволяют в лучшем случае идентифицировать одновременные палеомагнитные зоны или серии сближенных во времени кратковременных зон. Точность оценки одновременности при такой корреляции не соответствует предложенному выше определению, которое является идеальным пределом, а будет зависеть от продолжительности палеомагнитной эпохи и не превысит ее при условии правильной идентификации одноименных зон в разных разрезах.

Исходя из имеющихся данных сделана попытка провести палеомагнитную корреляцию разрезов мезозоя Северо-Востока Азии и других регионов.

Для общей увязки палеомагнитно-стратиграфических данных используется единая геохронологическая шкала и в первую очередь учтены радиологические данные по глауконитам и другим минералам осадочных пород, где имеется увязка со стратиграфо-палеонтологическими данными (Афанасьев и др., 1964; Пергамент, 1967). Естественно, мы не исключаем ошибок, возможность которых может быть вызвана неточностями корреляции местных стратиграфических схем с единой

шкалой. При отсутствии абсолютных датировок границ между ярусами возраст их приближенно определен интерполяцией: интервал времени между двумя надежно датированными границами разделен на равные части пропорционально количеству ярусов.

Палеомагнитным R-зонам даны местные географические наименования с учетом приоритета их открытия.

Ряд палеомагнитных R-зон, выделенных на Северо-Востоке Азии, коррелируется с R-зонами других регионов (рис. 19). Их объем и положение границ по разным данным точно не совпадают. Беринговская зона коррелируется с японскими данными. Положение кульджинской зоны от региона к региону несколько меняется, что связано, главным образом, с неточностью стратиграфической привязки. В пределах Ферганского хребта положение R-зоны определено как нижний сенон. Коррелируя данные по позднему мелу, Сасаджима и Шимада (1966) почему-то «подняли» зону до середины сенона, куда поместили и выделенную ими R-зону, обоснование возраста которой не более точно, чем у А. Н. Шмелевой. На рис. 19 сохранено положение зоны, которое предполагают Сасаджима и Шимада (по их разрезу), но в сводной колонке эта зона не выделена, так как она коррелируется с кульджинской. Неизвестно точное положение R-зоны, выделенной в вулканической толще верхнего мела Монтаны. Верхняя возрастная граница определяется по калий-аргоновому возрасту прорывающих толщу интрузий (62—81 млн. лет); вероятно, эффузивы не моложе первой половины сantonа. Предположительно эта зона коррелируется с кульджинской.

Две слабо выраженные (особенно нижняя) R-зоны в барреме участка Умкувеем, носящие реликтовый характер на фоне заметного перемагничивания пород, вероятно, являются единой чагыльской зоной, а зона в основании готеривских отложений сопоставляется с ширабадской.

На севере Сибири и в Средней Азии в нижнем валанжине устанавливается чередование N- и R-зон (три R-зоны, по Г. А. Поспеловой), объединенных пока в северо-сибирскую зону неустойчивой полярности. С одной из упомянутых R-зон, видимо, коррелируется R-зона участка Пеженка (низы мела, внедрение силла), Мангышлака—Туаркыра и Гиссарского хребта (верхи юры, по Абдуллаеву, 1964).

В Средней Азии и Азербайджане выделяется R-зона в основании келловей. В аалене и среднем лейасе Средней Азии установлены R-зоны, не имеющие точной привязки, которые сопоставляются соответственно со стартовой и мазеру (и лево-кедонской) R-зонами. В южной Африке в разрезе стормбергских лав, средний возраст которых около 180 млн. лет, выделена R-зона (мазеру). Из-за отсутствия нижней границы этой зоны в разрезе не удалось сопоставить объемы ее и зоны Северо-Востока Азии (участок Старт).

Северодонецкая R-зона выделена на Русской платформе и на Северо-Востоке Азии, и в обоих случаях неуверенно.

Финишная зона неустойчивой полярности конца триаса прослеживается в разрезах Хивача и Финиша. Не исключено, что верхи разреза формации Чагуотер, где отмечается частое чередование пород N- и R-полярности, относятся к этой же зоне. Остальные зоны сводного разреза выделены по одному разрезу.

На основании изложенного можно заключить, что в мезозое преобладает положительная полярность геомагнитного поля. На нее приходится более 80% продолжительности мезозойской эры. На этом фоне выделяются около 20 палеомагнитных R-эпох. Продолжительность их не превышает 5 млн. лет, и в среднем составляет примерно 1,5 млн. лет.

Абсолютн. возраст (млн. лет)	Система		Ярус	Сводная палеомагнитная колонка мезозоя	
	Перм-ский	Юрский		Колонка	Названия палеомагн. зон обратной полярн.
70 ± 3 73 ± 3	Меловая	Верхний	Палеоцен		
			Датский		
			маастрихтский		Беринговская
			Кампанский		
			Сантонский		
			Коньякский		Кульджинская
			Туронский		
			Сеноманский		
			Альбский		Гатаньская
			Аптский		
105 ± 5 110 ± 5 115-120	Меловая	Нижний	Барремский		Нагильская
			Гатеривский		Широбадская
			Валаюкинский		
			Берригский		Северо-Сибирская.
			Волжский		
			Киммериджский		
			Оксфордский		
			Келловейский		
			Батский		
			Байосский		Поспеловская
137 ± 5 140 ± 6 147 ± 6	Юрская	Средний	Ааленский		Отартова
			Товарский		
			Домбровский		Мазери (Мазегц)
			Плуньбахский		Левон-кедонская
			Лютарингский		
			Силвер-Юрский		
			Гейттингский		
			Рэтский		Финишная
			Норийский		
			Карнийский		Водопадная
165 ± 5 177 ± 5 195 ± 5	Юрская	Средний	Ладинский		
			Анзизийский		Северо-Донецкая
			Оленекский		
			Ингский		
			Татарский		Нагорская
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
240 ± 6	Триасовая	Верхний	Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		
			Татарский		

Рис. 19. Сводная палеомагнитная колонка мезозоя

Залитые колонки — палеомагнитные R-зоны; заштрихованные — N-зоны; заштрихованные в клетку — зоны неустойчивой полярности; стрелка — отсутствует точная привязка; вопрос — выделение зоны не надежно

Намечается периодичность в чередовании интервалов «сгущений» и «разрежений» инверсий геомагнитного поля. Интервалы между «центрами сгущений инверсий» равны 40—60 млн. лет.

Предлагаемая схема, конечно, неполна. Возможно выделение зон, уточнение их положения и объема, «ликвидация» некоторых, но судя по имеющимся данным, принципиальная картина, видимо, не изменится.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. А. Палеомагнитные исследования нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Зап. Узбекистан). Кандидатская диссертация, 1964.
- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 3, Изд-во «Наука», 1964.
- Власов А. Я., Коваленко Г. В. Намагниченность искусственных и современных естественных осадков. Сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Изд. СО АН СССР, Красноярск, 1963.
- Власов А. Я., Попова А. В. Положение полюса в пермском, триасовом и меловом периодах по данным палеомагнитных исследований осадочных пород Приморья. Сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Изд. СО АН СССР, Красноярск, 1963.
- Пергамент М. А. Этапность развития иноцерамов в свете абсолютной геохронологии. Палеонтологический журнал, № 1, 1967.
- Поспелова Г. А., Ларионова Г. Я., Анучин А. В. Палеомагнитные исследования юрских и нижнемеловых осадочных пород Сибири. Геология и геофизика, № 9, 1967.
- Ржевский Ю. С. Результаты применения палеомагнитного метода для выявления сдвиговых смещений в Таджикской депрессии. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1966.
- Слауцитайс И. П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнепермских и триасовых отложений южного Приуралья и Прикаспийской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
- Тропин Ю. А., Коваленко Г. В. Учет ошибки наклонения при палеомагнитных исследованиях. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 9, 1966.
- Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Храмов А. Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм, Изд-во «Недра», 1967.
- Шмелева А. Н. Палеомагнитное изучение некоторых разрезов верхнемеловых отложений западных предгорий Ферганского хребта. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
- Briden J. C. Ancient secondary magnetisation in rocks. J. «Geoph. Res.», 70, N. 20, 1965.
- Chamalaun F. H. Origin of the secondary magnetisation of the Old Red Sandstones of the Anglo-Welsh cuvette. J. «Geoph. Res.», 69, N. 20, 1964.
- Fujiwara Y., Nagase M. Paleomagnetic studies of the cretaceous rocks in the Nemuro peninsula, Hokkaido, Japan. Chikyu kagaku, Earth sci., N. 79, 1965.
- Hanna W. F. Paleomagnetism of upper cretaceous volcanic rocks of Southwestern Montana. J. «Geophys. Res.», 72, N. 2, 1967.
- Hilt D. van, Zijlderveld J. D. Paleomagnetism and the Alpin tectonics of Eurasia. Tectonophysics, 3, N. 5, 1966.
- Irving E. Paleomagnetism and its application to the geological problems. J. Willy and sons, inc., 1964.
- Kienzle J., Scharon Le-Roy. Paleomagnetic comparison of cretaceous rocks from South Korea and late paleozoic and mesozoic rocks of Japan. «Geomagn. and Geoelectr.», 18, N. 3, 1966.
- Krs M. The basic elements of paleomagnetic geochronology. Sb. geol. ved., UG 5, 1965.
- Krs M. Paleomagnetic pole position for the lower triassic of East Slovakia (Czechoslovakia). Vestn. ustred. ústavu geol., 41, N. 4, 1966.
- Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. «Econ. Geol.», 61, N. 7, 1966.

- Picard M. D. Paleomagnetic correlation of units within Chugwater (triassic) formation, west-central Wyoming. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 48, N. 3, 1964.
 Sasajima S., Shimada M. J. Geol. Soc. Japan, 72, N. 10, 1966.
 Zijl van J. S. V., Graham K. W. T., Hales A. L. The paleomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa. Geoph. J. Roy. Astr. Soc., V. 7, N. 1, 1962.

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- I_n — естественная остаточная намагниченность пород (в данной работе после временной компенсации I_{rv}), в миллионных долях единицы СГСМ. Последнее относится и ко всем другим видам намагниченности, приводимым в статье.
 I_{rv} — вязкая остаточная намагниченность.
 I_n^o — первичная остаточная намагниченность, синхронная геологическому событию, например, образованию осадка, внедрению интрузии.
 I_n^h — вторичная компонента I_n .
 i_n — остаточная намагниченность зерна минерала.
 \tilde{H} -чистка — размагничивание образца в переменном магнитном поле.
 T -чистка — размагничивание образца нагревом или охлаждением.
 $I_{n,T}$ — часть I_n после T -чистки.
 $I_{n,\tilde{H}}$ — часть I_n после \tilde{H} -чистки.
 $S_{\tilde{H}}; S_T$ — характеристика магнитной стабильности; $S_{\tilde{H}} = \frac{I_{n,\tilde{H}}}{I_n}$; $S_T = \frac{I_{n,T}}{I_u}$
 Me — медиана I_n , $I_{n,\tilde{H}}$, $S_{\tilde{H}}$ и т. п.; σ — стандартное отклонение единичных измерений (определено по третьему квантилю $\sigma = \frac{3}{2} (Q_3 - Me)$).
 N, R — прямая и обратная полярность остаточной намагниченности.
 R -зона и N -зона — соответственно палеомагнитные зоны обратной и прямой полярности — I_n^o .
 $D, D_{n,\tilde{H}}$,
 $D_{n,T}$ — соответственно склонение I_n , $I_{n,\tilde{H}}$, $I_{n,T}$.
 $J, J_{n,\tilde{H}}, J_{n,T}$ — соответственно наклонение $I_n, I_{n,\tilde{H}}, I_{n,T}$.
 D_R, J_R — среднее склонение и наклонение по группе образцов, участку.
 α_{67} — угловая погрешность единичных измерений вектора.
 α_{95}, K — характеристики кучности векторов (статистика Фишера).