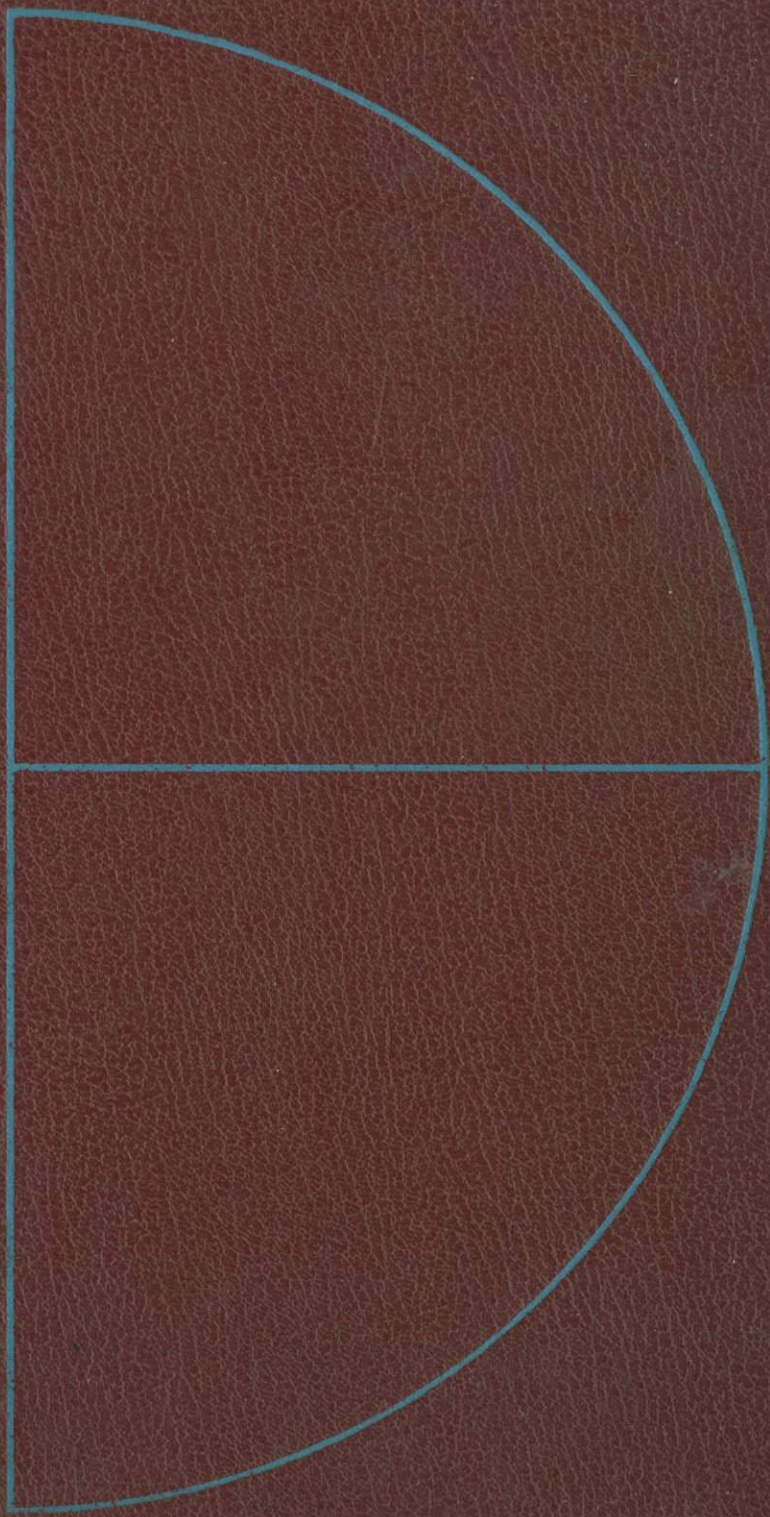


ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИЯ



ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИЯ

Под редакцией А. Н. Храмова

3788



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1982



Палеомагнитология/А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др.
Под ред. А. Н. Храмова.— Л.: Недра, 1982.— 312 с.

Книга представляет собой систематическое изложение основ палеомагнитологии, ее методов и приложений к геологии и геофизике.

Рассматриваются физические и геофизические явления, лежащие в основе палеомагнитологии, описываются современные методы и техника палеомагнитных исследований, излагаются результаты обобщения мировых палеомагнитных данных. Описывается морфология геомагнитных инверсий и палеовековых вариаций, рассматривается их ритмика в связи с процессами тектогенеза. Приводится и обосновывается магнитостратиграфическая шкала фанерозоя, анализируется проблема мировой палеомагнитной шкалы, рассматриваются принципы ее построения.

Большое внимание уделяется явлениям тектоники литосферных плит. Излагаются основы палеомагнитных методов исследования движений литосферных блоков и деформаций в складчатых поясах. На основе мировых палеомагнитных данных рассматриваются миграция полюсов, формирование и раскол суперконтинентов, деформации в Альпийско-Гималайском поясе, в пределах Урала и обрамления Сибирской платформы. Даются глобальные реконструкции для эпох палеозоя и мезозоя по палеомагнитным данным. В свете этих данных рассматриваются также история осадочных бассейнов, палеоширотное распределение полезных ископаемых, связь явлений тектоники плит и планетарной трещиноватости.

Приводится сводная таблица мировых палеомагнитных определений.

В заключение обращается внимание на некоторые нерешенные проблемы палеомагнитологии; к ним относятся метакронная намагниченность, напряженность древнего геомагнитного поля, время образования поля и его ранняя история, связь палеомагнетизма и гипотезы расширения Земли.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся палеомагнитными исследованиями, а также интересующихся вопросами геодинамики.

Табл. 16, ил. 118, прил. 1, список лит. 100 назв.

Авторы: А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова, С. А. Писаревский, И. А. Погарская, Ю. С. Ржевский, В. П. Родионов, И. П. Слауцитайс.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук проф. Д. М. Печерский (Ин-т физики Земли АН СССР).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Палеомагнитология — учение о магнитном поле Земли прошлых геологических эпох, возникшее на стыке ряда отраслей физики, геофизики и геологии, — в настоящее время представляет собой одну из наиболее активных «точек роста» науки о Земле. Палеомагнитология является самостоятельной научной дисциплиной со своей методикой исследований, определенными объектами изучения и областью приложения результатов.

Палеомагнитология изучает явления палеомагнетизма, т. е. геомагнитное поле геологического прошлого, закрепленное в своеобразных отпечатках этого поля — векторах естественной остаточной намагниченности горных пород. Исследуются распределение в пространстве и изменение во времени геомагнитного поля в геологическом прошлом, закономерности закрепления этого поля в горных породах и последующая история его отпечатков. Все эти явления находят приложение в изучении строения Земли, ее эволюции, а также в решении вопросов практической геологии. Задачи палеомагнитологии, таким образом, как и в других отраслях науки о Земле, делятся на прямые и обратные. Прямые связаны с исследованием геологической истории геомагнитного поля, обратные состоят в решении геологических вопросов на основе уже известных закономерностей распределения геомагнитного поля и его изменений во времени.

Палеомагнитные исследования имеют свою предысторию. Ее начало можно отнести к середине XIX в., когда было обнаружено явление термоостаточного намагничивания лав. За последующие 100 лет постепенно выяснилось, что носителями отпечатков древнего геомагнитного поля могут быть многие магматические и осадочные (обломочные и хемогенные) породы, и был установлен ряд фактов, истолкованных как свидетельства неоднократных инверсий (обращений полярности) геомагнитного поля и дрейфа континентов. Это способствовало возникновению повышенного интереса к изучению явлений палеомагнетизма и переходу от эпизодических работ к систематическим палеомагнитным исследованиям.

Проблема изучения геологической истории геомагнитного поля в СССР впервые была поставлена П. П. Лазаревым в 1924 г.,

и важные подготовительные работы были проведены еще в предвоенные годы. Собственно палеомагнитные исследования в СССР начались в 1953—1958 гг., когда впервые в мировой практике была решена одна из обратных задач палеомагнитологии — проведена палеомагнитная корреляция разрезов осадочных толщ. Становление палеомагнитологии как первой отрасли палеогеофизики превращает геофизику в науку историческую.

Важность проблемы палеомагнетизма можно легко понять, если принять во внимание, что непосредственные наблюдения геомагнитного поля охватывают очень малый, в геологическом масштабе — исчезающе малый, интервал времени. Между тем, как писал А. Е. Ферсман, «без истории нет истинной науки», и это в равной степени относится ко всем отраслям знаний, в том числе и к изучающим магнитное поле Земли. Только проследив геологическую историю геомагнитного поля, можно существенно продвинуть разработку физической теории геомагнетизма и решить вопросы, связанные с эволюцией недр Земли. Благодаря несомненной связи геомагнетизма с внутренним строением Земли и происходящими в ней процессами открытие и широкое исследование явлений палеомагнетизма по существу впервые дало возможность получать прямые, а не экстраполяционные данные о строении земных недр в прошлом. Именно этим обусловлено резкое возрастание роли науки о геомагнетизме в исследовании внутреннего строения и эволюции Земли.

Современный этап развития геологии в значительной степени проходит под знаком новой геотектонической гипотезы — тектоники подвижных литосферных плит, которая впервые в истории наук о Земле объединила такие фундаментальные геологические концепции, как рифтогенез, дрейф континентов, происхождение океанов, развитие геосинклиналей. Роль палеомагнитологии в выдвижении, разработке и обосновании гипотезы подвижных литосферных плит трудно переоценить. Действительно, первые же результаты систематических палеомагнитных исследований еще в 50-х годах послужили мощным толчком к возрождению мобилистских представлений, развитие которых и привело к разработке концепции подвижных литосферных плит. Правда, обе ее составляющие, а именно гипотеза дрейфа континентов и гипотеза разрастания океанического дна, возникли независимо от палеомагнитных данных. Однако только результаты палеомагнитных исследований подвели численную базу под эти гипотезы, открыли возможность количественно изучать явления дрейфа материков и разрастания океанического дна. Выяснились также перспективы применения палеомагнитных исследований для изучения горизонтальных движений других масштабов, а именно деформаций, связанных с формированием складчатых поясов и островных дуг, а также локальных складчатых структур.

Не меньшее значение имеют палеомагнитные исследования в приложении к решению задач геохронологии и стратиграфии, палеогеографии и структурной геологии, т. е. тех задач, которые

связаны с практическими вопросами прогнозирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и с геологическим картированием. Перспективы здесь зависят главным образом от разработки новой — палеомагнитной — стратиграфической и геохронологической шкалы, основанной на истории геомагнитного поля, и прежде всего истории его инверсий. Подобно тому как окаменелости и отпечатки организмов, живших миллионы лет назад, позволяют изучать историю развития органического мира, синхронизировать содержащие их пласты и определять геологический возраст этих пластов, «окаменелый геомагнетизм» — естественная остаточная намагниченность J_n горных пород — позволяет изучать историю магнитного поля Земли, синхронизировать содержащие отпечатки этого поля породы и определять их возраст. И подобно тому как окаменелость или отпечаток организма не есть сам организм, направление вектора J_n в общем случае еще не есть направление вектора геомагнитного поля в эпоху и в месте образования породы, а модули этих векторов связаны сложными соотношениями, зависящими от многих факторов.

Естественная остаточная намагниченность горной породы в общем случае включает целый ряд составляющих, возникших в разные моменты геологического бытия породы и в разной степени разрушенных к настоящему времени. Только в случае изотропных слабомагнитных пород и отсутствия самопроизвольного обращения присущей им намагниченности эти составляющие должны совпадать по направлению с геомагнитным полем времени их образования. Между тем для решения и прямых и обратных задач палеомагнитологии требуется ответить по крайней мере на два вопроса: найти элементы земного магнетизма и отнести эти элементы к определенному геологическому времени (или к определенному этапу жизни породы). Кроме того, часто бывает необходимо установить палеогеографические координаты точки современного наблюдения и ориентацию палеогеографического меридиана в данной точке. Отвлекаясь пока от этого вопроса, можно сказать, что проблема заключается в выяснении физического и геохронологического смысла тех компонент естественной остаточной намагниченности горных пород, которые выделяются в процессе лабораторных исследований и разных приемов статистической обработки.

При интерпретации полученных таким образом палеомагнитных данных, которые представляют собой совокупности векторов естественной остаточной намагниченности, «очищенной» от нестабильных компонент, в качестве исходной принимают модель, базирующуюся на фундаментальных допущениях, которые обычно называют основными гипотезами палеомагнетизма; этих гипотез три.

1. Горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их образования (гипотеза фиксации).

2. Приобретенная первичная намагниченность сохраняется (хотя бы частично) в породе в геологическом масштабе времени и может быть выделена из суммарной многокомпонентной естественной остаточной намагниченности породы (гипотеза сохранения).

3. Геомагнитное поле, осредненное за любые промежутки времени порядка 10^5 лет (кроме эпох инверсий), является полем диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по ее оси вращения (гипотеза центрального осевого диполя).

Справедливость двух первых гипотез не столь очевидна, как кажется на первый взгляд. Множество разнообразных физических условий и процессов способны нарушить соответствие между древним полем и той компонентой намагниченности породы, которая обычно считается первичной намагниченностью. Возникновение этой намагниченности не в эпоху образования породы, а несколько позднее (в результате, например, выпадения окислов железа), влияние течений при образовании осадка или движений застывающей лавы, эффект уплотнения осадков, статических и динамических нагрузок и, наконец, полное замещение первичной намагниченности породы вторичными компонентами — вот источники погрешностей, вносимых в палеомагнитные данные.

Если первые две гипотезы обязательно должны проверяться почти в каждом палеомагнитном исследовании (для каждого типа пород) и речь идет главным образом о том, каков уровень возмущений, вносимых перечисленными факторами, то гипотеза центрального осевого диполя представляет собой типичную геофизическую проблему, которая решается только путем обобщения мировых палеомагнитных данных и проведения специальных исследований для конкретных эпох геологического прошлого.

Сложность и многообразие задач, которые необходимо решать в ходе любого палеомагнитного исследования, новизна палеомагнитологии как научной дисциплины и ее пограничное положение на стыке геологии с физикой и геофизикой, обязательное применение сопоставимых методик работ, без чего практически невозможны сравнение данных и анализ их достоверности, — все это обусловило актуальность создания книги, объединяющей изложение основных принципов и методов палеомагнитологии с обзором полученных результатов и общими рекомендациями по проведению палеомагнитных работ.

Единственная монография такого рода на русском языке — «Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии» [48] — вышла в 1967 г. и в условиях быстрого развития палеомагнитологии в значительной степени устарела. То же самое можно сказать о классической работе Э. Ирвинга «Палеомагнетизм и его приложение к геологическим и геофизическим проблемам» [75], сборнике «Методы палеомагнетизма» [87] и книге М. Мак-Элхинни «Палеомагнетизм и тектоника плит» [82], которые были опубликованы на английском языке в 1964—1973 гг. Вышедшие позже монография «Методы

палеомагнитных исследований горных пород» [1973 г.] и сборники «Дрейф континентов» [1976 г.], «Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит» [1977 г.] и другие книги, хотя и посвящены важным проблемам палеомагнитологии и смежных дисциплин, не заполнили образовавшийся пробел; к тому же все эти книги стали сейчас библиографической редкостью. В книге Б. М. Яновского «Земной магнетизм» [53] имеется небольшая глава о палеомагнитологии и ее приложениях. Для исследователей, работающих в этой области, изучение этого материала весьма полезно, но явно недостаточно.

При составлении предлагаемой читателю книги авторы учитывали, что вопросы магнетизма горных пород детально изложены в монографии Т. Нагаты «Магнетизм горных пород» [29], книге Б. М. Яновского [53], работе «Магнетизм и условия образования изверженных горных пород» [25], книге Л. Е. Шолпо «Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач» [51]. Поэтому при изложении основ палеомагнитологии главное внимание было уделено их геофизическим аспектам, раздел о магнетизме горных пород ограничен описанием только наиболее важных явлений без обсуждения непосредственных приложений магнитных свойств горных пород к геологии (кроме палеомагнетизма); материал инструктивного характера также сведен к минимуму.

Книгу написали: предисловие — А. Н. Храмов, гл. 1 — С. А. Писаревский и А. Н. Храмов, гл. 2 — Р. А. Комиссарова, И. А. Погарская, Ю. С. Ржевский и А. Н. Храмов, гл. 3 — Р. А. Комиссарова, С. А. Писаревский, И. П. Слауцитайс, В. П. Родионов и А. Н. Храмов, гл. 4 — А. Н. Храмов, гл. 5 — Ю. С. Ржевский и В. П. Родионов, гл. 6 — Г. И. Гончаров, гл. 7 — Р. А. Комиссарова, И. А. Погарская и А. Н. Храмов, приложение составлено всеми авторами совместно. Н. Н. Форш (ВНИГРИ) написал специально для этой книги раздел 5.3, М. А. Певзнер (ГИН АН СССР) — разделы 3.1.6 (частично) и 3.4.1, Д. М. Печерский (ИФЗ АН СССР) — разделы 3.2.3, 3.2.5 (частично) и 3.2.6. Д. М. Печерский, Г. З. Гурарий и М. Л. Баженов (ГИН АН СССР) просмотрели рукопись и сделали ряд замечаний и исправлений. В подготовке книги кроме ее авторов участвовали Э. П. Осипова и М. Т. Немова (ВНИГРИ). Авторы выражают глубокую признательность всем участникам работы.

ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН,
ПРИНЯТЫЕ В ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ

Намагниченность горных пород:

- J_n — естественная остаточная,
 J_n^S — начальная,
 J_n^0 — первичная (часть начальной J_n^S , сохранившаяся до настоящего времени),
 J_n^h — вторичная,
 J_n^a — древняя,
 J_n^m — метасинхронная, или древняя вторичная,
 J_n^r — реликтовая,
 J_n^c — синхронная,
 $J_{nh}, J_{nt}, J_{nc}, J_{nc}$ — характерная (компонента намагниченности J_n , оставшаяся после соответствующей чистки),
 J_{nv} — вязкая,
 J_i — индуктивная,
 J_r — нормальная остаточная,
 J_{rt} — термоостаточная,
 J_{rc} — химическая,
 J_{ro} — ориентационная,
 J_s — насыщения,
 J_{rs} — остаточная насыщения,
 J_{ri} — идеальная (безгистерезисная),
 J_{rv} — вязкая,
 $J_{T,H}^2, J_{rpt}$ — парциальная термоостаточная;

H_T — полный вектор напряженности геомагнитного поля;

H — постоянное намагничивающее поле;

H_s — поле насыщения;

H'_{cs} — разрушающее поле насыщения;

H_c — коэрцитивная сила;

H'_c — поле, компенсирующее намагниченность J_n («разрушающее» поле);

h — размагничивающее переменное магнитное поле;

t — время;

τ — время релаксации;

T_b — блокирующая температура;

d_0 — блокирующий диаметр частиц;

V_0 — блокирующий объем

Полярность поля и намагниченности пород:

N, n — прямая,

R, r — обратная;

D — склонение геомагнитного поля и намагниченности;

I — наклонение геомагнитного поля и намагниченности;

$Q = J_n / (\kappa H_T)$ — фактор Q , отношение Кенигсбергера;

κ — магнитная восприимчивость;

T_C — температура (точка) Кюри;

T — температура;

φ, λ — географические координаты точки отбора (φ — широта, λ — долгота);

Φ, Λ — широта и долгота палеомагнитного и геомагнитного полюсов в современных географических координатах;

φ_m — геомагнитная широта;

M — магнитный момент Земли;

N — число нормализованных (единичных) векторов, участвующих в статистике;
 R — модуль их геометрической суммы;

K — кучность, определяющая степень ориентации векторов;

S — мера палеомагнитной стабильности

Радиус круга доверия при вероятности $p=0,95$:

α_{95} — для среднего вектора,

A_{95} — для среднего полюса;

θ_1, θ_2 — полуоси овала погрешности для среднего полюса.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИСУНКАМ

- ○

○

○

○

○

Проекции векторов J :

на нижнюю полусферу

на верхнюю полусферу
- ⊙

⊙

⊙

⊙

⊙

⊙

Проекции средних направлений

Точки пересечения кругов перемагничивания

Проекции направлений перемагничивания
- Зона прямой намагниченности
- Зона обратной намагниченности
- Неизученные части толщ
- Чередование прямой и обратной намагниченности
- Переходные слои
- Линии корреляции:

стратиграфической
- палеомагнитной
- 12

↗

Палеомагнитные направления и палеомагнитные широты
- 20

↗

Палеомагнитные параллели
- Приблизительная граница эпигерцинской платформы

1.1. МАГНИТНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ И ИХ ЕДИНИЦЫ

Магнитное поле характеризуется двумя векторными величинами — напряженностью H и магнитной индукцией B , связанными уравнением, которое в международной системе единиц СИ записывается как

$$B = \mu_0(H + J),$$

где μ_0 — магнитная проницаемость вакуума; J — магнитный момент единицы объема, называемый намагниченностью среды ($J = m/V$).

Уравнения связи между векторами записываются в виде линейных соотношений

$$J = \kappa H; \quad B = \mu_0 \mu H,$$

где κ — магнитная восприимчивость вещества; μ — его магнитная проницаемость (относительная), причем $\mu = 1 + \kappa$.

Источниками магнитного поля являются замкнутые электрические токи и намагниченные тела. Последние по своему действию эквивалентны совокупности элементарных магнитов или элементарных контуров тока, в обоих случаях называемых диполями.

Связь между силой тока i в замкнутом контуре и возникающим при этом полем напряженностью H дается законом Био—Савара, который для кругового контура радиусом r выражается соотношением

$$H = i/(2r),$$

где H — напряженность поля в центре кругового контура.

Произведение силы тока на площадь, охватываемую контуром, представляет собой модуль вектора магнитного момента m контура тока, причем векторы m и H направлены по нормали к площади контура. Для кругового контура

$$m = i\pi r^2.$$

Определенные таким образом соотношения между магнитными величинами и электрическим током дают размерности магнитных величин в СИ и соотношения между единицами СИ и СГС (табл. 1.1).

Таблица 1.1. Соотношения между единицами магнитных величин в системах СИ и СГС

Магнитные величины	Обозначение	Единицы		Переводные множители	
		СГС	СИ	СГС/СИ	СИ/СГС
Напряженность магнитного поля	H	Э (эрстед)	А/м (ампер на метр)	$79,58 [10^3/(4\pi)]$	$12,57 \cdot 10^{-3} (4\pi/10^3)$
Магнитный момент	m	—	А·м ² (ампер-квадратный метр)	10^{-3}	10^3
Магнитный поток	Φ	Мкс (максвелл)	Вб (вебер)	10^{-8}	10^8
Магнитная индукция	B	Гс (гаусс)	Тл (тесла)	10^{-4}	10^4
Магнитная восприимчивость	χ	—	—	$12,57 (4\pi)$	$79,58 \cdot 10^{-3} [1/(4\pi)]$
Намагниченность	J	—	А/м (ампер на метр)	10^3	10^{-3}

Применение единиц СИ для магнитных величин, используемых в палеомагнитологии, встречает определенные трудности [82], что связано с особенностями системы СИ, очень удобной для инженерных расчетов, но, строго говоря, некорректной в отношении электромагнитных единиц, особенно единиц намагниченности J . Дело в том, что кроме изложенного выше есть еще один способ определения магнитного момента токового контура, приводящий к единице намагниченности, выраженной через магнитный поток,— вебер на квадратный метр (вместо ампер на метр), тогда как в системе СГС оба способа дают единицы одних и тех же размера и размерности. Единица вебер на квадратный метр, называемая тесла, есть в то же время единица магнитной индукции B , а ампер на метр — единица напряженности магнитного поля H . Действующие стандарты пытаются обойти эту трудность, относя первую единицу (тесла) и к величине магнитная поляризованность. Это идет вразрез с прочно установившейся практикой магниторазведки и магнитной картографии, где именно эта величина, связанная с магнитной индукцией, всегда определялась как намагниченность J . С другой стороны, переход магнитной картографии на единицы напряженности СИ практически невозможен, так как переводный множитель содержит коэффициент 4π . Поэтому в магнитной картографии (и магниторазведке) геомагнитное поле стали характеризовать его индукцией, единицы которой в системах СГС и СИ связаны коэффициентом, кратным 10. Трудность, аналогичная ситуации с намагниченностью, возникает и при использовании единиц СИ для магнитной восприимчивости χ .

В данной книге принят первый вариант определения магнитного момента токового контура, что соответствует единицам магнитных величин СИ. Магнитное поле Земли будет характеризоваться единицами магнитной индукции (тесла), в то время как создаваемые лабораторные поля — их напряженностью (ампер на метр). Это вынужденное решение лишь подчеркивает, что наилучшим выходом было бы возвращение к системе СГС.

1.2. ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

1.2.1. ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОГО МАГНЕТИЗМА

Магнитное поле Земли характеризуется модулем вектора напряженности H_T (или индукции B_T) и его составляющими в разных системах координат. Эти составляющие называются элементами земного магнетизма [53]. Магнитная стрелка, свободно подвешенная за центр тяжести, устанавливается вдоль силовых линий геомагнитного поля в вертикальной плоскости магнитного меридиана. Угол между этой плоскостью и плоскостью географического меридиана называется магнитным склонением D , а угол, составляемый стрелкой с горизонтальной плоскостью, — магнитным наклоением I (рис. 1.1). Из рисунка непосредственно следуют соотношения между элементами земного магнетизма:

$$\begin{aligned} H &= H_T \cos I; & Z &= H_T \sin I; & I &= \arctg(Z/H); \\ X &= H \cos D; & Y &= H \sin D; & D &= \arctg(Y/X); \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$H_T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2,$$

где H , X , Y и Z — соответственно горизонтальная, северная, восточная и вертикальная составляющие вектора H_T .

Изменения магнитного поля на поверхности Земли лучше всего прослеживаются на картах изолиний, такие карты приведены, например, в работах [40, 53]. Часто используются карты изогон (линий равных магнитных склонений) и изоклин (линий равных магнитных наклонений). Линия, вдоль которой наклонение равно нулю, называется магнитным экватором; точка, в которой $I = +90^\circ$, называется северным магнитным полюсом, а точка, в которой $I = -90^\circ$, — южным магнитным полюсом.

Магнитное поле Земли (магнитная индукция) обычно выражается в единицах системы СГС гауссах (Гс), связанных с единицами СИ тесла (Тл) следующим соотношением:

$$1 \text{ Гс} = 10^{-4} \text{ Тл.}$$

При малых значениях магнитного поля используется внесистемная единица гамма:

$$1 \text{ гамма} = 10^{-5} \text{ Гс} = 10^{-9} \text{ Тл} = 1 \text{ нТл.}$$

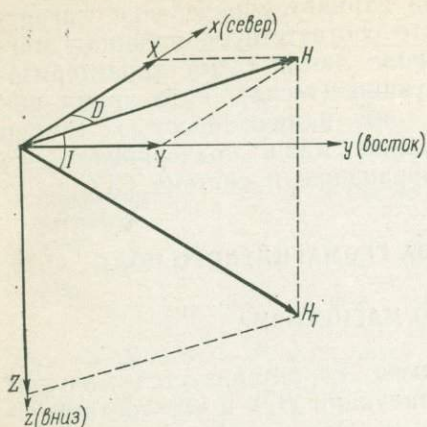


Рис. 1.1. Основные элементы земного магнетизма.

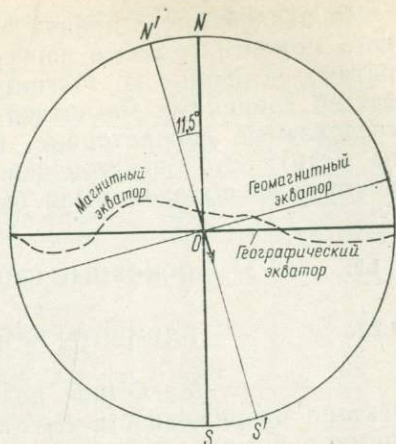


Рис. 1.2. Взаимоотношение географических, геомагнитных и магнитных координат.

Географические полюсы: N — северный, S — южный; геомагнитные полюсы: N' — северный, S' — южный.

Максимальное значение геомагнитного поля на земной поверхности составляет около $0,7 \cdot 10^{-4}$ Тл в районе южного магнитного полюса.

В 1839 г. К. Гаусс провел первый математический анализ геомагнитного поля. Его наилучшей простой аппроксимацией оказалось поле геоцентричного диполя, наклоненного на $11,5^\circ$ к оси вращения Земли. Ось этого диполя, будучи продолженной до дневной поверхности, пересекает ее в двух точках: $78,5^\circ$ с. ш., 290° в. д. и $78,5^\circ$ ю. ш., 110° в. д. (рис. 1.2). Эти точки называются геомагнитными полюсами (соответственно северным и южным). Геомагнитные полюсы по расположению отличаются от магнитных.

В 1634 г. Х. Геллибранд обнаружил, что магнитное склонение в данной точке меняется во времени. За период с 1580 по 1634 г. в Лондоне склонение изменилось на $7,2^\circ$. Это изменение превышало экспериментальные ошибки. Явление было названо вековой вариацией склонения геомагнитного поля. Впоследствии аналогичные вариации были установлены и для других элементов земного магнетизма. Распределение вековых вариаций на поверхности Земли обычно представляется в виде карт изопор — линий, соединяющих точки с равным годовым изменением данного магнитного элемента [53]. На картах изопор видны сгущения линий, образующих замкнутые области вокруг фокусов, где вековые изменения происходят с максимальной скоростью. Эти фокусы не являются стабильными, наблюдается их западный дрейф со скоростью приблизительно $0,2$ градус/год.

Магнитное поле, наблюдаемое на поверхности Земли, можно разделить на три части в зависимости от обуславливающих его причин. Первая — «внутреннее» поле, вызываемое источниками, расположенными внутри Земли. Вторая часть — «внешнее» поле, источники которого находятся вне Земли. Третья часть — «вихревое» поле, обусловленное токами, секущими земную поверхность. Пренебрежем сначала «вихревым» полем. Тогда магнитное поле на поверхности Земли может быть определено как градиент некоторой скалярной функции U , удовлетворяющей уравнению Лапласа:

$$\Delta U = 0.$$

Функция U в этом случае представляется в виде сферического гармонического ряда [40, 53]:

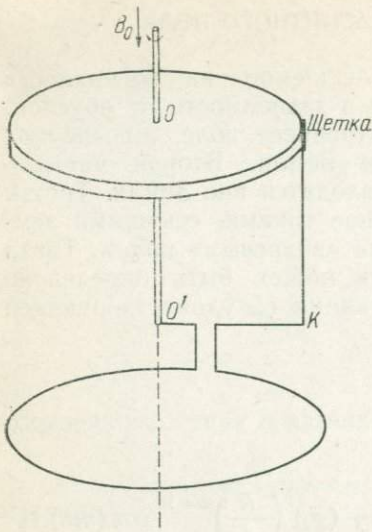
$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) \left\{ \left[(g_e)^m \left(\frac{r}{R} \right)^n + (g_i) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \right] \cos(m\lambda) + \right. \\ \left. + \left[(h_e)^m \left(\frac{r}{R} \right)^n + (h_i)^m \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \right] \sin(m\lambda) \right\}, \quad (1.2)$$

где R — радиус Земли; θ , λ — магнитные коширота и долгота; r — расстояние от центра Земли; $P_n^m(\cos \theta)$ — присоединенный полином Лежандра степени n и порядка m ; g и h — гауссовы коэффициенты, индексы e и i при которых обозначают соответственно внешние и внутренние источники.

Для вычисления гауссовых коэффициентов необходимо знать распределение на земной поверхности составляющих Z и X (или Y). Расчеты показывают, что коэффициенты, вычисленные по распределению X , близки к коэффициентам, вычисленным по распределению Y . Это говорит о верности первоначального предположения, что «вихревое» поле пренебрежимо мало. А. Шмидт [53] показал, что «внешнее» поле также мало по сравнению с внутренним. Таким образом, большая часть геомагнитного поля (и именно она важна для палеомагнитологии) обусловлена источниками, лежащими внутри Земли.

Существовало множество теорий, с помощью которых пытались объяснить, почему Земля обладает магнитным полем. Изложение этих теорий, а также причин их несостоятельности выходит за рамки настоящей книги; с ними можно ознакомиться, например, по работе [40]. В настоящее время единственно удовлетворительными являются теории магнитного гидродинамо. Следует только сначала упомянуть о теории, связанной с гиромангнитным эффектом. Этот эффект заключается в том, что вращающееся тело намагничивается в направлении оси вращения. Однако было показано, что лишь 10^{-10} -я часть магнитного поля Земли может быть обусловлена гиромангнитным эффектом. Тем не менее, так как все динамо-теории требуют наличия хотя бы незначительного

Рис. 1.3. Простое дисковое динамо.



начального полоидального магнитного поля, гиромангнитный эффект может дать такое «затравочное» поле.

Физической основой динамотеорий является наличие в Земле жидкого проводящего ядра и факт вращения земного шара. Действие магнитного гидродинамо во многом аналогично действию механизма, изображенного на рис. 1.3. Проводящий диск вращается в слабом поле B_0 , направленном вдоль оси вращения. Согласно закону индукции Фарадея в диске появляется

эдс, направленная от его центра к периферии. Таким образом, между щеткой и осью вращения (точка O') возникает разность потенциалов и по витку KO' начинает течь ток. Магнитное поле B , создаваемое витком, параллельно начальному полю B_0 , т. е. усиливает его.

Процессы, происходящие в ядре Земли, конечно, намного сложнее. Жидкое ядро Земли представляет собой почти однородную проводящую массу, в которой трудно выделить постоянные контуры с током. Кроме того, Т. Каулинг [40] доказал теорему о невозможности стационарного магнитного гидродинамо, в котором магнитное поле и движение жидкости обладают осью симметрии. Поэтому уравнения, описывающие магнитное гидродинамо, являются трехмерными, что придает теории генерации магнитного поля Земли особую сложность.

Первым шагом в этих теориях объясняется образование торoidalного поля B_T . Основой является свойство «вмороженности» силовых линий магнитного поля в высокопроводящее вещество, что нетрудно качественно объяснить: при относительном движении магнитного поля и вещества с малым электрическим сопротивлением в этом веществе согласно закону индукции должны возникать очень большие токи; чтобы этого не происходило, силовые линии магнитного поля «увлекаются» веществом за собой. Э. Буллард предполагает, что вращение в жидком ядре неоднородно: внутренняя и внешняя части вращаются и друг относительно друга. В этом случае благодаря свойству «вмороженности» происходит образование торoidalного поля (рис. 1.4). Существуют и другие объяснения, однако они хуже согласуются с экспериментальными фактами.

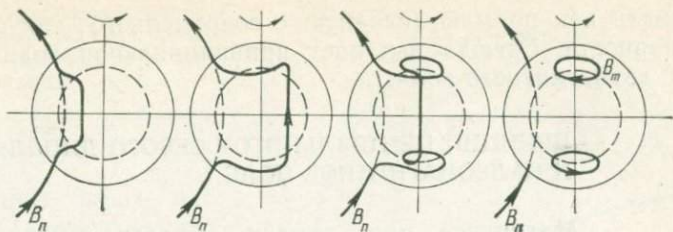


Рис. 1.4. Образование тороидального поля.

Следующим шагом является теория образования полоидального поля из тороидального [8, 40, 53].

У. Малкус предположил, что образование полоидального поля из тороидального происходит благодаря инерции, возникающей из-за прецессии земной оси [15]. На основе этого создана модель прецессионного динамо, не разработанная пока в деталях. Ш. Ш. Долгинов показал, что именно с позиций этой модели лучше всего объясняются соотношения между параметрами магнитных полей планет Солнечной системы [15]. Кроме того, предположение, что силы инерции имеют тот же порядок, что и электромагнитные силы и силы Кориолиса, приводит к вполне удовлетворительным оценкам значений магнитного поля и скорости западного дрейфа.

3788 Одной из самых разработанных моделей генерации геомагнитного поля является модель С. И. Брагинского [8], в которой образование тороидального поля B_t из начального полоидального B_p происходит так, как было описано выше. Полоидальное поле B_p , усиливающее исходное, возникает благодаря так называемым МАК-волнам, в которых взаимно уравновешены магнитные, кориолисовы и архимедовы силы. Достоинством этой модели является то, что кроме генерации главного поля она объясняет вековые вариации с периодом порядка 10^3 лет — таким же, как у МАК-волн. Объясняется и наклон оси геомагнитного диполя на малый угол относительно оси вращения Земли, а также тот факт, что угол наклона и его направление случайны. Отсюда естественно следует предположение, что направление оси геомагнитного поля при его осреднении за время $t \gg 10^3$ лет должно совпадать с направлением оси вращения Земли. Это предположение согласуется с экспериментальным фактом, установленным по палеомагнитным данным и получившим название принципа центрального осевого диполя.

Следует отметить, что все динамо-теории ничего не говорят о полярности магнитного поля Земли. Более того, Т. Рикитаки [40] построил так называемую «двухдисковую» модель, генерирующую магнитное поле как параллельное оси вращения дисков, так и антипараллельное. Таким образом, и теоретически и экспериментально показано, что магнитное поле Земли в прошлом

могло иметь как прямую (сходную с современной), так и обратную полярность. Отсюда вытекает принципиальная возможность инверсий геомагнитного поля.

1.2.3. ПРИНЦИП ЦЕНТРАЛЬНОГО ОСЕВОГО ДИПОЛЯ И ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Магнитное поле диполя обладает круговой симметрией относительно оси диполя; магнитные меридианы и изоклины поля центрального диполя на поверхности Земли подобны меридианам и параллелям географической сетки. Таким образом, значения склонения D и наклонения I поля центрального диполя в какой-либо одной точке земной поверхности однозначно определяют положение геомагнитного полюса.

Географические координаты — широта Φ и долгота Λ — геомагнитного полюса могут быть рассчитаны по следующим формулам, если в точке с географическими координатами — широтой φ и долготой λ — известны значения склонения D и наклонения I :

$$\begin{aligned} \sin \Phi &= \sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D; \\ \sin \psi &= \cos \varphi_m \sin D / \cos \Phi, \quad \Phi \geq 0^\circ; \quad \psi \leq 90^\circ, \end{aligned} \quad (1.3)$$

где

$$\begin{aligned} \psi &= \Lambda - \lambda, \text{ если } \sin \varphi_m \geq \sin \varphi \sin \Phi; \\ \psi &= 180^\circ - (\Lambda - \lambda), \text{ если } \sin \varphi_m < \sin \varphi \sin \Phi; \\ \operatorname{tg} \varphi_m &= (1/2) \operatorname{tg} I; \end{aligned} \quad (1.4)$$

φ_m — геомагнитная широта в точке наблюдения.

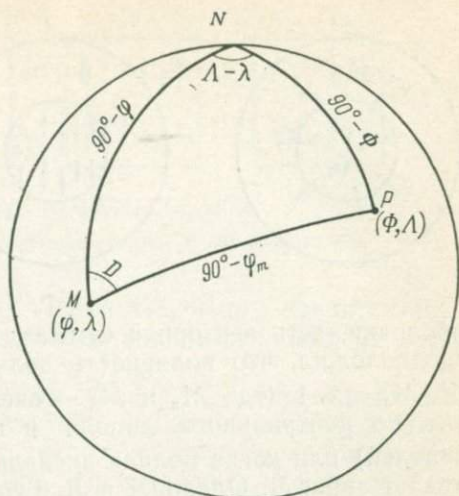
Обратный пересчет координат полюса в значения D и I в точке φ , λ можно провести по формулам

$$\begin{aligned} \sin \varphi_m &= \sin \varphi \sin \Phi + \cos \varphi \cos \Phi \cos (\Lambda - \lambda); \\ \sin D &= \sin (\Lambda - \lambda) \cos \Phi / \cos \varphi; \quad \operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi_m. \end{aligned} \quad (1.5)$$

Графические соотношения между углами, связывающими положение точки наблюдения M и полюса P , показаны на рис. 1.5.

Наличие недипольного поля приводит к тому, что координаты геомагнитного полюса, вычисленные по магнитному склонению и наклонению в разных точках земной поверхности по формулам (1.3) и (1.4), получаются разными, а сами «геомагнитные полюсы» рассеиваются вокруг истинного геомагнитного полюса. Эти полюсы называются виртуальными. Разброс виртуальных геомагнитных полюсов можно считать мерой отклонения наблюдаемого геомагнитного поля от поля центрального диполя. Эта картина распределения геомагнитного поля является как бы мгновенным снимком непрерывного процесса его изменений (вековых вариаций) и должна, следовательно, рассматриваться как отражение одного из многих возможных состояний.

Рис. 1.5. Графические соотношения между углами, определяющими положение геомагнитного полюса.



Длинные ряды наблюдений элементов земного магнетизма (до 400 лет) в нескольких обсерваториях, а также археомагнитные исследования* показали, что вековые геомагнитные вариации носят циклический характер и в своей главной части могут быть представлены прецессией геомагнитной оси (т. е. вращением экваториальной составляющей наклонного к оси диполя) и дрейфом остаточного поля. При этом не только поле экваториальной диполя, но и недипольное поле в значительной степени исключаются при осреднении во времени. Такое осредненное во времени геомагнитное поле называется палеомагнитным полем в данной точке, а соответствующие ему полюсы, рассчитанные по формулам (1.3) и (1.4), — палеомагнитными полюсами.

1.2.4. МОДЕЛИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Другим подходом к изучению земного магнетизма является создание математических моделей геомагнитного поля. В этом случае, оставляя открытым вопрос о происхождении геомагнитного поля, подбирают такую его упрощенную модель, которая наилучшим образом объясняет имеющиеся экспериментальные факты.

Одна из моделей была предложена А. Коксом [64] (рис. 1.6). В ней предполагается наличие центрального диполя, а также нескольких радиальных диполей, расположенных в районе границы ядро—мантия. Магнитный момент M центрального диполя меняется синусоидально, тогда как радиальные диполи имеют постоянные магнитные моменты m , но их направления хаотичны. Л. Гурвицем [64] было показано, что дипольный момент, получаемый из сферического гармонического анализа магнитного поля, вызываемого несколькими диполями внутри сферической

* Археомагнитные исследования, в отличие от палеомагнитных, состоят в изучении истории геомагнитного поля не по естественным объектам — горным породам, а по остаткам материальной культуры, главным образом обожженных кирпичей, керамики, очагов, кострищ и т. п.

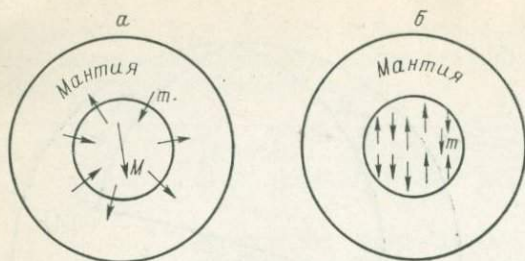


Рис. 1.6. Математические модели геомагнитного поля.

Модель: а — Кокса, б — Коно.

оболочки, есть векторная сумма действия этих диполей. А. Кокс предположил, что полярность поля испытывает инверсию, когда $M'_a/M_a < -1$ (где M_a и M'_a — аксиальные компоненты соответственно центрального диполя и векторной суммы радиальных диполей) или когда полная аксиальная компонента $M = M_a + M'_a$ меняет знак. Л. Олдридж и Л. Гурвиц [55] показали, что наблюдаемое поле лучше всего согласуется с модельным при наличии восьми радиальных диполей.

М. Коно [77] обнаружил, что модель Кокса плохо согласуется с результатами определения напряженности магнитного поля в прошлом, или палеонапряженности. Им была предложена альтернативная модель геомагнитного поля, предполагающая наличие в ядре большого числа одинаковых диполей, параллельных или антипараллельных оси вращения Земли. Время от времени эти диполи испытывают спонтанную инверсию. Полярность геомагнитного поля, таким образом, определяется алгебраической суммой скалярных величин. Число диполей в модели варьирует в широких пределах (до восьмидесяти). Модель Коно лучше объясняет данные по палеонапряженности, но совершенно не объясняет существующего распределения недипольного поля и его вековых вариаций.

1.3. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГНЕТИЗМЕ ГОРНЫХ ПОРОД

1.3.1. ОСНОВНЫЕ МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА

Все вещества по своим магнитным свойствам делятся на три группы: 1) диамагнитные, 2) парамагнитные, 3) ферромагнитные.

Характерной особенностью диамагнитных веществ является то, что они отталкиваются магнитным полем. Объясняется это следующим образом. Атомы диамагнитных веществ не имеют постоянных магнитных моментов, т. е. все магнитные моменты внутри отдельного атома уравновешены так, что суммарный магнитный момент атома равен нулю. При внесении такого атома в магнитное поле в атоме благодаря индукции возникают слабые

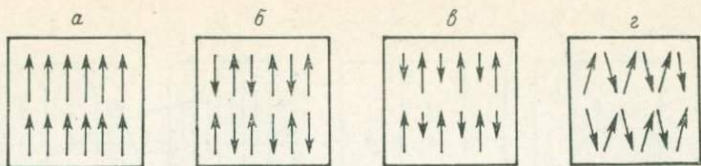


Рис. 1.7. Классификация ферромагнитных веществ.

a — ферромагнетики; *б* — антиферромагнетики; *в* — ферримагнетики;
г — слабые ферромагнетики.

токи, направленные по правилу Ленца так, чтобы препятствовать увеличению магнитного поля, отсюда появляется эффект отталкивания.

Атомы парамагнитных веществ обладают собственными магнитными моментами. При отсутствии внешнего магнитного поля суммарный магнитный момент такого вещества равен нулю, так как моменты отдельных атомов распределены хаотично. При включении внешнего магнитного поля атомные моменты ориентируются преимущественно вдоль этого поля, в результате чего вещество приобретает магнитный момент, параллельный приложенному полю. Диамагнитный эффект в таких веществах также присутствует, однако его трудно обнаружить на фоне более сильного парамагнитного эффекта.

Третью группу составляют ферромагнетики, т. е. вещества, в которых атомные магнитные моменты располагаются не хаотично, а упорядоченно. Природа этого упорядочения — квантово-механическая; энергия, за счет которой оно происходит, носит название обменной. Изложение теории этого явления можно найти во многих работах, посвященных ферромагнетизму (например, [9]). В зависимости от вида упорядочения ферромагнетики можно разделить на четыре класса.

Первый составляют вещества, магнитные моменты атомов которых ориентируются параллельно друг другу (рис. 1.7, *a*). Упорядочение это сохраняется только при температуре ниже точки Кюри. Такие вещества называются ферромагнитными (в узком смысле). В веществах второго класса (рис. 1.7, *б*) более выгодной оказывается антипараллельная ориентация атомных магнитных моментов. Вещества эти не обладают макроскопическим магнитным моментом. Выше некоторой температуры — точки Нееля — упорядочение нарушается. Эти вещества называются антиферромагнитными и являются, вообще говоря, подклассом третьего класса (рис. 1.7, *в*) — ферримагнетиков. В ферримагнетиках различные типы атомов обладают разными по значению магнитными моментами, поэтому, несмотря на антиферромагнитный порядок, эти вещества имеют суммарный магнитный момент. Наконец, четвертый класс образуют вещества, атомные моменты которых ориентируются почти антипараллельно, т. е. угол между ними близок к 180° (рис. 1,7, *г*). Благодаря этому они обладают малым суммарным моментом, направленным перпендикулярно

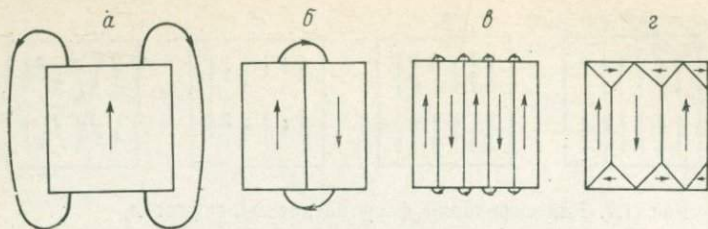


Рис. 1.8. Образование доменной структуры ферромагнетика.

Структура: *a* — однодоменная, *б* — двухдоменная, *в* — многодоменная, *г* — многодоменная с замыкающими доменами.

к антиферромагнитному порядку. Такие вещества называются слабыми ферромагнетиками. Основными носителями магнетизма в горных породах являются вещества последних двух классов: ферримангнетики и слабые ферромагнетики.

Как следует из описания, ферромагнитные вещества должны быть спонтанно намагничены: если ферромагнитное вещество нагреть выше температуры Кюри, а затем охладить в отсутствие магнитного поля, то вещество должно иметь макроскопический магнитный момент. В действительности же этого не происходит, что объясняется наличием так называемой доменной структуры. Как она образуется? Рассмотрим ферромагнитное тело (рис. 1.8, *a*). Предположим, что все атомные магнитные моменты этого тела параллельны друг другу и общий магнитный момент направлен так, как показано на рисунке. Однако такое состояние энергетически невыгодно — велика магнитостатическая энергия

$$U_{ms} = N(J_s^2/2), \quad (1.6)$$

где J_s — намагниченность; N — размагничивающий фактор.

Эта энергия становится равной нулю, когда $N = 0$, т. е. когда магнитный поток замыкается внутри тела. Если разбить тело на две области со встречным направлением намагниченности (рис. 1.8, *б*), то магнитостатическая энергия существенно уменьшится, однако появится граница между этими областями, или доменами. Эта граница обладает энергией, называемой энергией доменной стенки. Дальнейшее разбиение тела может идти двумя способами. Один из них изображен на рис. 1.8, *в*; в этом случае оптимальное количество доменов определяется балансом между магнитостатической энергией и энергией доменных стенок. Другой способ, связанный с образованием «замыкающих» доменов (рис. 1.8, *г*), приводит к более быстрому уменьшению магнитостатической энергии, однако способствует росту энергии магнитной анизотропии. Доменной структурой обладают также ферримангнетики, слабые ферромагнетики и антиферромагнетики, хотя объяснение их доменной структуры несколько иное.

Ввиду специфичности такого объекта исследования, как горные породы, следует рассмотреть магнетизм макроскопически

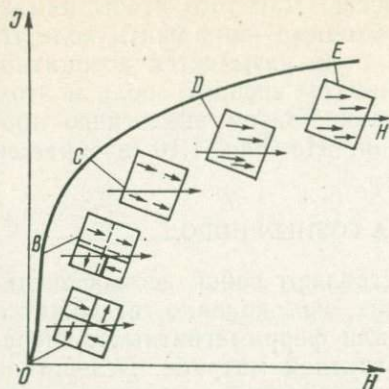


Рис. 1.9. Процесс намагничивания ферромагнитного вещества согласно доменной теории.

OB — область Релея; OC — смещение доменных границ; CE — вращение спонтанной намагниченности.

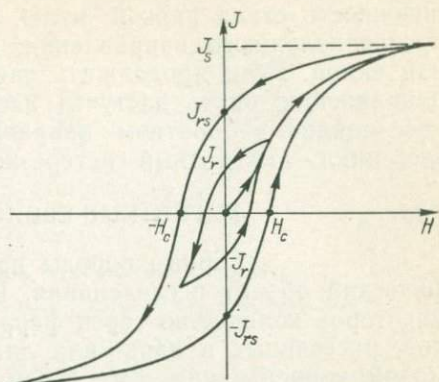


Рис. 1.10. Магнитный гистерезис.

малых частиц. В них образование доменной стенки может быть энергетически невыгодно. Для каждого магнитного вещества существует критический диаметр d_0 . Если у частицы диаметр $d < d_0$, то она находится в однодоменном состоянии. Особенно велик критический диаметр для слабых ферромагнетиков из-за их малой намагниченности. Так, для гематита, играющего важную роль в магнетизме горных пород и в палеомагнетизме, $d_0 = 1,5$ мм. Это означает, что практически весь гематит, встречающийся в горных породах, находится в однодоменном состоянии. В то же время другой существенный для палеомагнетизма минерал — ферримагнетик магнетит — имеет диаметр $d_0 = 0,03 \div 3$ мкм, поэтому он может быть и в многодоменном состоянии.

Рассмотрим образец ферромагнитного вещества, находящийся в размагниченном состоянии (намагниченности доменов взаимно скомпенсированы). Процесс намагничивания образца наглядно иллюстрируется рис. 1.9. В слабых полях происходит смещение доменных границ; домены, направление намагниченности которых ближе к направлению внешнего поля, растут за счет остальных. В более сильных полях, когда образец достигает однодоменного состояния, начинается вращение векторов намагниченности относительно направления внешнего поля. Затем наступает насыщение: если продолжать увеличивать внешнее поле, происходит медленный линейный рост намагниченности — «парапроцесс», обусловленный тем, что внешнее поле все сильнее и сильнее ориентирует атомные магнитные моменты, дезориентируемые тепловым возбуждением.

Если теперь уменьшать внешнее поле, то кривая размагничивания пойдет выше кривой намагничивания (рис. 1.10) и при $H = 0$ намагниченность $J = J_r \neq 0$. Величина J_r носит название

нормальной остаточной намагниченности. Для того чтобы намагниченность стала равной нулю, необходимо приложить поле H_c противоположного направления; это поле называется коэрцитивной силой. Если продолжать увеличивать внешнее поле в этом направлении, опять наступит насыщение. Затем аналогично процесс пойдет в обратном направлении. На рис. 1.10 изображен весь цикл — магнитный гистерезис.

1.3.2. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы представляют собой весьма специфический объект исследования. В них, как правило, содержится некоторое количество зерен ферро- или ферримагнитных минералов, рассеянных в пара- или диамагнитной матрице. Вследствие малой концентрации этих зерен намагниченность горных пород обычно невелика и составляет $10^{-3}—1$ А/м. Ввиду своих малых размеров зерна в горных породах часто находятся в однодоменном или псевдооднодоменном (с малым числом доменов) состоянии. Именно эти зерна благодаря их большой магнитной жесткости и, как следствие, способности сохранять остаточную намагниченность в условиях внешних воздействий несут основную палеомагнитную информацию. Поэтому наиболее простой моделью горной породы может быть ансамбль невзаимодействующих однодоменных частиц.

1.3.3. АНСАМБЛЬ ОДНОДОМЕННЫХ НЕВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИХ ЧАСТИЦ

Теория намагниченности такого ансамбля разработана Л. Неелем. Несмотря на идеализированность, выводы этой теории весьма хорошо согласуются с экспериментальными данными [29, 82].

Рассмотрим ансамбль однодоменных одноосных ферромагнитных зерен. Их оси ориентированы хаотично, так что ансамбль в целом имеет нулевую намагниченность. С приложением внешнего поля в каком-либо направлении ансамбль приобретет индуктивную намагниченность, обеспечиваемую той частью зерен, которая ориентирована в этом направлении. Поэтому ансамбль в целом является магнитно изотропным. Поведение зерна во внешнем поле зависит от его ориентации по отношению к этому полю. Если поле параллельно оси зерна, поведение намагниченности описывается прямоугольной петлей гистерезиса (рис. 1.11, а). Другим крайним случаем является перпендикулярность оси зерна к внешнему полю (рис. 1.11, б). При $H > H_c$ и $H < -H_c$ намагниченность равна J_s и $-J_s$ соответственно. При $|H| < H_c$ намагниченность линейно зависит от напряженности поля. Поведение же намагниченности всего ансамбля будет представлять промежуточный случай (рис. 1.11, в).

Энергия намагничивания однодоменного зерна

$$E = K_a V \sin^2 \theta, \quad (1.7)$$

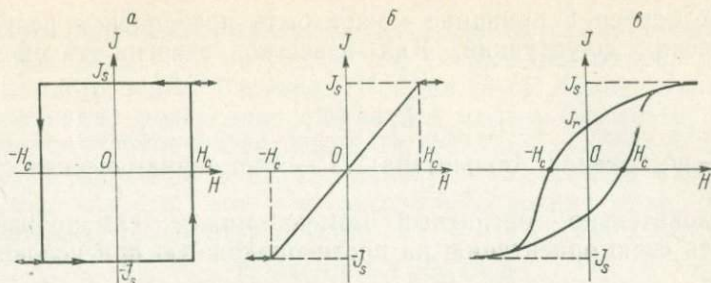


Рис. 1.11. Петли гистерезиса для однодоменных частиц.

Направление внешнего магнитного поля: *a* — параллельно оси зерна, *б* — перпендикулярно к оси зерна, *в* — промежуточный случай.

где V — объем зерна; θ — угол между магнитным моментом и осью легкого намагничивания; K_a — константа анизотропии, которая обусловлена тремя факторами: магнитокристаллической анизотропией, анизотропией формы и анизотропией, возникающей из-за механических напряжений.

Существует простое соотношение между коэрцитивной силой и намагниченностью насыщения:

$$H_c = 2K_a/J_s. \quad (1.8)$$

Для магнитокристаллической анизотропии

$$K_a = K_{a1}; \quad H_c = 2K_{a1}/J_s; \quad (1.9)$$

для анизотропии формы

$$K_a = (1/2)(N_b - N_a) J_s^2; \quad H_c = (N_b - N_a) J_s, \quad (1.10)$$

где N_b и N_a — размагничивающие факторы вдоль большой и малой осей эллипсоида;

для анизотропии, связанной с напряжениями,

$$K_a = (3/2)\lambda\sigma; \quad H_c = 3\lambda\sigma/J_s, \quad (1.11)$$

где λ — средний коэффициент магнитоstriction; σ — амплитуда внешнего напряжения.

Теоретические работы по исследованию ансамбля однодоменных взаимодействующих частиц ведут в настоящее время В. П. Щербаков, В. И. Белоконь и В. В. Щербакова.

1.3.4. МАГНИТНАЯ ВЯЗКОСТЬ

Как видно из формулы (1.7), у магнитного момента однодоменного зерна в отсутствие внешнего поля могут быть две ориентации, соответствующие минимуму энергии: $\theta = 0^\circ$ и $\theta = 180^\circ$. Эти положения разделены потенциальным барьером. Максимум энергии соответствует положению $\theta = \pm 90^\circ$. Следовательно, потенциальный барьер

$$E_r = VK_a. \quad (1.12)$$

Этот барьер в принципе может быть преодолен в результате термических флуктуаций. Как известно, энергия такой флуктуации

$$E_t = kT, \quad (1.13)$$

где k — постоянная Больцмана; T — термодинамическая температура.

Следовательно, магнитный момент может самопроизвольно изменить свою ориентацию на противоположную при условии, что $E_t > E_r$.

Рассмотрим снова ансамбль однодоменных зерен [53, 82]. Предположим, что он обладает суммарным магнитным моментом M_0 , т. е. моменты частиц ориентированы преимущественно в направлении вектора M_0 . При данной температуре T всегда существует какое-то количество частиц с такими объемами, для которых выполняется условие $E_t > E_r$. При наличии преимущественной ориентации большинство этих зерен имеет магнитные моменты, направленные под острыми углами к направлению M_0 . Следовательно, самопроизвольное изменение ориентации магнитных моментов в результате термических флуктуаций будет приводить к уменьшению суммарного магнитного момента ансамбля. Таким образом, по прошествии времени t магнитный момент ансамбля будет

$$M_t = M_0 \exp(-t/\tau), \quad (1.14)$$

где τ — время релаксации, т. е. время, в течение которого магнитный момент ансамбля уменьшится в e раз.

Время релаксации можно определить из соотношения

$$\tau = (1/C) \exp(E_r/E_t) = (1/C) \exp[VK_a/(kT)]. \quad (1.15)$$

Подставляя выражение для константы анизотропии K , получим

$$\tau = (1/C) \exp[VH_c J_s / (2kT)], \quad (1.16)$$

где C — коэффициент, имеющий размерность частоты и равный 10^{10} Гц.

Если время релаксации мало (например, менее 10^3 с), ансамбль так же быстро теряет намагниченность, как и приобретает ее. Зерна, составляющие такой ансамбль, называются суперпарамагнитными, так как их поведение в магнитном поле напоминает поведение парамагнитных частиц.

Изменение намагниченности во времени называется магнитной вязкостью. Магнитная вязкость имеет место и в многодоменных частицах, где она связана с движением доменных границ. Время релаксации может определяться не только термическими флуктуациями, но и диффузией точечных дефектов в граничный слой, что приводит к стабилизации доменных границ. Как уже отмечалось, основными носителями палеомагнитной информации являются однодоменные частицы, поэтому на вопросах диффузионной вязкости мы останавливаться не будем.

Время релаксации, как видно из формулы (1.16), уменьшается при повышении температуры и при уменьшении объема частицы. Для каждого зерна размером V существует температура, выше которой время релаксации становится малым (менее 10^3 с). Она называется блокирующей температурой T_b . Аналогично для данной температуры существует блокирующий диаметр частицы d_b .

Будем считать, что константа анизотропии мало меняется с изменением температуры. Тогда

$$T_1 \ln(C\tau_1) = T_2 \ln(C\tau_2). \quad (1.17)$$

Следовательно, выдержка образца при температуре T_1 в течение времени τ_1 эквивалентна действию большей температуры T_2 в течение меньшего времени τ_2 . Если в формулу (1.17) подставить $C = 10^{10}$ Гц, то получим, что прогрев образца до 150°C в течение 1 млн. лет эквивалентен прогреву его до 450°C в течение 1000 с. Этот факт лежит в основе температурной чистки.

1.4. ВИДЫ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

1.4.1. ОСТАТОЧНАЯ, ИНДУКТИВНАЯ И ВЯЗКАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ

Важнейшую роль в палеомагнитологии играет остаточная намагниченность. Вся остаточная намагниченность, которой обладает горная порода, носит название естественной остаточной намагниченности (NRM) и обозначается J_n . Кроме остаточной намагниченности горная порода имеет еще индуктивную намагниченность

$$J_i = \chi H_T. \quad (1.18)$$

В магнетизме горных пород большая роль отводится отношению J_n/J_i , которое называют отношением Кенигсбергера или фактором Q :

$$Q = J_n/(\chi H_T). \quad (1.19)$$

Намагниченность горной породы, как и любого ферромагнетика, зависит не только от ее свойств и значения приложенного постоянного поля, но также и от целого ряда факторов, таких как время, температура, механические напряжения, переменное магнитное поле, химические изменения. Эти факторы сами по себе, в отсутствие постоянного магнитного поля, способны лишь разрушать имеющуюся остаточную намагниченность, но не создавать ее. Однако в присутствии постоянного поля любой из этих факторов способствует образованию дополнительной намагниченности, накладывающейся на нормальную намагниченность J_r (или IRM), рассмотренную в разделе 1.3.1. В малых полях, которые интересуют палеомагнитологию, эта добавка может быть очень велика по сравнению с J_r . В зависимости от того, какой из

перечисленных факторов оказывает влияние, процесс намагничивания происходит по тем или иным законам и носит соответствующее название (особый вид намагничивания). Главные виды намагничивания и остаточной намагниченности рассматриваются ниже.

Среди перечисленных факторов, определяющих вид намагничивания, общим для всех горных пород является время. Поэтому всеобщее распространение имеет процесс так называемого вязкого намагничивания, обусловленный явлением магнитной вязкости (см. раздел 1.3.4). Остаточная намагниченность, возникающая после длительной выдержки пород в магнитном поле, называется вязкой остаточной намагниченностью (VRM) и обозначается J_{rv} . Проявления магнитной вязкости наиболее существенны в малых намагничивающих полях. Кроме того, время релаксации вязкой намагниченности в горных породах, в отличие от используемых в технике ферромагнетиков, очень велико: процессы роста вязкой намагниченности и ее разрушения (при $H=0$) охватывают чрезвычайно большие промежутки времени. Вязкая намагниченность горных пород, возникающая в геомагнитном поле в течение нескольких месяцев, может в сотни раз превосходить нормальную остаточную намагниченность в этом же поле [48]. Зависимость J_{rv} от времени в малых полях может быть представлена следующей эмпирической формулой:

$$J_{rv2}^a - J_{rv1}^a = S (\lg t - \lg t_0) - S' \lg t',$$

где J_{rv1} — остаточная намагниченность, приобретенная образцом ко времени t_0 ; t_1 — время, прошедшее после выключения поля; J_{rv2} — остаточная намагниченность, возникшая при продлении процесса намагничивания до времени $t > t_0$; S и S' — «коэффициенты вязкости» (обычно $S' \approx S$), связанные с постоянной Рэлея b соотношением $S_v (b/2)^{1/2}$; S_v — постоянная для данного ферромагнетика и данной температуры величина; a — показатель степени, находящийся в пределах от 0,5 до 1.

Это выражение теряет смысл при $t \rightarrow \infty$ и поэтому не определяет конечного предела величины J_{rv} . Однако оно практически применимо не только в лабораторных, но и в геологических масштабах времени [48].

1.4.2. ТЕРМООСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ

Все ферромагнитные материалы, будучи нагретыми выше температуры Кюри, теряют свои ферромагнитные свойства. Если затем охладить такое вещество до комнатной температуры, то оно приобретет остаточную намагниченность, направление которой совпадет с направлением внешнего магнитного поля. Именно таков процесс остывания вулканогенных пород. Обнаружено, что во многих случаях эти породы обладают остаточной намагниченностью, отличающейся рядом интересных свойств. Во-первых, направление остаточной намагниченности часто суще-

ственно отличается от направления современного геомагнитного поля. При этом остаточная намагниченность весьма стабильна к различным лабораторным воздействиям. Во-вторых, фактор Q в таких породах обычно равен 2—10 и нередко превышает 100. Причем это не связано с тем, что древнее геомагнитное поле было намного выше современного [30]. Установлено, что остаточная намагниченность была приобретена в процессе остывания горной породы. Ее направление совпадает с направлением геомагнитного поля во время остывания. Эта намагниченность называется термоостаточной (TRM) и обозначается J_{rt} . Высокая стабильность к внешним воздействиям делает ее важным носителем палеомагнитной информации.

Эксперименты показывают, что термоостаточная намагниченность появляется при охлаждении образца не только от температуры Кюри до комнатной, но и в любом другом температурном интервале [29, 68]. Остаточная намагниченность, приобретаемая при охлаждении образца в поле H от температуры T_1 до температуры T_2 , называется парциальной термоостаточной (PTRM) и обозначается $J_{T_1 H}^{T_2}$. Э. Телье были обнаружены три экспериментальные закономерности, названные соответственно тремя законами Телье [29]. Первый из них выражается формулой

$$\sum_{i=1}^n J_{T_i H}^{T_{i+1}} = J_{T_1 H}^T, \text{ где } T_1 > T_2 > \dots > T_n. \quad (1.20)$$

Из этого закона следует, что полная термоостаточная намагниченность равна сумме парциальных намагниченностей, перекрывающих по температуре своего образования интервал от температуры Кюри до комнатной.

Если образец, обладающий термоостаточной намагниченностью, нагреть до температуры T_1 и охладить до комнатной в отсутствие внешнего магнитного поля, то его намагниченность уменьшится. Если затем повторить весь процесс для температуры $T_2 > T_1$, $T_3 > T_2$, ..., $T_n > T_{n-1}$, то согласно второму закону Телье результат будет аналогичен тому, который бы мы получили, нагрев образец сразу до температуры T_n и охладив его до комнатной в отсутствие магнитного поля.

Из первых двух законов следует третий закон Телье: намагниченность $J_{T_1 H}^{T_2}$ не меняется при нагревании до температуры T и последующем охлаждении образца в отсутствие внешнего поля, если $T < T_2$; полностью исчезает, если $T > T_1$; частично исчезает, если $T_2 < T < T_1$.

Зависимость парциальной намагниченности от температурного интервала, в котором она была приобретена (рис. 1.12), показывает, что максимальное изменение полной термоостаточной намагниченности происходит при температуре, хотя и близкой к точке Кюри T_C , но все-таки отделенной от нее некоторым интервалом; это значение и есть блокирующая температура T_b .

В последнее время появились работы, в которых приводятся экспериментальные доказательства, что законы Телье справедливы

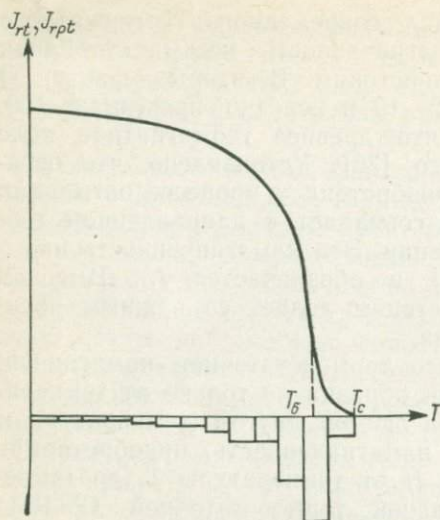


Рис. 1.12. Уменьшение термоостаточной намагниченности при нагреве и гистограмма парциальных термоостаточных намагниченностей.

лишь для однодоменных зерен [7]. Более того, авторы этих работ считают невыполнение законов Телье признаком многодоменности носителей намагниченности.

Простейшей теоретической моделью TRM является модель Нееля однодоменных невзаимодействующих частиц [29, 68]. Коэрцитивная сила каждой из

таких частиц определяется из уравнения (1.8). Следовательно, в поле H намагнитятся лишь те частицы, для которых $2K_a/J_s < H$. Однако с ростом температуры коэрцитивная сила уменьшается. Вблизи точки Кюри она настолько мала, что все частицы могут быть намагничены исчезающе слабым полем. Тогда полученная намагниченность TRM должна быть равна J_s и не должна зависеть от приложенного поля. Этого не происходит из-за термических флуктуаций. Теория Нееля дает следующее выражение для TRM:

$$J_{rt} = J_s(T_0) \operatorname{th} [V J_s(T_0) H / (k T_0)], \quad (1.21)$$

где T_0 — комнатная температура.

Теория Нееля является, конечно, весьма идеализированной: все частицы имеют одинаковый объем и одну блокирующую температуру. Тем не менее эта теория полезна, так как объясняет существование блокирующей температуры, из нее следуют законы Телье. Коэрцитивная сила при комнатной температуре значительно выше, чем при блокирующей температуре. Следовательно, одним и тем же полем при блокирующей температуре намагничивается значительно больше частиц, чем при комнатной. Этим объясняется тот факт, что термоостаточная намагниченность значительно превышает нормальную, приобретенную в том же поле. Это обуславливает и высокую стабильность намагниченности TRM при воздействии переменного магнитного поля. То обстоятельство, что блокирующая температура обычно гораздо выше комнатной, объясняет устойчивость термоостаточной намагниченности к нагреву.

В горной породе содержатся ферромагнитные зерна различных размеров. Следовательно, они имеют разные блокирующие температуры. Как только в процессе остывания температура становится

ниже блокирующей для данного зерна, время релаксации резко возрастает и намагниченность зерна фиксируется. Это означает, что изменения направления внешнего магнитного поля, происшедшие при температуре ниже T_0 , уже практически не влияют на направление намагниченности зерна. Из уравнения (1.17) следует, что если зерно имеет время релаксации $\tau = 10^3$ с при температуре $T = T_0 = 530^\circ\text{C}$, то при $T = 30^\circ\text{C}$ время релаксации возрастет до 10^{17} лет. Даже зерна со сравнительно низкими блокирующими температурами (около 300°C) имеют при комнатной температуре время релаксации порядка 10^9 лет. В этом причина высокой стабильности намагниченности TRM во времени.

Несмотря на всю важность однодоменных частиц для палеомагнитологии, не следует забывать о многодоменных, а в особенности о псевдооднодоменных, частицах, которые тоже часто бывают носителями палеомагнитной информации [68]. Многодоменные частицы также имеют блокирующие температуры, однако процесс блокирования в них иной — он связан с движением доменных границ. Существует несколько теорий образования TRM многодоменных частиц. К сожалению, все они не вполне удовлетворительны; обзор этих теорий дан в работе [68]. В частности, согласно М. Мак-Элхинни [82], для зерен магнетита диаметром $d \approx 20$ мкм, находящихся в псевдооднодоменном состоянии,

$$J_{rt} = \left(\frac{m}{V} \right) \left[\frac{\cos \alpha \ln \text{ch} (2\beta m)}{2\beta m} \right], \quad (1.22)$$

где

$$\beta = [(H \cos \alpha)/(kT_0)] [J_s(T_0)/J_s(T)];$$

$\cos \alpha = 0,85$; $m = 4 \cdot 10^{-4} d^2$ (размер d подставляется в сантиметрах).

Выражение в квадратных скобках практически постоянно для зерен, находящихся в псевдооднодоменном состоянии, откуда следует, что для них $J_{rt} \sim d^{-1}$. Эксперимент, однако, дает $J_{rt} \sim d^{-l}$, где $l \approx 0,7$ [68]. В многодоменных зернах TRM не зависит от размера зерна:

$$J_{rt} \approx 0,125 H. \quad (1.23)$$

1.4.3. ОРИЕНТАЦИОННАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ

Этот вид остаточной намагниченности возникает в осадочных породах во время их образования. В процессе осаждения на магнитные частицы оказывает ориентирующее действие внешнее магнитное поле. В результате происходит статистическое выравнивание магнитных моментов этих частиц в направлении внешнего поля. Отсюда появилось название — ориентационная остаточная намагниченность (DRM), обычно она обозначается J_{ro} .

Т. Нагатой [29] предложен следующий механизм образования ориентационной остаточной намагниченности. Рассматривается ансамбль N одинаковых сферических частиц с магнитными

моментами m . В момент времени $t_1 = 0$ их ориентация хаотична. В момент $t_2 = t$ частицы достигают дна бассейна осадконакопления. Уравнение движения частицы имеет следующий вид (инерциальным членом второго порядка пренебрегаем):

$$\lambda (d\theta/dt) + mH \sin\theta = 0, \quad (1.24)$$

где θ — угол между магнитным моментом m и внешним полем H ; λ — коэффициент, пропорциональный динамической вязкости среды.

Решение этого уравнения имеет вид

$$\operatorname{tg}(\theta/2) = \operatorname{tg}(\theta_0/2) \exp(-mHt/\lambda), \quad (1.25)$$

где $\theta = \theta_0$ при $t = t_1 = 0$.

Ввиду равномерности начального распределения число частиц с магнитными моментами, расположенными в интервале углов от θ_0 до $\theta_0 + d\theta_0$, будет $dN = (N/2) \sin\theta_0 d\theta_0$. Так как проекция магнитного момента каждой частицы на направление внешнего поля H равна $m \cos\theta$, магнитный момент осадка

$$M = \frac{Nm}{2} \int_0^{\pi} \cos\theta \sin\theta_0 d\theta_0. \quad (1.26)$$

Подставляя сюда θ из выражения (1.25), учитывая, что $\operatorname{cth} x - x \operatorname{cosech}^2 x \approx \operatorname{th}(2x/3)$, и переходя к намагниченности, получаем

$$J_{ro} = mn \operatorname{th}[2mHt/(3\lambda)], \quad (1.27)$$

где n — число частиц в единице объема.

Отсюда следует, что если время осаждения достаточно велико ($t \rightarrow \infty$), то $J_{ro} \rightarrow mn$. На самом деле это значение никогда не достигается из-за дезориентирующих эффектов. Таким эффектом для мелких частиц является броуновское движение. А. Н. Храмовым [45] было учтено его влияние. Ансамбль слабо взаимодействующих частиц ведет себя как парамагнитный газ. Если ввести параметр K , называемый кучностью и определяющий степень ориентации частиц,

$$K = mH/(kT), \quad (1.28)$$

где k — постоянная Больцмана, то

$$J_{ro} = \sigma J_{rm} (\operatorname{cth} K - 1/K), \quad (1.29)$$

где $\sigma = NV/V_{oc}$ — объемная концентрация частиц; V_{oc} — объем осадка; V — объем магнитной частицы; J_{rm} — намагниченность частицы.

Если $K > 3$, т. е. магнитная энергия преобладает над энергией тепловых флуктуаций, то

$$J_{ro} = \sigma [J_{rm} - kT/(VH)].$$

Следовательно, в этом случае ориентационная намагниченность пропорциональна концентрации магнитных частиц и намагниченности отдельной частицы с поправочным членом $kT/(VH)$.

Если же $K < 1$, то $\text{cth } K - 1/K \approx K/3$ и

$$J_{ro} = J_{rm}^2 \sigma V H / (3kT). \quad (1.30)$$

Следовательно, когда магнитная энергия частиц меньше энергии тепловых флуктуаций, намагниченность J_{ro} пропорциональна напряженности поля H , концентрации частиц, объему частицы и квадрату ее намагниченности. Отсюда следует, что если в осадке присутствуют различные частицы, то наибольший вклад в намагниченность внесут частицы с высоким значением $J_{rm}^2 V$. Прежде всего это относится к гематитовым частицам, которые могут быть достаточно велики и при этом однодоменны, т. е. намагничены до насыщения. Это еще раз подчеркивает важность однодоменных частиц для палеомагнитологии.

Ф. Стейси [98] попытался оценить участие частиц с разными магнитными моментами в процессе ориентационного намагничивания. При равномерном распределении магнитных моментов частиц от нуля до максимального значения m_{\max} ориентационная намагниченность

$$J_{ro} = \sigma J_{rm} (1/x) \ln [(\text{sh } x)/x], \quad (1.31)$$

где $x = m_{\max} H (kT)^{-1}$.

При малых x это выражение сводится к $J_{ro} = (1/6) \sigma J_{rm} \times \times m_{\max} H (kT)^{-1}$, что, учитывая $m_{\max} = 2J_{rm} V$, снова дает формулу (1.30). Следовательно, в первом приближении учет распределения частиц по магнитным моментам не изменяет ни вида функции $J_{ro} = j(J_{rm}, H, T, V)$, ни значения J_{ro} . Однако свойства такой намагниченности (например, гистерезисные) могут быть и иными, чем у равной ей намагниченности, обусловленной частицами с одинаковыми магнитными моментами.

Эта модель ориентационного намагничивания, очевидно, пригодна и для более крупных частиц, дезориентация магнитных моментов которых обусловлена не тепловыми флуктуациями, а движениями водной среды. Формулы (1.28) — (1.31) остаются справедливыми и для этого случая, если заменить величину kT на энергию движения водной среды.

Экспериментальные исследования [45, 98] показали, что выполняются соотношения $J_{ro} \sim H$, $J_{ro} \sim \sigma$ и $J_{ro} \sim 1/T$. Это говорит о применимости описанной модели к изучению природных процессов ориентационного намагничивания. В то же время модель Нагаты нашла лишь ограниченное применение, так как было показано теоретически и экспериментально [98], что характерное время ориентации частиц в воде не превышает 1 с и их ансамбль при осаждении еще в водной среде достигает стационарного состояния, описываемого формулой (1.29) или (1.31).

Э. Джонсон в 1948 г. [98] обнаружил, что при переосаждении глин наблюдается хорошее совпадение склонения намагниченности со склонением внешнего поля, тогда как наклонение намагниченности оказалось на 20° меньше наклонения поля. Этот

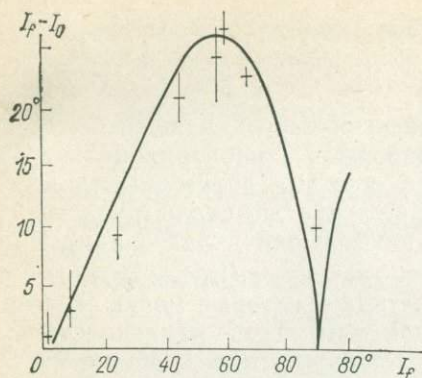


Рис. 1.13. Зависимость ошибки наклоения от наклоения внешнего поля [29].

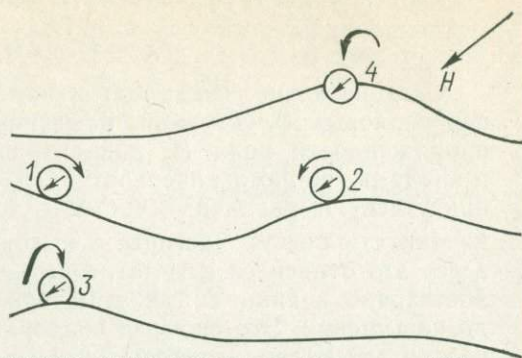


Рис. 1.14. Ошибка наклоения ансамбля сферических частиц ([98], с изменениями).

эффект был подробно изучен Р. Кингом и назван ошибкой наклоения [98]. Р. Кинг получил следующую эмпирическую формулу:

$$\text{tg } I_0 = f \text{ tg } I_f, \quad (1.32)$$

где I_0 — наклоение намагниченности; I_f — наклоение поля; f — константа.

Для изученных им осадков Р. Кинг определил, что $f \approx 0,4$. Он объяснил ошибку наклоения наличием в магнитной фракции осадка как сферических, так и дискообразных частиц, магнитные моменты которых расположены в плоскости диска. Магнитные моменты сферических частиц ориентируются вдоль геомагнитного поля, дискообразные же частицы ложатся горизонтально и таким образом занижают наклоение (рис. 1.13). Если даже все магнитные частицы осадка сферичны, все равно присутствует ошибка наклоения [98]. Предполагается, что ошибка наклоения возникает, когда сферические частицы, достигшие дна, скатываются в ближайшее углубление (рис. 1.14). Частицы 1 и 2 при этом приобретают ошибки наклоения разных знаков, которые взаимно компенсируются. У частиц 3 и 4 ошибки склоения имеют разные знаки и также взаимно компенсируются, а ошибки наклоения — одинаковые знаки, отсюда и получается суммарная ошибка наклоения. По-видимому, в различных типах осадков ошибку наклоения могут создать как анизотропия формы, так и эффект скатывания.

Р. Кинг также обнаружил, что на ориентацию намагниченности осадков, осажденных в лаборатории, оказывает влияние наклон подстилающей поверхности. Он назвал этот эффект ошибкой осаждения и определил ее как разность между наклоением, наблюдаемым при осаждении на горизонтальную и наклонную поверхности. Н. Гамильтон и Р. Кинг показали экспериментально [98], что ошибка осаждения приблизительно равна наклону дна. Р. Кинг предложил модель для намагниченности сферических частиц, осаждающихся на наклонную плоскость [29]. Согласно

этой модели ошибка осаждения при малых углах наклона дна равна приблизительно 10° , что подтверждается экспериментально. Кроме того, Р. Кинг обнаружил, что донные течения также влияют на направление намагниченности осадка.

Механизм ориентационного намагничивания вместе с тремя эффектами ошибок образуют процесс седиментационного намагничивания. Намагниченность, приобретаемая осадком в результате этого процесса, носит название седиментационной ориентационной или детритовой намагниченности (DRM).

К. Грэхем, а затем Э. Ирвинг [98] подняли вопрос о том, происходит ли намагничивание (или перемагничивание) осадка после осаждения, но до его литификации. Э. Ирвинг исследовал красные докембрийские песчаники и показал, что, во-первых, намагниченность их имеет ориентационную природу, и, во-вторых, фиксация намагниченности произошла уже после образования оползневых складок. Он предположил, что после отложения магнитные частицы в некоторых осадках имеют возможность вращаться в заполненных водой полостях, и назвал этот процесс постседиментационным намагничиванием.

Э. Ирвинг и А. Майор [98] доказали возможность возникновения постседиментационной намагниченности, создав стабильную намагниченность влажных искусственных осадков, содержащих кварц и магнетит. При этом в широких пределах варьировались размер частиц и соотношение магнетита и кварца. Кроме того, сильно менялось наклонение внешнего поля (от 3° до 90°). Очень важно отметить, что при этом не было обнаружено существенной разницы между направлением намагниченности и направлением поля. Э. Ирвинг выдвинул гипотезу о характерном для каждого данного типа осадка критическом содержании воды. Если содержание воды в осадке превышает этот предел, то магнитные частицы имеют возможность менять свою ориентацию. Как только содержание воды становится ниже критического, намагниченность фиксируется.

Многочисленные исследования намагниченности ленточных глин показали наличие ошибок наклонения и осаждения, а также ошибок, вызванных течениями. Отсюда сделан вывод [98], что осадки этого типа несут седиментационную намагниченность. При изучении же глубоководных осадков [89] установлено хорошее согласие среднего по колонке направления намагниченности с полем центрального осевого диполя. Отсюда следует, что в осадках этого типа ошибка наклонения отсутствует. Этот вывод, а также повсеместное распространение бентоса, разрыхляющего верхние слои глубоководных осадков, позволили заключить, что их намагниченность имеет постседиментационную природу. Осадки озер и окраинных морей, как следует из обзора К. Верозуба [98], могут обладать обоими видами ориентационной намагниченности.

Экспериментальные исследования осаждения тонкозернистых илов подтвердили наличие двух типов этого процесса, которые характеризуются разными зависимостями намагниченности J_{ro}

от времени осаждения и от магнитного поля [57]. При осаждении разбавленной суспензии намагниченность J_{ro} достигает максимального значения через 2 сут, в ее зависимости от магнитного поля отмечаются отклонения от линейности уже при $H = 80$ А/м, насыщение достигается в полях порядка 10^3 А/м. Здесь зависимость $J_{ro}(H)$ хорошо согласуется с законом (1.31). При осаждении концентрированной суспензии намагниченность J_{ro} стабилизируется уже в течение нескольких минут, а зависимость $J_{ro}(H)$ носит линейный характер по крайней мере до $H = 800$ А/м. Авторы работы [57] полагают, что первый процесс моделирует седиментационную намагниченность PDRM, а второй — возникающую в результате подводного оползания и деятельности бентоса. Интересно, что в обоих случаях ошибка наклонения появляется только в магнитных полях, меньших земного, а постседиментационная намагниченность DRM, образующаяся при включении поля через сутки после начала осаждения, составляет лишь 10—30 % от седиментационной.

Таким образом, при палеомагнитных исследованиях пород установление ориентационной природы остаточной намагниченности еще не является достаточным условием для получения верной информации о направлении древнего геомагнитного поля времени образования осадка. Если эта намагниченность седиментационная, то необходимо как-то учитывать ошибки наклонения и осаждения, а также ошибку, связанную с течениями. Постседиментационная намагниченность, видимо, свободна от этих ошибок, однако время ее образования фиксировано менее точно. Особенно это важно учитывать при изучении палеогеомагнитных вариаций.

Кроме остаточной намагниченности в осадочных породах существуют и другие носители «памяти» о древнем магнитном поле Земли. Например, само расположение осей частиц и степень их сгруппированности несут информацию о значении и направлении этого поля, на чем основан метод «длинных частиц» [25].

1.4.4.

ХИМИЧЕСКАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ

Как во время формирования горной породы, так и в дальнейшем в ней образуются и преобразуются магнитные минералы. Если это происходит при высокой температуре (выше точки Кюри минерала), то впоследствии, в процессе остывания, порода приобретает термоостаточную намагниченность, если же процесс идет при температуре ниже точки Кюри минерала, то остывание скажется на остаточной намагниченности породы по-другому. Здесь могут быть три случая: 1) преобразование магнитного минерала в немагнитный; 2) образование магнитного минерала из раствора или из немагнитного минерала; 3) преобразование одного магнитного минерала в другой магнитный минерал.

Реакции первого типа могут привести лишь к исчезновению всей остаточной намагниченности или ее части. При реакциях

двух других типов появляется новый вид остаточной намагниченности, которая называется химической (CRM) и обозначается J_{rc} . Г. Хайгом [82] предложена теоретическая модель, в которой общая химическая реакция рассматривается как процесс образования зародышей нового магнитного материала и используется теория тепловых флуктуаций однодоменных невзаимодействующих частиц Нееля. С помощью этой модели можно описать процесс приобретения намагниченности CRM в результате реакций второго и частично третьего типов.

Механизм Хайга похож на механизм приобретения термоостаточной намагниченности TRM с той лишь разницей, что температура остается постоянной, а меняется размер зерен. Из формулы (1.15), полагая время релаксации $\tau = 10^3$ с, т. е. $\ln(C\tau) \approx 30$, можно определить блокирующий объем V_6 , при котором частица переходит из суперпарамагнитного состояния в однодоменное:

$$V_6 = 30kT/K_a. \quad (1.33)$$

Очень важной для палеомагнитологии является химическая намагниченность, приобретаемая красноцветной осадочной породой при образовании гематита. Для гематита $K_a = 125$ Дж/м³, следовательно, блокирующий диаметр $d_6 \approx 1$ мкм [82], что согласуется с результатами экспериментов.

Ф. Стейси получил выражение для CRM однодоменных зерен, растущих при температуре T :

$$J_{rc} = J_s \operatorname{th} [V_6 J_s H / (kT)]. \quad (1.34)$$

По магнитным характеристикам намагниченность CRM аналогична TRM, чего и следовало ожидать вследствие схожести механизмов образования этих видов намагниченности.

Следует отметить, что модель Хайга вряд ли применима ко всем реакциям третьего типа. Очевидно, необходимо учитывать размагничивающие поля исходных зерен, а также обменные взаимодействия. В зависимости от типа обменного взаимодействия его энергии с энергиями магнитоэстатического взаимодействия и внешнего поля новое направление намагниченности может быть параллельным старому, антипараллельным ему или же может совпадать с направлением нового геомагнитного поля. Строгой теории образования CRM как для этого типа реакций, так и для других пока не существует. Наблюдениями и экспериментами установлен очень важный факт: однофазное окисление ферромагнетиков океанских базальтов не изменяет направления их намагниченности [25].

1.4.5. ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА ОСТАТОЧНУЮ НАМАГНИЧЕННОСТЬ

На протяжении своего существования горные породы неоднократно подвергаются действию давления, как всестороннего, так и одноосного. Весьма вероятно, что это влияет на остаточную намагниченность горной породы.

Ш. Куме (75) показал, что в образцах магнетита, маггемита и гематита, предварительно нормально намагниченных в поле 0,5 Тл и подверженных затем всестороннему сжатию $10 \cdot 10^8$ Па (это давление характерно для глубины 30 км), намагниченность уменьшается на 50—90%. Р. Гирдлер [75] получил аналогичные результаты на образцах, несущих TRM. Изменений направления намагниченности не наблюдалось.

П. Стотт и Ф. Стейси [75] нагревали образцы изверженных пород выше точки Кюри и охлаждали их в поле 6 мТл при одноосном давлении $0,5 \cdot 10^8$ и $1 \cdot 10^8$ Па. Выяснилось, что направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением внешнего поля и с направлением намагниченности образцов-дублей, остужаемых в тех же условиях, но в отсутствие давления. Однако при термонамагничивании анизотропных пород действие давления приводит к значительному расхождению направлений приобретенной намагниченности TRM и внешнего поля. Кроме того, установлено, что начально изотропные магнитные породы могут стать анизотропными в результате действия одноосного давления.

А. Я. Власов, Г. В. Коваленко и Ю. Д. Тропин [53] установили, что давление влияет также и на ориентационную намагниченность DRM. Они обнаружили, что в осадках, содержащих магнитные частицы размером 1 мкм, после действия давления $0,4 \cdot 10^8$ Па наклонение намагниченности уменьшилось на 6° , а после $3,3 \cdot 10^8$ Па — на 10° . В осадках, содержащих более мелкие (около 0,02 мкм) частицы, давление практически не влияет на направление остаточной намагниченности.

Р. Блоу и Н. Гамильтон [98] при исследовании тонкодисперсных осадков обнаружили, что уменьшение наклона намагниченности может произойти и в результате уплотнения.

Н. Доменом [53] установлено, что при действии статического давления на ферромагнетики в них образуется остаточная намагниченность; она была названа пьезоостаточной. В результате переменных нагрузок и ударов возникает еще один вид остаточной намагниченности — динамическая намагниченность. Причиной образования пьезоостаточной и динамической намагниченности является понижение уровня энергетических барьеров в результате внешних напряжений. Эти оба вида намагниченности могут присутствовать в горных породах, однако их значение пока неясно. Следует лишь отметить, что стабильность их к внешним воздействиям, по-видимому, невелика [53].

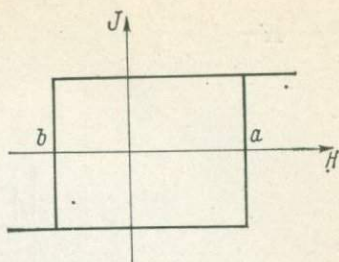
1.4.6. НОРМАЛЬНАЯ И ИДЕАЛЬНАЯ ОСТАТОЧНЫЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Если образец горной породы поместить в постоянное магнитное поле, то, как уже отмечалось, после снятия поля образец будет намагничен. Эта остаточная намагниченность называется нормальной остаточной (IRM) и обозначается I_r . В слабых

Рис. 1.15. Элементарный гистерезисный цикл.

магнитных полях, таких как магнитное поле Земли, значение IRM пропорционально квадрату напряженности поля:

$$J_r = bH^2/2. \quad (1.35)$$



Это соотношение называется законом Рэлея, а величина b — постоянной Рэлея. Намагниченность IRM, приобретенная в земном поле, значительно меньше других видов намагниченности, поэтому IRM в палеомагнитологии большой роли не играет. Единственным природным явлением, которое может создать сильную нормальную остаточную намагниченность, является удар молнии. В лабораторных исследованиях роль IRM существенна.

Образец горной породы, помещенный в переменное магнитное поле с медленно убывающей до нуля амплитудой, при отсутствии постоянного магнитного поля приходит в размагниченное состояние, называемое нулевым (существует еще абсолютно нулевое состояние — результат нагрева образца выше точки Кюри и последующего его охлаждения в отсутствие магнитного поля). Если же этот процесс идет в присутствии постоянного магнитного поля, то образец приобретает остаточную намагниченность, значительно превышающую нормальную, возникающую в том же постоянном поле. Эта намагниченность называется идеальной остаточной (ARM) и обозначается J_{ri} . В природе идеальная намагниченность может возникнуть также при ударе молнии. Природная намагниченность ARM является лишь помехой при палеомагнитных исследованиях, однако при лабораторном изучении магнитных свойств горных пород она имеет большое значение.

Для наглядного изображения процессов намагничивания часто используется диаграмма Прейзаха—Нееля [51]. В многодоменных зернах движение доменной границы происходит не непрерывно, а необратимыми скачками, связанными с преодолением энергетических барьеров. Каждый скачок эквивалентен перемагничиванию фиктивной частицы, описываемому прямоугольным гистерезисным циклом (рис. 1.15). Образец горной породы может рассматриваться как набор таких частиц. Пусть координатная плоскость ab линией $a = b(O'O'')$ разбивается на две полуплоскости (рис. 1.16). К левой верхней полуплоскости относятся частицы, для которых $b > a$, и, следовательно, они характеризуются обратимым процессом намагничивания. Эти частицы после снятия поля приходят в размагниченное состояние и, следовательно, не обладают магнитной памятью. Остальные частицы из первого и третьего квадрантов также памяти не имеют, потому что независимо от амплитуды и направления внешнего поля после его снятия приходят в одинаковое состояние. Таким образом, инфор-

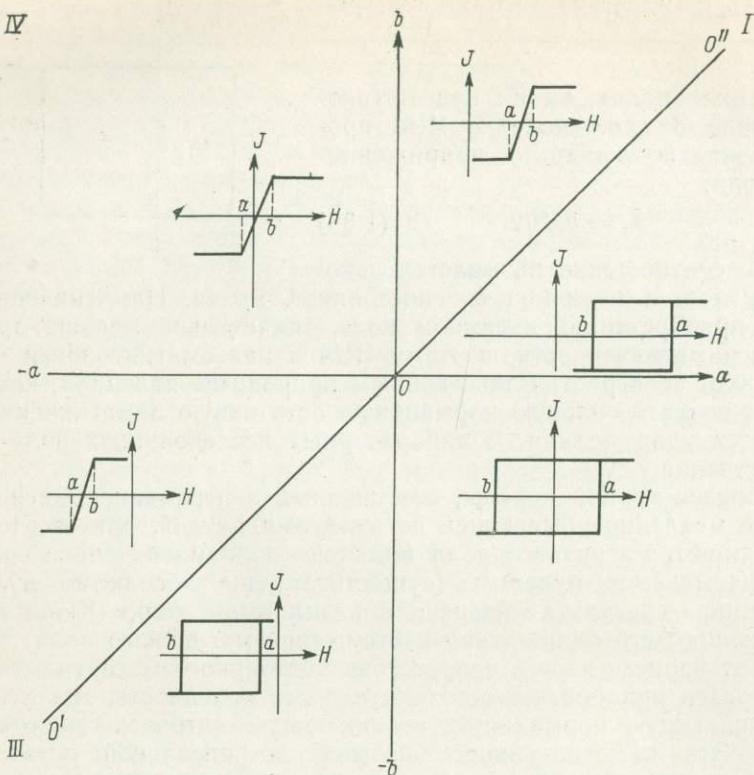


Рис. 1.16. Распределение элементарных гистерезисных циклов по плоскости ab .

магию о внешнем магнитном поле несут лишь частицы из второго квадранта (рис. 1.17, а).

Если воздействовать на образец переменным магнитным полем большой начальной амплитуды и плавно снижать его до нуля, то частицы, для которых $|a| > |b|$, намагнитятся «отрицательно», а частицы, для которых $|a| < |b|$, — «положительно» (направление условное), т. е. образец в целом будет находиться в размагниченном, или нулевом, состоянии (рис. 1.17, б). Если на такой образец подействовать постоянным магнитным полем H , то те частицы, для которых $a < H$, перемагнитятся. Намагниченность ансамбля пропорциональна площади треугольника $ОНК$ (рис. 1.17, в) и зависит от плотности частиц на диаграмме, т. е. от распределения частиц по критическим полям a и b . В области слабых полей (порядка земного) эта плотность считается постоянной, поэтому остаточная намагниченность пропорциональна H^2 , что соответствует закону Рэлея.

Если одновременно с постоянным магнитным полем действовать на образец сильным переменным полем с амплитудой, плавно убывающей до нуля, то во время положительной половины периода перемагничиваются частицы из треугольника $O(H+h)P$,

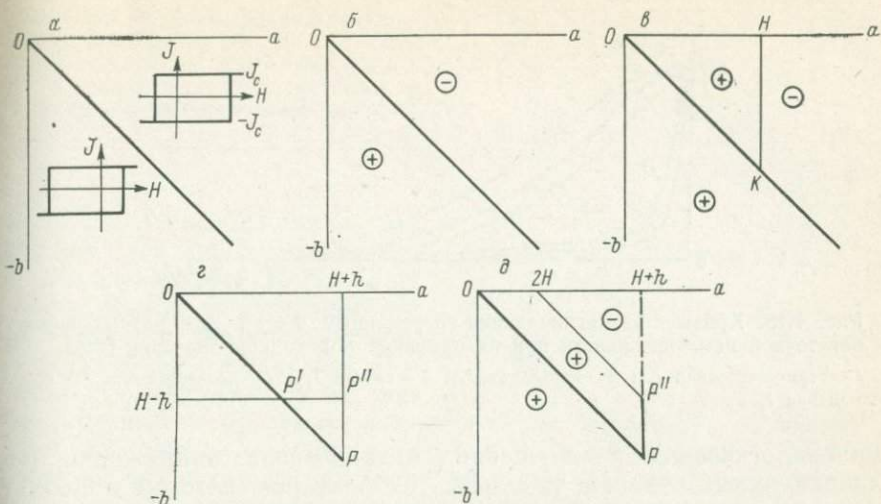


Рис. 1.17. Диаграмма Пре́йзаха—Нееля и магнитные состояния ферромагнетика.

а во время отрицательной — из треугольника $O(H-h)P'$ (рис. 1.17, з). Таким образом, в течение одного периода треугольник $PP'P''$ будет намагничен в условно положительном направлении. По мере убывания амплитуды переменного поля треугольник преобразуется в полосу (рис. 1.17, д). Идеальная намагниченность пропорциональна площади полосы $O(2H)P''P$. Следовательно, действие постоянного поля H одновременно с переменным эквивалентно сдвигу диагонали диаграммы Пре́йзаха—Нееля вправо на расстояние $a=H$. Можно предполагать, что нечто подобное происходит и тогда, когда одновременно с действием постоянного поля идет какой-либо другой процесс, приводящий к намагничиванию образца (остывание, ориентация осадочных частиц, химические изменения, давление).

Установление распределения частиц по критическим полям оказывает большую помощь при диагностике структуры присутствующих в породе ферромагнетиков; однодоменные невзаимодействующие частицы обладают симметричными гистерезисными циклами, следовательно, они группируются в районе диагонали на диаграмме Пре́йзаха—Нееля.

1.4.7.

СТАБИЛЬНОСТЬ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Стабильность, или устойчивость, остаточной намагниченности любого вида — это ее способность сохранять свое значение и направление [48]. Остаточная намагниченность может изменяться под действием разных причин: постоянных и переменных магнитных полей, колебаний температуры, химических и

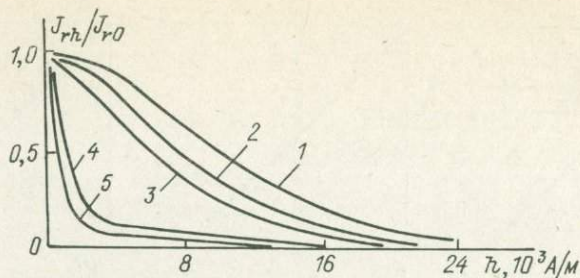


Рис. 1.18. Кривые размагничивания переменным полем для разных видов остаточной намагниченности при их одинаковом исходном значении [48].

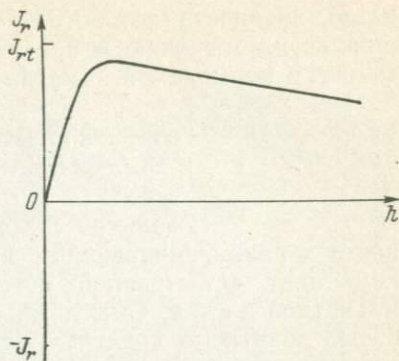
1 — термоостаточная J_{rt} ; 2 — идеальная J_{ri} ; 3 — вязкая J_{r0} ; 4 — динамическая; 5 — нормальная J_r .

минералогических превращений, механических напряжений, релаксационных явлений, т. е. всех тех факторов, которые приводят к дополнительному намагничиванию ферромагнетика и обуславливают возникновение остаточной намагниченности того или иного вида. В отсутствие же постоянного поля все эти воздействия снижают любую остаточную намагниченность, а при значительной их интенсивности намагниченность полностью исчезает [48].

Различие между видами намагниченности объясняется тем, что энергетические барьеры в ферромагнитном образце различаются не только высотой, но и своими индивидуальными физическими свойствами. Поэтому при преодолении барьеров существует определенная избирательность к тому или иному дополнительному воздействию (переменному полю, температуре, времени и г. д.). Эта избирательность проявляется в процессах намагничивания, обуславливая разные зависимости намагниченности J_r от поля H и разные значения J_{rt} , J_{ri} , J_{rc} , J_{r0} (и т. д.), полученные в одном и том же поле H . Этим объясняется и разная стабильность перечисленных намагниченностей по отношению к тем же дополнительным воздействиям в отсутствие внешнего поля. Наиболее быстро возрастает с полем, т. е. после воздействия данного постоянного поля H имеет наибольшее значение, полная термоостаточная намагниченность J_{rt} ; обычно несколько медленнее растет идеальная J_{ri} и медленнее всех — нормальная J_r . Все остальные виды намагничивания были бы представлены кривыми, расположенными между J_r и J_{ri} , приближающимися к первой по мере уменьшения дополнительного воздействия [53].

Остаточные намагниченности разного вида, равные по своим значениям и, следовательно, полученные при разных амплитудах постоянного поля H , по стабильности к воздействию переменного магнитного поля h располагаются в том же порядке (рис. 1.18). Наиболее устойчивой оказывается полная термоостаточная намагниченность J_{rt} . Стабильность химической намагниченности J_{rc} изучена хуже, однако известно, что она может варьировать в довольно широких пределах и в случае однодоменных зерен прибли-

Рис. 1.19. Кривая размагничивания переменным полем образца с равными по значению, но противоположными по направлению термоостаточной и нормальной намагниченностями [48].



жается к стабильности J_{rt} . Менее устойчива идеальная намагниченность J_{ri} . Стабильность вязкой намагниченности J_{rv} растет с увеличением времени ее образования. Поскольку верхний предел намагниченности J_{rv} экспериментально не достигнут, постольку и не определено поведение соответствующей кривой. Достижимые в лабораторных условиях значения J_{rv} дают, как правило, кривые размагничивания переменным полем, проходящие ниже кривых J_{ri} . Еще ниже располагаются кривые разрушения нормальной намагниченности J_r , которая полностью исчезает при начальной амплитуде переменного поля, равной полю, в котором эта намагниченность была образована. Для всех других видов намагниченности размагничивающее переменное поле значительно превышает это значение [48].

Устойчивость остаточной намагниченности к нагреву характеризуют кривые температурного размагничивания. Наибольшей стабильностью обладают термоостаточная и химическая намагниченности, наименьшей — нормальная и вязкая.

Стабильность остаточной намагниченности во времени экспериментально изучена хуже, поскольку интервалы времени в лабораторных условиях ограничены и получаемые при этом самопроизвольные изменения намагниченности довольно малы. Из общих положений ферромагнетизма можно сделать заключение, что и здесь наибольшую стабильность имеют термоостаточная и химическая намагниченности [48, 53].

Каждый образец ферромагнетика может обладать остаточной намагниченностью одновременно нескольких разных видов и в общем случае разных направлений. Поскольку к возникновению той или иной намагниченности приводят определенные процессы, постольку сложную намагниченность образца, являющуюся суммой нескольких намагниченностей разного вида, можно рассматривать с позиции их аддитивности. При помещении такого образца в переменное поле h с возрастанием его амплитуды сначала будут уничтожены менее устойчивые компоненты намагниченности, например J_r или J_{rpt} , затем J_{rv} , J_{ri} и в последнюю очередь J_{rc} и J_{rt} . То же можно сказать и относительно других размагничивающих воздействий. На рис. 1.19 дана кривая размагничивания переменным полем образца, общая остаточная

намагниченность которого равна нулю в результате сложения равных по значению и противоположно направленных термооста- точной и нормальной намагниченностей.

1.4.8.

СПЕКТРЫ РАЗМАГНИЧИВАНИЯ И ОСНОВЫ МАГНИТНОЙ ЧИСТКИ

Различие стабильности разных видов намагниченности к размагничивающим факторам лежит в основе разделения компонент естественной остаточной намагниченности методами магнитной чистки. Смысл этих методов можно показать наглядно, введя понятие о спектрах размагничивания dJ_{rx}/dy , где x — вид намагниченности; y — размагничивающий фактор. Эти спектры связаны со спектрами коэрцитивными, блокирующими температур и времен релаксации, т. е. с распределениями эффективных частиц (однодоменных зерен или барьеров в многодоменных ансамблях) по коэрцитивным силам, блокирующим температурам и временам релаксации в данном образце ферромагнетика.

Пусть в образце последовательно созданы и разрушены переменным магнитным полем две намагниченности разного вида J_{ra} и J_{rb} и при этом сняты кривые размагничивания $J_{ra}(h)$ и $J_{rb}(h)$. По этим данным построены их коэрцитивные спектры, т. е. кривые dJ_{ra}/dh и dJ_{rb}/dh . Очевидно, что если теперь создать в образце одновременно обе намагниченности J_{ra} и J_{rb} , то при размагничивании такого образца вследствие аддитивности намагниченностей разного вида получим коэрцитивный спектр $dJ_r/dh = dJ_{ra}/dh + dJ_{rb}/dh$. При этом возможны следующие случаи (рис. 1.20).

1. Коэрцитивные спектры J_{ra} и J_{rb} не перекрываются; при повышении амплитуды переменного поля до некоторого значения h_1 , лежащего между границами этих спектров, намагниченность

J_{ra} оказывается полностью разрушенной, а J_{rb} — выделенной в полном объеме (рис. 1.20, а).

2. Коэрцитивные спектры перекрываются частично; при $h \geq h_1$ компонента J_{ra} разрушается полностью, а J_{rb} — частично, т. е. можно восстановить направление намагниченности J_{rb} , но не ее значение (рис. 1.20, б).

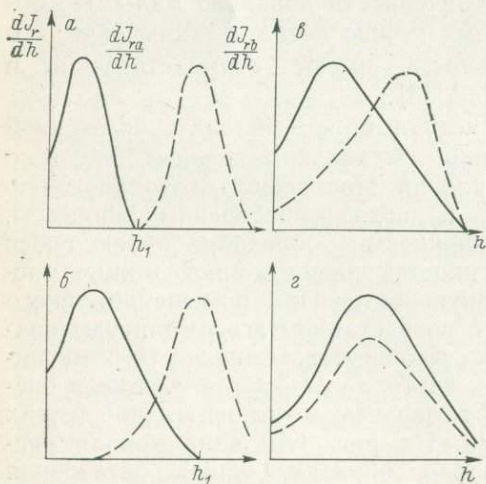


Рис. 1.20. Спектры размагничивания пород с двумя компонентами намагниченности.

3. Коэрцитивные спектры перекрываются таким образом, что при любых значениях h возможно только частичное разделение компонент J_{ra} и J_{rb} (рис. 1.20, в).

4. Коэрцитивные спектры перекрываются полностью; разделение компонент J_{ra} и J_{rb} невозможно даже частично (рис. 1.20, г).

Подобные случаи могут встретиться при термо- и химическом размагничивании, временной выдержке образцов пород с двух- и многокомпонентной намагниченностью. В сложных магнетиках, какими являются горные породы, компоненты J_r с разными спектрами размагничивания могут возникнуть не только при получении породой намагниченности разного вида, но и при наличии двух и более носителей намагниченности — зерен разных минералов (например, магнетита и гематита) или разных генераций одного минерала.

Частичное размагничивание горной породы с целью разделения компонент разной стабильности по отношению к данному размагничивающему воздействию и называется магнитной чисткой. Как явствует из вышеизложенного, магнитные чистки бывают разного вида: переменным полем, термическая, химическая и временная. Необходимость применения разных видов магнитной чистки диктуется не только тем, что выбранная чистка оказывается неэффективной (случаи 3 и 4), но и видом намагниченности, от которой хотят избавиться. В ряде случаев приходится прибегать к комплексной чистке, т. е. последовательно использовать два-три вида чистки одних и тех же образцов.

1.5. ФЕРРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

1.5.1. МИНЕРАЛЫ — НОСИТЕЛИ ФЕРРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Магнитные характеристики как изверженных, так и осадочных и метаморфических пород обусловлены главным образом аксессуарными минералами, обладающими ферромагнитными свойствами. К таким минералам относятся магнетит и его разновидности (титаномагнетит, магномагнетит и пр.), маггемит, гематит и гемойльменит. В осадочных породах немаловажную роль играют также гидроокислы железа (гётит, гидрогётит, гидрогематит, лепидокрокит), а в изверженных и метаморфических — пирротин.

Наиболее распространенные железоокисные минералы горных пород принадлежат к трем основным сериям твердых растворов тройной системы $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$: титаномагнетитовой серии $Fe_3O_4-Fe_2TiO_4$ (шпинелевая структура кристаллической решетки), ильменит-гематитовой $Fe_2O_3-FeTiO_3$ (ромбоэдрическая структура) и псевдобрукитовой $Fe_2TiO_5-FeTi_2O_5$ (орторомбическая структура). Члены первых двух серий при нормальной температуре являются ферромагнетиками и слабыми ферромагнетиками.

В магматических и большинстве метаморфических пород главными носителями ферромагнетизма являются минералы титаномагнетитовой серии. Кристаллическая решетка всех этих минералов имеет кубическую структуру обращенной шпинели. Магнетит Fe_3O_4 — крайний член серии, типичный ферримангнетик с намагниченностью насыщения $J_s = 480 \cdot 10^3$ А/м, точкой Кюри $T_C \approx 580^\circ\text{C}$. Титаномагнетиты — промежуточные члены серии, твердые растворы магнетита и ульвошпинели Fe_2TiO_4 . С увеличением содержания ульвошпинели, которая при комнатной температуре парамагнитна ($T_C = -153^\circ\text{C}$), значения J_s и T_C уменьшаются. Однако у природных титаномагнетитов намагниченность J_s очень редко бывает менее $80 \cdot 10^3$ А/м, а температура T_C ниже 100°C , так как титаномагнетиты промежуточного состава при нормальной температуре метастабильны и распадаются на две фазы, одна из которых (с более низким содержанием ульвошпинели) сохраняет высокую намагниченность J_s [51].

Природные титаномагнетиты часто имеют состав, отклоняющийся от линии Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 в сторону большего содержания кислорода, образуя катион-дефицитные разности. Если это отклонение велико, то такие минералы называются титаномаггемитами. Приближаясь по составу к ильменит-гематитовой серии, титаномаггемиты, являясь продуктами низкотемпературного окисления минералов титаномагнетитовой серии, сохраняют структуру обращенной шпинели. Маггемит $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ — крайний член ряда титаномаггемитов, также имеет структуру обращенной шпинели; $J_s = 415 \cdot 10^3$ А/м, $T_C = 740^\circ\text{C}$. При высоких температурах маггемит переходит в гематит [25, 51].

Ильменит-гематитовая серия твердых растворов представлена минералами со значительно меньшими значениями J_s по сравнению с минералами титаномагнетитовой серии. Гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ — крайний член серии, является слабым ферромагнетиком с $J_s = 2,6 \cdot 10^3$ А/м и $T_C = 678^\circ\text{C}$. Другой крайний член серии — ильменит FeTiO_3 — при нормальной температуре является парамагнетиком. Промежуточные члены серии — гемоильмениты (твердые растворы гематита и ильменита) — при содержании ильменита от 0 до 45 мол. % являются, как и гематит, слабыми ферромагнетиками, а от 45 до 80 мол. % — ферримангнетиками (при нормальной температуре) с максимальным значением $J_s = 140 \cdot 10^3$ А/м при $T_C = 250^\circ\text{C}$ [25].

Среди гидроокислов железа в природе встречаются в основном гётит, гидрогётит, лепидокрокит, гидрولهпидокрокит и гидрогематит. Гётит $\alpha\text{-FeOON}$ и гидрогётит — антиферромагнетики, однако они часто обладают остаточной намагниченностью благодаря внутренним дефектам; для гидрогётита $J_s \approx 0,5 \cdot 10^3$ А/м, для гётита $4,8 \cdot 10^3$ А/м. Гидрогётит нестабилен и при нагревании до 200°C переходит в гётит, а при дальнейшем нагреве — в гематит. Лепидокрокит $\gamma\text{-FeOON}$ — антиферромагнетик, обнаруживает очень слабые ферромагнитные свойства; при 150 — 275°C переходит в маггемит, а затем в гематит. Гидрогематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \times$

$\times n\text{H}_2\text{O}$ — также антиферромагнетик с очень слабым ферромагнетизмом, $J_s = 2 \div 700$ А/м; при 250°C переходит в гематит [25].

Кроме намагниченности насыщения J_s и точки Кюри T_C ферромагнетик характеризуют гистерезисные свойства: начальная магнитная восприимчивость χ_0 , поле насыщения H_s , остаточная намагниченность насыщения J_{rs} , коэрцитивная сила H_c и разрушающее поле насыщения H'_{cs} . Однако эти величины сильно зависят от размеров и формы зерен, от наличия в них дефектов, включений, напряжений и пр. Поэтому перечисленными параметрами, которые называются структурно-чувствительными, правильно характеризовать не сами минералы, а содержащие их горные породы.

Минералы—носители ферромагнитных свойств присутствуют в горных породах в разных формах. В магматических и метаморфических породах различают две их формы: хорошо ограниченные кристаллы, часто с прорастаниями одного минерала в другой (например, магнетита и ильменита), и «рудная пыль» — плохо диагностируемые оптическими методами тонкокристаллические выделения по оторочкам и внутри кристаллов породообразующих минералов, а также в нераскристаллизованной части породы (в «стекле»). В магматических породах по петрографическим признакам часто удается провести гораздо более важное для палеомагнетизма разделение зерен ферромагнитных минералов на три группы: 1) идиоморфные зерна первично-магматических минералов, 2) зерна вторичных минералов, образовавшихся на стадии остывания породы (например, продукты высокотемпературного окисления титаномагнетита), 3) зерна вторичных минералов, возникших в результате процессов, резко оторванных во времени от образования исходной породы.

В осадочных породах носители ферромагнетизма встречаются в трех формах. Первая — кластогенные рудные зерна магнетита и его разновидностей, мартита и гематита (спекулярита); по своим размерам эти зерна принадлежат к песчано-алевритовой фракции (от 0,01 до 2 мм), к этой же фракции относятся зерна кварца и чешуйки биотита с магнетитовыми включениями. Вторая форма — тонкорассеянные в породе гематит, маггемит (иногда магнетит) кластогенного и аутигенного (раннедиагенетического) происхождения; размеры этих частиц колеблются от долей микрометра до нескольких десятков микрометров, все они попадают в глинистую фракцию. Третья форма — различные позднедиагенетические и эпигенетические образования из гидроокисей железа, продукты окисления и замещения сидерита, пирита и магнетита.

1.5.2.

НЕКОТОРЫЕ МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД

Специфика магнитных свойств горных пород по сравнению со сплошными поликристаллическими ферро- и ферри-магнетиками состоит прежде всего в том, что носители ферро-

магнетизма являются аксессуарными минералами, зерна которых рассеяны в «немагнитной» матрице, образованной пара- и диамагнитными минералами; магнитные зерна имеют разные распределения по размерам и форме, разную концентрацию и разные взаимоотношения друг с другом. Это по-разному отражается на тех или иных магнитных параметрах горных пород, поэтому для некоторых классов пород и по некоторым магнитным параметрам можно указать их типичные, наиболее вероятные значения, а в остальных случаях — лишь пределы изменения параметров. Силу связи между характеристиками зерен и магнитными свойствами горных пород качественно иллюстрирует табл. 1.2.

Таблица 1.2. Связи между характеристиками ферромагнитного компонента горных пород и их магнитными свойствами

Характеристики ферромагнитного компонента пород	Магнитные свойства								
	T_C	T_b	H_s	H_c	J_s	J_{rs}	λ	χ_0	J_H
Состав	++	++	++	++	++	++	+	++	++
Концентрация	-	-	-	+	++	++	+	++	++
Размер зерен	-	++	-	++	-	++	+	+	++
Форма зерен	-	+	-	++	-	+	++	+	+
Распределение зерен в породе	-	+	-	+	-	+	++	+	+

Примечание. Знаком ++ показана сильная зависимость, + слабая зависимость, — полное или практически полное отсутствие связи.

Магнитная восприимчивость. Для большинства магматических, метаморфических и сравнительно сильномагнитных осадочных пород начальная магнитная восприимчивость χ_0 определяется главным образом концентрацией минералов титаномагнетитовой серии, для которых значение χ_0 достигает 0,2 СИ. Содержание этих минералов в магматических породах изменяется в очень широких пределах — от знакового (менее 0,01 вес. %) до 10 вес. %, что связано с химическим составом породообразующей магмы и термодинамическими условиями кристаллизации, а также с интенсивностью и характером вторичных преобразований пород [25, 51].

Магнитная восприимчивость осадочных и слабомагнитных кристаллических пород обусловлена в большей степени всем набором аксессуарных минералов, обнаруживающих ферромагнитные свойства, хотя и здесь главная роль принадлежит магнетиту. Наиболее распространенные породообразующие минералы осадочных пород — кварц, кальцит, полевые шпаты, гипс, ангидрит, галит — являются диамагнетиками с $\chi = -(0,2 \div 0,8) \cdot 10^{-7}$ СИ и не вносят заметного вклада в магнитную восприимчивость породы. Среди парамагнитных минералов наиболее важную роль играют сидерит, хлорит, пирит, ильменит, биотит и иногда глинистые минералы. Однако в значительной мере эта роль обуслов-

лена примесями, реликтами и новообразованиями железистоокисных минералов с ферромагнитными свойствами. Так, в природных сидеритах обычна примесь маггемита и гидроокисей железа; зерна кварца, чешуйки биотита и хлорита содержат мелкие включения магнетита; агрегаты глинистых минералов часто пропитаны гидроокисями железа. Именно с этими включениями и примесями связаны повышенные значения магнитной восприимчивости и наличие ферромагнитных свойств у перечисленных минералов, чистые разновидности которых относятся к парамагнетикам $\chi = 10^{-7} \div 10^{-5}$ СИ.

Сильная зависимость магнитной восприимчивости горных пород от содержания и состава акцессорных минералов обуславливает весьма широкие пределы изменения χ . Вариационные кривые χ для каждой литологической разности характеризуются главным максимумом, сильно сдвинутым в сторону меньших значений, и длинным «хвостом» в сторону больших значений [21]. Распределение χ , таким образом, резко отличается от нормальных, они значительно ближе к логнормальным (рис. 1.21).

Прямой функциональной зависимости между концентрацией железистоокисных минералов и магнитной восприимчивостью горных пород не наблюдается, однако статистическая зависимость такого рода существует. Статистический характер этой зависимости объясняется тем, что кроме концентрации ферромагнитных частиц на магнитную восприимчивость породы влияет их состав, размеры, форма, степень сохранности.

Естественная остаточная намагниченность. Как и для магнитной восприимчивости, основным законом распределения намагниченности J_n для магматических пород является логнормальный, что может быть объяснено аналогичным распределением концентраций минералов титаномагнетитовой серии в качестве «примесных» составляющих породы [51]. По этой же причине логнормальный закон распределения J_n характерен и для осадочных пород. Такие распределения наблюдаются не только для узкой группы пород, например красноцветных аргиллитов верхнего карбона Донбасса (рис. 1.22, а), но и для более широких комплексов, например мергелей, глин и алевролитов верхней перми всего севера и востока Русской платформы (рис. 1.22, б). Логнормальному закону соответствует и распределение J_n осадочных пород территории СССР (рис. 1.22, в).

Прямой связи между литологическим типом породы и намагниченностью J_n нет. В большей степени значение J_n зависит от происхождения породы, содержания и формы окислов железа. Так, наиболее вероятное значение J_n для красноцветных пород на порядок выше, чем для остальных осадочных пород (соответственно $13 \cdot 10^{-3}$ и $1,6 \cdot 10^{-3}$ А/м). Зависимость между намагниченностью J_n и окраской пород отмечается и в пределах одной пестроцветной серии. Эта зависимость имеет не функциональный, а статистический характер, коэффициент корреляции, например, для пестроцветов Западной Туркмении, составляет 0,57 [48].

Наблюдения за уменьшением J_n при постепенном удалении соляной кислотой железоокисного компонента пород показали, что относительный вклад красного пигмента и рудных зерен в намагниченность породы может быть самым разным [91].

Вопрос о том, с какими именно частицами связана намагниченность J_n красноцветов, чрезвычайно важен для палеомагнетизма, так как он тесно переплетается с проблемой времени возникновения первичной намагниченности этих пород. Благодаря повышенной намагниченности J_n и ее устойчивости к размагничивающим воздействиям красноцветы являются одними из основных объектов палеомагнитного изучения.

Как в магматических, так и в осадочных породах во многих случаях отмечается неоднородность намагниченности J_n , даже

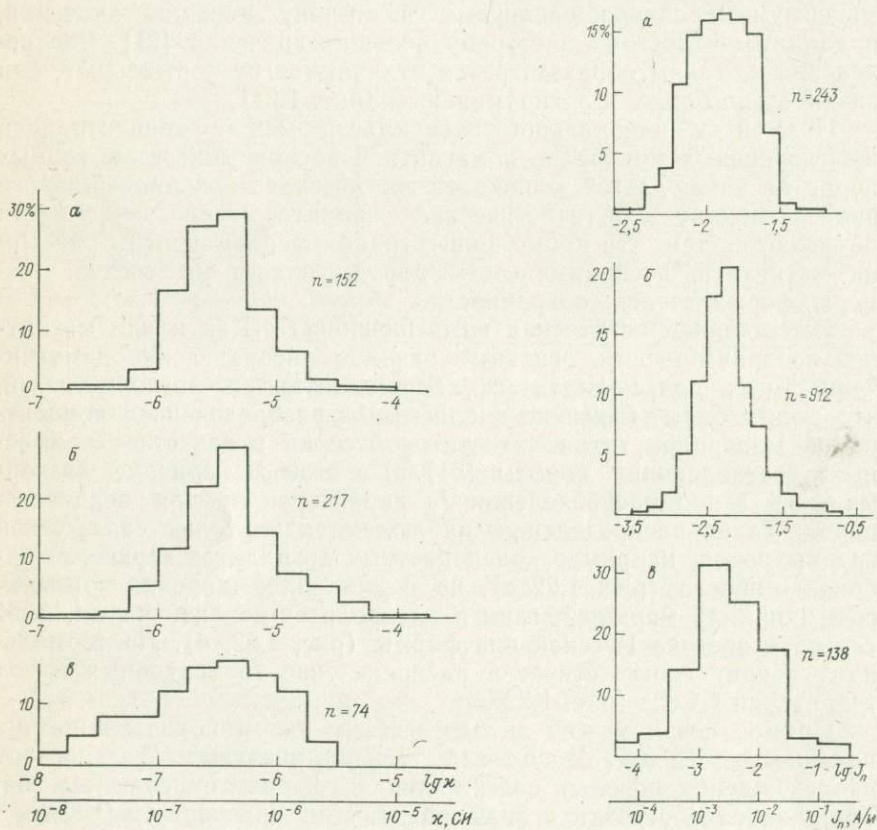


Рис. 1.21. Логнормальное распределение магнитной восприимчивости осадочных пород.

а — красноцветные аргиллиты верхнего карбона Донбасса; б — мергели, глины, алевролиты верхней перми севера и востока Русской платформы; в — 74 литологические группы для 300 свит осадочных пород территории СССР (средние значения) (по данным М. Л. Озерской).

Рис. 1.22. Логнормальное распределение намагниченности J_n осадочных пород.

а, б — см. на рис. 1.21; в — 138 свит из осадочных бассейнов СССР.

если они тонкозернистые и однородные по окраске и составу. Большие колебания J_n в пределах одного и того же потока, пласта или даже штуфа породы могут быть объяснены весьма малым числом зерен, создающих намагниченность J_n породы, или же их концентрацией в виде слоев, агрегатов и т. д.

Магнитная анизотропия [48, 51]. Наличие текстур того или иного вида в большинстве горных пород обуславливает анизотропию λ их физических свойств, в том числе анизотропию магнитной восприимчивости λ_k . Таким образом, магнитная восприимчивость является не скалярной величиной, а тензором.

Существуют два вида магнитной анизотропии — кристаллографическая анизотропия и анизотропия формы. Кристаллографическая магнитная анизотропия вызвана тем, что в кристалле ферромагнетика есть так называемые оси легкого и трудного намагничивания, которые являются определенными кристаллографическими осями, разными для кристаллов с разной решеткой. При намагничивании монокристалла вектор намагниченности отклоняется от намагничивающего поля в сторону ближайшей оси легкого намагничивания. Поэтому, если оси ферромагнитных кристаллов горной породы имеют некоторое преимущественное направление, связанная с ними остаточная намагниченность с самого начала не будет совпадать с направлением древнего геомагнитного поля.

Большое значение для горных пород имеет анизотропия формы, которая связана с тем, что намагничивание ферромагнитного тела идет не только во внешнем поле, но и в поле, создаваемом самим телом. Поэтому, если форма тела неизометричная, вектор намагниченности отклоняется от направления поля H в сторону длинной оси тела. При высоких значениях намагниченности и сильно вытянутом теле это отклонение может быть очень большим. Анизотропия магнитных свойств, обусловленная эффектом формы, в горных породах может проявляться в двух видах — макроскопическом и микроскопическом. Макроскопическая анизотропия связана с формой самого геологического тела, микроскопическая обуславливается ориентированными удлинненными или уплощенными ферромагнитными зернами, заключенными в породе. При слоистой структуре сильномагнитных пород остаточная намагниченность может оказаться согласованной по направлению не с внешним магнитным полем, а с простираемостью слоев, как это наблюдается на КМА. В относительно сильно намагниченных изверженных породах краевые части потоков и интрузий могут иметь намагниченность, резко искаженную по направлению. Этот эффект усугубляется тем, что в краевых частях могли происходить движения блоков породы при относительно низкой температуре, когда основная часть термоостаточной намагниченности уже сформировалась.

При образовании осадочной породы в ее состав могут войти ферромагнитные частицы неизометричной формы. Длинные оси этих частиц вследствие анизотропии формы будут являться

преимущественными направлениями их остаточной намагниченности. Такие частицы стремятся расположиться своими длинными осями по направлению течения, а в стоячей воде — в горизонтальной плоскости, при оседании они также будут поворачивать длинную ось ближе к горизонтали. В этом же направлении действует и последующее уплотнение пород. Все это приводит к большему или меньшему несоответствию направления намагниченности J_n породы направлению земного поля эпохи образования осадка.

Анизотропия магнитной восприимчивости оценивается обычно величиной

$$\lambda_x = \frac{\chi_{\max} - \chi_{\min}}{2\bar{\chi}} \equiv \frac{\chi_{\max} - \chi_{\min}}{\chi_{\max} + \chi_{\min}} \quad (1.36)$$

или

$$A_x = \chi_{\min}/\chi_{\max}.$$

Соотношения между этими величинами дается формулами

$$\lambda_x = \frac{1 - A_x}{1 + A_x}; \quad A_x = \frac{1 - \lambda_x}{1 + \lambda_x}, \quad (1.37)$$

причем магнитно изотропной породе соответствуют значения $\lambda_x = 0$ и $A_x = 1$, а максимально анизотропной $\lambda_x = 1$ и $A_x = 0$.

Анизотропия магнитной восприимчивости наиболее высока в метаморфических и сильнометаморфизованных осадочных породах, где она достигает $\lambda_x = 0,75$ [51]. Нормальные осадочные породы имеют гораздо меньшую анизотропию, зависящую прежде всего от тектонического положения района. В осадочных породах складчатых зон анизотропия магнитной восприимчивости заметно выше, чем в аналогичных породах платформенных областей. Так, для пород перми и триаса Верхоянской складчатой области $\lambda_x = 0,05 \div 0,15$ [21], а для осадочного чехла Сибирской платформы $\lambda_x \leq 0,05$.

Кроме начальной магнитной восприимчивости χ_0 (при $H \rightarrow 0$) магнитная анизотропия часто характеризуется другой предельной величиной — остаточной намагниченностью насыщения J_{rs} (при $H \rightarrow H_s$). Как показал Л. Е. Шолло, измерение анизотропии намагниченности J_r в области слабых полей (в области Рэлея) обладает рядом преимуществ [51]. Главные из них — это высокое значение A_r по сравнению с A_x в том же образце и отсутствие влияния парамагнитных минералов, которые в слабомагнитных породах вносят заметный вклад в магнитную восприимчивость и таким образом ослабляют анизотропию ферромагнитного компонента. Приведенное в работе [51] соотношение $A_r \geq A_x^3$ иллюстрирует выгоду изучения магнитной анизотропии по величине J_r , которую получают обычно в полях $H \approx 1 \cdot 10^3$ А/м. Это соотношение, а следовательно, и корректность характеристики магнитной анизотропии породы лишь одной из величин — A_x или A_r — справедливо только в том случае, если вклады разных зерен в параметры χ и J_r одинаковы. Это, строго говоря, верно только как

Рис. 1.23. Нормальное намагничивание красноцветных пород.

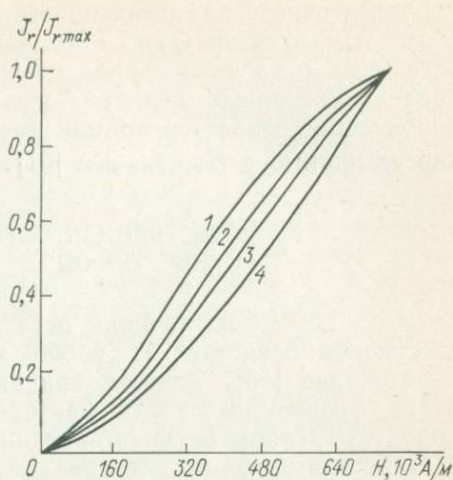
Глины и аргиллиты: 1, 2 — Донбасс (1 — карбон, 2 — пермь), 3, 4 — Сибирская платформа (3 — ордовик, 4 — кембрий).

частный случай; к тому же A_x (при $H = 40$ А/м) и A_r (при $H \approx 1 \cdot 10^3$ А/м) характеризуют магнитную анизотропию наиболее магнитомягкого компонента породы. Поэтому для определения магнитной анизотропии, обусловленной мелкими, магнитожесткими зернами, необходимо измерять анизотропию остаточной намагниченности насыщения J_{rs} .

Термомагнитные характеристики. Для диагностики минералов — носителей ферромагнитных свойств кроме точек Кюри часто исследуют температурные зависимости намагниченности насыщения $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$, а также изменения этих величин и разрушающего поля насыщения H'_{cs} при нормальном намагничивании образцов пород после термообработки [25]. Методика этих исследований, диагностирующих минералы по их магнитным превращениям, хорошо разработана [25].

Специфика осадочных пород как носителей ферромагнитных свойств связана главным образом с наличием в составе этих пород весьма мелких частиц слабомангнитных, но высококоэрцитивных окисей и гидроокисей железа и присутствием нестабильных к нагреву железосодержащих минералов. Поэтому термомагнитные характеристики осадочных пород, как правило, довольно сложны.

Гистерезисные свойства. Для осадочных пород эти свойства определяются размерами и относительным содержанием зерен магнетита, гематита (спекулярита) и пигментирующих частиц гематита и гидроокисей в глинистой фракции породы. Наиболее типичны гистерезисные свойства красноцветных осадков. Те их разновидности, которые не содержат магнетита, имеют почти прямоугольную петлю гистерезиса, так что остаточная намагниченность насыщения почти равна намагниченности насыщения ($J_{rs} \approx J_s$). Обычно $J_{rs} = (3 \div 60)$ А/м, $H_{cs} = (0,1 \div 0,6) \cdot 10^6$ А/м, $J_n : J_s = 10^{-4} \div 10^{-3}$ [29, 32]. Нижний предел H_{cs} соответствует породам, богатым спекуляритом, верхний характерен для красноцветов, магнитные свойства которых целиком определяются железосодержащим пигментом. Насыщение в полях порядка 10^6 А/м обычно не достигается (рис. 1.23). Разрушающее поле естествен-



ной остаточной намагниченности красноцветов $H'_c = (2 \div 16) \times 10^3$ А/м, фактор $Q = 1 \div 50$. Параметры магнитной жесткости остальных осадочных пород обычно доходят лишь до нижнего предела указанных величин. Почти во всех группах осадочных пород обнаруживается прямая корреляционная связь внутри двух пар величин: Q и H'_c , J_{nv} и κ [51].

1.5.3. ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ J_n ГОРНЫХ ПОРОД

Естественная остаточная намагниченность J_n горных пород представляет собой, как правило, весьма сложное образование [48]. Одна из причин этого заключается в многообразии физико-химических факторов, воздействующих на горную породу в период ее формирования и дальнейшей жизни. Такие воздействия приводят к возникновению различных видов намагниченности, которые в тех или иных соотношениях могут одновременно присутствовать в одной породе. Разные виды намагниченности могут появляться в горной породе в разное время и, следовательно, могут обладать разными направлениями соответственно с изменениями направления магнитного поля Земли во времени. В большинстве случаев в горных породах присутствуют несколько видов ферромагнитных зерен, и каждый вид намагниченности может быть связан с соответствующими зернами. Если учесть, кроме того, что разные виды остаточной намагниченности резко отличаются друг от друга по своей стабильности, то становится понятно, насколько сложной может быть природа естественной остаточной намагниченности горных пород. Как правило, при изучении J_n мы имеем дело с одновременным присутствием в горной породе нескольких различных по происхождению и устойчивости векторов остаточной намагниченности, существующих независимо друг от друга и меняющихся по своим законам [48, 53].

Все горные породы, которые в процессе своего образования или в последующие периоды подвергались значительным нагревам, при охлаждении в земном магнитном поле должны были приобрести термонамагниченность. Полная термонамагниченность возникает у тех пород, которые в тот или иной период своего существования нагревались до температуры выше точки Кюри содержащегося в них ферромагнитного минерала. К ним относятся все эффузивные и интрузивные горные породы. Полная термоостаточная намагниченность горных пород может достигать $100\% H_T$. Как было отмечено, термонамагниченность является наиболее устойчивым видом намагниченности. Так, чтобы создать в породе нормальную остаточную намагниченность, численно равную термоостаточной, полученной в земном поле, необходимо воздействовать на породу полем, в сотни раз большим. Время релаксации для намагниченности J_{rt} в большинстве случаев, как показывает теория, должно превосходить 10^9 лет, достигая

10^{17} лет (см. раздел 1.4.2). Следовательно, ни время само по себе, ни изменения геомагнитного поля в период после образования намагниченности J_{rt} не могут оказать на нее заметного влияния. Поэтому после остывания горная порода сохраняет свою намагниченность очень долгое время, причем эта намагниченность имеет направление того поля, в котором происходило остывание.

Именно факт сохранения магматической породой своей термоостаточной намагниченности, приобретенной в эпоху образования породы, позволяет использовать эти породы для решения палеомагнитных задач. Термоостаточная намагниченность ферромагнитных зерен, кроме того, в ряде случаев предоставляет возможность для палеомагнитного изучения метаморфических и осадочных пород.

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород обломочного происхождения возникает как ориентационная намагниченность малых ферромагнитных частиц (см. раздел 1.4.3). Наиболее мелкие из них могут обладать намагниченностью, присущей областям самопроизвольной намагниченности данного ферромагнетика. Более крупные частицы, состоящие из нескольких таких областей, сохраняют ту намагниченность, которой они обладали, будучи в составе материнской породы, т. е. термоостаточную или химическую. Многие горные породы могли приобрести первичную остаточную намагниченность в результате процессов химического намагничивания. В ряде случаев момент возникновения намагниченности J_{rc} может быть точно фиксирован, такие породы используются для палеомагнитных исследований. К ним относятся хемогенные карбонатные породы, сингенетичные конкреции, древние почвы — латериты (бокситы) и некоторые другие образования. В эту же группу можно включить некоторые железные руды гидротермального и осадочного происхождения. Очевидно, что время релаксации для этих видов намагниченности должно быть так же велико, как и для термоостаточной.

Надо иметь в виду неизбежное наложение вязкой намагниченности, условия образования которой в горных породах особенно благоприятны. Проявления магнитной вязкости относительно наиболее интенсивны при таких слабых магнитных полях, как земное; время же пребывания пород в этом поле исчисляется сотнями тысяч и миллионами лет. Поэтому естественная остаточная намагниченность J_n в качестве одной из своих компонент всегда должна содержать вязкую намагниченность J_{rv} , направленную примерно по современному полю Земли. Это обстоятельство часто позволяет определить намагниченность J_{rv} и степень ее влияния на векторную сумму, какой является намагниченность J_n . Значение J_{rv} в некоторых горных породах может достигать $(0,6 \div 0,8) \times 10^4 H_T$, иногда же оно составляет весьма малую долю намагниченности J_n [48].

Отклонение направления вектора J_n от первоначального может произойти не только под влиянием вязкой намагниченности, имеющей всеобщее распространение, но и в результате образования

вторичных компонент намагниченности другого вида, вызванного локальными причинами и особенностями геологической истории пород. Среди вторичных компонент наиболее распространенной является химическая намагниченность, поскольку на протяжении жизни породы в ней обязательно в той или иной степени протекают физико-химические процессы, приводящие к изменению первоначального состава и структуры породы; к этим процессам относятся образование новых минералов и разрушение первичных в ходе окислительных и восстановительных реакций, перекристаллизация, распад твердых растворов и т. д.

Если в течение своей жизни порода претерпевает вторичный нагрев до температуры ниже точки Кюри, то возникает парциальная термонамагниченность J_{rpt} . При тектонической деятельности изверженные горные породы могут испытывать механические напряжения переменной интенсивности, что влечет за собой возникновение динамической намагниченности. Наконец, остаточная намагниченность отдельных образцов породы может обладать и еще одной компонентой, которая создается магнитным полем, сопровождающим электрический разряд молнии. Это намагниченность нормальная, но намагничивающее поле в сотни раз превосходит земное. Вторичные компоненты естественной остаточной намагниченности горных пород, возникая в разное время, могут иметь самые разные направления.

Метаморфические породы в процессе метаморфизма приобретают остаточную намагниченность, природа которой зависит от вида метаморфизма; намагниченность может быть химическая, термоостаточная, парциальная или динамическая. Эта намагниченность либо сильно искажает первоначальную дометаморфическую намагниченность, либо полностью ее уничтожает. Метаморфические породы пригодны для палеомагнитных исследований в тех случаях, когда их намагниченность устойчива и позволяет получить сведения о магнитном поле времени метаморфизма.

Таким образом, естественная остаточная намагниченность горных пород в общем случае состоит из целого ряда намагниченностей, возникших в разные моменты геологической истории, имеющих разные направления и значения и в разной степени разрушенных к моменту исследования. Однако опыт палеомагнитных исследований показывает, что в ряде случаев вторичные компоненты естественной остаточной намагниченности либо легко выявляются, либо малы по сравнению с первичной термоостаточной, ориентационной или химической намагниченностью.

Не следует забывать также и явления анизотропии как еще одну возможную причину несоответствия направления намагниченности J_n направлению геомагнитного поля эпохи ее образования (см. раздел 1.5.2). Намагничивание пород строго по направлению действующего поля возможно только при их изотропном строении. В действительности часто наблюдается анизотропия магнитных свойств, особенно в породах с явно выраженной тектурой, а также при одностороннем давлении, испытываемом

горной породой. Эффекты анизотропии особенно ярко проявляются при динамометаморфизме и вторичном намагничивании уже метаморфизованных пород, а также при первичном ориентационном намагничивании, когда они выражаются в возникновении ошибки наклона (см. раздел 1.4.3).

1.5.4. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПОНЕНТЫ НАМАГНИЧЕННОСТИ J_n ; ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТАБИЛЬНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Рассмотрим в самом общем виде процесс образования остаточной намагниченности горной породы. На первом этапе формирования породы (при образовании осадка, остывании лавы, выпадении из раствора и т. д.) в ней возникает термоостаточная, ориентационная или химическая намагниченность, которую можно назвать начальной намагниченностью J_n^s . Эта намагниченность с течением времени неизбежно уменьшается вследствие магнитного и структурного старения породы и постепенного разрушения первичных минералов. Часть начальной намагниченности, сохранившуюся к настоящему моменту, назовем первичной намагниченностью J_n^0 .

Для решения некоторых задач, в частности при изучении палеогеомагнитных вариаций, в составе первичной намагниченности необходимо выделить две компоненты — «быструю» и «медленную» [56], назвав первую синхронной намагниченностью. Синхронная намагниченность — это компонента намагниченности J_n^0 , возраст которой в точности соответствует возрасту породы; ею может быть, например, термоостаточная намагниченность J_{rt} , возникшая при первом остывании лавы, или седиментационная ориентационная намагниченность осадка. «Медленная» компонента первичной намагниченности — это часть намагниченности J_n^0 , геологический возраст которой практически неотличим от возраста породы, но формируется эта компонента сравнительно медленно, с отставанием от процессов излияния лав и осадкообразования. «Медленной» компонентой могут быть, например, постседиментационная ориентационная и химическая намагниченности, образующиеся при постепенном уплотнении и дегидратации осадка, или низкотемпературные составляющие намагниченности J_{rt} медленно остывавших интрузий.

Все компоненты намагниченности J_n , возникшие после формирования начальной намагниченности и сохранившиеся к настоящему моменту, называются вторичной намагниченностью J_n^h . Из состава J_n^h можно выделить компоненту, геологически нам современную, направление которой практически совпадает с направлением локального геомагнитного поля. Эта компонента — современная намагниченность J_n^p — частично возникает в процессе современного выветривания и имеет химическую природу,

частично является вязкой намагниченностью. Остальная, более древняя, часть вторичной намагниченности называется метакроной или древней вторичной намагниченностью J_n^m . Сумму $J_n^0 + J_n^m$ называют древней намагниченностью J_n^a .

Все эти четыре компоненты намагниченности J_n , т. е. две составляющие J_n^0 и две J_n^h , являются хронологическими компонентами естественной остаточной намагниченности. К хронологическим компонентам можно отнести также доскладчатую и послескладчатую намагниченности, выделяемые геометрическим и статистическим анализом распределения векторов J_n (см. раздел 2.3). Все эти компоненты различаются между собой временем появления, а не способом образования, т. е. не видом намагниченности.

Компоненты J_n , различающиеся способом образования (видом намагниченности), а также по составу минералов — носителей этих намагниченностей, называются физическими компонентами. Физические компоненты в общем не совпадают с хронологическими, выделение которых и является основной задачей при любом палеомагнитном исследовании. Так, химическая намагниченность мелких гематитовых зерен в осадочной породе может образоваться на любой стадии жизни породы — от раннего диагенеза до современного эпигенеза, термоостаточная намагниченность изверженной породы может быть следствием вторичного прогрева и т. д. Взаимоотношения между хронологическими и физическими компонентами показаны на рис. 1.24, здесь же приведены возможные виды намагниченности зерен, впоследствии вошедших в состав метаморфических и осадочных пород и обусловивших еще одну хронологическую компоненту — реликтовую намагниченность J_n^r .

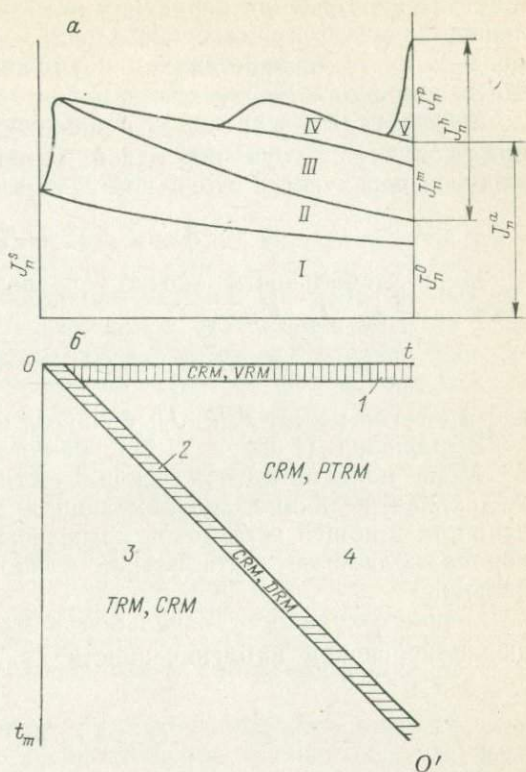
Стабильные и нестабильные компоненты, разделяемые в процессе магнитных чисток (см. раздел 2.4), образуют третью систему составляющих намагниченности J_n . Как было показано ранее (см. раздел 1.4.8), в общем случае они не равнозначны физическим компонентам вектора J_n . Составляющую намагниченности J_n , выделенную в процессе магнитной чистки и используемую для дальнейшего анализа, принято называть характерной намагниченностью и в зависимости от вида чистки обозначать J_{nt} , J_{nh} , J_{nt} , J_{nc} .

Невозможность прямого и пригодного для всех случаев отождествления компонент намагниченности J_n , выделяемых магнитной чисткой, с физическими и, тем более, с хронологическими компонентами J_n заставила разработать приемы поэтапного решения задачи об определении направления древней намагниченности J_n^a . Эта задача в свою очередь является частью прямой задачи палеомагнетизма о нахождении модуля и направления геомагнитного поля в определенный момент геологического прошлого. Так как наиболее точно определяется обычно момент начала

Рис. 1.24. Физические и хронологические компоненты намагниченности J_n .

a — схема компонент намагниченности J_n ; *b* — соотношение между хронологическими и физическими компонентами намагниченности J_n осадочных пород.

Компоненты первичной намагниченности J_n^0 : *I* — «быстрая» (синхронная), *II* — «медленная»; компоненты вторичной намагниченности J_n^h : *III, IV* — метасинхронная J_n^m , *V* — современная J_n^p ; поля намагниченностей: *1* — первичной, *2* — современной, *3* — реликтовой, *4* — метасинхронной; $00'$ — линия синхронной намагниченности; *t* — возраст породы; t_m — возраст компонент J_n .



формирования горной породы, прямая задача палеомагнетизма решается главным образом на основе изучения первичной намагниченности J_n^0 . Для решения задачи необходимо: 1) оценить долю первичной намагниченности J_n^0 в составе намагниченности J_n породы; 2) найти модуль и направление намагниченности J_n^0 ; 3) узнать, какова природа намагниченности J_n^0 и как эта намагниченность связана с древним геомагнитным полем H_a ; 4) зная намагниченность J_n^0 и характер ее связи с полем H_a , найти модуль и направление поля H_a .

Первый этап называется определением палеомагнитной стабильности горной породы; третий — определением значимости естественной остаточной намагниченности. Палеомагнитная стабильность — это «чистота» первичной намагниченности, что оценивается устойчивостью к процессам, разрушающим первичную и создающим вторичную намагниченность, и интенсивностью этих процессов в данной горной породе. Палеомагнитная стабильность — основной физический фактор, определяющий практическую сохранность первоначального направления естественной остаточной намагниченности горной породы. Под значимостью естественной остаточной намагниченности подразумевается соот-

ветствие направления первичной намагниченности породы направлению древнего геомагнитного поля в момент образования породы в месте ее залегания и возможность определения модуля этого поля.

Мерой палеомагнитной стабильности может служить отношение модуля вектора первичной намагниченности J_n^0 к сумме модулей первичной и вторичной намагниченностей:

$$S = J_n^0 / (J_n^0 + J_n^h). \quad (1.38)$$

Меру стабильности можно определить и через углы между векторами J_n , J_n^0 , J_n^h :

$$S = \sin \Delta / (\sin \Delta + \sin \delta), \quad (1.39)$$

где Δ — угол между J_n и J_n^h ; δ — угол между J_n^h и J_n^0 .

Выражения (1.38) и (1.39), как легко убедиться, идентичны.

Мера палеомагнитной стабильности — это безразмерная положительная величина, показывающая долю первичной намагниченности в общей остаточной намагниченности породы. При $S = 0$ порода полностью нестабильна, а при $S = 1$ — полностью стабильна.

Мерой сохранности начальной намагниченности служит отношение первичной намагниченности J_n^0 к начальной намагниченности J_n^s :

$$Q_{ns} = J_n^0 / J_n^s.$$

Величину S обычно называют просто «стабильностью», а Q_{ns} — «остаренностью».

1.5.5. ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ОБРАТНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Палеомагнитными исследованиями установлено, что очень многие горные породы обладают естественной остаточной намагниченностью, направление которой почти противоположно современному земному магнитному полю в районе местонахождения породы. Обратная намагниченность пород — весьма распространенное явление: среди палеомагнитно стабильных пород приблизительно половину составляют обратно намагниченные [48]. Очень существенно, что в разрезах осадочных и вулканогенных серий наблюдается чередование прямо и обратно намагниченных толщ, которые занимают определенные стратиграфические уровни.

В 50-х годах сформировались две гипотезы происхождения обратной намагниченности горных пород [53]. Согласно первой — гипотезе самообращений — обратная намагниченность во всех без исключения случаях может быть объяснена физико-химическими

процессами, обусловившими намагничивание породы против геомагнитного поля. Вторая гипотеза — гипотеза инверсий, — не исключая возможности процессов самообращения, утверждает, что основной причиной обратной намагниченности является существование во время образования породы такого геомагнитного поля, направление которого было противоположно современному. Эта гипотеза предполагает неоднократные инверсии геомагнитного поля.

Решение вопроса о том, происходили ли инверсии геомагнитного поля, имеет огромное значение прежде всего для теории, объясняющей происхождение геомагнетизма. Не менее важно это и для таких наук, как стратиграфия и геохронология. Если границы между прямо и обратно намагниченными толщами действительно соответствуют моментам, когда геомагнитное поле меняло свою полярность, то эти границы должны быть синхронными в любых точках земной поверхности. Геология в этом случае получает мощный метод для синхронизации различных событий геологической истории в местах, разделенных многими тысячами километров.

Возможность в горных породах процессов самообращения намагниченности была доказана лабораторным путем. Механизмы этих процессов теоретически рассмотрены Л. Неелем [29, 53]. Они подразделяются на две группы: 1) механизмы, действующие в однофазных системах, 2) механизмы, характерные для двух- и многофазных систем.

Первая группа. Спонтанная намагниченность ферримагнетиков является разностью намагниченностей, обусловленных двумя подрешетками A и B , т. е. $J_s = J_{sA} - J_{sB}$ [29]. Если температурные изменения намагниченностей J_{sA} и J_{sB} различны, то намагниченность при изменении температуры может принимать как положительные, так и отрицательные значения. Если при высоких температурах $J_{sA} - J_{sB} > 0$, а при низких $J_{sA} - J_{sB} < 0$, то при термо намагничивании такого ферримагнетика может возникнуть намагниченность, обратная приложенному полю, т. е. может произойти самообращение [29].

Причиной различий в температурных зависимостях намагниченностей J_{sA} и J_{sB} может быть изменение катионного распределения в подрешетках A и B в процессе охлаждения ферримагнетика от высоких температур и после его охлаждения. Это может происходить в замещенных магнетитах, когда немагнитные ионы (Mg^{2+} , Al^{3+}) диффундируют из одной подрешетки в другую. Такой механизм, вероятно, осуществился в магнизиальном титаномагнетите из Маймеча-Котуйского района (Б. В. Гусев, [53]). После термообработки при $800^\circ C$ в нейтральной среде возникала намагниченность J_{rt} , параллельная полю, приложенному во время охлаждения. Самообращение J_{rt} наблюдалось через 10—40 дней после термонамагничивания. Возможность подобного механизма была показана (теоретически и экспериментально) и для однофазного окисления гомогенного титаномагнетита (В. А. Жилиева,

[53]). В данном случае роль немагнитных ионов играют вакансии, появляющиеся в октаэдрической подрешетке B в результате окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} , что ведет к перевесу магнитного момента подрешетки A .

Вторая группа. В двух- и многофазных системах механизмы самообращения можно подразделить на два типа в зависимости от характера взаимодействия — магнитостатического или обменного — между фазами через их границу.

Магнитостатический механизм самообращения может работать только в том случае, если в двухфазной системе фаза B намагничивается в размагничивающем поле зерен фазы A . Расчеты показывают, что для осуществления этого механизма должно быть достаточно близкое соседство зерен A и B при наличии четкой границы (немагнитной прослойки) между ними, а размеры зерен должны быть очень малы, порядка однодоменных [29, 53]. Необходимым условием работы этого механизма является также одновременное намагничивание зерен разных фаз в породе. Поскольку осредненное по всему объему магнитное поле каждой частицы равно нулю (следствие отсутствия магнитных зарядов), то очевидно, что при изотропном распределении зерен обеих фаз магнитостатическое взаимодействие неспособно обеспечить самообращение намагниченности.

Обменное взаимодействие в двухфазной системе возможно только при кристаллографической непрерывности фаз, наличии общих кислородных слоев. При этом самообращение намагниченности может произойти, если $J_{SB} > J_{SA}$ и $T_{CA} > T_{CB}$. Наибольший эффект самообращения достигается, если фаза A — слабый ферромагнетик, а фаза B — ферримагнетик, так как при этом $J_{SB} \gg J_{SA}$ [29]. Примером может служить дацит горы Харуна (Япония), где фаза A представлена гемойльменитом, а фаза B — титаномagnetитом; на этой породе впервые было обнаружено лабораторным путем самообращение J_{rt} [29]. В природных титаномagnetитах сибирских траппов были отмечены явления частичного самообращения в результате обменного взаимодействия на границе образующихся после высокотемпературного отжига фаз (В. А. Жилиева и др., [53]). Специальному лабораторному изучению с целью обнаружить механизмы самообращения намагниченности подвергалось очень большое число разнообразных обратно намагниченных горных пород, и только в нескольких случаях порода намагничивалась в лаборатории противоположно приложенному полю. Необходимо, однако, отметить, что процессы самообращения не всегда могут быть воспроизведены в лаборатории, так как в некоторых случаях они приводят к необратимым изменениям породы.

Доказательства принципиально иного происхождения обратной намагниченности горных пород — намагничивания в геомагнитном поле после обратной полярности — будут рассмотрены в разделе 3.1.

Основные данные, на которые опирается любое палеомагнитное определение, представляют собой совокупность многих векторов естественной (или характерной) остаточной намагниченности, измеренных в ориентированных образцах изучаемых горных пород. Эти векторы никогда точно не совпадают друг с другом и обладают более или менее широким естественным рассеянием вокруг среднего направления, даже если образцы взяты из одного обнажения и, более того, из одного пласта осадочной породы или потока лавы. Для статистического анализа распределения направлений J_n каждому вектору придают равный вес независимо от значения J_n , представляя каждое направление намагниченности J_n в виде вектора единичной длины j_n . Таким образом, каждому направлению вектора J_n соответствует точка на сфере единичного радиуса, описанной вокруг общего начала всех единичных векторов как центра этой сферы. Каждая точка представляет собой проекцию вектора на эту сферу.

Чтобы иметь возможность анализировать картины распределения направлений J_n , единичную сферу вместе с точками на ней проецируют на плоскость чертежа (рис. 1.25). При этом обычно пользуются равнопромежуточной проекцией (рис. 1.26 и 1.27), которая дает наименьшие средние искажения по площади проекции. В качестве плоскости проецирования выбирается либо первоначально горизонтальная поверхность породы (древняя система координат), либо современная плоскость горизонта (современная си-

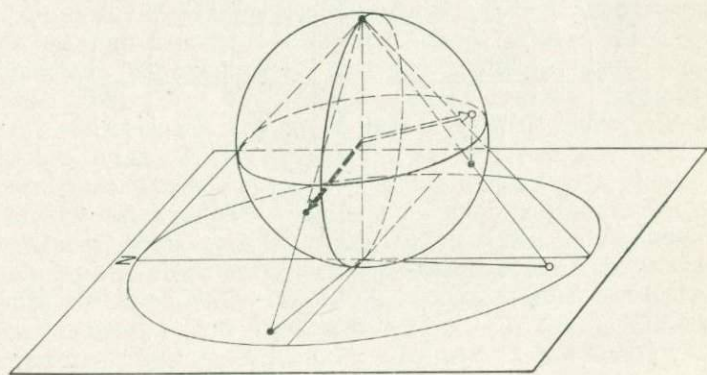


Рис. 1.25. Изображение направления вектора J_n на плоскости. Равноугольная стереографическая проекция.

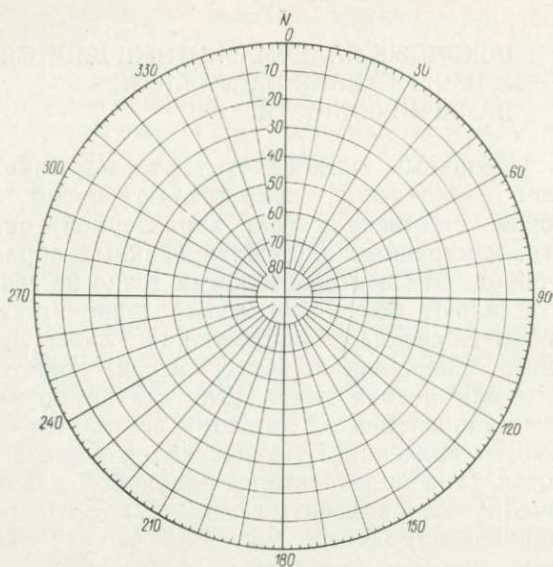


Рис. 1.26. Равнопромежуточная полярная проекция.

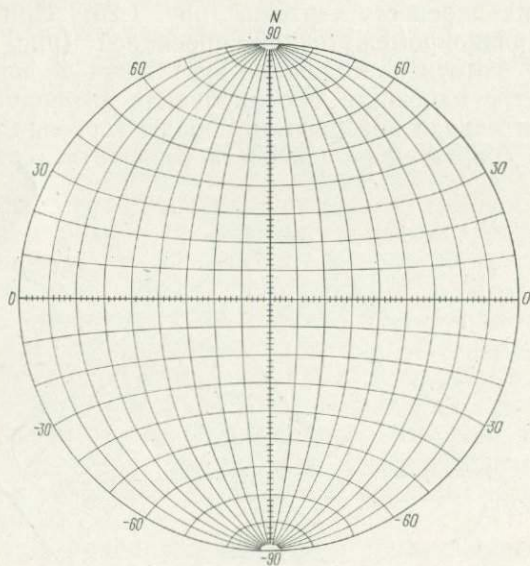


Рис. 1.27. Равнопромежуточная экваториальная проекция (сетка Каврайского).

стема координат). Направления векторов J_n выражают углами склонения D и наклоения I , подобно тому как направление геомагнитного поля в точке оценивают углами магнитного склонения и магнитного наклоения. Для изображения распределения направлений вектора J_n обычно пользуются полярной проекцией (см. рис. 1.26), на которой линии равных склонений проецируются в виде радиусов, а линии равных наклоений — в виде концентрических окружностей.

Рассеяние векторов J_n может быть вызвано многими причинами: различиями в составе и степени измененности пород и, как следствие, разными соотношениями между составляющими намагниченности J_n , возникшими в разное время в геомагнитном поле разного направления, нарушениями залегания пород, другими деформациями и т. п. Даже в тех случаях, когда исследуются недеформированные и строго одновозрастные породы с надежно выделенной однокомпонентной первичной намагниченностью, наблюдается ее рассеяние, обусловленное тепловыми флуктуациями, гидродинамическими возмущениями и структурными неоднородностями в образующейся горной породе, что препятствует ориентации первичной намагниченности точно по геомагнитному полю; остается также рассеяние, вызванное случайными погрешностями отбора образцов и измерения их намагниченности. Все эти различия между образцами, а следовательно, и рассеяние векторов J_n увеличиваются, если сравниваются данные по разным пластам или потокам; кроме того, появляется рассеяние, связанное с неодновременностью возникновения первичной намагниченности и обусловленное изменениями геомагнитного поля во времени.

1.6.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФИШЕРА

Общая закономерность распределения направлений векторов J_n при воздействии перечисленных факторов может быть легко представлена, если учесть, что почти все эти факторы носят характер случайных возмущений. В особенности это относится к однокомпонентной намагниченности. В этом случае рассматриваемая совокупность должна удовлетворять следующим условиям [48, 75]: 1) векторы совокупности распределяются с осевой симметрией по отношению к направлению древнего геомагнитного поля; 2) плотность векторов уменьшается с увеличением углового расстояния ψ от направления поля; 3) закон этого уменьшения определяется моделью диполей, ориентирующихся в магнитном поле при наличии случайных возмущений, т. е. моделью ориентационного намагничивания (см. раздел 1.4.3).

Пусть имеется N векторов J_{ni} , направления которых заданы углами склонения D_i и наклоения I_i ($i = 1, 2, \dots, N$); вычислены единичные векторы j_{ni} , проекции которых на оси координат можно записать так:

$$x_i = \cos I_i \cos D_i; \quad y_i = \cos I_i \sin D_i; \quad z = \sin I_i. \quad (1.40)$$

Эти N векторов в соответствии с моделью ориентационного намагничивания можно рассматривать как совокупность диполей с одинаковыми магнитными моментами m , полной ориентации которых по древнему геомагнитному полю H препятствовали возмущения с энергией U_0 . Тогда распределение этих диполей по магнитным энергиям $U = -mH \cos \psi$, где ψ — угол между m и H , должно подчиняться закону Максвелла—Больцмана: число частиц, имеющих энергию в пределах от U до $U + dU$, равно

$$dN = NC_0 \exp(U/U_0) dU.$$

Подставляя $U = -mH \cos \psi$ и обозначая $C = mHC_0$, получаем

$$dN = NC \exp[(mH/U_0) \cos \psi] \sin \psi d\psi. \quad (1.41)$$

Величина $K = mH/U_0$ называется кучностью векторов. Кучность — это число, показывающее, во сколько раз максимальная магнитная энергия векторов в поле H больше энергии возмущений. Постоянная C определяется из условия

$$\int_0^\pi C \exp(K \cos \psi) \sin \psi d\psi = 1,$$

откуда $C = K/(2 \operatorname{sh} K)$. Следовательно,

$$dN/N = [K/(2 \operatorname{sh} K)] \exp(K \cos \psi) \sin \psi d\psi. \quad (1.42)$$

Выражение вида (1.42) называется распределением Фишера. Величину dN/N можно рассматривать как вероятность $P_f(\psi)$ попадания вектора j_{ni} в кольцевой интервал, ограниченный углами ψ и $\psi + d\psi$, отсчитываемыми от направления поля H . В каждом из таких интервалов векторы должны распределяться равномерно по всем азимутальным углам φ , где $0 \leq \varphi < 2\pi$. Следовательно, плотность векторов j_{ni} в единице телесного угла, т. е. их доля, отнесенная к площади кольца $dS = 2\pi \sin \psi d\psi$, будет

$$p(\psi, \varphi) = p_f(\psi) p_a(\varphi) = [K/(4\pi \operatorname{sh} K)] \exp(K \cos \psi), \quad (1.43)$$

где $p_a(\varphi) = 1/(2\pi)$.

Проекция каждого из dN единичных векторов j_{ni} на направление H равна $\cos \psi$, а сумма этих проекций $dR_0 = dN \cos \psi$, поэтому, учитывая формулу (1.42), получаем

$$dR_0/N = [K/(2 \operatorname{sh} K)] \exp(K \cos \psi) \sin \psi \cos \psi d\psi.$$

Интегрируя по всем углам ψ от 0 до π , находим сумму R_0 проекций всех N векторов:

$$R_0 = N(\operatorname{cth} K - 1/K), \quad (1.44)$$

т. е. получаем формулу для ориентационной намагниченности, которая отличается от выражения (1.29) только тем, что в нем учтена концентрация ферромагнитных частиц, здесь равная единице.

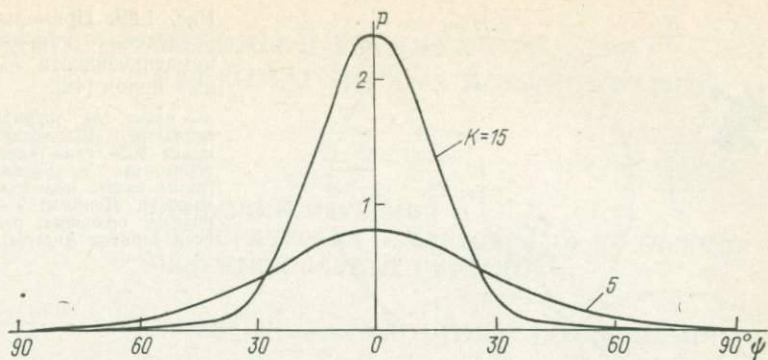


Рис. 1.28. Функция $p(\psi)$ распределения Фишера.

При $K > 3$ значение $\text{cth } K \approx 1$, откуда

$$K = N/(N - R_0). \quad (1.45)$$

Таким образом, распределения направлений как магнитных моментов частиц в породе, так и векторов j_{ni} в образцах этой породы (нормализованных векторных сумм магнитных моментов частиц) подчиняются одному и тому же закону (1.42), т. е. являются распределениями Фишера. По аналогии это позволяет утверждать, что в свою очередь и векторные суммы $\sum j_{ni}$ ($i = 1, 2, \dots, N$) подчиняются распределению Фишера. Очевидно, что при таком суммировании кучность K векторов увеличивается.

Вид функции распределения $p(\psi)$ зависит от кучности K (рис. 1.28). Если значение K велико, векторы j_{ni} располагаются кучно вокруг направления H и функция $p(\psi)$ имеет острый пик; если же $K = 0$, векторы распределены равномерно по всем направлениям и график $p(\psi)$ представляет собой горизонтальную прямую.

1.6.3. РЕАЛЬНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАМАГНИЧЕННОСТИ J_n В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Реальные распределения направлений намагниченности J_n горных пород очень часто соответствуют распределению Фишера, однако не менее часто отличаются от него. В свите или пласте (потоке) направления намагниченности J_n подчиняются распределению Фишера, если выполнены следующие условия.

1. В породах присутствует только одна составляющая намагниченности J_n (первичная либо одна из компонент вторичной) или все компоненты, кроме одной, ориентированы хаотически.

2. Во время образования намагниченности J_n данной группы пород геомагнитное поле оставалось постоянным (в пределах точности определений) или его изменения носили характер случайных возмущений.

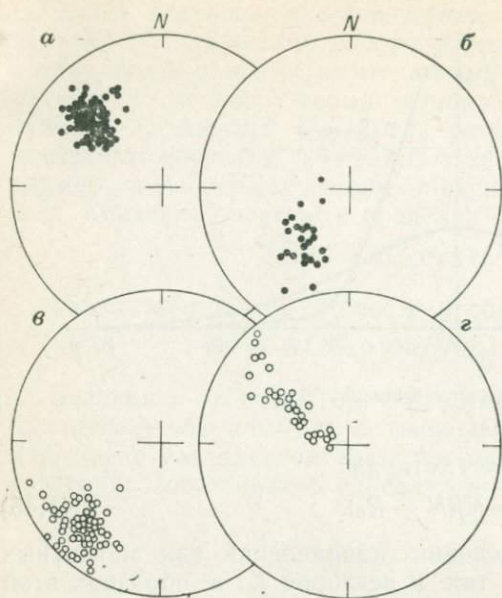


Рис. 1.29. Примеры распределения направлений намагниченности J_n горных пород [48].

а — пласт A_2 торридонских песчаников, Шотландия; *б* — пласт 6085 глин верейского горизонта, г. Верея; *в* — глины свиты медистых песчаников, Донбасс; *г* — алевролиты ордовика, р. Вихорева (приток Ангары).

3. Анизотропия пород существенно не изменила распределения направлений вектора J_n .

Естественно, что эти условия, все или порознь, соблюдаются не всегда. Особенно часто распределение Фишера нарушается в результате наличия в породе двух составляющих намагниченности J_n : первичной, направленной по древнему геомагнитному полю, и поздней вторичной, направленной по современному полю.

Несколько примеров реальных распределений намагниченности J_n пород приведено на рис. 1.29. Два из них соответствуют распределению Фишера (рис. 1.29, *а*, *в*), два других не соответствуют (рис. 1.29, *б*, *г*). Интересно, что несоответствие может проявиться как только в азимутальной совокупности [непостоянство функции p_a в формуле (1.43)] или только в радиальной совокупности (несоответствие функции $p(\psi)$ распределению Фишера), так и в обеих этих совокупностях.

**2.1. ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ; СБОР КОЛЛЕКЦИИ
ОРИЕНТИРОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ**

2.1.1. ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеомагнитные исследования ведутся на горных породах самого разного состава и происхождения, слагающих осадочные, эффузивно-осадочные толщи, эффузивные и интрузивные комплексы, а в некоторых случаях и метаморфические комплексы и руды. Выбор объекта палеомагнитного изучения целиком определяется поставленной задачей — прямой или обратной. Кроме того, существуют общие требования, ограничивающие класс пригодных для исследования объектов. Эти ограничения вызывают главным образом следующие причины: 1) слабая намагниченность пород, трудноизмеримая с достаточной точностью на современных магнитометрах, 2) плохая сохранность первичной намагниченности, невозможность ее выделения существующими методами или полная потеря намагниченности породами, 3) неполнота палеомагнитной записи в данном объекте.

Точность любого палеомагнитного определения обуславливается точностью не только нахождения составляющих древнего геомагнитного поля, но и установления момента, к которому относятся данные, т. е. времени возникновения древней намагниченности. Это время немисливо узнать без сведений о возрасте самой породы, поэтому объекты палеомагнитного изучения выбирают так, чтобы они имели надежную привязку к геохронологической шкале (чтобы были известны по меньшей мере даты начала и конца образования объекта). Если задачей исследования как раз и является определение возраста породы, необходимо иметь надежные эталоны для сравнения, т. е. палеомагнитные данные по объектам с хорошей стратиграфической привязкой.

При решении прикладных геологических задач возможно использование вторичных компонент намагниченности пород. В частности, при изучении локальных и региональных тектонических движений пригодна любая стабильная доскладчатая древняя намагниченность. В ряде случаев, например для датирования верхнего предела возраста складчатости, можно обращаться к послескладчатой намагниченности. Для изучения же тонкой структуры изменений геомагнитного поля (вековых вариаций и морфологии инверсий) необходимо выделение не только первичной намагниченности, но и ее строго синхронной компоненты. Более того, в этом случае процессом формирования выбранного

геологического объекта должна быть обеспечена достаточно подробная и непрерывная палеомагнитная запись.

Таким образом, пригодность объектов палеомагнитного изучения следует оценивать с точки зрения решения прямой и обратной задач палеомагнитологии или конкретной геологической задачи.

2.1.2. СИСТЕМА ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Система отбора ориентированных образцов из геологических тел определяется прежде всего поставленной задачей и объектами палеомагнитного изучения. Существуют несколько систем отбора [48].

1. Равномерный отбор образцов по двум-трем полным разрезам (обнажениям). В каждой точке* отбирают один-два штуфа породы, из которых изготавливают два-три образца для магнитометрических измерений. Эта система применяется в том случае, если первой задачей исследования является получение возможно более обоснованного среднего направления намагниченности J_n изучаемого тела, а знание точного направления J_n в каждой точке разреза не существенно. Так изучаются однородные осадочные толщи, отдельные пласты, лавовые потоки, пластовые интрузии и дайки. Интервал отбора определяется мощностью геологического тела и минимальным числом требуемых для статистической обработки образцов, которых в каждом обнажении должно быть не меньше 15—20.

2. Подробный отбор образцов по разрезу толщи. Проводится при изучении более детальных последовательностей изменения склонения и наклона вектора J_n (например, для исследования вековых вариаций или геомагнитных инверсий). Через малые интервалы истинной мощности, зависящие от темпа накопления осадка, строго на одном и том же стратиграфическом уровне отбирают не менее трех штуфов, из которых готовят не менее восьми ориентированных образцов.

3. Выборочный отбор образцов определенных типов пород. Эта система применяется, если в разрезе толщи только некоторые породы могли сохранить первичную намагниченность; не отличается от первой системы, если благоприятные породы встречаются в разрезе часто. Если для изучения пригодны только немногие пласты, число штуфов из каждого пласта увеличивают, чтобы получить необходимые 15—20 образцов в каждом обнажении.

* Под точкой отбора в разрезе понимается стратиграфический уровень (слой) внутри пласта, потока или их серии, а в нестратифицированном геологическом теле — участок, размеры которого вдоль линии отбора намного меньше расстояния между последовательными точками отбора (меньше интервала отбора).

4. Отбор немногих штуфов в разных местах залегания объекта. Применяется при рекогносцировочных исследованиях. Рационально из каждого штуфа приготовить в лабораторных условиях возможно большее число образцов.

При любой системе кроме отбора серийных образцов необходимо составление специальных коллекций, главным образом для изучения происхождения компонент J_n и времени их образования. Берут образцы из складок (5—10 штуфов вдоль каждого из двух-трех прослоев в различных точках складки), гальки изучаемых пород в вышележащих отложениях, обожженные породы. Кроме того, нужны образцы на петрографические, минералогические и химические анализы, а также образцы фауны и флоры.

В зависимости от задач исследования каждая система отбора имеет свою специфику. При изучении временных изменений древнего геомагнитного поля применяются первая и вторая системы. Детальность отбора образцов диктуется мощностью разрезов, скоростью осадконакопления и поставленной задачей. При исследовании тонкой структуры изменений древнего геомагнитного поля применяется вторая система отбора. Обычно при решении этой задачи, а также обратной задачи сверхдетальной корреляции разрезов проводится сплошной отбор образцов (расстояние между центрами образцов по истинной мощности равно высоте образца, т. е. 2,5—5 см); в геосинклинальных разрезах интервал отбора будет большим.

Для решения задач глобальной тектоники отбор проводится по нескольким разрезам (по двум-трем) на площади 100×100 км (в пределах единого жесткого блока). Желательно, чтобы образцы по разрезам были взяты равномерно, что является необходимым условием значимости среднего палеомагнитного направления. Стратиграфические интервалы палеомагнитного изучения здесь определяются временем, для которого выполняются реконструкции (период, эпоха, век и т. д.). Объекты исследований внутри региона следует выбирать так, чтобы свести к минимуму влияние локальной тектоники, локальных магнитных аномалий и других помех. При изучении локальной и региональной тектоники крайне важно проводить отбор образцов по разным крыльям складки, чтобы можно было найти направление доскладчатой намагниченности. Частота отбора образцов по разрезам при исследовании тектоники любого масштаба должна обеспечить такую точность определения средних векторов J_n^a , которая необходима для решения поставленной задачи.

Специфику системы изучения геологических тел кроме задачи исследования определяют также происхождение этих тел и условия их залегания.

В вулканогенно-осадочных толщах отбор образцов проводят так же, как и в осадочных толщах. Из лавовых потоков образцы следует отбирать равномерно по плоскостям естественного среза. Так как первичная намагниченность пород лавового потока, как правило, лучше сохраняется в его краевых частях, где, однако,

наблюдается значительный разброс направлений J_n , для уверенного определения среднего направления J_n^0 потока здесь часто требуется до 15 образцов (штуфов). В интрузивных телах лучше всего проводить отбор образцов по профилям, пересекающим это тело, что дает возможность проследить однородность намагниченности в середине и на периферии объекта. Число образцов из каждого интрузивного тела должно быть не меньше 15—20. В метаморфизованных образованиях наиболее рационален равномерный отбор по нескольким профилям через все тело, чтобы выявить в обнажении участки, где возможно сохранение реликтовой (до-метаморфической) намагниченности пород. Число образцов должно обеспечить выполнение всех необходимых анализов для достоверного определения направления древней намагниченности. Образцы керна скважин для решения стратиграфических задач отбирают равномерно по разрезу вскрытой толщи. Шаг отбора такой же, как и при изучении осадочных толщ в обнажениях.

2.1.3.

ОРИЕНТИРОВКА ШТУФОВ И ИЗГОТОВЛЕНИЕ ОБРАЗЦОВ

Палеомагнитология имеет дело с векторными величинами, поэтому образцы для палеомагнитных исследований должны быть ориентированы в пространстве. Для этого выбирают плоскость маркировки и измеряют азимут и угол наклона линии падения (линии наибольшего наклона) этой плоскости [48]. Измерения обычно выполняют с помощью горного компаса. Только при отборе штуфов сильномагнитных пород ($J_n \geq 1$ А/м) и в районах значительных локальных магнитных аномалий, где ориентировка по горному компасу становится невозможной, пользуются геодезическим (с помощью теодолита) или астрономическим способом ориентировки (с помощью солнечного компаса) [48, 87].

В зависимости от условий залегания пород, их свойств и применяемой техники полевых и лабораторных работ используется несколько систем получения ориентированных образцов. Любая из них должна обеспечить восстановление в образце положения плоскости, горизонтальной в момент образования породы, и линии современного меридиана на этой плоскости в то время. Поэтому, если плоскость маркировки не есть первично горизонтальная плоскость (плоскость напластования в осадочных породах), необходимо знать элементы залегания пород (тектонического наклона) для пересчета результатов измерений в систему координат, связанную с первично горизонтальной плоскостью. Чтобы избежать такого пересчета и вносимых при этом погрешностей, при изучении слоистых осадочных пород в качестве плоскости маркировки стараются выбирать плоскость напластования. Для неслоистых твердых пород плоскостью маркировки может служить любая удобная поверхность отдельности. Линию падения наносят на плоскость маркировки со стрелкой в сторону падения, азимут этой

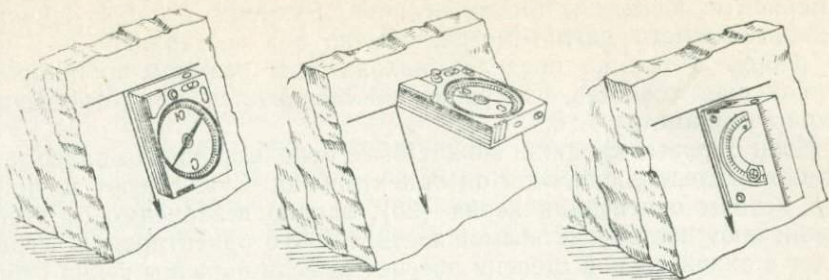


Рис. 2.1. Последовательность операций при ориентировке штуфа с помощью горного компаса с уровнем.

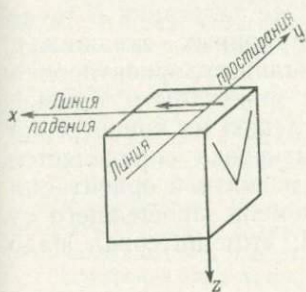


Рис. 2.2. Ориентировка кубика для магнитометрических измерений.

линии и угол ее наклона измеряют и записывают (рис. 2.1). В горизонтально залегающих пластах на плоскости напластования обычно отмечают линию магнитного меридиана со стрелкой на север.

Образцы для магнитометрических измерений изготавливаются разными способами [48, 87].

1. От обнажения откалывают штуф породы; плоскостью маркировки служит верхняя грань со стрелкой на ней, оббивают штуф до получения примерно изометрической формы с отношением наибольшей оси к наименьшей не более 2 : 1.

2. Штуф разрезают на одинаково ориентированные кубики или вручную (сразу же на обнажении для мягких пород), или на камнерезном станке (для твердых пород); показывают ориентировку кубиков и направления осей для магнитометрических измерений (рис. 2.2).

3. Из штуфа перпендикулярно к плоскости маркировки выбурируют керны, которые затем разрезают с помощью камнерезного станка на цилиндры одинаковой высоты.

4. Такие же керны выбурируют непосредственно на обнажении, минуя процесс отбора штуфов. Для мягких пород применяют пуансоны, позволяющие получать кубики также непосредственно из обнажения.

Правильная форма образцов предпочтительнее, так как позволяет на порядок повысить точность на нижнем пределе

измеряемых на магнитометре величин. Размеры кубиков зависят от применяемого магнитометра, обычно они составляют 2—5 см по ребру. В тех же пределах находятся и размеры цилиндров, наибольшая точность измерений обеспечивается при отношении высоты к диаметру 7:8.

Керн буровых скважин может быть использован для палеомагнитных исследований, если он ориентирован. Существуют магнитные методы ориентации керна [28], однако независимо от этого привлекают все другие возможности для его ориентировки. Успех будет в значительной степени обеспечен, если образцы керна отбираются в ходе бурения. Сразу после подъема керна на нем отмечается «верх—низ». Признаком, чаще всего позволяющим ориентировать керн в горизонтальной плоскости, является наклонная слоистость породы при известных элементах ее залегания в точке отбора или данные инклинометрии при наклонных скважинах. В образцах керна, находящихся в кернохранилищах, ориентировка «верх—низ» часто бывает перепутана. Она может быть, однако, восстановлена по положению фауны, закруглению на конце керна и другим признакам; горизонтальная ориентировка определяется опять-таки по наклонной слоистости. Успех магнитной ориентации керна в большинстве случаев зависит от времени, прошедшего от бурения до магнитометрических измерений; этот интервал надо стараться сократить до минимума.

2.2. МАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

2.2.1. АППАРАТУРА ДЛЯ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерение естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости образцов горных пород в магниторазведочных целях проводится уже в течение многих десятилетий; в этой области накоплен обширный фактический материал, разработаны основные принципы измерений, конструкции магнитометров и т. д. Однако в связи с необходимостью достаточно точно измерять весьма малые магнитные моменты (которые не рассматриваются магниторазведкой) палеомагнитные исследования предъявляют повышенные требования к аппаратуре.

Универсального прибора, измеряющего все используемые в палеомагнетизме магнитные характеристики во всем диапазоне их значений, не существует. Естественную остаточную намагниченность и ее компоненты, выделяемые при магнитной чистке, а также остаточные намагниченности, созданные в лаборатории, измеряют приборы следующих типов: 1) баллистический магнитометр, 2) астатический магнитометр, 3) рок-генератор (спин-магнитометр), 4) магнитомодуляционный измеритель (прибор с магнитонасыщенными зондами), 5) прибор на основе комбинации третьего и четвертого типов, 6) криогенный магнитометр на основе эффекта Джозефсона и др. Приборы первых двух типов могут применяться также и для измерения магнитной восприим-

чивости κ . Значения κ и полной намагниченности J , а также их зависимости $J(H)$ и $J(T)$, $\kappa(H)$, $\kappa(T)$ определяют на магнитных весах разных конструкций.

Описание приборов и порядка работы на них содержится в литературе по земному магнетизму и магнетизму горных пород, а также в специальной литературе по палеомагнитным исследованиям [29, 82]. Поэтому здесь мы опускаем рассмотрение этих вопросов, ограничиваясь изложением принципа действия основных типов приборов, применяемых в СССР для измерения намагниченности J_n и ее компонент.

2.2.2. АСТАТИЧЕСКИЕ МАГНИТОМЕТРЫ

Астатический магнитометр любой конструкции состоит из астатической магнитной системы, подвешенной на упругой нити в корпусе с головкой для регулировки поворота системы, из шин, предназначенных для помещения образца в строго определенные положения относительно магнитной системы, и отсчетного устройства, позволяющего определять угол закручивания нити при отклонении магнитов от их устойчивого положения под действием магнитного поля образцов. Простейшая астатическая система включает два магнита с равными и противоположно направленными магнитными моментами, жестко скрепленных между собой стержнем, зеркальце и сережку для закрепления нити. Для облегчения регулировки системы часто добавляют малый магнит, который может вращаться в двух взаимно перпендикулярных плоскостях. Основные магниты устанавливаются в плоскости магнитного меридиана.

Измерения на астатическом магнитометре основаны на взаимодействии магнитного поля, создаваемого образцом, с магнитными моментами магнитов (или одного из них). При этом образец располагают таким образом, чтобы на систему действовала лишь одна составляющая его магнитного момента. При повороте образца на 180° вокруг оси, перпендикулярной к этой составляющей, создаваемое образцом магнитное поле изменяет свое направление, и система поворачивается на некоторый угол, измеряемый отсчетным устройством. Этот угол пропорционален измеряемой составляющей магнитного момента образца. Возможные положения образца относительно магнитной системы и измеряемые при этом составляющие показаны на рис. 2.3.

В положении I центр образца находится на уровне нижнего магнита системы, располагаясь строго на восток или на запад от его центра. При этом

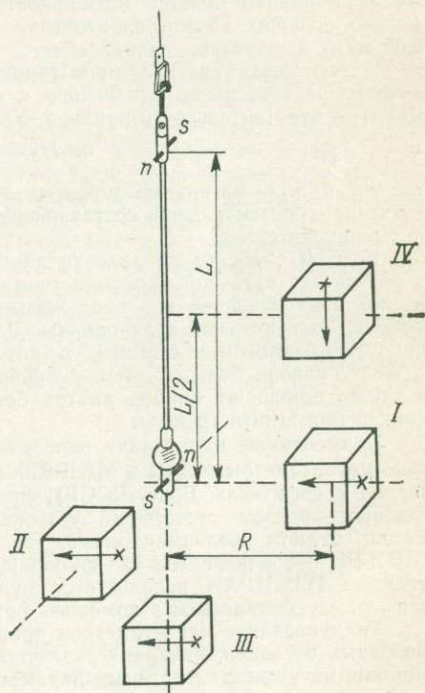


Рис. 2.3. Положения образца относительно магнитной системы астатического магнитометра.

система отклоняется от первоначального положения под действием той составляющей магнитного момента образца, которая горизонтальна и перпендикулярна к оси магнита, т. е. направлена по линии, соединяющей центры нижнего магнита и образца. Некоторое влияние вертикальной составляющей магнитного момента исключается усреднением данных при измерении с западной и восточной сторон от системы. В положении II центр образца находится на продолжении оси нижнего магнита. Отклонение системы вызывается действием горизонтальной составляющей магнитного момента образца, направленной перпендикулярно к линии, соединяющей центры образца и магнита. В положении III центр образца располагается под нижним магнитом на продолжении оси аstaticеской системы. Измеряемая составляющая горизонтальна и, как и в первых двух случаях, перпендикулярна к плоскости магнитного меридиана. В этих трех положениях может быть измерена только остаточная намагниченность образца (остаточный момент), поскольку во всех трех случаях отклонение системы вызывается горизонтальной составляющей магнитного момента, перпендикулярной к магнитному меридиану, а в этом направлении образец индукционно не намагничивается.

В положении IV, когда центр образца находится на равном удалении от обоих магнитов на линии, перпендикулярной к их осям, отклонение системы зависит от вертикальной составляющей магнитного момента образца. Следовательно, в этом случае к действию остаточного момента M_{rz} прибавляется действие магнитного момента M_i , индуцированного вертикальной составляющей земного магнитного поля. При повороте образца на 180° вокруг горизонтальной оси магнитное поле образца, обусловленное его остаточным моментом, изменит направление, а магнитное поле, вызванное индуцированным моментом, сохранит свое направление. Следовательно, если вначале отклонению системы соответствует некоторый отсчет n_1 , пропорциональный сумме $M_i + M_{rz}$, то после поворота образца новый отсчет n_2 будет пропорционален разности $M_i - M_{rz}$, что дает возможность раздельного определения этих величин. В аstaticеском магнитометре системы Б. М. Яновского и Е. Г. Чернышова используется положение I, однако имеется возможность создать индуцированный момент с помощью больших колец Гельмгольца, образующих однородное поле (обычно 0,05 мТл) в широтном направлении.

Аstaticеская система магнитометра настраивается на положение безразличного равновесия по отношению к внешнему полю, что обеспечивает максимальную чувствительность прибора. Условие такого равновесия

$$m_1 H_1 - m_2 H_2 = 0,$$

где m_1 и m_2 — магнитные моменты нижнего и верхнего магнита; H_1 и H_2 — значения горизонтальной составляющей магнитного поля, в котором эти магниты находятся.

Если $H_1 \neq H_2$, то добавление даже однородного поля — помехи (например, в результате суточной вариации геомагнитного поля) изменяет условие равновесия. Еще большее влияние оказывают магнитные бури и промышленные помехи, поля которых неоднородны. Для уменьшения всех этих влияний применяют трехмагнитные системы, в которых средний магнит имеет магнитный момент вдвое больше, чем у крайних магнитов, и антипараллельный им, а также помещают прибор внутри больших колец Гельмгольца с автокомпенсацией геомагнитного поля.

Применяемые в практике палеомагнитных исследований в СССР аstaticеские магнитометры МА-21 и МАЛ-036 (НПО «Рудгеофизика»), ЛАМ-2 и ЛАМ-3 (завод «Геофизика», Брно, ЧССР), систем ВНИГРИ и ИЗМИРАН различаются главным образом отсчетными устройствами. В приборах МА-21 и МАЛ-036 метод отсчета коллимационный, в ЛАМ-2 — визуальный, в магнитометре ВНИГРИ — объективный. В приборах МАЛ-036 с фотоприставкой, ЛАМ-3 и системы ИЗМИРАН используется нулевой метод с автоматической обратной связью, осуществляемой с помощью фотозлемента.

Градуирование магнитометров производится чаще всего при помощи калибровочных образцов, имеющих различные значения магнитного момента, или при помощи катушек с известными параметрами.

Рок-генератор, или спин-магнитометр, впервые был применен для измерения намагниченности J_n горных пород А. Мак-Нишем в 1938 г. С тех пор в литературе неоднократно появлялись описания рок-генераторов различных систем. В СССР применяются несколько действующих моделей рок-генераторов. Большинство из них, например приборы остаточной намагниченности (ПОН) Института физики Земли АН СССР, а также измеритель остаточной намагниченности ИОН-1 НПО «Рудгеофизика», имеют своим прототипом макет, разработанный В. И. Диановым-Клоковым [48], и различаются лишь конструктивным выполнением.

Принцип действия этих приборов заключается в измерении фазы и амплитуды переменной эдс, наводимой в приемной катушке магнитным полем равномерно вращающегося около нее (или внутри нее) образца. Поскольку амплитуда эдс, возникающая при вращении образца с магнитным моментом M , пропорциональна составляющей M_i в плоскости, перпендикулярной к оси вращения, а фаза эдс, обозначаемая ψ , дает угол между составляющей M_i и одной из других осей, то, вращая образец последовательно вокруг двух взаимно перпендикулярных осей, можно определить модуль вектора M и углы a и j , характеризующие его направление. Для оценки погрешности определения образец вращают вокруг всех трех осей x , y , z .

Создание опорного сигнала при измерении фазы ψ в различных модификациях рок-генератора осуществляется по-разному. В одних случаях вместе с образцом вращается постоянный магнит, в других — катушка с током. В некоторых рок-генераторах применяется наполовину зачерненный диск, перекрывающий в течение половины периода путь световому лучу, падающему на фотоэлемент. В рок-генераторах JR-3 и JR-4 (завод «Геофизика», Брно) вместо одной приемной катушки используются две, расположенные перпендикулярно друг к другу. Это позволяет измерять сразу две составляющие M_x и M_y в горизонтальной плоскости вместо M_i и фазы ψ , что ускоряет и упрощает измерения и расчеты.

В приборах этого типа используется два феррозонда со встречным направлением осей, система сбалансирована. Исследуемый образец помещают около одного из феррозондов; магнитное поле, создаваемое образцом, выводит систему из равновесия, что фиксируется. Влияние индукционной намагниченности, создаваемой магнитным полем Земли, а также эффекты неоднородности намагниченности нейтрализуют путем многократных измерений при различных взаимных положениях образца и феррозонда. Система измерений в общем аналогична применяемой при работе на астатическом магнитометре.

Существуют также приборы, представляющие собой комбинацию рок-генератора и магнитомодуляционного измерителя [82]. Такие приборы более чувствительны, чем магнитомодуляционные измерители, и, кроме того, позволяют исследовать образцы рыхлых пород, непригодные для измерений на рок-генераторах.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДРЕВНЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

ОЦЕНКА ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТАБИЛЬНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Идея полевых, или прямых, методов определения палеомагнитной стабильности горных пород была предложена еще в 1906 г. Б. Брюнесом и П. Давидом и разработана Дж. Грэхемом

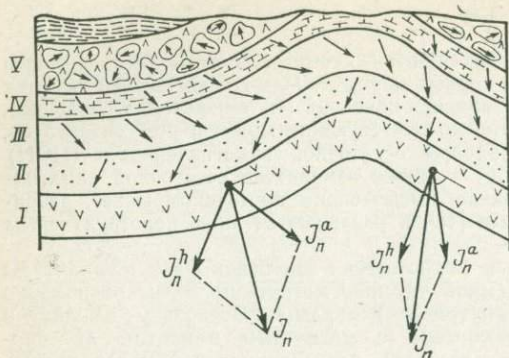


Рис. 2.4. Соотношение векторов J_n для пород, изменивших свое первоначальное положение.

[48, 53]: если блоки горной породы изменили свою пространственную ориентацию, то можно узнать, когда возникла их остаточная намагниченность — до этого изменения или после него. В первом случае векторы J_n повернутся вместе с этими блоками, во втором окажутся параллельными.

Два наиболее частых случая — это смятие пород в складку и их переотложение в виде галечника (рис. 2.4). Очевидно, что слои III и IV намагнитились до образования складки, а слой III, кроме того, и до отложения слоя V; слой же II получил намагниченность после всех этих событий. Это и есть тесты Грэхема — тесты складок и галек. Применяя эти тесты как к естественной остаточной намагниченности, так и к ее компонентам, выделяемым магнитными чистками, можно определить пределы времени их образования. Если естественная остаточная намагниченность или характерная намагниченность, выделенная магнитной чисткой, состоит в свою очередь из двух компонент — доскладчатой и послескладчатой, ее направления в разных точках будут промежуточными между существующими в слоях II и III — такими, как в слое I. Для подобных случаев разработаны методы разделения этих компонент, основанные на геометрических построениях и статистическом анализе.

Все методы разделения компонент J_n , а также оценка их палеомагнитной стабильности базируются на применении двух разных систем координат. Оси первой — современной — системы ориентированы так: ось x — на север по современному истинному меридиану места, ось y — на восток, ось z — вертикально вниз. Эта система координат едина для современного положения пластов. Другая — древняя — система связана с пластами и поворачивается вместе с ними при образовании складок. Оси древней системы были ориентированы так же, как и оси современной, до начала складкообразования; затем эта система повернулась вокруг линии простирания пластов на угол, равный углу их падения. Древняя система координат едина для первоначального горизонтального положения пластов.

Оценка палеомагнитной стабильности пород основана на следующем соображении. Если образцы пород одного возраста отобраны в разрезах с разным залеганием пород, направления древней, доскладчатой, компоненты намагниченности J_n^a должны быть одинаковыми в древней системе координат, а направления послескладчатой намагниченности J_n^h — одинаковыми в современной системе координат. Отсюда вытекают определенные признаки той или иной палеомагнитной стабильности пород одного возраста, т. е. компонентного состава их намагниченности. На стереопроекциях векторов J_n (см. рис. 1.26, 1.27), построенных в древней системе координат, эти признаки сводятся к следующему (рис. 2.5).

1. Проекция J_n образует круговые области, не включающие проекций направлений полного вектора геомагнитного поля H_T , причем средние направления J_n для разных разрезов не зависят от залегания пород в них (рис. 2.5, а, б). Породы палеомагнитно стабильны, намагниченность доскладчатая.

2. Проекция J_n образует круговые области, не включающие проекций H_T , однако средние направления J_n зависят от залегания пород. Если в современной системе эти направления близки между собой, намагниченность древняя, послескладчатая (рис. 2.5, в, г).

3. Область, занятая проекциями J_n , вытянута по направлению вектора H_T (рис. 2.5, д). Породы палеомагнитно стабильны в разной степени. Присутствуют в разных соотношениях древняя J_n^a и современная J_n^h намагниченности.

4. Проекция J_n образует круговую область вокруг проекции H_T (рис. 2.5, е). Полная нестабильность пород, присутствует только современная намагниченность.

Почти все изученные реальные распределения направлений намагниченности тех или иных групп пород сводятся или к одному из перечисленных распределений, или к какой-либо комбинации из них (рис. 2.5, ж, з). Исключением является тот редкий случай, когда естественная или характерная намагниченность состоит из трех и более компонент, сравнимых по амплитуде, но существенно разных по направлению. Перечисленные признаки неприменимы к анализу палеомагнитной стабильности горизонтально залегающих молодых отложений, где единственным свидетельством стабильности остается обратная намагниченность. Если складки образованы поворотом пластов горных пород не только вокруг одной горизонтальной оси (например, наклон шарнира складки на ее периклинали, наложение складчатости иного плана, а также послескладчатые горизонтальные деформации), то и при полной палеомагнитной стабильности первый признак удовлетворяться не будет.

Эффективным способом оценки палеомагнитной стабильности является метод контактов. Для магматической породы главным признаком палеомагнитной стабильности служит совпадение

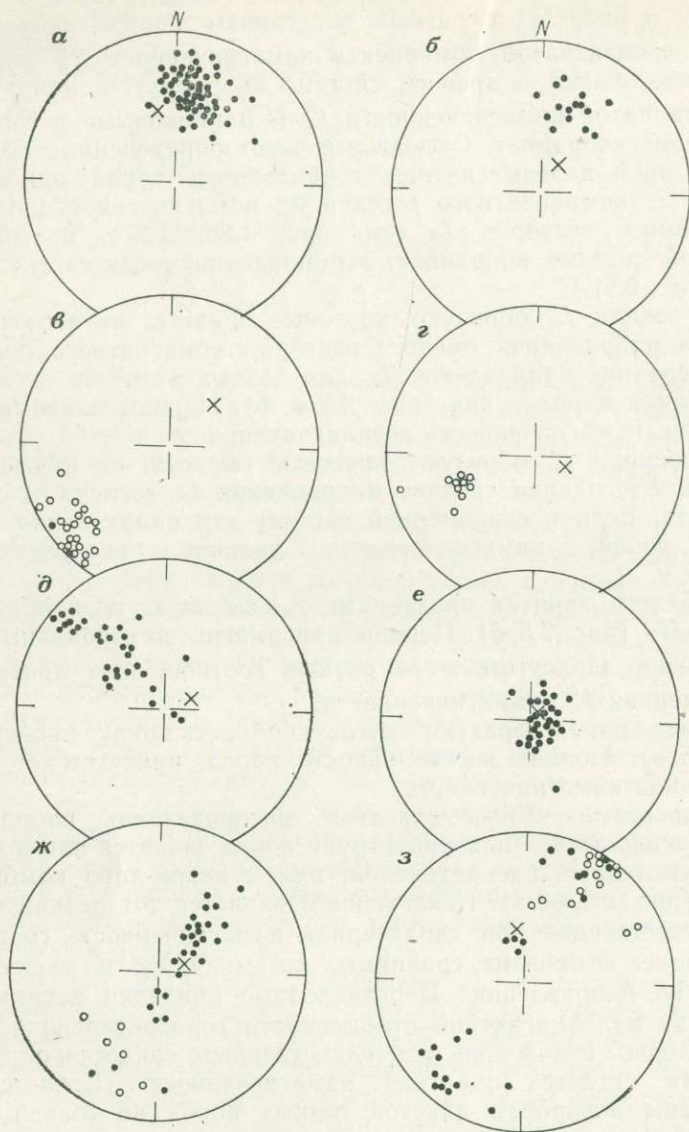


Рис. 2.5. Распределение направлений намагниченности J_n пород разной палеомагнитной стабильности ([48], с добавлениями).

Глины верхов красноцветной свиты, Челекен: *а* — северо-западное падение слоев, *б* — юго-восточное; красные аргиллиты ордовика, юго-запад ГДР [47]: *в* — северо-западное падение слоев, *г* — юго-восточное; *д* — красноцветы среднего ордовика, р. Кулюмбе; *е* — песчаники среднего плиоцена, Малый Балхан; *ж* — глины и мергели палеогена, Малый Балхан; *з* — аргиллиты и известняки низов среднего карбона (свита *д*), Донбасс.

направлений намагниченности J_n самой магматической породы и ее экзоконтакта в зоне обжига. Роль этого признака возрастает при значимом отличии названных направлений от ориентации вектора J_n вмещающей породы и от направления современного геомагнитного поля [75].

2.3.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕРЫ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТАБИЛЬНОСТИ

Количественная оценка палеомагнитной стабильности, т. е. вычисление ее меры S , ведется одним из трех методов: галек, выравнивания и плоскостей перемагничивания [48]. Методы галек и выравнивания были предложены Дж. Грэхемом еще в 1949 г. Они состоят в изучении кучности направлений J_n .

В методе галек вычисляется кучность K для галек и обломков, взятых из галечников и конгломератов, образовавшихся при разрушении изучаемых пород*. Если намагниченность J_n пород возникла до формирования галечника, векторы J_n в гальках распределяются хаотически, так как ориентационная намагниченность совокупности таких крупных «частиц», как гальки, будет пренебрежимо мала (см. раздел 1.4.3). В этом случае кучность K , вычисленная в современной системе координат или же в системе координат пласта галечника, будет близка нулю. Если же намагниченность возникла после сформирования галечника, кучность будет велика. Мерой стабильности служит величина

$$S = 1/(K^{1/2} + 1).$$

Метод выравнивания состоит в следующем. Для образцов, взятых из одного и того же пласта, но в разных точках складки, или для серии образцов одинаковых и одновозрастных пород с разным залеганием вычисляются направления J_n как в древней, так и в современной системах координат. Если кучность K_1 , вычисленная в древней системе, больше, чем в современной K_2 ($K_1 > K_2$), то ясно, что преобладает составляющая намагниченности, возникшая до образования складки и стабильная во времени (рис. 2.6). Если же $K_1 < K_2$, то преобладает вторичная намагниченность, возникшая после образования складки. Мера стабильности S дается приближенной формулой [48]:

$$S = (K_0^{1/2} + 1)(K_2^{1/2} + 1)^{-1} = (K_1^{1/2} - K_0^{1/2})(K_1^{1/2} + 1)^{-1}, \quad (2.1)$$

где K_0 — кучность нормалей к пласту.

Метод плоскостей перемагничивания в отличие от методов, предложенных Дж. Грэхемом, требует знания направления обеих компонент намагниченности. Этот метод сводится к построению так называемых плоскостей перемагничивания и их следов на поверхности единичной сферы — кругов перемагничивания. Если

* При $K \leq 3$ вместо выражения (1.45) следует пользоваться точной формулой (1.44).

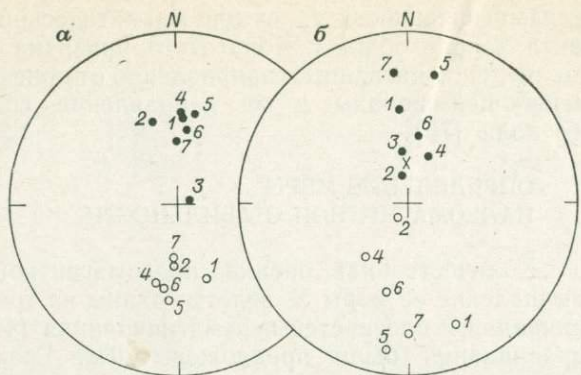


Рис. 2.6. Средние направления намагниченности J_n в разных обнажениях плиоценовых отложений Западной Туркмении.

Система координат: а — древняя, б — современная.

1, 2, 4—7 — породы с преобладанием первичной намагниченности; 3 — вторично намагниченные.

рассматривать J_n как сумму векторов J_n^a и J_n^h , то ясно, что эти три вектора всегда компланарны. Плоскость, в которой они лежат, и называется плоскостью перемагничивания. Мера стабильности вычисляется как функция углов между направлениями современного земного поля H , естественной остаточной намагниченности J_n и древней намагниченности J_n^a по формуле (1.39). Направления древней намагниченности при этом определяются методами пересечения плоскостей перемагничивания, смещения или обращения после проведения магнитной чистки пород.

Серии образцов, отбираемых для определения палеомагнитной стабильности по методам Грэхема, должны служить материалом для суждения о палеомагнитной стабильности тех же пород, залегающих спокойно (горизонтально либо с более или менее постоянным наклоном). Поэтому основным оправданием для применения методов Грэхема является допущение об одинаковой палеомагнитной стабильности пород, смятых в складки или образующих гальки, и пород, залегающих спокойно. Это допущение вполне естественно для случая складок, однако совершенно ясно, что условия для сохранения первичной намагниченности в гальке значительно менее благоприятны, чем в породе *in situ*. Поэтому надо учитывать, что метод галек может давать заниженные значения меры стабильности пород.

Все изложенные методы позволяют найти среднее значение меры стабильности только для достаточно большой группы образцов — не менее 40—50, чтобы применение статистических методов было оправданным. Однако в ряде случаев (например, при изучении связи магнитной стабильности породы с ее литологическим составом, наличием и степенью вторичных изменений) необходимо определение меры стабильности для каждого индивидуального

образца исследуемой группы. Это может быть получено построением круга перемагничивания, для чего кроме направления J_n в образце и направления перемагничивания надо знать также и направление древней намагниченности.

За направление древней намагниченности образца можно принять среднее направление древней намагниченности данной группы пород, т. е. снова допустить однородность намагничивания. Кругом перемагничивания образца считается средний круг перемагничивания изучаемой группы пород, при этом точки на стереографической проекции в силу естественного разброса направлений J_n не попадают в этот средний круг, а лишь группируются вблизи него (см. рис. 2.5, 2.6). Определение меры стабильности образца сводится к проецированию направлений J_n на среднюю плоскость перемагничивания (точки сносят по дугам большого круга на круг перемагничивания) и к определению углов Δ и δ . Меру стабильности вычисляют по формуле (1.39).

2.3.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДРЕВНЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Оценка палеомагнитной стабильности пород и даже вычисление ее меры S еще не позволяют найти направление древней намагниченности. Для решения этой задачи разработано несколько методов: пересечения плоскостей перемагничивания, смещения и обращения [48]. С их помощью для наиболее частого случая двух компонент можно найти направление и модуль древней намагниченности J_n^a и оценить погрешности их определения.

Метод пересечения плоскостей перемагничивания состоит в нахождении линии пересечения двух (или более) плоскостей, в которых повернулись векторы J_n при вторичном подмагничивании пород в разрезах с разным их залеганием. Рассмотрим случай двухкомпонентной намагниченности, когда вторичная намагниченность является современной, т. е. ее направление известно — это направление современного геомагнитного поля. Пусть имеется две серии определений J_n пород одного возраста с разным залеганием слоев и пусть средние направления J_n и H_T вычислены в древней системе координат для каждой серии. Тогда каждая пара векторов J_n и H_T задает в пространстве свою плоскость перемагничивания, в которой должен лежать вектор J_n^a — доскладчатая намагниченность. Поскольку для разновозрастных близких разрезов направления вектора J_n^a в древней системе координат должны быть одинаковыми, то линия пересечения плоскостей перемагничивания, построенная в этой системе, будет направлением J_n^a . Эти построения ведутся графически на стереопроекции, принцип их ясен из рис. 2.7.

Для получения более достоверных результатов при определении направления J_n^a и для оценки его погрешности используют

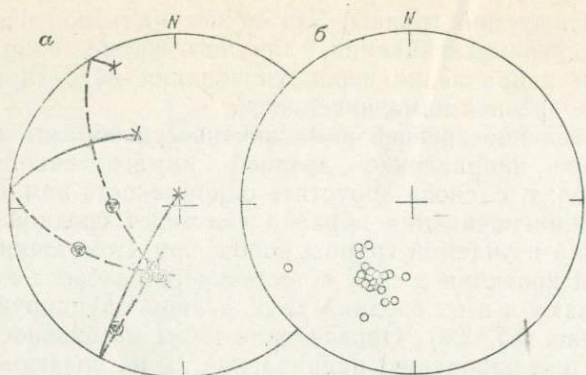


Рис. 2.7. Определение направления доскладчатой намагниченности методом пересечения плоскостей перемагничивания.

а — средние направления намагниченности J_n красноцветов татарского яруса в трех точках складки (близ Бугульмы) и пересечение кругов перемагничивания; *б* — направления намагниченности J_{nt} образцов из той же складки после термочистки.

данные по трем и более разрезам пород одного возраста с разным залеганием. Если имеется l разрезов, то взаимные пересечения l плоскостей перемагничивания дадут $n = (1/2)l(l-1)$ направлений. Их можно рассматривать как измеренные направления J_n^a , для которых можно вычислить вектор-результант R и его направление, характеризующееся углами D_R и I_R , а также кучность K векторов и радиус круга доверия α_{95} . Если $K \geq 10$, считается, что верна исходная гипотеза: векторы J_n^a параллельны в древней системе координат, а векторы J_n^h — в современной, т. е. вторичная намагниченность — современная. Если послескладчатая намагниченность образовалась в магнитном поле, направление которого существенно отличается от современного, то окажется, что $K < 10$. Направление такой метакронной намагниченности J_m^n , а значит, и направление J_n^a могут быть найдены способом последовательных приближений. Для этого направление вектора R и l направлений вектора J_n переводят в современную систему координат, построением в ней кругов перемагничивания находят n направлений J_n^m и вычисляют вектор-результант R_m . Затем векторы J_n и R_m переводят обратно в древнюю систему координат и построением новых кругов перемагничивания находят второе приближение для направления J_n^a . Обычно одного-двух таких циклов оказывается достаточно.

Метод смещения состоит в определении угла δ , на который надо сместить направление J_n вдоль круга перемагничивания, чтобы получить направление J_n^a . Угол δ определяется по известной мере стабильности S или же сравнением направлений J_n прямо и обратно намагниченных пород. Если разрез свиты представлен чередованием зон прямо и обратно намагниченных пород

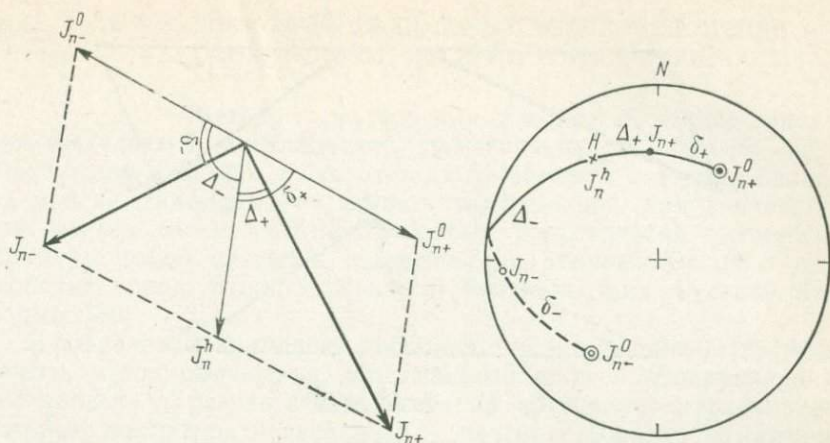


Рис. 2.8. К определению направления первичной намагниченности методом смещения [48].

одного и того же литологического облика и состава, то естественно предположить следующее: 1) направления первичной намагниченности пород в зонах разной полярности различаются на 180° , т. е. $J_{n+}^0 \approx -J_{n-}^0$; 2) средние значения меры палеомагнитной стабильности для прямо и обратно намагниченных пород одинаковы, т. е. $S_+ = S_-$. В этом случае, зная углы Δ_+ и Δ_- (углы между направлением современного поля и векторами J_{n+} и J_{n-} соответственно), можно найти угол между J_{n+} и J_{n-} , т. е. угол δ_+ , и определить таким образом направление J_{n+}^0 , а значит, и J_{n-}^0 , отличающееся от него на 180° (рис. 2.8).

Принятые предположения дают следующую систему уравнений:

$$\sin(\Delta_+ + \delta_+) = \sin(\Delta_- + \delta_-);$$

$$\sin \Delta_+ / (\sin \Delta_+ + \sin \delta_+) = \sin \Delta_- / (\sin \Delta_- + \sin \delta_-).$$

Решив эту систему относительно δ_+ , получим

$$\operatorname{tg} \delta_+ = [\sin \Delta_+ \sin(\Delta_+ + \Delta_-)] / [\sin \Delta_- - \sin \Delta_+ \cos(\Delta_+ + \Delta_-)]. \quad (2.2)$$

Если известны мера стабильности S и, следовательно, соотношение между древней и современной намагниченностью, а также направления H и J_n и угол Δ между ними, то угол δ можно найти по формуле

$$\sin \delta = \sin \Delta \cdot (1/S - 1), \quad (2.3)$$

которая непосредственно вытекает из формулы (1.39).

Метод смещения применяется для исправления средних направлений J_n как в случае прямо и обратно намагниченных пород, так и в том случае, когда известно среднее значение S рассматриваемой группы образцов. Определение направления J_n^a при

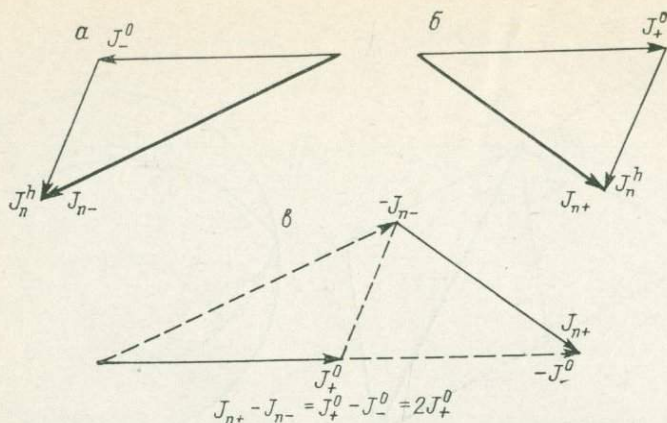


Рис. 2.9. К определению направления первичной намагниченности методом обращения [48].

Породы: *а* — обратно намагниченные, *б* — прямо намагниченные; *в* — обращение J_n и сложение.

этом сводится к откладыванию угла δ по кругу перемагничивания с помощью сетки Каврайского.

Метод обращения, который был впервые предложен и применен К. Криром и Э. Ирвингом в 1955 г., состоит в следующем. При наличии пород прямой и обратной намагниченности для вычисления среднего направления оси, вдоль которой были первоначально намагничены породы, направления обратно намагниченных пород изменяют на 180° , т. е. вместо угла D берут $D' = D + 180^\circ$, а вместо I соответственно $I' = -I$. Затем полученные нормализованные векторы с составляющими $x_i = \cos I_i \cos D_i$, $y_i = \cos I_i \sin D_i$ и $z_i = \sin I_i$ для прямо намагниченных пород и $x_j = \cos I_j \cos D_j'$, $y_j = \cos I_j \sin D_j'$ и $z_j = \sin I_j'$ для обратно намагниченных геометрически складывают и находят направление вектора-результанта, которое и считают направлением древней намагниченности. Легко видеть, что при этом исключается влияние компоненты намагниченности, которая имеет одинаковое направление для всех пород и обычно является более поздней.

Метод обращения ценен тем, что не требует никакой гипотезы о направлении вторичной намагниченности пород. Поэтому он широко применялся, например, при анализе данных по южной окраине Сибирской платформы [32], где направление вторичной намагниченности не могло быть точно известно из-за регионального перемагничивания траппами разного возраста. Этот метод не совсем строг, поскольку надо было бы складывать не нормализованные векторы, а геометрические суммы векторов J_n прямо и обратно намагниченных пород, что ясно из рис. 2.9. Однако при этом случайные литологические различия между прямо и обратно намагниченными породами могут в некоторых случаях привести к серьезным ошибкам, поэтому обычно складывают все же нормализованные векторы.

Методом пересечения плоскостей перемагничивания выделяется доскладчатая намагниченность, однако время образования складок часто отстоит от времени осадконакопления на многие миллионы лет и часть метакронной намагниченности или вся она может остаться в составе доскладчатой компоненты. Примеры такой ситуации известны для допалеозойских и палеозойских пород Южного Урала и северо-востока Русской платформы [32].

В разделении компонент доскладчатой намагниченности может помочь метод обращения, примененный к N - и R -направлениям, полученным в результате пересечения кругов перемагничивания, которые построены раздельно для прямо и обратно намагниченных пород. Если в составе древней намагниченности J_{n+}^a одних пород имеются первичная прямая J_{n+}^0 и метакронная J_{n+}^m намагниченности, а в древней намагниченности J_{n-}^a других пород есть первичная обратная J_{n-}^0 , равная и антипараллельная J_{n+}^0 , и та же метакронная J_{n-}^m намагниченности, то очевидно, что, как и в методе обращения, примененном к направлениям J_n , и здесь, сложив векторно J_{n+}^a и J_{n-}^a , получим вектор-результант, направление которого есть направление намагниченности J_n^m , а модуль его равен $2J_n^m$. После векторного сложения J_{n+}^a и вектора, обратного J_{n-}^0 , получим вектор $2J_n^0$. Практически и в этом случае, как и ранее, складываются и вычитаются два нормализованных (единичных) вектора, найденных путем геометрического сложения векторов, соответствующих точкам пересечения N - и R -кругов перемагничивания.

И метод галек, служащий для оценки палеомагнитной стабильности, может быть легко превращен в метод определения направления и модуля древней намагниченности. По сравнению с другими методами он резко сужает возможный интервал времени образования выделяемой компоненты J_n . В случае внутриформационных галечников этот метод по существу может стать прямым в строгом смысле методом выделения синхронной намагниченности пород J_n^c . Действительно, компоненты J_n , образовавшиеся до разрушения породы и формирования галечника, благодаря случайной ориентации (по отношению к ориентировке галек в галечнике) будут в разных гальках направлены хаотически в системе координат пласта галечника (т. е. в древней системе). Их геометрическая сумма при достаточном числе векторов будет равна нулю. Компоненты же, возникшие после образования пласта галечника, будут параллельны друг другу. Следовательно, геометрическая сумма намагниченности J_n галек, деленная на их число N , равна среднему значению несинхронной намагниченности и совпадает с ней по направлению. Этот способ

был впервые предложен и применен Б. В. Гусевым для оценки вязкой намагниченности галечников четвертичных террас с целью определения их возраста [51].

Зная теперь модуль и направление несинхронной намагниченности и относя их к нижележащим породам, можно вычесть геометрически эту намагниченность из суммарной намагниченности каждого образца нижележащих пластов. В случае необходимости можно учесть концентрацию ферромагнетиков, введя коэффициент пересчета несинхронной намагниченности по величине χ или J_{rs} .

Соотношение между синхронной и несинхронной намагниченностью в гальках можно определить и другим способом. Пусть имеется N векторов J_n^c . Поскольку они хаотичны в галечнике, можно показать, что среднее значение их проекций на любую плоскость, в том числе и на перпендикулярную к вектору несинхронной намагниченности J_n^m , равно $(1/2)J_n^c$. Тогда, обозначив через θ средний угол отклонения вектора J_n каждой гальки от направления J_n^m , можно написать

$$J_n^c / (2J_n^m) = \operatorname{tg} \theta.$$

Учитывая, что $\cos \theta = R/N$, где R — геометрическая сумма нормализованных векторов J_n , получаем

$$J_n^c / J_n^m = 2 (N^2 / R^2 - 1)^{1/2}. \quad (2.4)$$

Пользуясь этим соотношением и зная направление и модуль J_n^m , можно найти направление и модуль намагниченности J_n^c .

2.4. ИСПЫТАНИЯ МАГНИТНОЙ СТАБИЛЬНОСТИ И МАГНИТНЫЕ ЧИСТКИ

2.4.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Все лабораторные исследования в палеомагнитологии призваны в конечном счете выделить первичную намагниченность J_n^0 , которая является отпечатком геомагнитного поля в породе в момент ее формирования. Когда намагниченность J_n^0 более устойчива по отношению к определенным лабораторным воздействиям (времени, температуре, переменным магнитным полям, химическим реагентам), все вторичные намагниченности разрушаются (или компенсируются) в процессе размагничивания и первичная намагниченность выделяется в виде последней, самой устойчивой, компоненты J_n . Но далеко не всегда можно доказать, что эта устойчивая компонента — первичная намагниченность, даже если ее направление значительно отличается от направления современного поля в месте отбора или по данным прямых методов она является доскладчатой.

Изучение стабильности J_n по отношению к тем или иным лабораторным воздействиям — это первый, рекогносцировочный

этап исследований. Он проводится обычно по так называемым лидирующим образцам, составляющим 2—5% коллекции, и заключается в тщательном снятии кривых постепенного размагничивания и наблюдении за изменениями направления намагниченности под действием все более усиливающихся лабораторных факторов. Если лидирующие образцы дают сходные результаты, показывающие, что в определенном поле или в узком интервале температуры получена наибольшая кучность распределения J_n , и более высокие поля или значения температуры практически уже не меняют направления J_n , то именно этот режим применяется затем для чистки всей коллекции. Однако довольно часто бывает так, что при продолжающемся падении значений намагниченности J_n ее направления перестают меняться при разных значениях поля, температуры, времени выдержки в кислоте, т. е. в разные моменты достигается так называемая стабильная конечная точка — намагниченность становится однокомпонентной. Тогда приходится снимать кривые размагничивания для всех образцов, и в распределение с наилучшей кучностью попадают направления, полученные на разных ступенях размагничивания.

Нередко однокомпонентность выделенной намагниченности является кажущейся. На самом деле спектры коэрцитивности $d(J_{nh}/J_n)/dh$, блокирующих температур $d(J_{nT}/J_n)/dT$, растворимости в кислоте $d(J_{ni}/J_n)/dt$ разных компонент J_n перекрываются, что не позволяет их разделить. Полное разделение намагниченностей, входящих в состав J_n , с определением их значений и направлений возможно лишь при четкой дискретности перечисленных спектров (см. раздел 1.4.8).

В практике палеомагнитных исследований сложился традиционный подход к выбору чисток для изверженных и осадочных пород, что определяется как типичным составом ферромагнетиков — носителей J_n , природой первичной и вторичных намагниченностей, так и практическими соображениями, касающимися технических трудностей при создании аппаратуры. Для изверженных — магнетитсодержащих — пород чаще применяется h -чистка, дополняемая иногда термочисткой, а для осадочных, где главным носителем первичной и нередко вторичной намагниченностей является однодоменный гематит, используют термочистку, химическую чистку или их сочетание (h -чистка для такого высококоэрцитивного материала потребовала бы создания труднодостижимых сильных полей). Но для всех без исключения пород применима временная чистка, которой во многих случаях, когда вторичная намагниченность — только вязкая, оказывается достаточно.

Прежде чем рассматривать различные виды чисток, остановимся на обязательной для всех них системе компенсации геомагнитного поля и магнитных помех в лаборатории. Необходимость такой системы при h -чистке вызвана тем, что любое постоянное магнитное поле, присутствующее при размагничивании переменным полем (его амплитуда падает от выбранного

начального значения до нуля), создает в образце идеальную намагниченность, которая направлена вдоль поля — помехи и может превосходить намагниченность J_n . Источником таких полей могут быть любые асимметрии переменного поля (например, разные амплитуды противоположных фаз тока), вызванные присутствием четных гармоник, которые дают подмагничивание вдоль оси соленоида. Суточные вариации геомагнитного поля вместе с помехами в лаборатории обычно не превышают $4 \cdot 10^{-2}$ А/м. Во время магнитных бурь, которые фиксирует установленный в лаборатории магнетометр (например, протонный), эксперименты не проводятся. Недостаточная компенсация постоянного поля при t -чистке может привести к образованию новых термоостаточных или термохимических компонент, которые нередко превосходят намагниченность J_n (особенно в осадочных породах). При временной чистке недокомпенсация поля значительно снижает эффект разрушения вязкой намагниченности.

Компенсация поля достигается с помощью двух или трех взаимно перпендикулярных пар квадратных контуров или колец (кольца Гельмгольца). Для увеличения объема «немагнитного пространства» иногда используют четырехконтурные системы, компенсирующие каждую из двух составляющих геомагнитного поля: вертикальную и северную. Ток компенсации рассчитывают теоретически, а затем проводят доводку с помощью полемера. Регулировку выполняют перед каждым циклом нагрева—охлаждения или h -размагничивания. При такой методике неучтенными остаются вариации магнитного поля в течение эксперимента (в случае t -чистки—это 2—3 ч); как указывалось выше, эти вариации невелики. Наиболее надежной является система автокомпенсации поля внутри колец: сигналы с магниточувствительных элементов после усиления подаются в сеть колец в противофазе. В некоторых лабораториях для создания пространства «без поля» используют магнитные экраны (например, из пермаллоя). Если имеются кольца, компенсирующие поле до уровня $(8 \div 72) \times 10$ А/м, экраны играют вспомогательную роль: при хранении вычищенных образцов до измерений, при переносе их к измерительному прибору после чистки, для добавочной компенсации поля при особо точных экспериментах.

2.4.2. ВРЕМЕННАЯ ЧИСТКА И МЕТОД КОМПЕНСАЦИИ

Приступая к палеомагнитному исследованию коллекции, прежде всего следует оценить значение вязкой намагниченности, которая иногда является единственной вторичной компонентой. Собственно временная чистка состоит в помещении образцов в немагнитное пространство на некоторое время, чтобы значительно снизить или удалить вязкую намагниченность. Однако создать достаточно большое пространство «без поля» (чтобы разместить в нем всю коллекцию) и поддерживать его долгое время технически трудно. Более простой метод — компенсация

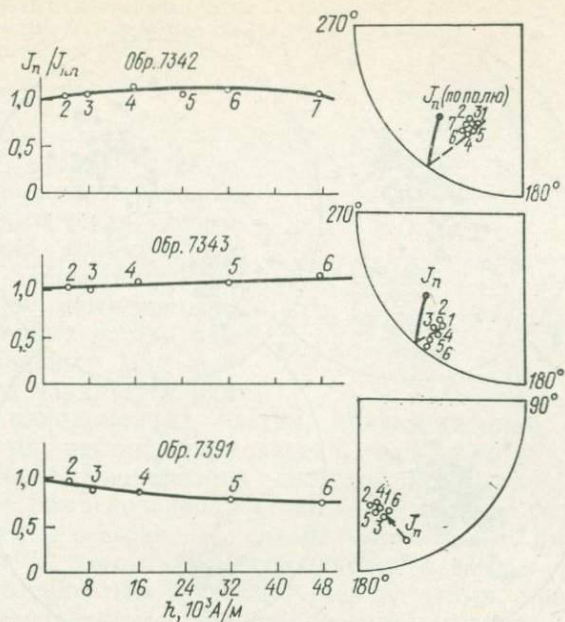


Рис. 2.10. Результаты применения метода компенсации и h -чистки пород верхнего девона (Главное девонское поле).

1 — после компенсации ($\tau=3$ мес); 2—7 — после h -чистки в полях, соответствующих точкам на кривых.

вязкой намагниченности земным полем — разработан А. Н. Храмовым [48]. Всю коллекцию на две недели (или на месяц) помещают в положение *in situ*, измеряют намагниченность J_n , а затем три месяца выдерживают образцы в противоположном положении, повернув их вокруг оси «восток—запад» на 180° . Практически (если углы падения превышают 10°) лоток с образцами, ориентированный «по полю», не меняя угла наклона, ставят в положение, симметричное относительно магнитного меридиана, а затем все образцы поворачивают на 180° вокруг оси y . Вторые измерения J_n (после выдержки «против поля») дают свободные от компоненты J_{nv} направления и значения J_n , а разность результатов первого и второго измерений — саму компоненту J_{nv} (вычитание проводится по составляющим). При больших коллекциях потерь времени нет: пока измеряется партия образцов после выдержки «по полю», подходит очередь второго измерения.

Эксперименты показали, что вязкая намагниченность, которая снимается обычно под действием слабых переменных полей и нагрева до небольших температур, оказывается иногда устойчивой к этим факторам. В результате таких испытаний разрушается лабораторная вязкая, да и то не полностью. Значительно эффективнее оказывается метод компенсации (рис. 2.10). Так как вязкая намагниченность параллельна современному магнитному полю

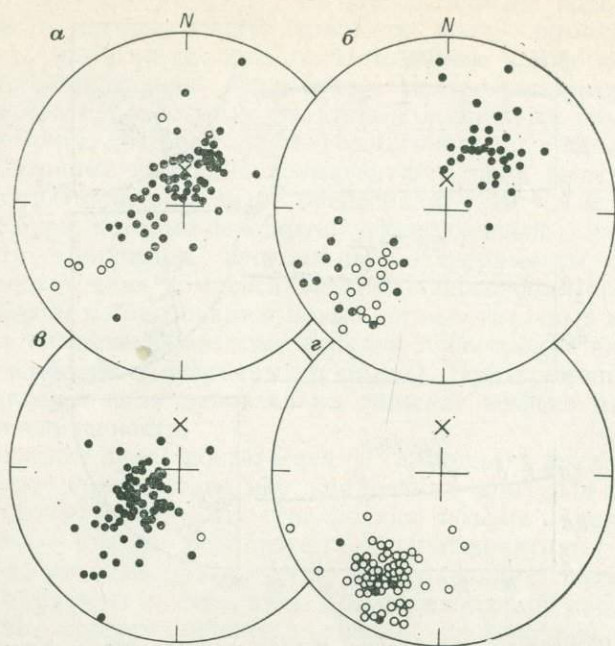


Рис. 2.11. Распределение вектора J_n в отложениях татарского (а, б) и лудловского (в, г) ярусов до компенсации (а, в) и после компенсации (б, г).

а, б — Сухона; в, г — Днестр.

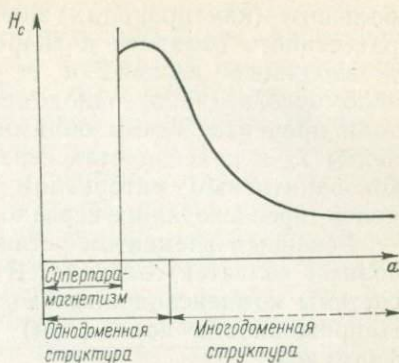
в месте отбора, то положительный результат метода компенсации состоит в увеличении угла между средним направлением вектора намагниченности и направлением современного поля. Если в коллекцию входят прямо и обратно намагниченные образцы, обособляются две группы направлений, в идеале различающиеся на 180° (рис. 2.11).

2.4.3. ЧИСТКА ПЕРЕМЕННЫМ МАГНИТНЫМ ПОЛЕМ

Этот вид чистки основан на свойстве ферромагнетиков под влиянием переменного поля с убывающей амплитудой уменьшать частные гистерезисные циклы, что приводит к снижению остаточной намагниченности в тем большей степени, чем выше начальное поле размагничивания. В случае нормальной намагниченности воздействие переменного поля с начальной амплитудой, не меньшей чем амплитуда поля, в котором эта компонента была приобретена, приведет к полному ее разрушению. Для остальных видов намагниченности переменное поле должно быть значительно больше полей их образования.

Разные виды намагниченности не одинаково устойчивы к переменному полю. Так, в изверженных породах намагниченности в порядке убывания их стабильности по отношению к переменным

Рис. 2.12. Схематическая зависимость коэрцитивной силы H_c ансамбля частиц от их размеров a [29].



полям дают обычно следующий ряд: полная термоустойчивая*, химическая, термовязкая, вязкая, динамическая, нормальная. Термоустойчивая и химическая намагниченности однодоменных частиц одинаково стабильны. Для осадочных пород характерен ряд:

химическая однодоменных частиц, ориентационная, химическая многодоменных частиц, термовязкая, вязкая и т. д. Однако порода является многофазной системой не только по способу приобретения намагниченностей, но и по составу ферромагнетиков, размерам их зерен. К самым магнитожестким относятся мелкозернистый гематит и гидроокислы, к самым магнитомягким — крупнозернистый магнетит. Между этими крайними точками оказываются гемоильмениты, титаномагнетиты, маггемиты, титаномаггемиты, мелкозернистый магнетит. Их коэрцитивные спектры перекрываются, причем мелкозернистые фазы являются более магнитожесткими, чем крупнозернистые тех же минералов (рис. 2.12).

Таким образом, для изверженных пород чистка переменным полем приведет к выделению вторичной химической намагниченности, которую несет однодоменный гематит (последний встречается в породах гораздо чаще, чем однодоменный магнетит; в изверженных породах гематит обычно вторичный). Большая или меньшая эффективность h -чистки в остальных случаях зависит от сложных сочетаний вида намагниченности, ее носителей, размера зерен магнитных минералов, т. е. от степени перекрытия коэрцитивных спектров компонент J_n . Наличие в породе однодоменных зерен проявляется в способности намагниченности J_n противостоять полям выше $72 \cdot 10^3$ А/м [82]. Сильная магнитная жесткость свидетельствует о большом времени релаксации таких зерен, т. е. об их способности сохранять намагниченность J_n в течение всего периода существования породы.

Все это можно отнести и к осадочным породам, но химическая намагниченность однодоменного гематита и гидроокислов в этих породах может быть как вторичной, так и первичной, и обе намагниченности нередко сосуществуют. Красноцветы, которые часто являются объектом палеомагнитных исследований благодаря

* Парциальная термоустойчивая намагниченность занимает в этом ряду место, зависящее от интервала температуры ее приобретения.

большим (как правило) значениям J_n , содержат много тонко-рассеянного гематита и гидроокислов, дающих породе окраску и входящих нередко и в ее цемент. Содержание в породе обломочного (часто однодоменного) гематита обычно составляет доли процента. Таким образом, и первичные и вторичные компоненты J_n в красноватах связаны в большинстве случаев с высококоэрцитивным материалом, и их разделение требует сильных полей, превосходящих нередко $16 \cdot 10^4$ А/м.

Основным элементом установок размагничивания переменными полями является соленоид. В его центр, совмещенный с центром системы компенсационных колец, помещают испытуемый образец. Напряженность поля (А/м) в центре соленоида определяется формулой

$$H_{эф} = (1/2)\omega I [(r + c/2)^2 + l^2]^{-1/2}, \quad (2.5)$$

где I — сила тока (эффективное значение), А; ω — число витков провода; l — половина длины соленоида; r — внутренний радиус обмотки; c — толщина обмотки, м.

Таким образом, поле прямо пропорционально числу витков и силе тока и обратно пропорционально длине катушки; оно тем меньше, чем больше внутренний диаметр соленоида и толщина обмотки. Внутренний диаметр задается размером держателя: для образцов с ребром 2,4 см, вращаемых вокруг трех взаимно перпендикулярных осей, диаметр составляет 12—14 см, для образцов $5 \times 5 \times 5$ см, вращаемых вокруг двух осей, диаметр равен 14—15 см. Длина соленоида определяется требованиями не только увеличения поля, но и уменьшения его градиента (неоднородность поля зависит значительно сильнее от длины соленоида, чем от его внутреннего радиуса и толщины обмотки; неоднородность тем меньше, чем больше l). Обычно длина соленоидов около 20 см. Увеличение тока ограничивается некоторыми факторами. При слишком больших токах требуется водяное охлаждение, что технически усложняет установку и делает соленоид громоздким. Воздушное охлаждение приемлемо, если нагрев катушки не превышает 65°C , поэтому сила тока не должна превосходить 15—20 А. Ток в катушке зависит от активного R_0 и реактивного R_L сопротивления:

$$I = V (R_0^2 + R_L^2)^{-1/2}, \quad (2.6)$$

где V — эффективное значение напряжения, В.

Если катушка работает в резонансном режиме, который создается включением последовательно с ней конденсатора, то сопротивление R_L сводится к нулю. Однако сила тока зависит и от числа витков: чем оно больше, тем выше активное сопротивление и тем меньше сила тока. Сопротивление $R_0 = 2\pi(r + c/2)\omega R$, где R — сопротивление провода (Ом/м), тогда поле в центре соленоида

$$H_{эф} = V / \{ 4\pi R [(r + c/2)^2 + l^2]^{1/2} (r + c/2) \}. \quad (2.7)$$

Входное напряжение, длина соленоида и его внутренний радиус заданы, переменными являются величины R и c , зависящие от диаметра провода. Его подбирают исходя из максимального поля, которое желательно получить, и силы тока. Для достижения эффекта размагничивания необходимо равномерно понижать переменное поле от выбранной амплитуды до нуля. Этого можно добиться, либо отодвигая катушку, в центре которой находился образец, либо понижая ток в ней и лишь затем удаляя ее из первоначального положения. Второй способ предпочтительнее, и не только потому что механическое передвижение тяжелой катушки не всегда бывает равномерным, но и потому что при первом способе сильные поля, связанные с высокими токами, надо поддерживать в течение медленного движения соленоида, вызывая этим его дополнительный нагрев.

Смещение катушек по горизонтальным рельсам затем сменили передвижением по вертикали. Катушку в значительной степени уравнивает противовес, и скольжение по направляющим, не связанное со значительным трением, обеспечивает более равномерное движение. Одним из вариантов второго способа является следующий: вручную устанавливают начальную амплитуду размагничивания, а затем напряжение понижают регулятором индукционного типа, работающим от маленького двигателя. Время, за которое поле порядка $(8 \div 16) \cdot 10^4$ А/м доводят до нуля, составляет обычно 5—10 мин. Кроме конденсаторов, включаемых последовательно с катушкой для работы в резонансном режиме, для подавления четных гармоник ставят дополнительные фильтры.

Существует два способа размагничивания в переменном поле: образец неподвижен относительно поля (размагничивание проводится по трем составляющим J_n); образец вращается в поле (или поле вращается вокруг образца). Второй способ появился как путь для сокращения времени эксперимента и снижения вероятности идеального намагничивания при недостаточной компенсации постоянного поля. Вращение образцов вокруг двух (а иногда и трех) взаимно перпендикулярных осей позволяет все составляющие J_n размагничивать одновременно, и чем сложнее вращается образец, тем полнее и быстрее он размагничивается. Для ускорения размагничивания иногда применяют одновременное вращение и образца и поля.

Держатели образцов изготавливают из немагнитных материалов, лучшие из которых — прессованное дерево, нейлон, стекловолокно. Частоты вращения вокруг разных осей выбирают так, что они относятся обычно как дробные числа (например, 1,61 : 1,21 : 1,00) и превосходят 100 об/мин. Если осей вращения две, они лежат в плоскости поперечного сечения соленоида; если их три, то две находятся в плоскости продольного сечения соленоида (не совпадая с его осью), а третья перпендикулярна к этой плоскости.

При работе с вращающимися образцами в больших переменных полях было отмечено появление намагниченностей,

искажающих закономерное изменение J_{nh} . Специальные исследования обнаружили существование ротационной остаточной намагниченности (RRM), не являющейся каким-либо видом идеальной намагниченности и превосходящей ее по значению (постоянное поле не превышало $4 \cdot 10^{-2}$ А/м). Хотя данные о направлении намагниченности RRM и о некоторых ее свойствах противоречивы и, кроме того, теоретически не объяснена ее природа, удалось установить следующее: RRM возникает даже при очень медленном вращении образца в падающем переменном поле (или при вращении поля вокруг образца); эта намагниченность тем больше, чем выше начальная амплитуда переменного поля, и иногда достигает насыщения в полях, превышающих $48 \cdot 10^3$ А/м; RRM не появляется в магнитомягких материалах и хороших проводниках; знак ее меняется при изменении знака вектора вращения.

Для исключения эффекта RRM было предложено складывать составляющие J_{nh} после двух размагничиваний, проходящих в одинаковых условиях, но с противоположными направлениями вращения. Другая методика предусматривает использование двух-осевого держателя, вращающего образец со скоростью 1 об/с вокруг вертикальной оси и 2 об/с вокруг горизонтальной; через каждые две секунды вращение автоматически резко обращается; падение переменного поля за 4 с (время двух прямых и двух обратных циклов) достаточно мало.

2.4.4. ТЕРМОЧИСТКА

Термочистка, как и чистка переменным полем, должна разделить компоненты J_n и в благоприятном случае, когда самой высокой стабильностью обладает намагниченность J_n^0 , выделить ее. При нагреве образцов значительно усиливаются термоактивационные процессы, что приводит к преодолению тем более высоких энергетических барьеров, чем выше температура нагрева. Такие намагниченности, как нормальная и вязкая, связанные с магнитными переходами через низкие энергетические барьеры, являются самыми неустойчивыми к нагревам, а термоостаточная и химическая — наиболее стабильными. Высокие блокирующие температуры, подобно высоким коэрцитивностям, которые обнаруживаются при h -чистке, свидетельствуют о том, что магнитные зерна имеют большое время релаксации при 20 °С.

Многокомпонентность J_n проявляется на кривых терморазмагничивания разными по характеру изменения участками (быстрым или медленным спадом), точками перегиба. Однако это может означать также, что одну и ту же намагниченности несут разные ферритмагнетики с неодинаковыми блокирующими температурами. Разрешить вопрос позволяет контроль за направлениями J_n : с изменением наклона кривой в первом случае направления изменятся, во втором остаются прежними. Нагревами снимаются не только те компоненты намагниченности, блокирующая температура носителей которых будет превзойдена,

но и те, которые связаны с магнитными минералами, переходящими в другие разности в процессе терморазмагничивания. Такими минералами являются, например, пирротин, титаномагнетит, но прежде всего к ним относятся продукты низкотемпературного окисления маггемит и гидроокислы железа — наиболее частые носители вторичной химической намагниченности. При нагреве они переходят в конечном счете в гематит. Область превращения маггемита в гематит 250—450°C, интервал распада и преобразования гидроокислов 150—300°C, т. е. нагрев уже до 300°C может снять в некоторых случаях вторичную намагниченность. Если же гидроокислы являются носителями первичной намагниченности (что довольно часто бывает в осадочных породах), уничтожается намагниченность J_n^0 и тогда для ее определения требуется разностный векторный анализ (см. раздел 2.4.8).

При нагревах происходят и превращения парамагнитных соединений в ферромагнитные (например, сидерита в маггемит), что при нескомпенсированности геомагнитного поля в установке приводит к образованию паразитной намагниченности такой амплитуды, что оставшаяся часть намагниченности J_n на ее фоне становится незначимой. Но даже при хорошей компенсации образец следует экранировать при переносе к измерительному прибору, так как новые минералы за время короткого пребывания в геомагнитном поле могут приобрести большую вязкую намагниченность. Изменение материала породы в процессе термочистки следует контролировать хотя бы измерениями магнитной восприимчивости: значительное возрастание χ указывает на привнос более сильной магнитной фазы. Несмотря на такие осложнения, метод термочистки широко применяется не только для изверженных, но и для осадочных пород, в которых избавиться от высококоэрцитивных вторичных образований с помощью h -чистки часто бывает невозможно.

Выбор подходящего режима t -чистки на лидирующих образцах отличается несколько от методики при h -размагничивании: шаг нагрева с ростом температуры (с приближением к точкам Кюри основных минералов — магнетита и гематита) становится все более узким, а при h -размагничивании шаг растет вместе с ростом поля. К недостаткам t -чистки относят большие затраты времени на цикл нагрев—охлаждение (2—3 ч). Однако в некоторой степени они компенсируются: в центре колец можно создавать равномерное поле, снимающее земное в большом объеме, и одновременно помещать в него несколько образцов. Объем «немагнитного» пространства растет с увеличением радиуса колец или стороны квадратных контуров; так, при стороне 2,4 м диаметр пространства «без поля» составляет около 20 см.

Установки для термочистки кроме системы компенсации поля включают электрически нагреваемую неиндукционную печь. В конструкциях печей, при всех их различиях, обычно соблюдаются следующие условия: материалы, из которых изготовлена печь (иногда и спираль), немагнитны; низкая внешняя тепло-

отдача; обеспечение равномерного прогрева каждого образца; неоднородности температуры в рабочем объеме, не превышающие 10°C ; измерение и поддержание температуры с погрешностью до нескольких градусов. Печь можно удалять после нагрева образцов для более быстрого их остывания в пространстве «без поля». При использовании экранированных печей такое удаление допустимо лишь при достаточно длинном (обычно цилиндрическом) экране, чтобы остывающие образцы находились в сильно ослабленном поле, т. е. были далеко от открытого отверстия цилиндра. Применение экранов при нагревах до высоких температур требует водяного охлаждения. Нагревы до 700°C допускает печь, сконструированная В. П. Апариним и И. Е. Лыткиным и применяемая в Институте физики СО АН СССР. Электродпечь с теплоизоляцией из шамотного кирпича (обмотка бифилярная) помещена в двойной медный стакан, экранированный тремя пермаллоевыми цилиндрами (с крышками), наполненными водой. Внешний цилиндр помещен в бак с проточной водой. Необходимая температура поддерживается тиристорным блоком управления, режим которого задается термопарой. Постоянное поле внутри печи составляет менее $4 \cdot 10^{-3}$ А/м.

2.4.5. ХИМИЧЕСКАЯ ЧИСТКА

Эта чистка нашла широкое применение при палеомагнитных исследованиях красноцветов, в которых вместе с ориентационной намагниченностью нередко сосуществуют химические (и первичные и вторичные) намагниченности. При воздействии 8—10 н. раствором соляной (реже щавелевой) кислоты магнитные соединения железа — пленки на немагнитных минералах (часто на кварце), более поздние образования на обломочных магнетите и гематите, мелкие зерна, заполняющие трещины или входящие в цемент и пигмент, — растворяются, преобразуясь в парамагнитные соли. Таким образом, намагниченность J_n можно разделить на компоненты, связанные с легко- и с плохорастворимыми магнитными фазами (от пленок до обломочных зерен спекулярита, самого устойчивого к действию кислоты и несущего ориентационную намагниченность).

Безусловно, химическая чистка не всегда эффективна. Это связано с тем, что порода может быть недостаточно пористой (глинистые породы); обладать карбонатным цементом (разрушающимся в кислоте быстрее всех других компонентов породы); содержать только мелкозернистую фракцию, несущую разные компоненты, разрушаемые кислотой с одинаковой скоростью. Самыми подходящими объектами для химической чистки (I -чистки) являются крупно- и среднезернистые красные песчаники с кварцевым цементом. Однако и в менее пористых породах химическая чистка может быть эффективной, если кислоту нагнетать под давлением. Чтобы не усугублять разрушения образцов в случае присутствия в них карбонатов (из-за бурного выделения углекис-

лого газа образцы буквально взрываются), сначала их заливают соляной кислотой слабой концентрации, тогда углекислый газ выделяется постепенно, не разрушая породу. При неустойчивом к кислоте цементе образцы помещают в кюветы, сделанные точно по их форме из материала, не взаимодействующего с кислотой.

Методика химической чистки проста, хотя и трудоемка. Сначала образцы готовят к чистке, надрезая их, распиливая на тонкие пластинки (3—5 мм) или выбуривая отверстия, чтобы увеличить поверхность соприкосновения с кислотой. Затем измеряют намагниченность J_n , помещают образцы в отдельные сосуды и заливают 10 н. кислотой (иногда на первые 1000—1300 ч их выдерживают в 8 н. растворе HCl). Через определенные промежутки времени (сначала короткие, затем более длинные) образцы вынимают из кислоты, промывают дистиллированной водой и помещают в немагнитное пространство на время сушки (2—3 сут). Это время можно сократить, используя вентилятор. Затем снова измеряют J_n и помещают образцы в свежую кислоту. Эта процедура продолжается до тех пор, пока модуль и направление J_n перестанут меняться или намагниченность станет так мала, что измерить ее можно будет лишь с большими погрешностями.

В момент полного исчезновения окраски образца проводят измерение J_n , так как с пигментом бывает связана вторичная химическая намагниченность или более поздняя фаза первичной намагниченности. Этот момент можно уловить, если сделать пропил или сломать пластинку. Часто процесс чистки приходится прекращать из-за возросшей хрупкости образца или его полного разрушения. В классическом исследовании Дж. Роя и Дж. Парка [91] с помощью химической чистки были отделены химические намагниченности CRM_A (более ранняя, связанная с выросшим в процессе диагенеза гематитом) и CRM_B (более поздняя, связанная с пигментом) от DRM — детритовой (ориентационной) намагниченности, носителем которой был спекулярит. Нагревы до 674°C снимали только CRM_A; кажущаяся однокомпонентность оставшейся после этого намагниченности была следствием перекрытия спектров блокирующих температур для CRM_A и DRM.

Этот пример иллюстрирует типичную ситуацию, характерную для красноцветов: многофазность химической намагниченности, невозможность во многих случаях разделить CRM и DRM, ложную однокомпонентность после *t*-чистки. Из всего этого вытекает необходимость комбинированных чисток.

2.4.6.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ЧИСТКА

Эта чистка основана на свойстве магнетита при некоторой низкой температуре, называемой изотропной точкой (для стехиометрического магнетита она равна —143°C), терять свою намагниченность (первая константа магнитной кристаллографической анизотропии меняет знак), а затем при нагреве без поля восстанавливать компоненту J_{rt} на 60—80%, а J_r — менее чем

на 20%. Методика чистки очень проста: погружение образца в сосуд Дьюара с жидким азотом для охлаждения до -143°C , затем естественный нагрев в воздухе до комнатной температуры без поля.

В работе [90] рассмотрена низкотемпературная чистка, которая была испытана сначала на базальтах, обладающих намагниченностью J_n и наведенной в лаборатории J_r , а затем на серпентините. В первом случае компонента J_r была полностью удалена, во втором кучность распределения J_n повысилась с 13 (перед чисткой) до 25 (после нее). Эта чистка, однако, не нашла широкого применения, так как она эффективна лишь при наличии в образцах крупнозернистого магнетита, но эта разновидность нетипична для горных пород, сохраняющих первичную намагниченность.

2.4.7.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ЧИСТКИ

Обязательность временной чистки (метода компенсации), доказанная многолетними исследованиями, перед применением последующих h -, t - и l -чисток уже создает прецедент комбинированной чистки. Химическая чистка в сочетании с нагревами (до или после нее) оказалась очень результативной. Например, красноцветы Тувы (силур—девон), устойчивые к h -чистке в поле до $64 \cdot 10^3$ А/м и к t -чистке до 600°C , при воздействии на них 10 н. соляной кислоты обнаружили следующие свойства. Значение J_n за время пребывания в кислоте (от 37 до 1375 ч) упало до 0,74—0,18 начального, вектор намагниченности изменил направление от нескольких градусов до 108° . Последующая t -чистка еще больше отклоняла вектор J_n от направления перемагничивания современным полем (рис. 2.13). В результате векторы намагниченности разделились на две группы примерно противоположных направлений (рис. 2.14). Только термочистка такого эффекта не дала.

Применение комбинированной чистки позволило палеомагнитологам Казанского университета выделить и оценить вклад в намагниченность J_n красноцветов первичных компонент J_{rc} и J_{ro} . Для этого образцы сначала проходили h -чистку в поле $8 \cdot 10^3$ А/м, а затем t -чистку при 150 — 200°C [28]. Такая же комбинированная чистка (двухступенчатое размагничивание) широко применяется на изверженных породах. Эта чистка эффективна, когда вторичная (доминирующая) и первичная (незначительная) древние составляющие обладают почти одинаковой коэрцитивностью (их коэрцитивные спектры почти полностью перекрываются). В поле до $(8 \div 12) \cdot 10^3$ А/м h -чистка снимает все нестабильные компоненты, а далее в полях до нескольких десятков килоампер на метр вектор J_n ведет себя как однокомпонентная намагниченность, направление которой почти соответствует доминирующей компоненте. Последующий нагрев сначала разрушает вторичную намагниченность, оставляя древнюю первичную как более высокотемпературную.

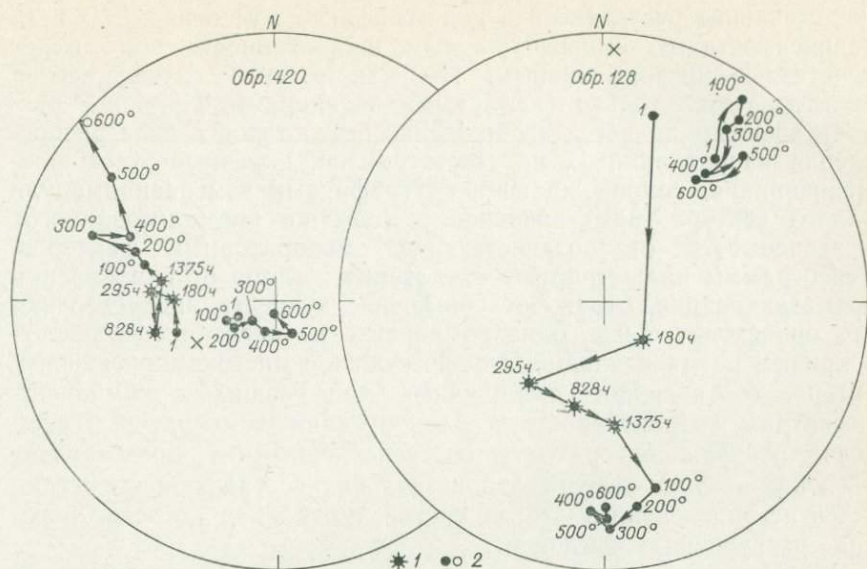


Рис. 2.13. Изменение направлений вектора J_n красноцветов Тувы (силур—девон) в процессе чисток.

Чистки: 1 — химическая, 2 — термическая.

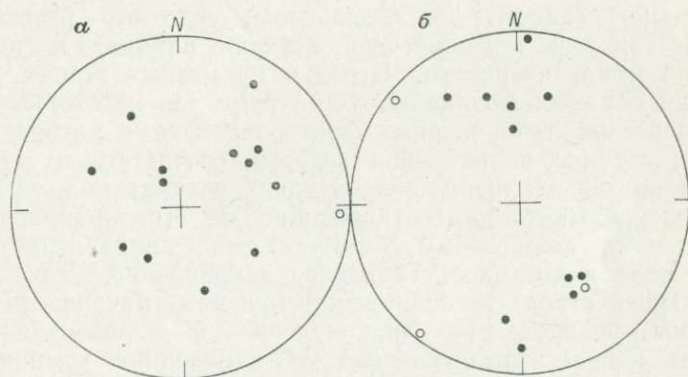


Рис. 2.14. Распределение векторов J_n в красноцветах Тувы (силур—девон) до чистки (а) и после комбинированной химической и термической чистки (б).

Ее значение иногда может быть менее 10% первоначального. В результате удается выделить по крайней мере три фазы намагниченности.

2.4.8. СПОСОБЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСТОК И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Остаточная намагниченность пород — это вектор, поэтому способ представления изменений намагниченности J_n в процессе чисток должен отражать изменение и ее модуля, и направления.

Представление результатов в виде графиков изменения I , D и J_n в зависимости от температуры или напряженности поля будет недостаточно информативным, так как в этом случае вектор характеризуется только скалярными величинами. Наиболее распространенным является изображение результатов в виде распределения направлений J_n на стереограммах в разные этапы размагничивания, сопровождающихся графиками изменения модуля полного вектора намагниченности (обычно нормализованного) в зависимости от воздействующих лабораторных факторов. Стереограммы иллюстрируют отклонение вектора от направления перемагничивания, отражают повышение кучности распределения (что происходит, когда одна компонента начинает преобладать); по кривым размагничивания можно судить о многокомпонентности вектора, соотношении вычищенных и оставшихся компонент, о спектрах коэрцитивности и блокирующих температур. Такой способ изображения результатов непосредственно представляет поведение вектора-результанта нескольких составляющих, остающихся на определенных этапах чистки, и отражает косвенно поведение разрушенных компонент.

Чтобы оценить вклад отдельных компонент J_n и проследить за их поведением во время чисток, полный вектор раскладывают на векторы, соответствующие определенным направлениям: современного поля в месте отбора, предполагаемого древнего перемагничивания (одного или нескольких, если это известно из геологической или тектонической истории района) и, наконец, первичной намагниченности. Нередко на разных этапах чистки коллекций образцов возникают устойчивые (до некоторых пределов воздействия лабораторных факторов) кучные распределения векторов, средние направления которых соответствуют тем или иным полям перемагничивания. В таких случаях полный вектор можно раскладывать на составляющие по этим направлениям, снимаемым со стереограмм, включая сюда направление современного поля и конечное стабильное направление. Для каждой составляющей строят графики изменения намагниченности и стереограммы распределения направлений в разных образцах. Наиболее полное представление об изменениях компонент J_n в процессе чисток дает анализ векторов непосредственно в плоскостях перемагничивания (пример такого анализа приведен ниже, в разделе 7.1). Широко используется анализ векторов J_n^0 и J_{nv} в плоскости перемагничивания современным полем, которая определяется направлением J_n^0 , известным из ранее проведенных исследований, и направлением современного поля [28]. Полный вектор задается его модулем и углом Δ на разных этапах чистки.

Высокоинформативным способом изображения результатов размагничивания являются также диаграммы Зийдервельда [87]. Они представляют собой совмещение на одном рисунке двух ортогональных проекций траектории движения конца вектора (конечной точки) в процессе размагничивания J_n ; одна — проекция

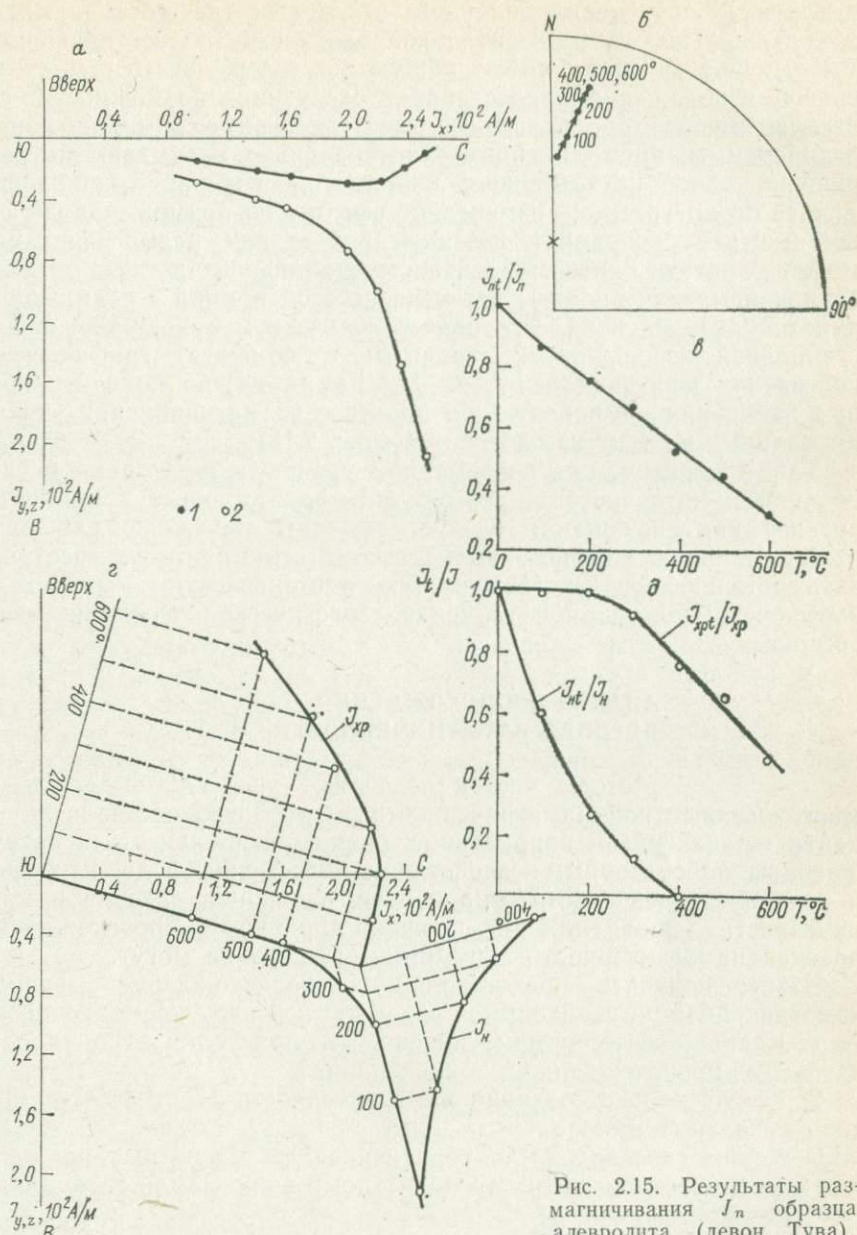


Рис. 2.15. Результаты размагничивания J_n образца алевролита (девон, Тува).

а — диаграмма Зийдверельда (проекция конца вектора J_n : 1 — в горизонтальной плоскости, 2 — в вертикальной меридиональной плоскости); б — стереограмма изменения направления вектора J_n в процессе t -чистки; в — изменение $J_{n t} / J_n$ при терморазмагничивании; г — изменение двух компонент (характерной J_{xp} и нестабильной J_n) намагниченности J_n , выделенных в процессе t -чистки, по диаграмме Зийдверельда для вертикальной плоскости (см. рис. а); д — то же, для нормализованных значений J_{xp} и J_n .

в вертикальной меридиональной плоскости (по составляющим x и z), другая — в горизонтальной плоскости (по составляющим x и y). Обе проекции имеют общую ось север—юг (ось x). Этот способ изображения предоставляет следующие возможности: составляющие вектора в любой момент эксперимента можно снять с диаграммы; прямолинейные участки кривых указывают на разрушение одной из компонент, направление которой можно определить по диаграмме; изменение вектора по прямой, направленной к центру координат, на последних этапах размагничивания может означать однокомпонентность стабильной части J_n (характерная намагниченность); пересечение этой прямой с осями координат вблизи их начала говорит о возможном присутствии очень стабильной небольшой компоненты; с помощью графического построения непосредственно на диаграмме можно получить кривые изменения компонент J_n в процессе размагничивания, спроецированных на одну из плоскостей (рис. 2.15).

Таким образом, при современном уровне лабораторных исследований и интерпретации их результатов вторичные компоненты древней намагниченности следует выделять не только для того, чтобы от них избавиться, но и для того, чтобы по ним восстановить историю породы (химическую, тектоническую), что может быть очень полезно при изучении геологической эволюции всего региона.

2.5.

АНАЛИЗ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДРЕВНЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Методы чисток позволяют уверенно выделить из многокомпонентной намагниченности J_n древнюю составляющую, найти ее значение и направление, оценить стабильность к разрушающим лабораторным воздействиям (переменное поле, нагревы) и в ряде случаев ответить на вопрос, синхронна древняя намагниченность породе или нет. Однако проблему происхождения древней намагниченности эти методы решить не могут.

Чтобы получить представление о происхождении древней намагниченности, необходимо ответить на следующие вопросы.

1. Какие носители намагниченности присутствуют в породе, каковы их происхождение и концентрация?

2. Какую роль в создании намагниченности J_n играет тот или иной магнитный минерал?

3. Каким способом были сориентированы магнитные моменты зерен минералов по древнему магнитному полю Земли, т. е. каков вид их намагниченности?

Ответ на первый вопрос можно получить с помощью методов магнитной минералогии, например, изучая температурные зависимости полной $J_s(T)$ или остаточной $J_{rs}(T)$ намагниченности насыщения, а также спектры парциальной термонамагниченности J_{rpt} . Анализ шлифов и аншлифов, наблюдение под бинокулярной лупой мономинеральных фракций магнитных минералов, выделенных

с помощью электромагнитной сепарации, позволяет установить происхождение (аллотигенное или аутигенное) тех или иных магнитных минералов, распределенных в исследуемой породе.

Ответ на второй вопрос можно найти с помощью методов математической статистики, отыскивая, например, статистическую связь между концентрацией того или иного магнитного минерала, распределенного в горной породе, и значением J_n . Как показывают результаты исследований, доля вклада в намагниченность J_n того или иного минерала может варьировать в широких пределах, что зависит от фациально-генетических особенностей пород [28]; в некоторых породах магнитные моменты одних минералов сориентированы по суммарному вектору J_n , а других — против него.

Установить, с какими ферромагнетиками связаны стабильная и нестабильная части J_n , можно также, сравнивая J_{rs} и J_n при нагреве [35]. Анализируя изменение J_n при тех температурах, при которых согласно кривой $J_{rs}(T)$ магнитные минералы переходят через точку Кюри или претерпевают химические, структурные либо кристаллографические изменения, можно судить о части намагниченности, связанной с данным минералом (по соотношению амплитуд изменения кривых J_{rs} и J_n при переходе через этот температурный интервал), и о том, одновременно или в разное время приобрели минералы свою намагниченность (по изменению направления вектора J_n) [35]. Определение роли того или иного магнитного минерала в создании намагниченности J_n еще не решает вопроса о том, каким способом магнитные моменты зерен этих минералов были сориентированы древним магнитным полем Земли.

Для определения вида намагниченности J_n осадочных пород ведущую роль играют опыты переосаждения [3]. Методика и техника получения переотложенных осадков общезвестна. Поэтому коснемся только некоторых вопросов интерпретации результатов. Сравнивая намагниченность J_n естественных пород со значением J_{r0} переотложенных осадков, можно ответить на вопрос, является намагниченность J_n ориентационной или химической. Если коэффициент переосаждения $K = J_n/J_{r0}$ близок или равен единице, то намагниченность J_n имеет ориентационное происхождение; если $K \gg 1$, то намагниченность J_n либо химическая, либо термоостаточная [3]. Такая интерпретация исходит из предположения, что степень сориентированности магнитных частиц, возникших химическим путем в естественных осадках, значительно выше, чем в переотложенных. В ряде случаев это предположение оправдывается. Однако в общем случае оно неверно [48].

Во-первых, появление магнитных частиц из раствора — процесс довольно длительный, и если в какой-то промежуток времени полярность магнитного поля Земли изменится на обратную, то вновь возникающие магнитные частицы ориентируются по новому направлению и тем самым уменьшают намагниченность J_n . Для таких пород коэффициент переосаждения будет меньше единицы

и вообще может оказаться равным нулю. Во-вторых, во всех предыдущих рассуждениях неявно предполагалось, что магнитные частицы возникают и ориентируются независимо друг от друга. Однако вновь возникшие частицы могут находиться в непосредственной близости от «старых» и их магнитные моменты будут сориентированы размагничивающим полем этих «старых» частиц. При соответствующих условиях суммарная намагниченность породы может оказаться даже обратной магнитному полю Земли эпохи осадконакопления [48].

Несмотря на ограничения, опыты переосаждения имеют огромное значение для анализа происхождения древней намагниченности. Для правильной интерпретации результатов переосаждения необходимо независимым способом установить характер распределения магнитных моментов частиц относительно направления древнего геомагнитного поля и, в частности, оценить вклад моментов, ориентированных против поля момента осаждения. Совместный анализ всех полученных результатов позволяет решить вопрос о происхождении древней намагниченности [28]. К сожалению, метод переосаждения неприменим к сильно литифицированным и магнитовязким породам.

Для определения вида намагниченности J_n изверженных пород и обожженных осадков применяется широко известный метод Телье, в котором анализируются кривые терморазмагничивания и термонамагничивания одних и тех же пород. Совпадение кривой $J_n(T)$ и обращенной кривой $J_{ri}(T)$ свидетельствует о термоостаточной природе намагниченности J_n . Однако этот метод применим только к тем породам, в которых зерна магнетита и гематита многодоменные, поскольку для однодоменных зерен характеристики J_{ri} и J_{rc} совпадают [35].

Универсальным методом определения вида намагниченности является сравнение характеристик стабильности намагниченностей J_n и J_{ri} . Используется то обстоятельство, что J_{ri} является предельной по значению и по стабильности для всех видов намагниченности, при образовании которых не происходит изменения общей картины потенциальных барьеров в ферромагнетике [35]. Если намагниченность J_n — ориентационная, то ее значение в 3—5 раз меньше намагниченности J_{ri} , созданной в том же поле, а стабильность выше. Если намагниченность J_n — термоостаточная или химическая (для однодоменного состояния ферромагнетиков), то ее значение больше J_{ri} , а стабильность тоже выше. Стабильность J_{rc} многодоменных зерен ниже стабильности J_{ri} .

Таким образом, несмотря на сложность вопроса о происхождении древней намагниченности, он во многих случаях успешно решается применением комплекса методов. Для повышения достоверности палеомагнитных построений важно определить не только природу древней намагниченности J_n , но и геологическое время возникновения различных ее компонент. Для изучения метакронной намагниченности предложен способ ее обнаружения и снятия [14] (см. раздел 7.1).

2.6.1. НАИЛУЧШИЕ ОЦЕНКИ СРЕДНИХ НАПРАВЛЕНИЙ
И КУЧНОСТИ ВЕКТОРОВ

В разделе 1.5.2 показано, что сумма R_0 проекций N единичных векторов J_{ni} на направление намагничивающего поля H равна $R_0 = N(\operatorname{cth} K - 1/K)$. Распределения векторов с кучностью $K < 3$ в палеомагнитологии обычно не считаются значимыми, они анализируются только в специальных задачах. При $K > 3$ с хорошим приближением можно считать $\operatorname{cth} K \approx 1$, тогда

$$R_0/N = (K - 1)/K. \quad (2.8)$$

По теореме о среднем левая часть этого уравнения представляет собой среднее интегральное значение $\cos \psi$:

$$\overline{\cos \psi} = (K - 1)/K, \quad (2.9)$$

что дает соотношение между кучностью K векторов j_{ni} и средним углом $\vartheta = \arccos \overline{\cos \psi}$ их отклонения от намагничивающего поля H .

Так как направление древнего геомагнитного поля H заранее не известно, оно оценивается направлением геометрической суммы R для N векторов j_{ni} с составляющими по осям координат

$$X = \sum_{i=1}^N \cos I_i \cos D_i; \quad Y = \sum_{i=1}^N \cos I_i \sin D_i; \quad Z = \sum_{i=1}^N \sin I_i. \quad (2.10)$$

Направление вектора \mathbf{R} определяется углами склонения D_R и наклона I_R :

$$D_R = \arctg(Y/X); \quad I_R = \arcsin(Z/R), \quad (2.11)$$

где $R = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$ — модуль вектора \mathbf{R} .

В соответствии с правилами статистики, когда истинные значения величин заменяются их оценками, вместо равенства (2.8) следует написать

$$(R - 1)/(N - 1) = (K - 1)/K,$$

откуда для кучности векторов j_{ni} получаем оценку

$$K = (N - 1)/(N - R), \quad (2.12)$$

а для среднего значения $\cos \psi$, учитывая соотношение (2.9),

$$\overline{\cos \psi} = (R - 1)/(N - 1). \quad (2.13)$$

Величина $\vartheta = \arccos \overline{\cos \psi}$ служит для оценки разброса векторов и является стандартным отклонением единичного вектора j_{ni} от направления R , т. е. имеет смысл средней квадратической погрешности (является ее аналогом в статистике Фишера).

Число векторов, для которых угол отклонения ψ больше угла ϑ , равно

$$N(\psi > \vartheta) = \int_{\vartheta}^{\pi} dN.$$

Величину $p(\psi > \vartheta) = N(\psi > \vartheta)/N$ можно рассматривать как вероятность того события, что угол между любым вектором j_{ni} данной совокупности и полем H окажется больше ϑ . Подставив dN из выражения (1.42), получим

$$p(\psi > \vartheta) = \frac{K}{2 \operatorname{sh} K} \int_{\vartheta}^{\pi} \exp(K \cos \psi) \cdot \sin \psi d\psi;$$

после интегрирования

$$p(\psi > \vartheta) = [\exp(K \cos \vartheta) - \exp(-K)] / [\exp K - \exp(-K)]. \quad (2.14)$$

Отсюда, пренебрегая $\exp(-K)$, так как мы рассматриваем случай $K > 3$, имеем

$$\cos \vartheta = 1 - \ln(1/p) K^{-1}. \quad (2.15)$$

Очевидно, что $\cos \vartheta = \overline{\cos \psi}$, если, учитывая выражение (2.9), положить $1/p = e$. Отсюда вероятность $p'(\psi > \vartheta) = 1 - p = 0,63$. Эта вероятность и соответствует в статистике Фишера стандартному отклонению.

Найдем погрешность оценки направления древнего поля направлением вектора R . Вероятность, что угол между H и R больше заданного угла α , можно рассматривать как вероятность сложного события, при котором каждый из векторов j_{ni} отклоняется от H на угол больше α . По теореме умножения вероятностей эта вероятность равна произведению вероятностей вида (2.14), т. е.

$$p(\psi > \alpha) = \{[\exp(K \cos \alpha) - \exp(-K)] / [\exp K - \exp(-K)]\}^N,$$

откуда, снова пренебрегая $\exp(-K)$, получаем

$$\cos \alpha = 1 - \ln(1/p) \cdot (NK)^{-1}. \quad (2.16)$$

Угол α называется углом доверия и представляет собой половину центрального угла кругового конуса, описанного вокруг вектора R . Внутри этого конуса лежит истинное направление древнего поля H с вероятностью $p' = 1 - p$. На единичной сфере углу α соответствует круг радиусом α — круг доверия, описанный вокруг точки, которая является проекцией вектора-результанта R .

При оценке погрешности направления R обычно принимают $p' = 0,95$, т. е. $1/p = 20$. Подставляя это значение в формулу (2.16), заменяя $1 - \cos \alpha = 2 \sin^2(\alpha/2)$ и учитывая, что при малых углах $\sin \alpha \approx \alpha$ (если угол α выражен в радианах) или $\sin \alpha =$

$= (\pi/180)\alpha$ (если угол α выражен в градусах), получаем (для второго случая)

$$\alpha = 140 (NK)^{-1/2}. \quad (2.17)$$

Более строгое рассмотрение задачи приводит к следующей формуле для угла доверия:

$$\cos \alpha = 1 - [(N - R)/R] [(1/p)^{1/(N-1)} - 1],$$

что для $1/p = 20$ дает

$$\cos \alpha = 1 - [(N - R)/R] [20^{1/(N-1)} - 1], \quad (2.18)$$

или

$$\alpha = 81 [20^{1/(N-1)} - 1]^{1/2} [(N - R)/R]^{1/2}. \quad (2.19)$$

Значения величины $81 [20^{1/(N-1)} - 1]^{1/2}$ для $N = 3 \div 290$ табулированы [48].

2.6.3. ВЫБОР СОВОКУПНОСТЕЙ НАПРАВЛЕНИЙ ВЕКТОРА J_n ДЛЯ АНАЛИЗА

Во всяком статистическом анализе, если число N независимых векторов совокупности, включаемых в анализ, увеличивается, то уменьшается радиус круга доверия α . Даже для совокупностей с малой кучностью K в принципе можно найти среднее направление векторов с требуемой точностью, если увеличить число векторов.

Этот путь кажется естественным, поскольку кучность в любой совокупности векторов J_n определяется прежде всего изменениями древнего геомагнитного поля за представленный в совокупности интервал времени, процессом фиксации этого поля и лишь отчасти применяемой методикой отбора и измерений образцов, т. е. очень мало зависит от исследователя. Однако, как можно видеть из формул (2.17) — (2.19) и рис. 2.16, значение α быстро падает только до $N = 30 \div 40$, а дальнейшее увеличение числа векторов (до разумных пределов) почти не уменьшает радиус круга доверия. Поэтому основным путем уменьшения погрешности палеомагнитного определения остается рациональный выбор объектов исследования (геологических тел, литологических разностей пород) и возможно более тщательное и «чистое» выделение первичной намагниченности. Для получения объективных оценок

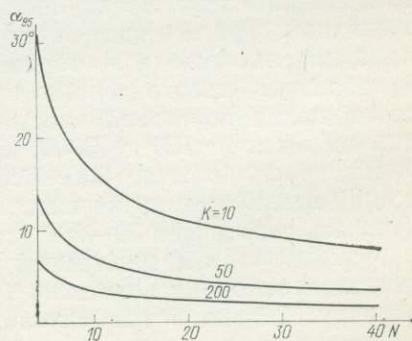


Рис. 2.16. Зависимость угла доверия α_{95} от числа измерений N для разной кучности K векторов.

необходим корректный выбор совокупностей векторов для статистического анализа.

Статистический анализ может быть привлечен неоднократно на разных этапах обработки палеомагнитных данных. Например, проводится анализ следующих совокупностей: векторов, полученных в результате повторных измерений свойств одного образца; направлений вектора J_n образцов, взятых из одного пласта; средних направлений намагниченности J_n для каждого изученного пласта данной формации.

Пусть имеются две серии определений среднего направления вектора J_n данной свиты пород. В одной серии выполнено по три определения вектора J_n для каждого из 20 образцов, отобранных из четырех пластов свиты (по пять образцов из каждого пласта). В другой серии имеется по одному определению J_n для каждого из 60 образцов, отобранных из 60 пластов, принадлежащих данной свите. Если в обоих случаях проанализировать все полученные 60 направлений как единую совокупность, то, по-видимому, получим близкие значения α_{95} , характеризующие погрешность определения среднего направления J_n этой свиты. Однако легко показать, что процедура, примененная в первом случае, является незаконной и только во втором случае погрешность среднего направления оценена правильно. Действительно, в первом случае каждая из 20 совокупностей по три вектора, относящаяся к измерениям вектора J_n образцов, позволяет судить только о точности этих измерений. Средние направления J_n каждого образца составляют четыре совокупности по пять векторов: при анализе каждой из этих совокупностей можно получить кучность векторов J_n внутри каждого из четырех пластов и точность определения средних направлений для них. Только совокупность из четырех средних направлений J_n каждого пласта может быть использована для вычисления среднего направления J_n свиты и величин K и α_{95} . Во втором же случае все 60 векторов могут быть проанализированы совместно, ибо они относятся к однородным объектам — к пластам.

Учитывая, что кучности векторов на разных уровнях создания совокупностей практически бывают весьма разными, незаконность объединения этих совокупностей в одну становится еще более очевидной. Так, кучность векторов J_n при повторных измерениях намагниченности одного образца, так же как и кучность векторов J_n образцов, изготовленных из одного штуфа, резко зависит от соотношения пороговой чувствительности прибора и значения J_n и колеблется от 100 до 3000; кучность векторов J_n штуфов внутри пласта равна обычно 300—6000 для пород со стабильной однокомпонентной намагниченностью, в то время как межпластовая кучность составляет 30—200 (табл. 2.1).

Таким образом, наилучшей системой отбора образцов из свиты является отбор из возможно большего числа пластов по одному образцу. Только в том случае, когда число пластов (потоков) в свите весьма ограничено (или когда только в некоторых пла-

Таблица 2.1. Средние направления и кучности векторов J_n на разных уровнях статистики

Склонение D и наклонение I векторов-результантов								Кучность K	Место отбора и уровень статистики		
D	I	D	I	D	I	D	I				
225	-37	226	-37	224	-36	217	-31	177	Образцы-кубики из штуфа 6423-3		
226	-36										
226	-39										
226	-36										
226	-39										
226	-36										
229	-36										
226	-36	224	-37	214	-25	217	-32	5500	Штуфы из пласта 6423		
223	-36										
223	-36										
223	-36										
224	-37										
		217	-31	217	-24	217	-31	177	Обнажение Гжель-I для всех пластов 6417— 6424		
				212	-35						
				222	-30						
				213	-37						
				216	-33						
				218	-29						
		213	-32	217	-31	1200	$\alpha=2,2$	Гжель-II Ногинск-I Ногинск-II Воскресенск-I Воскресенск-II			
		217	-32								
		217	-29								
		219	-30								
		218	-31								
Среднее для C_3 Подмосковья								217	-31	1200	$\alpha=2,2$

стах удается выделить первичную намагниченность), либо наблюдается большой внутрислоистовый разброс направлений, следует увеличивать число образцов из каждого пласта. Разумеется, отбор одиночных образцов из возможно большего числа пластов рационален только в том случае, если целью исследования является получение среднего направления J_n свиты, а не достаточно точное определение направления J_n индивидуальных пластов или потоков. Практически из каждого пласта лучше всего отбирать по два-три образца для контроля и выявления случайных больших ошибок, которые могут быть вызваны неправильным отбором или нарушением залегания. Кроме того, это необходимо, чтобы выбрать вид и параметры магнитной очистки, провести лабораторные исследования и сформировать эталонные коллекции постоянного хранения.

Соответствие распределению Фишера — это признак однокомпонентной намагниченности со случайными отклонениями ее направления от среднего; проверка этого соответствия для распределения палеомагнитных направлений (векторов j_{ni} характерной намагниченности) применяется прежде всего для того, чтобы установить эффективность использованного метода чистки, т. е. «чистоту» выделенной компоненты J_n . Кроме того, при анализе временных последовательностей векторов j_{ni} такое сравнение распределений помогает выявить наличие регулярной составляющей, что необходимо для диагностики синхронной намагниченности.

Проверку соответствия, как видно из формулы (1.43) для плотности распределения Фишера, можно проводить отдельно для радиальных отклонений от среднего и для распределения по азимутам. Анализ распределений удобно выполнять с помощью палеток, которые делят проекцию единичной сферы на такие области, что вероятность попасть в каждую из них для вектора одинакова [48].

Палетки строят для определенных значений кучности K . Задаваясь последовательно значениями вероятности $p_1 = (m-1)/m$, $p_2 = (m-2)/m$, ..., $p_n = 1/m$ по формуле (2.15) получаем $m-1$ углов α , которые разделяют всю поверхность сферы на m кольцевых областей с центром, совпадающим с проекцией вектора-результанта R . Вероятность попадания вектора j_{ni} в любую из этих областей равна $p = 1/m$. Зависимость углов α от кучности K для $m=10$ изображена на рис. 2.17. Зная кучность K для данного распределения, можно по графикам рис. 2.17 определить девять углов $\alpha_1, \dots, \alpha_9$ и построить на проекции сферы соответствующие окружности — границы областей.

Пусть имеется N векторов j_{ni} рассматриваемой совокупности с кучностью K , пусть в каждой из областей оказалось $n_1, n_2, \dots, n_i, \dots, n_m$ векторов. В качестве меры расхождения реального распределения с теоретическим принимается величина

$$\chi_v^2 = \left(\sum_1^m n_i \right) / (pN) - N. \quad (2.20)$$

По значениям критерия χ_v^2 определяется вероятность соответствия p_f или, вернее, уровень значимости исходной гипотезы о том, что анализируемое распределение есть распределение Фишера. Значения p_f зависят от критерия χ_v^2 и числа степеней свободы

$$v = m - 1 - t,$$

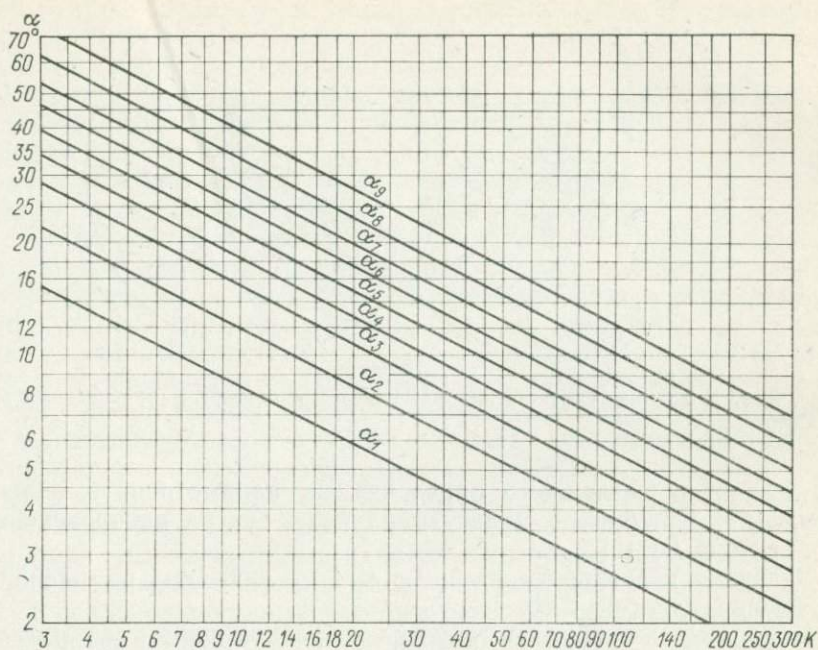


Рис. 2.17. Зависимость углов α , делящих сферу на кольцевые зоны (вероятность попадания вектора в каждую из них равна 0,1), от кучности K .

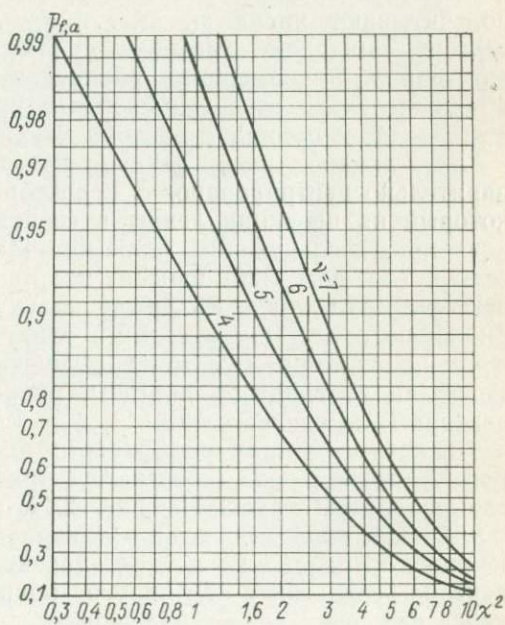


Рис. 2.18. Зависимость вероятности $P_{f, \alpha}$ от соответствия теоретическому распределению (для разного числа степеней свободы ν) от критерия χ^2 [48].

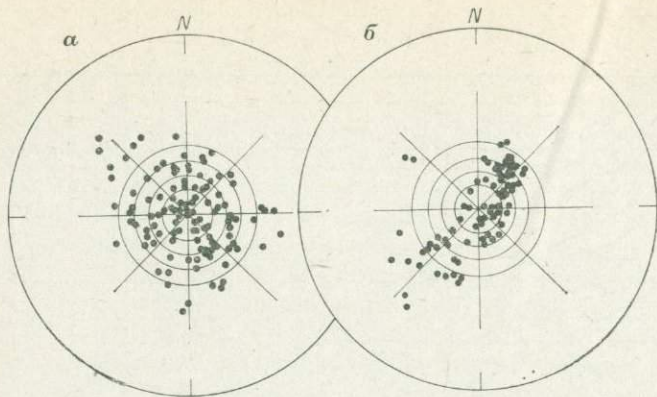


Рис. 2.19. К анализу соответствия распределений вектора J_n распределению Фишера.

где t — число независимо определяемых параметров; в данном случае $t = 3$ (кучность и две координаты центра распределения, т. е. вектора R) [5].

Значение вероятности p_f при $v = 4 \div 7$ снимают с графиков, приведенных на рис. 2.18.

Подобным же образом проверяют равномерность азимутального распределения: проекцию сферы делят на l равных секторов, подсчитывают числа $s_1, s_2, \dots, s_i, \dots, s_l$ векторов в каждом секторе, вычисляют значения χ^2 и определяют вероятность соответствия p_a равномерному распределению векторов по азимутам; при этом число степеней свободы принимается $v = l - 3$ (здесь $t = 2$ — две координаты вектора R).

Для анализа распределение векторов j_{ni} должно быть предварительно центрировано, т. е. вектор R помещен в полюс сферы, который на проекции лежит в ее центре. Проекции векторов j_{ni} центрируют следующим приемом [48]. На кальку с полярной сеткой (см. рис. 1.26) наносят все направления j_{ni} и направление вектора-результанта R . Затем кальку накладывают на экваториальную сетку (см. рис. 1.27) так, чтобы направление R оказалось на экваторе. Все точки смещают по параллелям на одинаковое число градусов долготы, равное угловому расстоянию от вектора R до центра сетки.

В качестве примеров рассмотрим два распределения векторов j_{ni} , причем одно соответствует распределению Фишера, а другое не соответствует. На рис. 2.19, а нанесены проекции векторов j_{ni} для образцов пород кук-караукской свиты ашинской серии Южного Урала. В центре проекций помещено направление вектора-результанта R ; круги равной вероятности проведены через интервалы $p_f = 0,2$, разбивка по азимутам выполнена через 45° . Анализ показал, что значения вероятностей здесь составляют: $p_a = 0,99$; $p_f = 0,85$. Эти значения близки к единице, следова-

тельно, распределение направлений вектора J_n соответствует распределению Фишера, т. е. намагниченность J_n здесь однокомпонентная. Проверка методом складок (см. раздел 2.3.3) показала, что намагниченность является доскладчатой.

Рассмотрим теперь второй пример, когда распределение j_{ni} не соответствует распределению Фишера (рис. 2.19, б). Образцы представляют красноцветные глины авиловской свиты верхнего карбона Донбасса. Здесь были получены вероятности: $p_f = 0,85$; $p_a = 0,001$, т. е. азимутальное распределение крайне неравномерное. Такое полосовое распределение характерно для двухкомпонентной намагниченности при разном соотношении между этими компонентами в разных образцах. Методом кругов перемагничивания удалось показать, что одна из этих компонент — доскладчатая намагниченность, а другая — современная. Временная чистка установила, что современная намагниченность является вязкой; последующий анализ распределений j_{ni} (характерной намагниченности после чистки) показал, что доскладчатая намагниченность — однокомпонентная ($p_a = 0,90$).

Соответствие распределения радиальных отклонений j_{ni} распределению Фишера в данном случае свидетельствует о том, что благодаря литологическому однообразию пород (красные глины) наблюдается одно наиболее вероятное соотношение между древней и современной намагниченностями, а отклонения от этого соотношения носят случайный характер.

В этих примерах, как и в большинстве палеомагнитных работ, поверхность сферы разбивалась на пять кольцевых зон и восемь секторов. Как было показано [5], применение критерия χ^2 к такому малому числу интервалов, строго говоря, некорректно. Кроме того, оказалось, что оценки p_f и p_a сильно зависят от числа и положения интервалов, особенно при малом объеме коллекций (совокупностей векторов j_{ni}). Поэтому рекомендуется увеличивать число интервалов до 18—20 и многократно применять метод χ^2 для разного числа и разного положения интервалов разбиения; при этом число векторов в совокупности должно быть не менее 100.

Для анализа совокупностей палеомагнитных направлений с числом векторов $N = 10 \div 100$ М. Л. Баженов и П. К. Рябушкин предложили использовать критерий Куипера, сравнивая не плотности распределений, а их интегральные характеристики — функции распределения [5]. Как и ранее, вектор-результант R совмещают с центром проекции и всю совокупность центрируют. Затем отсчитывают азимуты φ направлений векторов, начиная с любой точки в порядке возрастания азимута, и радиальные отклонения ψ от вектора R (центра проекции) также строго по возрастанию. Строят ступенчатые функции реального распределения (высота ступени равна $1/N$) и теоретические функции распределения. Для азимутального распределения эта функция представляет собой прямую линию $p(\varphi) = [1/(2\pi)]\varphi$, а для радиального функция $p(\psi)$ дается формулой (1.43). В качестве меры соответствия

берется сумма максимальных отклонений ступенчатой кривой анализируемого распределения от теоретической кривой. Опытные данные считаются плохо согласующимися с предположением о фишеровском распределении, если величина

$$V_n = [(p_N - p)_{\max} + (p - p_N)_{\max}] N^{1/2} \quad (2.21)$$

больше некоторой критической, определяемой выбранным уровнем значимости p_f и p_a . При $V_n \leq 0,9$ значения $p_f, p_a \geq 0,8$ для $N = 10$ и $p_f, p_a \geq 0,9$ для $N \geq 100$; если $V_n \geq 1,5$, то $p_f, p_a \leq 0,1$ для $N = 10$ и $p_f, p_a \leq 0,15$ для $N = 100$. Более точные значения p_f и p_a можно определить по графику, приведенному в работе [5].

Пример, представленный на рис. 2.19, а, проанализирован также и этим методом; сравнение функций распределения показано на рис. 2.20. Полученные оценки уровней значимости ($p_f = 0,80$; $p_a = 0,98$) практически совпали с определенными методом χ^2 ($p_f = 0,85$; $p_a = 0,99$).

2.6.5. ДВУХЪЯРУСНЫЙ СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Двухъярусный статистический анализ [75], разработанный Д. Ватсоном и Э. Ирвингом, используют для установления синхронности древней намагниченности. Этот метод позволяет определить значимость межпластового разброса, истинную межпластовую K_M и внутрипластовую K_B кучности. В случае синхронной намагниченности стандартное угловое отклонение $\theta_{63} = 81 K_M^{1/2}$ характеризует амплитуду вековой вариации.

Согласно Д. Ватсону и Э. Ирвингу, для группы образцов, отобранных из b пластов по n_i штук из каждого, после измерения J_n^a составляют таблицу (табл. 2.2) и находят отношение средних квадратов

$$F_e = \frac{\sum_1^b r_i - R}{b - 1} \cdot \frac{\sum_1^b (n_i - 1)}{\sum_1^b (n_i - r_i)}$$

Рассчитанное таким образом отношение F_e сравнивают с его теоретическим значением F (F -проверка). Если межпластовый разброс значим ($F_e \geq F$), находят кучности K_B и K_M , приравнявая средние квадраты их математическим ожиданиям. Значимость межпластового разброса с вероятностью, превосходящей 95 %, свидетельствует о том, что процесс приобретения намагниченности J_n в породе контролировался последовательностью напластования.

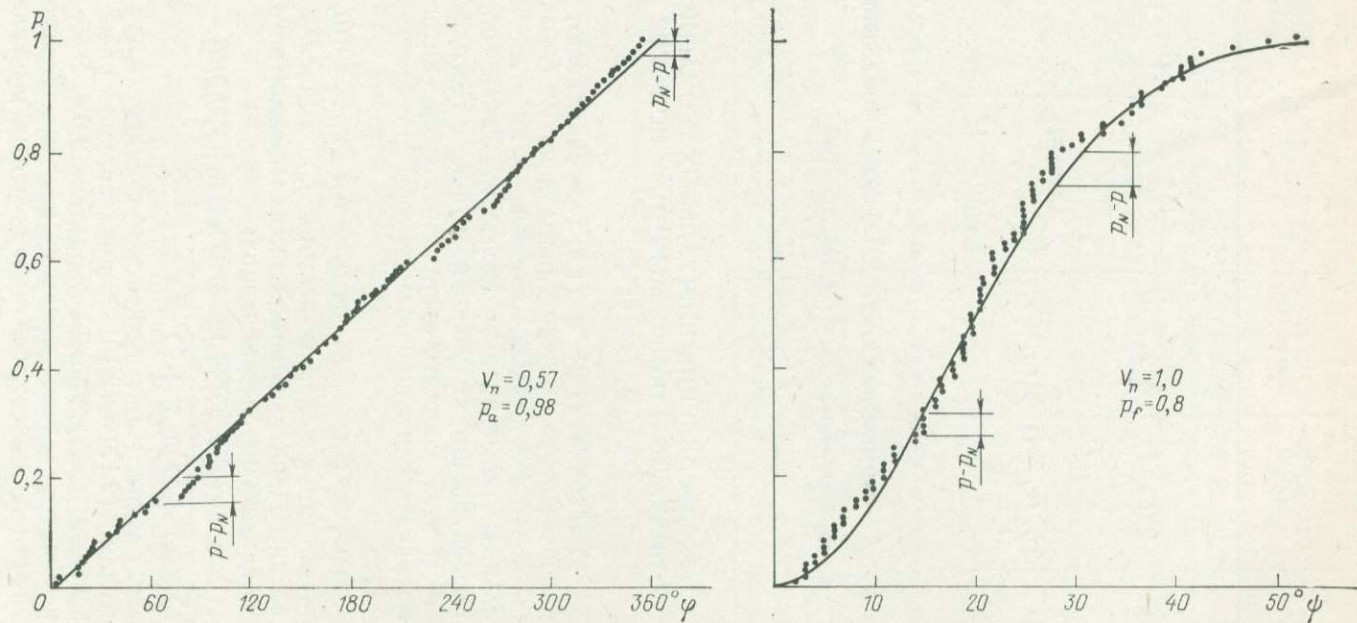


Рис. 2.20. Анализ соответствия распределения векторов J_n теоретическому распределению по интегральным кривым.

Таблица 2.2. Двухъярусный анализ, по Д. Ватсону и Э. Ирвингу

Совокупность	Степени свободы	Суммы квадратов	Средние квадраты	Математические ожидания средних квадратов
Между пластами	$2(b-1)$	$\sum_1^b r_i - R$	$\frac{\sum_1^b r_i - R}{2(b-1)}$	$\frac{1}{2} \left(\frac{1}{K_B} + \frac{\bar{n}}{K_M} \right)$
Внутри пластов	$2 \sum_1^b (n_i - 1)$	$\sum_1^b (n_i - r_i)$	$\frac{\sum_1^b (n_i - r_i)}{2 \sum_1^b (n_i - 1)}$	$\frac{1}{2K_B}$

Примечание. r_i — геометрическая сумма n_i нормализованных векторов для i -го пласта; R — геометрическая сумма N нормализованных векторов; $N = \sum_1^b n_i$; \bar{n} — средневзвешенное число образцов в пласте:

$$\bar{n} = \left[N - \left(\sum_1^b n_i \right) N^{-1} \right] / (b-1).$$

2.6.6. РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВИРТУАЛЬНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ И ИХ ОВАЛЫ ДОВЕРИЯ

Уравнения (1.3) и (1.4) устанавливают взаимно однозначное соответствие между направлением геомагнитного поля в данной точке и в данный момент времени и соответствующим виртуальным геомагнитным полюсом. Таким образом, N векторам j_{ni} совокупности, полученной в точке с географическими координатами ϕ и λ , соответствуют N полюсов, которые тоже можно рассматривать как единичные векторы v_i с составляющими по осям x, y, z

$$v_{ix} = \cos \Phi_i \cos \Lambda_i; \quad v_{iy} = \cos \Phi_i \sin \Lambda_i; \quad v_{iz} = \sin \Phi_i \quad (2.22)$$

и анализировать так же, как и векторы j_{ni} , вычисляя координаты Φ, Λ среднего виртуального, т. е. палеомагнитного, полюса путем суммирования этих составляющих:

$$\Lambda = \arctg (\sum v_{iy} / \sum v_{ix}); \quad \Phi = \arcsin [(\sum v_{iz}) / R], \quad (2.23)$$

где $R = \sqrt{(\sum v_{ix})^2 + (\sum v_{iy})^2 + (\sum v_{iz})^2}$.

Кроме того, рассчитывают кучность K и радиус круга доверия A_{95} по формулам (2.17) — (2.19) и анализируют распределение полюсов способами, изложенными в разделе 2.6.4. Этот же путь используется для определения среднего палеомагнитного полюса и его погрешности по палеомагнитным полюсам, вычисленным из наблюдений в разных точках земной поверхности.

При наблюдениях в одной точке применяется также и другой способ, который состоит в вычислении широты Φ и долготы Λ палеомагнитного полюса по среднему вектору R (вектору-результанту совокупности j_{ni}) с привлечением формул (1.3) и (1.4). При этом кругу доверия радиусом α на единичной сфере, описанной вокруг вектора R (оценивающего направление палеомагнитного поля), соответствует овал вокруг палеомагнитного полюса с полуосями θ_1 и θ_2 , расположенными перпендикулярно к палеомагнитному меридиану места наблюдения (полуось θ_1) и вдоль этого меридиана (полуось θ_2).

Учитывая, что угол $\theta_1 = \cos \varphi_m dD$ определяется погрешностью в склонении $dD = \alpha / \cos I$, получаем

$$\theta_1 = \alpha (\cos \varphi_m / \cos I). \quad (2.24)$$

Дифференцируя уравнение $\operatorname{tg} \varphi_m = (1/2) \operatorname{tg} I$ и учитывая, что $dI = \alpha$; $d\varphi_m = \theta_2$, имеем

$$\theta_2 = (\alpha/2) (\cos \varphi_m / \cos I)^2. \quad (2.25)$$

Соотношения (2.24) и (2.25) показывают, что полуоси овала доверия зависят (при данном значении α) только от магнитного наклоения I и увеличиваются с ростом угла I . При $I = 0^\circ$ круг доверия радиусом α преобразуется в овал с полуосями $\alpha/2$ и α , а при $I = 90^\circ$ — в круг с радиусом 2α , при этом площадь овала, описанного вокруг полюса, увеличивается в 8 раз. Таким образом, положение палеомагнитного полюса (при одном и том же значении α) определяется точнее всего, если точка наблюдения расположена на палеомагнитном экваторе.

Очевидно, что первый способ вполне корректен, если распределение полюсов соответствует распределению Фишера, второй же способ корректен, если направления j_{ni} распределены по Фишеру. Поскольку оба распределения одновременно не могут быть распределениями Фишера и какое из них ему соответствует, заранее неизвестно, следует применять оба способа на равных. Практика показала, что при этом координаты Φ и Λ среднего полюса, полученные этими способами, различаются незначительно, а величины θ_1 , θ_2 , α и A_{95} связаны приближенным соотношением

$$A_{95} \approx \sqrt{\theta_1 \theta_2} \approx (\alpha / \sqrt{2}) (\cos \varphi_m / \cos I)^{3/2}. \quad (2.26)$$

2.7. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОДУЛЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

2.7.1. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОДУЛЯ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Модуль геомагнитного поля до последнего времени остается малоизученным. Это, прежде всего, связано с ограничениями, которые известные методы накладывают на естественную остаточную намагниченность J_n породы. Определения поля H_a

могут проводиться на горных породах, которые сохранили не только направление первичной намагниченности, но и ее модуль. Следовательно, первичная намагниченность изверженных и осадочных горных пород содержит информацию о модуле того геомагнитного поля, при котором шло первичное намагничивание, только в том случае, если эта намагниченность (или одна из ее компонент, которая может быть выделена) не была изменена.

Все методы определения модуля намагничивающего поля времени образования породы основаны на пропорциональности намагниченности намагничивающему полю в слабых магнитных полях. Только метод констант магнитной анизотропии (см. раздел 2.7.3) и метод ступенчатого перемагничивания (см. раздел 2.7.6) используют другие явления, первый — текстурную анизотропию, второй — асимметрию ансамбля магнитных частиц.

При определении абсолютных значений напряженности геомагнитного поля по ориентационной или термоостаточной намагниченности J_n в лабораторных исследованиях моделируется процесс образования первичной намагниченности путем нагревов или переосаждения горной породы. Лучше всего сейчас разработаны именно эти методы. Больше вопросов остается в безнагревных относительных методах определения поля H_a , использующих свойства идеальной намагниченности.

Полученные в процессе опыта значения ориентационной, термоостаточной или идеальной намагниченности сравнивают с естественной остаточной намагниченностью; зная модуль поля H_l лаборатории и исходя из пропорциональности намагниченности полю, можно получить значение древнего поля, решая уравнение

$$H_a = H_l (J_n / J_l). \quad (2.27)$$

Чтобы все значения H_a можно было сравнивать, их приводят к значению на экваторе (современное поле на экваторе: $B_e = 0,035$ мТл; $H_e = 27,9$ А/м) или вычисляют отношение древнего магнитного момента Земли к современному. Если принять радиус Земли R постоянным, а поле — дипольным, то сравнение магнитных моментов можно выполнить по формуле магнитного потенциала диполя U [53]:

$$U = M \cos \varphi / R^2, \quad (2.28)$$

где M — магнитный момент диполя; φ — широта.

Учитывая, что составляющие геомагнитного поля

$$X = -\frac{1}{R} \cdot \frac{dU}{d\varphi}; \quad Y = 0; \quad Z = -\frac{dU}{dR}; \quad H_a = \sqrt{X^2 + Z^2},$$

получаем закон изменения модуля геомагнитного поля центрального осевого диполя в зависимости от широты φ :

$$H_a = H_e \sqrt{1 + \sin^2 \varphi}, \quad (2.29)$$

и выражение для магнитного момента Земли

$$M = H_e R^3. \quad (2.30)$$

Сейчас имеются лишь немногочисленные определения значений H_a для различных геологических эпох. Увеличение числа этих наблюдений необходимо не только для оценки модуля поля в геологическом прошлом, но и для прослеживания изменений магнитного момента Земли и его связи с событиями геологической истории, чтобы проверить дипольность геомагнитного поля различных геологических эпох и оценить изменения радиуса Земли. При достаточном числе определений могут также открыться перспективы использования модуля геомагнитного поля в качестве параметра палеомагнитной шкалы в геохронологии и стратиграфии.

2.7.2. ОЦЕНКА МОДУЛЯ ДРЕВНЕГО ПОЛЯ H_a МЕТОДОМ ПЕРЕОСАЖДЕНИЯ

Для осадочных пород, имеющих ориентационную природу намагниченности J_n , основным путем определения поля H_a является метод переосаждения. Кроме того, что порода должна быть палеомагнитно стабильна, круг пригодных для переосаждения пород еще более ограничивается тем, что они должны размокать в воде и образовывать суспензию при растирании их руками, т. е. без разрушения терригенных частиц. Такими слабо литифицированными породами являются глины и глинистые алевролиты. Крупнозернистые осадки, такие как пески, для переосаждения непригодны, потому что механизм формирования их ориентационной намагниченности сложен и практически не может быть воспроизведен в лаборатории.

Многочисленные опыты переосаждения пород показали, что основная часть ориентационной намагниченности J_{r0} возникает в самом осадке в тот интервал времени, когда содержание воды в нем уменьшается от 70 до 30 % [45]. Частицы в еще полужидком осадке продолжают доориентироваться, уменьшая разброс наклона. Сравнивая значения J_n и J_{r0} получаем соотношение модулей полей — древнего и лабораторного. В величины J_n и J_{r0} предварительно вводятся поправки за вязкую намагниченность — естественную и лабораторную.

2.7.3. МЕТОД ХАРАКТЕРИСТИК МАГНИТНОЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ

С. В. Ивкин и В. П. Апарин предложили использовать метод переосаждения для пород с ориентационной намагниченностью, чтобы оценить поле H_a по характеристикам магнитной анизотропии [19]. Сравниваются константы магнитной анизотропии до и после переосаждения, при этом предполагается, что магнитные текстуры естественных пород и переосажденных из них осадков близки между собой. В основе метода лежит магнитная текстура пород, возникающая при формировании осадка, которая более устойчива к внешним физическим воздей-

ствиям, чем остаточная намагниченность. Модуль геомагнитного поля определяется по линейной зависимости констант анизотропии от поля осаждения.

По осадкам, переосажденным в различных полях, строят графики зависимости амплитуд первой T_1 и второй T_2 гармоник вращательного момента от модуля поля; они могут быть линейно возрастающими («гематитовая» текстура) или линейно убывающими («магнетитовая» текстура). Для образцов естественных осадков вычисляют те же амплитуды и по их значениям с графиков $T_1 = f(H)$ и $T_2 = f(H)$ переосажденных осадков снимают модуль поля H_a времени образования естественной намагниченности породы. Этим методом можно определить модуль H_a и в том случае, если первичная намагниченность не сохранилась, но при условии, что произошедшие в породе изменения не разрушили первоначальную магнитную текстуру. Наиболее достоверный результат авторами получен по гжельским глинам позднего карбона (см. табл. 3.5).

2.7.4. МЕТОД ТЕЛЬЕ

Метод был предложен и впервые применен для проверки термоостаточной природы намагниченности археомагнитных объектов. Сейчас он широко используется в различных модификациях для оценки модуля намагничивающего поля. В опыте воспроизводится термонамагничивание породы. Метод применим для тех вулканогенных и обожженных ими осадочных пород, для которых предварительными исследованиями доказана термоостаточная природа намагниченности J_n . Породы, у которых в результате нагревания происходят заметные минералогические изменения, для определения H_a этим методом непригодны.

Предварительными нагревами выборочных образцов до точки Кюри проверяется подобие кривых намагниченности J_n и созданной термоостаточной компоненты J_{rt} ; при этом контролируется отсутствие минералогических изменений. Если подобие кривых J_n и J_{rt} доказано и контрольный нагрев подтвердил отсутствие минералогических изменений, то проводят двойной нагрев в земном магнитном поле для каждого интервала температур; при первом нагреве образец ориентируют по земному магнитному полю, при повторном — против поля. На практике шаг нагрева берут равным 50°C , при этом чаще всего начальная часть кривой в интервале до $100\text{--}200^\circ\text{C}$ не используется, так как здесь сильно влияет вязкая намагниченность. Во всех интервалах температур проводится сравнение той части намагниченности J_n , которая исчезла при нагревании образца (J_{npt}), с парциальной термоостаточной намагниченностью J_{rpt} , которая образовалась в том же интервале температур при охлаждении образца. При первом нагреве (ориентация по земному магнитному полю) разрушается, вычитаясь из значения J_n , парциальная намагниченность данного интервала температур и прибавляется парциальная намагничен-

ность по современному полю; измеренная после нагрева намагниченность

$$J_{n1} = J_n - J_{npt} + J_{rpt}. \quad (2.31)$$

При повторном нагреве этого же образца в том же интервале температур, но в противоположном по отношению к первому нагреву положении получаем

$$J_{n2} = J_n - J_{npt} - J_{rpt}. \quad (2.32)$$

Решая эту систему уравнений, в каждом интервале температур находим две парциальные намагниченности: древнюю, возникшую в неизвестном поле, и современную, возникшую в известном лабораторном поле. По соотношению парциальных намагниченностей в каждом интервале температур определяется коэффициент k , который и характеризует отношение модулей магнитных полей: $k = H_a/H_i$.

Результаты нагревов могут быть изображены в виде диаграмм, где по оси ординат откладывают значения J_n и J_{rt} , а по оси абсцисс — температуру. В этом случае коэффициент k определяется как отношение ординат кривых J_n и J_{rt} в середине одних интервалов температуры. Возможен графический способ: по осям откладывают приращения J_n и J_{rt} в каждом интервале температуры, тогда значение H_a определится тангенсом угла наклона прямой, проходящей через экспериментальные точки.

Двухнагревный метод в каждом интервале температуры имеет погрешности эксперимента, обусловленные ошибками ориентировки образца при повторном нагреве и различием температуры при первом и повторном нагревах. Этих ошибок лишены однонагревные методы; кроме того, они ускоряют лабораторный процесс.

Н. Домен [70] предложил разрезать образец вдоль и при нагреве половинки складывать антипараллельно. Здесь, конечно, необходима идентичность частей образца по модулю и направлению вектора J_n , а также по носителям намагниченности. Затем, выполняя двойное измерение (при сложении половинок параллельно и антипараллельно), получаем значения J_n и J_{rt} . Вычисление H_a может быть проведено любым из обсужденных выше способов.

Очень удачный однонагревный способ предлагают М. Коно и Н. Уено [70]; его основным отличием от всех предыдущих является нагрев образца в магнитном поле, перпендикулярном к полному вектору J_n . Как и во всех методах определения H_a , условием применимости этого способа является неизменность направления J_n в процессе t - и h -чисток. При нагреве образца, ориентированного так, что полный вектор J_n перпендикулярен к земному магнитному полю, происходит следующее: в направлении действующего магнитного поля возникает компонента J_{rt} , часть намагниченности J_n исчезает и измененный после нагрева вектор J_n поворачивается в сторону возникшей компоненты J_{rt} .

При каждом нагреве до все более высокой температуры вектор J_n отклоняется в сторону J_{rt} и мы измеряем геометрическую сумму остатка намагниченности J_n после прогрева и возникающей компоненты J_{rt} .

Полученные векторы можно изобразить в виде диаграммы с осями J_n и J_{rt} ; учитывая модуль суммарного вектора и угол его поворота, строим пучок векторов, которые охватывают весь интервал температур. По мере повышения температуры векторы приближаются к оси J_{rt} . Через концы векторов проводим линию, тангенс угла наклона которой к оси абсцисс определяет отношение полей — древнего и лабораторного. Суммарные векторы при необходимости можно разложить по осям, получив $J_n(T)$ и $J_{rt}(T)$.

Поскольку наиболее трудоемким в методике Телье является отбор объектов исследования и снятие кривых $J_n(T)$ и $J_{rt}(T)$, сам расчет соотношения полей H_a/H_l можно выполнить несколькими способами и оценить погрешности.

Существуют и другие модификации и упрощенные варианты метода Телье. Среди них интересен метод Ван-Зийла [6], в котором модуль H_a рассчитывается по соотношению компонент естественной остаточной и термоостаточной намагниченности, оставшихся после чистки переменным магнитным полем. Смысл этой операции — удаление нестабильных вторичных компонент с низкими блокирующими температурами, что позволяет сравнивать компоненты, отношение которых более близко к отношению модулей современного и древнего полей, чем J_n/J_{rt} .

В работе Дж. Ван-Зийла применялось переменное поле $16 \cdot 10^3$ А/м, поскольку полями такой амплитуды снимались нестабильные вторичные компоненты данных пород. Отношение намагниченностей интерпретировалось как отношение напряженностей полей — древнего и современного. По лавам зоны перехода (граница триас—юра) получено среднее значение модуля геомагнитного поля в зоне прямой полярности 0,02 мТл, в зоне перехода в 5 раз меньше — 0,004 мТл.

2.7.5. МЕТОД ИДЕАЛЬНОГО НАМАГНИЧИВАНИЯ

Этот метод, подобно методу Телье, состоит в постепенном размагничивании и намагничивании образцов горной породы, только нагревание заменяется здесь действием переменного поля h . Методы Телье и идеального намагничивания дают хорошо совпадающие результаты, когда максимумы коэрцитивных спектров J_n и J_{rt} не расходятся больше чем на $4 \cdot 10^3$ А/м.

Один из способов оценки модуля древнего поля H_a — метод H_e [36], где H_e — значение поля, создающего намагниченность $J_{ri} = J_n$. Когда метод трактуется как абсолютный, т. е. поля H_a и H_e отождествляются, намагниченность J_{ri} должна создаваться в переменном поле, равном по амплитуде полю насыщения ферромагнетика. Для гематитсодержащих пород, где поля насыщения достигают несколько тесла, это технически невыполнимо,

поэтому получаемые значения H_a завышены по сравнению с истинными.

Работы проводят следующим образом: намагниченность J_n образца разрушается переменным полем с максимально возможной амплитудой h , измеряется оставшаяся часть J_n , затем в образце создается намагниченность J_{ri} в поле с известными значениями H и h_{\max} . Амплитуда постоянного поля H постепенно увеличивается и измеряются значения J_{ri} . Компоненты намагниченности J_n , снимаемые в переменных полях до $8 \cdot 10^3$ А/м, считаются имеющими вязкую природу и из составляющих J_n вычитаются. Строится график зависимости J_{ri} от H ; если намагниченность J_n была разрушена переменным полем полностью, то график строится из начала координат, если же какая-то часть J_n осталась, то ось абсцисс должна быть поднята на это значение (значение остатка J_n должно быть вычтено из J_{ri} и из первоначальной намагниченности J_n). Затем по значению полной намагниченности J_n в первом случае или по ее части, разрушенной переменным полем, во втором случае на оси абсцисс снимают соответствующие значения поля H_a .

Метод коэрцитивных спектров [36] состоит в сравнении для одной и той же породы коэрцитивных спектров намагниченностей J_n и J_{ri} , созданных в известном магнитном поле. Если коэрцитивные спектры подобны, то по кривым размагничивания $J_n(h)$ и $J_{ri}(h)$ определяются соотношения $k = \Delta J_n(h) / \Delta J_{ri}(h)$ в различных интервалах переменных полей. Средний коэффициент указывает соотношение полей H_a/H_l . Метод применяется следующим образом. Намагниченность J_n породы разрушается переменным полем, изменяемым с шагом $2 \cdot 10^3$ А/м до максимально возможных амплитуд; затем в образце создается намагниченность J_{ri} , которая разрушается полем с тем же шагом. Начальные интервалы до $(4 \div 8) \cdot 10^3$ А/м, где снимается присутствующая в породе вязкая намагниченность J_{nv} , отбрасываются. В каждом интервале полей определяется соотношение разрушенных частей J_n и J_{ri} . Для каждого образца по средним значениям ΔJ_n и ΔJ_{ri} строят прямые, исходящие из начала координат; тангенс угла a наклона прямых определяет соотношение полей — древнего и современного:

$$H_a = H_l \operatorname{tg} a. \quad (2.33)$$

2.7.6.

МЕТОД СТУПЕНЧАТОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

Горную породу в теории магнитных свойств можно рассматривать как ансамбль «эффективных» частиц Нееля (см. раздел 1.3); любая намагниченность выражается определенным смещением симметрии в этом ансамбле. Экспериментальное и теоретическое изучение различных видов намагниченности J_n показало, что степень асимметрии ансамбля зависит от амплитуды постоянного магнитного поля, в котором образована намагниченность J_n . Наглядно это может быть изображено на схеме

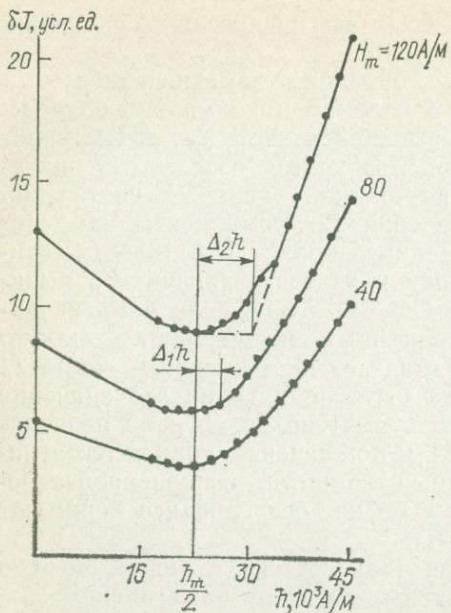


Рис. 2.21. Ступенчатое перемагничивание образца.

Прейзаха—Нееля смещением начала координат на значение действующего при намагничивании постоянного поля. Амплитуда постоянного поля идеальной намагниченности, равная значению поля при образовании намагниченности J_n , окажется выделенной на кривой $J_{ri}(h)$, что и используется при восстановлении модуля H_a [50].

В лаборатории вдоль направления J_n или перпендикулярно к нему создается частичная идеальная намагниченность в разных полях H_m . Пока постоянное поле $H_m < H_a$, рост J_{ri} оказывается нелинейным (рис. 2.21, кривая при $H_m = 40$ А/м); с момента $H_m = H_a$ рост становится линейным и эта точка фиксируется на графиках (кривые при $H_m = 80$ и 120 А/м). В зависимости от вида кривой значение H_a рассчитывается по следующим формулам:

$$H_a = H_m(h_m - 2\Delta_1 h)/(2h_m); \quad (2.34)$$

$$H_a = H_m(h_m + 2\Delta_2 h)/(2h_m). \quad (2.35)$$

Практически были рассмотрены случаи термоустойчивой и ориентационной намагниченностей (см. табл. 3.5).

2.7.7

ОЦЕНКА МОДУЛЯ ДРЕВНЕГО ПОЛЯ H_a ПО ФАКТОРУ Q_0

Поскольку первичная намагниченность горных пород пропорциональна геомагнитному полю времени их возникновения и, кроме того, зависит сложным образом от условий формирования и изменения пород (от вида намагниченности, ее сохранности, от состава, размеров и концентрации зерен — носителей J_n), решение вопроса об определении H_a может быть сведено к учету или исключению влияния всех этих факторов. Одним из путей может быть выбор для измерений достаточно однородной серии пород с одинаковыми носителями J_n и сходными условиями образования, с одним и тем же видом первичной намагниченности. Тогда остается учесть лишь концентрацию этих

носителей, что можно сделать приближенно, переходя от J_n^0 к относительным величинам: $J_n^0/(kH)$, J_n^0/J_{rv} , J_n^0/J_r^s , J_n^0/J_{ri} , J_n^0/J_{ri} .

Использование последних двух соотношений уже обсуждалось, из остальных наиболее часто применяется фактор $Q_0 = J_n^0/(kH)$ — отношение первичной компоненты естественной остаточной намагниченности к индуктивной.

Для красноцветных осадочных пород, имеющих химическую намагниченность, которая связана с тонкорассеянными, близкими к однодоменному размеру зернами гематита, и обладающих высокой стабильностью и однородностью магнитной восприимчивости k по разрезу, поле H_a можно оценивать по фактору Q_0 , который пропорционален отношению древнего и современного полей [28]. Метод дает только относительное значение модуля геомагнитного поля. Для красноцветов верхней перми Поволжья получены значения $Q_0 = 0,7 \div 0,9$; на пограничных участках палеомагнитных горизонтов отмечается снижение до 0,1—0,2 [28].

В случае ориентационной намагниченности, когда образцы отобраны из однородной толщи осадков с постоянным носителем намагниченности J_n и неизменяющимся размером ферромагнитных зерен, что обеспечивает выдержанность k по разрезу, этот метод также может быть применен. Подобные исследования были проведены на осадках пермо-триаса, значения H_a совпали с полученными методом переосаждения пород (см. раздел 3.6 и табл. 3.5).

**3.1. ГЕОМАГНИТНЫЕ ИНВЕРСИИ
И ШКАЛЫ ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ****3.1.1. ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИИ**

Первые наблюдения, которые привели к мысли, что в прошлом геомагнитное поле было обратным современному, были сделаны П. Давидом и Б. Брюнесом в 1904—1906 гг. во время исследований намагниченности лавовых потоков и обожженных ими глин [53, 83]. В дальнейшем было обнаружено, что обратная намагниченность, как и прямая, встречается в породах самого разного возраста; это послужило основанием считать, что геомагнитное поле в течение геологической истории меняло свою полярность многократно. Эта гипотеза встретила, однако, серьезное возражение, когда теоретически и экспериментально была показана возможность самообращения намагниченности, т. е. возможность намагничивания пород против магнитного поля или их последующего самопроизвольного перемагничивания (см. раздел 1.5.5).

Решающим для доказательства геомагнитных инверсий было установление следующих фактов [48].

1. Одновозрастные породы повсеместно обладают первичной намагниченностью, соответствующей одной и той же полярности геомагнитного поля.

2. Горные породы, обожженные интрузиями и лавами, независимо от состава и первоначального направления вектора J_n намагничены так же (либо прямо, либо обратно), как и эти интрузии и лавы.

3. Исключения из этих правил редки и относятся к доказанным (экспериментально или теоретически) случаям самообращения намагниченности J_n .

4. Закономерности изменения первичной намагниченности в переходных слоях, разделяющих зоны прямой и обратной намагниченности, не могут быть объяснены явлениями самообращения.

Исследования, направленные на подтверждение этих положений, потребовали сбора и анализа огромного фактического материала и к настоящему времени дали вполне определенные результаты. Один из первых, и пожалуй наиболее ярких, результатов был получен при изучении взаимоотношений между направлениями J_n даек и обожженных ими пород в вулканогенно-осадочной кайнозойской толще Исландии (табл. 3.1). В дальнейшем подобные данные были получены во многих местах, и уже

Таблица 3.1. Соотношение полярностей векторов J_n в вулканогенно-осадочной толще Исландии

Объекты изучения	Полярность намагниченности в разных случаях			
	1	2	3	4
Дайка	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>R</i>
Вмещающая порода в целом	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>N</i>	<i>R</i>
Обожженная часть породы наблюдаемые соотношения (по Дж. Хосперсу и Т. Эйнарссону)	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>R</i>
теоретические соотношения [48]:				
при инверсиях геомагнитного поля	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>R</i>
при самообращении вектора J_n в породе (воспроизводимый механизм)	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>N</i>	<i>R</i>
при самообращении вектора J_n в породе (невоспроизводимый механизм) или в дайке	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>

в 1962 г. Р. Вилсон смог рассмотреть 87 случаев, когда были исследованы взаимоотношения векторов J_n вулканогенных и обожженных ими пород [100]. Его результаты, дополненные новыми сведениями, представлены в табл. 3.2. Они показывают, что только три случая из 176 могут быть интерпретированы как результат самопроизвольного обращения намагниченности J_n .

Таблица 3.2. Сравнение полярностей магматической и обожженной ею породы [100, 7, 82]

Тип соотношений	Полярность вектора J_n		Число случаев
	Магматическая порода	Контактная порода	
I	<i>N</i>	<i>N</i>	57
II	<i>I</i>	<i>I</i>	7
III	<i>R</i>	<i>R</i>	109
IV	<i>N</i>	<i>R</i>	3
V	<i>R</i>	<i>N</i>	0

Примечание. *I* — промежуточные направления вектора J_n .

Переходные слои, в которых вектор J_n поворачивается, были обнаружены вскоре после открытия самого явления чередования в разрезах зон прямой и обратной намагниченности. Существование зон поворота вектора нельзя было объяснить с позиции самообращения намагниченности J_n , что заставило принять как альтернативу гипотезу геомагнитных инверсий. Детальные исследования переходных слоев ведутся интенсивно, чтобы выяснить морфологию переходов, а следовательно, и закономерности процесса геомагнитных инверсий (см. раздел 3.3.2).

Самым сильным доказательством геомагнитных инверсий является синхронность однополярных зон (прямой или обратной намагниченности) в разрезах осадочных и вулканогенных толщ в пределах больших территорий. В ряде случаев синхронность таких зон, т. е. изохронность их границ, показана и в планетарном масштабе (см. раздел 3.2).

3.1.2. ТИПЫ ШКАЛ ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ

Одна из основных прямых задач палеомагнитологии — построение временной последовательности геомагнитных инверсий для всего интервала геологического времени, в котором эти инверсии происходили. Построение такой последовательности возможно несколькими методами; выбор метода определяется как желаемой степенью детальности, полноты этой последовательности, так и его возможностями датировки инверсий.

Так как геомагнитные инверсии — явление глобальное, должна быть точная стратиграфическая и хронологическая корреляция прямо и обратно намагниченных образований по всему миру. Поэтому шкала геомагнитных инверсий в принципе может быть построена как чисто хронологическая шкала, если образцы горных пород, для которых определена магнитная полярность, удастся датировать физическими методами. Такая шкала называется магнитохронологической. Этот подход к изучению истории геомагнитных инверсий корректен только при условии, что продолжительность эпох, в течение которых сохраняется геомагнитная полярность, превосходит погрешности метода датировки. Например, классические методы палеонтологии здесь вряд ли пригодны. Построение магнитохронологической шкалы стало возможным только с развитием калий-аргонового метода, позволившего очень точно датировать вулканогенные породы, главным образом основные лавы, магнитная полярность которых определена.

Второй способ прослеживания истории геомагнитных инверсий — это изучение линейных аномалий на океанах и построение профилей вкрест простирания этих аномалий. Интерпретация таких профилей дает последовательность прямо и обратно намагниченных аномалиеобразующих тел, которые в соответствии с концепцией разрастания океанического дна представляют собой хронологическую запись геомагнитных инверсий. Зная скорость разрастания дна, имея датировки некоторых из этих аномалий, полученные по коренным породам или нижнему слою осадков океанического дна, можно построить так называемую аномалийную шкалу геомагнитных инверсий.

Палеомагнитное изучение разрезов донных осадков по кернам буровых скважин и по колонкам донных трубок является третьим способом исследования истории геомагнитных инверсий. Из-за молодости океанического дна этот способ, так же как и преды-

душий, может быть применен для построения шкалы инверсий только начиная с юры.

Наконец, четвертый способ построения шкалы геомагнитных инверсий — это применение нормальной стратиграфической процедуры: палеомагнитное изучение наиболее полных разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в стратотипических областях, сопоставление и надстраивание полученных последовательностей зон прямой и обратной намагниченности и составление сводных магнитостратиграфических разрезов, сначала по отдельным регионам, а затем их объединение в глобальном масштабе. Временной эквивалент построенной таким путем магнитостратиграфической шкалы представляет собой последовательность интервалов прямой и обратной геомагнитной полярности, привязанную к нормальной геохронологической шкале — к периодам, эпохам и векам (см. раздел 3.2).

3.1.3. ДАТИРОВКА ЭПОХ ПОЛЯРНОСТИ ПО ЛАВОВЫМ ПОТОКАМ; МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Первая шкала геомагнитных инверсий, основанная на калий-аргоновых датировках, была построена А. Коксом, Р. Доллом и Г. Далримплом еще в 1963 г. [64]. Она охватывала последние 3,5 млн. лет и состояла из трех зон: двух зон прямой полярности и одной зоны обратной полярности, каждая приблизительно по 1 млн. лет. Увеличение числа определений показало, что многие из них не укладываются в эту простую схему. Это привело к открытию внутри главных интервалов полярности (10^6 лет) более коротких интервалов — порядка 10^5 лет. Короткие были названы эпизодами или событиями (event) и получили собственные названия по местам их открытия (Харамильо, Гилса, Олдувай и т. д.), а более длинным — эпохам — были присвоены имена выдающихся геомагнитологов прошлого — Брюнеса, Матюямы, Гаусса и Гильберта.

Наиболее известна шкала геомагнитной полярности для последних 4,5 млн. лет, основанная на 150 определениях возраста (калий-аргоновым методом) и полярности основных лав в самых разных точках земного шара. Следует подчеркнуть, что для уточнения возраста границ подразделений этой шкалы были использованы и данные, полученные при изучении полосовых аномалий и глубоководных осадков океанов [64]. Эта шкала (рис. 3.1) и есть классическая шкала Кокса, в которую впоследствии были внесены лишь некоторые уточнения и дополнения [69].

Продление магнитохронологической шкалы на более древние эпохи встречает трудности, которые связаны с возрастанием абсолютных погрешностей при датировках калий-аргоновым методом. Погрешность 5% при возрасте породы $5 \cdot 10^6$ лет дает абсолютную ошибку $2,5 \cdot 10^5$ лет, что больше продолжительности многих эпизодов. Тем не менее предпринят ряд успешных попыток

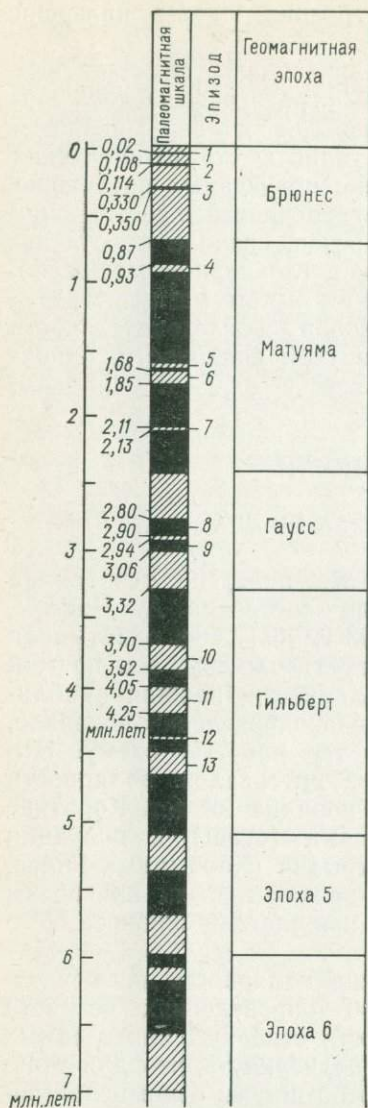


Рис. 3.1. Магнитохронологическая шкала за последние 7 млн. лет ([64], с дополнениями).

Эпизоды (ивенты): 1 — Лашамп, 2 — Блейк, 3 — V зона, 4 — Харамильо, 5 — Гилса, 6 — Олдувай, 7 — Реюньон, 8 — Каена, 9 — Маммот, 10 — Кохитос, 11 — Нунивак, 12 — Сидуфилл, 13 — Твера.

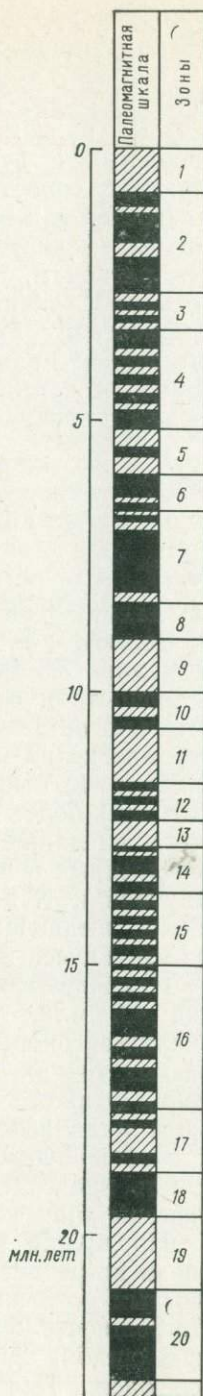


Рис. 3.2. Палеомагнитная шкала неогенового и четвертичного периодов по данным изучения глубоководных донных осадков [95].

продлить шкалу Кокса до 12,5 [73] и даже до 16 млн. лет назад. Эти исследования, однако, проводились уже под стратиграфическим контролем; изучались разрезы серий лав Исландии и Закарпатья, где последовательность потоков известна и датировки могут быть скорректированы [26].

Таким образом, рубеж 5—7 млн. лет, т. е. начало плиоцена, в настоящее время является нижней границей применимости чисто геохронологического метода построения шкалы геомагнитных инверсий, основанного на калий-аргоновых датировках. Для исследования доплиоценовых инверсий реальным будет только стратиграфический подход.

3.1.4. ЗОНЫ ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Изучение серий лавовых потоков и покровов в большинстве случаев не может дать непрерывной или хотя бы равномерно распределенной во времени информации о геомагнитных инверсиях, так как вулканическая активность — процесс, существенно неравномерный во времени. Более полную в этом отношении информацию можно получить при палеомагнитном изучении осадков дна морей и океанов, особенно в их глубоководных частях, не подверженных воздействию мутьевых потоков. Для типичных океанских осадков скорость осаждения составляет 0,1—1 см/10³ лет, так что граница Брюнес—Матуяма должна лежать на глубине 0,7—7 м, а Гаусс—Гильберт — между 3,3 и 33 м. Это открывает возможность независимого от шкалы Кокса построения последовательности инверсий для такого же и даже большего интервала времени путем исследования колонок, поднятых донными трубками.

Запись геомагнитной инверсии в колонке донных осадков впервые была обнаружена в 1964 г. [73]. Проводятся широкие исследования глубоководных донных осадков Индийского и Тихого океанов [24]. Наиболее длинные колонки (до 30 м) позволили продолжить шкалу Кокса сначала до 9 млн. лет, т. е. до середины позднего миоцена, а затем и распространить ее на весь неоген [95] (рис. 3.2).

Другим направлением исследования донных осадков является детальное изучение колонок в областях быстрого осадконакопления, их цель — выявить ивенты (эпизоды) и аномальные отклонения (экскурсы) геомагнитного поля в эпоху Брюнес (см. раздел 3.4.1).

3.1.5. ШКАЛА ЛИНЕЙНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИИ

Гипотеза разрастания океанического дна дала простое объяснение особенностям аномального магнитного поля на океанах: линейности, знакопеременности, симметрии относительно оси срединно-океанического хребта, подобно последовательностей

аномалий, отсчитываемых от этой оси по всему земному шару [20]. Основным содержанием гипотезы разрастания является поступление вещества из земных недр по трещинам, пересекающим гребни срединных хребтов, перенос этого вещества в разные стороны от оси хребта под влиянием конвективных течений в мантии и, следовательно, непрерывное разрастание океанического дна, участки которого оказываются все старше по мере удаления от оси хребта.

Этот процесс идет в условиях систематических геомагнитных инверсий. Выплавляющееся из мантии вещество базальтового состава, охлаждаясь при подъеме, приобретает термоостаточную намагниченность при определенной геомагнитной полярности и затем сохраняет ее направление при последующем удалении от оси хребта. После нескольких геомагнитных инверсий формируется так называемый инверсионный магнитоактивный слой, который состоит из симметричной относительно оси хребта последовательности *N*- и *R*-намагниченных тел; эту последовательность и можно рассматривать как двойную запись хронологической очередности геомагнитных инверсий.

Этот механизм формирования магнитоактивного слоя океанической коры, предложенный Ф. Вайном и Д. Метьюзом [20], находит подтверждение не только в том, что он дает объяснение всем главным свойствам аномального геомагнитного поля на океанах, но также и в сопоставлениях рельефа дна с формой положительных и отрицательных магнитных аномалий и в данных бурения, выявивших корреляцию между полярностью вектора J_n образцов керна и знаком аномалии. Наиболее убедительным доказательством того, что результатом интерпретации линейных аномалий действительно является последовательность геомагнитных инверсий, служит соответствие верхней части аномалийной шкалы и шкалы Кокса, а также совпадение возраста аномалий с возрастом фундамента по данным бурения [20]. Возраст аномалий при этом получают экстраполяцией скорости разрастания дна, которую вычисляют путем отождествления верхней части аномалийной шкалы со шкалой Кокса. Один из последних вариантов аномалийной шкалы геомагнитных инверсий для кайнозоя показан на рис. 3.3.

3.1.6. МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПОЛЯРНОСТИ; ПРИНЦИПЫ И ПРОБЛЕМЫ ЕЕ ПОСТРОЕНИЯ

Стратиграфическим эквивалентом шкалы геомагнитной полярности является магнитостратиграфическая шкала. Геомагнитные инверсии — это наиболее яркое явление палеомагнетизма, история которого сравнительно хорошо изучена и глобальный характер которого достаточно очевиден, поэтому магнитостратиграфическая шкала полярности — это единственная из палеомагнитных шкал, которая успешно разрабатывается и при-

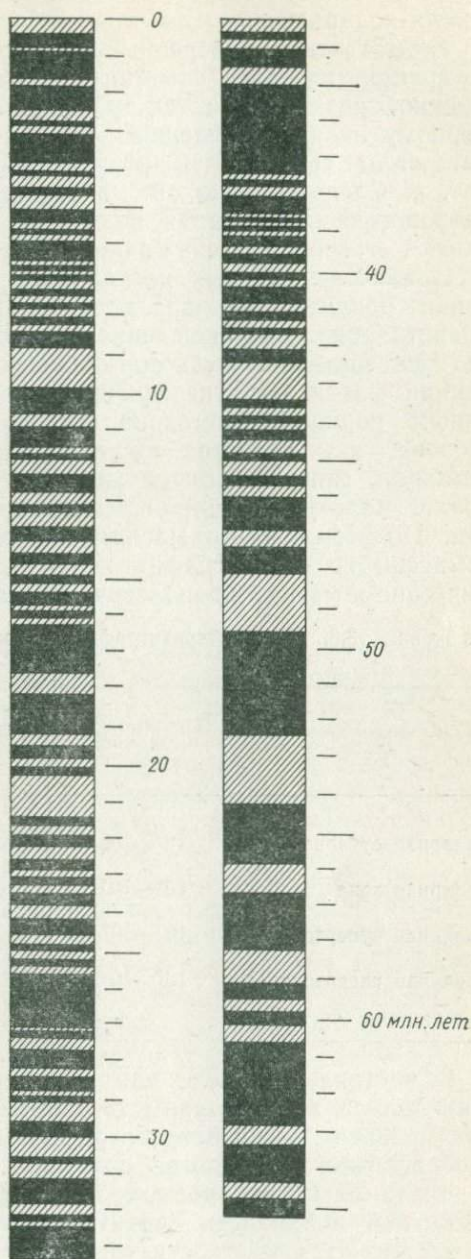


Рис. 3.3. Шкала геомагнитных инверсий кайнозоя по океаническим магнитным аномалиям [79, 80].

меняется. Под магнитостратиграфической, или палеомагнитной, шкалой сейчас обычно понимается магнитостратиграфическая шкала полярности.

Геомагнитные инверсии, если рассматривать их распределение во времени за длительные интервалы (эры и более), подчиняются сложной ритмичности (см. раздел 5.2). Это приводит к неравномерному их распределению по шкале времени, позволяя выявить интервалы сгущений и разрежений, характерные группировки и т. п. Следовательно, в магнитостратиграфической и магнитохронологической шкалах возможно выделить единицы разного ранга — таксономические единицы.

В настоящее время нет единого мнения по вопросу наименования различных подразделений магнитостратиграфической и магнитохронологической шкал. Так, при обсуждении проекта магнитостратиграфического кодекса СССР в качестве основных единиц магнитостратиграфической шкалы предложены (в нисходящем порядке): мегазона, гиперзона, суперзона, ортозона и субзона, а в качестве их временных аналогов соответственно мегахрон, гиперхрон, суперхрон, ортохрон и субхрон; временной аналог палеомагнитной аномалии предлагается называть экскурсом. Подкомиссия по магнитной стратиграфии Международной комиссии по стратиграфии рекомендует иные магнитостратиграфические и магнитохронологические единицы (табл. 3.3).

Таблица 3.3. Магнитостратиграфические и магнитохронологические единицы

Стратиграфические единицы	Приблизительная продолжительность, лет	Хроностратиграфические единицы	Хронологические единицы
Полярная субзона	10^4 — 10^5	Полярный субинтервал	Полярный эпизод
Полярная зона	10^5 — 10^6	Полярный интервал	Полярная эпоха
Полярная суперзона	10^6 — 10^7	Полярный суперинтервал	Полярный период
Полярная гиперзона	10^7 — 10^8	Полярный гиперинтервал	Полярная эра

В настоящей работе для обозначения магнитостратиграфических единиц использованы термины, предложенные при обсуждении проекта магнитостратиграфического кодекса СССР, а для хронологических аналогов ортозоны и субзоны — термины эпоха и эпизод магнитной полярности соответственно. Аналог экскурса магнитной полярности считается реперным уровнем и в шкалу не входит. Для краткости слова «магнитной полярности» обычно опускаются, например, эпоха Матуяма, эпизод Харамильо.

Ранг единицы определяется длительностью и значимостью соответствующего ей этапа в общей истории геомагнитного поля.

Мегазоны по своему объему примерно отвечают группам общей стратиграфической шкалы, гиперзоны — системам, суперзоны — отделам или нескольким ярусам, ортозоны — ярусам или зонам. До сих пор еще нет четких критериев, что считать эпизодом магнитной полярности, а что — экскурсом. Это обстоятельство сильно затрудняет сопоставление данных, полученных разными исследователями. Одни исследователи предлагают различать эти события только по продолжительности: менее продолжительные называть экскурсом, а более продолжительные — эпизодом; другие же предлагают различать их по положению виртуального геомагнитного полюса в момент события. Так, Н. Воткинс считает эпизодом относительно кратковременное полное обращение геомагнитного поля и полагает, что продолжительность эпизода может составлять 10^4 — 10^5 лет. Под экскурсом магнитной полярности понимается такое кратковременное событие (менее 10^4 лет), при котором геомагнитный полюс отклоняется от прямого (обратного) положения не менее чем на 60° и не более чем на 120° и после этого возвращается в исходное положение.

Палеомагнитная шкала, представляющая собой последовательность и распределение инверсий во времени, является основой для изучения истории геомагнитного поля. Полнота и детальность этой шкалы определяются общим уровнем палеомагнитных исследований и детальностью региональных палеомагнитных шкал.

Палеомагнитная шкала строится как шкала стратиграфическая — путем последовательного палеомагнитного изучения наиболее полных разрезов свит, серий в их стратотипических областях, корреляции разрезов и создания эталонных палеомагнитных разрезов ярусов, отделов, систем. При корреляции региональных палеомагнитных шкал необходимо обращать особое внимание на детальность проведенных палеомагнитных исследований. Так, при одинаковой детальности работ в регионах с разными режимами осадконакопления может быть нарушен главный принцип корреляции — сопоставление единиц одного ранга [26]. При сплошном отборе образцов в районах с платформенным режимом накопления осадков возможно выделить такие особенности в поведении геомагнитного поля, как экскурсии и события, которые исчезают при уменьшении детальности отбора. При малой детальности будут выявляться только общие закономерности поведения геомагнитного поля, охватывающие длительные интервалы времени. В регионах с геосинклинальным типом осадков даже при низкой детальности отбора обнаруживаются достаточно мелкие особенности поведения геомагнитного поля, а следовательно, и менее крупные магнитостратиграфические подразделения.

Поэтому немаловажной проблемой в палеомагнитной стратиграфии является поиск дополнительных диагностических признаков для выделяемых единиц палеомагнитной шкалы. Кроме полярности и палеомагнитных полюсов, позволяющих идентифицировать лишь крупные подразделения палеомагнитной шкалы —

гиперзоны, суперзоны, такими признаками могут быть, например, характерные черты поведения поля.

Проблема иного рода возникает при построении шкалы для раннего палеозоя — это проблема полярности, т. е. какой из двух полюсов считать северным, например, для Сибирской плиты. Представляемый вариант шкалы отвечает минимальной траектории миграции полюсов за средний палеозой. Однако такое решение вопроса не является единственно возможным [31, 46]. Проблема полярности относится и ко всем другим плитам. Ответ можно найти только путем построения и корреляции детальных палеомагнитных шкал раннего и среднего палеозоя для всех континентов.

3.2. МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФАНЕРОЗОЯ

3.2.1. СТРОЕНИЕ МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ СССР

Первые палеомагнитные работы в СССР уже имели ярко выраженный стратиграфический характер и преследовали стратиграфические цели: расчленение и возрастное сопоставление осадочных и вулканогенных толщ, определение возраста геологических тел, стадий минерализации и т. п. Палеомагнитные исследования, хотя и направленные на решение в основном частных задач, явились источником накопления огромного фактического материала, правда, часто неоднородного как по своей надежности, так и полноте. Систематизацию этого материала облегчают опорные региональные палеомагнитные шкалы, созданные почти для всех интервалов фанерозоя.

Первые попытки обобщения были предприняты еще в 1965 г. А. Н. Храмовым, В. П. Родионовым и Р. А. Комиссаровой для палеозойской части шкалы. Позднее появились работы Д. М. Печерского, Э. А. Молостовского, А. Н. Храмова по магнитной стратиграфии мезозоя. В 1976 г. Э. А. Молостовским, М. А. Певнером, Д. М. Печерским, В. П. Родионовым и А. Н. Храмовым предложен первый вариант магнитостратиграфической шкалы фанерозоя [27]. Обобщающие работы по магнитостратиграфии палеозоя, мезозоя, верхнего кайнозоя, первый макет магнитостратиграфической шкалы фанерозоя [27], непрерывно поступающие свежие материалы — все это дает возможность предложить новый, более детальный и обоснованный вариант сводной магнитостратиграфической шкалы фанерозоя СССР (рис. 3.4).

Наиболее представительные данные о строении палеомагнитной шкалы получены по кембрию, ордовики, верхнему палеозою, нижнему триасу, верхнему кайнозою [28, 32]. Вместе с тем многие интервалы палеомагнитной шкалы (верхний мел — нижний неоген, верхний триас — нижняя юра, нижняя пермь, силур — девон) все еще остаются слабоизученными. Построение палео-

шкалы, особенно в пределах *N*- или *R*-гиперзон, установлены более мелкие единицы — суперзоны. Палеомагнитным подразделениям присвоены географические названия, не использованные в стратиграфии, с учетом приоритета их выделения [26].

3.2.2.

ПАЛЕОЗОИ

Нижнепалеозойская часть шкалы (кембрий—нижний силур) составлена главным образом по разрезам Сибирской платформы [32, 48]. Для построения средне-верхнепалеозойской части шкалы использованы разрезы Русской платформы и ее обрамления, а также учтены данные по Алтае-Саянской области и Тунгусской синеклизе [32].

Преобладающей полярностью палеозоя является обратная (более 70 % разреза), на фоне которой отмечается более 30 зон прямой полярности продолжительностью от 0,5 до 20 млн. лет. По характеру распределения *N*- и *R*-зон можно выделить шесть гиперзон длительностью от 50 до 70 млн. лет.

Аргинская гиперзона (*R*) начинает палеомагнитную шкалу палеозоя и охватывает значительный интервал, включающий верхи венда, нижний кембрий и низы среднего кембрия (610—535 млн. лет). Две субзоны *N*-полярности длительностью по 0,5 млн. лет каждая отмечены в верхней части аргинской гиперзоны.

Сибирская гиперзона (*Rn*) охватывает интервал 48 млн. лет. от средней части среднего кембрия до верхов нижнего ордовика. В ней выделяются четыре суперзоны по 10—15 млн. лет каждая: улаханская (частого чередования *N*- и *R*-полярности), бурская (с преобладанием обратной полярности), иркутская (с чередованием зон прямой и обратной полярности примерно равных по длительности, каждая 1,5—2 млн. лет) и хадарская (только обратной полярности).

Байкальская гиперзона (*Nr*) включает средний и верхний ордовик и низы нижнего силура, охватывая временной интервал 55 млн. лет. Эта гиперзона отличается от всех палеозойских гиперзон преобладанием поля прямой полярности. В ней выделяются две суперзоны: северо-байкальская (с тремя *N*-зонами примерно равной продолжительности при доминирующем поле обратной полярности) и непская (прямой полярности с небольшой субзоной, ~2 млн. лет, обратной полярности в ее средней части).

Саянская гиперзона (*Rn*) длительностью 70 млн. лет включает стратиграфический интервал от низов силура до верхов девона; ее нижняя граница совпадает с границей лландоверийского и венлокского ярусов силура, а верхняя делит пополам французский ярус верхнего девона. Две суперзоны выделяются в объеме саянской гиперзоны: енисейская (с преобладанием поля обратной полярности) и таштыпская (с чередованием разных по продолжительности интервалов *N*- и *R*-полярности).

Донецкая гиперзона (*Rn*), примерно равная по длительности саянской гиперзоне, также характеризуется преобладанием в целом поля обратной полярности. Эта гиперзона прослеживается от франского яруса верхнего девона до верхов московского яруса среднего карбона. Донецкая гиперзона делится на тихвинскую суперзону (обратной полярности с мелкими чередующимися субзонами *N*- и *R*-полярности в самых ее низах) и дебальцевскую (представляющую собой интервал частых обращений поля с разными по длительности зонами *N*- и *R*-полярности).

Гиперзона Киама (*R*) занимает временной интервал около 70 млн. лет, начинаясь в верхах московского яруса карбона и заканчиваясь в верхнетатарском подъярусе перми. Этот мощный интервал обратной полярности поля является маркирующим для многих разрезов перми на разных континентах.

При построении мезозойской части шкалы использованы данные по разрезам нижнего и среднего триаса Русской платформы [28, 32] и мезозоя Кавказа, Центральной и Северо-Восточной Азии, Сибири [26].

Преобладающей полярностью геомагнитного поля мезозоя является прямая (75%), среди которой отмечается более 30 зон обратной полярности длительностью от 1 млн. лет. Распределение *R*-зон по шкале времени крайне неравномерное, что позволяет разделить мезозойскую часть шкалы на четыре интервала, представляющие собой гиперзоны продолжительностью от 20 до 65 млн. лет. Неполнота отдельных временных интервалов и в ряде случаев их плохая сопоставимость не дают возможности выявить более мелкие единицы внутри гиперзон.

Гиперзона Иллаварра (*NR*), представляющая собой группу знакопеременных магнитозон, расположена выше интервала Киама; ее продолжительность около 22 млн. лет, нижняя граница находится в пермской части шкалы (середина татарского яруса), а верхняя уже в триасе (низы анизийского яруса). Гиперзона Иллаварра начинается с небольшой зоны частых обращений (*nr*), выделенной в разрезе Среднего Поволжья и на севере Русской платформы [28]. Пять *R*-зон внутри гиперзоны уверенно прослеживаются и хорошо распознаются во многих разрезах. Во второй *R*-зоне в разрезах перми севера и северо-востока Русской платформы выявлена небольшая субзона *N*-полярности. В объеме гиперзоны Иллаварра Э. А. Молостовским [26] выделены три суперзоны: нагорская (с чередованием зон прямой и обратной полярности, разных по продолжительности), поволжская (представленная одной зоной обратной намагниченности, соответствующей большей части индского яруса нижнего триаса) и перовская (объединяющая три разнополярные зоны в верхней половине нижнего триаса с преобладанием поля прямой полярности).

Гиперзона Омолон (*Nr*) длительностью 40 млн. лет включает стратиграфический интервал от низов анизийского яруса (средний триас) до верхов плинсбахского яруса (нижняя юра). Три *R*-зоны разной продолжительности при преобладающем поле прямой полярности и довольно значительный интервал частых обращений в средней части характеризуют эту гиперзону.

Гиперзона Гиссар (*NR*), самая значительная по продолжительности в шкале мезозоя (65 млн. лет), представляется как интервал частой смены полярности поля. Ее нижняя граница располагается в верхах плинсбахского яруса (нижняя юра), а верхняя — в низах аптского яруса (нижний мел). Две *N*-суперзоны в келловейском — оксфордском и верхнекимериджском — волжском ярусах длительностью 10—15 млн. лет выделяются в средней части гиперзоны по их отношению к ниже и выше лежащим интервалам частых обращений поля.

Гиперзона Джалал (*Nr*) охватывает интервал 40 млн. лет от низов аптского до низов маастрихтского яруса. Внутри этой мощной гиперзоны прямой полярности четко выделяются четыре зоны обратной полярности длительностью от 2 до 5 млн. лет.

Представленная шкала кайнозоя (рис. 3.4, 3.5) по числу использованных для ее построения данных резко делится на две части. Нижнекайнозойская часть шкалы (палеоген) составлена главным образом по немногочисленным разрезам Туркмении, Таджикистана и Нахичевани [26]. При составлении верхнекайнозойской (неоген — четвертичная система) части шкалы

Рис. 3.5. Палеомагнитная шкала позднего кайнозоя СССР.



привлечен богатейший материал по Приднестровью, Закарпаты, Украине, Азербайджану, Туркмении, Таджикистану, Западной Сибири, Сахалину и Камчатке [26, 37].

Геомагнитное поле кайнозоя характеризуется крайней неустойчивостью, что выражается распределением по шкале большого количества зон (около 70), приходящихся на временной интервал 65 млн. лет. К тому же в верхах кайнозоя (миоцен — четвертичная система) выделен ряд зон, где смена полярности поля происходит настолько часто, что изобразить их в масштабе шкалы можно лишь в виде единой зоны частого чередования полярности. Палеомагнитные зоны кайнозоя распределяются таким образом, что поля прямой и обратной полярности занимают по 50 % шкалы. Относительно слабая изученность нижней половины кайнозоя и вместе с тем прослеживание отдельных зон плиоцена и четвертичного периода (эпох, эпизодов, событий) в многочисленных разрезах [79, 94] все же не позволяют выделить во всем кайнозое единицы палеомагнитной шкалы более мелкие, чем гиперзона. Весь кайнозой вместе с маастрихтским ярусом мезозоя объединяются в одну гиперзону — Среднеазиатскую.

Гиперзона Среднеазиатская (NR) продолжительностью 65 млн. лет включает стратиграфический интервал от низов маастрихта до плейстоцена; ее нижняя граница совпадает с границей кампанского и маастрихтского ярусов верхнего мела. Ряд крупных N-зон длительностью по 4—8 млн. лет в нижней половине кайнозойской шкалы определяют господство поля прямой полярности в палеогене, тогда как в неогене, представленном частыми обращениями поля, все же несколько преобладает обратная полярность.

3.2.5. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ШКАЛЫ ФАНОЗОЯ СССР С МИРОВЫМИ ПАЛЕОМАГНИТНЫМИ ДАННЫМИ

Палеомагнитная шкала фанерозоя СССР, составленная как шкала стратиграфическая, отличается этим от широко известных шкал геомагнитных инверсий Кокса, Ламонтской и других, которые составляются как шкалы геохронологические,

основанные на радиологических датировках [64, 80]. Магнито-стратиграфический метод, который по ряду причин становится более предпочтительным по мере перехода ко все более древним частям палеомагнитной шкалы, стал применяться и за рубежом [79, 81]. Это значительно расширяет возможности для сопоставления различных палеомагнитных шкал и дает дополнительное обоснование палеомагнитной шкалы СССР.

Тем не менее сопоставление палеомагнитных разрезов в глобальном масштабе затруднено по следующим причинам: 1) как правило, недостаточны стратиграфическое обоснование и полнота магнитозон, вследствие чего границы их привязаны не совсем уверенно; 2) отсутствует надежная общепринятая геохронологическая шкала фанерозоя, особенно границ ярусов; 3) разные авторы пользуются разными стратиграфическими и геохронологическими шкалами. Поэтому сопоставление палеомагнитных шкал достаточно условно, особенно в интервалах частого чередования магнитозон разной полярности.

Так как зарубежные магнито-стратиграфические данные по нижнему и среднему палеозою весьма фрагментарны, то сравнивать рассматриваемую шкалу можно начиная с дебальцевской суперзоны. Верхняя часть этой зоны и граница ее с гиперзоной Киама отмечена в разрезах Северной Америки в верхах пенсильвания [32] и Южной Америки в нижней части формации Паганзо [96] (рис. 3.6). В этих же разрезах наиболее полно выделена гиперзона Киама, прослеженная по всем континентам. Ее верхняя граница с гиперзоной Иллаварра устанавливается в разрезах Северной Америки в верхах гвадалупского яруса перми [32], т. е. на том же уровне, что и на Русской платформе. Гиперзона Иллаварра четко прослежена в разрезах верхней перми и триаса многих регионов мира. Число и соотношение объемов *N*- и *R*-зон такое же, как в шкале СССР. Наиболее полно гиперзона Иллаварра и ее верхняя граница изучены в разрезах формаций Моункопи и Чагуотер в Северной Америке. По сводному разрезу, составленному Ч. Хелсли [74], эта граница почти совпадает с границей среднего и верхнего триаса (в шкале СССР она проходит в низах анизийского яруса).

Сводный палеомагнитный разрез, составленный Ч. Хелсли по разрезам Северной Америки, Гренландии и Африки, охватывает нижнюю половину гиперзоны Омолон и коррелирует с ней: две *R*-зоны в карнийском ярусе (правда, в шкале СССР они располагаются несколько ниже), большое число мелких *R*-зон и субзон в норийском и рэтском ярусах, которые отвечают *NR*-зоне в том же интервале шкалы СССР.

Для гиперзоны Гиссар известны только короткие разрезы [93] (рис. 3.7). Общая картина выдерживается, но в деталях разрезы заметно различаются, что, вероятно, связано с разной детальностью их изучения.

Гиперзона Джалал фиксируется во многих разрезах мира (см. рис. 3.7). Наиболее полно изучена в разрезах Италии, Северной

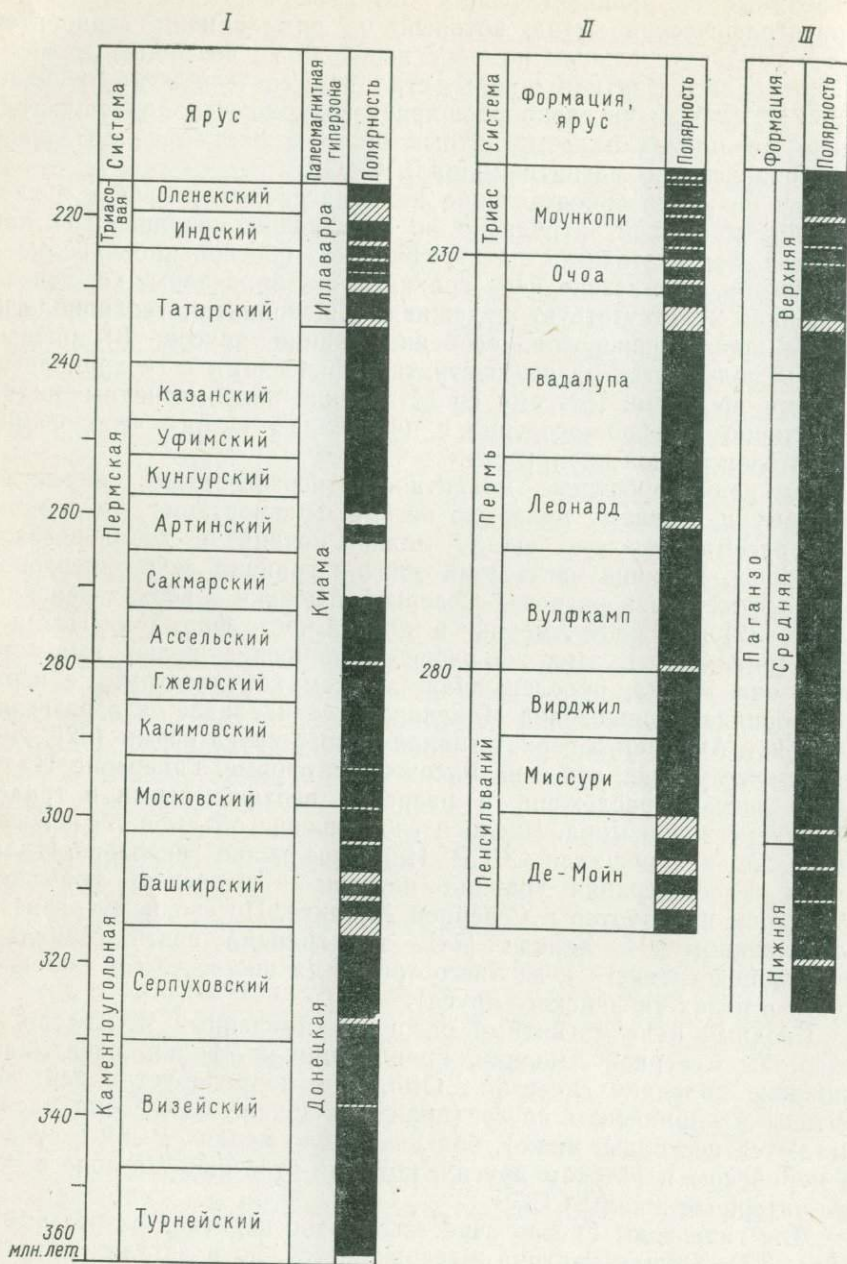


Рис. 3.6. Сопоставление палеомагнитных шкал позднего палеозоя ([32], с изменениями).

I — СССР; II — Северная Америка; III — Южная Америка.

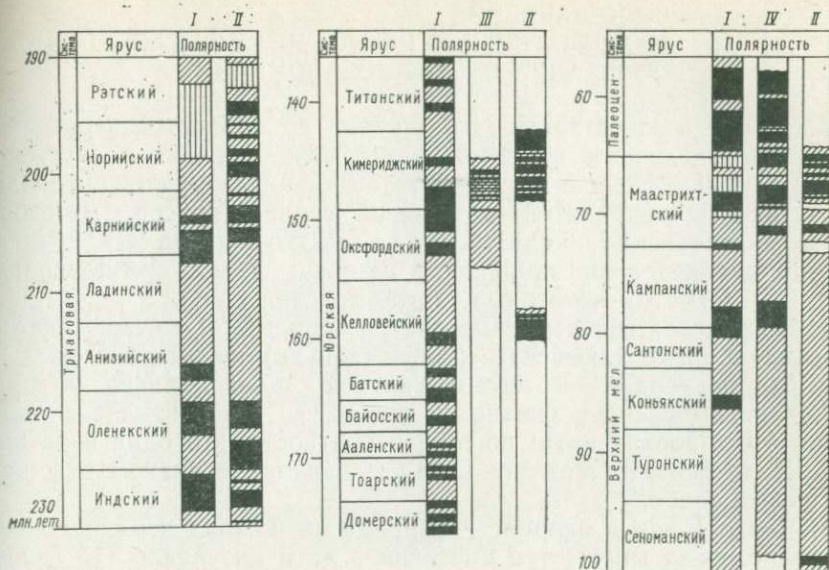


Рис. 3.7. Сопоставление палеомагнитных разрезов мезозоя.

I — СССР; II — Северная Америка; III — ФРГ; IV — Италия.

Америки, в колонках океанских осадков [81]. Нижняя граница гиперзоны располагается ниже сеномана (в низах апта), а верхняя проходит в низах маастрихта, представленных *R*-зоной в разрезах как СССР, так и Северной Америки и Италии. Внутри гиперзоны Джалал в ряде разрезов СССР выделена клюевская *R*-зона (коньяк), не установленная в разрезах Северной Америки и Италии. Верхи сантона — низы кампана отмечаются повсеместно прекрасным репером — *R*-зоной Кульджа (Губио А).

Среднеазиатская гиперзона в своей верхней части, охватывающей первые 4,5 млн. лет, прослежена детально в разрезах неоген-четвертичных отложений Франции, Исландии, Японии, Северной Америки, в разрезах донных осадков [79, 94]; эта гиперзона установлена также и в многочисленных разрезах различных районов СССР. Палеомагнитная шкала этого временного интервала хорошо согласуется с соответствующей шкалой Америки, составленной Коксом [64] на основе радиологического возраста и палеомагнитных характеристик. Выделенные в американской шкале четыре крупные зоны разной полярности геомагнитного поля — Брюнес (прямая) 0—0,69 млн. лет, Матуяма (обратная) 0,69—2,43 млн. лет, Гаусс (прямая) 2,43—3,32 млн. лет и Гильберт (обратная) 3,32—4,45 млн. лет — четко прослеживаются в разрезах плиоцена—плейстоцена всего мира.

Сопоставить эти шкалы по хроностратиграфическим подразделениям невозможно, их можно сравнить лишь по шкале времени. Но и в этом случае возникают затруднения из-за отсутствия общепринятой датировки границ ярусов мезозоя, к тому же океанская шкала уже не раз модифицировалась. Общая картина распределения полярности на обеих шкалах очень сходна (рис. 3.8). Отметим некоторые частные расхождения.

1. В пределах гиперзоны Джалал в варианте океанской шкалы Ларсона—Хильде клюевская *R*-зона (коньяк) не выделяется.

2. Установленная в палеомагнитной шкале альба *R*-зона Гатань не выделена в океанской шкале, но здесь отмечена аномалия *M0* в верхах апта; по всей вероятности, это одна и та же зона. Надо сказать, что апт в СССР в палеомагнитном отношении изучен слабо.

3. Число *R*-зон в берриасе—барреме на шкалах неодинаковое, возможно, из-за множества инверсий в этом интервале (13 *R*-зон у нас и 19 в океанской шкале). Вполне вероятно, что либо некоторые зоны «слились» в палеомагнитной шкале, либо излишне «раздроблены» аномалии в океанской шкале.

4. Пока необъяснимо малое число *R*-зон в титоне (и их отсутствие в сибирских разрезах) палеомагнитной шкалы, в то время как в океанской шкале таких зон насчитывается больше четырех.

5. Разрезы оксфорда—кимериджа, изученные в СССР (главным образом вулканогенные толщи Кавказа) наверняка неполные. Этим, возможно, объясняется малое число *R*-зон в палеомагнитной шкале и большая мощность здесь средней *R*-зоны, тогда как в океанской шкале отмечается более 10 *R*-зон. Разрезы кимериджа, изученные в Америке и ФРГ [80, 93], соответствуют океанской шкале, особенно в интервале аномалий *M22—M25*, но по этой шкале указанные аномалии относятся в основном к оксфорду.

Приведенные примеры расхождений показывают необходимость взаимной корректировки шкал. В первую очередь это относится к несоответствиям в титоне и к расхождению на половину яруса в оксфорде.

3.3.

**МЕХАНИЗМЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ
И ИХ МОРФОЛОГИЯ**

3.3.1.

**ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ
ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ**

Основным вопросом, который должна решить теория геомагнитных инверсий, является вопрос о том, присущи инверсии самому механизму геомагнитного динамо или они про-

исходят в результате нарушения работы этого динамо под воздействием посторонних механизмов. Э. Буллард [62] показал, что однодисковое динамо при любых условиях его работы не может самопроизвольно изменить направление индуцированного им поля на обратное. В модели же двойного динамо, предложенной Т. Рикитакки [40], инверсии поля возможны: Двойное динамо, состоящее из двух взаимно связанных дисков, может не только самовозбуждаться, но и находиться (при определенных условиях) в неустойчивом состоянии, которое приводит к изменению как модуля, так и направления возбуждаемого магнитного поля. Теория этого процесса сводится к решению уравнений движения дисков и их электромагнитного состояния.

Решение этих уравнений, которое было выполнено численным интегрированием, показало, что в зависимости от параметров динамо (от сопротивления, индуктивности, взаимной индукции между контурами и дисками, от моментов инерции дисков и частоты их вращения), а также от начальных условий динамо может давать разные варианты поведения токовой функции I во времени. Однако все эти решения имеют квазипериодический характер, т. е. магнитное поле, возбуждаемое двойным динамо, меняет свое значение и направление через разные промежутки времени и многократно, пока вращение системы поддерживается поступлением энергии извне; одно из решений показано на рис. 3.9.

Таким образом, теория геомагнитного динамо показывает, что самопроизвольные инверсии возможны. Однако реальность этого механизма не



Рис. 3.8. Сравнение палеомагнитной шкалы СССР (I) со шкалой линейных магнитных аномалий (II) для мезозоя.

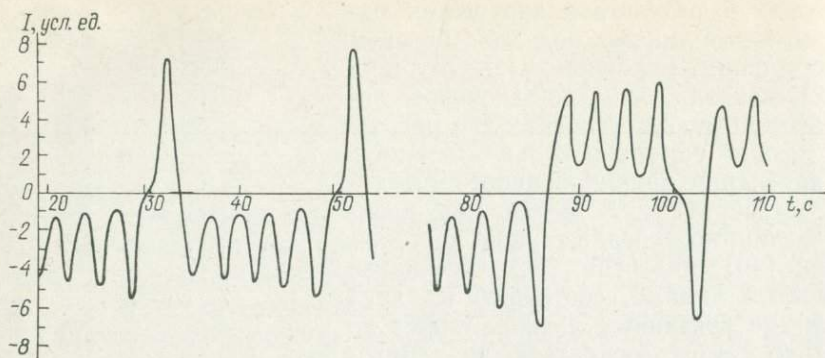


Рис. 3.9. Колебания суммарного тока в системе двойного динамо [40].

доказана, поскольку модель двухдискового динамо является сильным упрощением существующего взаимодействия движений и токов в земном ядре. Поэтому А. Коксом был предложен иной механизм инверсий — внешний по отношению к геомагнитному динамо. В этом механизме изменение полярности есть результат взаимодействия между самопроизвольными медленными колебаниями геомагнитного динамо, как в модели Рикитати, и некоторым более быстрым случайным процессом [64]. При этом медленный осциллятор — это поле центрального диполя, а случайные вариации — недипольное поле, которое, как и в модели Олдриджа—Гурвица [55], аппроксимируется эффектом системы эксцентрических малых диполей. Если M — магнитный момент центрального диполя, а M' — векторная сумма моментов эксцентрических диполей, то необходимым условием обращения полярности будет изменение знака проекций этих моментов на ось вращения Земли. Это может произойти, когда минимум M совпадает с сильной флюктуацией M' в обратном направлении. Тогда возникшее слабое R -поле в соответствии с фундаментальным свойством геомагнитного динамо будет усилено и дальнейшие колебания момента M будут происходить уже в отрицательной области.

Анализ модели показал, что при современном соотношении дипольного и недипольного поля и при значениях амплитуды и периода вариаций дипольного момента M , установленных из археомагнитных наблюдений, вероятность того, что полярность изменится в течение одного периода ($\sim 10^4$ лет), составляет 0,05. Это дает среднее время существования одной полярности $\tau = 2 \cdot 10^5$ лет, что близко к наблюдаемому для последних $4,5 \times 10^6$ лет.

В модели Кокса дипольная часть геомагнитного поля во время инверсий исчезает и остаются только его недипольные компоненты. Эта модель, как и любые другие, в которых недипольное поле сохраняется во время инверсии, может быть проверена

в рамках модели А: геомагнитное поле рассматривается как сумма поля центрального осевого диполя, имеющего напряженность H_0 на экваторе, и поля h недипольных флюктуаций постоянной амплитуды, но с направлениями, случайно распределенными во времени (см. раздел 1.2). Для случайного распределения углов этих направлений отношение [83]

$$\bar{f}_0 = h/H_0 \approx 1,73K^{-1/2}(1 + 3\sin^2 \varphi)^{1/2},$$

где K — кучность направлений геомагнитного поля на широте φ .

Как показал анализ геомагнитного поля эпохи 1945 г., отношение $\bar{f} = 0,40 \pm 0,01$, а его среднее значение по всем палеомагнитным данным $\bar{f}_0 = 0,38 \pm 0,13$. Если модель верна, то отношение поля во время инверсии к среднему полю до и после нее (пересчитанному на экватор), должно быть близким к этим значениям \bar{f}_0 . Действительно, проверка, проведенная на двух инверсиях — для юрских лав Южной Африки и для неогеновых базальтов Японии, — дала $\bar{f}_0 = 0,39$ и $0,41$ соответственно [82]. Однако этого еще недостаточно для утверждения, что модель справедлива. Для ее проверки важен также анализ поведения направлений геомагнитного поля во время инверсий. Если пересчитать эти направления в последовательность виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП), то при отсутствии дипольного поля во время инверсии траектории ВГП, построенные по разрезам разных районов земной поверхности, будут неодинаковыми для одной и той же инверсии. Очевидно, не следует также ожидать, что и в одном районе траектории ВГП для разных инверсий будут повторять друг друга. Однако первый же анализ семи детально изученных кайнозойских инверсий показал, что пути ВГП для них сходны [66]. Это сходство нелегко объяснить при доминировании недипольного поля во время инверсии. Последующие анализы, охватив значительно большее число инверсий, дали более сложную картину распределения ВГП [11, 44]. Оказалось, что при концентрации ВГП во время большинства изученных инверсий в пределах нескольких меридиональных поясов следующие друг за другом инверсии существенно различаются траекториями ВГП, обнаружены также инверсии и с широтной компонентой перемещения ВГП (см. раздел 3.3.5).

Существуют и другие модели инверсий, однако все они не настолько хорошо разработаны, чтобы можно было сформулировать четкие признаки, которые при ограниченном числе наблюдений позволили судить о пригодности той или иной модели. Поэтому наряду с дальнейшей разработкой имеющихся и новых моделей необходим детальный анализ морфологии возможно большего числа геомагнитных инверсий, как синхронных, но исследованных в разных географических точках, так и их временной последовательности, охватывающей весь фанерозой. В частности, необходимо выяснить следующие характеристики поля.

1. Изменение напряженности геомагнитного поля во время инверсии и в соседние отрезки времени.

2. Морфология инверсии, т. е. характер изменения угловых компонент поля и координат ВГП.

3. Продолжительность инверсий.

4. Характер начала инверсии и ее завершения (в каких элементах поля — модуле или угловых параметрах — изменения начинаются раньше); наличие или отсутствие «предвестников».

5. Ход процесса инверсии во времени: симметричен он или асимметричен.

6. Зависимость всех характеристик инверсии от географического положения точки наблюдения.

Эти исследования потребуют огромной работы; по существу, они находятся еще в начальной стадии. Некоторые из уже полученных результатов излагаются ниже.

3.3.2. МОРФОЛОГИЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИИ

Основные цели и задачи, которые ставятся при изучении морфологии инверсий, касаются теоретических аспектов геомагнитного поля (теория динамо, строение земного ядра, процессы в ядре). Кроме того, сравнение характерных черт разновозрастных геомагнитных инверсий в пределах одного региона, совместный анализ данных о поведении геомагнитного поля во время инверсии вне зависимости от ее времени и места, а также сопоставление этих данных по разновозрастным инверсиям в разных регионах — все это может иметь большое значение для выяснения двух основных вопросов: а) было ли поле дипольным во время инверсии, б) имеет ли каждая конкретная инверсия свои индивидуальные черты. Ответы на эти вопросы важны для решения конкретных геологических задач, в частности стратиграфических.

Как известно, палеомагнитная стратиграфия построена на расчленении разрезов на палеомагнитные зоны по первичной намагниченности слагающих их пород. Современный комплекс лабораторных методов позволяет достаточно уверенно выделять в исследуемых толщах направление первичной намагниченности и четко разграничивать соседние разнополярные слои в каждом регионе. При сопоставлении палеомагнитных зон в разных разрезах и регионах только палеомагнитной характеристики оказывается недостаточно и приходится прибегать к литологическим, фаунистическим и другим данным. Наибольшая трудность возникает для тех временных интервалов, которые называют «критическими»: здесь обращения геомагнитного поля очень часты и палеомагнитные характеристики последовательных зон одной полярности в них близки. Если окажется, что картина инверсии поля меняется в деталях от зоны к зоне, то характерные черты геомагнитных инверсий смогут, по-видимому, служить дополнительными признаками, позволяющими синхронизировать и различать следующие друг за другом инверсии и представлять инверсии определенного времени (периода, эпохи).

Изучение геомагнитных инверсий имеет несколько аспектов.

1. Поиски и изучение детальной записи процесса геомагнитных инверсий в горных породах.

2. Статистический анализ распределения инверсий во времени.

3. Исследование амплитудных и частотных характеристик палеомагнитных вариаций в эпохи геомагнитной нестабильности.

В данной главе обсуждаются лишь возможности и некоторые результаты исследования геомагнитных инверсий, достигнутые путем детального изучения «переходных» слоев.

Детальная запись процесса инверсии в переходных слоях, по-видимому, может быть получена на разных типах пород, включая континентальные и океанские осадки, эффузивные и интрузивные породы. Однако запись и сохранение характерных черт поведения геомагнитного поля в момент инверсии в переходных слоях возможны только при сочетании ряда факторов, которые относятся к нескольким совершенно независимым процессам. Необходимы совпадение во времени режима достаточно быстрого и равномерного осадконакопления (или излияния лав) и изменения поля; выполнение условий, обеспечивающих фиксацию и сохранность первичной намагниченности пород; малое влияние процессов вторичного перемагничивания и т. д. Прерывистость процесса осадконакопления и магматической деятельности — это основные причины, по которым поиски переходных слоев между зонами прямой и обратной намагниченности не достигают успеха. Кроме того, поскольку время, в течение которого осуществляется обращение поля, относительно невелико (10^3 — 10^4 лет), получить детальную запись инверсии довольно трудно.

Усилия многих палеомагнитологов направлены на то, чтобы обнаружить эти переходные слои в породах разного возраста и описать поведение поля в момент обращения. Имеется уже довольно много палеомагнитных данных по изучению переходных слоев по всей шкале инверсий для фанерозоя. Больше всего исследовано кайнозойских инверсий, особенно последних 5 млн. лет, меньше мезозойских [32, 44, 46, 66, 71]. Данные же по раннепалеозойским инверсиям основаны, главным образом, на изучении переходных слоев в разрезах кембрия и ордовика юга Сибирской платформы [32]. Переходные слои между толщами прямо и обратно намагниченных лав, интрузий и осадочных пород разного генезиса, выделяемые в разрезах как переходные зоны, изучаются в Европе, Азии, Австралии, Северной Америке, в пределах Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Результаты этих исследований, характеризующие изменения параметров геомагнитного поля в момент инверсии, могут быть использованы для того, чтобы определить, существуют ли какие-либо общие закономерности в поведении геомагнитного поля при его обращении. Опубликовано несколько обзорных работ, посвященных этому вопросу [44, 46, 66, 71].

Чтобы преодолеть трудности в получении и истолковании результатов по переходным зонам, требуется выработать единую

методику изучения и представления данных. Это позволит сравнивать детали разных инверсий. Для исследования зоны перехода (судя по опубликованным данным) необходим сплошной отбор образцов. Для доказательства достоверности получаемых результатов следует использовать комплекс лабораторных методов при выделении направления первичной намагниченности, изучении минералов — носителей намагниченности J_n^0 и установлении происхождения намагниченности. Графики угловых параметров — склонения D и наклона I — иллюстрируют характер перехода поля одной полярности в поле другой полярности. Параметры Φ_a — древняя широта и Λ_a — древняя долгота виртуального геомагнитного полюса обобщают изменение угловых элементов поля. Все эти характеристики, а также величины J_n , κ , J_n/J_{rv} описывают особенности каждой из инверсий. Изменение фактора $Q_0 = J_n^0/(\kappa H)$ по разрезу часто служит оценкой напряженности древнего поля. Поскольку фактор Q_0 отражает лишь относительные изменения амплитуды поля, то для сравнительного анализа следует определять значение поля по какому-либо из известных методов (например, по H_e -методу, ступенчатому перематыванию). Принятое в настоящее время выражение морфологии геомагнитных инверсий в виде эквивалентных путей миграции виртуальных геомагнитных полюсов, что отвечает изменениям направления геомагнитного поля в точках наблюдений во время инверсий, довольно условно, но удобно для сопоставления результатов, полученных в разных частях земного шара.

Достоверность выявляемой картины изменения поля будет определяться сходством результатов, собранных при изучении переходных зон одной и той же инверсии в разных местах региона по разрезам, представленным горными породами разного генезиса, образовавшимися в разных тектонических условиях и т. п.

3.3.3. МОРФОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНВЕРСИИ

Исследования переходных слоев в разрезах верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы были первыми работами по изучению раннепалеозойских инверсий [32]. Этими работами впервые было установлено существование трех типов инверсий: «внезапные» обращения полярности поля; инверсии, сопровождающиеся значительной дисперсией направлений поля; инверсии с постепенным петлеобразным поворотом поля.

Инверсии эпохи неустойчивой полярности геомагнитного поля позднего кембрия изучены в ряде разрезов красноцветов верховенской свиты В. П. Родионовым и А. Я. Кравчинским в среднем течении р. Лена и Г. З. Гурарием в тех же отложениях на р. Ангара. Позднекембрийские инверсии — это инверсии одного типа, характеризующиеся плавным переходом от одной полярности поля к другой. Этим инверсиям присущи такие общие черты, как смещение виртуальной геомагнитной оси, предвещающее инверсию, петлеобразное движение полярной точки, остаточное смещение виртуальной геомагнитной оси и кратковременный возврат прежней полярности перед окончательным обращением поля (рис. 3.10).

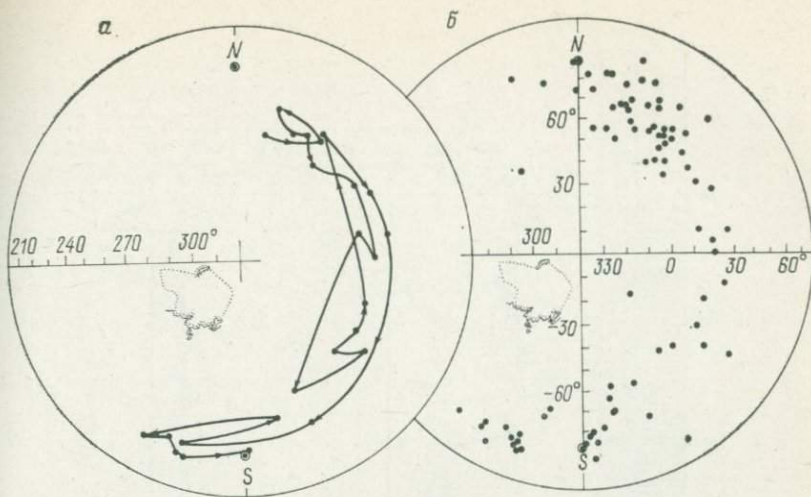


Рис. 3.10. Виртуальные геомагнитные полюсы во время позднекембрийской инверсии $n_5 \rightarrow r_1$ (относительно палеогеографической сетки).

а — траектория виртуального полюса по данным разреза у д. Хамра; б — распределение виртуальных полюсов по данным всех обнажений.

При таком характере обращения поля зоны палеомагнитной нестабильности в разрезах оказываются значительно шире, чем зоны смены полярности. В этом случае наблюдаемое длительное смещение виртуальной геомагнитной оси в процессе инверсии может быть источником систематической погрешности в определении координат палеомагнитного полюса. Детальное послойное прослеживание палеомагнитных направлений в разрезах с частой сменой полярности способствует выявлению таких интервалов палеомагнитной нестабильности, с которыми могут быть связаны «аномалии» палеомагнитных полюсов, подобные той аномалии, которая была установлена для верхнекембрийских отложений в обнажении у д. Хамра [32]. Значительное падение напряженности геомагнитного поля сопровождается позднекембрийские инверсии; по данным А. Я. Кравчинского и В. Ф. Давыдова, значение поля в момент инверсии уменьшается в 3—6 раз. Проведенные В. В. Металловой оценки изменения модуля напряженности геомагнитного поля (по методу ступенчатого перематничивания) в двух параллельных разрезах на р. Лена (данные В. П. Родионова) подтверждают это положение. Для зоны палеомагнитной нестабильности в этих разрезах напряженность геомагнитного поля оказывается почти вдвое меньше, чем для ограничивающих ее зон прямой и обратной намагниченности.

Геомагнитные инверсии раннего и среднего ордовика, в отличие от позднекембрийских, характеризуются серией резких обращений поля без наличия промежуточных направлений J_n . Они представляют собой инверсии с несколькими ритмами (полный ритм — переход поля одной полярности в поле другой с последующим возвратом, полным или неполным, к прежней полярности). Примером такой инверсии может служить переход $R \rightarrow N$ раннего ордовика, изученный В. П. Родионовым на р. Лена в 2 км ниже устья р. Мандра. Из разреза красноцветных отложений мощностью 9 м отобран сплошной столб образцов, характеризующих 327 стратиграфических уровней (мощность стратиграфического уровня составляет 25 мм). Литологический состав пород этого разреза разнообразен: низы представлены главным образом алевrolитами с подчиненными пластами песчаников и известняков; для средней части характерно чередование алевrolитов, песчаников и мергелей; в верхней части разреза преобладают песчаники и алевrolиты.

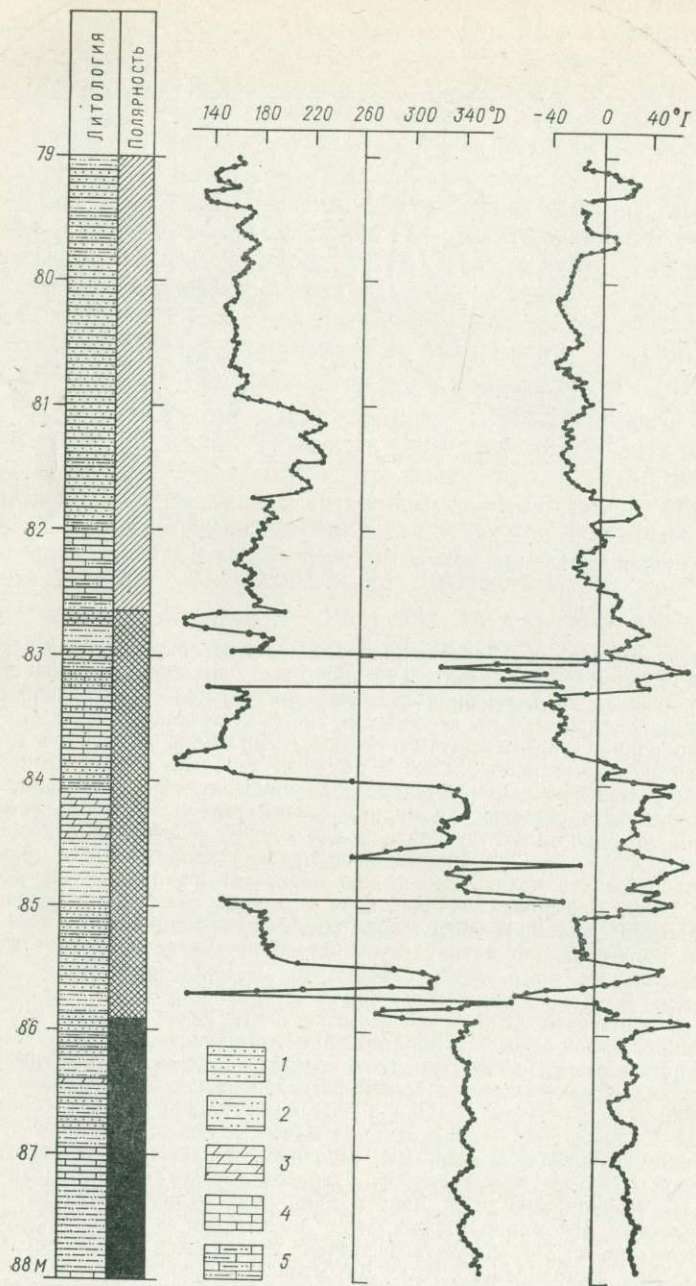
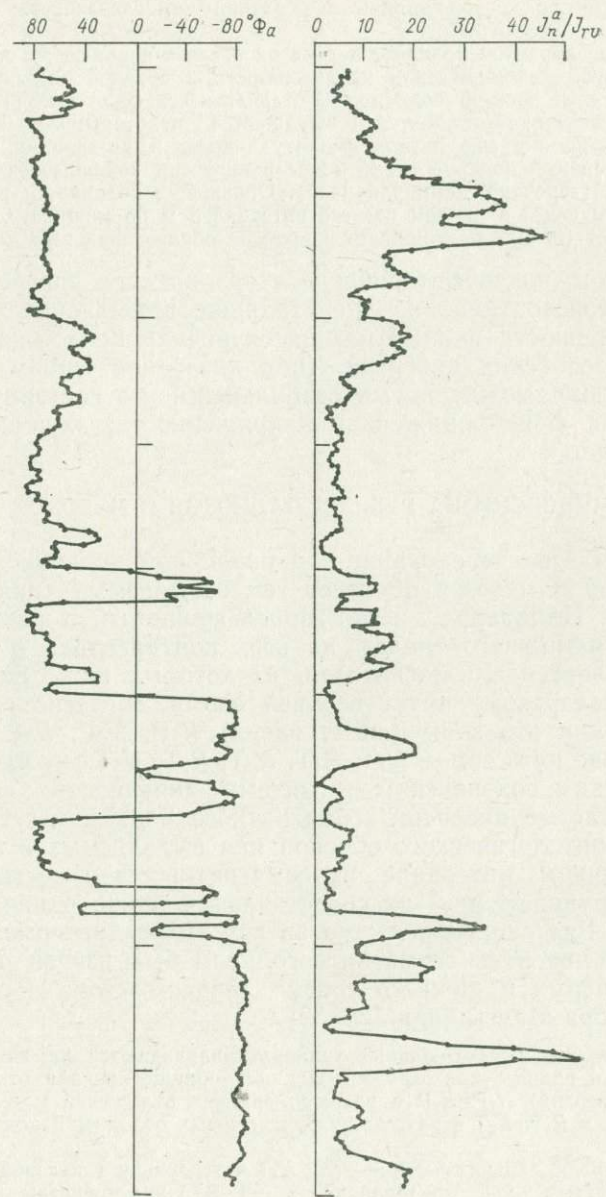


Рис. 3.11. Изменения палеомагнитных параметров в переходе
 1 — песчаники; 2 — глины, аргиллиты, песчаники; 3 — жергели; 4 — извест
 няки; 5 — глинистые известняки.



$R \rightarrow N$ раннего ордовика, разрез Мандра (р. Лена).
 1 — известняки; 2 — глинистые известняки.

Значения определяющих параметров поля (D , I , Φ_a , J_n^a/J_{rv}) сглаживались по пяти уровням способом скользящего среднего [11]. Характер изменения угловых элементов поля по вертикали позволяет разделить изученный разрез на три части (рис. 3.11). Нижняя часть разреза (2 м) представлена обратно намагниченными породами; в средней части (3 м) отмечено частое чередование явно и неявно выраженных зон прямой и обратной намагниченности; верхняя часть разреза (4 м) прямо намагничена.

Поле стабильной обратной полярности в низах разреза через серию полных обращений при значительном падении напряженности в средней части толщи переходит выше в поле прямой полярности, отличающееся некоторой неустойчивостью в своей начальной стадии, что выражается некоторым разбросом параметров D и I при все еще низкой амплитуде поля. В интервалах устойчивой обратной и прямой полярности до и после инверсии наблюдается повышение значений J_n (вероятно, и модуля поля). Обращение полярности геомагнитного поля, занимающее в данном разрезе интервал 3 м по мощности, укладывается в $3 \cdot 10^5$ лет (исходя из мощности и времени образования всей толщи).

Таким образом, позднекембрийские и ордовикские инверсии — это инверсии разного типа, но происходящие при значительном падении напряженности поля. Имеющиеся оценки продолжительности раннепалеозойских инверсий (под инверсией понимаются все изменения поля между двумя стабильными его состояниями, происходящие на фоне пониженной напряженности) колеблются от 10^4 до $3 \cdot 10^5$ лет.

3.3.4. ИНВЕРСИИ НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

Частое чередование зон различной полярности на границе палеозоя и мезозоя образует так называемый «критический» интервал Иллаварра, четко прослеживаемый в разрезах верхней перми и нижнего триаса на всех континентах. В этом интервале выделяется 10 магнитозон, из которых пять нижних соответствуют татарскому ярусу верхней перми, согласно принятой классификации это зоны (снизу вверх) R_1P , N_1P , R_2P , N_2P и R_3P ; следующие пять зон — N_1T , R_1T , N_2T , R_2T , N_3T — сопоставляются с индским, оленекским и низами анизийского ярусов триаса. Столь частые инверсии геомагнитного поля и отсутствие надежного палеонтологического обоснования выделяемых в таком коротком временном интервале палеомагнитных зон вызывают определенные трудности при их сопоставлении даже в пределах одного региона. Ряд следующих друг за другом позднепермских — раннетриасовых инверсий геомагнитного поля был изучен в разрезах верхней перми и нижнего триаса северо-востока Русской платформы и п-ова Мангышлак [28, 32].

Для эпохи поздня пермь — ранний триас устанавливаются те же типы инверсий, что и для раннего палеозоя. «Внезапные» обращения поля отмечены для переходов (инверсий) $N_1P \rightarrow R_2P$ в разрезе пермских отложений у д. Голошубиха на р. Волга и $R_1T \rightarrow N_2T$ в разрезе нижнетриасовых отложений п-ова Мангышлак [28, 32].

Две такие инверсии, ограничивающие зону N_1T в основании триасовой части разреза, были изучены в толще крутопадающих ($60-80^\circ$) красноцветных песчаников и алевролитов долнапинской свиты в разрезе Сарысу на северном склоне хр. Западный Каратау (Мангышлак). Детальный отбор образцов проведен из 30-метровой толщи с интервалом в среднем 0,3 м (рис. 3.12). Для данного

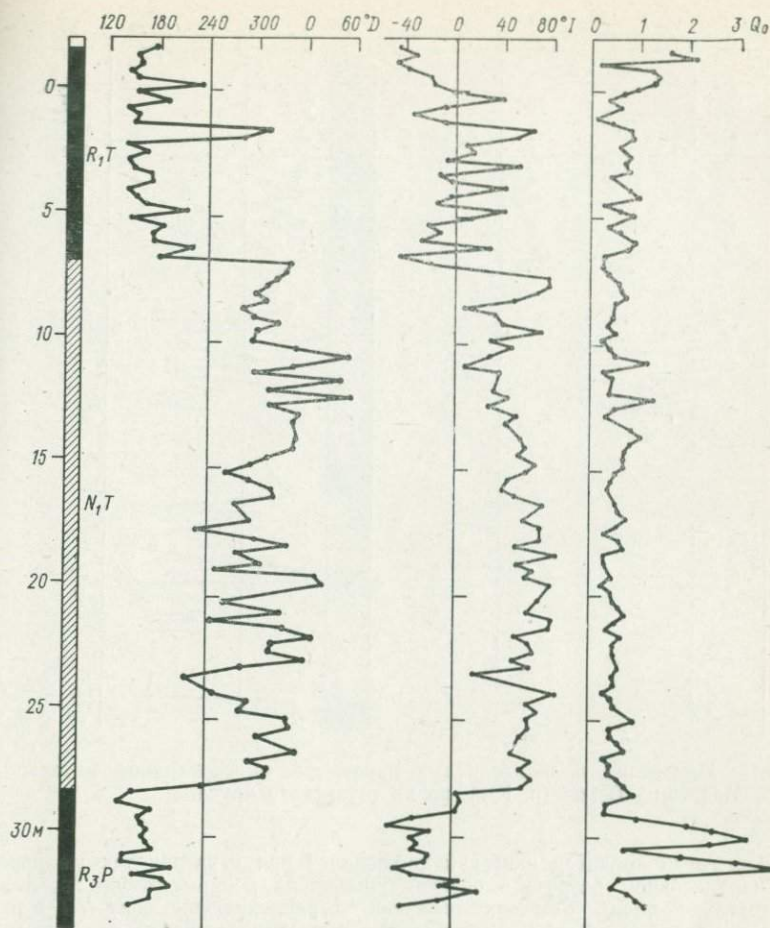


Рис. 3.12. Изменения палеомагнитных параметров в переходе $R \rightarrow N \rightarrow R$ раннего триаса, разрез Сарысу (Мангышлак).

разреза такой шаг между соседними образцами соответствует временному интервалу 3500 лет. Высокая палеомагнитная стабильность исследуемых пород [32], а также использование комплекса методов при выделении направления первичной намагниченности (метод компенсации, $\tau=2,5$ мес, затем температурная чистка, $t=500^\circ\text{C}$) обеспечили надежность получаемых результатов.

Поле устойчивой обратной полярности (зона R_3P), отмеченное в низах исследуемой толщи, без каких-либо заметных возмущений путем поворота вектора J_n^0 на 180° переходит в поле прямой полярности, сохраняющееся в интервале около 21 м, в зону N_1T . Затем точно таким же образом поле вновь становится обратным — зона R_1T в верхней части разреза. Оба обращения происходят при довольно низких значениях фактора Q_0 , что, по-видимому, свидетельствует о падении напряженности поля, которая не успевает достичь нормального значения и в период стабилизации поля прямой полярности. Пред- и послепериодические интервалы отмечены повышенными значениями Q_0 , возможно, и модуля поля (при наблюдаемом постоянстве магнитной восприимчивости χ по разрезу).

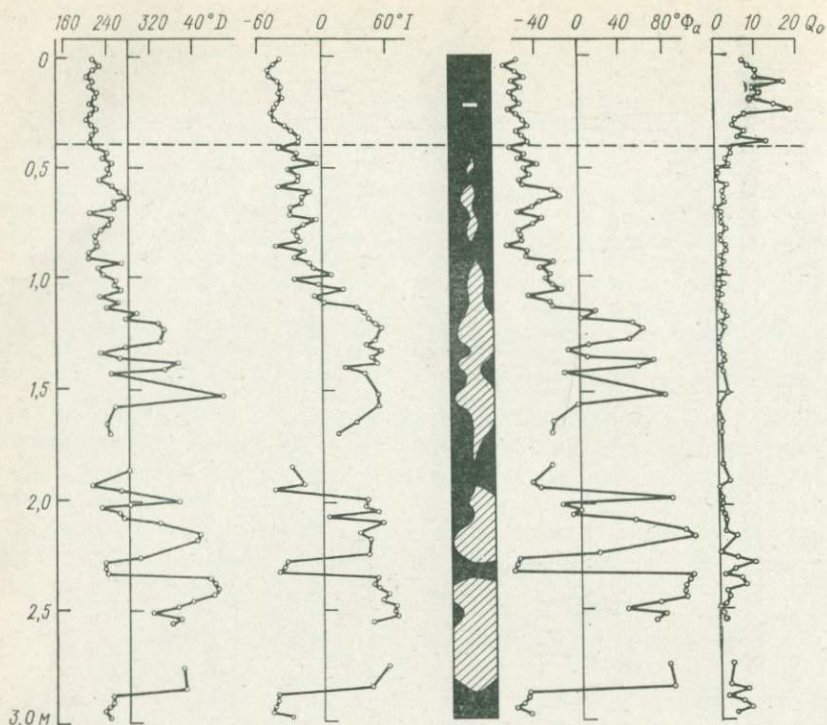


Рис. 3.13. Изменения палеомагнитных параметров в переходном интервале разреза Медвежий Взвоз (р. Юг), верхи татарского яруса.

Аналогичный характер инверсий наблюдался при изучении тех же переходов в параллельном разрезе в овраге Тушибек на южном склоне хр. Западный Каратау. В обоих разрезах инверсии, ограничивающие зону N_1T в низах триаса, представлены быстрым обращением к противоположной полярности на фоне низкой напряженности поля. Подобный характер обращения поля наблюдался для раннетриасовой инверсии $R_1T \rightarrow N_2T$, изученной в том же разрезе Сарысу [32].

Инверсии с несколькими ритмами при ярко выраженной дисперсии направлений J_n установлены в разрезах пермских отложений как на северо-востоке Русской платформы (реки Юг, Вятка), так и на п-ове Мангышлак [28]. Детали одной из таких инверсий ($R_2P \rightarrow N_2P$), выявленные в разрезе пермских отложений у д. Пуяттино на р. Вятка, четко фиксируются при аналогичном обращении поля в разрезе, удаленном от первого на расстояние более 1000 км. Инверсия $R_2P \rightarrow N_2P$ в разрезе Тушибек на Мангышлаке, так же как и в Пуятинском разрезе, представлена двумя полными ритмами обращений поля между зонами устойчивой противоположной полярности и сопровождается значительным понижением напряженности поля [28].

Для инверсии $n_1R_3P \rightarrow r_2R_3P$ (в обнажении Медвежий Взвоз на р. Юг), которая ограничивает сверху субзону прямой намагниченности n_1 внутри зоны R_3P в разрезе верхнепермских отложений северо-востока Русской платформы, отмечен плавный поворот вектора J_n^0 (рис. 3.13). Полоса движения вычисленных для этой инверсии виртуальных геомагнитных полюсов располагается вблизи палеомеридиана современного полюса (рис. 3.14). Наложение «медленной» компоненты древней намагниченности и современной составляющей J_n

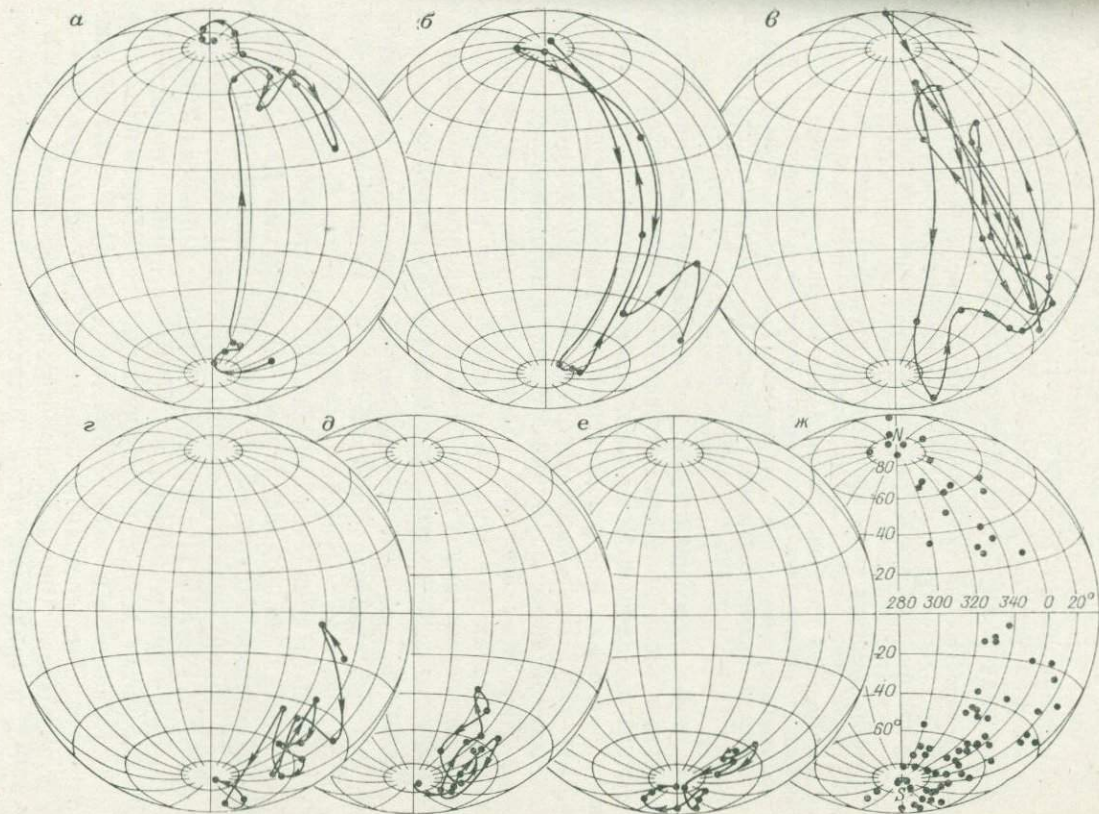


Рис. 3.14. Траектории виртуального полюса при позднепермской инверсии в разрезе Медвежий Взвоз (р. Юг).
a—e — последовательные траектории виртуального полюса; *ж* — распределение виртуальных полюсов.

может исказить картину инверсии. Однако совпадение записи этой инверсии в двух соседних разрезах [28] указывает на преобладание «быстрой» компоненты (синхронной осадконакоплению), т. е. о реальности выявленных черт инверсии.

Отличительной особенностью всех исследованных позднермских инверсий является распределение виртуальных геомагнитных полюсов в виде полосы вдоль древнего меридиана, лежащей в области палеомеридианов $10-40^\circ$ з. д. В ряде случаев до и после инверсии отмечается образование пород с повышенными в несколько раз значениями магнитной восприимчивости.

Инверсии подобных же типов наблюдали Г. Бааг и Ч. Хелсли [56] при палеомагнитном изучении переходных слоев нижнетриасовой формации Моункопи в Северной Америке. Каждый из шести инверсионных интервалов, располагающихся в стратиграфической последовательности в нижней половине формации Моункопи (верхняя часть формации не изучалась), имеет свои отличительные признаки. Так, переход $R_2 \rightarrow N_2$, занимающий в разрезе 2,6 м, характеризуется значительной дисперсией наблюдаемых направлений вектора J_n , тогда как переход $N_2 \rightarrow R_3$ в пределах 1,8 м разреза показывает определенную тенденцию к постепенному изменению направления J_n . В обоих случаях переход сопровождается заметным снижением значений J_n . Переходы $R_1 \rightarrow N_1$, $N_3 \rightarrow R_4$ и $R_4 \rightarrow N_4$ фиксируются резким обращением вектора J_n на 180° [56].

Общее число палеомагнитных зон в нижней половине формации Моункопи (по результатам изучения разрезов в естественных обнажениях), по данным Ч. Хелсли, равно девяти [74], т. е. почти столько же, сколько в верхней перми и нижнем триасе Русской платформы [32]. Поскольку вероятность позднермского возраста отложений низов формации Моункопи не отрицается самими авторами [74], этот факт не только свидетельствует в пользу планетарного характера этих зон и реальности инверсий геомагнитного поля, но и может быть использован при сопоставлении стратиграфических шкал этих двух отдаленных регионов.

Поведение вектора J_n^0 в переходных интервалах рассматриваемого участка стратиграфической шкалы, меняющееся от зоны к зоне в разрезах как Русской платформы, так и Северной Америки, может быть привлечено в качестве дополнительного критерия при сопоставлении однополярных зон. Действительно, переход $R_2 \rightarrow N_2$ формации Моункопи с явно выраженной дисперсией векторов J_n обнаруживает по этому признаку черты сходства с переходом $R_2P \rightarrow N_2P$ Путятинского разреза и разреза Тушибек. Точно так же «тренд» вектора J_n , установленный для перехода $N_2 \rightarrow R_3$ формации Моункопи, сопровождается аналогичным поведением этого вектора в разрезе Медвежий Взвоз. Резкое обращение поля к противоположной полярности в переходах $N_3 - N_4$ и $R_4 \rightarrow N_4$ формации Моункопи свойственно и переходам $N_1T \rightarrow R_1T$ и $R_1T \rightarrow N_2T$ в триасовой части разрезов на п-ове Мангышлак в целом ряде обнажений.

Правомерность такого рода сопоставлений подтверждается оценками продолжительности инверсий на рубеже палеозоя и мезозоя, которые оказываются довольно близкими для столь отдаленных регионов. Время обращения поля по определениям

для разных переходных интервалов конца палеозоя оценивается от $2 \cdot 10^3$ до $2,2 \cdot 10^4$ лет (по разрезам европейской части СССР). Эти значения хорошо согласуются с данными Г. Баага и Ч. Хелсли, также проводившими временные оценки каждого из переходов в формации Моункопи и полагающими, что обращение поля могло осуществляться за время от $1 \cdot 10^4$ до $5 \cdot 10^4$ лет.

Анализ изменений в поведении поля по данным изучения переходных режимов конца палеозоя и мезозоя [28, 32] позволяет предположить, что для конца палеозоя наиболее характерны инверсии с ярко выраженной ритмичностью распада и восстановления поля, а также инверсии с постепенным поворотом вектора J_n^0 к противоположной полярности. В раннем мезозое преобладают инверсии, представленные быстрым обращением поля.

3.3.5. ИНВЕРСИИ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ — КАИНОЗОЯ

Для интервала поздний мезозой — четвертичный период собрано достаточно большое количество данных по изучению переходных слоев, чтобы провести их анализ. Такие обзоры уже выполнялись как в СССР [37, 44], так и за рубежом [66]. Для молодых инверсий наблюдаются те же типы обращений геомагнитного поля, что и для инверсий палеозоя—мезозоя. Так, детальное изучение поздне меловой геомагнитной инверсии, проведенное Х. Назаровым и И. А. Погарской для верхнемеловых пород (сантон) в Туркмении, показало, что переходы $R \rightarrow N$ и $N \rightarrow R$, ограничивающие субзону прямой намагниченности, имеют характер резких обращений поля к противоположной полярности.

Интересными для изучения поведения геомагнитного поля в процессе инверсии по переходным слоям оказались результаты, полученные Г. З. Гурарием для кайнозойских отложений Западной Туркмении [11]. В одном разрезе миоценовых отложений здесь был изучен ряд следующих друг за другом инверсий: $N \rightarrow R$ в среднем сармате, $R \rightarrow N$ в позднем сармате, $N \rightarrow R$ на границе палеомагнитных зон Гаусс—Матуяма. Отличительными чертами каждой из этих инверсий являются путь и характер перемещения виртуального геомагнитного полюса. Так, во время инверсии в среднем сармате полюс перемещается в районе Африка—Атлантический океан по сложной петлеобразной траектории. Инверсия $R \rightarrow N$ позднего сармата характеризуется довольно быстрым перемещением полюса из южного полушария в северное. Для инверсии Гаусс—Матуяма, изученной в четырех параллельных разрезах на расстоянии до 180 км друг от друга, характерно расположение виртуальных палеомагнитных полюсов в полосе $120—160^\circ$ в.д. (примерно в этой же полосе долгот, по данным А. Кочи, размещаются переходные полюсы для инверсии Гаусс—Матуяма, изученной в разрезах ФРГ, и для двух позднеплиоценовых инверсий в Исландии [11, 44]). Эти данные свидетельствуют о том, что движение полюса в течение разных по времени

инверсий происходит в разных местах земного шара и имеет свои особенности, позволяющие различать разновозрастные инверсии.

Сравнение палеомагнитных характеристик инверсий позволило определить их общие черты, которые можно наблюдать для большинства кайнозойских инверсий.

1. Виртуальные геомагнитные полюсы перемещаются вдоль ограниченной полосы долгот.

2. Инверсия происходит при пониженном по отношению к стабильным периодам модуле поля.

3. Понижение напряженности поля предшествует заметному возмущению его склонения и наклонения.

4. Время, в течение которого осуществляется инверсия, колеблется в пределах $(0,5 \div 4) \cdot 10^4$ лет.

3.3.6. МОРФОЛОГИЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИИ: ВЫВОДЫ

Исследование «геометрии» поля в момент инверсии дает основание предполагать, что изменение в направлении поля диктуется ритмичностью процессов распада и восстановления поля; наиболее хорошо выраженный ритм имеет период $n \cdot 10^3$ лет. Тип инверсии и ее индивидуальность определяются числом ритмов; в изученных разрезах наблюдается от одного до нескольких полных обращений. Наиболее характерны инверсии следующего типа.

1. Инверсия укладывается в один ритм, представляя собой «внезапное» обращение поля к противоположной полярности, сопровождаемое коротким интервалом понижения амплитуды поля. При этом необходимо учитывать, однако, возможную неполноту картины изменения поля вследствие прерывистости процесса породообразования, наличия в разрезах скрытых перерывов, размывов и т. п.

2. Инверсия с несколькими ритмами: после падения напряженности поля и некоторой потери его устойчивости наблюдается «внезапное» обращение поля. Следующие один-два ритма представляют собой резкие и полные изменения полярности поля. После последнего восстановления поля прежней полярности (иногда неполного) изменение направления поля происходит более плавно, с постепенным уменьшением амплитуды колебания угловых элементов и с приближением их значений к характерным для новой полярности.

3. Инверсия с хорошо выраженным «трендом» направлений вектора J_n , что сопровождается заметным снижением напряженности поля. Векторы J_n занимают промежуточное положение между стабильными направлениями противоположного знака, постепенно смещаясь от одной группы направлений к другой.

Основными особенностями инверсий геомагнитного поля являются следующие.

1. Обращение полярности геомагнитного поля сопровождается уменьшением в 2—10 и более раз напряженности поля.

2. После начала падения напряженности поля и перед сменой его направления наблюдается увеличение дисперсии локальных направлений поля.

3. Движение виртуальных геомагнитных полюсов, представляющее изменение направления поля в процессе инверсии, происходит в пределах ограниченной полосы долгот; отмечаемое петлеобразное колебание полюса при его перемещении носит нерегулярный характер.

4. Продолжительность инверсии — от $1 \cdot 10^3$ до $2 \cdot 10^5$ лет.

Эти особенности в поведении геомагнитного поля являются наиболее общими для большей части изученных записей инверсий, однако они наблюдаются не всегда. Так, в противоположность исследованиям, в которых приводятся доказательства значительного уменьшения напряженности поля в процессе инверсии, есть определения, указывающие на существование аномально высоких полей как внутри интервала обращения поля, так и перед и после инверсии. Наряду со сведениями о том, что падение напряженности поля оказывается более продолжительным, чем время, занятое обращением поля по направлению, есть также примеры того, что напряженность поля и направление меняются синхронно или же падение напряженности поля происходит в более коротком временном интервале, чем изменение по направлению. Для некоторых инверсий отмечено перемещение виртуальных геомагнитных полюсов не в меридиональном, а в широтном направлении.

Выявленные закономерности изменения геомагнитного поля в процессе инверсии носят скорее качественный, чем количественный, характер. Существующие способы определения модуля древнего поля позволяют оценивать лишь его относительные изменения. Получаемые оценки продолжительности инверсии могут содержать в себе значительные ошибки, поскольку они основываются на оценках скорости осадконакопления или интенсивности вулканической деятельности. Пути миграции виртуальных геомагнитных полюсов в момент инверсии строят исходя из предположения о дипольности поля в этот период, что в общем не является правомерным. Различия между типами инверсий могут быть результатом неполноты записи процесса обращения поля в породах.

Таким образом, анализ имеющихся данных по изменению геомагнитного поля во время инверсий, позволяя сделать некоторые выводы о характеристиках этого поля, свидетельствует все же о значительной неопределенности этих выводов, что можно объяснить как недостаточным количеством самих данных для решения такого сложного вопроса, так и отсутствием критериев их надежности. Почти 20-летний этап изучения процесса инверсий, по-видимому, можно рассматривать как предварительный, выявивший те трудности, которые возникают в процессе таких исследований. В частности, становится все более очевидным, что

очень важно изучать разновозрастные переходные зоны в разных разрезах и регионах. Такие исследования помогут ответить на вопрос о существовании инверсий разных типов, проследить характер поведения напряженности поля во время инверсий.

3.4. ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ МЕЖДУ ИНВЕРСИЯМИ

3.4.1. ЭПИЗОДЫ И ЭКСКУРСЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Долгое время считалось, что последняя инверсия геомагнитного поля произошла 0,7 млн. лет назад на границе магнитных эпох Брюнес и Матуяма. Однако в 1967 г. при изучении молодых лав во Франции был обнаружен кратковременный эпизод обратной полярности в интервале 9—20 тыс. лет эпохи Брюнес, получивший название Лашамп. При палеомагнитном изучении молодых (последние 13—14 тыс. лет) отложений в Швеции Н. Мёрнер в этом интервале выделил полярный экскурс Готтенбург (12 тыс. лет назад). Позднее аномальные флюктуации палеомагнитного поля были отмечены в породах аналогичного возраста других регионов [99]. Еще один эпизод обратной полярности, названный Блейк, продолжительностью 6 тыс. лет (от 108 до 114 тыс. лет назад) был установлен Дж. Смитом и Дж. Фостером при изучении морских и океанических колонок.

Пока что трудно сказать, сколько эпизодов и полярных экскурсов было в эпоху прямой полярности Брюнес. Так, японские ученые на основании анализа остаточной намагниченности озерных отложений оз. Бива указывают на наличие трех или более эпизодов обратной полярности и двух полярных экскурсов. Возраст этих эпизодов (104—117; 176—186; 292—298 тыс. лет) был оценен по скорости осадконакопления и на основе предположения, что самый молодой из них соответствует эпизоду Блейк.

Г. А. Поспелова и Г. Я. Ларионова при изучении керна плейстоценовых отложений Приобского плато обнаружили шесть обратных по магнитному наклонению горизонтов. Поскольку измерилось только магнитное наклонение, невозможно установить, обнаружены эпизоды или экскурсы. Шесть узких, аномальных по направлению намагниченности интервалов прослежено А. Н. Зудиным в лёссовых суглинках Приобского плато, сформировавшихся в эпоху Брюнес. В едином разрезе лёссовых отложений Таджикской депрессии А. В. Пеньковым выделено шесть эпизодов противоположной полярности. Полярный экскурс, произошедший примерно 40 тыс. лет назад, обнаружен Л. С. Куликовой в разрезе Каргаполово в Западной Сибири, что было подтверждено затем при изучении отложений того же временного интервала в Молдавии [38].

Из всего этого следует, что геомагнитное поле эпохи Брюнес имеет сложное строение — наблюдается несколько эпизодов обрат-

ной полярности и несколько полярных экскурсов. Наиболее подробные исследования, проведенные в Охотском море [37] и на западе Атлантики (близ о. Гаити [69]), подтвердили сложную структуру эпохи Брюнес, выявив существование как эпизода Блейк, так и ряда экскурсов во второй половине этой эпохи, что было установлено независимо от изучения разрезов молодых отложений на континенте.

Какие же эпизоды и полярные экскурсы эпохи Брюнес можно считать достоверными? Для этого они должны удовлетворять следующим условиям: а) иметь точный возраст; б) быть прослеженными по нескольким разрезам, расположенным на значительном расстоянии друг от друга; в) первичность намагниченности пород не должна вызывать сомнения. Несмотря на то что уже накоплен значительный материал, посвященный изучению магнитного поля эпохи Брюнес, ни один из выделенных в ней полярных экскурсов (или эпизодов) нельзя считать достоверно установленным. Так, полярный экскурс Готтенбург, подтвержденный в ряде разрезов и имеющий точно определенный возраст, в отдельных разрезах Швеции и Швейцарии не обнаружен, в них фиксируются только магнитные вариации. Эпизод Лашамп не только не имеет точно датированного возраста (он оценен от 9 до 79 тыс. лет), но и до сих пор не получил надежного подтверждения ни на Северо-Американском континенте при изучении отложений возрастом от 45 до 10 тыс. лет [69], ни в осадках Эгейского моря, охватывающих возрастную интервал от 20 до 8 тыс. лет. Эпизод Блейк прослеживается в ряде колонок, расположенных на значительном удалении друг от друга, но его возраст и продолжительность определены довольно условно: продолжительность оценена по средней скорости осадконакопления, возраст указан путем сопоставления с границами радиоляриевой зоны.

Эпизоды и полярные экскурсы, выявленные на территории СССР (их число достигает шести в одном разрезе), к сожалению, не имеют четких возрастных привязок; кроме того, отсутствуют данные, которые позволили бы сделать вывод о том, что выделено авторами, — эпизоды или полярные экскурсы.

Бесспорно, что в отложениях плейстоцена, представленных различными литологическими разновидностями, фиксируются породы, обладающие как обратной, так и аномальной по направлению намагниченностью. В ряде случаев эта намагниченность может отражать кратковременные изменения геомагнитного поля эпохи Брюнес — эпизоды обратной полярности или экскурсы. Для решения вопроса о реальности этих событий и для выяснения их стратиграфической значимости необходимы дополнительные исследования геомагнитного поля эпохи Брюнес.

Экскурсы отличаются от эпизодов, во-первых, малой продолжительностью (менее 10^4 лет) и, во-вторых, сохранением в большинстве случаев полярности геомагнитного поля (см. раздел 3.1.3). Кроме того, напряженность палеомагнитного поля во время экскурса не уменьшается так значительно, как на границах эпизода

[99]. Неизвестно, можно ли считать экскурсы незавершенными инверсиями; нет пока ответа на вопрос, являются ли экскурсы флюктуациями дипольного поля или они целиком обусловлены недипольным полем. В решении этих проблем большую роль могут сыграть поиски и изучение экскурсов более отдаленных эпох, вплоть до раннего палеозоя. Эти исследования находятся лишь в начальной стадии.

3.4.2. ПАЛЕОВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Вековые вариации геомагнитного поля были обнаружены по данным прямых наблюдений. Однако такие наблюдения ведутся недавно (в геологическом масштабе времени), поэтому они могут дать информацию лишь о вариациях с периодами не более нескольких сотен лет. Археоманитные исследования значительно расширяют диапазон гармоник вековых вариаций, доступных изучению. Установить же наличие вариаций с периодами 10^4 — 10^5 лет позволили только палеомагнитные исследования.

Палео вековые вариации играют в палеомагнитологии двоякую роль. С одной стороны, их изучение ведет к более детальному пониманию механизма генерации геомагнитного поля. По С. И. Брагинскому [38], вековые вариации делятся на три группы: 1) крутильные (с периодами 10—60 лет); 2) МАК-волны (200 лет — несколько тысяч лет); 3) собственные колебания динамо (около 8 тыс. лет). Следовательно, установление палео вековых вариаций с аналогичными периодами является экспериментальным подтверждением этой теории. Кроме того, выделение периодических изменений в палеомагнитных рядах может стать основой для детальной палеомагнитной стратиграфии. Подобные работы уже есть [38, 67]. С другой стороны, при решении тектонических вопросов палео вековые вариации являются «шумом», на фоне которого надо выделить «сигнал» — положение палеомагнитного полюса.

Исследования палео вековых вариаций можно разделить на две группы. К первой относятся работы по изучению намагниченности серий даек или лавовых потоков, последовательность которых во времени не установлена [75]. В этом случае выделяют разброс средних направлений J_n по дайкам (или потоком) на фоне общего разброса. Обычно это делается с помощью двухъярусного анализа Ватсона [75]. Разброс может быть обусловлен разными причинами, главной из которых представляются палео вековые вариации. За меру амплитуды палео вековых вариаций принимается угловое стандартное отклонение

$$\theta_{63} \approx 81K^{-1/2}, \quad (3.1)$$

где K — кучность распределения средних направлений J_n по дайкам (лавам) [75].

Ко второй группе относятся исследования временных (или частотных) характеристик палеогеомагнитных вариаций. Объектом изучения здесь могут быть как изверженные, так и осадочные породы. Кроме того, весьма перспективным материалом, как следует из работы В. А. Алексеевой, А. Г. Зубова и В. В. Кочегуры, является почвенно-пирокластический чехол благодаря возможности детальной геохронологической привязки радиоуглеродным методом [38].

Наиболее хорошо изучены палеогеомагнитные вариации в голоцене. Во многом это обязано серии работ К. Крира и Р. Томпсона [67, 84], исследовавших осадки ряда европейских и североамериканских озер, датированные радиоуглеродным методом. Из их работ следует несколько интересных выводов. Во-первых, записи склонения палеомагнитного поля гораздо лучше согласуются друг с другом, чем записи наклонения. Это объясняется, вероятно, тем, что такой параметр, как наклонение остаточной намагниченности, больше подвержен «шумам», чем склонение (вспомним ошибки наклонения, осаждения и т. д.). Таким образом, значение отношения сигнал/шум для кривых склонения должно быть выше. Во-вторых, авторам этих работ удалось достаточно надежно выделить период 2700 лет в палеогеомагнитных вариациях, записанных в европейских озерных осадках. В-третьих, их результаты подтверждают существование западного дрейфа. В-четвертых, они согласуются с моделью Олдриджа и Гурвица (см. раздел 1.2.4).

Анализ данных, полученных в результате прямых наблюдений, а также при архео- и палеомагнитных исследованиях, был проведен Г. Н. Петровой и С. П. Бурлацкой [38]. Одним из важнейших результатов этого анализа является вывод о дискретности спектра вековых вариаций. Это дает принципиальную возможность для выделения палеогеомагнитных вариаций на фоне всевозможных помех, образующих непрерывный спектр.

Из совокупности всех данных о палеогеомагнитных вариациях более древних эпох (таких материалов пока очень мало) с уверенностью можно сделать лишь два вывода. Во-первых, амплитуда палеогеомагнитных вариаций в древние эпохи не отличалась сильно от амплитуды современных вековых вариаций. Так, по верхнекарбовым и нижнепермским породам Донбасса [32] амплитуда палеогеомагнитных вариаций, вычисленная с помощью двухъярусного анализа, получилась равной 15° , что согласуется с угловым стандартным отклонением современного геомагнитного поля для широты $\varphi = 10^\circ$ (палеоширота Донбасса в позднем карбоне — ранней перми). Неплохое согласие дают также материалы Г. Баага и Ч. Хелсли [56]. Во-вторых, в разные эпохи наблюдался как западный, так и восточный дрейф геомагнитного поля.

При анализе палеогеомагнитных вариаций удобно рассматривать поведение трех групп параметров: 1) модуля и направления недипольного поля; 2) геомагнитного дипольного момента (дипольные осцилляции); 3) изменение ориентации геомагнитного диполя относительно центрального осевого диполя. Создано несколько

моделей палеогеомагнитных вариаций с разным соотношением вкладов перечисленных групп. Так, в модели А Ирвинга и Уорда [75, 84] дипольное поле считается фиксированным, вековые вариации связываются с недипольным полем. Амплитуда H_N недипольного поля принимается постоянной, а направление меняется от точки к точке хаотично. Тогда угловое стандартное отклонение (в градусах) [75]

$$\theta_{63} = 46,8(1 + 3 \sin^2 \varphi)^{-1/2} (H_N/H_e), \quad (3.2)$$

где φ — географическая широта места; H_e — значение дипольного поля на экваторе.

В модели В Крира и др. [75, 84], наоборот, вековые вариации сводятся к колебаниям направления центрального диполя. Если направления этого диполя распределены по Фишеру около среднего направления с кучностью K_1 , то кучность направлений поля в данной точке [84]

$$K = K_1(1 + 3 \sin^2 \varphi)(5 - 3 \sin^2 \varphi)^{-1}. \quad (3.3)$$

Модель С Кокса [75, 82] является суперпозицией моделей А и В: к «дипольному качанию» добавлено недипольное поле. Общая кучность виртуальных полюсов вычисляется по формуле

$$1/K = 1/K_N + 1/K_D. \quad (3.4)$$

Наиболее всеобъемлющей является модель D Кокса [75, 84], в которой рассматриваются все три эффекта. Как дипольное, так и недипольное поле здесь меняются и по амплитуде и по направлению. Полная угловая дисперсия направлений в этом случае равна [84]

$$\theta_{63}^2 = (5/2) W_D^2 S_D^2 + W_N^2 [H_N(\varphi)/H_e]^2 (1 + r^2)^{-s/2}, \quad (3.5)$$

где

$$W_D = [(1/5)(5 + 3 \sin^2 \varphi)(1 + 3 \sin^2 \varphi)^{-2}]^{1/2};$$

$$W_N = (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{-1/2};$$

S_D^2 — угловая дисперсия «дипольного качания»; r — отношение амплитуды дипольных осцилляций к среднему дипольному моменту.

Г. Бааг и Ч. Хелсли [56, 84] предложили модель E, в которой дипольное и недипольное поля считаются связанными с коэффициентом корреляции C_{DN} . Тогда полная угловая дисперсия виртуальных полюсов [84]

$$S^2 = S_D^2 + S_N^2 + 2C_{DN}S_DS_N. \quad (3.6)$$

Т. Юкутаке и Х. Тачинака [84], проведя анализ недипольной части геомагнитного поля, разделили его на стабильную и дрейфующую компоненты. В соответствии с этим М. Мак-Элхинни и Р. Меррил [84] предложили еще одну модель палеогеомагнитных вариаций — модель M, в которой недипольное поле также подразделяется на стабильную и дрейфующую части. Модель M

лучше других согласуется с современным широтным распределением угловой дисперсии направлений поля, если предположить, что амплитуда «дипольного качания» составляет 9° .

3.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

3.5.1. ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ; СПОСОБЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА

Исследование модели центрального осевого диполя требует решения двух взаимосвязанных задач. Первая задача — анализ структуры временных изменений геомагнитного поля и способа формирования среднего — палеомагнитного — поля, т. е. анализ морфологии вековых вариаций и инверсий геомагнитного поля в геологическом прошлом. Вторая задача — анализ пространственной структуры палеомагнитного поля для определенных геологических эпох. С выдвиганием модели центрального осевого диполя неоднократно рассматривались палеомагнитные данные по четвертичному периоду. Установлено, что палеомагнитное поле этого периода весьма близко к полю центрального осевого диполя [89]. Открытие целого ряда особенностей временного поведения геомагнитного поля — экскурсов и аномальных отклонений — вследствие кратковременности их протекания не изменило существенно этот вывод.

Уравнения (1.3) — (1.5) устанавливают взаимно-однозначное соответствие между направлением палеомагнитного поля в данной точке и соответствующим палеомагнитным полюсом. Наличие экспериментальных погрешностей в определении палеомагнитного полюса, как и возможное присутствие недипольных компонент поля, приводит к рассеянию палеомагнитных полюсов, даже если их вычислять по данным для небольшой территории и для одной и той же серии геологических тел. Это рассеяние может быть оценено величинами θ — угловым стандартным отклонением от среднего полюса; K — кучностью полюсов и A_{95} — радиусом круга доверия для среднего полюса:

$$K = (N - 1) / (N - R); \quad \theta = \arccos(R/N) \approx 81K^{-1/2};$$

$$A_{95} = 140N^{-1/2}K^{-1/2}, \quad (3.7)$$

где

$$R = \left[\left(\sum_1^N \sin \Phi_i \right)^2 + \left(\sum_1^N \cos \Phi_i \cos \Lambda_i \right)^2 + \left(\sum_1^N \cos \Phi_i \sin \Lambda_i \right)^2 \right]^{1/2}$$

— геометрическая сумма N радиусов-векторов, проекции которых на земную поверхность являются палеомагнитными полюсами с географической широтой Φ_i и долготой Λ_i .

Координаты Φ и Λ среднего палеомагнитного полюса определяются по правилам векторного сложения:

$$\sin \Phi = \left(\sum_1^N \sin \Phi_i \right) / R; \quad \operatorname{tg} \Lambda = \left(\sum_1^N \cos \Phi_i \sin \Lambda_i \right) / \left(\sum_1^N \cos \Phi_i \cos \Lambda_i \right). \quad (3.8)$$

При малых погрешностях индивидуальных палеомагнитных определений величину θ , вычисленную для совокупности палеомагнитных полюсов какой-либо эпохи, можно рассматривать как меру недипольности геомагнитного поля этой эпохи. Очевидно, что величина $\sin \theta$ является оценкой относительного вклада недипольных компонент палеомагнитного поля.

Поскольку модель центрального осевого диполя аппроксимирует палеомагнитное поле только при интервалах осреднения порядка 10^5 лет и более, необходимо, чтобы для такого осреднения было пригодно каждое палеомагнитное определение. Следовательно, для получения данных, свободных от вековых вариаций и недипольной части древнего геомагнитного поля, палеомагнитная коллекция должна представлять значительный стратиграфический интервал, т. е. ее надо отбирать из разных геологических тел (пластов, потоков, интрузий), образовавшихся в разные моменты времени, распределенные по интервалу не меньше чем 10^5 лет.

Влияние древних магнитных аномалий, связанных с земной корой, легко может быть исключено наблюдениями на достаточной площади. Малые размеры этих аномалий, относительная редкость среди них аномалий большой амплитуды и равенство нулю среднего значения аномального поля по площади аномалии — все это значительно облегчает решение задачи. Практически возможное влияние древних магнитных аномалий может быть оценено и исключено определениями в трех-четыре точки (обнажениях, разрезах), распределенных на площади порядка 100×100 км.

Так как смысл операции осреднения — это прежде всего исключение временных отклонений, ее следует проводить на уровне пластов (потоков, интрузий), вычисляя среднее направление древней компоненты намагниченности J_n^a свиты (серии) путем сложения направляющих косинусов средних векторов J_n^a по каждому пласту. Встает вопрос о минимальном и оптимальном числе временных уровней (пластов). Можно заранее сказать, что никакая статистика неправомерна, если число векторов, а следовательно, и число пластов меньше десяти; остальное зависит от требуемой точности определения, рассеяния векторов и характера изменений J_n^a от пласта к пласту.

Зададимся желаемой погрешностью определения среднего направления вектора J_n^a , равной $\alpha_{95} = 5^\circ$ (для целей, скажем, палеотектоники такая точность вполне достаточна), и двумя пре-

дельными (исходя из практики наших работ) межпластовыми кучностями $K = 10$ и 300 . Учитывая, что $\alpha_{95} = 140N^{-1/2} K^{-1/2}$, получаем необходимое число пластов в первом случае $N = 78$, а во втором $N = 3$. Вместе с тем очевидно, что при числе пластов больше 30 дальнейшее его увеличение уменьшает погрешность α_{95} очень медленно, поэтому число $N = 30$ можно признать оптимальным при любой кучности K ; если желаемая точность не достигается, необходимо искать пути уменьшения рассеяния векторов.

Этот расчет, как и любой другой, в основу которого положены законы распределения случайных отклонений, верен только при случайной выборке N пластов из всей их совокупности для свиты. Поэтому отбор хотя бы и из многих пластов, но представляющих малую часть свиты, недопустим: вариации с большими характерными временами не будут исключены. Кроме того, появится опасность случайного попадания на серию пластов, отлагавшихся значительно быстрее средней скорости образования свиты. Как показали специальные исследования, это различие в скоростях может достигать двух-трех порядков.

3.5.2. ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ В КАРБОНЕ И ПЕРМИ И МОДЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ОСЕВОГО ДИПОЛЯ

Вопрос о том, применима ли модель центрального осевого диполя для анализа палеомагнитного поля более древних эпох, подвергался специальному исследованию неоднократно. Наиболее определенные результаты при этом были получены при анализе пространственного распределения палеомагнитного поля в позднем палеозое [32]. Каменноугольная и пермская системы по числу палеомагнитных определений и по детальности изучения разрезов относятся к одним из наиболее исследованных. Из 320 определений 70 принадлежат нижнему и среднему карбону, 118 — верхнему карбону и нижней перми, 132 — верхней перми и пермтриасу. Эти данные относятся ко всем континентам, кроме Антарктиды, однако их сеть далеко не везде достаточно густая, наибольшее число определений приходится на Европу и Северную Америку. В целом палеомагнитные данные по карбону и перми достаточно многочисленны и, как правило, имеют вполне удовлетворительную достоверность и хорошую точность.

Анализ общепланетарных закономерностей распределения земного магнитного поля в эпохи карбона и перми осложняется тем обстоятельством, что приходится выбирать одну из конкурирующих геологических концепций — фиксизм или мобилизм. Кроме того, даже признавая саму идею мобилизма, необходимо считаться с тем, что мобилистские построения пока еще не отличаются высокой точностью: реконструкции взаимного расположения континентальных глыб в прошлом существенно различны у разных авторов (см. гл. 4). Это заставляет ограничиваться территориями, которые с позднего палеозоя соответствуют жест-

ким участкам земной коры, не деформировавшимся ни по одной из концепций; такими территориями являются эпигерцинские платформы.

Среди эпигерцинских платформ наибольшую протяженность и наилучшую палеомагнитную изученность имеет Северо-Евразийская. Палеомагнитные направления и палеомагнитные широты очень хорошо согласуются в пределах этой платформы (рис. 3.15), закономерно изменяясь с запада на восток. Палеомеридианы, имея на западе Европы почти современную ориентировку, к востоку приобретают сначала северо-восточное, а затем восточное направление. Палеошироты при этом изменяются от экваториальных до умеренных и бореальных, достигая на крайнем востоке платформы 50° с. ш. в раннем—среднем карбоне и 70° с. ш. на рубеже перми и триаса.

Вся картина качественно соответствует полю центрального диполя с геомагнитным полюсом в северо-западной части Тихого океана. Количественно это соответствие оценивается кучностью $K = 12 \div 104$ (для разных эпох), с которой распределены палеомагнитные полюсы Северной Евразии вокруг среднего полюса (см. приложение). Вероятные отклонения древнего поля от поля центрального диполя можно оценить по графику (рис. 3.16), отражающему зависимость палеомагнитных наклонов I от палеомагнитной широты места, вычисленной по среднему палеомагнитному полюсу эпохи.

В распределении палеомагнитных направлений на территории других платформ намечаются те же закономерности, однако они проявляются не так четко, поскольку интервалы палеомагнитных широт на этих платформах значительно уже, чем на Северо-Евразийской, и точек палеомагнитных определений меньше. Тем не менее кучность палеополюсов $K = 42 \div 52$ для Северо-Американской платформы показывает, что в ее пределах степень соответствия древнего поля полю центрального диполя примерно такая же, как и для Евразии.

В пределах южных областей Европы и Азии, образующих зону древних морей Тетиса, а также Монголо-Охотский складчатый пояс, мозаичную Китайскую платформу и дуги Японских островов, сходимость палеомагнитных направлений и полюсов значительно слабее, чем в платформенной северной части Евразии. Причиной разброса палеополюсов могут быть горизонтальные тектонические деформации (вращения масс горных пород), сказавшиеся значительно сильнее на разбросе палеосклонений, чем палеонаклонов (см. рис. 3.15).

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Палеомагнитное поле в пределах каждой из эпигерцинских платформ хорошо аппроксимируется полем центрального диполя.
2. Оси диполей для каждой из платформ различны, эти расхождения выше погрешностей в определении их положения.
3. В пределах тектонически активных зон, где движения продолжались в послепермское время, согласно палеомагнитных

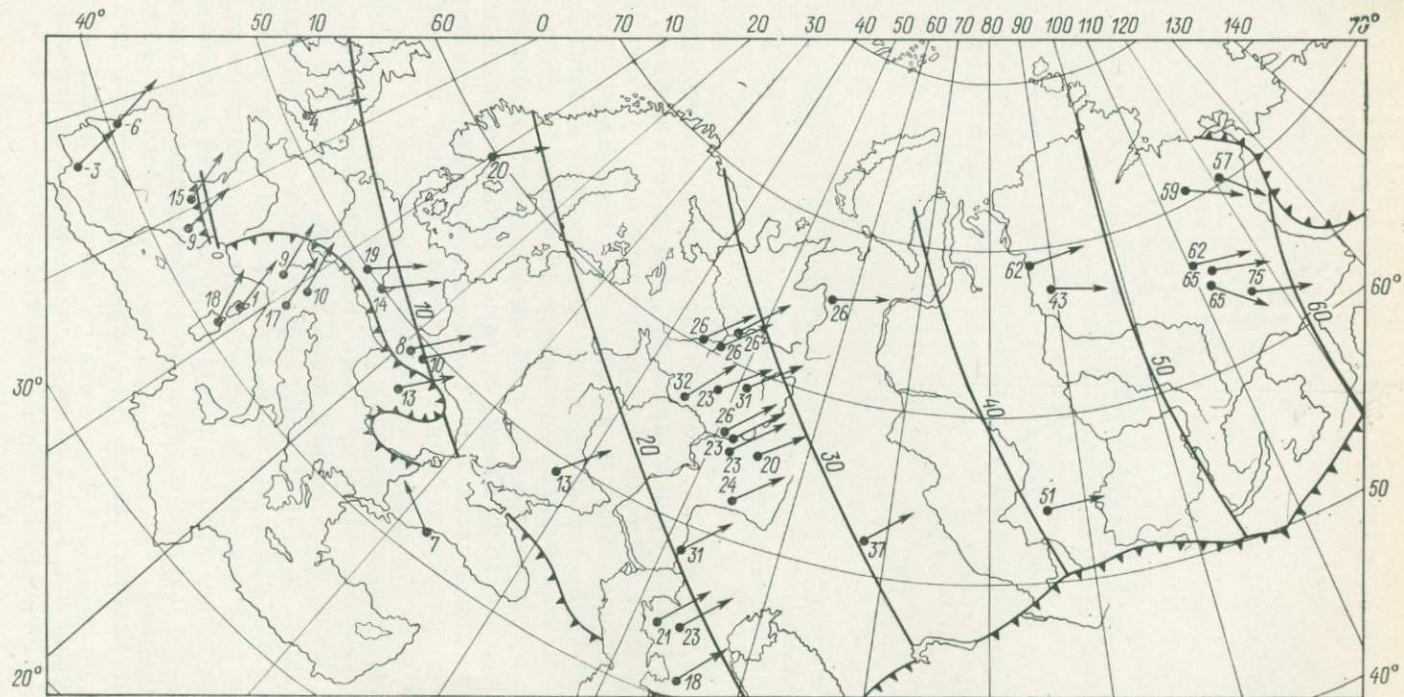


Рис. 3.15. Палеомагнитные направления и палеошироты Северной Евразии в поздней перми.

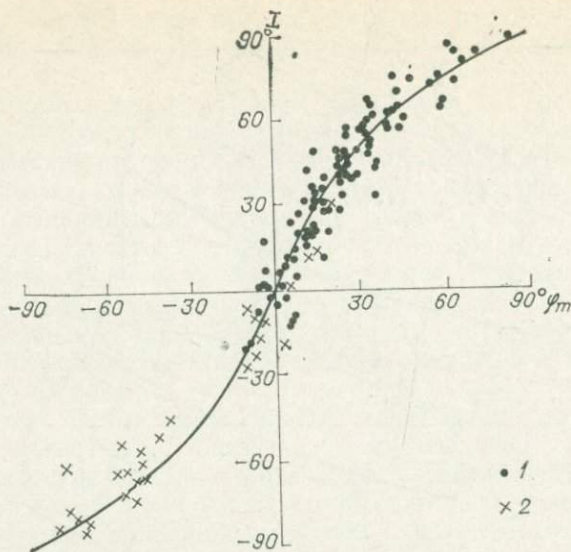


Рис. 3.16. Вероятные отклонения палеомагнитного поля позднего палеозоя от поля центрального осевого диполя.

1 — Евразия; 2 — остальные континенты.

склонений хуже, чем на платформах; согласие палеомагнитных наклонов приблизительно такое же, как на платформах.

Для наиболее изученных Северо-Евразийской и Северо-Американской платформ кучность палеополусов $K = 38 \div 90$ (для промежутка поздний карбон—ранняя пермь), чему соответствуют $\theta = 9 \div 13^\circ$ и недипольная компонента 16—22 % от всего поля. Поскольку погрешности единичного определения в этой оценке не учтены, значение 16 % можно считать верхним возможным пределом недипольной части поля. Только в том случае, если древние аномалии по размерам были существенно больше континентов, эта оценка может оказаться заниженной.

Возникает вопрос, совпадала ли ось диполя, аппроксимирующего постоянную во времени часть геомагнитного поля, с осью вращения Земли. Естественно, ответ на этот вопрос нельзя получить из данных о земном магнетизме, необходимо привлечение материалов из других областей геофизики и исторической геологии. Эти сведения можно распределить на следующие группы.

1. Размещение осадков и других образований — индикаторов палеоклиматов (латериты, аридные красноцветы, соли, ледниковые образования).

2. Распределение холод- и теплолюбивых фаун и флор прошлого.

3. Направления и особенности палеоветров и палеотечений, зависящие от положения оси вращения Земли.

4. Распределение активных зон в земной коре, которые могли быть приурочены к «критическим параллелям» при деформации земного эллипсоида, обусловленной изменением его скорости вращения.

5. Ориентировка асимметрии годовых колец стволов деревьев, залегающих *in situ*.

Рассмотрим очень кратко те сведения, которые непосредственно относятся к позднему палеозою (за исключением малочисленных данных по четвертой и пятой группам).

Э. Ирвинг [75], проанализировав распределение наиболее характерных палеоклиматических индикаторов (галогены, угли и ледниковые образования) по палеомагнитным широтам, установил, что оно лучше всего объясняется, если предположить, что палеомагнитные широты совпадали с палеогеографическими. Это и означает, что ось геомагнитного диполя была направлена по оси вращения Земли. Следует отметить также, что палеоклиматический полюс в позднем палеозое, определенный Н. М. Страховым, лежит как раз посередине между палеомагнитными полюсами Европы, Африки и Северной Америки этого времени [32]. Распределение по палеомагнитным широтам таких индикаторов палеоклиматов, как угленосные отложения, детально рассмотрено для всех периодов (см. гл. 6). Анализ этих распределений также подтверждает предположение о совпадении палеомагнитной и палеогеографической осей в течение большей части геологической истории, в том числе в карбоне и перми.

Направления пассатов в Северной Америке и Европе, определенные по дюнным образованиям, а также данные, полученные исходя из особенностей строения косой слоистости, определяемых корiolисовыми силами, действующими на палеотечения, хорошо согласуются с положением палеомагнитного экватора [32]. Рассмотренный комплекс сведений позволяет сделать вывод, что результаты по карбону и перми вполне подтверждают гипотезу центрального осевого диполя.

3.5.3. НЕСИММЕТРИЧНОЕ (АНОМАЛЬНОЕ) И ОСЕСИММЕТРИЧНОЕ НЕДИПОЛЬНОЕ ПОЛЯ

Все данные по карбону и перми укладываются в рамки гипотезы центрального осевого диполя, которая имеет также обоснование и в физических теориях земного магнетизма. Поэтому с точки зрения этих теорий разброс палеомагнитных направлений в подвижных поясах проще всего объяснить горизонтальными деформациями земной коры, а расхождения палеомагнитных полюсов, построенных по разным континентам, — континентальным дрейфом. Рассмотрим, однако, и другие модели.

Возможными причинами межконтинентальных расхождений палеомагнитных данных могут быть следующие: длительное существовавшие континентальные магнитные аномалии, осесимметричное недипольное поле, поле нецентрального осевого диполя.

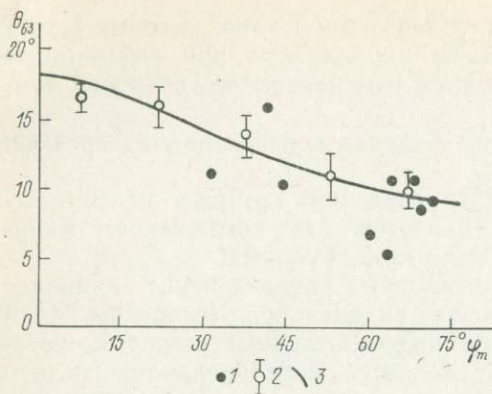


Рис. 3.17. Амплитуды вековых геомагнитных вариаций в карбоне и перми для материков Гондваны.

1 — наблюдаемые значения для Гондваны; 2 — средние значения по 15-градусным интервалам для северных материков; 3 — зависимость по модели А.

Предположение о длительно существовавших континентальных аномалиях в свою очередь тре-

бует ряда допущений и вряд ли может быть принято. О. М. Русаков [32], первым рассмотревший эту гипотезу, считал, что в целом она не противоречит ни современной физической теории земного магнетизма, ни палеомагнитным данным. Однако, как было показано позже, эта гипотеза ставит под сомнение ряд положений, достоверность которых достаточно высока [32]. Гипотеза материковых аномалий противоречит, в частности, широтной зависимости амплитуды древних вековых вариаций, характерной для дипольного поля. Эта зависимость с высокой точностью соответствует предположению о том, что вековые вариации в карбоне и перми обусловливались вращением экваториального диполя, магнитный момент которого составлял $1/5$ от момента осевого диполя. При этом экспериментальные точки для материков Гондваны отвечают амплитуде вариаций, характерной для широты φ_m , определенной по наклонению I в точке наблюдений (рис. 3.17). Следовательно, Австралия, например, в позднем палеозое действительно находилась в высоких геомагнитных широтах, и наклонения порядка $70-80^\circ$ нельзя объяснить материковой аномалией.

Значительно более вероятным выглядит предположение об осесимметричном недипольном геомагнитном поле. Еще А. Кокс и Р. Долл [32] обратили внимание на то, что пермские палеомагнитные меридианы Северной Америки и Европы в северном полушарии пересекаются в точке, расположенной между районом наблюдения и соответствующим северным палеомагнитным полюсом, а в южном полушарии, следовательно, — за южным палеомагнитным полюсом. Позднее Э. Ирвинг [75], а затем и О. М. Русаков установили, что палеомагнитный меридиан Австралии пересекается с палеомеридианами Северной Америки и Европы в тех же районах. Более того, Д. Ван-Хилтен [32] обнаружил, что подобным свойством, хотя и в меньшей мере, обладают палеомеридианы, проведенные из разных точек одного континента. Новые данные подтверждают эту закономерность (рис. 3.18). Самое интересное, что каменноугольные, пермские и триасовые

палеомагнитные меридианы всех южных материков также ведут себя соответствующим образом.

Пересечение палеомеридианов в одной и той же области свидетельствует об осевой симметрии геомагнитного поля в позднем палеозое. Несогласованность же наблюдаемых палеонаклонений с рассчитанными по дипольной формуле позволяет высказать два альтернативных предположения: 1) симметричное относительно оси поле существенно отклонялось от поля диполя, будучи асимметричным относительно плоскости экватора; 2) радиус Земли был меньше современного (палеонаклонения в северном полушарии изменяются быстрее, чем это должно быть по дипольному закону).

3.5.4. МОДЕЛЬ НЕЦЕНТРАЛЬНОГО ОСЕВОГО ДИПОЛЯ И ЕЕ ПРОВЕРКА

Рассмотрим наиболее простое осесимметричное поле, которым можно было бы аппроксимировать геомагнитное поле карбона и перми без предположения о дифференцированных движениях континентальных блоков относительно оси вращения Земли и без гипотезы расширения планеты [32].

На сфере радиусом R наклонение I и модуль H поля осевого диполя с магнитным моментом M , помещенного на расстоянии a от центра сферы, распределены в зависимости от географической широты φ следующим образом:

$$H = MR^{-3}(1 + 3 \sin^2 \varphi - 8b \sin \varphi + 4b^2)^{1/2}(1 - 2b \sin \varphi + b^2)^{-2};$$
$$\operatorname{tg} I = [2 \operatorname{tg} \varphi - 3b \operatorname{sec} \varphi + b(2b - \sin \varphi) \operatorname{tg} \varphi] / [1 - b(2b - \sin \varphi)]; \quad (3.9)$$
$$D = 0,$$

где $b = a/R$ — смещение диполя на север (в долях радиуса).

Модель нецентрального осевого диполя впервые была применена для интерпретации палеомагнитных данных в 1968 г. и рассматривалась затем неоднократно [32, 60]. Необходимо отметить две особенности поля этой модели (рис. 3.19).

1. В интервале широт $0-30^\circ$ с.ш. при любых смещениях b (от 0 до 0,4) значения H почти одинаковы.

2. Угловые наклоны кривых $I(\varphi)$ в интервале I от -40 до $+40^\circ$ весьма близки. Это означает, что распределение палеонаклонений в большом интервале (порядка 80° , т. е. на протяжении около 5000 км по меридиану) подчиняется закону центрального осевого диполя. Следовательно, если наблюдения проведены на территории, где палеонаклонения меняются от -40 до $+40^\circ$, то поля нецентрального и центрального осевых диполей различить нельзя даже при смещении диполя $0,4R$, т. е. на 2500 км от центра Земли.

Именно такое распределение поля при $b = 0,25 \div 0,4$ весьма похоже на картину геомагнитного поля в карбоне и перми. В самом деле, на материках северного полушария (Северная

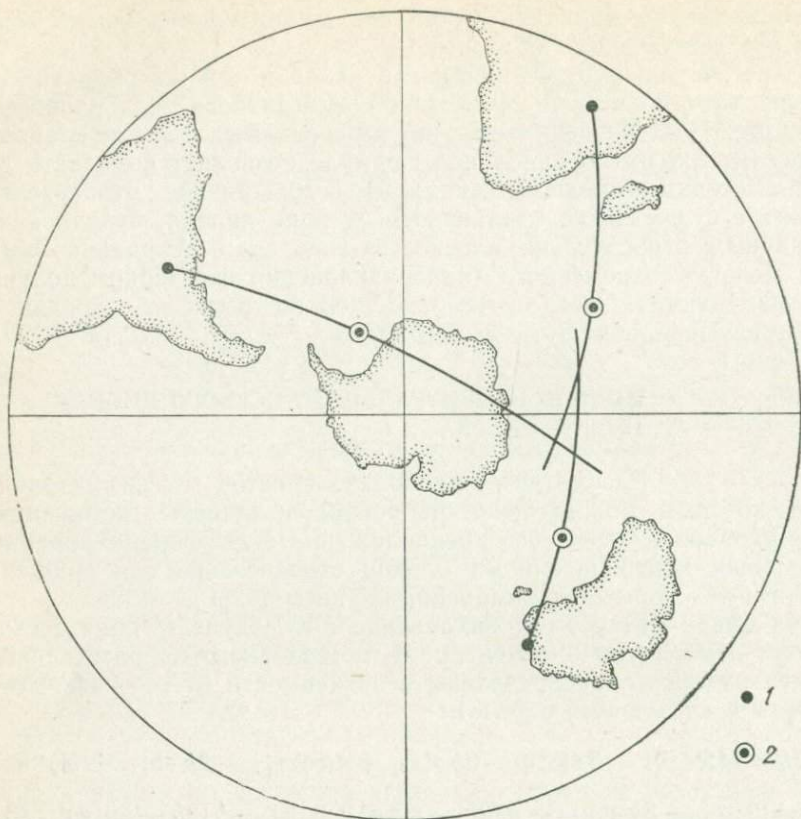


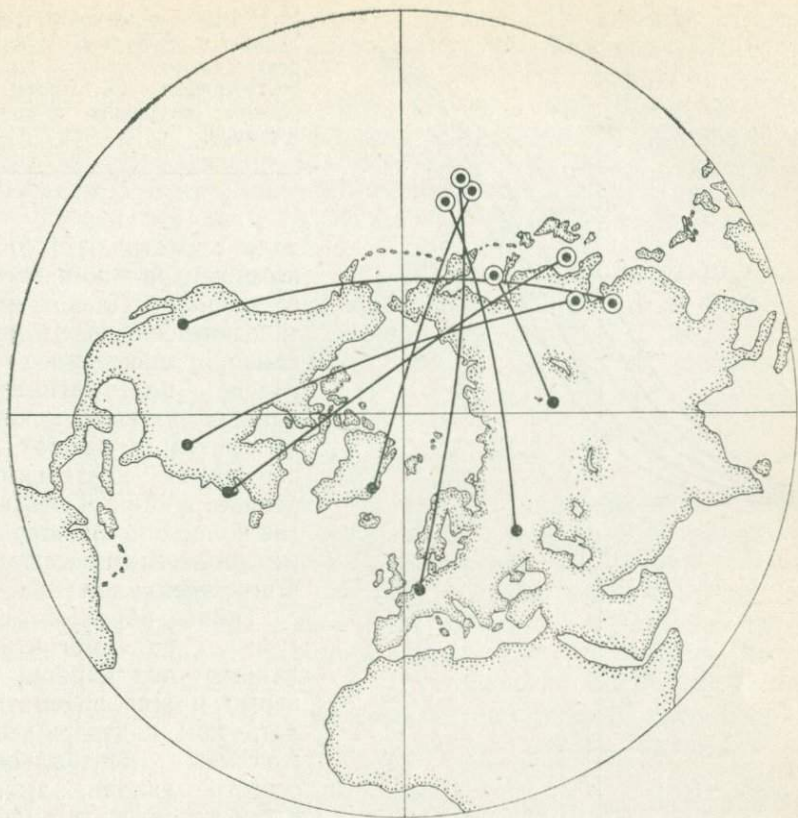
Рис. 3.18. Палеомеридианы в перми.

1 — центр района наблюдений; 2 — средние палеомагнитные полюсы.

Америка, Европа) наблюдаются палеонаклонения от -30 до $+50^\circ$ и их распределение весьма близко соответствует закону центрального диполя; в южном же полушарии (Южная Америка, юг Африки, Австралия), наоборот, отмечаются большие отрицательные наклонения, не согласующиеся с экстраполированными из северного полушария по закону центрального диполя. К сожалению, изучение истории изменений модуля напряженности земного магнитного поля в далеком геологическом прошлом делает только первые шаги; число определений и их достоверность все еще невысоки (см. раздел 3.6). Поэтому в пользу предположения о поле нецентрального осевого диполя, смещенного к северу в карбоне и перми, можно привести лишь следующие факты.

1. Малые палеонаклонения в северном полушарии и большие отрицательные в южном.

2. Пересечение палеомеридианов большинства континентов в одной области, что указывает на осевую симметрию поля.



3. Более близкое расположение северной полярной области, найденной методом пересечения палеомеридианов, к каждому из северных континентов, и более далекое расположение соответствующей южной полярной области от южных континентов, чем это следовало ожидать по значениям палеонаклонений на континентах.

Можно сделать вывод, что гипотеза нецентрального осевого диполя удовлетворительно согласуется с палеомагнитными данными по позднему палеозою, однако это согласие требует максимально возможного теоретически смещения диполя от центра Земли к древнему северу. Модели квадрупольных полей, рассмотренные Дж. Брайденом [60], и модели нескольких диполей еще в меньшей степени подходят для геомагнитного поля позднего палеозоя.

Все это заставляет признать более вероятным предположение, что в карбоне и перми стабильная часть главного геомагнитного

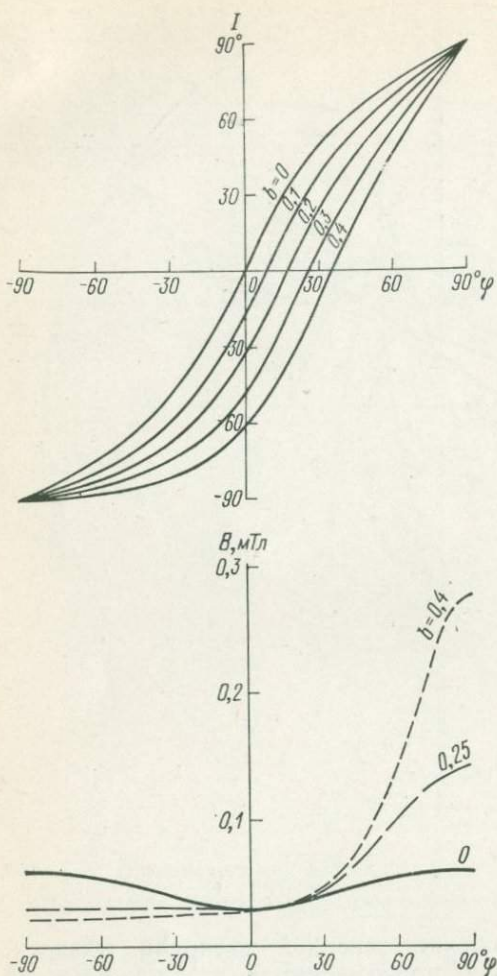


Рис. 3.19. Зависимости наклона I и модуля B поля нецентрального осевого диполя от географической широты при разных смещениях b диполя к северу.

поля представляла собой поле центрального осевого диполя. Палеоклиматические сведения и, особенно, удивительное согласие палеомагнитных данных по всем южным материкам в рамках совершенно независимых реконструкций Гондваны также являются хорошими аргументами в пользу этого предположения.

Таким образом, всю сумму палеомагнитных данных по карбону и перми можно рассматривать как подтверждение гипотезы центрального осевого диполя, вместе с тем вероятность смещения диполя пока исключить нельзя. Обсужденные два решения, строго говоря, не являются альтернативными: между ними лежит целая группа решений с разными комбинациями масштабов смещения диполя и дрейфа континентов.

Вероятно, можно подобрать такие масштабы этих явлений, которые наилучшим образом удовлетворяют наблюдениям. Однако ясно, что точное решение может быть найдено только при анализе этих явлений в историческом плане, т. е. при интерпретации палеомагнитных данных по всем периодам.

3.5.5. СФЕРИЧЕСКИЙ ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Наиболее объективным методом анализа пространственной структуры геомагнитного поля является сферический гармонический анализ. Однако этот анализ в его классическом

виде, разработанном Гауссом (см. раздел 1.2), к палеомагнитным данным непосредственно неприменимо, так как определения модуля древнего геомагнитного поля пока еще слишком немногочисленны и эпизодичны, чтобы можно было этим элементом характеризовать палеомагнитное поле — поле с исключенными вековыми вариациями. Поэтому была специально разработана модификация сферического гармонического анализа, использующая угловые элементы геомагнетизма — склонение D и наклонение I [54].

Сферический гармонический анализ (СГА) по угловым элементам D и I требует предположения, что первый коэффициент разложения магнитного потенциала [см. формулу (1.2)], который определяет поле центрального осевого диполя, не равен нулю: $g_1^0 \neq 0$. Результаты анализа D и I представляются в виде относительных гауссовых коэффициентов

$$G_n^m = g_n^m / g_1^0 \text{ и } H_n^m = h_n^m / g_1^0.$$

Прежде всего возникает вопрос об однозначности СГА по угловым элементам. Было показано, что если по всей поверхности Земли известно направление поля, определяемое двумя углами — D и I , — то значения G_n^m и H_n^m получаются однозначно [78]. Однако если известен только один из углов — D или I , — то уверенного однозначного решения задачи нет. Более того, неоднозначность определения G_n^m и H_n^m только по склонению D доказана [78]. Поэтому СГА палеомагнитных данных либо проводят по значениям наклонения I , либо в анализ включают оба угла — D и I .

Анализ по наклонениям I состоит в том, что в выражении, связывающем I с составляющими поля в декартовых координатах X (северная), Y (восточная) и Z (вертикальная),

$$\operatorname{tg}^2 I = (X^2 + Y^2) / Z^2$$

заменяют X , Y , Z сферическими функциями и затем все члены делят на g_1^0 . Если известны значения I в N точках, причем $N \gg K$ (где K — число неизвестных коэффициентов G_n^m и H_n^m), получаем систему N неоднородных уравнений второго порядка. Ее решение было бы слишком громоздкое, поэтому прибегают к линеаризации, отбрасывая члены второго порядка и выше, считая, что, поскольку геомагнитное поле существенно дипольное, то $|G_n^m|$, $|H_n^m| < 1$. Полученную систему линейных уравнений решают методом наименьших квадратов, а затем для уточнения значений G_n^m и H_n^m обращаются к методу итераций [58].

Проведенный таким способом СГА палеомагнитного поля двух последних геомагнитных эпох — Брюнес (прямой полярности) и Матуяма (обратной полярности) — показал в целом дипольный характер палеомагнитного поля. Это поле с погрешностью 5° аппроксимируется полем диполя, ориентированного по оси вращения Земли и незначительно (на 200—400 км) смещенного от

ее центра [54]. Таким образом, полностью подтвердились исходные данные для гипотезы центрального осевого диполя. Аналогичные результаты были получены и для неогена (табл. 3.4).

Таблица 3.4. Результаты сферического анализа палеомагнитного поля [54, 58]

Период, эпоха	Координаты палеомагнитного полюса		Смещение геомагнитного центра, км	Отношение амплитуд гармоник C_2/C_1	Средняя разность наклонений наблюдаемого и синтезированного полей
	Φ	Δ			
Q (Брюнес)	89°	135°	491	0,14	5°
N ₂ -Q ₁ (Мат уяма)	87	203	343	0,11	4
Q	87	254	454	0,16	5
N	83	254	659	0,19	10
T	65	158	1055	0,33	17
T (r)	89	196	824	0,22	10
P	77	122	1032	0,31	28
P (r)	87	337	863	0,24	7
C ₃ -P ₁	57	172	1250	0,38	26
C ₃ -P ₁ (r)	79	234	867	0,24	8

Примечание. Знаком (r) отмечены анализы на основе мобилистских реконструкций.

Близость палеомагнитного и географического полюсов ($\Phi = 83 \div 89^\circ$), малое смещение магнитного центра от центра Земли (400—700 км), преобладание первых гармоник ($C_2/C_1 \ll 1$), слабое различие между наблюдаемым полем и полем, синтезированным лишь двумя гармониками, — все это может служить доказательством справедливости модели центрального осевого диполя для геомагнитного поля последних 25 млн. лет.

Вопрос о том, применима ли модель центрального осевого диполя для палеомагнитного поля более древних эпох, подвергался специальному исследованию также с помощью СГА [58]. Анализ палеомагнитного поля разных геологических эпох выполнялся как для современного расположения континентов, так и для мобилистских реконструкций, независимых от палеомагнитных данных. Оказалось, что для пермо-карбона, перми и триаса анализ на основе реконструкций сильнее приближает геомагнитное поле к полю центрального осевого диполя, чем анализ на современной географической сетке. Широта полюса увеличивается с 57—65° до 79—89°, смещение геомагнитного центра уменьшается с 1000—1200 до 800 км, в 1,5—4 раза уменьшаются отношение амплитуд вторых и первых гармоник и различие между наблюдаемыми и синтезированными полями.

Таким образом, введение мобилистских реконструкций существенно упрощает глобальную структуру палеомагнитного поля,

которая теперь хорошо аппроксимируется (с погрешностью 7—10°) полем диполя, ориентированного по оси вращения Земли и несколько смещенного от ее центра. Неожиданной особенностью результатов анализа явилась небольшая, но сохраняющаяся почти для всех эпох асимметрия палеомагнитного поля: магнитный центр Земли всегда смещен в сторону западной части Тихого океана [58]. Эта асимметрия не влияет существенно на геотектонические аспекты интерпретации палеомагнитных данных, но может иметь принципиальное значение для земного магнетизма. Модели, более сложные, чем модель центрального осевого диполя, неоднократно привлекались для интерпретации палеомагнитных данных [60]. Однако пока неясно, заключается ли причина этой асимметрии в самом геомагнетизме или здесь сыграли роль неточности реконструкций, особенности пространственного распределения исходных данных и т. п. Бесспорно, необходимы дальнейшие исследования в этом направлении. Следует также подчеркнуть, что модель центрального осевого диполя отвечает двум основным требованиям современной динамо-теории земного магнетизма: общей субаксиальной симметрии геомагнитного поля и отсутствию точной его симметрии в каждый отдельный момент времени.

3.6.

МОДУЛЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ФАНЕРОЗОЕ

История изменений модуля геомагнитного поля H_a в геологическом прошлом все еще находится в начальной стадии изучения. Определения H_a очень неравномерно охватывают шкалу геологического времени: наибольшее их число падает на поздний кайнозой, триас и поздний палеозой, наименьшее — на ранний палеозой и докембрий. Результаты первых определений H_a приведены в работе М. Мак-Элхинни [82]. Они показали (несмотря на большой разброс) явную тенденцию уменьшения поля H_a от современности к раннему палеозою и его увеличения в докембрии до современного уровня. Эти определения, выполненные по датированным магматическим породам Канадского щита, охватывают интервал вплоть до 2700 млн. лет [92]. Таким образом, вероятно, подтверждается точка зрения, согласно которой образование земного ядра в основном завершилось на ранних стадиях эволюции Земли [82]. Достоверность этого вывода, базирующегося на малочисленных определениях по очень древним и, как правило, измененным породам, конечно, невелика. Фанерозойская, особенно мезо-кайнозойская, часть истории изменений H_a известна намного лучше, главным образом благодаря новым и методически наиболее совершенным определениям, выполненным А. С. Большаковым и его сотрудниками. Имеющиеся определения модуля геомагнитного поля по породам фанерозоя СССР приведены в табл. 3.5.

Таблица 3.5. Модуль геомагнитного поля в фанерозое (данные по СССР)

Район определения	Возраст пород	Метод определения
Армения	$Q_I - Q_{II}$	Телье, H_e
	N_2	То же
	$P_3 - Q$	Телье
	$N_2 - Q_{II}$	"
Закарпатье	N_2	"
	$N_1 - N_2$	"
	K_2	"
Армения	K_2	"
	J_3	"
	T_{2-3}	Переосаждение
	T_1	"
Приуралье	P_2	"
	T_1	Ступенчатое перемагничивание
	P_2	То же
Донбасс	T_1	Телье
	T	"
Мангышлак	P_2	Q_0
	P_2	Переосаждение
р. Соудра	$C_3 - P_1$	"
	C_{2-3}	"
Тунгусская синеклиза	C_3	По анизотропии
	C_1	Переосаждение
Таймыр	D_3	"
	D_3	H_e
Поволжье	D_1	H_e
	D_1	H_e
Приуралье	S_1	H_e
	O_{2-3}	Переосаждение
Донбасс	C_3	Ступенчатое перемагничивание
	V	Переосаждение
Подмосковье		
Тихвин		
Главное девонское поле		
Минуса		
Приднестровье		
р. Лена		
Вольнь		

Наиболее обоснованным и экспериментально проверенным для слабо литифицированных терригенных осадочных пород является метод переосаждения, а для термонамагнитных магматических пород — метод Телье, поэтому результаты других методов могут контролироваться этими данными. Точность каждого метода (см. разделы 2.7.2—2.7.7) определяется отклонением отдельных значений H_a от среднего, но главным является установление природы намагнитченности J_n и степени сохранности первичной намагнитченности.

Сведения о палеонапряженности поля по верхнекайнозойским породам (от 15 млн. лет до позднечетвертичных) показывают, что значения H_a в это время были близки к современному модулю поля [6]. Все определения H_a были выполнены отдельно по прямо и обратно намагнитченным породам; они подтвердили рав-

B_e , мкТл		Автор определения
Пределы	Среднее	
38—48	45	Г. Н. Петрова, О. Л. Багина, Г. М. Солодовников
30—34	32	То же
12,5—58	40	А. С. Большаков, Г. М. Солодовников
28—29	29	Д. О. Минасян
16—52	38	О. Л. Багина, Д. О. Минасян, Г. Н. Петрова
20—60	35	В. Н. Цыкора, Н. П. Михайлова, А. И. Глевасская
28—32	31	А. С. Большаков, Г. М. Солодовников, В. С. Вечфинский
26—31	28	А. С. Большаков, А. К. Гапеев, Нгуен Тхи Ким Тхоа, Г. М. Солодовников
11—21	16	А. С. Большаков, Г. М. Солодовников
	28	И. П. Слауцитайс
36—37	37	"
41—47	44	"
	20	В. В. Металлова, В. А. Шашканов
	30	То же
35—45	40	А. С. Большаков, Г. М. Солодовников
	34	То же
25—32	28	Б. В. Буров, В. П. Боронин
25—31	28	А. Н. Шмелева
47—49	48	А. Н. Храмов
42—44	43	"
39—43	41	С. В. Ивкин, В. П. Апарин
20—24	22	А. Н. Шмелева
0,6—3,7	1,9	И. А. Погарская
1,4—5	2	Р. А. Комиссарова
2—9	6	"
1—3,4	2,2	И. А. Погарская
5,3—6,7	6	"
	18	Р. А. Комиссарова, В. П. Родионов
24—71	38	В. П. Родионов, С. А. Писаревский
43—70	67	Р. А. Комиссарова, Н. М. Чумаков

ноценность (по модулю и вариациям) прямого и обратного геомагнитного поля. Для того чтобы построить хорошую модель изменений модуля геомагнитного поля в фанерозое, этих данных недостаточно, но основные тенденции видны (рис. 3.20). В венде и позднем палеозое—триасе выявляются максимумы геомагнитного поля, в это время поле было выше, чем современное. Наибольшие значения H_a получены для венда (когда модуль был почти в 2 раза больше современного) и для интервала поздний карбон—ранняя пермь (в 1,5 раза больше современного). После венда начинается спад модуля геомагнитного поля и в позднем кембрии он становится равным современному. К середине ордовика геомагнитное поле понижается до половины современного. В среднем палеозое отмечены самые низкие значения, по оценкам разными методами и на разных породах в девоне модуль поля

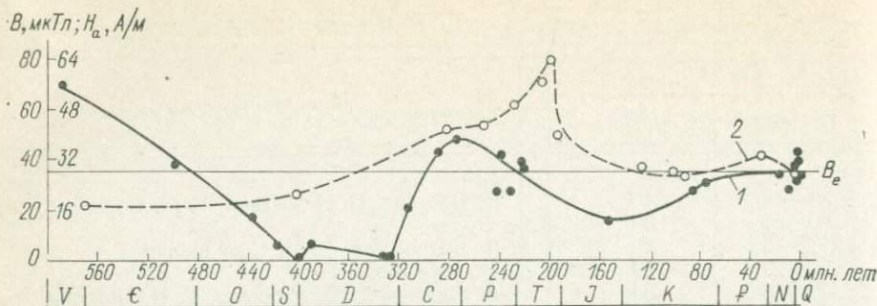


Рис. 3.20. Изменения модуля геомагнитного поля в фанерозое.

1 — эффузивные и осадочные породы СССР; 2 — интрузивные породы Канадского щита [92].

был в среднем в 12—15 раз меньше современного. Начиная с конца среднего палеозоя модуль геомагнитного поля увеличивается и достигает максимума в позднем палеозое. В поздней юре отмечаются наименьшие для мезозоя—кайнозоя значения — в 2 раза ниже современных. С конца мела модуль геомагнитного поля близок к современному. Приведенные результаты указывают на цикличность в изменении модуля геомагнитного поля: минимумы и максимумы H_a повторяются с периодом около 220 млн. лет.

Изменение модуля геомагнитного поля по данным изучения методом Телье магматических пород Канадского щита [92] в целом подобно полученному по СССР. Значения H_a по Канадскому щиту завышены по сравнению с другими определениями, но также наблюдается минимум в раннем—среднем палеозое и повышение поля в позднем палеозое — раннем мезозое.

Имеющиеся немногочисленные и неравномерные во времени оценки модуля геомагнитного поля позволяют сделать только некоторые предварительные выводы.

1. Модуль геомагнитного поля — величина, не остающаяся постоянной в геологическом времени, изменение ее носит циклический характер с периодом около 220 млн. лет.

2. Намечаются максимумы H_a на границах венд—палеозой, поздний палеозой—ранний мезозой, неоген—четвертичный период и минимумы в среднем палеозое и поздней юре.

3. Наибольшие значения H_a получены в СССР для границы венд — палеозой (в 2 раза выше современных), наименьшие — для позднего девона (6—10 % от современных). Возможно, все значения H_a несколько занижены из-за остаренности намагниченности J_n (ее частичного разрушения в процессе жизни породы). Повышение H_a в раннем палеозое — венде говорит о том, что нет монотонного понижения значений H_a с увеличением возраста породы; это могло бы непосредственно указывать на усиление остаренности намагниченности J_n породы с ее возрастом.

4. Все авторы, проводившие оценки H_a на границах палеомагнитных зон (в зонах перехода), отмечают понижение модуля геомагнитного поля по сравнению со значением при стабильном состоянии поля (см. раздел 3.3).

Закономерности временных изменений модуля геомагнитного поля H_a в геологическом прошлом, очевидно, определяются процессами, происходящими в глубоких недрах Земли, в частности на границе ядра и мантии. Поэтому знание этих закономерностей может дать очень многое для разработки физической теории земного магнетизма и всего эндогенного процесса. Кроме того, модуль геомагнитного поля (его среднее значение и амплитуда колебаний в определенные отрезки времени), по-видимому, может служить важным параметром палеомагнитной геохронологической шкалы. Несомненно, требуется дальнейшее усовершенствование методов определения H_a и накопление сведений о закономерностях изменения этого параметра, в особенности для древних эпох.

**4.1. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КАК ОСНОВА ИССЛЕДОВАНИЯ
ДВИЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ БЛОКОВ
И ДЕФОРМАЦИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ****4.1.1. ЗАДАЧИ ТЕКТОНИКИ, РЕШАЕМЫЕ МЕТОДАМИ
ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ**

Любые тектонические движения изучаются в геологии по их результатам, т. е. по относительному или абсолютному перемещению масс. Для того чтобы установить это перемещение, необходимо знать первоначальное положение масс. Наиболее надежными реперами при этом являются уровень моря и горизонтальные поверхности напластования. Именно поэтому лучше всего изучены вертикальные движения и складчатость. Труднее изучать относительные горизонтальные смещения, для этого необходима хорошая дифференциация разреза. Почти невозможно проследить при помощи обычных геологических методов относительные и абсолютные горизонтальные повороты и абсолютные горизонтальные перемещения, т. е. движения по отношению к географической сетке. Трудностью исследования горизонтальных движений во многом объясняется, по-видимому, тот факт, что ряд виднейших тектонистов вообще отрицают их сколько-нибудь серьезное значение для формирования лика Земли.

Значение палеомагнитных наблюдений для изучения тектоники определяется тем, что именно горизонтальные движения поддаются исследованию палеомагнитными методами; таким образом заполняется вынужденный пробел в тектонических построениях. Палеомагнитные методы изучения горизонтальных тектонических движений основаны на двух фактах. Первый — это регулярность палеомагнитного поля (в планетарном масштабе это выражается в дипольности поля) и наличие в горных породах отпечатков геомагнитного поля — компонент естественной остаточной намагниченности, которые могут быть выделены и сопоставлены с определенными этапами формирования горных пород. Второй факт — это существование геомагнитных инверсий, регулярно повторявшихся в геологическом прошлом и «записанных» в толщах горных пород в виде смены зон прямой и обратной намагниченности.

Следовательно, любые движения, сопровождающиеся вращением масс горных пород, обязательно вызовут соответствующие повороты векторов — палеомагнитных направлений. Перемещения массивов по широте в свою очередь приведут к несогласованности палеоширот, определяемых по палеомагнитным наклонениям, с современными широтами массивов. Сдвиговые деформации и процессы разрастания литосферы изменяют картину изохрон —

границ между зонами прямой и обратной намагниченности. Именно поэтому палеомагнитные методы могут быть привлечены к изучению горизонтальных тектонических движений самого разного масштаба: процессов формирования складок, горизонтальных деформаций в складчатых зонах и островных дугах, дрейфа континентов и разрастания океанического дна.

Таким образом, задачи тектоники, решаемые методами палеомагнетизма, естественно подразделяются на локальные, региональные и глобальные. Отнесение задачи к той или иной категории определяется следующими признаками [4].

Локальные задачи. 1. Размеры блоков горных пород — не более нескольких десятков километров. 2. Блоки могут двигаться как целое или деформироваться. 3. Перемещение блока происходит не обязательно параллельно поверхности Земли, направление оси вращения масс может быть любым. 4. Палеомагнитные данные обычно имеются только для одного небольшого интервала геологического времени. 5. Достаточно доказать додеформационный возраст выделенной компоненты J_n . 6. Палеомагнитное поле в пределах блока — однородное. 7. Интерпретация результатов основана на палеомагнитных направлениях (направлениях выделенной компоненты J_n). 8. Решаемые задачи: изменения формы тел, любые вращения, в том числе наклоны и повороты вокруг невертикальных осей. 9. Определяются только относительные движения.

Региональные задачи. 1. Размеры блоков — сотни километров. 2. Блоки не обязательно жесткие, возможна распределенная по всей площади деформация. 3. Перемещения происходят только параллельно земной поверхности, следовательно, ось вращения проходит через центр Земли. 4. Палеомагнитные данные обычно имеются для двух-трех (редко больше) периодов. 5. Для ряда задач требуется точно знать возраст выделенной компоненты J_n , в других случаях достаточно доказать ее доскладчатый возраст. 6. Палеомагнитное поле в пределах блока практически однородное. 7. Интерпретация результатов возможна как по палеомагнитным полюсам, так и по палеомагнитным направлениям. 8. Решаемые задачи: изменения формы, повороты, смещения по широте; исследуются как относительные, так и абсолютные (по отношению к географической сетке) движения. 9. Амплитуды исследуемых движений меняются в широких пределах.

Глобальные задачи. 1. Размеры блоков — тысячи километров. 2. Блоки жесткие, изменения их формы и размеров происходят в результате раскалывания и слияния блоков. 3. Перемещения блоков осуществляются только параллельно земной поверхности, ось вращения проходит через центр Земли. 4. Палеомагнитные данные могут быть получены более или менее равномерно для больших интервалов геологического времени. 5. Требуется точно знать время образования выделенной компоненты намагниченности пород. 6. Палеомагнитное поле в пределах блока изменяется значительно. 7. Интерпретация ведется на основе анализа

положений палеомагнитных полюсов, следовательно, требование дипольности палеомагнитного поля является необходимым. 8. Основные задачи, решаемые с помощью палеомагнитных методов: смещение по широте, определение взаимного положения блоков. 9. Амплитуды исследуемых движений — тысячи километров; обычно определяются абсолютные перемещения.

Эта классификация не включает задач датирования тектонических событий, например, по вторичным компонентам J_n . Она также не охватывает задач, решение которых основано на явлении геомагнитных инверсий. Среди таких задач в настоящее время можно выделить только глобальные — это исследование процессов разрастания океанического дна, и локальные, к которым можно отнести изучение процессов формирования дизъюнктивных и пликативных структур.

4.1.2. ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ РЕШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В основе новой глобальной тектоники, или концепции подвижных литосферных плит, как известно, лежат три явления: разрастание океанического дна, дрейф континентов и столкновение плит, сопровождающееся поддвигом, образованием складчатых поясов и островных дуг и их деформацией. Эти явления стало возможным изучать количественно только с развитием палеомагнитных исследований.

Существуют два совершенно независимых палеомагнитных метода решения глобальных тектонических задач; они позволяют найти скорость и время разрастания океанического дна и реконструировать расположение континентальных блоков литосферы в геологическом прошлом.

Первый палеомагнитный метод (исторически — второй) опирается на явление геомагнитных инверсий, записанных магнитоактивным слоем разрастающегося океанического дна (см. раздел 3.1.5). Имея хронологическую шкалу геомагнитных инверсий, построенную в результате изучения датированных горных пород, можно осуществить временную привязку каждой полосовой океанской аномалии, провести изохроны океанического дна и тем самым реконструировать всю историю разрастания дна океанов и связанного с ней дрейфа континентальных блоков литосферы. При этом реконструкция взаимного расположения блоков для какого-либо момента геологического времени заключается в совмещении соответствующих изохрон океанического дна [20, 23].

Второй метод опирается на кажущуюся миграцию палеомагнитных полюсов, которая в соответствии с принципом центрального осевого диполя (см. разделы 1.2.3 и 3.5) является лишь отражением процесса дрейфа — изменения положения блоков литосферы — относительно оси вращения Земли. Совмещая палеомагнитные полюсы для разных блоков литосферы с полюсом вращения Земли, можно найти положение этих блоков относительно полюса в любую эпоху, а прослеживая изменение этих положений

от эпохи к эпохе, можно реконструировать и взаимное размещение континентальных блоков.

Применение палеомагнитных исследований к решению региональных и локальных тектонических задач, т. е. к изучению деформаций, связанных с формированием складчатых поясов, островных дуг и локальных структур, имеет простую и очевидную основу: любые деформации геологических образований, происшедшие после их остаточного намагничивания в геомагнитном поле, вызовут такую же деформацию картины «вмороженных» в эти образования палеомагнитных направлений. Решение таких задач сводится к возвращению деформированных и смещенных тел в такое положение, при котором палеомагнитные направления окажутся параллельными.

Модель центрального осевого диполя, как уже отмечалось выше, является основой для решения глобальных задач тектоники. Геомагнитное поле рассматривается как сумма двух полей — поля вековых вариаций и палеомагнитного поля. Поле вековых вариаций быстро (в геологическом масштабе времени) изменяется, и его среднее интегральное значение за несколько десятков или сотен тысяч лет равно нулю (не будучи равным нулю ни в один из моментов времени). Палеомагнитное поле есть поле диполя (прямой или обратной полярности), помещенного в центр Земли и ориентированного по оси ее вращения.

Проверка этой модели для разных эпох геологического прошлого показала, что она является хорошим первым приближением (см. раздел 3.6).

4.1.3. ПРИНЦИПЫ АНАЛИЗА И ОТБОРА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Детальные палеомагнитные исследования служат источником сведений об истории геомагнитного поля и с успехом используются для анализа закономерностей распределения древнего геомагнитного поля и изучения его эволюции. Чтобы проводить такой анализ, результаты палеомагнитных исследований удобно представлять в табличной форме.

Первая таблица палеомагнитных данных по СССР (111 определений) была составлена А. Г. Калашниковым в 1961 г. [48]. Начиная с 1959 г. Э. Ирвинг, а затем М. Мак-Элхинни почти ежегодно публикуют таблицы палеомагнитных данных, составляемые по вышедшим в свет за рассматриваемый период материалам (статьям, монографиям и т. п.) [76, 83]. Однако эти таблицы часто не содержат сведений, важных для оценки достоверности и значимости каждого палеомагнитного определения, и, кроме того, охватывают далеко не все данные по СССР. Поэтому аналогичные таблицы, но с более подробными примечаниями были составлены и в СССР [33].

Палеомагнитным определением считается совокупность данных о векторах первичной намагниченности, полученная в пределах

района порядка 100×100 км по разновозрастным образованиям различного происхождения, независимо от того, сколько использовано независимых данных (единичных определений, т. е. определений по обнажениям, сериям) и сколько авторов находили этот результат в данном районе.

К единичным определениям предъявляются следующие требования [33].

1. Геологический возраст изучаемого объекта устанавливается с точностью до эпохи.

2. Временной интервал, охватываемый определением, достаточен для осреднения вековых вариаций.

3. Число представленных временных уровней (обычно это число штуфов, даек или лавовых потоков) составляет не менее десяти.

4. Радиус круга доверия α_{95} для среднего направления первичной намагниченности не превышает 20° .

5. Выделение древней (характерной) компоненты намагниченности выполнено по крайней мере двумя независимыми методами (или имеются статистические и магнитные данные о высокой палеомагнитной стабильности пород).

6. Отсутствуют данные, указывающие на значительную несинхронность породе той намагниченности, которая выделена как первичная.

7. Приведенные статистические величины для каждого определения и координаты составляют непротиворечивую систему.

8. Местная тектоника учтена.

Определения, не удовлетворяющие этим требованиям, должны быть отбракованы, как исключение могут быть приняты лишь данные для плохо изученного района или эпохи с малым числом определений, но такие результаты следует особо оговаривать.

Палеомагнитное определение, если оно включает более трех единичных определений, может быть получено одним из двух способов. Первый — геометрическое сложение направлений средних намагниченностей J_n^a для каждого определения и вычисление по полученным значениям D , I и R величин α_{95} , Φ , Λ .

Второй способ — осреднение полюсов, т. е. геометрическое сложение единичных радиусов-векторов с координатами Φ_i и Λ_i и последующий обратный пересчет по формулам (1.4) для получения значений D и I в точке наблюдения. В этих случаях указывается величина A_{95} — радиус круга доверия для среднего полюса. Если рядовых определений три и меньше, следует проводить пересчет среднего на уровне штуфов.

Итогом систематизации имеющихся табличных [76, 83] и новейших литературных данных согласно изложенным принципам отбраковки и осреднения является сводная таблица средних палеомагнитных полюсов по континентам (см. приложение), послужившая основой для построения палеомагнитных реконструкций для ряда эпох.

В таблице средние палеомагнитные полюсы, вычисленные для ряда геотектонических единиц (плит, платформ, блоков, массивов и т. д.), в пределах каждой из них расположены в порядке их геологического возраста от более молодых к более древним — от палеогена до кембрия (палеополюсы по неогену в таблицу не включены, так как их координаты близки к современным). Приведены также статистические данные — кучность K , радиус круга доверия A_{95} , число использованных в подсчете палеомагнитных определений N . Координаты палеополюсов Φ и Λ вычислены главным образом путем осреднения палеополюсов.

Число средних палеополюсов для одной эпохи обуславливается числом достоверных и обоснованных одновозрастных палеомагнитных определений в ее границах. В ряде случаев для одного и того же временного интервала выделено несколько групп полюсов, что объясняется несколькими причинами. Так, для Северо-Европейской плиты продолжает оставаться нерешенной проблема среднего и раннего палеозоя, выражающаяся в существовании двух групп полюсов, соответствующих полю I (близкому к позднепалеозойскому) и полю II (отличающемуся от него). Расхождения между полюсами I и II хорошо видны на примере групп (S—D) II и DI, SI: последние значительно сдвинуты на северо-восток.

Полюсы по Британским островам выделены в особую группу, так как в досреднекарбонные эпохи они расходятся с полюсами материковой Европы. Кроме традиционных групп полюсов I и II в карбоне, девоне и позднем силуре появилась (на основе последних исследований) группа раннесилурийских полюсов S_{III}, полученных по близко расположенным (в пределах 1°) четырем интрузивным телам. Эта группа полюсов значительно сдвинута на восток относительно ранне-среднепалеозойских полюсов Британских островов.

Отдельной группой показаны также раннепалеозойские полюсы Чешского массива, резко отличающиеся от одновозрастных полюсов Северо-Европейской плиты.

Досреднекарбонные полюсы Урала также разделены на две группы: А и В. Группа А включает данные, полученные в основном по районам западнее зеленокаменного пояса и Главного разлома; эти данные близки по направлению к определениям по Северо-Европейской плите. Группа В — это определения по районам, прилегающим к разлому.

Отдельно рассматриваются палеомагнитные определения для Скифско-Турганской плиты и Казахстанского блока.

Среди палеозойских полюсов Сибири раннепалеозойские полюсы Анабарского блока и Алданского щита выделены в свои группы, чтобы установить взаимное расположение этих блоков в раннем палеозое. Отдельно рассматриваются полюсы Алтае-Саянского блока, представленные шестью группами от раннего кембрия до перми.

Палеомагнитные определения по силуру и девону Северной Америки также разделены на группы. Полюсы из северо-восточной части Новой Англии и Канадского приморья выделены в особую группу, поскольку есть свидетельства, что в течение силура—девона этот регион не составлял единого целого с Северо-Американским кратоном (и даже не был его частью), находясь на более низких широтах. Из-за небольшого числа определений полюсы силура и девона для этого региона объединены в группу А. Кроме того, выделена еще группа В, включающая три определения из плутонов Нью-Брансуика и Ньюфаундленда с резко отличными координатами полюсов. При выявлении древней намагниченности иногда получают несколько ее компонент, разных по возрасту, которые также рассматриваются как самостоятельные определения. Такие определения есть в группе В и частично в группе А.

Плохая внутренняя сходимость некоторых палеозойских полюсов Южной Америки объясняется, очевидно, неоднозначностью возрастных датировок. Часть палеомагнитных результатов по девону, пермо-карбону и карбону не включена в подсчет среднего палеополюса вследствие дискусионности и неопределенности возраста представляющих эти сведения толщ. Сюда относятся в основном полюсы, лежащие на очень высоких широтах (75—85°) и на долготах 155—159°.

Многочисленность палеомагнитных определений по Южной Европе, Передней и Восточной Азии для мела и палеогена в границах отдельных блоков и

микроплит и хорошая внутренняя сходимость данных позволили рассчитать средние палеомагнитные полюсы этих эпох для каждой геотектонической единицы.

Для эпох с малым числом палеомагнитных определений в подсчет средних палеополюсов по плитам иногда включались данные по пограничным временным интервалам (так, в средние палеополюсы юры, например, включены определения по позднему триасу и раннему мелу).

Таким образом, табличные данные можно рассматривать как фактический материал для построения географической сетки палеоширот прошлых эпох, что является основой всей палеогеографии, изучения миграции полюсов, дрейфа континентов, горизонтальных деформаций земной коры в складчатых поясах. Большое значение имеет анализ табличных палеомагнитных данных и в связи с разработкой палеомагнитной хроностратиграфической шкалы. Существенную помощь могут оказать также эти данные при определении геологического возраста тех или иных образований методами палеомагнитологии.

4.2.

КАЖУЩИЕСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА ДЛЯ ГЛАВНЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ; ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПАД СУПЕРКОНТИНЕНТОВ

4.2.1.

ТРАЕКТОРИИ МИГРАЦИИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ

В соответствии с принципом центрального осевого диполя изменение палеомагнитных направлений в любой области земной поверхности есть лишь следствие (отражение) локальных, региональных и глобальных тектонических движений. Следовательно, траектории палеомагнитных полюсов в общем случае не являются действительными следами движения географических полюсов по земной поверхности, и поэтому их называют траекториями кажущейся миграции полюса. Тем не менее представление горизонтальных тектонических движений, особенно глобальных, в виде траекторий кажущейся миграции полюса очень удобно благодаря простоте и наглядности. Сравнение таких траекторий для блоков земной коры сразу позволяет судить о масштабе, характере и времени относительных горизонтальных движений между этими блоками и является первым и необходимым этапом палеотектонических (глобальных и региональных) реконструкций.

Палеомагнитные полюсы, полученные в разных определениях по одному и тому же блоку и для одной и той же геологической эпохи, имеют рассеяние, обусловленное многими причинами: случайными погрешностями палеомагнитных определений, учетом локальной тектоники, ошибками в датировке горных пород и их намагниченности и, наконец, действительным смещением полюсов за рассматриваемый интервал времени. Поэтому для построения траекторий приходится осреднять полюсы для достаточно крупных интервалов времени (порядка эпохи) и проводить траектории через средние полюсы. Именно такие средние полюсы представ-

лены в приложении; они использованы для построения кривых миграции полюса, следовательно, эти траектории должны рассматриваться как сглаженные, обобщенные.

Траектории кажущейся миграции полюса для северных материков удобно строить на картах северного или тихоокеанского ($\lambda = 90 \div 270^\circ$ в. д.) полушария, где северный полюс мигрировал в позднедокембрийское и фанерозойское время. Для континентов и субконтинентов Гондваны (Южная Америка, Африка, Индия, Австралия и Антарктида) бывает предпочтительнее сравнивать траектории миграции южного полюса.

4.2.2. МИГРАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА ДЛЯ ГЛАВНЫХ ПЛИТ

Рассмотрим траектории миграции полюса для континентальных частей главных литосферных плит северного полушария: Северо-Европейской, Восточно-Сибирской и Северо-Американской (рис. 4.1). Эти траектории имеют довольно простой вид,

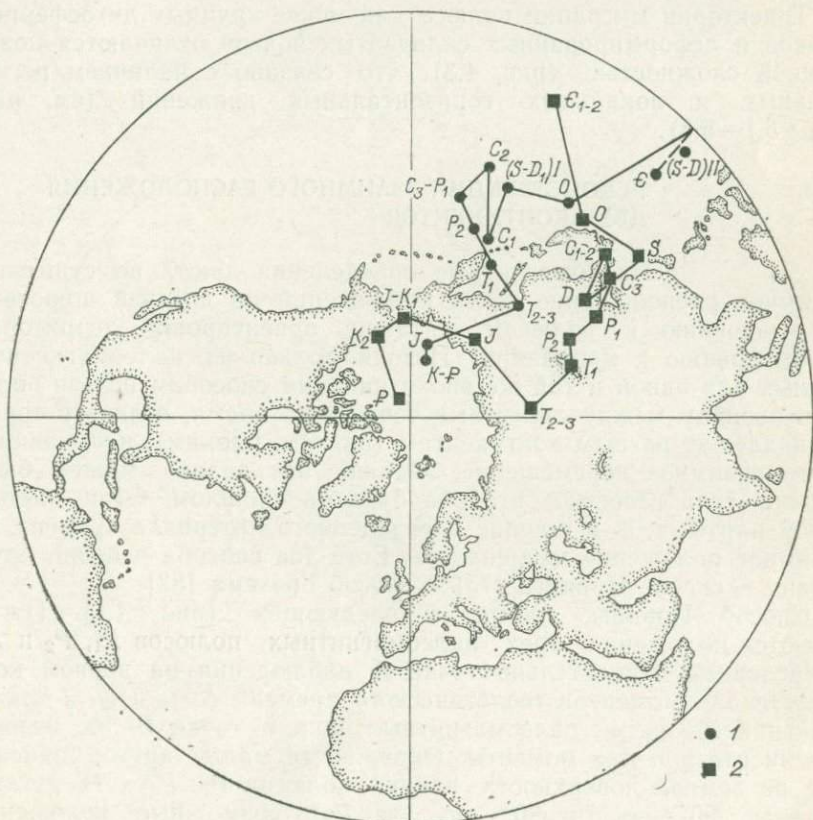


Рис. 4.1. Траектории кажущейся миграции полюсов для северных континентов.
1 — Европа; 2 — Северная Америка.

составляя характерную «паукообразную» картину. Это показывает, что современное взаимное расположение плит есть результат происходивших в прошлом горизонтальных движений. На фоне простого перемещения палеомагнитных полюсов из экваториальных областей Тихого океана к северу выделяются несколько петель: для Северной Америки в интервалы поздний триас — палеоген и кембрий — силур, для Северной Европы — в то же время и в интервале девон — средний карбон, а для Восточной Сибири (см. раздел 4.3) — в интервале ордовик — девон. Положение этих петель в геохронологической шкале, очевидно, приурочено к изменению характера и направления движения литосферных плит.

Кажущиеся пути миграции полюса для южных континентов (рис. 4.2) существенно отличаются от траекторий для северных континентов прежде всего заметно большей амплитудой, особенно в их раннепалеозойских частях, что отражает более значительные масштабы континентального дрейфа южных материков, особенно Индии и Австралии.

Траектории миграции полюса для менее крупных литосферных блоков и деформированных складчатых поясов отличаются повышенной сложностью (рис. 4.3), что связано с наличием региональных и локальных горизонтальных движений (см. разделы 5.1—5.3).

4.2.3. РЕКОНСТРУКЦИЯ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ДВУХ КОНТИНЕНТОВ

Палеомагнитные определения дают, по существу, взаимное расположение точек наблюдений по древней широте и по отношению к полюсам, а также ориентировку территорий по отношению к меридиану. Исходя только из палеомагнитных данных для одной и той же эпохи никаким способом нельзя получить разницу между долготами точек в то время, если эти точки принадлежат разным континентам (плитам, блокам), испытывавшим затем взаимное перемещение. Однако эта задача может быть решена, если известно, что оба блока в прошлом были частью одной плиты, т. е. в течение определенного интервала времени их взаимное положение не менялось. Есть два способа решения этой задачи — способ Ирвинга [75] и способ Грэхема [82].

Способ Ирвинга состоит в следующем (рис. 4.4). Пусть имеются положения трех палеомагнитных полюсов P_1 , P_2 и P_3 , вычисленные относительно точки A наблюдения на первом континенте для моментов геологического времени t_1 , t_2 и t_3 , а также значения φ_1 , φ_2 , φ_3 палеомагнитных широт точки B на втором континенте в те же моменты. Окружности малых кругов, описанные на земной поверхности вокруг полюсов P_1 , P_2 и P_3 дугами $90^\circ - \varphi_1$, $90^\circ - \varphi_2$ и $90^\circ - \varphi_3$, задают возможные положения точки B второго континента. Если оба континента не изменили своего взаимного расположения за время $t_1 - t_3$, эти окружности

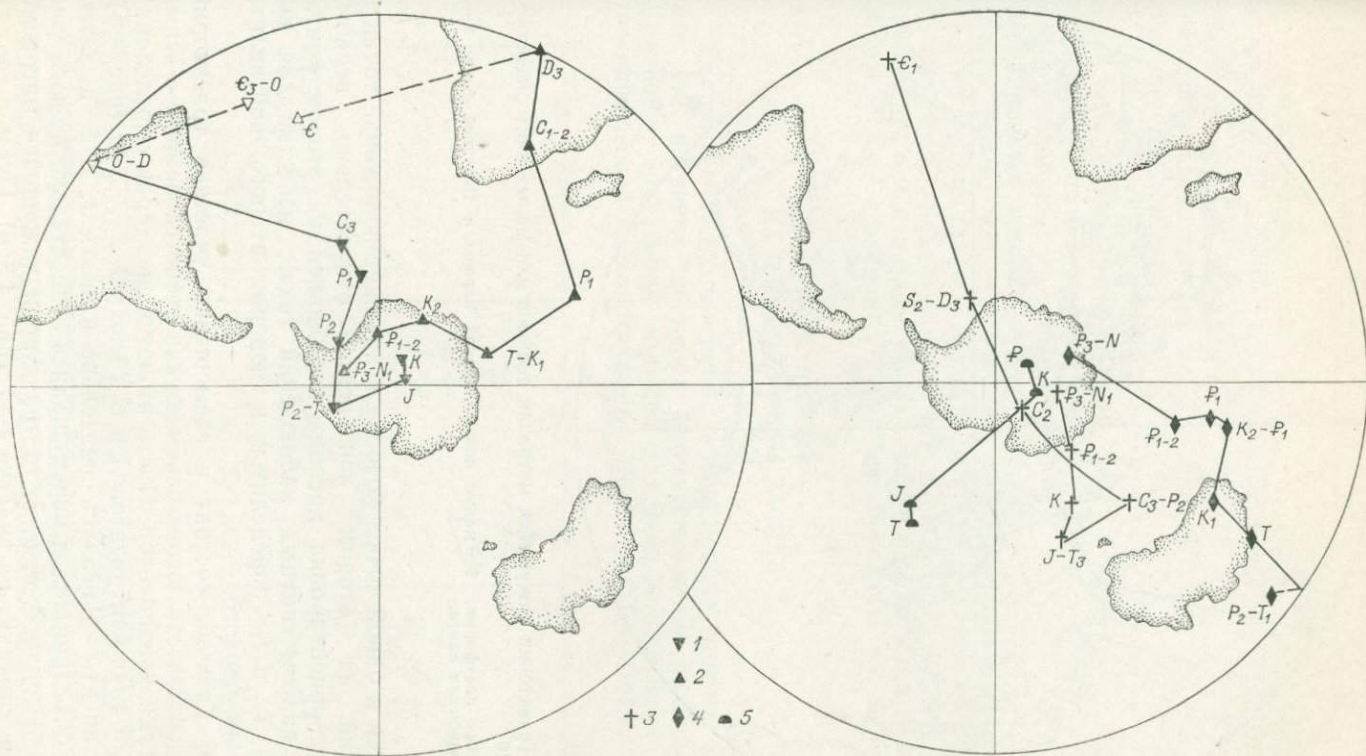


Рис. 4.2. Траектории кажущейся миграции полюсов для южных континентов.

1 — Южная Америка; 2 — Африка; 3 — Австралия; 4 — Индия; 5 — Антарктида.

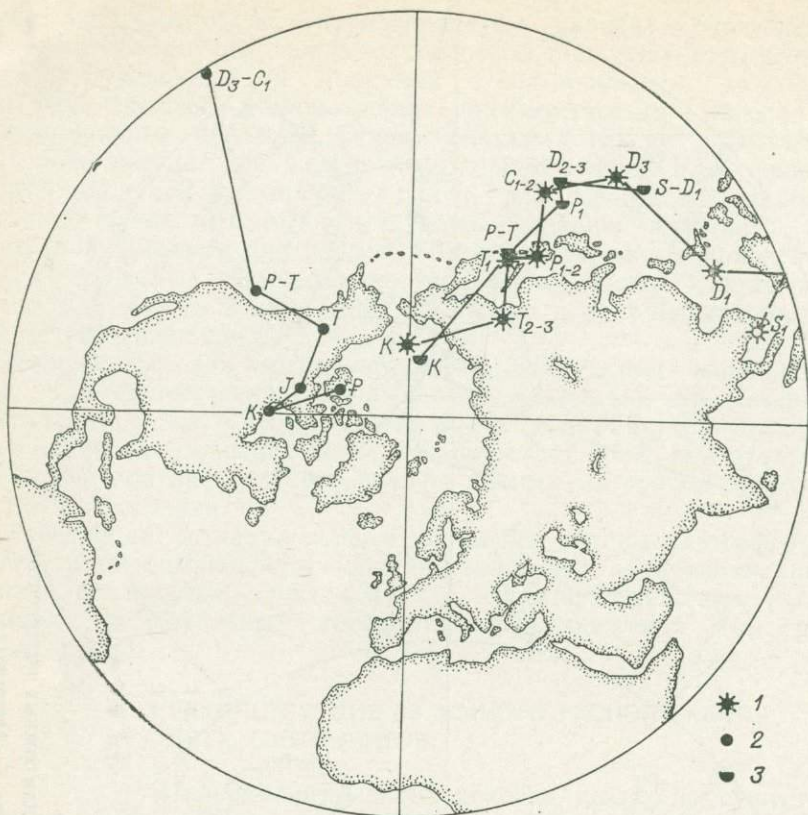


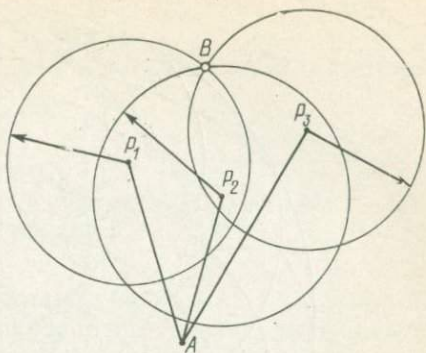
Рис. 4.3. Траектории кажущейся миграции полюсов для малых плит северного полушария.

1 — Сибирская платформа; 2 — малые плиты Южной Европы и Передней Азии; 3 — Скифско-Туранская плита.

пересекутся в одной точке, которая и покажет положение точки *B* наблюдений на втором континенте относительно первого. Поскольку ориентировка древних меридианов на втором континенте из палеомагнитных наблюдений также известна для моментов t_1 , t_2 и t_3 , определится и поворот второго континента относительно первого.

Способ Грэхема состоит в совмещении участков траекторий полюса и соответствующем перемещении тесно связанных с этими траекториями континентов. Пусть имеются две серии определений полюса для двух континентов *A* и *B* в эпохи 1, 2, ..., 10 (рис. 4.5). Если континенты двигались раздельно в эпохи 1, 2, 3, а затем в эпоху 4 объединились и перемещались относительно полюса уже совместно в эпохи 4, 5, 6, 7, то траектории кажущейся миграции их полюсов совпадут на участке 4—7 (рис. 4.5, а). Пусть в эпоху 7

Рис. 4.4. К установлению предшествующего взаимного расположения двух точек палеомагнитных определений [75].



произошел раскол и в дальнейшем континенты двигались друг относительно друга (эпохи 8—10), в результате чего современное положение континентов и жестко связанных с ними миграционных кривых оказалось таким, как на рис. 4.5, б. Последовательно совмещая участки миграционных кривых начиная с точки 10, обнаружим участок 4—7, где эти кривые совпадают (рис. 4.5, в), и найдем таким образом взаимное расположение континентов А и Б, время образования 4 и распада 7 суперконтинента АБ.

4.2.4. СУПЕРКОНТИНЕНТЫ, ИХ ОБРАЗОВАНИЕ И РАСПАД

Впервые метод совмещения миграционных кривых был применен при изучении процесса формирования и распада Пангеи. Сравнение траекторий полюсов для всех континентов на палеогеографической реконструкции Вегенера—Дю-Тойта показало,

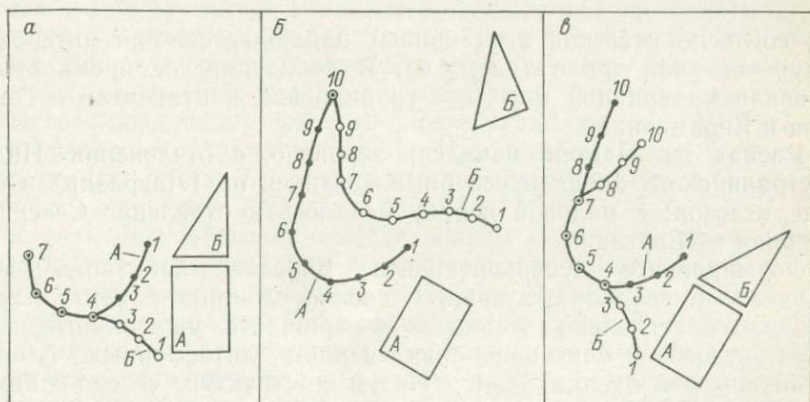


Рис. 4.5. Реконструкция взаимного расположения двух континентов А и Б, которые были частью одной плиты ([82], с изменениями и дополнениями).

1—10 — последовательные положения палеомагнитных полюсов для континентов А и Б.
а — положение континентов и полюсов в конце интервала времени 4—7 их общего движения; б — современное положение континентов и траекторий кажущейся миграции; в — реконструкция положений континентов путем совмещения траекторий на участке 4—7.



Рис. 4.6. Схема траекторий миграции палеомагнитных полюсов на реконструкции Пангеи ([82], с изменениями).

1—3 — траектории миграции полюса для Сибири, Гондваны и Еврамерики до образования Пангеи; 4—9 — траектории мезозойской миграции полюса (4 — для Индии, 5 — Африки, 6 — Европы, 7 — Северной Америки, 8 — Южной Америки, 9 — Антарктиды).

что согласие участков этих кривых наблюдается для интервала силур—поздний триас (рис. 4.6). В досилурийское время существовали по крайней мере две группировки континентов — Гондвана и Еврамерика.

Распад же Пангеи начался, вероятно, с отчленения Индо-Австралийского блока и северных континентов (Лавразии) в начале мезозоя; в меловой период началось и отделение Северной Америки от Евразии.

Формирование суперконтинента Евразии, как показывает сравнение миграционных кривых, носило сложный характер, происходило в несколько этапов и завершилось уже в интервале конец мезозоя — олигоцен причленением литосферных блоков замкнувшегося океана Тетис, Индии и структур северо-востока территории СССР.

Эти этапы альпийской консолидации Евразии обсуждены в гл. 5; здесь же рассмотрим палеомагнитные данные о более ранних этапах формирования Евразии, непосредственно касающиеся территории СССР.

История позднепротерозойских и палеозойских горизонтальных движений, сформировавших современную структуру большей части Северной Евразии, является одной из важнейших и в то же время еще далеких от решения проблем глобальной тектоники. Этим в значительной мере определяется неоднозначность и неопределенность глобальных реконструкций, особенно для додевонских эпох. Существует ряд сильно различающихся между собой реконструкций [31, 59], из сравнения которых можно видеть, что ключевым здесь является вопрос о взаимном положении Русской и Сибирской платформ как допалеозойских «ядер» Северо-Европейской и Восточно-Сибирской плит.

Идея применения палеомагнитных методов для исследования палеозойской истории горизонтальных движений Русской и Сибирской платформ возникла еще в начале 60-х годов, когда впервые были получены и проанализированы временные ряды палеомагнитных определений по палеозою этих платформ [48]. Было показано, что эти ряды могут быть согласованы между собой в том случае, если считать, что обе платформы не только двигались относительно географического полюса, но и существенно изменяли при этом свое взаимное расположение, по крайней мере в течение раннего палеозоя. Позже была предложена альтернативная гипотеза, согласно которой расхождение раннепалеозойских палеомагнитных полюсов объяснялось широким развитием процессов позднепалеозойского перематирования на Русской платформе и ее обрамлении [65]. При этом вопрос о взаимном перемещении Русской и Сибирской платформ в раннем палеозое оставался открытым [32].

Современное состояние исследований в области палеомагнетизма позднепротерозойских и палеозойских образований Русской и Сибирской платформ позволяет более детально рассмотреть проблему их горизонтальных движений. В каталоге палеомагнитных данных (см. приложение) представлено 165 палеомагнитных определений для палеозоя и раннего триаса в пределах эпикавказских платформ и 105 определений по их обрамлению — Уральскому поясу, Казахстанскому блоку, Скифско-Туранской молодой плите, Алтае-Саянской складчатой области. Эти данные были проанализированы и отобраны в соответствии с принятыми минимальными критериями достоверности (см. раздел 4.1). Определения для каждой из тектонических единиц сгруппированы по временным интервалам порядка одной-двух геологических эпох

и для каждой тектонической единицы вычислен средний палеомагнитный полюс (рис. 4.7).

Палеомагнитные полюсы по раннему палеозою Сибирской платформы имеют хорошую внутреннюю сходимость ($A_{95}=3\div 8^\circ$). Заметна постепенная их миграция сначала на запад в пределах умеренных южных широт запада Тихого океана, а затем — после среднего кембрия — на север, через Австралию к экватору. Среднепалеозойские полюсы немногочисленны, обнаруживают плохую сходимость ($A_{95}=12\div 24^\circ$). Это, вероятно, обусловлено ошибками возрастных определений, так как исследованы главным образом немые красноцветные толщи и интрузии. Пермские и триасовые полюсы наиболее многочисленны ($N=27$) и внутренние согласованы ($A_{95}=4\div 8^\circ$); средний полюс расположен в Охотском море, восточнее о. Сахалин.

Палеомагнитные полюсы по Алтае-Саянской области немногочисленны, но тем не менее обнаруживают ясную тенденцию смещения на юг в среднем палеозое и на запад в раннем по отношению к одновозрастным полюсам Сибирской платформы.

Палеомагнитные полюсы позднего палеозоя и начала триаса для Русской платформы наиболее многочисленны ($N=52$) и внутренне согласованы. Хорошую внутреннюю сходимость имеют также средне- и раннепалеозойские полюсы, однако малое число определений и вероятность позднепалеозойского перематирования заставляют рассмотреть специально проблему досреднекарбоневой части траектории.

Группа раннекарбоневых полюсов в приложении относится к концу визейского и намюрского веку. Одно определение (не включенное в таблицу) на турнейских красноцветах Подмосковного бассейна дало полюс $\Phi = 7^\circ$, $\Lambda = 133^\circ$ [32, с. 137]. Близкий полюс был вычислен для «аномальной» группы векторов, выделенных в процессе термочистки некоторых верхнедевонских красноцветов Валдая: $\Phi = -8^\circ$, $\Lambda = 139^\circ$ [32, с. 136]. Эти полюсы недалеко от одновозрастных полюсов Урала группы А. Подробные исследования палеомагнетизма ордовика Прибалтики выделили и здесь подобную же «аномальную» группу векторов, соответствующую полюсу $\Phi = -13^\circ$, $\Lambda = 133^\circ$ [47]. Единственный раннеордовикский полюс для Урала лежит еще западнее. Послеордовикские полюсы группы А Урала практически совпадают с одновозрастными полюсами Русской платформы. Большинство определений, отнесенных к группе А, было получено на породах, залегающих к западу от Главного разлома Урала и его зеленокаменного пояса и, следовательно, в тектоническом отношении принадлежащих к группе полюсов Русской платформы. Напротив, все точки определений группы В относятся к зеленокаменному поясу и расположены вблизи Главного разлома. Геологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о широком развитии в этой зоне левосторонних сдвигов, надвигов и поворотов масс пород против часовой стрелки [18]. Вероятно, этим и обусловлено отклонение миграционной кривой для группы В к востоку.

Палеомагнитные определения на Скифско-Туранской плите выполнены на дислоцированных образованиях, и смещение полюсов для этих плит на юго-запад по отношению к одновозрастным полюсам Русской платформы (см. приложение) можно объяснить поворотами по часовой стрелке блоков пород в результате правосторонних сдвигов.

Палеомагнитные полюсы Казахстанского блока, наоборот, сильно смещены к северо-востоку. Кривая миграция полюса от девона до конца палеозоя лежит севернее траектории для уральской группы В.

Проведенный обзор рядов палеомагнитных определений, которые представлены в приложении, позволяет построить стандартные траектории миграции полюса в палеозое для Сибирской и Русской платформ.

Сибирская платформа. В качестве траектории миграции полюса можно рассмотреть кривую, проведенную через полюсы для Восточно-Сибирской плиты (см. приложение). Этот ряд

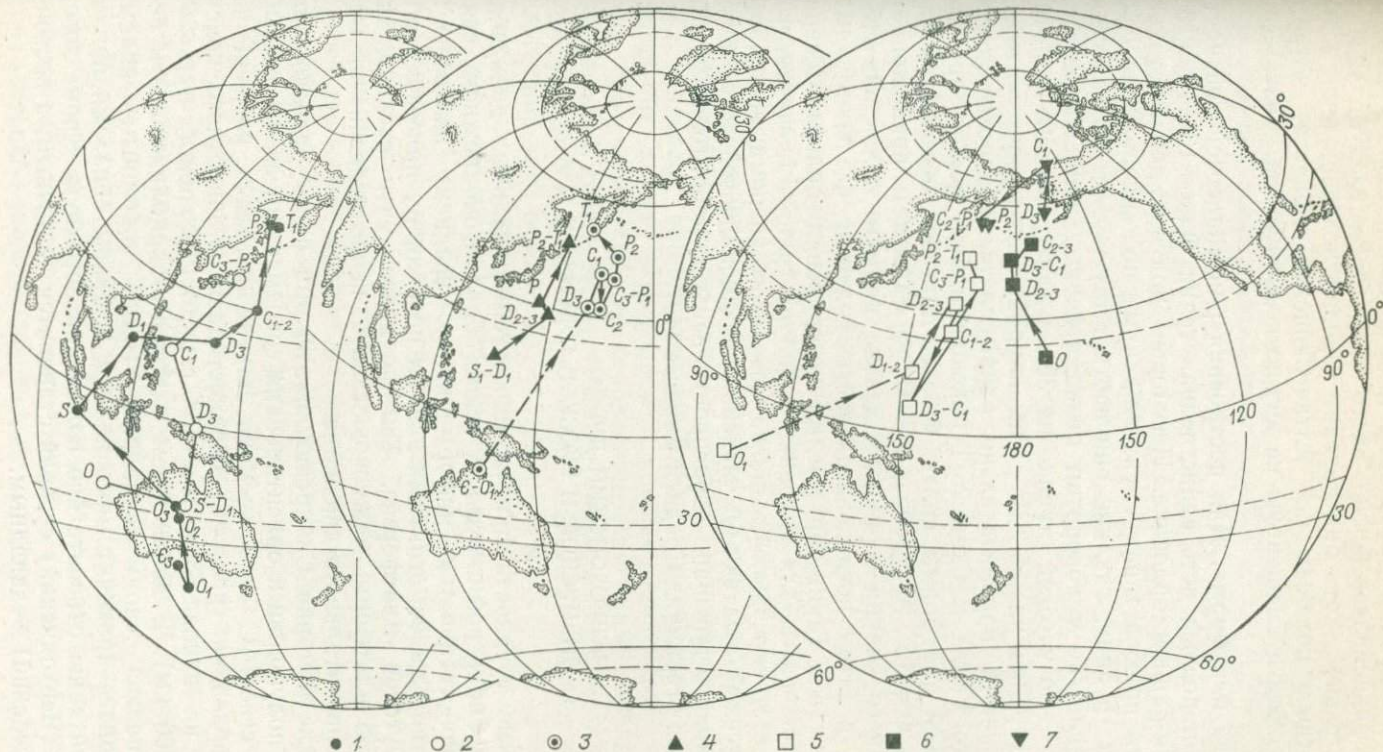


Рис. 4.7. Траектории кажущейся миграции полюсов для тектонических единиц на территории СССР.

1 — Сибирская платформа; 2 — Алтае-Саянская область; 3 — Русская платформа; 4 — Скифско-Туранская плита; 5 — Урал, группа А; 6 — Урал, группа В; 7 — Казахстанский блок.

вполне достоверен в кембрийско-ордовикской и пермо-триасовой частях. Среднепалеозойскую часть траектории следует считать приблизительной, хотя она находит хорошее подтверждение в палеомагнитных полюсах по Алтае-Саянской области, которые образуют хотя и смещенную на юг, но подобную же кривую (см. рис. 4.7).

Русская платформа. Для построения раннепалеозойской части траектории полюса есть единственная точка $\Phi = -13^\circ$, $\Lambda = 135^\circ$ в кембрии-раннем ордовике. Некоторым подтверждением такого положения полюса могут служить данные по ордовика в обеих уральских группах, так как они соответствуют тем же палеоширотам Урала, но с поворотом палеомагнитных направлений для группы А — по часовой стрелке на 35° , а для группы В — против часовой стрелки на 55° . В раннесилурийскую эпоху, учитывая разный знак и приблизительно равные углы поворота блоков Восточного Урала и Скифско-Туранской плиты, можно принять для Русской платформы полюс $\Phi = 8^\circ$, $\Lambda = 147^\circ$, средний между полюсами $\Phi = 13^\circ$, $\Lambda = 169^\circ$ и $\Phi = 6^\circ$, $\Lambda = 128^\circ$ (см. приложение). Для позднего силура — раннего девона примем полюс $\Phi = 15^\circ$, $\Lambda = 151^\circ$, а затем последовательность полюсов Φ , Λ : 31, 161; 19, 155; 46, 158°. Таким образом, мы игнорировали полюсы Северо-Европейской плиты для ордовика и силура группы I, считая, что они соответствуют полю позднепалеозойского перемагничивания. Кроме Русской платформы явления позднепалеозойского перемагничивания были широко распространены на территории Урала и в пределах герцинид Средней Европы [47].

4.3.2.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ДРЕЙФ СИБИРСКОЙ И РУССКОЙ ПЛАТФОРМ

Основные трудности при изучении горизонтальных движений Русской и Сибирской платформ, таким образом, по-прежнему связаны с двойственностью информации по среднему палеозою и с недостатком палеомагнитных данных по раннему палеозою собственно Русской платформы. Тем не менее, учтя сведения по обрамлению платформ, можно составить непротиворечивую модель их горизонтального движения.

В начале кембрия Сибирская платформа была расположена в южном полушарии и ориентирована современным своим южным краем на север. С того времени плита двигалась на север и к концу ордовика (рис. 4.8) переместилась из широтного пояса $30-10^\circ$ ю. ш. в пояс 5° ю. ш. — 15° с. ш., т. е. прошла путь 25° (около 3000 км). В дальнейшем платформа приближается к северному полюсу своим западным (ныне восточным) краем, в пермо-триасе проходит мимо полюса и, таким образом, меняет свою ориентацию относительно полюса на обратную. Кроме того, западный (Верхоянский) ее край становится восточным, а восточный (Енисейский) — западным.

Рис. 4.8. Дрейф Сибирской платформы в фанерозое.

Русская платформа в раннем палеозое была расположена в южном полушарии в низких широтах. В конце силура экватор проходил по Уралу. В дальнейшем Русская платформа двигалась в общем на север с поворотом по часовой стрелке. В турнейский век и в середине карбона были возвратные движения со смещением на юг, к экватору.

В интервале от позднего силура до раннего карбона включительно Алтае-Саянская складчатая область испытывает поворот по часовой стрелке относительно Сибирской платформы. В силуре также начались и, вероятно, лишь в ранней перми закончились

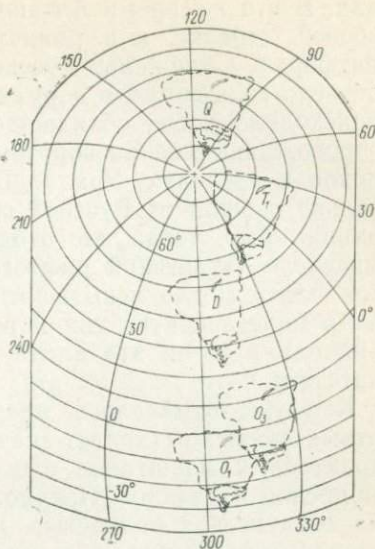
движения в пределах Уральского складчатого пояса, сопровождавшиеся поворотами ряда блоков против часовой стрелки.

Скифско-Туранская плита в течение среднего и позднего палеозоя двигалась, по-видимому, вместе с Русской платформой; расхождение же их миграционных кривых объясняется поворотом масс по часовой стрелке, сопровождавшим правосторонние сдвиги. Медленный дрейф Казахстанского блока к северу длился в течение среднего и позднего палеозоя; раннепалеозойская история его движений пока неизвестна.

Как показывают данные приложения, только к концу палеозоя все рассмотренные тектонические единицы спаялись воедино, образовав Северо-Евразийскую литосферную плиту.

Интересно, что движение Сибирской платформы от позднего кембрия до современности можно представить как перемещение по большому кругу почти без вращения (см. рис. 4.8). Простота этого движения наводит на мысль, что все это время Сибирская платформа была частью большой плиты. Входили ли в состав этой плиты какие-либо части восточной Гондваны и блоки юго-восточной Азии, — пока неизвестно, хотя близость раннепалеозойских полюсов Сибири и Гондваны отмечалась неоднократно [32]. Что же касается относительных движений плит, то поздний протерозой характеризовался отодвиганием сибирских и, вероятно, казахстанских блоков от Русской платформы.

В раннем палеозое Сибирскую и Русскую платформы разделяло большее пространство, чем сейчас. Затем, вместе с движением этих платформ на север, началось их косое сближение, которое сопровождалось поперечным сжатием Уральской геосинкли-



нали. В это же время Алтае-Саянская область поворачивается по часовой стрелке и в раннем карбоне примыкает к Сибирской платформе. Сближение Русской и Сибирской платформ, вероятно, достигло максимума в пермское время. Примерно в это же время происходило косое сближение Казахстанского блока с Уралом, сопровождавшееся разворотом против часовой стрелки некоторых блоков в пределах Урала. В триасе Сибирская платформа несколько отошла от Русской своим современным северным краем. По-видимому, тогда же отодвинулся Таймыр и сформировался Енисейско-Хатангский рифтогенный прогиб [12]. Скифско-Туранская плита могла испытывать внутренние сдвиговые деформации как в палеозойскую, так и в мезозойскую эру, однако ясно, что к началу мезозоя эта плита составляла единое целое с Русской платформой.

Как уже отмечалось, предлагаемая интерпретация палеомагнитных данных оставляет значительную неопределенность в оценке характера и масштабов относительных перемещений Русской и Сибирской платформ. Предложенные ранее альтернативные решения пока нельзя полностью исключить, хотя они кажутся менее вероятными. Проблема в целом подлежит дальнейшему исследованию.

4.4. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЮСЫ И КИНЕМАТИКА ПЛИТ

4.4.1. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОЛОЖЕНИЙ ПЛИТ

Основной задачей интерпретации данных о палеомагнитных полюсах в терминах тектоники плит является перевод траекторий кажущейся миграции палеомагнитных полюсов в движение самих плит, получение кинематических параметров этого движения и, наконец, осуществление палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Чтобы найти наилучшее решение этой задачи, рассмотрим сначала движение жестких тел по поверхности сферы [23]. Согласно теореме Эйлера любые перемещения жестких тел по поверхности сферы представляют собой только повороты. В отличие от движения на плоскости, где любое перемещение тела можно разложить на две составляющие — параллельный перенос и собственное вращение, на сфере параллельные переносы невозможны. Когда говорят о сочетании поворотов и перемещений, особенно часто это бывает при рассмотрении задач региональной и местной тектоники, в действительности имеют в виду сочетание поворотов вокруг близкого и далекого полюсов вращения, что эквивалентно некоторому суммарному повороту.

Пусть известны палеомагнитный полюс с координатами Φ , Λ для определенного момента геологического времени и современное положение соответствующей плиты. Этот палеомагнитный

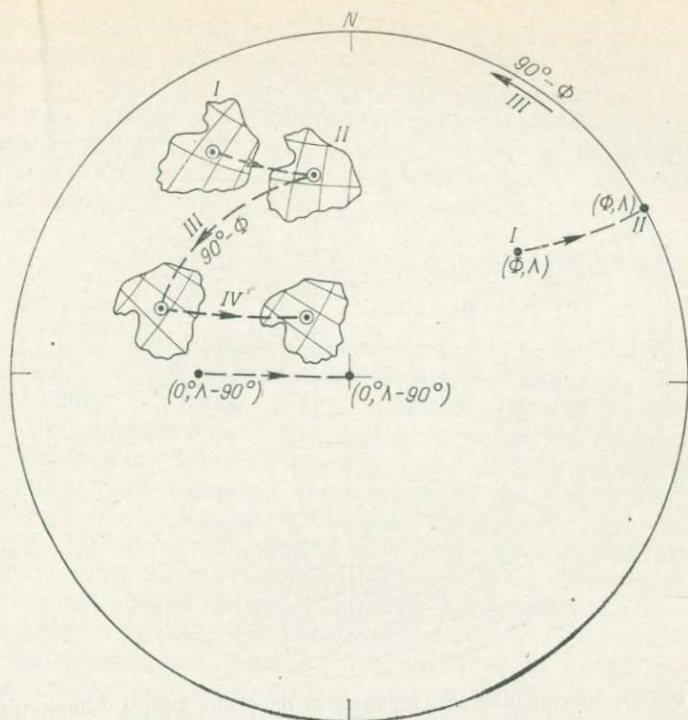


Рис. 4.9. Графический способ палеомагнитных реконструкций.

I — положение плиты и палеомагнитного полюса в современных координатах; *II* — приведение полюса на край сетки и соответствующее перемещение плиты вдоль современных параллелей (поворот вокруг точки *N*); *III* — приведение точки (Φ, Λ) на полюс и поворот плиты вокруг центра сетки на угол $90^\circ - \Phi$; *IV* — смещение плиты вдоль палеопараллелей.

полюс можно перевести в географический бесконечным множеством поворотов. Полюсы поворотов должны лежать на окружности большого круга, которая находится на одинаковом расстоянии от одноименных (северных или южных) географического и палеомагнитного полюсов [23]. Такому же повороту необходимо подвергнуть плиту, поскольку полюс и плита тесно связаны между собой. После выполнения поворота палеомагнитная информация оказывается исчерпанной, положение и ориентация плиты относительно палеогеографической сетки найдены. Однако палеодолгота остается неизвестной, так как любое вращение плиты вокруг оси, проходящей через полюс, не меняет ни палеошироту, ни ориентацию плиты и, следовательно, удовлетворяет палеомагнитным данным.

На практике при графическом способе палеорекопструкций применяется поворот вокруг оси, проходящей через точку пересечения дуги большого круга с экватором, т. е. через точку с широтой $\varphi_P = 0^\circ$ и долготой $\lambda_P = (\Lambda - 90^\circ)$ (рис. 4.9). Выполнив

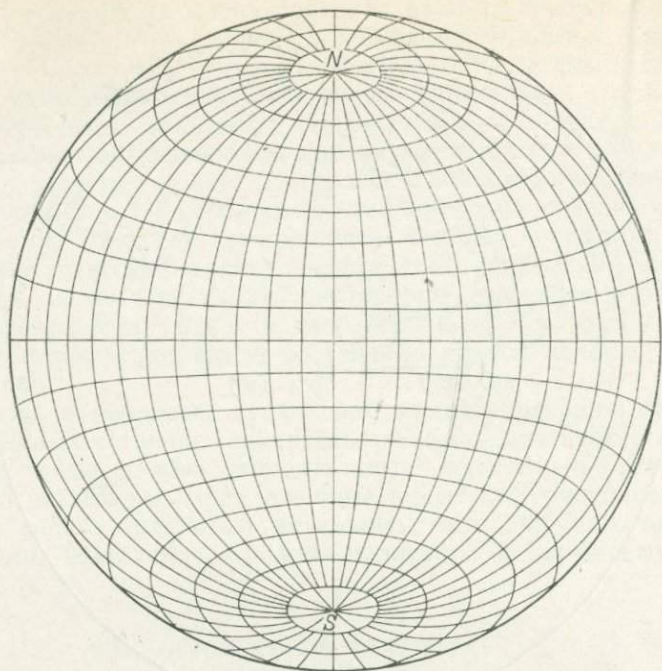


Рис. 4.10. Равноплощадная экваториальная проекция сферы с диаметром 240° .

подобные операции для всех литосферных плит, получим некоторую промежуточную схему. Ее затем можно легко преобразовать в палеогеографическую реконструкцию, если осуществить необходимые повороты плит вокруг палеогеографического полюса, т. е. сместить плиты по палеопараллелям до получения непротиворечивой картины. Учитывая неизбежное наличие погрешностей в координатах средних палеомагнитных полюсов для плит, в некоторых случаях необходимо вводить малые поправки, не выходящие за пределы радиусов кругов доверия A_{95} для средних палеополюсов.

Для реконструкций наиболее удобна равноплощадная экваториальная проекция сферы — проекция Ламберта (сетка Шмидта), имеющая диаметр 240° (рис. 4.10). Контуры плит и материков, а также узлы современной географической 10° -градусной сетки трансформируются и переносятся на палеогеографическую сетку с помощью тех же двух поворотов, которые выполняются и для палеомагнитных полюсов. Для облегчения и ускорения этой операции строят серию косых равноплощадных проекций с наклонами оси от 10° до 90° . Ими пользуются как проекциями современной географической сетки в палеогеографической системе координат. При этом указанные выше построения достаточно выполнить только для двух точек — современного полюса и какой-либо одной точки плиты. Затем, подобрав подходящую косую сетку, совме-

щают обе точки косо́й сетки с соответствующими точками палеогеографической (экваториальной) проекции. Далее, используя рисунок и положение косо́й сетки как современную географическую сетку, можно легко построить контуры и любые точки плиты в палеогеографической системе координат, т. е. на реконструкции.

Существуют способы подобных построений с помощью ЭВМ, разработаны соответствующие программы [31].

4.4.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ

Изложенный выше способ реконструкции с помощью двух последовательных поворотов — сначала вокруг точки (0° , $\Lambda - 90^\circ$), а затем вокруг полюса ($\varphi = 90^\circ$) для каждой плиты — позволяет выполнить реконструкцию, но не дает возможности установить кинематические параметры движения плит. В тектонике плит широко используются три параметра, которые определяют относительное движение двух плит, это — широта φ_P и долгота λ_P полюса поворота и угол θ , на который необходимо повернуть одну из плит, чтобы привести ее в прежнее положение относительно другой плиты. Способы определения этих параметров по ориентировке трансформных разломов и совмещению полосовых магнитных аномалий на океанах хорошо разработаны [23]. Однако до сих пор в литературе нет сведений, что для этой цели используются данные о палеомагнитных полюсах или что разрабатывается соответствующий способ. Между тем вычисление параметров поворота по данным о палеомагнитных полюсах было бы весьма ценно, так как это дало бы возможность сопоставить эти параметры с найденными по полосовым аномалиям и таким образом количественно оценить соответствие независимых реконструкций.

Для решения этой задачи предварительно определим общий полюс поворота двух плит. Пусть даны две плиты с палеомагнитными полюсами P_1 и P_2 , координаты которых Φ_1 , Λ_1 и Φ_2 , Λ_2 (рис. 4.11). Как уже указывалось, полюс поворота, приводящего палеомагнитный полюс к географическому, а соответствующую плиту — к ее палеогеографическому положению, должен лежать на дуге большого круга, равноотстоящего от обоих полюсов, т. е. на дуге, соединяющей точки $M_1[(90^\circ + \Phi_1)/2, \Lambda_1]$ и $N_1(0^\circ, 90^\circ - \Lambda_1)$. Для второй плиты может быть построена другая дуга большого круга, проходящая через точки $M_2[(90^\circ + \Phi_2)/2, \Lambda_2]$ и $N_2(0^\circ, 90^\circ - \Lambda_2)$, которая также является геометрическим местом полюсов поворотов, приводящих палеомагнитный полюс к географическому. Точка пересечения $P_0(\varphi_P, \lambda_P)$ этих дуг будет полюсом поворота, восстанавливающего одновременно как взаимное размещение плит, так и их положение относительно географического полюса. При этом, конечно, углы поворотов θ_1 и θ_2 , приводящих палеомагнитные полюсы к географическому, будут разными для первой и второй плит, а их разность и даст угол θ , характеризующий

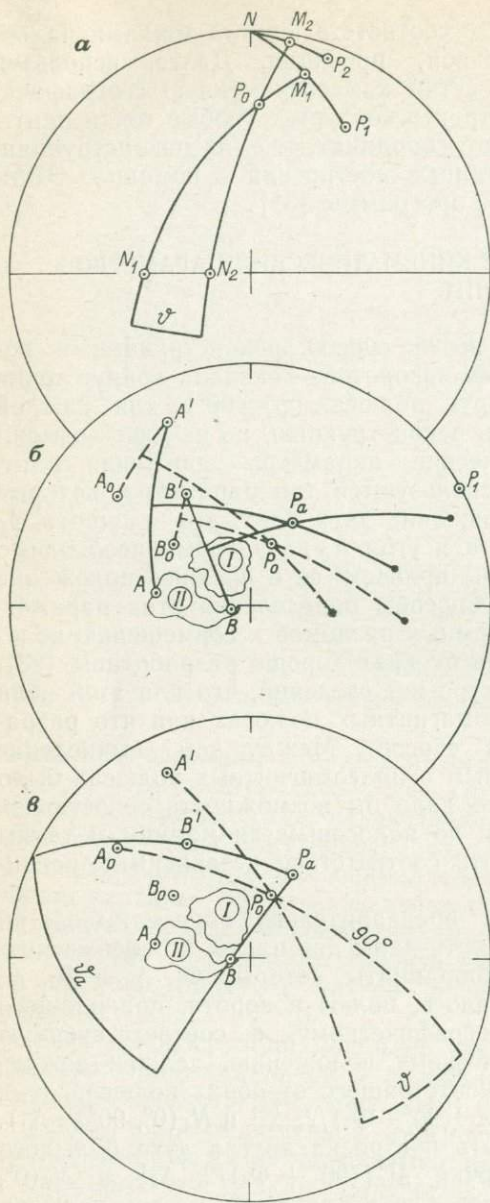


Рис. 4.11. Определение кинематических параметров относительного движения двух плит.

a — определение общего полюса P_0 поворота двух плит с палеомагнитными полюсами P_1 и P_2 ; *б* — определение полюса P_a абсолютного движения плиты I и полюса P_0 поворота плиты II по отношению к плите I; *в* — определение углов абсолютного ψ_a и относительного ψ поворота плит.

поворот второй плиты относительно первой (рис. 4.11, *a*). Очевидно, что найденные таким способом параметры поворота φ_P , λ_P и ψ в общем случае не совпадут с параметрами относительных движений плит, вычисленными по полосовым аномалиям.

Для полного решения задачи следует использовать уже выполненные палеомагнитные реконструкции. Техника определения параметров относительного и абсолютного поворотов состоит в следующем (рис. 4.11, *б*, *в*). На реконструкции в пределах одной из плит, например плиты II, выберем две удаленные друг от друга точки A и B. Путем операций, обратных по очередности изображенным на рис. 4.9, установим положение этих точек A' и B' , когда плита I возвращается в современное положение.

Используя пары точек AA' и BB' , приемом, аналогичным примененному для определения общего полюса поворота двух плит, найдем полюс P_a и угол ψ_a поворота, которые будут полюсом и углом абсолютного поворота плиты I. Полюс P_0 и угол ψ поворота плиты II по отношению к плите I легко найти тем же способом, если нанести современное положение точек A_0 и B_0 плиты II и образовать пары A_0A' и B_0B' (рис. 4.11, *б*).

Основным недостатком палеомагнитных наблюдений следует считать то, что они охватывают лишь континентальные части главных литосферных плит. Самая же протяженная из плит — Тихоокеанская — является полностью океанической. Возможности отбора образцов для палеомагнитных исследований на океанах ограничены: осадки, извлеченные с помощью донных трубок, и лавовые потоки на островах характеризуют лишь неоген-четвертичный интервал шкалы; этого крайне недостаточно для получения надежных данных о движениях океанских частей плит. Бурение дна обходится дорого, и его применение для палеомагнитных исследований требует ориентации керна по странам света; кроме того, бурение пока невозможно вне шельфа и верхних частей материковых склонов.

Поэтому были разработаны косвенные методы получения палеомагнитных данных путем изучения аномального магнитного поля. Известно три метода определения вектора намагниченности пород, слагающих дно океана [23, 82]: 1 — по рельефу и магнитному полю подводных гор, 2 — по кривым аномального поля над источниками линейных магнитных аномалий, 3 — по анизотропии аномального поля, выявляемой площадными съемками.

Все эти методы могут применяться только при выполнении следующих трех условий.

1. Либо вся намагниченность аномалиеобразующего тела является остаточной, либо известно и постоянно отношение Кеннигсбергера Q_n . Направление вектора J_n , а следовательно, и положение палеомагнитного полюса может быть определено с удовлетворительной точностью (при неизвестном значении Q_n) только в том случае, если $Q_n > 10$.

2. Естественная остаточная намагниченность приобреталась в течение 10^4 — 10^5 лет, так что палеоэволюционные вариации осреднились и оказались исключенными, а геомагнитные инверсии не нарушили однородность намагниченности тела.

3. Вторичная намагниченность (в том числе и вязкая) не должна вносить в значение J_n вклад больше нескольких процентов.

Все эти условия в основном выполняются для океанических базальтов, которые очень быстро остывали в воде, получая термоостаточную намагниченность, высокую и очень стабильную. Значения $Q_n \approx 100$ вблизи осевой зоны и падают до $Q_n \approx 20$ в породах возрастом 10 млн. лет и старше; вязкая намагниченность пренебрежимо мала [23].

Условия образования намагниченности J_n в течение 10^4 — 10^5 лет и ее однородности лучше всего выполняются для малых подводных гор — сложенных базальтами конусовидных и плосковершинных вулканических построек [23]. Большие подводные горы могли оставаться активными в течение промежутков времени, достигающих 10^7 лет, и слагающие их базальты могли

образоваться в эпохи разной полярности геомагнитного поля, что сильно осложняет интерпретацию аномального магнитного поля. Поэтому аномальное магнитное поле малых подводных гор является основным источником палеомагнитных данных о движении океанских частей литосферных плит.

Направление однородной намагниченности J подводной горы вычисляют по результатам магнитной и батиметрической съемок. Подводную гору аппроксимируют обычно призмами, размеры которых определяются конфигурацией изобат. Направление вектора J находят подбором, добиваясь наилучшего согласия аномальных полей — вычисленного H_v и наблюдаемого H_a . Применяемая методика состоит в следующем [23]. Зная направление нормального геомагнитного поля H_T в точке наблюдения i , а также размеры и расположение всех призм, рассчитывают «матрицу коэффициентов формы» S , такую, чтобы проекция H_{vi} напряженности аномального поля на направление вектора H_T в точке i была равна i -му элементу вектора $H_v = SJ$. Далее вычисляют разности $\Delta H_i = H_{ai} - H_{vi}$, где H_{ai} — наблюдаемое аномальное поле в точке i . Если измерения проводились в n точках, получают совокупность значений ΔH_i , H_{ai} , H_{vi} . Вектор J_i выбирают таким образом, чтобы остаточное поле ΔH было минимальным (по методу наименьших квадратов). Некоторые результаты палеомагнитного изучения подводных гор приведены в табл. 4.1.

Таблица 4.1. Палеомагнитные полюсы по данным изучения подводных гор [23, 82]

№ п/п	Возраст, 10 ⁶ лет	Число изученных объектов	Группы подводных гор	Палеомагнитные полюсы		
				Φ	Δ	A_{95}
1	10	7	Трайпод	87°	90°	14
2	30	1	Мидуэй	75	12	—
3	40	6	Калифорнийская	71	354	13
4	85	17	Гавайская	61	16	8
5	100	7	Японская	56	326	13
6	100	5	Гвинейская	66	252	19
7	160	7	Новоанглийская	76	108	21

С помощью этого метода установлено большое (на 30—40°) смещение Тихоокеанской плиты на север в послемеловое время. Движение происходило примерно в одном и том же направлении в течение всего кайнозоя, что можно видеть из сравнения координат палеомагнитных полюсов 1—5 в табл. 4.1. Другой важный результат — единство движений океанских и материковых частей Северо-Американской и Африканской плит, на что указывает близость координат соответствующих палеомагнитных полюсов (см. полюсы 6 и 7 в табл. 4.1 и полюсы в приложении). К сожалению, из-за молодости океанского дна метод подводных гор ограничен послетриасовым временем.

В истории горизонтальных движений литосферных плит за последние 200 млн. лет резко доминировал процесс распада позднепалеозойской — раннемезозойской Пангеи и раздвижения континентов, приведший их к современной группировке (см. раздел 4.2.4). Это обстоятельство, неоднократно подтвержденное различными методами, дает хороший инструмент для выполнения палеомагнитных реконструкций по всем периодам и даже эпохам мезозоя и кайнозоя [32, 59]. Имея в качестве начального и конечного состояний две картины расположения континентов — в раннем мезозое так называемую Пангею А, или Пангею Вегенера, и в современную эпоху, — нетрудно представить направление и масштабы движения отдельных континентальных блоков и, пользуясь средними палеомагнитными полюсами для каждого блока и каждой эпохи мезозоя и палеогена, выполнить глобальные реконструкции для этих эпох. Этот метод, однако, оставляет некоторый произвол в долготном расположении континентов и для его уменьшения введен принцип минимизации движений.

Достоверность этих построений существенно зависит от правильности одной из опорных конфигураций — раннемезозойской Пангеи. Согласно гипотезе Пангеи взаимное расположение ее частей, образовавших впоследствии современные континенты, существенно не менялось в течение позднего палеозоя и триаса. Изменялось лишь расположение единого континентального блока относительно полюса вращения Земли. Это обстоятельство дало хороший инструмент для проверки всей концепции [75]. Действительно, если взаимные перемещения континентальных блоков в позднем палеозое и триасе были малы или вообще отсутствовали, то соответствующие участки траекторий миграции полюса, построенных по данным для различных континентов, должны совпасть, но уже не на современной карте, а на палеогеографической. Если же реконструкция неверна, участки траекторий не совпадут. Кроме того, открылась возможность независимой палеомагнитной реконструкции Пангеи, для чего достаточно совместить позднепалеозойско-триасовые участки траекторий, жестко связанные с соответствующими континентами, т. е. применить способ Грэхема (см. раздел 4.2.3). Одновременно выясняется срок существования данной конфигурации Пангеи.

Проверка гипотезы Пангеи и реконструкция ее конфигурации были проведены для пермского периода [32]. При этом приняты модель наилучшего соответствия краев шельфа для континентов вокруг Атлантики и реконструкция Дю-Тойта для южных материков. Учтены также многочисленные свидетельства единства структур севера Африки и областей, в прошлом занятых западной частью океана Тетис; это единство сохранено на карте. Оказалось,

что на выполненной таким образом реконструкции пермские палеомагнитные полюсы для разных континентов расположились довольно тесной группой. Сферический гармонический анализ палеомагнитного поля перми и триаса для этой реконструкции показал дипольную структуру поля [58], что также свидетельствует о приемлемости модели.

Таким образом, несколько модифицированная Пангея Вегенера—Пангея А — может служить начальной опорной конфигурацией для мезозойских и палеогеновых палеомагнитных реконструкций (рис. 4.12—4.17). Известные реконструкции для мезозоя и палеогена [31, 59] построены другим методом — совмещением изохрон океанического дна, проведенных на основе анализа полосовых магнитных аномалий; лишь ориентация всей картины расположения континентов выполнена путем совмещения палеомагнитных полюсов для данной эпохи с географическим полюсом. Сравнение этих реконструкций с палеомагнитными показывает их общее сходство, что является хорошим подтверждением объективности как обоих методов, так и исходных данных. Однако имеются и некоторые различия.

Во-первых, представленные здесь реконструкции выполнены для таких интервалов времени, которые на большинстве континентов разделяются этапами ускоренного кажущегося перемещения палеомагнитного полюса (см. раздел 4.2), а не построены формально — через равные промежутки геологического времени. Во-вторых, в реконструкциях учтено обособление палеомагнитных провинций Восточной Азии; это открывает возможность проследить мезозойский дрейф соответствующих плит и дать основу для уточнения истории Тетиса, Монголо-Охотского и Гималайского складчатых поясов. В-третьих, реконструкции различаются также в деталях, связанных с разной оценкой масштабов горизонтальных деформаций внутри Средиземноморской области и темпов юрского раскрытия Северной и Южной Атлантики.

4.5.2. ГЛОБАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Палеомагнитные полюсы позднего и среднего палеозоя на реконструкции Пангеи ложатся единой не очень широкой полосой, что позволяет провести общую траекторию миграции полюса (рис. 4.18). Такая траектория может быть продолжена и для триаса (см. рис. 4.6). Это привело к заключению, что Пангея существовала с силура до триаса включительно и что за все это время относительные перемещения континентальных блоков не могли быть очень существенными [32, 82]. Тем более обращает на себя внимание перемещение всего массива Пангеи относительно полюса, который пересек почти всю Гондвану от северо-запада Африки до Австралии. Этот путь почти точно соответствует траектории смещения центров палеозойских оледенений Гондваны, по Р. Мааку [46].

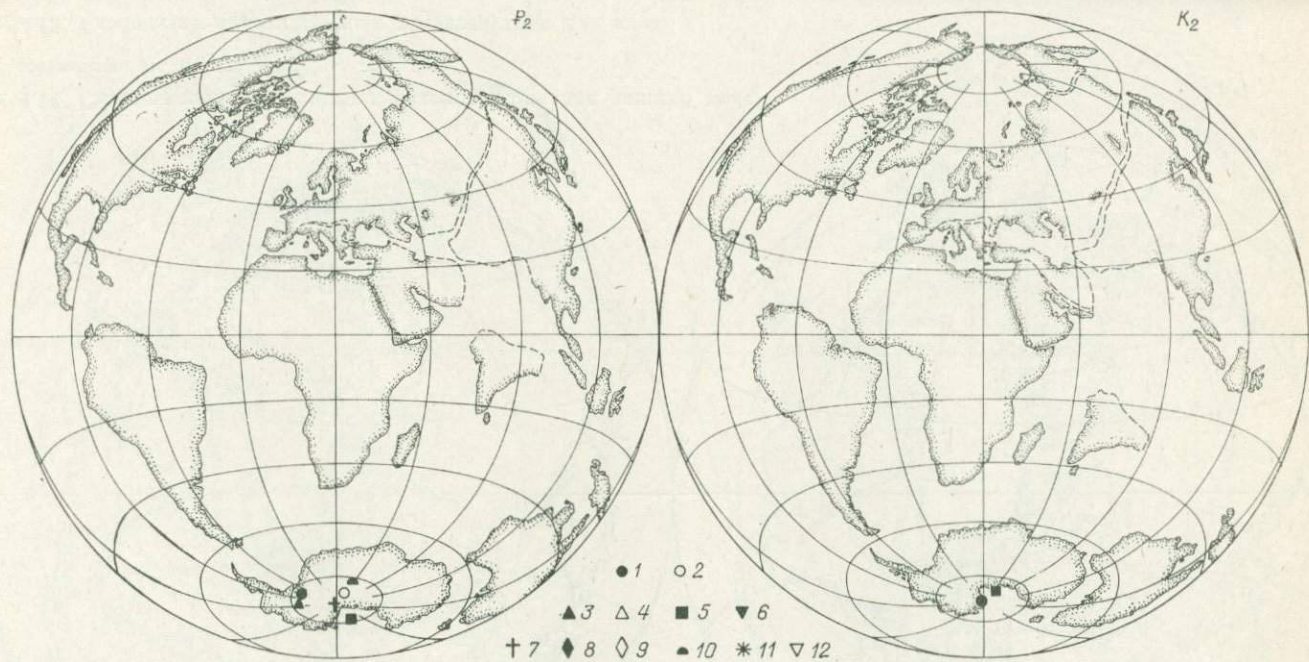


Рис. 4.12. Глобальная палеомагнитная реконструкция для эоцена.

Палеомагнитные полюсы (на рис. 4.12—4.26): 1—Северная Европа, 2—Южная Европа и Передняя Азия, 3—Африка, 4—Мадагаскар, 5—Северная Америка, 6—Южная Америка, 7—Австралия, 8—Индия, 9—Юго-Восточная Азия, 10—Антарктида, 11—Сибирь, 12—Казахстан.

Рис. 4.13. Глобальная палеомагнитная реконструкция для позднего мела.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

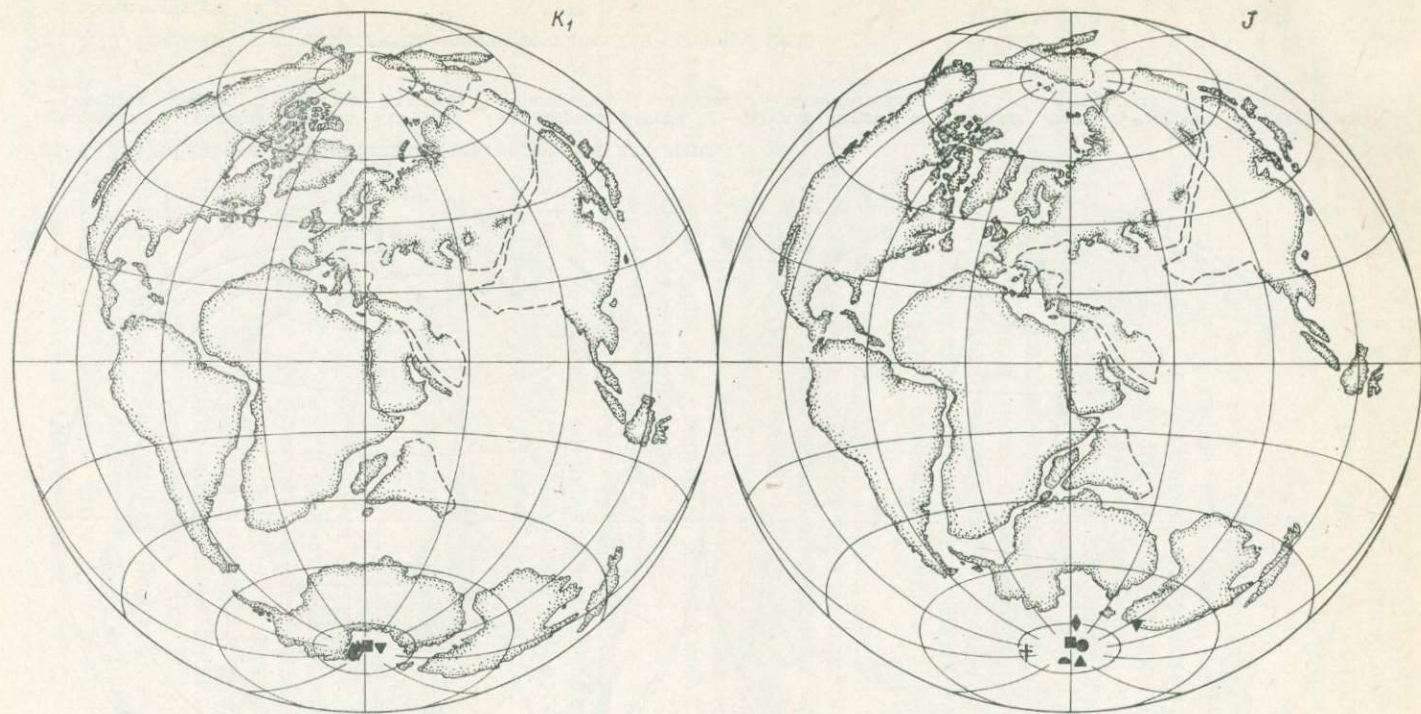


Рис. 4.14. Глобальная палеомагнитная реконструкция для раннего мела.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Рис. 4.15. Глобальная палеомагнитная реконструкция для юры.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

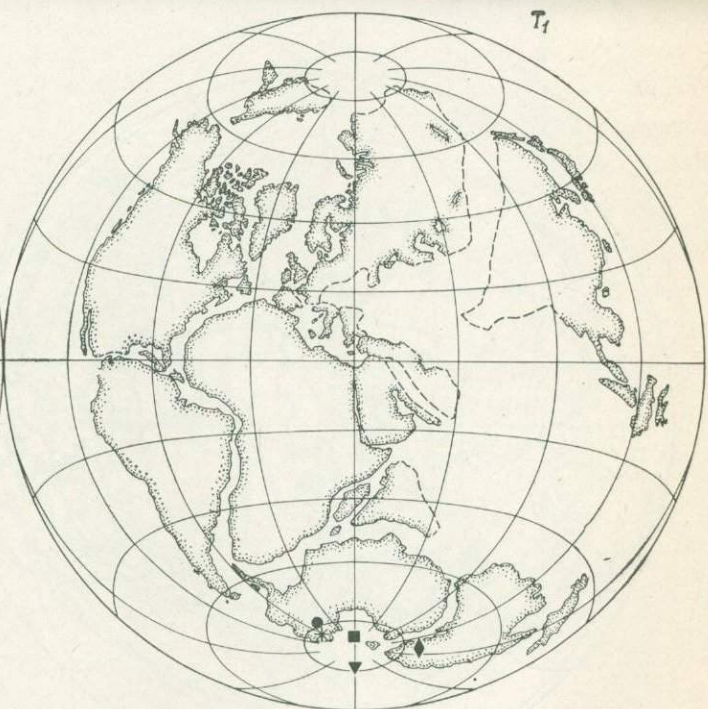
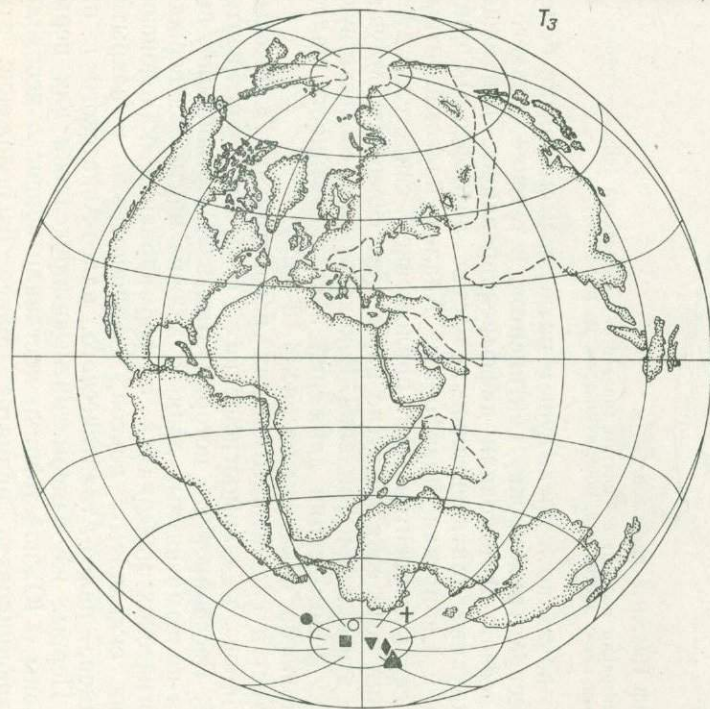


Рис. 4.16. Глобальная палеомагнитная реконструкция для позднего триаса.
Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Рис. 4.17. Глобальная палеомагнитная реконструкция для раннего триаса.
Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

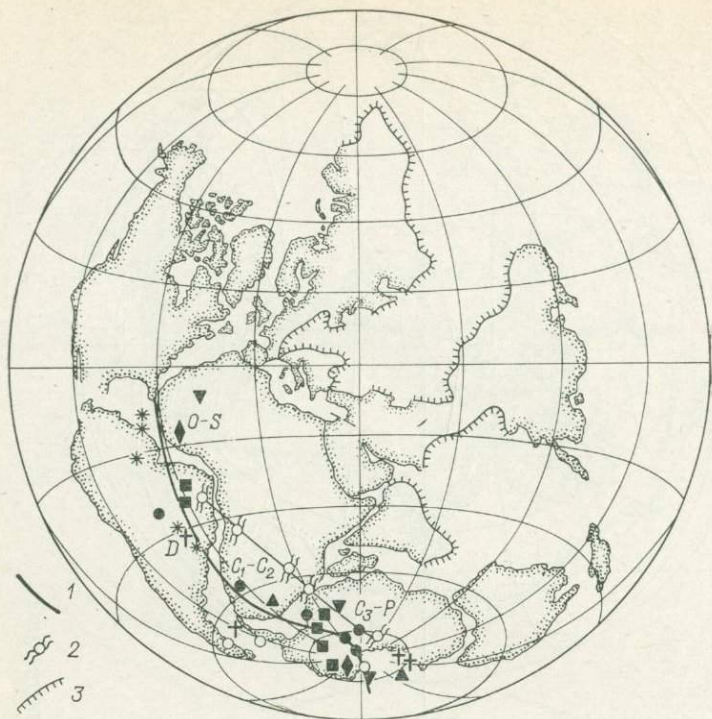


Рис. 4.18. Дрейф Пангеи в палеозое.

1 — траектория миграции полюса; 2 — центры гондванских оледенений [46]; 3 — приблизительные границы плит; другие усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Как было показано в предыдущем разделе, несмотря на более или менее тесную группировку континентов, в течение среднего и позднего палеозоя происходили дифференцированные перемещения таких крупных континентальных частей литосферных плит, как Русская и Сибирская платформы. Анализ палеомагнитных рядов для всех континентов (см. приложение) свидетельствует, что аналогично вели себя и другие пары плит северного полушария, а также эти плиты и Гондвана. Реконструкции, соответствующие принципу минимизации движений и согласованности палеомагнитных полюсов, показаны на рис. 4.18—4.24.

Для поздне- и среднепалеозойских реконструкций ключевым является вопрос о взаимоотношениях северных континентов с Гондваной. Бесспорно, что история этих взаимоотношений, вытекающая из палеомагнитных данных, должна найти подтверждение в геологических материалах о формировании каледонских и герцинских складчатых поясов, возникновении и закрытии малых океанов — палео-Атлантического, палео-Азиатского и палео-Тетиса. Первые же палеомагнитные определения для перми Южной Европы и Южной Африки поставили вопрос о необходимости модифицировать принятое ранее расположение этих

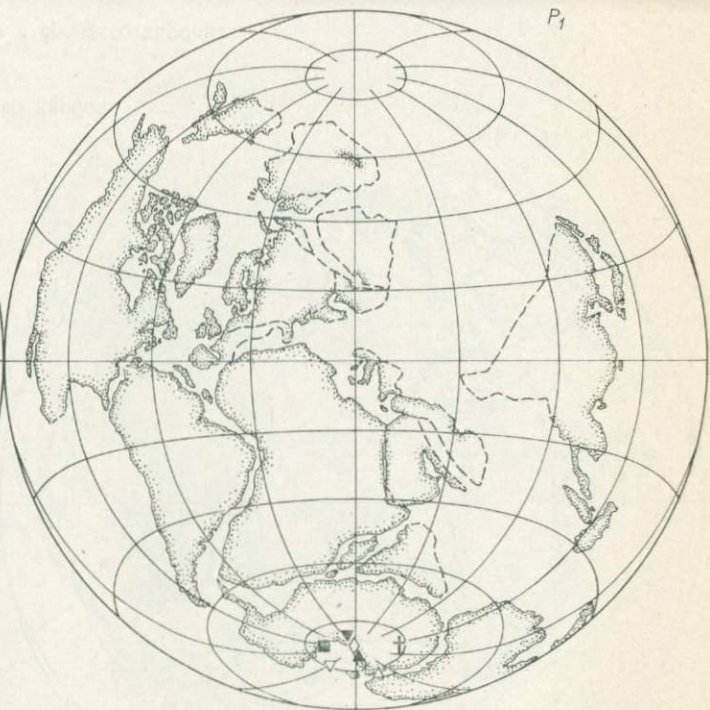
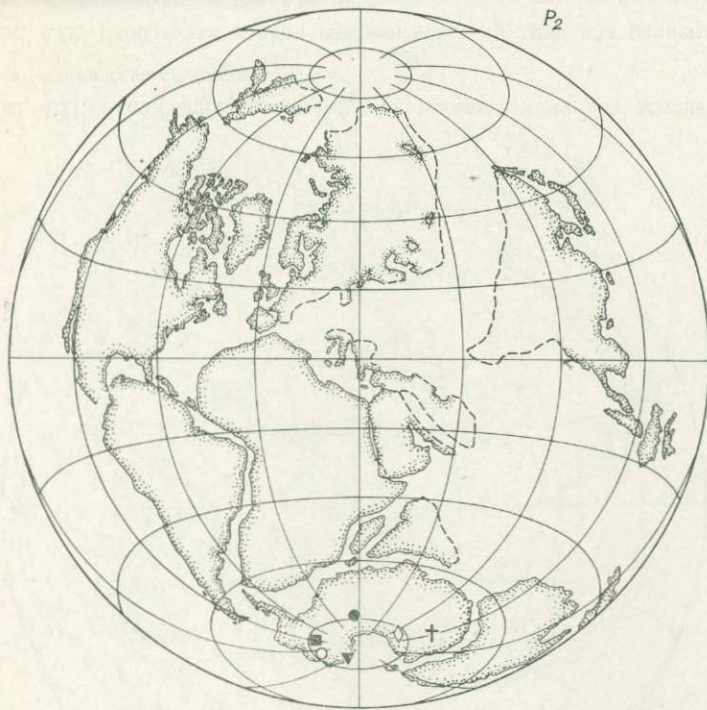


Рис. 4.19. Глобальная палеомагнитная реконструкция для поздней перми.
Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Рис. 4.20. Глобальная палеомагнитная реконструкция для ранней перми.
Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

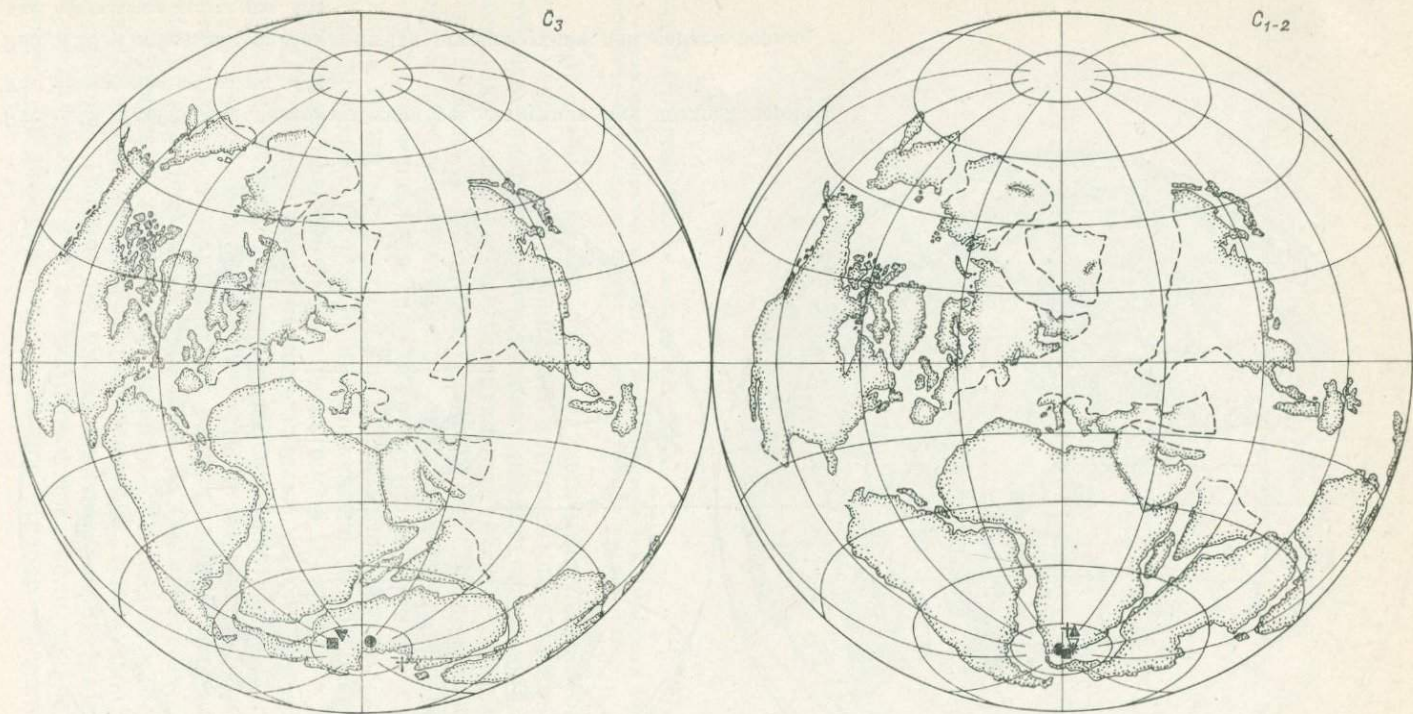


Рис. 4.21. Глобальная палеомагнитная реконструкция для позднего карбона.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Рис. 4.22. Глобальная палеомагнитная реконструкция для раннего и среднего карбона.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

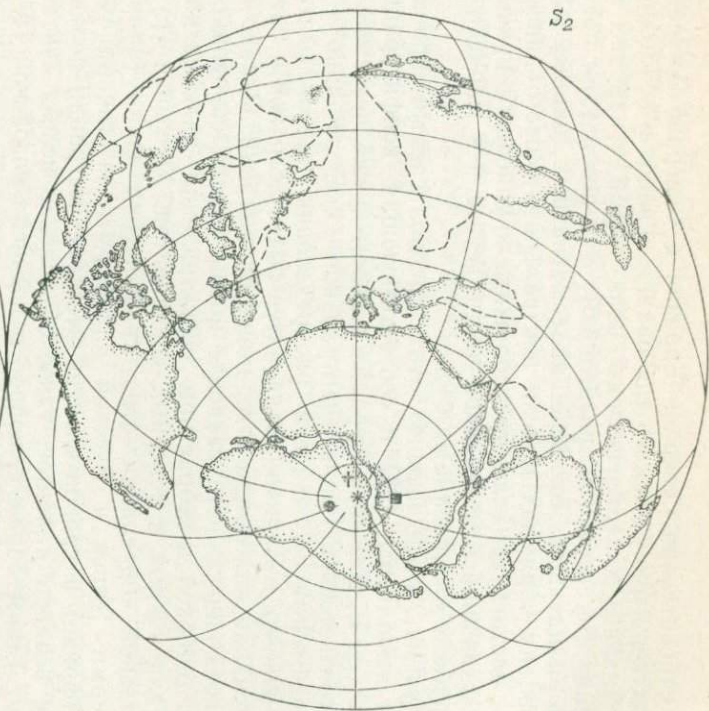
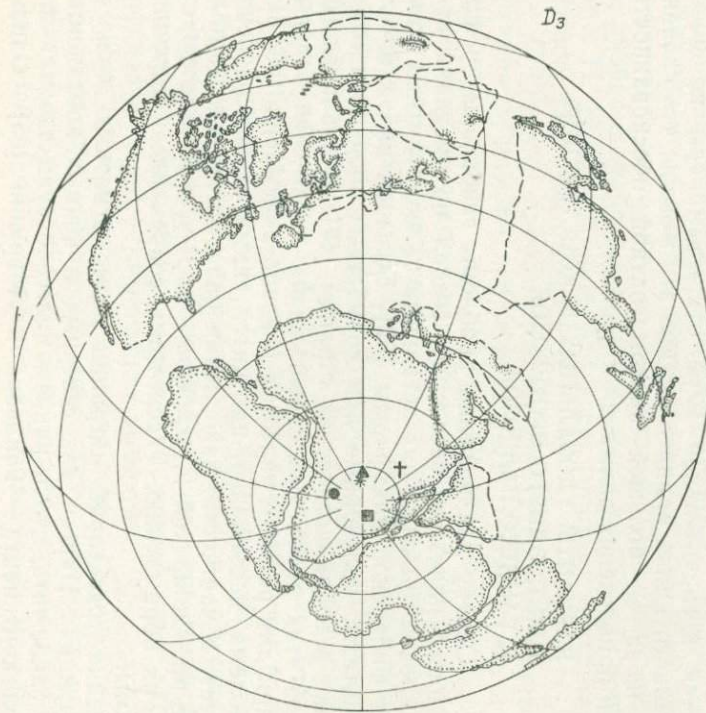


Рис. 4.23. Глобальная палеомагнитная реконструкция для позднего девона.
Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Рис. 4.24. Глобальная палеомагнитная реконструкция для позднего силура.
Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

территорий относительно Северной Евразии и Северной Америки [60, 88]. Подтверждением такого требования явились и некоторые результаты анализа палеомагнитного поля перми и карбона на реконструкциях Вегенера (см. раздел 3.5). Эти результаты показывают, что наилучшее согласие палеомагнитных данных для перми и карбона в рамках модели центрального осевого диполя может быть достигнуто, если предположить крупнейший правый сдвиг, осуществившийся в западной части Тетиса и в Карибском регионе на рубеже палеозоя и мезозоя.

Реконструкции, учитывающие этот предполагаемый правый сдвиг, были выполнены [88] и соответствующая конфигурация названа Пангеей В. Эта конфигурация в целом лучше, чем модель Пангеи А, соответствует полю центрального осевого диполя и объясняет некоторые особенности распределения палеоклиматов и фауны на южных материках; становится более логичной и история формирования каледонид и герцинид Евразии. Однако не исключена возможность, что введение новой модели спровоцировано просто ошибкой в возрастном сопоставлении палеомагнитных рядов для южных и северных континентов. Учитывая трудности глобальной корреляции стратиграфических шкал (например, для перми Тетиса и Русской платформы, не говоря уже о Южной Африке) и сравнительную быстроту миграции полюса в среднем и позднем палеозое, такое объяснение нельзя считать невероятным. Таким образом, вопрос о позднепалеозойской Пангее В остается в значительной мере открытым. Тем не менее в наших реконструкциях принята именно эта модель, что сделано не столько из-за ее большей палеомагнитной обоснованности, сколько ради привлечения внимания к проблеме.

4.5.3. ВАРИАНТЫ ГЛОБАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Основу для решения проблемы глобальных реконструкций раннего палеозоя, бесспорно, создал не имеющий прецедента в мировой практике ряд детальных палеомагнитных определений для Сибирской платформы [32]. Большой вклад внесли также результаты, полученные при совместных палеомагнитных исследованиях в социалистических странах [47]. В значительной мере на базе этих работ были выполнены первые глобальные реконструкции для раннего палеозоя и конца докембрия [59, 61]. Однако проблема, несомненно, находится еще в стадии разрешения и требует, в частности, накопления палеомагнитных данных, в том числе по Сибирской и, особенно, по Русской платформе, а также по их обрамлению. Рассмотрим современное состояние этой проблемы.

Расхождение траекторий миграции палеомагнитных полюсов на реконструкциях Пангеи для северных и южных континентов дало повод заключить, что в раннем палеозое существовали два разобщенных континента — Гондвана и Лавразия [65]. Однако

оказалось, что достаточно многочисленные и внутренне непротиворечивые данные для построения траектории миграции полюса в раннем палеозое имеются только для одной из частей Лавразии — для Сибирской платформы (см. раздел 1.3). Кроме скудости данных для остальной территории сложность реконструкции связана и со специфическими трудностями: противоречивостью результатов для Северной Америки и Европы, что обусловлено, очевидно, явлениями позднепалеозойского перемагничивания [32, 65], сложностью тектонического строения и истории каледонских и герцинских складчатых систем, в пределах которых была выполнена большая часть определений. Кроме того, единственный способ однозначной реконструкции взаимного положения плит — совмещение миграционных кривых — применим лишь в том случае, если совмещаются участки кривых, соответствующие интервалу общего движения плит (см. раздел 4.23). Очевидно, что этот способ неприемлем для плит со сложным и быстрым взаимным перемещением. Поэтому палеомагнитные реконструкции для раннего палеозоя вынужденно неоднозначны, и можно надеяться лишь на вероятное решение, полученное исходя из принципа минимизации всех движений и при учете тектонических и палеогеографических связей.

Долготная неопределенность раннепалеозойских реконструкций может быть преодолена, если наложить дополнительные условия на характер движения плит и их континентальных частей. В этом отношении наиболее интересна попытка ввести два условия: неподвижность центра континентальных масс и их движение в соответствии с полем сил Кориолиса [61]. Роль сил Кориолиса в процессе дрейфа континентов для мезозоя еще раньше подчеркнул Н. Н. Форш, развивая свою гипотезу «планетарного равновесия» [32] (см. раздел 5.3).

Сложность проблемы иллюстрирует пример попыток реконструкции Лавразии в ордовике [47]. Путем совмещения кривых миграции полюса для Северо-Американской и Восточно-Сибирской плит на участке ранний ордовик — ранний силур были получены две реконструкции (из-за возрастной неопределенности североамериканских данных). Долготная неопределенность раннепалеозойского положения Русской платформы по отношению к Сибирской платформе (см. раздел 4.3.2) прибавляет еще два варианта реконструкций. Проверка каждого из этих построений может быть проведена только тогда, когда будут получены ответы на следующие вопросы: 1) была ли внеальпийская Европа единой плитой с раннего палеозоя; 2) какой из интервалов времени в пределах раннего палеозоя был периодом относительной стабильности всех или нескольких северных плит; 3) как велик эффект местных тектонических поворотов.

Для конфигурации ансамбля трех главных северных плит альтернативные решения могут быть получены при изменении полярности раннепалеозойских полюсов для одной или двух плит. Это требует иного решения для траекторий миграции палеомаг-

нитного полюса, которое предполагает быстрое смещение и поворот Северо-Американской и Северо-Европейской плит или же резкие изменения направления дрейфа Восточно-Сибирской плиты в середине кембрия и в силуре—девоне. В соответствующих глобальных реконструкциях приходится изменять полярность палеомагнитных полюсов раннего палеозоя либо для всех плит, кроме Восточно-Сибирской [61], либо для Сибири [31].

В представленных здесь реконструкциях принят вариант, соответствующий принципу минимизации движений внутри Лавразии и единству Гондваны также и в раннем палеозое (рис. 4.25, 4.26).

Обоснованный выбор между решениями может быть сделан, очевидно, только тогда, когда будут составлены достаточно полные палеомагнитные разрезы нижнего палеозоя для всех платформ Лавразии и Гондваны, подобно тому, как это сделано для Сибири. Неопределенность реконструкций уменьшится с пополнением числа палеомагнитных данных и повышением их качества. В этом направлении наиболее важно усовершенствовать методы выделения физических и хронологических компонент намагниченности J_n древних осадочных пород. Это будет одновременно означать и решение проблемы палеомагнетизма среднего палеозоя, что позволит более точно проследить историю литосферных плит в начале среднего палеозоя. Тем самым будет идентифицирована полярность палеомагнитного поля раннего палеозоя.

Исследование тектоники плит в эпохи протерозоя встречается с теми же, если не с большими, трудностями. По геоструктурным и геоструктурным данным почти очевидно, что Гондвана в позднем протерозое была единой. Вопрос о северных континентах остается открытым. С одной стороны, намечается единство структур докембрия на реконструкциях Пангеи. Это показано, в частности, для Русской и Сибирской платформ при их совмещении [13]. С другой стороны, разобщение северных материков в раннем палеозое должно было в какой-то мере унаследоваться от позднего протерозоя. Палеомагнитные данные по протерозою в настоящее время весьма многочисленны. Однако их интерпретация затрудняется целым рядом обстоятельств. Во-первых, эти данные распределены по огромному интервалу времени. Во-вторых, их временная привязка осложняется широким развитием наложенных процессов. Несмотря на это, попытки решения задачи уже имеются [83].

4.5.4. ИСТОРИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ГЛАВНЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В КОНЦЕ ПРОТЕРОЗОЯ И В ФАНОРОЗОЕ: ВЫВОДЫ

Глобальные реконструкции для конца протерозоя и периодов и эпох фанерозоя, основанные на временных рядах палеомагнитных направлений и полюсов для всех больших литосферных плит, позволяют заключить, что история горизонтальных

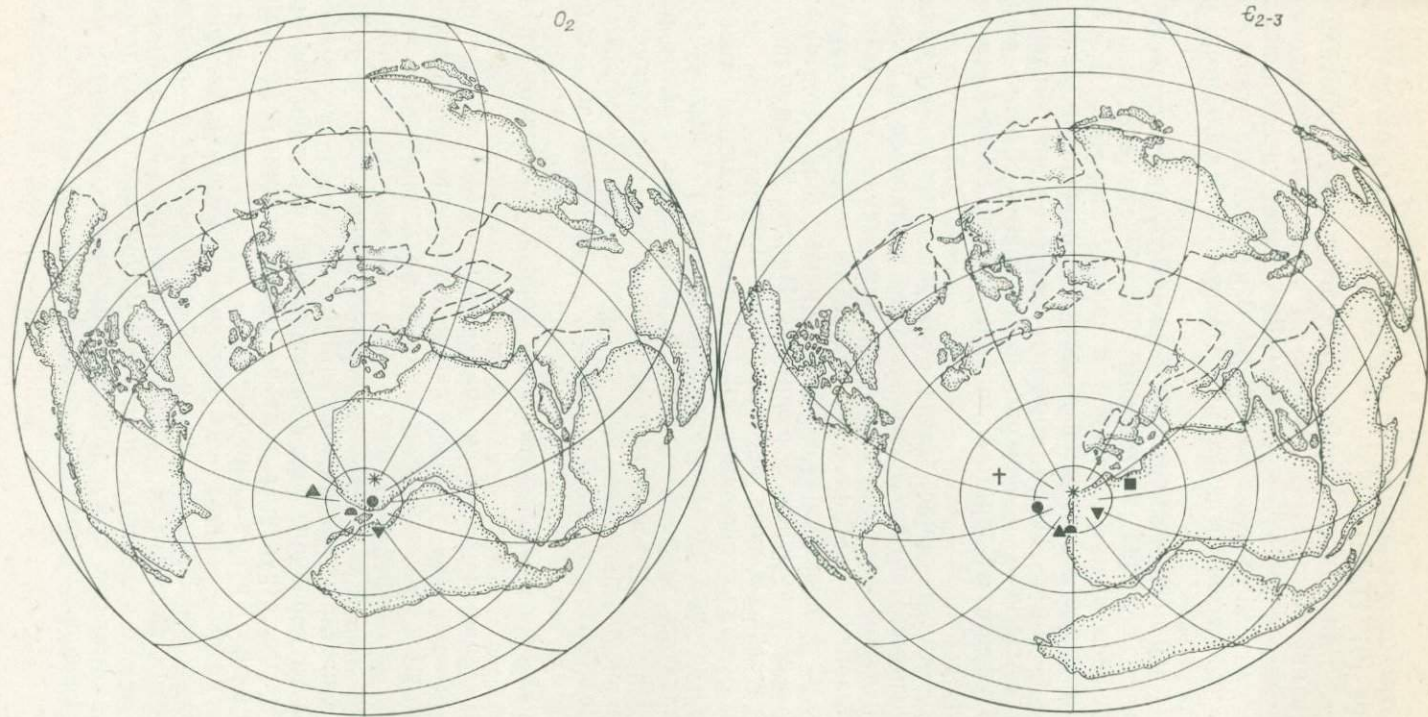


Рис. 4.25. Глобальная палеомагнитная реконструкция для среднего ордовика.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

Рис. 4.26. Глобальная палеомагнитная реконструкция для среднего и позднего кембрия.

Усл. обозначения см. на рис. 4.12.

движений этих плит с конца протерозоя может быть разделена на четыре этапа [31, 47, 88].

I этап — поздний протерозой. Существует самая древняя из известных и предполагаемых Пангей — Пангея D. Ее конфигурация еще не выяснена, но, вероятно, она соответствует наиболее тесному сближению древних платформ. В конце этого этапа с завершением карельской складчатости Пангея D, по-видимому, начинает распадаться.

II этап — венд (?) — ордовик. В южном полушарии существует мегаконтинент Гондвана, в северном — разобщенные континенты, располагающиеся преимущественно в низких широтах. Древний Тихий океан целиком находится в северном полушарии, занимая большую его часть. Таким образом, расположение материкового и океанического полушарий в то время обратно современному. Существуют прото-Атлантический и палео-Азиатский океаны [31].

III этап — силур—триас. Снова образуется путем «сгруживания» континентов Пангея C. В результате столкновения Евразии с Гондваной закрывается прото-Атлантика. Закрываются также палеозойские океанические бассейны в Азии; возникает палео-Тетис. С окончанием каледонского цикла появляется палео-Атлантика; с ее закрытием формируется Пангея B, которая движется относительно полюса, преобразуясь в Пангею A.

IV этап — юра — современность. Пангея сходит с южного полюса и постепенно распадается. Первый раскол Гондваны происходит, вероятно, вдоль восточного берега Африки, затем расчленяется Индо-Австрало-Антарктический блок. Образуется Атлантический океан, первоначально при отделении Евразии от Африки. Все обломки Пангеи, кроме Антарктиды и Южной Америки, движутся в общем на север; при этом закрывается Тетис и складывается мегаконтинент Евразия в северном полушарии.

Горизонтальные движения в складчатых областях, сам процесс их формирования и современная структура определяются положением этих областей (современным или прошлым) в зонах столкновения литосферных плит. Так, образование Альпийско-Гималайского пояса есть результат столкновения Африки и Индии с Евразийским континентом. Многие складчатые пояса и островные дуги первоначально формировались как линейные или слабо изогнутые структуры и лишь последующие деформации обусловили их сложную в плане форму.

Палеомагнитные данные, восстанавливая расположение литосферных плит относительно географической сетки в прошлые эпохи, выявляя прежние структурно-тектонические связи и соотношения, а также додеформационную структуру складчатых поясов, тем самым помогают проследить формирование осадочных бассейнов и размещение полезных ископаемых.

5.1. ДЕФОРМАЦИИ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ
ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

5.1.1. ОСНОВЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИИ

На тектонической карте земного шара хорошо видно, что складчатые системы приурочены к определенным областям и имеют значительную протяженность (1000 км и больше). Осевые линии складчатых поясов в плане в одних случаях представляют собой прямые линии, в других — дуги. Особенно четко дугообразная форма осевых линий проявляется на многих участках Альпийско-Гималайского складчатого пояса, на Северном Урале и в восточном обрамлении Сибирской платформы (Верхоянская система).

Геологи давно задаются вопросом: первична форма осевых линий складчатых систем или ее изгибы приобретаются в результате горизонтальных тектонических перемещений. Если форма осевой линии окажется вторичной, то и форма древнего бассейна седиментации, реконструированного по осадкам, образующим эти пояса, также будет вторичной, т. е. исходные очертания окажутся искаженными горизонтальными тектоническими перемещениями. Какова же истинная форма древнего бассейна седиментации? Ответы на эти вопросы в той или иной мере содержатся в палеомагнитных данных.

Если задача не требует учета сферичности земной поверхности, сложные тектонические перемещения, которые испытывают горные породы, можно разделить на поступательные перемещения и вращения. И те и другие движения в принципе отражаются на распределениях направлений додеформационной намагниченности пород, исключение составляет только перемещение вдоль палеошироты. Далее, любое вращение можно разложить на две составляющие: поворот вокруг горизонтальной оси и поворот вокруг вертикальной оси. Влияние поворота вокруг горизонтальной оси легко исключается соответствующей методикой отбора и обработки материалов. При этой методике используется древняя система координат: за плоскость xOy принимается поверхность напластования пород, а ось Oz направляется по нормали к пласту. Поворот пород вокруг вертикальной оси на какой-либо угол приводит к изменению склонения первичной намагниченности в древней системе координат на такой же угол [39]. Следует отметить, что это правило выполняется вполне строго для любых элементов залегания пород.

Таким образом, если составляющая движения, обусловленная поворотом вокруг горизонтальной оси, может быть исключена выбором соответствующей системы координат (для чего надо знать только элементы залегания пород), то составляющая, обусловленная поворотом пород вокруг вертикальной оси, не может быть исключена с помощью геологических данных. Однако она может быть измерена по изменению палеомагнитного склонения в древней системе координат. Это обстоятельство открывает широкие возможности для изучения характера и амплитуд горизонтальных тектонических перемещений. Для пояснения приведем ряд примеров.

Пусть в начальный этап своей жизни складка была линейной. Затем в результате тектонических движений какая-то часть складки переместилась в горизонтальной плоскости, осевая линия складки становится изогнутой в плане. Линия падения пластов на одном и том же крыле имеет теперь уже разные азимуты A , но склонение D' первичной намагниченности относительно линии падения остается прежним. Поскольку склонение вектора первичной намагниченности в древней системе координат определяется формулой $D^0 = D' + A$, то изменение азимута линии падения на какой-либо угол приводит к изменению склонения этого вектора в древней системе координат на такой же угол. Следовательно, искривление осевой линии складки можно не только рассматривать как результат вращения масс горных пород вокруг вертикальной оси, но и количественно определять это вращение по изменению склонения вектора первичной намагниченности в древней системе координат. Если известен угол поворота α и положение оси поворота, то можно вычислить амплитуду горизонтального перемещения

$$L = 2l \sin(\alpha/2), \quad (5.1)$$

где l — расстояние рассматриваемого участка от оси поворота.

Этим методом можно обнаружить, была ли в общем движении той или иной части складки вращательная составляющая, т. е. можно определить характер деформации складки.

Однако возможен случай, когда складка не изменяет форму осевой линии, а поворачивается в горизонтальной плоскости как единое целое. В этой ситуации направления первичной намагниченности разных участков складки совпадают друг с другом, но отличаются от направления первичной намагниченности участков в других складках, не испытывавших поворота, что также дает возможность определить характер поворота и по приведенной выше формуле оценить амплитуду горизонтального перемещения того или иного участка складки.

Рассмотрим теперь, как по палеомагнитным данным можно найти положение оси вращения одного блока горных пород относительно другого и угол поворота. Методику решения таких вопросов разработал М. Л. Баженов [4].

Любое вращение в трехмерном пространстве описывается квадратной матрицей третьего порядка $[A]$ с определителем, равным единице; модули векторов и углы между векторами при этом сохраняются неизменными. Зная вид матрицы $[A]$, можно найти направление оси вращения в пространстве и значение угла поворота. И наоборот, зная направление оси и угол поворота, можно найти вид матрицы $[A]$. Координаты любого вектора после вращения можно определить, зная его первоначальные координаты и матрицу вращения $[A]$:

$$(x)[A] = (y), \quad (5.2)$$

где (x) , (y) — строки координат вектора соответственно до и после вращения; умножение выполняется по правилам матричной алгебры.

Однако, имея координаты одного вектора до и после вращения, нельзя однозначно определить матрицу вращения, а следовательно, и направление оси и угол поворота; для этого необходимо знать координаты двух неколлинеарных векторов до и после вращения. Чтобы было удобнее находить матрицу вращения, можно ввести третий вектор, например векторное произведение двух первых. Тогда поворот системы трех векторов запишется как

$$[x][A] = [y], \quad (5.3)$$

где $[x]$, $[y]$ — матрицы координат векторов соответственно до и после вращения.

Матрица вращения находится отсюда решением уравнения (5.3) относительно $[A]$ по известным матрицам $[x]$ и $[y]$:

$$[A] = [x^{-1}][y], \quad (5.4)$$

где $[x^{-1}]$ — матрица, обратная $[x]$.

Таким образом, для того чтобы оценить влияние поворотов вокруг произвольной оси на палеомагнитные определения, надо решить уравнение (5.2), а для того чтобы найти угол поворота и положение оси по палеомагнитным определениям, надо решить уравнение (5.4). М. Л. Баженов [4] предложил также способ решения этих задач графически на сетке Вульфа; рассмотрим коротко последовательность операций.

Пусть даны два блока горных пород, для которых известны направления первичной намагниченности J_{n1} и J_{n2} , а также элементы залегания пород. Требуется найти положение оси вращения и угол поворота одного блока по отношению к другому. Нанесем положение векторов и нормалей к пластам на стереопроекцию в современной системе координат. Азимуты нормалей равны азимутам падения пластов, «наклонения» нормалей равны углам падения пластов минус 90° . Через векторы и через нормали соответственно проведем большие круги (меридианы экваториальной сетки) и определим положение полюса для каждого круга. Затем через середины дуг, соединяющих векторы и нормали и соответствующий полюс, проведем снова большие круги. Точка пересече-

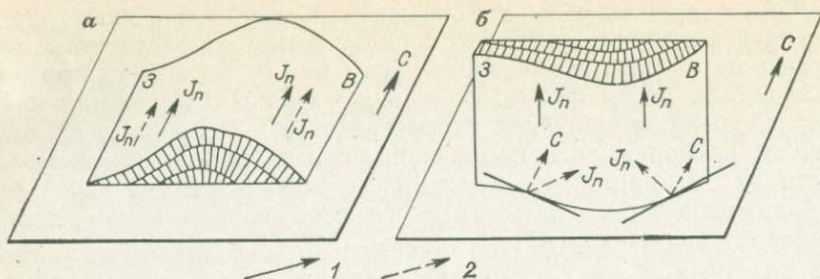


Рис. 5.1. Направления вектора J_n в системе координат пласта (1) и в древней системе координат (2) на крыльях нормальной складки (а) и складки, наклоненной к югу (б).

ния этих дуг и определит положение оси вращения в пространстве. Выберем далее для векторов и нормалей такую систему координат, в которой ось вращения оказалась бы в центре. Тогда разность склонений векторов или нормалей определит значение угла поворота. При интерпретации полученных результатов остается только решить, исходя из геологической ситуации, какой блок считать неподвижным, а какой — испытывшим поворот. Возможно, что оба блока перемещались по отношению к стабильным блокам и в процессе этих движений повернулись друг относительно друга. Применение рассмотренной методики может решить и этот вопрос.

Надо иметь в виду, что склонение вектора первичной намагниченности изменяется в древней системе координат не только при вращении складки вокруг вертикальной оси, но и при наклоне складки, т. е. при вращении ее вокруг горизонтальной оси. Если ось вращения перпендикулярна к оси складки, то приращение склонения ΔD приблизительно прямо пропорционально углу наклона складки γ ; коэффициент пропорциональности линейно зависит от угла наклона слоев β :

$$\Delta D \approx (\beta/90) \gamma. \quad (5.5)$$

Приращение ΔD может быть как положительным, так и отрицательным. Это зависит от того, на каком крыле складки отобраны образцы и в какую сторону по отношению к этому крылу погружается складка. Для определения знака ΔD можно воспользоваться следующим правилом. Если в системе прямоугольных координат, ориентированной так, что ось Ox направлена по линии падения слоев, ось Oy — вправо, а ось Oz — вниз, складка погружается в сторону $-y$, то приращение ΔD имеет положительное значение (вектор повернется по часовой стрелке), если же складка погружается в сторону $+y$, то приращение ΔD — отрицательное (вектор повернется против часовой стрелки).

Поясним это на следующем примере. На рис. 5.1, а показана складка меридионального простирания, шарнир которой располо-

жен горизонтально. Приведение пластов в горизонтальное положение вращением их вокруг линии простирания не изменяет направления J_n в древней системе координат. Векторы J_n восточного и западного крыльев остаются параллельными друг другу и ориентированными на север. На рис. 5.1, б изображена та же складка после поворота ее вокруг горизонтальной оси восток-запад на 90° против часовой стрелки (если смотреть с востока на запад). Видно, что в древней системе координат вектор J_n на восточном крыле повернулся против часовой стрелки, а на западном — по часовой стрелке.

Таким образом, если складка испытала наклон, то векторы на разных крыльях будут повернуты в разные стороны и угол поворота будет тем больше, чем больше угол падения слоев и чем круче наклонена складка. Если складка испытала вращение вокруг вертикальной оси, то векторы первичной намагниченности в древней системе координат повернутся в одну сторону и на один и тот же угол независимо от углов падения слоев. Используя описанные выше закономерности, а также данные о характере поворота вектора J_n на разных крыльях складки, о значении угла наклона шарнира складки, можно оценить, какая часть угла вращения вектора J_n в горизонтальной плоскости обусловлена вращением масс горных пород вокруг вертикальной оси, а какая — вращением вокруг горизонтальной оси.

5.1.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И УЧЕТ ЛОКАЛЬНЫХ ПОВОРОТОВ НА ПРИМЕРЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Реконструкции древних бассейнов седиментации восточной части Альпийско-Гималайского пояса палеомагнитным методом представляют немалый интерес как для познания истории формирования этого пояса, так и для практики геологической разведки. Одним из наиболее изученных в палеомагнитном отношении регионов в пределах рассматриваемой территории является Таджикская депрессия и Южный Тянь-Шань.

Всю историю тектонического развития Южного Тянь-Шаня можно разделить на несколько этапов. В течение первого этапа, длившегося всю палеозойскую эру, эта территория представляла собой часть огромного геосинклинального пояса, в котором прогибание неоднократно сменялось горообразованием с одновременным проявлением магматической деятельности. Этот этап закончился лишь в конце палеозойской эры, и складчатое сооружение палеозоя перешло в новый этап развития, напоминающий по своему характеру режим молодых платформ. В течение второго этапа, который длился всю мезозойскую эру и большую часть палеогена, формируются межгорные впадины и разделяющие их сводовые поднятия и выступы фундамента. Одной из таких межгорных впадин и является Таджикская депрессия, где платформенные формации достигают довольно больших мощностей

(до 4 км). Начиная с олигоцена в рассматриваемой области происходят тектонические движения, которые создали современный горный рельеф. Антиклинальные складки выражены в рельефе хребтами или поднятиями, а синклинальные — разделяющими их долинами и впадинами. Складки в основном линейные, погружающиеся к югу. В ряде мест наблюдается боковое воздействие одних структур на другие, что выражается в искривлении осевых линий или в надвигании структур на соседние [16].

Такие морфологические характеристики привели некоторых исследователей к заключению, что структуры в Таджикской депрессии развивались в условиях горизонтального сжатия. Однако другие исследователи считают, что складки депрессии образованы вертикальными дифференцированными движениями глыб основания. Традиционные геологические методы не в состоянии однозначно ответить на вопрос, первичны ли простирание и форма осевых линий структур или вторичны. Для решения этой задачи были изучены палеомагнитные характеристики осадков нижнего мела.

В Таджикской депрессии осадки нижнего мела имеют значительную мощность (800—1500 м), представлены в основном красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в большинстве случаев доступны для отбора ориентированных образцов, т. е. являются благоприятным объектом для палеомагнитных исследований. Образцы отбирались по профилям, ориентированным вкрест простирания пород. На каждой исследованной структуре проходили два-три профиля; когда это было возможно, образцы отбирали из обоих крыльев, чтобы можно было более точно определить угол поворота масс горных пород вокруг вертикальной оси, используя метод пересечения кругов перемагничивания и исключая поворот вектора, обусловленный наклоном структуры.

Рассмотрим на примере Нуранчской антиклинали, расположенной в северо-восточном углу Таджикской депрессии (западное окончание хр. Петра Первого), как учитывается локальный поворот. Эта складка линейная и ориентирована в северо-северо-восточном направлении (рис. 5.2). Породы северо-западного крыла залегают нормально, средний азимут падения 310° , средний угол падения 45° . Слои юго-восточного крыла имеют средний азимут падения 151° , а углы падения колеблются от 85° до 135° (слои здесь запрокинуты). По профилю II на юго-восточном крыле отобрано 36 образцов альбского возраста. Распределение векторов намагниченности этой коллекции (рис. 5.3, а) характеризуется следующими данными: $D_{ср} = 57^\circ$, $I_{ср} = 72^\circ$, $\alpha_{95} = 7^\circ$, $K = 15$. Здесь же отобрано 17 образцов осадков валанжина—готерива (рис. 5.3, б); $D_{ср} = 51^\circ$; $I_{ср} = 68^\circ$, $\alpha_{95} = 12^\circ$, $K = 8$. По профилю III из осадков валанжина—готерива на северо-западном крыле отобрано 53 образца (рис. 5.3, в): $D_{ср} = 341^\circ$, $I_{ср} = 49^\circ$, $\alpha_{95} = 6^\circ$, $K = 13$.

Круги перемагничивания пород альба и валанжина—готерива (рис. 5.3, г) для юго-восточного крыла пересекаются в непосредственной близости от точки с координатами $D = 352^\circ$, $I = 56^\circ$, которая характеризует направление первичной намагниченности нижнемеловых пород Таджикской депрессии [39]. Из этого можно сделать вывод, что юго-восточное крыло не поворачивалось вокруг вертикальной оси, а сама складка не испытала заметного наклона. Круг перемагничивания пород валанжина—готерива северо-западного крыла проходит в стороне от точки пересечения двух предыдущих кругов. Это можно объяснить тем,

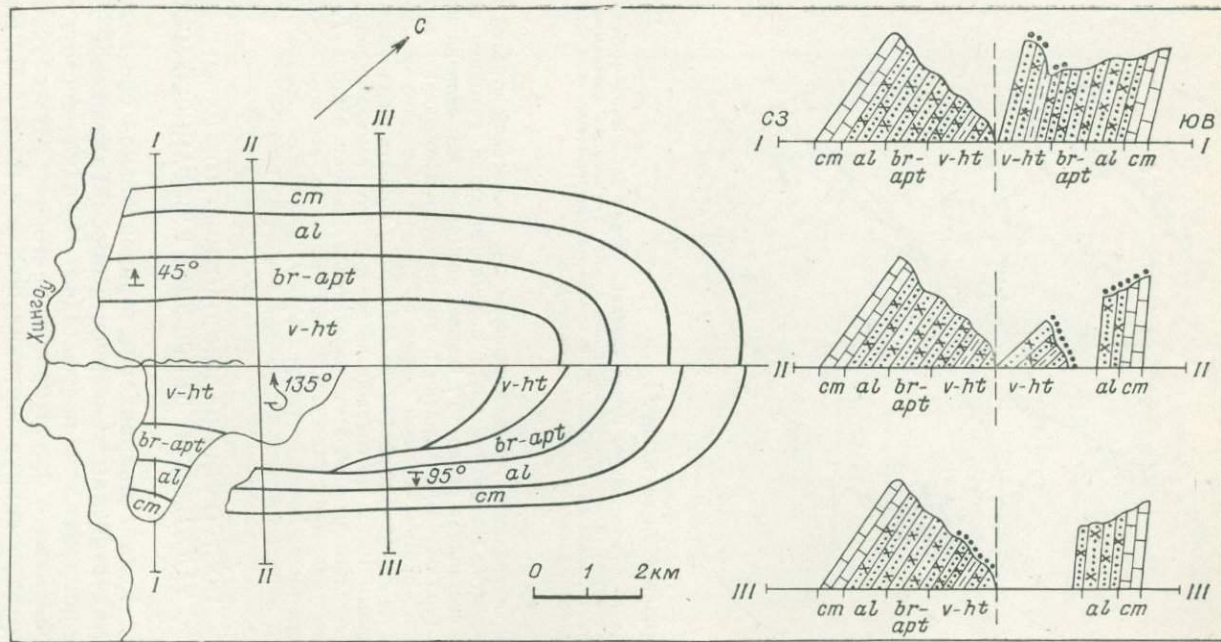


Рис. 5.2. Схематическая геологическая карта Нуранчской антиклинали.

Точками обозначены места отбора образцов.

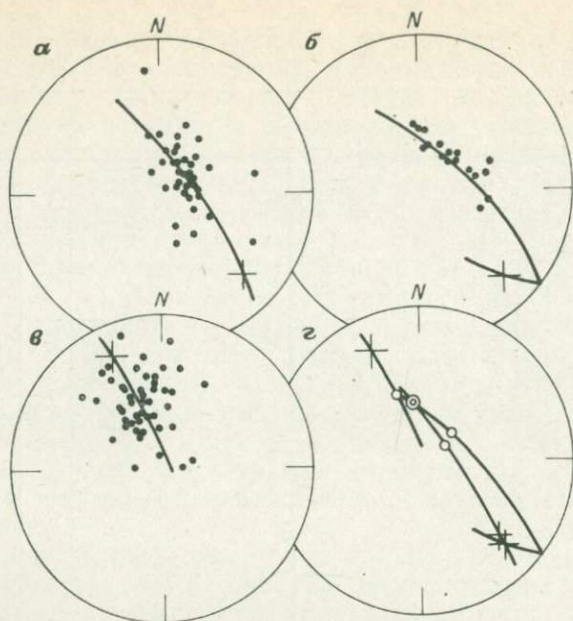


Рис. 5.3. Стереопроекции векторов J_n .

а — осадки альба из юго-восточного крыла складки; осадки валанжина—готерива; *б* — из юго-восточного крыла, *в* — из северо-западного крыла; *г* — сводная диаграмма кругов перемангничивания (направление первичной намагниченности нижнемеловых отложений Таджикской депрессии показано двойным кружком).

что породы северо-западного крыла повернуты против часовой стрелки в горизонтальной плоскости. Поворотом круга перемангничивания находим, что угол поворота пород составляет около 10° . Вполне возможно, что складка испытала дополнительное горизонтальное сжатие и это привело к смещению ее северо-западного крыла против часовой стрелки. Если считать, что ось вращения пород проходит по северной периклинали складки, и принять расстояние от профиля до оси равным 10 км, то сокращение поперечного размера складки составит 1—1,5 км. Аналогичным образом определялся поворот вектора J_n и для других изученных разрезов Таджикской депрессии; их векторы J_n образуют на стереопроекции также довольно тесную группу, направление среднего вектора устанавливается с высокой точностью: $\alpha_{95} = 3 \pm 12^\circ$.

5.1.3.

ПОСТРОЕНИЕ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ ДЛЯ РАННЕГО МЕЛА

Если в направление горизонтальной составляющей вектора доскладчатой намагниченности пород Таджикской депрессии введены поправки за постскладчатый наклон структур, то оставшиеся различия в ориентировке векторов будут обусловлены поворотом структур вокруг вертикальной оси (рис. 5.4). Векторы J_n севернее и западнее Главного Гиссарского разлома, а также на южном склоне Алайского хребта имеют северо-восточное склонение. Южнее этого разлома, т. е. в западном углу Таджик-

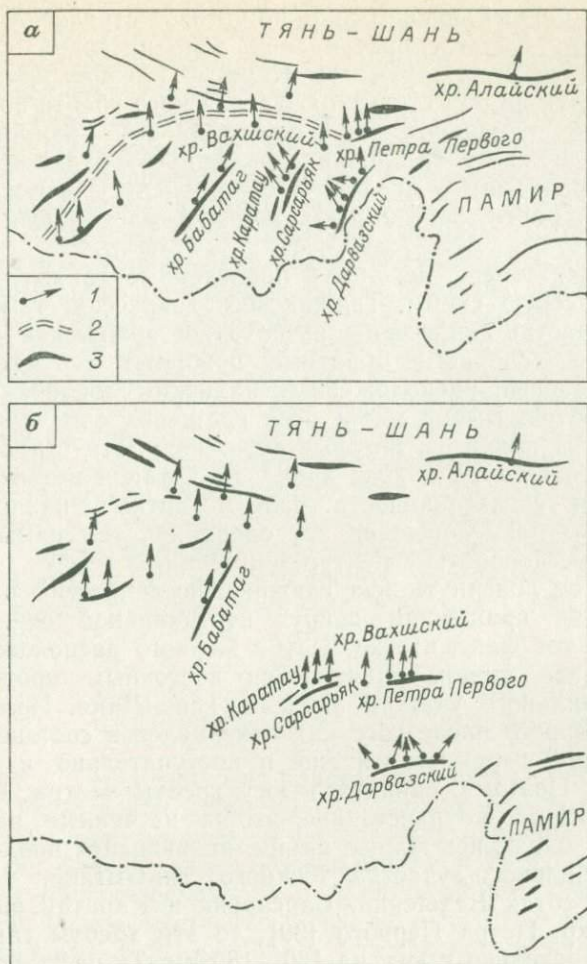


Рис. 5.4. Местонахождение разрезов и направления горизонтальной составляющей J_n нижнемеловых пород Таджикской депрессии в современных географических координатах (а) и на палинспастической схеме (б).

1 — положение разреза и направление горизонтальной составляющей J_n ; 2 — Главный Гиссарский разлом; 3 — горные хребты.

ской депрессии и на южном склоне Гиссарского хребта, а также на хр. Петра Первого векторы J_n обладают северо-западным склонением и отличаются друг от друга очень мало. В центре депрессии и на ее востоке векторы J_n обнаруживают заметные повороты по часовой стрелке или против нее. Естественно допустить, что участок земной коры, на котором расположена Таджикская депрессия, испытал поворот как единое целое против часовой стрелки на $10-20^\circ$ и на фоне этого поворота отдельные структуры

испытали локальный поворот либо по часовой стрелке, либо против нее. Структура Бабатаг повернулась дополнительно по часовой стрелке на $15-20^\circ$, а структуры Каратау и Сарсарьяк — против часовой стрелки на 50° ; структура Дарвазского хребта повернулась дополнительно против часовой стрелки на 60° . Граница мобильного участка Южного Тянь-Шаня примерно совпадает с Главным Гиссарским разломом и представляет собой дугу окружности, радиус которой равен $200-220$ км, а центр расположен в районе устья р. Вахш.

Попробуем теперь, используя приведенные данные, построить палинспастическую схему Таджикской депрессии, т. е. вернуть различные участки депрессии в их исходное положение. Для этого прежде всего совершим обратные повороты структур вокруг вертикальных осей, расположенных на южных окончаниях одноименных хребтов. Выбор места осей вращения определяется тем, что амплитуды надвигов, которые осложняют эти структуры, как правило, уменьшаются к югу; кроме того, такой выбор приводит к наилучшей согласованности палеомагнитных наклонов на разных структурах. Совершив эту операцию, тем самым исключим локальные повороты структур депрессии.

Прежде чем повернуть всю Таджикскую депрессию в ее исходное положение вращением вокруг вертикальной оси, обратим внимание на тот факт, что хр. Петра Первого расположен значительно севернее линии, являющейся восточным продолжением границы мобильного участка Южного Тянь-Шаня. По-видимому, хр. Петра Первого после того как повернулся в составе Таджикской депрессии, переместился еще и поступательно к северу на $160-180$ км. Поэтому сдвинем к югу хребты Петра Первого и Дарвазский на то же расстояние, чтобы изученные разрезы на этих хребтах оказались южнее линии, являющейся продолжением границы мобильного участка Южного Тянь-Шаня. Поскольку разрезы в хребтах Вахшский, Сарсарьяк и Каратау аналогичны разрезам в хр. Петра Первого [39], то эти хребты также переместим поступательно к югу на $160-180$ км. Ту часть полученной схемы, которая расположена южнее границы мобильного участка Южного Тянь-Шаня, повернем вокруг вертикальной оси по часовой стрелке примерно на 20° , чтобы азимут горизонтальной составляющей доскладчатой намагниченности пород в мобильной части Таджикской депрессии оказался таким же, как и на стабильных участках Южного Тянь-Шаня. Этот поворот сместит хребты Петра Первого, Дарвазский, Вахшский, Сарсарьяк и Каратау к югу еще на $50-60$ км.

При построении палинспастической схемы предполагалось, что во всех смещениях участвует и Памир, его суммарное смещение к югу оказалось равным $330-340$ км. Надо отметить также, что для создания палинспастической схемы были использованы только данные об углах поворота того или иного хребта и о геометрических размерах самих хребтов. Следовательно, на схеме показаны минимально возможные амплитуды горизонтальных

перемещений; не исключено, что породы, образующие хребты Петра Первого и Дарвазский, отлагались значительно южнее.

На основании полученных материалов попытаемся наметить последовательность тектонических движений, приведших к созданию структуры Таджикской депрессии. При этом надо отметить следующее обстоятельство. После того как участки Таджикской депрессии, испытавшие поворот, были мысленно возвращены в их исходное положение, азимуты линий падения пород почти во всех разрезах оказались приблизительно равными $165-175^\circ$. Интересно, что на Южном Тянь-Шане (Кончоч, Дарауткурбан) азимуты линий падения меловых пород примерно такие же. Следовательно, на первом этапе орогенеза в слоистых толщах возникли складки и эти складки имели субширотное простирание. После этого территория, расположенная южнее Главного Гиссарского разлома, повернулась как целое против часовой стрелки на $15-20^\circ$. Затем произошло огромное (до 400 км) смещение Памира к северу, во время которого в осадочном чехле Таджикской депрессии возникли условия сильного горизонтального сжатия, что привело к усложнению складок, боковому воздействию их друг на друга, формированию хребтов и межгорных впадин. Именно в это время и происходили локальные повороты масс горных пород вокруг вертикальной оси, сопровождавшиеся надвигами.

5.1.4. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО БАСЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Как видно из приведенной схемы, бассейн седиментации в Таджикской депрессии в период его заложения имел субширотное простирание, а поперечные размеры древнего бассейна были больше, чем у современного, в 2—2,5 раза. Переориентировка тектонических зон с субширотной на меридиональную произошла преимущественно в неоген-антропогеновое время [16]. Горизонтальные перемещения в Таджикской депрессии должны были изменить закономерности первичного распределения фаций. Однако анализ фаций и мощностей континентальных толщ показал, что пестрота литологического состава пород нижнего мела Таджикской депрессии вносит существенные трудности в подобное сравнение, так как затушевывает общие закономерности процесса седиментации. Поэтому предпочтительнее анализировать морские палеогеновые отложения, в которых более четко фиксируется общий план смены фациальных зон.

Но возникает вопрос, можно ли использовать палинспастическую схему, построенную на основе палеомагнитных данных по осадкам нижнего мела, для восстановления характера осадконакопления в палеогене? На этот вопрос надо ответить положительно, поскольку палеомагнитные данные по красноцветам палеогена, обнажающимся во Внешней дуге Памира, совпадают в пределах точности метода с палеомагнитными данными по

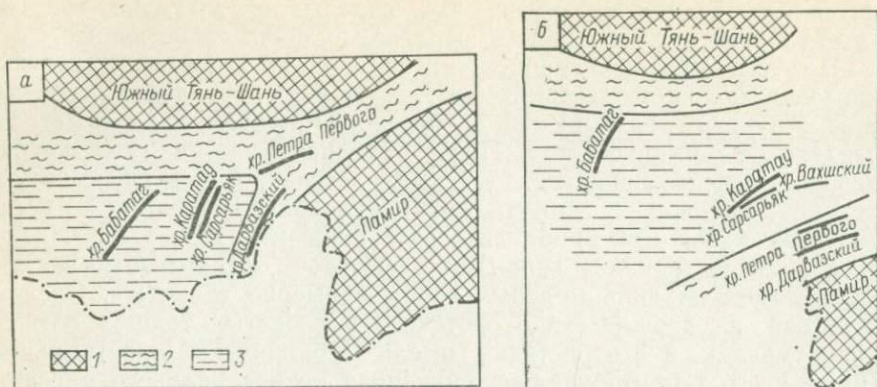


Рис. 5.5. Распределение фаций осадков палеогена Таджикской депрессии в современных координатах (а) и на палинспастической схеме (б).

1 — области сноса; осадки: 2 — относительно мелководные, 3 — относительно глубоководные

осадкам нижнего мела этих разрезов и, следовательно, характер и амплитуды смещений палеогеновых и нижнемеловых пород в Таджикской депрессии соизмеримы [4, 39].

Анализ результатов многолетних исследований палеогеновых отложений Таджикской депрессии в современных географических координатах выявил субмеридиональную литолого-фациальную зональность, обусловленную влиянием Тянь-Шаньской на севере и Памирской на востоке областей сноса (рис. 5.5). На севере Таджикской депрессии (вдоль Южного Тянь-Шаня) и на востоке (вдоль Памира) протягиваются зоны мелководных отложений, сменяющиеся к югу от Южного Тянь-Шаня и к западу от Памира зонами относительно глубоководных осадков. В зонах мелководья отложения палеогена представлены породами лагунно-континентального генезиса, в зонах относительного глубоководья — лагунно-морского и морского генезиса. Таким образом, создается впечатление нормального субмеридионального плана распределения фаций от континентальных и литоральных к сублиторальным.

В системе координат палинспастической схемы распределение фаций оказывается широтным. От Памира к Дарвазскому хребту и далее к хр. Петра Первого наблюдается постепенное углубление бассейна седиментации в пределах мелководной зоны (от конгломератов на Дарвазском хребте до красноцветных песчаников и глин на хр. Петра Первого). Далее к северу (вдоль Южного Тянь-Шаня) бассейн седиментации вновь мельчает, и мы наблюдаем полосу мелководных отложений. На современной карте (рис. 5.5, а) мелководные осадки хр. Петра Первого оказываются почти на одной широте с относительно глубоководными осадками палеогена хребтов Вахшский и Каратау, т. е. наблюдается несоответствие широтному плану распределения фаций. На палинспастической схеме (рис. 5.5, б) участок осадконакопления

хр. Петра Первого смещен к югу. Как было отмечено ранее, результаты палеомагнитных исследований вполне допускают такое смещение.

Таким образом, и на палинспастической схеме бассейн седиментации в палеогене имел широтную ориентировку: северным бортом бассейна являлся Южный Тянь-Шань, а южным — Памир. В современной системе координат бассейн седиментации палеогенового времени на территории Таджикской депрессии представлялся субмеридиональным. Если считать, что палинспастическая схема Таджикской депрессии верна, то необходимо допустить, что перемещение хребтов Петра Первого и Дарвазский к северу происходило в виде огромного надвига и под надвинутыми осадками мезозоя и кайнозоя, слагающими хр. Петра Первого, лежат мелководные осадки палеогена. Глубокое бурение, надо надеяться, подтвердит правильность этих выводов.

5.1.5. ПАЛИНСПАСТИЧЕСКАЯ СХЕМА СРЕДНЕЙ АЗИИ ДЛЯ РАННЕПЕРМСКОЙ ЭПОХИ

Опубликованы работы, в которых сообщаются палеомагнитные данные по породам верхнего палеозоя складчатых областей Юга СССР: Горного Мангышлака [32], Чаткало-Кураминского региона [33], Центрального Казахстана [22], Таджикистана [33]. На Мангышлаке и Туаркыре И. П. Слауцитайс [32] изучала красноцветные осадки перми и триаса и пришла к выводу, что их остаточная намагниченность синхронна осадконакоплению и может быть использована для палеомагнитных построений. В Чаткало-Кураминском регионе П. Г. Ахматов и П. Т. Ланщиков [33], в Заилийском Алатау и Южной Джунгарии Б. Н. Турсунов [39] исследовали вулканогенные образования позднего палеозоя и установили высокую палеомагнитную стабильность изученных пород. А. С. Кумпан, Б. Ш. Русинов и Л. Е. Шолпо [22] для осадков карбона и перми Тенгизской, Джеккаган-Сарысуйской и Чуйской впадин также отметили высокую палеомагнитную стабильность.

Ю. С. Ржевский в 1975—1980 гг. проводил палеомагнитные исследования палеозойских образований различных участков Гиссарского хребта. Установлено, что породы нижнего и среднего палеозоя также имеют позднепалеозойскую намагниченность и что широкое проявление блоковой тектоники в Гиссарском хребте на альпийском этапе складчатости привело к значительным различиям в направлении среднего вектора намагниченности изученных блоков. Если учесть все локальные повороты блоков пород, то среднее направление векторов стабильной компоненты остаточной намагниченности пород раннепермского возраста в Гиссарском хребте будет иметь координаты $D = 176^\circ$, $I = -36^\circ$.

В табл. 5.1 приведены палеомагнитные данные из перечисленных выше работ. К сожалению, для Мангышлака и Туаркыра пока нет данных по нижней перми, поэтому использованы

Таблица 5.1. Палеомагнитные направления для перми Средней Азии и Казахстана

Складчатая область	Возраст	φ	λ	D	I	φ_m	Источник
Мангышлак	P ₂	44°	58°	209°	-36°	+20	[32]
Туаркыр	P ₂	41	55	225	-34	+19	[32]
Чаткало-Кураминский регион	P ₁	41	70	140	-40	+23	[33]
Заилийский Алатау и Южная Джунгария	C ₃ — P ₁	77	45	141	-52	+33	[39]
Юго-восточное междуречье Чу-Или	C ₃ — P ₁	75	44	209	-46	+28	[39]
Центральный Казахстан	P ₁	67,5	52	233	-56	+36,5	[22]
Южный Тянь-Шань	P ₁	69	39	176	-36	+20	Настоящая работа

сведения по верхней перми этих районов, что, по-видимому, вполне оправданно, поскольку основная фаза складчатости здесь приурочена к концу триаса — началу юры. Важно также, что перемещение Евразии за пермский период было небольшим (см. гл. 4). На рис. 5.6 показаны места палеомагнитных определений, ориентировка древних меридианов и значения палеоширот. Обращает на себя внимание тот факт, что направления палеомеридианов и значения палеоширот на Туаркыре, Мангышлаке и в Центральном Казахстане хорошо согласованы.

Таким образом, можно сделать вывод, что Туаркыр, Мангышлак, Центральный Казахстан и разделяющие их территории после перми смещались к северу и вращались по часовой стрелке как единое целое. Для Центрального Казахстана амплитуда этого смещения (14°) и угол поворота (24—27° по часовой стрелке) определены А. С. Кумпаном и др. [22]. Складчатые области Южной Джунгарии, Заилийского Алатау, Чаткало-Кураминского региона и Южного Тянь-Шаня испытали, по-видимому, дополнительное смещение к северу и вращение против часовой стрелки, поскольку значения палеоширот этих районов значительно отличаются от экстраполированных, а палеомеридианы повернуты по отношению к экстраполированным на значительные углы против часовой стрелки.

Попытаемся теперь исключить эти дополнительные смещения и повороты складчатых областей, используя геометрические размеры смещенных участков, значения углов поворота и отличия палеоширот φ_m от экстраполированных.

В Заилийском Алатау и Южной Джунгарии азимут палеомеридиана составляет 140°, азимут экстраполированного меридиана 225°, т. е. эти участки повернулись дополнительно против часовой стрелки примерно на 85°. Считая, что ось вращения располагалась на западных окончаниях хребтов, вернем их в первоначальное положение вращением по часовой стрелке на 85°. При этом палеоширота реконструированных участков совпадает с экстраполированной палеоширотой. Следовательно, эти участки испытали только дополнительный пово-

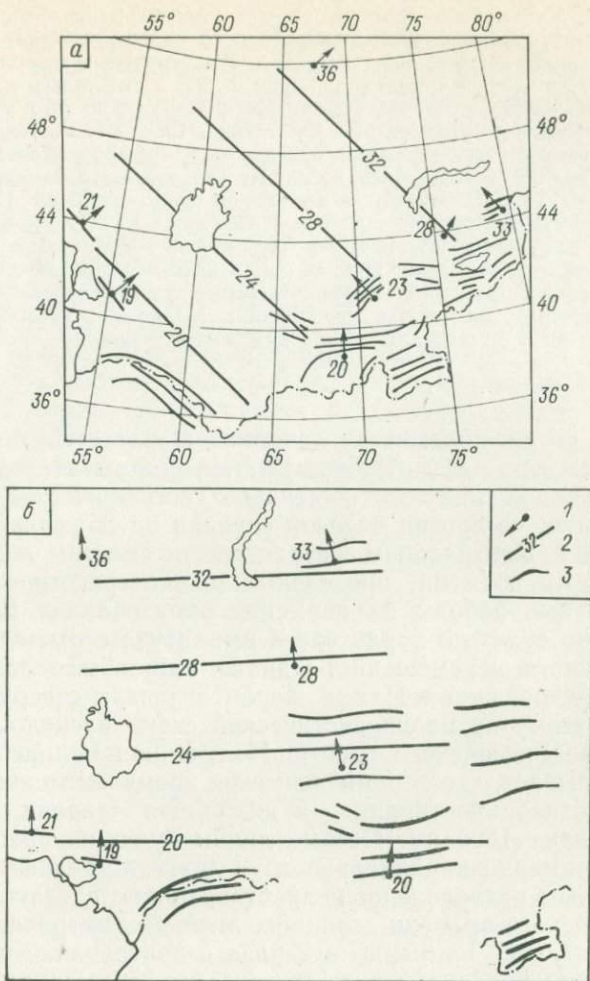


Рис. 5.6. Расположение экстраполированных палеоширот ранней перми на территории Юга СССР в современных координатах (а) и на палинспастической схеме (б).

1 — палеомагнитные направления и широта в точке наблюдения; 2 — палеопараллели; 3 — горные хребты.

рот, а дополнительное смещение к северу было незначительным, однако восточные части хребтов в результате поворота сместились к северу на 350—500 км. Надо еще раз подчеркнуть, что поскольку горные хребты могли возникнуть вследствие таких поворотов, то в общем случае на палинспастической схеме мы имеем дело не с горными хребтами, а с осевыми линиями будущих хребтов.

В районе Чу—Или азимут палеомеридиана составляет 209° , палеоширота $+28^\circ$, азимут экстраполированного палеомеридиана равен 225° , экстраполированная палеоширота $+32^\circ$. Для исключения дополнительного поворота и смещения повернем рассматриваемый участок на 16° по часовой стрелке и сместим его к югу на 4° .

В Чаткало-Кураминском регионе азимут палеомеридиана составляет 141° , палеоширота $+23^\circ$, азимут экстраполированного палеомеридиана 225° , экстраполированная широта $+28^\circ$. Следовательно, эта территория дополнительно повернулась против часовой стрелки примерно на 84° и сместилась к северу на 5° . После реконструкции различные участки Чаткало-Кураминского региона оказались смещенными к югу на разные расстояния. Если юго-западные окончания хребтов сдвинулись к югу только на 300 км, то их северо-восточные окончания в результате вращения сместились дополнительно еще на 350—500 км.

На Южном Тянь-Шане азимут палеомеридиана составляет 176° , палеоширота $+20^\circ$, азимут экстраполированного палеомеридиана 225° , экстраполированная широта $+24^\circ$. Следовательно, эта территория дополнительно повернулась против часовой стрелки примерно на 49° и сместилась к северу на 4° . При построении палинспастической схемы отдельные участки здесь также оказываются смещенными на разные расстояния: западные окончания хребтов — только на 3° к югу, а восточные — дополнительно в результате вращения еще на 400—500 км.

Теперь, когда исключены дополнительные смещения и повороты, вернем всю рассматриваемую территорию как единое целое в исходное положение по отношению к географической сетке. Для этого повернем ее против часовой стрелки на 25° вокруг оси, расположенной в Центральном Казахстане, и сместим к югу на 14° . К настоящему времени проведены только рекогносцировочные палеомагнитные работы на пермских образованиях Памира, поэтому трудно судить о характере и амплитуде его послепермского горизонтального перемещения. Однако выше было показано, что за кайнозойское время Памир переместился к северу на 350—400 км. Поэтому на палинспастической схеме расположим Памир на 4° южнее Гиссарского хребта. Полученная палинспастическая схема показывает, что в раннепермское время тектонические зоны имели широтное простираие, а их общая ширина составляла приблизительно 1600 км. Осевые линии будущих хребтов располагались примерно параллельно друг другу. Сравнивая эту схему с современным расположением хребтов, можно сделать вывод, что с раннепермского времени до наших дней рассматриваемая территория сократилась примерно в 2 раза в поперечнике и отдельные участки, ранее удаленные друг от друга на 350—500 км, оказались теперь рядом (это относится в основном к северным окончаниям хребтов).

5.1.6. О ХАРАКТЕРЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

Как показывают результаты палеомагнитных исследований, посвященных решению тектонических задач, повороты блоков земной коры и смещения их на большие расстояния — явление, широко распространенное в Альпийско-Гималайском складчатом поясе [1, 97]. Впервые это было замечено при изучении мезозойских и палеогеновых образований Пиренейского полуострова, поворот которого по отношению к Северо-Европейской

плите с конца мезозоя достиг 35° против часовой стрелки [82, 97]. Еще более значительные повороты испытали блоки островов Сардиния и Корсика, а также блок Апеннинского полуострова — до $40\text{--}50^\circ$ против часовой стрелки. Эти повороты произошли главным образом в палеогене и самом начале неогена [97]. Полуостров Аргос в послелеурское время повернулся относительно блока материковой части Греции на $100\text{--}120^\circ$ по часовой стрелке, в то время как сам этот блок испытал поворот против часовой стрелки. Такой же поворот отмечен по палеомагнитным данным для юрских пород Трансдунайского региона. Палеомагнитные полюсы для всех этих областей, которые рассматриваются как срединные массивы и микроплиты, очень близки к африканским (см. приложение). Это, вероятно, указывает на принадлежность данных структурных единиц к Африканской плите и на их совместное с ней движение в мезозое и начале кайнозоя.

Палеомагнитные данные для центральной части пояса также отмечают преобладание поворотов против часовой стрелки. Северная Турция до середины мела, а центральный и северный Иран до конца палеозоя были частью Гондваны (Афро-Аравийской плиты) и двигались вместе с ней. В пределах этого мегаблока установлены и локальные повороты. Так, Лутский блок после середины палеогена развернулся против часовой стрелки, а Центральный Эльбурс — на 30° по часовой стрелке. Анализ этих данных привел к выводу, что в палеозое регион был частью Гондваны, в триасе дрейфовал к северу как отдельная микроплита, а с юры — как часть Северо-Евразийской плиты [1, 97]. Малокавказская область в середине мела повернулась против часовой стрелки на $40\text{--}45^\circ$ относительно Большого Кавказа, и после этого обе области располагались субширотно. В конце мела и позднее произошло дугообразное изгибание Малокавказской области в результате сближения Афро-Аравийского и Восточно-Европейского континентов и вдавливания Аравийского клина в Кавказский мобильный пояс [1].

Таким образом, литосферные блоки в западной и центральной частях Альпийско-Гималайского пояса испытывают в большинстве случаев повороты против часовой стрелки. Деформации здесь обусловлены, по-видимому, столкновением Евразийского и Афро-Аравийского континентов, а их характер — соотношением скоростей сталкивающихся участков. В восточной части Альпийско-Гималайского пояса деформации определяются прежде всего движением на север Индийской плиты и ее столкновением с северной Евразией. Палеомагнитные данные показывают, что Иранская плита отделилась от Гондваны еще до перми, дрейфовала как отдельный микроконтинент и только в раннем меле примкнула к Северо-Евразийской плите [1, 97]. Последующие деформации в ее складчатом обрамлении происходили уже в конце палеогена и в неогене и определялись вдавливанием Индийского клина подобно тому, как несколько раньше это произошло в Турецко-Малокавказской области.

В настоящее время нет единой точки зрения на историю формирования Уральской геосинклинали. Это объясняется наличием ряда проблем и трудностью их решения. Одной из самых актуальных является проблема количественной оценки горизонтальных движений как самого Урала, так и прилегающих к нему регионов. К сожалению, нет еще достаточного количества определений возраста метаморфических комплексов Урала, что необходимо для представления о временной последовательности метаморфизма и его пространственном распределении в эвгеосинклинали Урала. Мало уделяется внимания также решению задач локальной тектоники. В связи с этим особый интерес представляет применение палеомагнитного метода для изучения тектоники в пределах Уральской складчатой системы. Надо отметить, что палеомагнитные исследования на Урале ведутся по площади крайне неравномерно. Подавляющая их часть получена на Южном Урале и лишь незначительная на Среднем и Северном.

Обратимся к анализу палеомагнитных определений (см. приложение). Как показано в разделе 4.3.1, существуют две группы палеомагнитных полюсов, которые приурочены к Западному и Восточному Уралу, разделенным Главным Уральским разломом. Палеомагнитные полюсы по Западному Уралу близки к полюсам по Русской платформе, по крайней мере начиная со среднего палеозоя. Для раннего палеозоя об этом трудно судить из-за малочисленности палеомагнитных определений. Палеомагнитные полюсы для Западного и Восточного Урала различаются, особенно в ордовике. Это различие сохраняется в среднем и позднем палеозое: палеомагнитные полюсы Восточного Урала располагаются несколько восточнее палеополюсов Западного Урала (см. рис. 4.7). Очевидно, такое расхождение можно объяснить двумя причинами: 1) позднепалеозойским перемагничиванием, для которого существовали благоприятные условия на Восточном Урале, 2) существенными тектоническими движениями, которые могли происходить на Восточном Урале в процессе его геосинклинального развития.

Позднепалеозойское перемагничивание пород Урала отмечается рядом исследователей (Р. А. Комиссарова, Н. Д. Данукалов). Метахронная намагниченность древних пород в некоторых случаях характеризуется высокой стабильностью, иногда намной большей, чем у первичной намагниченности. Для разрушения метахронной намагниченности наиболее эффективна высокотемпературная чистка. Высокая стабильность метахронной намагниченности вносит определенные трудности в интерпретацию палеомагнитных данных. Однако объяснить ее существование двух групп палеополюсов не удается по следующим соображениям. Палеомагнитные определения для ордовика Русской платформы, Западного и Восточного Урала сильно различаются по положению полюсов, но характеризуются согласованными наклонениями. Это

показывает, что различия в положении полюсов обусловлены локальными или региональными тектоническими поворотами. Если произвести поворот Западного Урала на 35° по часовой стрелке, а Восточного Урала — на 55° против часовой стрелки, то палеомагнитные полосы перечисленных регионов совпадут в пределах погрешности (см. раздел 4.3). Более восточное положение палеомагнитных полюсов Восточного Урала в среднем и позднем палеозое по отношению к палеополюсам Западного Урала может также свидетельствовать о повороте многих блоков Восточного Урала против часовой стрелки. Все это указывает на крупные горизонтальные движения в Уральском складчатом поясе.

Согласно геологическим данным [34] континентальная окраина на севере Урала в среднем—позднем палеозое пережила период спокойного погружения, не компенсирующегося осадконакоплением. В океанической области, расположенной к востоку от континентального склона, геологическое развитие было совершенно другим: интенсивные деформации переходной стадии развития начались еще в силуре, т. е. значительно раньше, чем в смежной части континентального склона. В низах эвгеосинклинальных серий вблизи границы со структурами западного обрамления прерывистой полосой прослеживается проявление эклогит-глаукофан-сланцевого метаморфизма, абсолютный возраст которого 400 ± 20 млн. лет. Такой метаморфизм может отражать условия сверхдавлений и трассировать поверхности грандиозных надвигов. То, что эти события не нашли никакого отзвука в развитии края палеоконтинентального обрамления, можно объяснить тем, что эти структуры были в то время достаточно разобщены и сблизилась лишь в позднем палеозое. Следовательно, палеомагнитные и геологические данные находятся в полной согласованности.

На основании палеомагнитных исследований пород карбона и более древних палеозойских образований была подмечена тенденция структур Урала к повороту против часовой стрелки на $20\text{—}30^\circ$ относительно Русской платформы [18]. Из-за недостаточно равномерного распределения палеомагнитных определений по площади трудно судить, произошел поворот всех структур в целом или же их отдельных частей в результате деформации.

Для Восточного Урала характерна интенсивная складчатость, наблюдаются тектонические разрывы и блоковая структура залегания пород. Палеомагнитные исследования триаса, проведенные на восточном склоне Урала (р. Пыжма), указывают на существование небольших блоков, развернутых друг относительно друга до 43° . Сравнивая положение триасовых полюсов этих блоков и аналогичных полюсов Русской платформы, можно сказать, что отдельные блоки сохранили свою ориентировку относительно Русской платформы.

Таким образом, палеомагнитные данные указывают на существование в пределах Уральского складчатого пояса проявлений глобальных, региональных и локальных тектонических движений.

Причем эти данные представляют возможность для выделения характерных этапов преобразования облика земной коры Урала. Очевидно, в раннем палеозое происходили движения крупных блоков: Русской платформы, Западного и Восточного Урала. На следующем этапе осуществилась консолидация Русской платформы и Западного Урала. Относительно этого блока по Главному Уральскому разлому происходило левостороннее движение Восточного Урала на протяжении среднего—позднего палеозоя. К концу перми завершилось становление Уральского складчатого пояса. Однако и в начале мезозоя еще продолжались процессы дислокации основных структур Урала. Существующие региональные и локальные деформации можно рассматривать как дифференцированное проявление глобальной тектоники.

Таким образом, перспективность палеомагнитного метода для решения глобальных, региональных и локальных тектонических задач Урала очевидна. Взаимоотношение Уральской геосинклинальной области и Русской платформы в геоисторической последовательности является ключевым моментом для познания закономерностей эволюции земной коры как этих областей, так и Евразийского континента в целом. Для решения этой проблемы палеомагнитные исследования необходимо сосредоточить на следующих направлениях.

1. Изучение метакристаллической намагниченности пород Урала, выбор способов ее исключения, чтобы повысить достоверность палеомагнитных определений.

2. Исследование прилегающих к Уралу регионов: Скифско-Туранской плиты, Казахстанского блока, Алтае-Саянской складчатой области. Палеомагнитные реконструкции этих регионов позволят количественно оценить их движения и восстановить картину тектонического развития Урала.

3. Изучение региональной и локальной тектоники Урала как основы для расшифровки его глобальной тектоники.

4. Расширение палеомагнитных исследований на Среднем и Северном Урале.

5.1.8. ДЕФОРМАЦИИ В ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологическое строение и историю тектонического развития жесткой Сибирской платформы нельзя изучать без учета ее взаимоотношения с сопредельными областями, такими как Тихоокеанский складчатый пояс на востоке и Арктический бассейн на севере. Историю геологического развития этих блоков земной коры обычно рассматривают в предположении стабильности их пространственного положения, не принимая во внимание возможные горизонтальные перемещения и дислокации. Однако работы ряда исследователей показали, что в истории формирования как внутриконтинентальных впадин Арктического бассейна, так и структур Верхоянской складчатой области находят отраже-



Рис. 5.7. Схема деформации структур северного и восточного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным.

Палеомагнитные направления: 1 — данные из работ [12, 41], 2 — по табл. 5.2.

ние тектонические процессы, аналогичные происходящим ныне в океанических бассейнах и на материковых окраинах [12].

Все большее значение в решении вопросов локальной и региональной тектоники в пределах Сибирской платформы и сопредельных областей приобретает палеомагнитный метод. Уже первыми палеомагнитными работами Б. В. Гусева по северу Сибирской платформы и Арктическому бассейну показано, что палеомагнитный метод позволяет не только установить характер тектонических движений (перемещения, вращения), но и количественно оценить повороты отдельных блоков земной коры, определить направление их вращения.

Так, несоответствие раннетриасовых палеомагнитных направлений Западного Таймыра и Сибирской платформы (рис. 5.7) может быть объяснено горизонтальным перемещением, т. е. отодвиганием Таймыра (начиная с триаса) как единого блока по глубинным разломам к северо-западу. Горизонтальное растяжение привело к разрыву и раздвижению Таймырского и Сибирского блоков земной коры. Скорость движения, по-видимому, была неодинаковой в разных точках и сопровождалась деформацией блока, потому западная часть Таймыра оказалась развернутой на 30° по часовой стрелке относительно его восточной части. Вероятность таких перемещений подтверждена данными палеомагнитного картирования лавовых покровов на Западном Таймыре. В пределах зоны разлома здесь установлены локальные повороты отдельных блоков, дана их количественная оценка [12].

На возможности палеомагнитного метода в решении вопросов региональной и локальной тектоники указывают и результаты палеомагнитных исследований в районах, примыкающих к Сибирской платформе с востока и северо-востока (Западное Привер-

хоянье и приустьевая часть р. Лена). Палеомагнитные определения для верхнего девона и нижнего карбона Быковской протоки р. Лена (табл. 5.2) позволяют предположить поворот этого участка относительно Сибирской платформы на 48° по часовой стрелке. Близость же палеомагнитных данных по верхней перми и верхнему триасу — нижней юре для района Оленёкской протоки р. Лена свидетельствует о том, что ориентировка хр. Чекановского осталась постоянной относительно Сибирской платформы, а в конце юры и начале мела произошел его поворот по часовой стрелке примерно на 18° . Палеомагнитные данные по Западному Приверхоянью позволили установить, что в северной (от 70° с. ш. и выше) и южной (от $64,5^\circ$ с. ш. и ниже) частях Верхоянской складчатой структуры произошел ее разворот на $50-60^\circ$ против часовой стрелки, в то время как средняя часть этой структуры не испытала никаких поворотов [41].

Таблица 5.2. Палеомагнитные полюсы для Лено-Оленёкской структуры (по данным С. А. Писаревского)

Возраст	Район	Координаты места отбора		Направление вектора J_n^a		Полюс Сибирской платформы		Расчетное направление вектора J_n^a		ΔD
		φ	λ	D	I	Φ	Λ	D	I	
$J_3 - K_1$	Оленёкская протока	$72,6^\circ$	$124,7^\circ$	88°	87°	74°	180°	69°	81°	19°
$T_3 - J_1$	То же	$72,6$	$124,7$	174	76	59	137	156	83	18
		$72,6$	$124,7$	164	75	46	147	147	75	17
P_2	р. Бёсюке	$69,8$	$128,5$	290	-76	45	141	325	-76	-35
P_1	Быковская									
C_1	протока	$72,4$	$127,0$	201	70	30	150	151	64	50
D_3	Крест Хомо	$72,4$	$127,0$	211	66	20	140	164	56	47

Примечание. Положительным значениям ΔD соответствует поворот по часовой стрелке, отрицательным — против.

Все эти данные важны для расшифровки тектонических движений в обрамлении Сибирской платформы. Так, палеомагнитные определения по Западному Приверхоянью дают возможность предполагать, что первоначальная ориентировка Верхоянской складчатой области была меридиональной (относительно современной сетки). Характерные для северной части этой области надвиговые и запрокинутые в сторону Сибирской платформы структуры указывают на то, что движение масс земной коры шло с востока — со стороны Верхоянья. Разворот же Верхоянской структуры, принявшей S-образную форму, произошел, по-видимому, при столкновении ее с Сибирской платформой.

Раньше предполагалось, что на северном окончании Верхоянской складчатой структуры происходит ее виргация с образова-

нием трех ветвей: Лено-Оленёкской, Хараулахской и Куларской. Палеомагнитные данные, однако, показывают, что Лено-Оленёкская структура начиная с перми и по юру включительно не меняла своего положения относительно Сибирской платформы, а поворот ее произошел лишь в конце поздней юры—раннем мелу. Таким образом, Лено-Оленёкскую структуру можно рассматривать как самостоятельный блок, существовавший независимо от Верхоянской складчатой области, так как в противном случае эта структура, составляя единое целое с Верхоянской, должна была бы испытывать в это же время поворот против часовой стрелки примерно на 60° .

Палеомагнитное изучение пород, слагающих Чекуровскую антиклиналь, позволило установить поворот этой структуры (или по крайней мере ее южной части) против часовой стрелки на 50° [41]. Формирование Чекуровской складки сопровождалось трапповым магматизмом, проявившимся по палеомагнитным данным в два этапа: до и после складкообразования. Вследствие этого возраст чекуровских траппов определен как средняя юра—ранний мел.

Деформации, подобные верхоянским, выявлены также и на противоположной стороне Тихоокеанского складчатого пояса при палеомагнитном изучении структур Северо-Американских Кордильер [72]. Отмеченное здесь четкое соответствие изменений палеомагнитных направлений изменениям в ориентировке структур позволило определить характер произошедших деформаций (сдвиги, повороты) и провести их количественные оценки (угол поворота южного окончания Скалистых гор составил 80° по часовой стрелке).

Палеомагнитные данные для Северо-Востока СССР [33], структуры которого входят в геосинклинальный Тихоокеанский пояс, немногочисленны. Тем не менее, анализируя палеомагнитные определения по Омолонскому массиву, можно предположить, что этот блок от поздней перми до позднего мела испытывал вращение против часовой стрелки при небольших горизонтальных смещениях самого массива. В раннем мелу Омолонский массив как составная часть Колымского блока уже занял положение, близкое к современному. Поэтому кажется маловероятным предположение, что Колымский блок когда-либо являлся частью Арктическо-Аляскинской плиты.

Такие виды деформаций, как горизонтальные перемещения, повороты, по-видимому, характерны для складчатых областей, примыкающих к Сибирской платформе не только с севера и востока, но и с юга. Сравнивая, например, палеомагнитные определения раннего—среднего палеозоя для Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области (см. приложение), можно заметить, что палеополюсы Алтае-Саянской области обнаруживают ясно выраженную тенденцию к смещению на юг в среднем палеозое и на запад в раннем палеозое по отношению к одновозрастным полюсам Сибирской платформы. Алтае-Саянская

область, существовавшая, вероятно, в раннем—среднем палеозое как самостоятельный блок, испытала в это время горизонтальное перемещение и поворот по часовой стрелке, и лишь в раннем карбоне она составила единое целое с Сибирской платформой.

Итак, палеомагнитные данные дополняют и расширяют наши представления о временной последовательности, характере и направлении тектонических движений земной коры в области сочленения Сибирской платформы и складчатых структур. В дальнейшем необходимо усилить палеомагнитные исследования в Алтае-Саянской складчатой области и, особенно, на Северо-Востоке СССР с целью наиболее полного изучения истории их тектонического развития.

5.2.

ЯВЛЕНИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА И РИТМИКА ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ

Анализ палеомагнитной шкалы позволил отметить ряд закономерностей в развитии геомагнитного поля за последние 600 млн. лет. С точки зрения геотектоники наиболее важные из них сводятся к следующему [26].

1. В течение фанерозоя существовали, сменяя друг друга, три режима геомагнитного поля: относительно стабильное поле обратной полярности, относительно стабильное поле прямой полярности, возбужденное поле с многократными частыми инверсиями.

2. Соответственно режимам выделяются три основных этапа в эволюции геомагнитного поля: палеозойский, мезозойский и кайнозойский, которым в палеомагнитной шкале отвечают три основных магнитостратиграфических подразделения (мегазоны). Геомагнитное поле в эти интервалы характеризовалось преобладанием соответственно обратной, прямой и переменной полярности. Начало каждого этапа эволюции поля опережает наступление соответствующей эры на несколько миллионов лет. Каждая из мегазон отличается неповторимыми особенностями строения, отражая тем самым эволюцию геомагнитного поля.

3. В палеомагнитной шкале выделяются 11 крупных подразделений — гиперзон, сравнимых по стратиграфическому объему с системами (см. рис. 3.4).

4. Поступательно-циклическое развитие геомагнитного поля выражается в повторяемости крупных интервалов частых инверсий приблизительно через 200 млн. лет. Эти интервалы приурочены к конечным этапам геотектонических циклов — каледонского, герцинского и альпийского, или же к важнейшим фазам складчатости внутри них.

Связь режима геомагнитных инверсий с явлениями геотектоники не ограничивается указанной корреляцией. Еще на первых этапах палеомагнитных работ было замечено, что перемещение палеомагнитных полюсов вдоль миграционных кривых происходит крайне неравномерно. Для каждой из платформ длительные периоды малых перемещений сменяются короткими интервалами

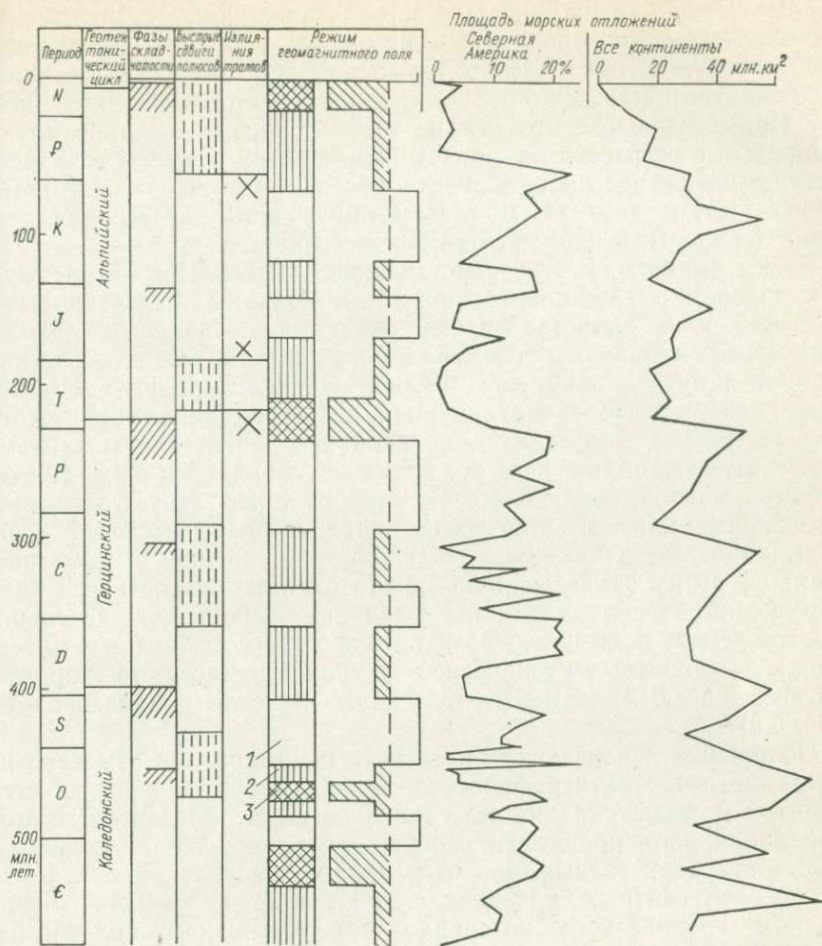


Рис. 5.8. Корреляция глобальных тектонических явлений с геомагнитными инверсиями ([46], с добавлениями и изменениями).

Регим геомагнитного поля: 1 — преобладание одной полярности с эпизодическими инверсиями, 2 — редкие инверсии, 3 — частые инверсии.

значительных сдвигов. Как отмечают Ю. М. Шейнманн и Э. А. Молоствовский [46], этапы быстрых сдвигов полюсов совпадают с эпохами максимальной тектоно-магматической активности. Они также приурочены к концам каледонского, герцинского и альпийского циклов (рис. 5.8) и отмечают завершение наиболее мощных орогенических эпох.

Как явствует из концепции подвижных литосферных плит, интенсивность глобального тектонического процесса наиболее ярко должна отражаться на колебаниях уровня Мирового океана. Эти колебания регистрируются трансгрессиями и регрессиями, объем

которых можно оценить по площади современных континентов, занятой эпиконтинентальными морями в ту или иную прошедшую геологическую эпоху. Графики изменения этой площади строились неоднократно как для всей Земли, так и для отдельных континентов. Примечательно, что эпохи частых инверсий коррелируют с мировыми регрессиями, причем начало таких эпох предвещает наступление регрессий приблизительно на 10 млн. лет. Как отмечалось [46], к этим же моментам приурочены перестройки движения (скорости и направления) литосферных плит.

Таким образом, и эти сопоставления подтверждают известную точку зрения о глубинном заложении источников тектонических движений и о единстве всего эндогенного процесса Земли. Конкретные механизмы связи геомагнитных и геотектонических явлений наметить пока еще трудно. Однако можно высказать предположение, что гравитационная дифференциация на нижней границе мантии, может быть, являющаяся двигателем механизма геомагнитного динамо, в то же время обуславливает и конвекцию вещества мантии, которая в свою очередь контролирует движения литосферных плит. В этой связи естественным выглядит и запаздывание геотектонических явлений по сравнению с геомагнитными; по этому запаздыванию можно оценить скорость передачи возмущений через мантию. Следует выполнить детальное сопоставление эпох инверсий (критических геомагнитных интервалов) с эпохами тектонической активности, которые характеризуются воздыманием земной коры и складкообразованием (рис. 5.9).

Положение критических геомагнитных интервалов отмечено на основе магнитостратиграфической шкалы СССР, эпохи общего поднятия и фазы складчатости даны по А. А. Богданову. Видна корреляция эпох процессов, особенностью которой является запаздывание эпох воздымания и складчатости относительно критических геомагнитных интервалов. Разница во времени между началом критического интервала палеомагнитного поля и началом тектонической эпохи колеблется от 15 до 70 млн. лет. Прослеживаются три максимума и четыре минимума запаздывания, наблюдается и общий тренд кривой — уменьшение разности времен к современности. Максимумы запаздывания приурочены к 120; 315; 430 млн. лет, минимумы — к 48; 210; 350; 515 млн. лет.

Если предположить, что источником энергии как геомагнитного динамо, так и тектогенеза является гравитационная дифференциация мантийного вещества на границе ядро—мантия, то запаздывание эпох тектонической активности по сравнению с эпохами неустойчивого геомагнитного поля можно объяснить. На любое существенное перераспределение энергии в ядре геомагнитное динамо должно реагировать мгновенно, и магнитное поле дестабилизируется. Отвод же тепловой энергии с помощью конвекции требует определенного времени. Это и является причиной того, что эпохи тектонической активности отстают от эпох нестабиль-

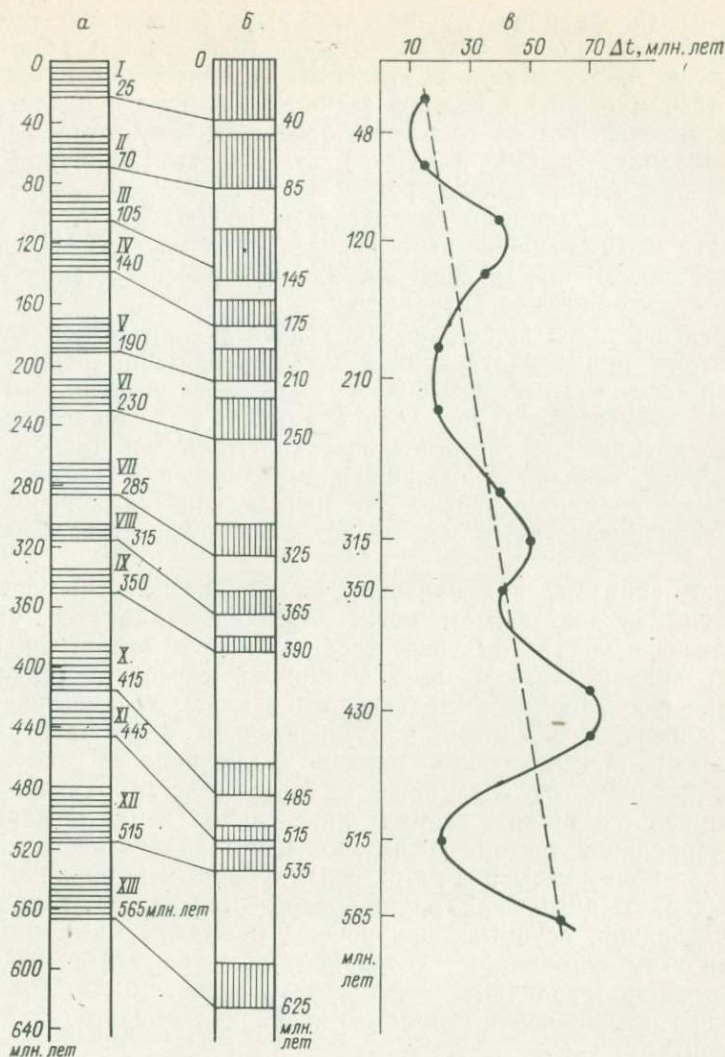


Рис. 5.9. Хронологическая последовательность эпох тектонической активности и критических интервалов геомагнитного поля.

a — фазы складчатости (I — позднеальпийская; II — ларамийская; III — австрийская; IV — позднекимерийская; V — раннекимерийская; VI — позднегерцинская; VII — уральская; VIII — судетская; IX — бретонская; X — позднекаледонская; XI — таконская; XII — салаирская; XIII — позднебайкальская); *б* — интервалы частых геомагнитных инверсий; *в* — запаздывание начала тектонических фаз относительно геомагнитных.

ного состояния геомагнитного поля [46]. Минимумы кривой запаздывания имеют четкую корреляцию с важнейшими этапами преобразования Земли. Согласно сводной тектонической таблице А. А. Богданова на рубеже 210 млн. лет завершилась герцинская

складчатость; граница 350 млн. лет укладывается в интервал завершения каледонской складчатости (395 млн. лет) на Европейском и Африканском континентах и палеозойской складчатости (340 млн. лет) в Южной и Восточной Азии и в Австралии. Рубеж 515 млн. лет соответствует завершающему этапу байкальской складчатости (500 млн. лет) для Европы, Африки, Южной и Восточной Азии. Только рубеж 48 млн. лет не коррелирует с временными границами складчатости по таблице А. А. Богданова; эту несогласованность объяснить пока трудно. Максимумы кривой запаздывания в свою очередь приурочены к эпохам наименьшей тектонической активности.

Вероятно, такой ход процессов связан с количеством энергии, выделяемой при гравитационной дифференциации вещества на разделе ядро—мантия. Чем больше выделяется энергии, тем выше скорость конвективного переноса в мантии, а следовательно, тем быстрее возмущение достигает поверхности Земли. Если выделение энергии невелико, продвижение возмущения займет более длительное время, поскольку для начала конвекции необходима определенная энергия, а для ее накопления требуется некоторое время.

Таким образом, при большом выделении энергии активная тектоническая деятельность носит глобальный характер, что выражается в существенных перестройках облика Земли. Сползание (тренд) кривой запаздывания, возможно, связан с тенденцией к увеличению энергии, выделяющейся в ядре, что повышает скорость конвекции в мантии, а следовательно, сокращает продолжительность тектонических циклов и увеличивает их частоту с приближением от докембрия к современности. Такой вывод подтверждается ростом частоты инверсий от венда к кайнозою. Если корреляция тектонических эпох и интервалов нестабильного состояния поля указывает на их связь с единым источником энергии, расположенным на границе ядро—мантия, то глобальные преобразования, вероятно, приурочены к максимумам выделения энергии этим источником. Тогда несоответствие рубежей таких перестроек по различным континентам может быть объяснено несколько неодинаковой скоростью конвекции вещества под этими континентами.

Конечно, корреляции такого рода являются косвенными и безусловными на современном этапе знаний, они могут быть справедливы лишь для крупных этапов геомагнитной и геотектонической эволюции. Еще больше это относится к корреляции явлений палеомагнетизма с этапами эволюции биосферы. Хотя моменты великих обновлений фауны и флоры в фанерозое близки к смене главных этапов геомагнитного поля, отдельные случаи приуроченности изменений видового состава фауны к конкретным геомагнитным инверсиям вряд ли можно рассматривать как отражение непосредственного влияния геомагнитного поля на земную жизнь.

Гипотеза планетарного равновесия впервые была изложена в докторской диссертации Н. Н. Форша в 1969 г. [32]. Проведенный им послыйный палеогеографический анализ отложенных колебательных движений на огромной территории Русской платформы и Урала. Выяснилось, что два обширных участка земной коры колебались относительно друг друга. Один из них (западный) охватывал основную часть Русской платформы, а другой (восточный) включал Прикамье, Урал и Зауралье. При поднятии одного участка опускался другой, и наоборот. В чем причины этих движений, какие силы их вызывали, чем определялась строгая периодичность колебаний — эти вопросы еще требуют разрешения. Так как эти движения охватывали столь огромные территории, как Русская платформа, Урал и Западная Сибирь, составляющие в сумме существенную часть поверхности земного шара, то естественно связывать их не с какими-то локальными очагами энергии, а с силами планетарного равновесия.

Для выяснения природы колебательных движений важно было бы установить их взаимоотношение с такими явлениями планетарного порядка, которые должны развиваться в непосредственной связи с условиями планетарного равновесия. С этой точки зрения большой интерес представляют данные об изменении географической широты территории Русской платформы в позднем палеозое. Палеомагнитные и палеоклиматические данные согласно показывают, что здесь в этот период резко доминирует тенденция к смещению географических параллелей в направлении с северо-востока на юго-запад (см. рис. 4.17, 4.19—4.21). Временами, однако, наблюдается смещение и в обратном направлении, т. е. процесс имел явно колебательный характер.

Ход этих колебаний широты хорошо совпадает с вертикальными движениями Русской платформы. В конце визейского века происходит резкое смещение палеомагнитных широт и палеоклиматических зон с северо-востока на юго-запад. Одновременно платформа опускается и морские условия значительно продвигаются на запад. К началу среднего карбона происходит, по-видимому, существенное обратное движение географических широт. Мы сделали такое заключение по распределению осадков — индикаторов климата, но в дальнейшем этот вывод был подтвержден палеомагнитными измерениями [32]. Возвращение широт на северо-восток совпало с общим значительным поднятием Русской платформы. В начале пермского периода новое заметное продвижение географических широт к юго-западу сопровождается опусканием платформы. В кунгурский век границы аридной зоны смещаются к северо-востоку, что опять совпадает со значительным

поднятием платформы. В начале казанского века климатические зоны и палеошироты смещаются к юго-западу, что сопровождается сильным погружением платформы, большая часть которой (после длительного перерыва) оказалась залитой морем. В конце казанского века граница аридной зоны заметно продвигается на северо-восток, что совпадает с новым поднятием платформы. Наконец, во второй половине татарского века опять происходит значительное смещение географических широт к юго-западу и одновременное опускание центральных областей платформы. Отложения татарского озера—моря распространяются на запад значительно дальше перекрываемых ими казанских образований.

Мы видим, что на Русской платформе в течение всего позднего палеозоя каждое значительное опускание платформы отвечало продвижению палеоширот к юго-западу, а каждое значительное поднятие — обратному смещению палеоширот к северо-востоку. Напрашивается вывод о непосредственной связи вертикальных колебательных движений с изменением положения полюсов. Возможно, что эти колебательные движения следует рассматривать как приспособление формы Земли к меняющимся в результате смещения полюсов условиям планетарного равновесия.

Наблюдения над современным движением полюсов показывают, что пути их смещения образуют круги и петли. Возможно, в этом свойстве и кроется причина колебательного характера движений и вызываемой ими цикличности. Описывая петлю, полюс при приближении к платформе вызывает ее опускание, а при удалении от нее — поднятие. Установлено, что зимний сибирский максимум атмосферного давления отклоняет ось вращения Земли на несколько метров. Следовательно, ось вращения очень чутко реагирует даже на незначительное перераспределение масс на поверхности Земли. Вполне вероятно, что разрушение горных систем и континентальных массивов, перенос и накопление на других территориях огромной массы терригенных осадков, возникновение и исчезновение обширных массивов материкового льда должны создавать эффект в сотни и тысячи раз больший, чем вызывает зона максимума атмосферного давления. Возможно, к еще более внушительным последствиям могут приводить процессы, протекающие во внутренних частях земного шара, хотя масштабы влияния этих факторов пока совершенно неясны. Прямым следствием значительного смещения оси вращения должно быть изменение формы Земли, с чем мы и склонны связывать вертикальные колебательные движения. Но это далеко не единственное и даже, по-видимому, не самое важное следствие. Более значительным и обязательным должно быть перераспределение скоростей вращения между разными зонами земного шара.

Чтобы выяснить, какого характера изменения могут при этом возникнуть, надо хотя бы умозрительно осветить проблему перераспределения скоростей вращения и возможные следствия этого явления. Рассмотрим сначала вертикальный разрез Земли, напри-

мер, в плоскости экватора. Угловая скорость вращения глубинных и поверхностных зон земного шара одинакова, но линейная скорость возрастает от нуля в центре Земли до огромной на ее поверхности (у экватора 460 м/с). Если ось вращения смещается, то в плоскости бывшего экватора скорость должна снизиться, причем тем больше, чем выше она была. В глубинных зонах изменение скорости будет небольшим, а в поверхностных — максимальным. В силу инерции движения поверхностные части должны оторваться от глубинных, т. е. должно произойти горизонтальное смещение определенных зон литосферы. Это смещение будет тем значительнее, чем дальше находится зона от центра Земли, т. е. чем выше ее скорость, а следовательно, и наступающее изменение скорости. Такими зонами являются крупные континентальные массивы.

Обычно, обсуждая возможность горизонтального перемещения континентальных массивов, ставят вопрос: «Какие силы могут сдвинуть их с места?» При этом забывают, что массивы не неподвижны, а движутся с большой скоростью благодаря вращению Земли. Следовало бы задать вопрос иначе: «Какие силы могут затормозить движение огромного континентального массива, несущегося с колоссальной скоростью?» Основную роль в этом торможении играют, вероятно, силы сцепления с глубинными зонами. Поэтому отрыв поверхностных зон от глубинных вероятнее всего может произойти там, где эти силы ослабевают. Наиболее благоприятна в этом отношении зона пластичного слоя на глубине 70—100 км — астеносфера. С ростом глубины линейная скорость вращения уменьшается, соответственно падает и ускорение. Условия для отрыва одних зон от других становятся все менее благоприятными. Однако отрыв, по-видимому, возможен и на довольно больших глубинах. Вполне вероятно, что на глубине 700 км, где располагаются очаги глубокофокусных землетрясений, еще могут происходить значительные смещения масс.

Мы рассмотрели зону, в которой произошло замедление вращательного движения. Для зон, где скорость вращения при перераспределении скоростей увеличивается, все рассуждения остаются справедливыми. Но в этом случае поверхностные массивы будут отставать от глубинных зон и смещение должно произойти в направлении, обратном вращению Земли.

С изменением положения оси вращения скорость в разных зонах земной поверхности изменяется неодинаково. По этому признаку поверхность сферы делится на четыре четверти, границами которых служат большой круг, перпендикулярный к направлению смещения полюсов, и экватор. В соседних четвертях изменения скорости противоположны по знаку. В тех двух четвертях, куда смещаются полюсы, наблюдается замедление движения, а в тех четвертях, откуда полюсы уходят, — ускорение движения. При этом наибольшее изменение скорости происходит в зоне большого круга, совпадающего с направлением смещения полюсов; в зоне же большого круга, перпендикулярного к этому

направлению, градиент скорости приближается к нулю. В зонах, где со смещением оси скорость вращения уменьшается, континентальные массивы в силу инерции должны получить стимул к движению в направлении вращения Земли, а в зонах, где скорость увеличивается,— стимул к движению против вращения.

5.3.2.

ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ И СИЛЫ КОРИОЛИСА

Рассмотрим, как должны были распределяться силы, стимулировавшие горизонтальные движения континентальных массивов в период с середины мезозоя по настоящее время, в связи со смещением полюсов, устанавливаемым палеомагнитными наблюдениями.

Если в геологической истории Земли континенты дрейфовали на огромные расстояния в тысячи километров, то именно по этой причине земной шар следует рассматривать не как твердое тело, накрепко спаянное силами сцепления частиц, а как вихрь вещества, вращающегося вокруг мгновенной оси, в разных сферах имеющего разное физическое состояние и в силу этого несколько по-разному реагирующего на постоянные смещения центра масс Земли и мгновенной оси вращения. Хотя силы спаянности вещества для значительных регионов соизмеримы с силами вихревого движения, что обеспечивает длительное существование консолидированных крупных континентальных массивов, но в масштабе всей планеты эти силы преодолеваются силами вихревого движения, в результате чего ломаются даже самые прочно спаянные массивы.

В свете изложенной гипотезы можно допустить, что смещение оси вращения земного шара действительно происходит и устанавливаемые палеомагнитными данными перемещения палеоширот являются суммарным результатом двух процессов: действительного смещения оси вращения Земли и вызываемого этим смещением дрейфа континентов.

Для конца мезозоя место северного полюса определяется у берегов Аляски, откуда он в дальнейшем переместился к своему современному положению. Если это продвижение рассматривать в основном как результат смещения оси вращения Земли, то четверть-сфера, в которую попадает континент Северная Америка, должна получить стимул к движению на запад: полюс удалился от Северо-Американского континента, значит, скорость вращения континента увеличивается и в силу инерции он продвигается в направлении против вращения Земли, т. е. к западу. Четверть-сфера, в которой лежит Евразия, должна получить стимул к движению на восток: полюс приблизился к Евразии, значит, вращение ее замедляется и в силу инерции она смещается в направлении вращения Земли, т. е. на восток.

К югу от экватора должно произойти противоположное движение. Однако центр масс Южно-Американского континента расположен значительно восточнее, чем Северо-Американского.

Он лежит уже восточнее большого круга, перпендикулярного к направлению смещения полюсов. Рассматриваемое смещение полюсов приблизит экватор к Южно-Американскому континенту, скорость вращения увеличится, в силу инерции этот континент получит стимул к движению на запад, как и Северо-Американский. Основной северный массив Африканского континента лежал в мезозое, по-видимому, вблизи экватора. В связи со смещением полюсов экватор ушел к югу от его центра масс. Движение континента должно замедлиться, и в силу инерции он должен двинуться к востоку. Мы получаем общую картину дрейфа континентов и образования Атлантического океана, которая устанавливается мобилистами.

Не меньший интерес представляет применение изложенной гипотезы к проблеме разделения Гондваны. Многочисленные работы геологов-мобилистов убедительно нарисовали картину раскола этого некогда единого континента на части и расхождение последних на огромные расстояния. Однако причины этого процесса остаются еще неясными. В свете гипотезы планетарного равновесия они получают объяснение.

Южный полюс в карбоне располагался на востоке Южной Африки. В перми он значительно сместился на юго-восток, уйдя с Африканского континента, где в связи с этим скорость вращательного движения увеличивается. В силу инерции этот континент, как и представлявший тогда с ним единое целое Южно-Американский, движется к западу, в сторону, противоположную направлению вращения Земли. Полюс сместился к восточной части Гондваны, охватывавшей Антарктиду, Австралию и Индию. Движение этой части замедляется, и она движется к востоку. В результате происходит первый раскол Гондваны по линии, перпендикулярной к направлению смещения полюса, эта линия раскола прошла вдоль восточного берега Африки.

Восточная часть Гондваны раскололась на три крупные части: Антарктиду, Австралию и Индию. Антарктида, лежавшая ближе к полюсу и описывавшая при вращении малый круг, должна была отклониться больше к югу. Австралия, располагавшаяся дальше от полюса и вращавшаяся по большему кругу, отошла к юго-востоку, а Индия переместилась в основном к востоку. На расхождение этих частей восточной Гондваны повлияли и последующие изменения положения полюсов, происходившие в течение мезозоя и кайнозоя, когда в основном и образовался Индийский океан.

Африкано-Южно-Американский континент по мере роста Индийского океана отступал все дальше к западу. Однако ко времени, когда центр его достиг линии, на которой теперь лежит Срединно-Атлантический хребет, общая геотектоническая обстановка изменилась. В связи со значительным смещением полюса в альпийский цикл тектогенеза произошел раскол как Лавразитского, так и Африкано-Южно-Американского континентов по

линии современного Срединно-Атлантического хребта. Обе Америки стали отходить к западу, а Африка — к востоку.

Судя по положению западного берега Африки относительно Срединно-Атлантического хребта, от которого, по-видимому, и началось это движение, Африканская и Индостанская глыбы в своем смещении на восток имели северную составляющую и двигались на восток-северо-восток. В то же время Северная Евразия в силу инерции прежнего вращательного движения вокруг полюса у Чукотки в своем смещении на восток имела южную составляющую и двигалась на восток-юго-восток. В силу этого обе огромные глыбы должны были столкнуться, и в зоне их столкновения образовался Альпийско-Гималайский складчатый пояс. Австралия, лежавшая в четверть-сфере, испытывавшей замедление вращения, должна была двинуться на восток, а Индонезийский массив с приближением к нему экватора — на запад-юго-запад. Эта трактовка хорошо объясняет взаимоотношения Альпийско-Гималайского складчатого пояса с Тихоокеанским складчатым кольцом. Западная часть кольца образована надвиганием на Тихий океан двух самостоятельных огромных участков земной коры: Северо-Евразийского и Австралийского.

Мы видим, что гипотеза планетарного равновесия хорошо объясняет основную картину крупных тектонических движений на последних этапах истории земной коры. Все континенты располагаются именно так, как и следовало ожидать исходя из этой концепции. Это сильный аргумент в ее пользу.

По преобладающему мнению, дрейф континентов объясняется конвекционными течениями подкорковых масс. Однако данные о физическом состоянии мантии и о ее слоистой структуре мало согласуются с возможностью свободной конвекции. Совершенно неясны и причины, порождающие движения, а также устойчиво характера этих движений. Гипотеза планетарного равновесия объясняет как движущие силы, так и закономерности проявления горизонтальных движений земной коры. Движущую силу описанных процессов мы видим во взаимодействии двух мощных реально существующих факторов: потенциальной энергии тяготения и кинетической энергии вращения Земли. Гипотеза не исключает возможности проявления и других сил, действующих на планету как изнутри, так и извне. Однако их влияние не должно противоречить общей системе планетарного равновесия. Отклонение центра масс Земли от оси вращения, по-видимому, должно создавать значительные напряжения, которые стимулируют последующее смещение оси вращения и перераспределение скоростей движения.

Мощные экзогенные процессы, протекающие на поверхности Земли, вызывают смещение центра ее масс, возможно, в тысячи раз большее, чем это делает сибирский максимум атмосферного давления, влияние которого на положение оси вращения установлено. Однако и в этом случае мы можем ожидать смещения полюсов, вероятно, лишь на километры или десятки километров.

Возможно, что внутренние процессы, протекающие в недрах Земли, дают более значительный эффект. Однако вполне вероятно, что независимо действует и другой мощный фактор. В процесс смещения центра масс Земли вступает, по-видимому, и само вращение Земли, вызывающее возобновление состояния неравновесия.

Дрейф континентов происходит только в силу инерции движения, независимо от того, к каким последствиям это ведет в планетарном равновесии. Если смещение континентальных массивов способствует установлению равновесия, то смещение останется одноактным. Так, по-видимому, произошло в раннем триасе на Сибирской платформе. Несмотря на глубокие расколы и мощные излияния лав, отдельные части платформы не разошлись на сколько-нибудь значительные расстояния и океана на ее месте не образовалось. Движение, только начавшись, вскоре прекратилось. Иное положение наблюдается в Атлантическом океане. Здесь расхождение континентов, вероятно, способствует нарушению равновесия, что приводит к новому смещению оси вращения, в свою очередь вызывающему новый этап дрейфа. Так должно продолжаться, пока дрейфующие континенты не будут загнаны в зоны, где их дальнейшее смещение будет уже не нарушать, а восстанавливать планетарное равновесие. При изложенном здесь допущении ось вращения смещается благодаря самой энергии вращения.

В свете гипотезы планетарного равновесия механизм движения земной коры представляется в следующем виде: при расхождении плит земной коры, вызванном смещением оси вращения Земли, между ними образуется трещина, достигающая астеносферы. Резкое падение давления вызывает плавление ее вещества и заполнение образовавшейся трещины лавой.

Вероятно, смещение полюсов происходит не прямолинейно и полюс постоянно описывает петли. Если в начальную стадию движения полюса по петле плиты земной коры раздвигаются, то в заключительную стадию возникает обратная тенденция, но вернуться на прежнее место плиты уже не могут, так как разделившая их трещина заполнена затвердевшей лавой. В результате образующаяся океаническая кора наращивается в сторону от оси спрединга. Континентальные массивы, составляющие центральную часть плит земной коры и имеющие наибольшую инерцию и кинетическую энергию, постепенно соскальзывают в сторону преобладающего движения, подминая в этом направлении океаническую кору.

Благодаря постоянному петлянию полюсов расхождения в зонах разломов, ограничивающих плиты земной коры, периодически чередуются со сдавливанием, что, по-видимому, играет значительную роль в образовании срединно-океанических хребтов. В настоящее время в зоне Срединно-Атлантического и других хребтов отмечены значительные деформации осадочного чехла и базальтового фундамента и угловые несогласия в залегании осадков. Наиболее наглядно развитие этого процесса иллюстрируется поперечным профилем через Красное море, вскрывающим

ряд вложенных друг в друга рифтовых долин, борта которых значительно приподняты как над дном внутренней долины, так и над дном более обширной вмещающей ее рифтовой впадины. Это рисует ясную картину периодического чередования раздвижения, при котором образуется рифтовая долина, и сжатия, вызывающего поднятие в центральной части долины.

При ритмических горизонтальных смещениях плит земной коры вероятно асинхронность сжатия и расхождения на ее противоположных краях. Отсюда становится понятно, почему по оси Срединно-Атлантического хребта расположена рифтовая долина, указывающая на растяжение, а к западу от Южной Америки по оси Восточно-Тихоокеанского поднятия рифтовой долины нет, но есть гребень, по-видимому, указывающий на сжатие. Срединно-океанические хребты интенсивно растут, вероятно, в те отрезки времени, когда полюсы многократно петляют примерно на одном и том же месте. А когда полюсы быстро и направленно смещаются, срединно-океанические хребты могут и не возникать, так как обратные движения плит в этих условиях незначительны. Ритмически повторяющиеся обратные движения плит, вызывающие перерывы в образовании океанической коры, по своей продолжительности, вероятно, значительно уступают периодам чередования геомагнитных инверсий, что позволяет этим инверсиям достаточно полно отразиться в магнитных свойствах океанической коры.

Итак, сутью процессов геотектогенеза является постоянное нарушение и восстановление планетарного равновесия в условиях быстрого вращения земного шара. Нарушение равновесия вызывается разными причинами: экзогенными, эндогенными и космическими процессами, а также мощным дрейфом огромных участков земной коры. Основным фактором восстановления планетарного равновесия, по-видимому, является смещение оси вращения, а также изменение формы Земли. В этом процессе должна быть определенная направленность, так как энергия вращения Земли постоянно безвозвратно расходуется в результате перераспределения скоростей вращения, дрейфа континентов и возникновения в связи с ним мощных зон интенсивной складчатости и смятия. Поэтому если нет силы, способной увеличивать скорость вращения, она будет постепенно уменьшаться.

Снижение скорости вращения должно постепенно умерять активность тектонических процессов, находящихся согласно изложенной гипотезе в непосредственной связи с вращением Земли. В этом и заключается специфика тектогенеза Земли как быстро вращающегося тела. Отсюда следует, что на планетах, почти утративших вращение, например на Венере и Луне, тектоника должна проявляться в принципиально иных формах, чем на Земле. Тектонические процессы, характерные для Земли, там, очевидно, сейчас исключены; можно ожидать лишь проявления внутриапланетных и космических сил. Наоборот, на планетах, имеющих большую скорость вращения, чем Земля, можно предполагать и значительно большую интенсивность тектонических процессов.

6.1.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Если первые годы систематических палеомагнитных исследований были посвящены преимущественно выработке их теоретического фундамента, то в настоящее время палеомагнитология все глубже вторгается в область решения практических задач геологии. Палеомагнитные исследования возродили фундаментальные идеи Ф. Тейлора и А. Вегенера на принципиально новой качественной основе, что способствовало созданию теории новой глобальной тектоники, или тектоники плит. Эта теория является ключом к решению многих геолого-тектонических проблем, непосредственно связанных с познанием процесса генерации и размещения полезных ископаемых. Итогом развития теории тектоники плит, во многом опирающейся на данные палеомагнитологии, стало создание довольно детальной картины движения плит и прослеживание характера их изменений в прошлом, вплоть до протерозоя. Осознание того факта, что мы живем не только на вращающейся планете, но и на дрейфующих материках, привело к пересмотру ряда старых гипотез и выдвигению новых идей как в теоретической, так и в практической геологии, в том числе и в прогнозной оценке перспектив территорий на полезные ископаемые.

В данной главе рассмотрены связи структурообразования с палеоширотами, типы осадочных бассейнов, их генезис и размещение, закономерности палеоширотного распределения полезных ископаемых, свидетельства палеоширотной приуроченности глобальных трансгрессий, палеомагнитно-тектонические критерии перспектив территорий на минеральное сырье. Все выводы здесь основаны на палеомагнитных данных, собранных и обобщенных сотрудниками Палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ, и на глобальных фанерозойских реконструкциях, приведенных в главе 4.

6.2.

**ПАЛЕОШИРОТНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Вопрос о влиянии ускорения и замедления вращения Земли на литосферу, вероятно, впервые был затронут еще Д. Дарвином. Позднее Л. С. Лейбензон и В. Вероне математически обосновали возможность ломки корового слоя на определен-

ных широтах. О «значительных тектонических нарушениях» при изменении формы земного эллипсоида писал Ф. Н. Красовский. Рассмотрению этого вопроса отводили значительное место в своих работах А. А. Тило, В. Г. Бондарчук, Б. Л. Личков, В. А. Цареградский, Г. Н. Каттерфельд и многие другие. В той или иной степени в защиту роли ротационных сил выступали такие известные геологи, как Н. С. Шатский, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин, А. В. Пейве. П. С. Воронов прямо заявляет о ведущей роли ротационных сил в формировании сети планетарной трещиноватости и их воздействии на структуру литосферы в целом [10].

М. В. Стовас в результате математического анализа напряжений земного эллипсоида вращения обосновал общие закономерности географической зональности деформаций земной коры [43]. Им установлены четыре зоны: 1) полярные $90-80^\circ$; 2) параллелей 62° ; 3) параллелей 35° ; 4) экваториальная. Эти широты названы автором критическими. При попеременном изменении скорости вращения Земли происходят сжатия и растяжения корового слоя и вертикальные перемещения земной коры на полюсах и в области экватора. На широтах 62° имеют место вертикальные движения, дробление литосферы, возникновение разрывов. С параллелями 35° связаны тангенциальные напряжения, горноскладчатые процессы. Несмотря на привлекательность идей критических параллелей, это направление не получило дальнейшего развития, поскольку выяснилось, что далеко не все интенсивные тектонические проявления прошлого укладываются в современный широтнозональный план.

С существенно иных позиций — с позиций теории тектоники плит — проанализирована роль ротационных сил и приуроченность диастрофических процессов к определенным параллелям Г. И. Гончаровым [32]. Установлено, что структурные планы, разломы, складчатость, планетарная трещиноватость определенного возраста преимущественно ортогональны по отношению к палеоширотам этого же времени и изменяются в соответствии с новым положением литосферных блоков. Наиболее четко такие тектонические элементы проявляются в пределах узких палеоширотных интервалов на критических палеопараллелях, причем лишь в том случае, если литосферные участки находятся на этих палеоширотах достаточно длительное время. Вследствие дрейфа плит активный диастрофизм мигрирует по литосфере, что приводит к удревнению или омоложению складчатых систем по простиранию, к переработке и изменению структурных рисунков и планетарной трещиноватости. Все эти изменения контролируются дрейфом плит и ротационным режимом планеты и являются наложенными на глобальную тектоническую картину, создаваемую тектоникой плит. Анализ соотношения структурных элементов земной коры с палеоширотами, проведенный в последние годы для всех эпох фанерозоя и почти по всем континентам, подтвердил эти выводы [32].

Заложение планетарной трещиноватости, а затем переход ее в категорию разломов находятся в тесной зависимости от место-

положения литосферных блоков и их ориентировки относительно сетки географических параллелей, особенно критических, и от режима вращения планеты. Данный вывод крайне важен, поскольку в последнее время ведущая роль в истории развития любого региона отводится разломам, которые пронизывают всю земную кору и образуют планетарную мегатрещиноватость [10, 32, 43, 49, 52]. С глубинными разломами связывают формирование геосинклиналей и складчатых структур, активизацию магматической деятельности и другие тектонические процессы. К приразломным и надразломным структурам и к участкам пересечения надразломных антиклинальных зон в большинстве осадочных бассейнов мира приурочены месторождения нефти и газа [30]. В связи с этим обстоятельством прогноз ориентировки приразломных структур приобретает поисковое значение.

Признавая закономерный характер распределения сетки трещиноватости и разломов относительно оси вращения Земли, различные ученые выделяют от двух до восьми (и более) систем нарушений [10, 49, 52]. Большинство исследователей отмечают ортогональность подобных нарушений. Одни авторы видят только долготные и широтные направления нарушений [32], другие — преимущественно диагональные [49], третьи — те и другие [10]. Как следует из анализа [32], во все геологические эпохи имели место две системы нарушений, сопряженных в ортогональную сетку, которая является отражением ротационных напряжений в литосфере, возникающих по меридиональным и широтным азимутам. Именно такие напряжения должны генерироваться в земной коре согласно идее сторонников ротационных сил [10, 43].

При сравнительном тектоническом анализе выявляются, как правило, резко отличные друг от друга структурные планы земной коры — разно ориентированные от этажа к этажу зоны разломов, контуры структур, складчатые системы, зоны вулканической деятельности, металлогенические пояса и т. п. Все эти зональные перестройки литосферы являются результатом расположения континентальных блоков в мобильных палеоширотах. При последующей перекомпоновке блоков литосферы на внекритических палеоширотах происходит залечивание старых зон нарушений, превращение их в «слепые», а на критических палеоширотах — возникновение новых систем, повернутых или сдвинутых на некоторый угол относительно предыдущих. В случае широтного или долготного движения блоков без изменения их ориентировки может наблюдаться определенная унаследованность в проявлении диастрофических процессов.

На изменение во времени господствующих простираний структурных элементов на примере Европы обращал внимание С. Н. Бубнов. Изменения простираний происходили в направлении против часовой стрелки, причем каждой фазе складчатого цикла соответствует определенная ориентировка зон поднятий и погружений. Наиболее логичное объяснение этому процессу можно дать с позиций дрейфа Европейского блока через критические

широты. По палеомагнитным данным этот континент в фанерозойское время направленно смещался с вращением по часовой стрелке. Следовательно, изменение основных простираний должно было происходить именно в направлении против часовой стрелки.

По-видимому, не случайно исследователи насчитывают до десятка разно ориентированных систем нарушений в земной коре. Столько систем действительно может быть, но, вероятно, все они разновозрастные. Каждой системе соответствовал свой палеоширотно-палеодолготный план. Чем древнее литосферный блок, тем больше систем нарушений там находят; четкость проявления глобальной сетки нарушений при этом падает. При анализе сетки планетарной трещиноватости выясняется, что ортогональные системы лучше всего представлены качественно, т. е. более отчетливо выражены, а диагональные — количественно [10]. Например, на новообразованных океанических участках земной коры проявляется только одна широтно-долготная ортогональная система нарушений. Наиболее четко она проступает вблизи срединно-океанических хребтов, где молодая кора еще не испытала заметных смещений и поворотов. При удалении от осей хребтов или при смещении самих хребтов ортогональность систем нарушений сохраняется, однако относительно географической сетки направления ее простирания начинают образовывать угол, и тем больший, чем заметнее поворот литосферной плиты. Со временем ортогональная система нарушений в новообразованной коре при ее поворотах осложняется современным полем ротационного напряжения планеты и появляется целый ряд ортогональных планов нарушений, различно ориентированных относительно друг друга. Именно такой набор нарушений отмечается на древних участках литосферы (рис. 6.1, 6.2). Можно предполагать, опираясь на выявленные закономерности, что сетка нарушений современных ортогональных направлений должна наблюдаться на молодых лавовых плато, льдах Антарктиды, ледовых панцирях крупных озер.

Сопоставление планетарной трещиноватости различного возраста с палеоширотами не опровергает подмеченных выше закономерностей (табл. 6.1). Из таблицы видно, что основные простирания планетарной трещиноватости по отношению к разновозрастным палеопараллелям и палеомеридианам имеют ортогональные или близкие к ним направления, т. е. какие и должны генерироваться в литосфере по гипотезе ротационных сил [43].

С изложенных позиций можно объяснять возникновение планетарной трещиноватости и сетки разломов, консолидацию платформ и повторную их активизацию, зональное распределение металлогенических поясов, их ориентировку и протяженность. С помощью выявленных закономерностей можно определять время формирования различных структурных элементов и их географические координаты. С установлением закономерного соотношения структурных элементов земной коры с палеоширотами в значительной степени разрешается проблема прогноза металлогениче-

Рис. 6.1. Разно ориентированные системы разломов Абхазии.

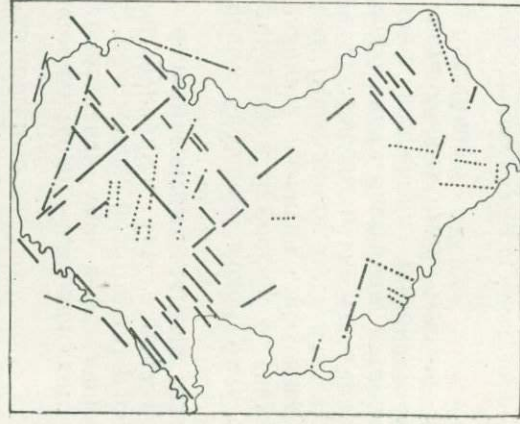


Рис. 6.2. Разно ориентированные системы разломов Аფრიки.

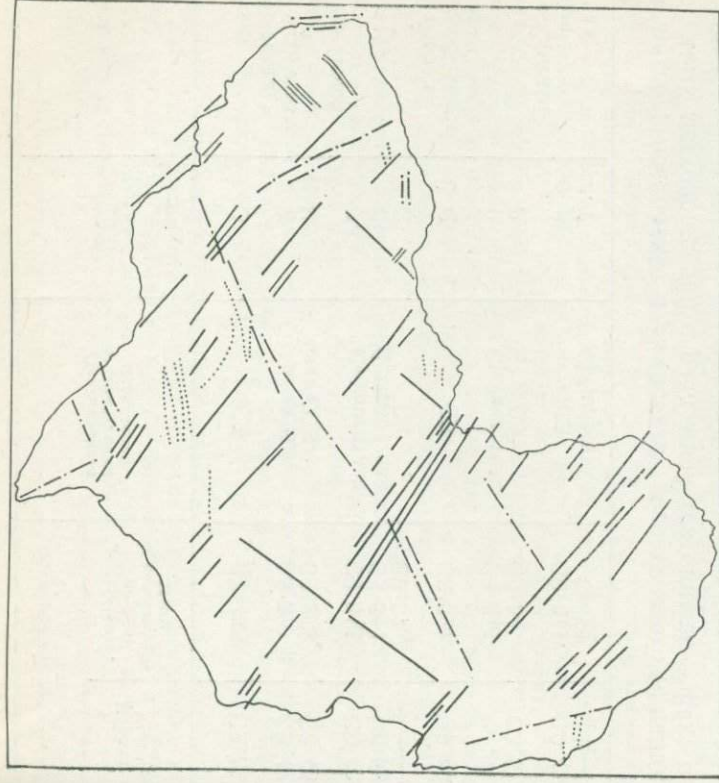


Таблица 6.1. Сопоставление планетарной трещиноватости с направлениями палеомагнитных параллелей

Район	Возраст пород	Ориентировка палеомагнитных параллелей	Ориентировка трещиноватости пород	
			Перпендикулярная к палеопараллелям	Параллельная палеопараллелям
Эстония	O	СЗ	СВ 49°	СЗ 316°
Северо-запад Русской плиты	S	ССВ	СЗ 320	СВ 47
Латвия	D	ССВ	СЗ 285	СВ 45
Среднее Поволжье	C ₁	Субширотная	СЗ 345	СВ 63
	C ₂	Субширотная	СЗ 340	СВ 68
	C ₃	СЗ	СВ 37	—
Северо-запад Русской плиты	C	СВ	СЗ 324	СВ 48
Среднее Поволжье	P	Субширотная	СЗ 345	—
Латвия	P		СЗ	СЗ 314
Волго-Камский район	P	СЗ	СВ 314	СВ 45
Эстония	T	Субширотная	С—Ю	В—З

ских поясов, поскольку взаимосвязь абсолютного большинства эндогенных месторождений с разломной тектоникой — факт общеизвестный.

6.3.

ТИПЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ, ИХ ГЕНЕЗИС И РАЗМЕЩЕНИЕ

Чтобы точнее воссоздать историю геолого-тектонического развития осадочных бассейнов, определить тип нефтегазоносных бассейнов и их географическое положение, необходимо располагать палинспастическими реконструкциями. Такого рода реконструкции по мере накопления палеомагнитных данных создавались многими авторами.

Классификация нефтегазоносных бассейнов может быть основана на их региональном тектоническом строении, а также на приуроченности бассейнов к районам развития либо континентальной, либо океанической коры. Приводимая здесь классификация базируется на выделенных Л. Уиксом и Н. Ю. Успенской согласно тектоническому критерию типах бассейнов, которые затем рассматриваются с позиций концепции тектоники плит. Х. Клемме [30] исходя из поставленных этой теорией задач выделил восемь основных типов бассейнов.

Тип I. Внутренние, простого строения умеренно крупные блюдцевидные бассейны, выполненные пологопадающими толщами пород, сформировавшиеся в течение одного цикла осадконакопления. Эти бассейны встречаются во внутренних районах континентов вблизи докембрийских щитов. Они часто выполнены палео-

зойскими осадками, отложившимися в условиях платформенных морей и океанов. В большинстве своем бассейны этого типа имеют низкие темпы открытия месторождений углеводородов, шанс промышленной находки в их пределах равен 50 % и менее, очень мала вероятность открытия месторождений — гигантов.

Тип II. Внутриконтинентальные, сложного строения, крупные (субконтинентальные многоэпиклинальные) и небольшие (межгорные) бассейны, сформировавшиеся в течение двух или более циклов осадконакопления. Эти бассейны имеют более сложное строение, чем предыдущие, и располагаются в пределах внутренних районов кратона. 23 бассейна этого типа включают 85 гигантских месторождений, которые содержат 25 % мировых нефтяных и газовых ресурсов.

Тип III. Рифтовые, грабеновые или полуграбеновые, небольшие и средние бассейны, опущенные по сбросам. Эти бассейны, по-видимому, зародились в начальной стадии раздвигания океанического ложа (рифты в пределах стабильного кратона) в послепалеозойское время. В некоторых случаях они развивались в пределах ранее сформировавшихся бассейнов II типа. Бассейны III типа являются весьма богатыми месторождениями — гигантами. Для них характерен высокий коэффициент удачи: промышленными оказались пять из девяти разведанных бассейнов.

Тип IV. Экстраконтинентальные бассейны, приуроченные к районам, прогибающимся в сторону небольших океанических впадин. Эти бассейны располагаются вдоль континентальных окраин и простираются в пределы небольших океанических впадин. Возраст бассейнов преимущественно послепалеозойский. Девять бассейнов этого типа содержат 86 гигантских месторождений и 50 % мировых запасов. Успешность разведки здесь 50 %.

Тип V. Раздвинутые, линейно-вытянутые, односторонние, образованные сбросами бассейны стабильного побережья. Эти бассейны располагаются вдоль континентальных окраин, сложены развитыми сбросами толщами мезозойских и кайнозойских пород. Они, по-видимому, представляют собой те бассейны III типа (рифтовые), которые разъединились в процессе раздвигания морского дна и отошли друг от друга на ширину океанов («пассивный край» континентального блока). Успешность находки значительного промышленного месторождения составляет около 30 %. В пределах этих бассейнов имеется всего три гиганта.

Типы VI и VII. Межгорные бассейны, сформировавшиеся в течение второй стадии осадконакопления. Эти бассейны располагаются вдоль континентальных окраин, где океаническая плита, по-видимому, пододвинута под континентальную плиту. Бассейны VI типа расположены вкрест простирающейся континентальной окраины, а бассейны VII типа — параллельно ей. Возраст бассейнов — мезозой и кайнозой. В бассейнах VI и VII типов часто встречаются крупные залежи. 13 бассейнов содержат 37 гигантов и включают 10 % мировых запасов углеводородов.

Тип VIII. Неогеновые дельты в виде «птичьей лапы», сложенные осадками от миоценового возраста до современных. Размещаются вдоль континентальных окраин, изрезанных реками, которые дренируют обширные районы внутри континента. Эти бассейны выполнены молодыми отложениями как морского, так и неморского происхождения. Одна из двух разведываемых дельт промышленно нефтеносна.

К бассейнам I и II типов можно отнести пермский бассейн Западного Техаса и Нью-Мексико, бассейны Скалистых гор, Аппалачский, Альберта и др. Кратонные бассейны расположены в основном на континентах, но некоторые из них продолжают в пределы морских акваторий (например, Аквитанский). Примерами бассейнов III типа могут быть бассейны Красного моря, Рейнского грабена, Камбейский в Индии, Сиртский в Африке, а также бассейн Северного моря, содержащий ряд месторождений — гигантов. Поэтому при поисково-разведочных работах

следует уделять особое внимание районам развития грабено- и рифтообразных структур. К бассейнам IV типа принадлежат бассейны Мексиканского залива, зоны Тетиса, Китайского моря, моря Бофорта, северного склона Аляски, Восточно-Венесуэльский, а также бассейны Персидского залива. Бассейны V типа только начинают разведываться по берегам Атлантики, на побережьях Индии, Австралии. Они развиты в пределах пассивных краев расходящихся плит, вдоль противоположных побережий Атлантического океана: Гренландии и Канадской Арктики, Восточной Африки и Индии, а также в некоторых районах западного, южного и восточного побережий Австралии [30]. Поперечные и продольные бассейны VI и VII типов могут быть приурочены как к островным зонам субдукции (например, бассейны Суматры и Яванского моря), так и к зонам развития коры промежуточного типа, где континенты, по-видимому, либо пододвинуты под океанические плиты, либо надвинуты на них (месторождения западной части США — Лос-Анджелес, Вентура). Бассейны VIII (дельтового) типа формировались в процессе развития таких могучих водных артерий, как Миссисипи, Маккензи, Нигер.

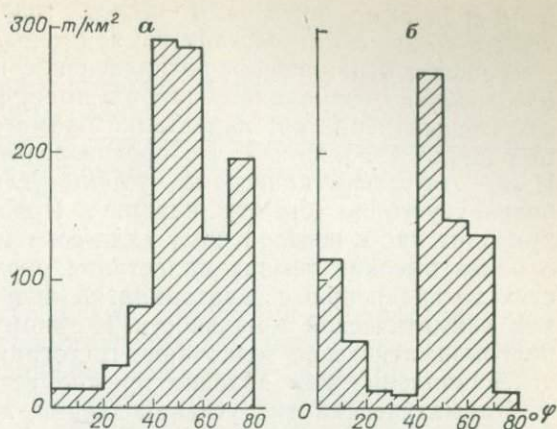
Тектоническое положение бассейнов со временем может изменяться, возникают комбинации разных прототипов. Примерами могут служить бассейны VIII типа, наложенные на бассейны IV типа (Восточный Калимантан); бассейн VIII типа, залегающий на бассейне IV типа (дельта Маккензи); бассейн V или VIII типа, подстилаемый бассейнами III типа (Восточная Канада), и т. п. Поэтому при определении типа бассейнов с позиций тектоники плит необходимо учитывать также все геолого-тектонические признаки, накопленные геологией при поисках углеводородов.

6.4. ПАЛЕОШИРОТНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

6.4.1. УГОЛЬ

Анализ палеогеографического распределения полезных ископаемых, и нефтегазовых в том числе, проводился неоднократно. Некоторые исследователи находили определенную связь углеобразования с гумидными широтами, солей — с аридными, нефти и газа — с низкими и экваториальными. Объясняли они этот факт благоприятной физико-климатической обстановкой, создающей оптимальные условия для максимального развития биомассы как исходного продукта углеводородов и углей. Однако более поздние исследования в этом направлении не подтвердили ни широтно-климатического распределения нефтегазоносных бассейнов, ни широтно-климатического распределения углей и солей. Проведенный с фиксированных позиций анализ не только не обнаруживает их приуроченности к низким широтам, но и совершенно не в состоянии объяснить появление месторождений угля, соли, нефти и газа на высоких и полярных широтах. Таким образом, теоретические

Рис. 6.3. Распределение начальных запасов углей по современным широтам (а) и по палеоширотам (б).



представления о широтно-климатической концентрации указанных месторождений не подтверждаются современной практикой.

Аналогичный анализ с позиций тектоники плит с привлечением статистических методов позволил с достаточной степенью достоверности выявить определенные закономерности в палеоширотной приуроченности углей, солей, нефти, газа и ряда других полезных ископаемых.

Процессу образования углей должны сопутствовать одновременно три обязательных условия: гумидный климат, палеогеографическая обстановка и тектонический режим. Среди этих факторов главная роль отводится климату, поскольку «основные географические и геохронологические закономерности угленакопления — пояса и эпохи угленакопления — определяются именно климатом» [42].

Проанализируем распределение начальных запасов угольных месторождений мира относительно современных широт (с позиций фиксизма) и относительно палеоширот (с позиций тектоники плит). Для этого воспользуемся палеомагнитной основой и картой начальных запасов угольных месторождений мира [27]. Просуммировав начальные запасы углей всех возрастов по 10-градусным интервалам широт Северной и Южной Америки, Африки, Австралии и Евразии и отнеся их к суммарным площадям континентальной коры этих же интервалов, получим гистограмму так называемых эффективных мощностей углей по современным диапазонам широт (рис. 6.3, а). В случае дрейфа континентов средние арифметические значения эффективных мощностей вычисляли, деля запасы углей на площади интервалов соответствующих палеоширот, определенных для углевмещающих отложений, т. е. начальные запасы девонских углей делились на площади 10-градусных интервалов палеоширот девонского времени, карбоновые запасы — на карбоновые площади и т. д. Чтобы статистические данные были достаточно однородными, площади, входящие

в 10-градусные интервалы широт (палеоширот), учитывались только по жестким участкам земной коры.

График, отражающий распределение начальных запасов углей относительно современных широт, имеет размытый, не достаточно отчетливый характер; нарастание биомассы идет от экваториальных широт к полярным, что противоречит принципам актуализма. Из-за отсутствия данных не учтены угли Антарктиды, что еще более усугубило бы эту картину. Подобный вид гистограммы приводит нас к невероятному (для современного климата) выводу о более высоких темпах нарастания биомассы в полярных областях по сравнению с экваториальными и об отсутствии выраженной климатической зональности. К такому заключению обязывает палеоклиматическое толкование гистограммы, если рассматривать угленакопление как явление прежде всего климатическое.

Климатический тип угленакопления, как полагают сторонники стабильного положения континентов, претерпел в ходе геологической истории значительную эволюцию [42]. Начальную стадию этого процесса в среднем девоне они связывают с прибрежно-морскими обстановками тропического аридного климата. В раннем — позднем карбоне процесс шел в условиях приморских низменностей областей гумидного климата. В позднекаменноугольном — пермском и мезозойском времени угленакопление становится континентальным процессом, связанным с областями бореального климата. Позже — в неогене — угленакопление вновь получает распространение как в бореальных, так и в тропических областях.

Не потребуются прибегать к таким предположениям, если анализ угленакопления провести с точки зрения тектоники плит. Соответствующая гистограмма (рис. 6.3, б) отражает совершенно определенную взаимосвязь с климатом. Два четких максимума — один на экваториальных, другой на средних палеоширотах — и практически полное отсутствие углеобразования в интервале палеоширот 20—40° однозначно показывают, что климатическая обстановка, по крайней мере уже с девонского времени, имела явно выраженную зональность, близкую к современной. Весьма скудные запасы в области 20—40° и за палеоширотами 70° свидетельствуют о слабом развитии растительных покровов на этих широтах. В настоящее время на таких широтах преобладают соответственно аридные и полярные условия с бедной растительностью, не способной служить исходным продуктом для сколь угодно значительного углеобразования.

По аналитическим особенностям, наличию или отсутствию годовых колец, по частоте переходов и переслаиванию углей с карбонатными или пестроцветно-красноцветными бокситоносными отложениями можно судить о преимущественно тропическом или умеренно-влажном углеобразовании. Имеющиеся данные свидетельствуют, что растительный состав углей, образовавшихся в тропических и средних палеоширотах, различен и привязан соответственно именно к экваториальным и умеренным палеоши-

ротам. Указанное обстоятельство особенно важно, так как служит не только дополнительным аргументом климатической зональности в прошлом, но и свидетельством различных гумидных условий — тропически-влажных и умеренно-влажных.

Приведенный пример палеоширотного анализа угленакопления может служить убедительным доводом в пользу концепции тектоники плит; в то же время он демонстрирует большие возможности палеомагнитного метода.

6.4.2. СОЛЬ

Обычно соленосные отложения независимо от их состава, мощности и распространения считают одним из уверенных индикаторов засушливой обстановки аридного климата. С этой точки зрения пока не находит удовлетворительного объяснения появление солей в девонских отложениях на островах Ледовитого океана, в пермских и каменноугольных осадках Шпицбергена, Восточной Гренландии и т. д. Определенных натяжек требует доказательство нахождения солей в районах современного экваториального климата: каменноугольные и пермские соленосные бассейны Южной Америки; триасовые, юрские и меловые соли Южной Америки и Африки и др. С аналогичными трудностями сталкиваются исследователи и при палеоширотном анализе размещения галогенных осадков. Если на схему распространения палеозойских эвапоритовых отложений нанести сетку палеомагнитных параллелей и подсчитать число бассейнов по 10-градусным интервалам, то можно увидеть, что соленосные отложения накапливались практически во всех интервалах палеоширот (рис. 6.4, а).

Многие исследователи подчеркивали, что размещение галогенных формаций разного возраста связано с двумя факторами: 1) с изменением во времени и в пространстве палеоклиматических условий и с расположением поясов аридного климата; 2) с особенностями тектонического развития Земли. В эпохи складчатости разрастаются площади континентальных масс, образуются складчатые системы, что ведет к изменению циркуляции земной атмосферы и к возникновению аридных зон (поясов). Однако статистический анализ не выявил сколько-нибудь заметной широтной или палеоширотной концентрации солей в аридных поясах. По-видимому, эволюция галогенеза зависела не только от указанных причин.

В настоящее время считается, что на формирование структур земной коры влияют глубинные разломы, что фундамент и подсолевое ложе в большинстве случаев имеют блоковое строение. Фактические данные по бассейнам ископаемых галогенных отложений свидетельствуют об активизации глубинных разломов при солеобразовании. Большинство галогенных толщ размещено в областях прогибания земной коры. Именно здесь должны были создаваться зоны разломов и трещин, служивших подводящими

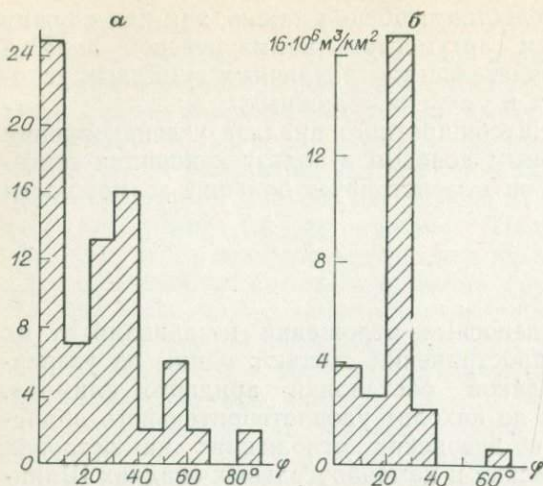


Рис. 6.4. Распределение по палеоширотам соленосных бассейнов (а) и начальных запасов солей (б).

каналами для более свободной циркуляции глубинных вод и рассолов.

Механизм формирования прогибающихся участков ряд ученых объясняют неравномерностью скорости вращения Земли, что приводит к перераспределению геодинамических напряжений в верхней мантии [10, 43, 52]. Ротационный режим планеты вызывает не только перераспределение напряжений, но и локализацию их на определенных узких интервалах — критических параллелях. Тогда, если солеобразование связано с тектонически активными областями, а эти области приурочены к вполне определенным параллелям, то и концентрация галогенных пород должна быть максимальной именно на указанных широтах. С позиций теории тектоники плит активное соленакопление происходит на соответствующих палеоширотах, а также в районах спрединга и, вероятно, субдукции. Эту зависимость подтверждают графики на рис. 6.4 и работы ряда ученых. Следовательно, если происхождению солей придавать не только климатическое толкование, но и глубинное, то можно достаточно логично объяснить появление солей на палеоширотах с заведомо не аридным климатом.

За последние годы собраны данные по определению объемных запасов солей, в основном по палеозойскому времени. Это дало возможность провести палеоширотный анализ галогенных пород на значительно более строгом статистическом уровне. Разделив объемы солей в интервалах палеоширот на соответствующие площади и построив гистограмму (рис. 6.4, б), увидим, что подавляющее количество запасов солей приурочено к тем интервалам палеоширот (20—40°), на которых и в современную эпоху существуют самые оптимальные условия для этого процесса. Если из этой гистограммы изъять объемы солей, которые накапливались на аридных палеоширотах, то получим максимумы именно на тех палеоширотах, которые называют критическими. И хотя гисто-

грамма из-за недостаточного количества материала отражает только тенденцию, при реконструкциях климата и прогнозной оценке территории на солевые ископаемые необходимо учитывать, что какая-то часть солей может иметь глубинную природу и накапливаться как в аридных поясах (контроль климатом), так и в интервалах мобильных широт (контроль тектоникой).

6.4.3. НЕФТЬ И ГАЗ

Концепция тектоники подвижных литосферных плит позволяет по-новому подойти к проблеме происхождения и распределения нефти и газа. Эта концепция объясняет очень динамичное развитие земной коры на древних и современных окраинах континентов. С этими районами связаны основные запасы и перспективы открытия нефти и газа [30]. С позиций тектоники плит предложено несколько удовлетворительных моделей формирования нефтяных и газовых залежей в зонах спрединга и субдукции, например модели О. Т. Сорохтина, А. А. Ковалева и др. [31]. И хотя эти модели не противопоставляются другим гипотезам образования нефтегазовых месторождений, они не в состоянии объяснить формирование внутриконтинентальных нефтегазоносных бассейнов, их заметную приуроченность к палеоэкватору и к палеоширотам 30, 60, 80—90°. Рядом работ [32] причина такой избирательной концентрации объясняется благоприятными условиями для проникновения и перераспределения углеводородов в мобильных палеоширотах.

В мире выделено около 200 осадочных бассейнов, однако лишь половина из них содержит нефтяные и газовые залежи. Почему в остальных бассейнах не обнаружено месторождений нефти и газа, хотя в них имеются все необходимые предпосылки для нефтегазонакопления? Вероятно, эти бассейны не находились оптимальное время в критических широтах, т. е. не прошли стадию необходимой тектонической активности, что считается одним из важнейших условий максимальной продуктивности бассейна. По данным ряда исследователей [30], на размещение месторождений нефти и газа влияют геодинамические напряжения в зонах интенсивного растяжения — сжатия земной коры, в зонах разломов. Вероятно, все многообразие геодинамических напряжений в земной коре могло реализоваться с наибольшей полнотой в критических широтах. Их роль в формировании некоторых полезных ископаемых с позиций тектоники плит была показана в ряде работ [32, 41].

Критические интервалы палеоширот являются наиболее благоприятными (из-за сильной трещиноватости пород, сбросовой тектоники, возникновения структур) для проникновения, перераспределения и накопления газовых, жидких и пластично-текучих образований. Анализ размещения начальных запасов углеводородов по интервалам палеоширот также подтвердил эти представления [32]. Статистический анализ проведен по той же методике, что

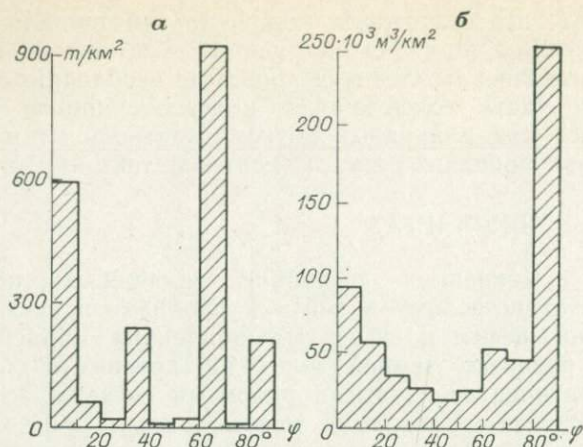


Рис. 6.5. Распределение по палеоширотам начальных запасов нефти (а) и газа (б).

и для углей. Сумма начальных запасов нефти и газа (табл. 6.2) по 10-градусным интервалам палеоширот разного возраста делилась на суммарную площадь континентов в этих интервалах, по полученным данным построены гистограммы (рис. 6.5). Распределение запасов нефти (рис. 6.5, а) имеет четыре достаточно четких максимума: на палеоширотах экваториальных, 30—40, 60° и полярных. Именно эти широты считаются наиболее мобильными и благоприятными для проникновения и формирования залежей углеводородов. Размещение начальных запасов газа по палеоширотам не выглядит на гистограмме достаточно закономерным (рис. 6.5, б). Здесь максимумы приурочены к экваториальным и полярным палеоширотам. На средних палеопараллелях (60—70°) пик незначителен, а на широте 30—40° его нет совсем. Вероятно, газ как наиболее подвижный компонент углеводородов меньше подчинен установленным по нефтям закономерностям. Для него мобильные критические палеошироты являются, конечно, макси-

Таблица 6.2. Распределение мировых запасов нефти и газа на единицу площади 10-градусного интервала палеоширот

Интервал палеоширот	Площадь интервала палеоширот, 10 ⁶ км ²	Запасы нефти, т/км ²	Запасы газа, м ³ /км ²
0—10°	99,8	614	93 800
10—20	107,5	62	55 250
20—30	94,1	18	32 510
30—40	91,0	252	28 770
40—50	82,2	8	17 250
50—60	65,9	22	24 600
60—70	45,8	960	49 650
70—80	18,6	3	47 390
80—90	4,1	220	260 900

мально благоприятными для проникновения, но не для перераспределения и накопления.

Выявленные закономерности палеоширотного распространения нефти и газа подлежат проверке на практике. Тем не менее при разведке глубоководных залегающих отложений, а также при постановке нефтепоисковых работ в закрытых районах и на акваториях уже сейчас можно рекомендовать определенные палеоширотные пояса, где осадки рассматриваемого возраста могут быть максимально продуктивными, или же, наоборот, можно прогнозировать перспективные стратиграфические интервалы в определенных регионах.

6.4.4. ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Обязательным условием формирования железомарганцевых руд осадочного происхождения является преобладание влажного жаркого или достаточно теплого климата. Таким образом очерчивается определенный интервал возможного размещения железомарганцевых месторождений. Для выявления палеоширотных закономерностей распределения этих руд использован тот же палеомагнитный метод анализа, что и для других полезных ископаемых. На карты палеомагнитных широт были нанесены и подсчитаны по 10-градусным интервалам палеоширот железорудные и марганцевые месторождения (рис. 6.6). Конечно, данных для надежного статистического анализа было недостаточно, но все же определенную тенденцию в распределении железа и марганца по палеоширотам уловить удается.

Максимальное число железомарганцевых месторождений приурочено к влажным экваториальным и к гумидным средним палеоширотам; на полярных палеоширотах месторождения практически отсутствуют. Почти не происходило накопления железомарганцевых руд в диапазоне аридных палеоширот 20—30°. Именно арид-

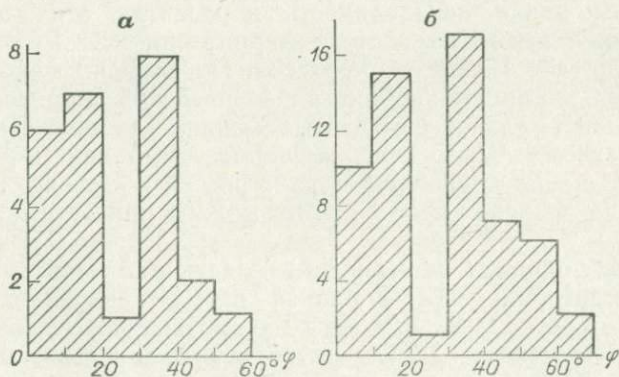


Рис. 6.6. Распределение по палеоширотам месторождений марганца (а) и железа (б).

ные палеогеографические условия считаются неблагоприятными для формирования железомарганцевых руд. Следовательно, палеомагнитный метод и здесь выявляет внутренне непротиворечивые закономерности размещения указанных ископаемых.

6.5.

ПАЛЕОШИРОТНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ТРАНСГРЕССИИ

Широкое распространение многих трансгрессий отмечалось рядом исследователей еще в прошлом веке, но представление о планетарном характере трансгрессий и регрессий вошло в науку благодаря фундаментальным работам С. Н. Бубнова. С тех пор этой проблеме было посвящено огромное число работ, в которых идея глобальных трансгрессий либо целиком принимается, либо отрицается совсем. Количество и время проявления трансгрессий у разных авторов совершенно не совпадают, общее число трансгрессий с начала кембрия составляет 12—18 у одних и 56 у других. Надо отметить, что все эти исследования проводились с позиций неизменного положения континентов.

Вопросу развития глобальных трансгрессий и регрессий посвящен ряд исследований и с позиций тектоники плит [31]. Так, А. Я. Кравчинский полагает, что трансгрессии и регрессии зависят от скорости движения плит. При увеличении скорости материка «всплывают», что ведет к регрессии, при замедлении «тонут» и заливаются водами океана. В. П. Апарин придерживается противоположной точки зрения. Остроумную гипотезу выдвинул О. Г. Сорохтин, утверждающий (вслед за О. Хелламом [31]), что при энергичном спрединге объем океанических хребтов резко увеличивается, уровень воды в океанах повышается и развивается трансгрессия. При малой скорости спрединга происходит погружение дна океана и соответственно наступает регрессия. Все эти механизмы предполагают одновременность распространения трансгрессий или регрессий на материках. В действительности же наблюдается явная асинхронность в развитии этих процессов. Так, в ранней перми на востоке территории СССР отмечается трансгрессия, а в Европе — регрессия. По времени максимальная трансгрессия в раннем карбоне на европейской территории соответствует максимальной регрессии в Южной Америке. На поздний мел приходится максимум регрессии в Австралии и Восточной Сибири и одна из крупнейших трансгрессий в Европе. Подобных примеров за фанерозойское время можно привести достаточно много.

Обратим, однако, внимание на следующий факт. Когда на востоке территории СССР в ранней перми преобладала трансгрессия, этот регион располагался на высоких и полярных палеоширотах. Регрессия же в Европе отмечалась на низких палеоширотах. В раннем карбоне европейская часть континента находилась на экваторе, а Южная Америка — на высоких и полярных палеоширотах. Австралия и Восточная Сибирь в позднем мелу

размещались на одинаково высоких палеоширотах, а большая часть Европы находилась на приэкваториальных и низких палеоширотах. Таким образом, намечается некая закономерность в приуроченности трансгрессий и регрессий либо к полярным и высоким, либо к экваториальным и низким палеоширотам. Особенно отчетливо эта закономерность вырисовывается при последовательном рассмотрении фанерозойских реконструкций. Проанализируем для примера распределение морских и континентальных образований — свидетельств трансгрессивных и регрессивных эпох, привлекая наиболее надежные глобальные реконструкции по карбону, перми и триасу.

В конце карбона и начале перми на территории материков Гондваны, находившихся в это время в высоких и полярных палеоширотах, преобладал таласократический режим осадконакопления. В Южной Америке на палеоширотах $50-70^\circ$ известны морские осадки. В конце позднего карбона в Австралии на фоне общего воздымания заполняются морскими осадками ранее существовавшие впадины. По всему Африканскому континенту в это время развиты континентальные осадки, но в его южной части на высоких и полярных палеоширотах формируются мощные водно-ледниковые отложения. На Сибирской платформе в диапазоне высоких и полярных палеоширот в ранней перми отмечается трансгрессия, в отличие от Европейского блока, где в это время преобладает регрессия, но уже на экваториальных палеоширотах. В низких и приэкваториальных палеоширотах значительная часть Северо-Американской платформы испытывает перерыв в морском осадконакоплении.

В следующий отрезок времени — примерно от второй половины ранней перми до первой середины поздней перми — в Южной Америке на высоких и полярных палеоширотах замкнулись прогибы, площадь моря в центральной части платформы сократилась, но возобновилось погружение северных впадин платформы на низких палеоширотах. В Африке бассейны этого времени известны в диапазоне экваториальных палеоширот. Ее южные районы переживают период несогласий и перерывов в осадконакоплении, но уже на высоких палеопараллелях. В конце ранней перми и большей части поздней на Австралийском континенте в высоких палеоширотах морские фации сменяются континентальными. В то же время на высоких и полярных палеоширотах Антарктиды развиваются угленосные и ледниковые образования. В пределах Сибири в конце ранней — начале поздней перми на палеоширотах $40-60^\circ$ существовали преимущественно континентальные условия. В экваториальных и низких палеоширотах Северной Америки и Европы это время было периодом увеличения площади моря.

Время от конца поздней перми до начала позднего триаса вновь характеризуется преимущественным развитием трансгрессий на высоких и полярных палеоширотах и обширной регрессией на низких и экваториальных. В Северной Америке в интервале $0-50^\circ$ резкое сокращение морского осадконакопления началось в поздней перми и достигло максимума в триасе. Морские осадки триаса известны лишь в диапазоне палеоширот $50-60^\circ$. Южно-Американская платформа в низких и средних палеоширотах являлась областью поднятий и размыва. Только по югу континента, но уже на высоких палеоширотах накапливаются мощные толщи осадков. По всей площади Африканского континента в диапазоне экваториальных и средних палеоширот распространены континентальные образования. Однако по югу континента в конце поздней перми и раннем триасе появляются морские образования, и снова на высоких палеопараллелях. Значительная пермская трансгрессия развивается на высоких палеоширотах Австралии. В это время на Русской платформе в приэкваториальных палеоширотах морская и лагунная формации сменяются аллювиально-болотной. Территория Сибирской платформы испытывает общую тенденцию к опусканию на высоких палеоширотах. Такой анализ проведен для всего фанерозойского этапа геологического развития Земли — от кембрия до современной эпохи.

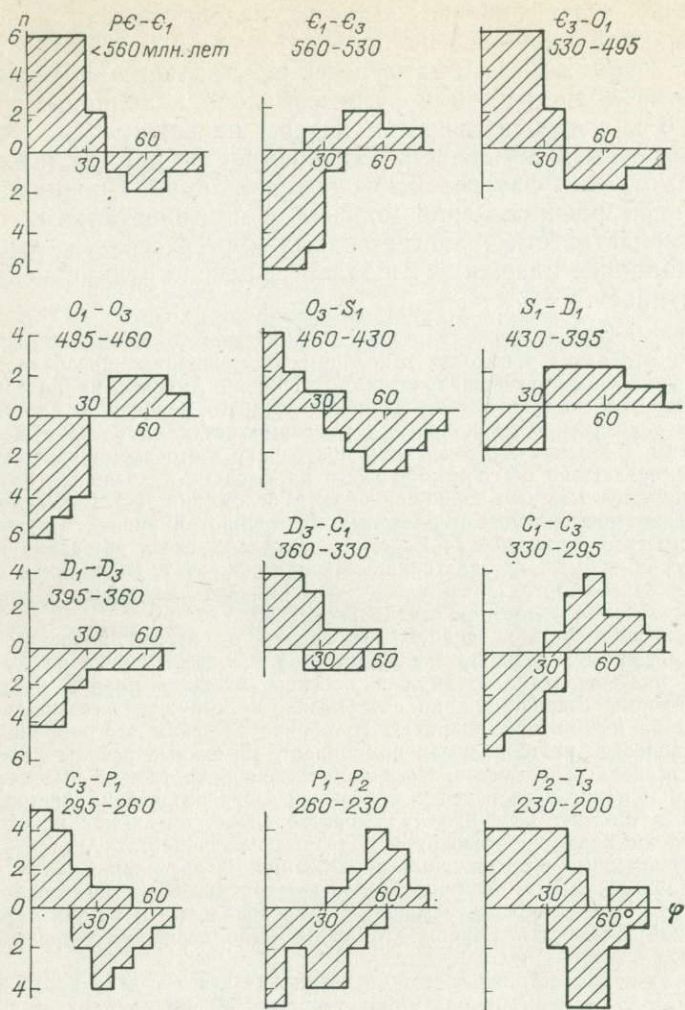


Рис. 6.7. Распределение палеозойских морских и континентальных отложений по палеоширотам.

На основании анализа для фанерозойского времени выявлено 19 попеременных экваториально-полярных трансгрессий и регрессий (рис. 6.7, 6.8). Принцип построения гистограмм, хотя простой и довольно грубый, для данного вида анализа можно считать приемлемым. По оси ординат ниже оси абсцисс показано число случаев попадания в данный 10-градусный палеоширотный интервал площадей континентов с морскими осадками, выше оси абсцисс — с континентальными. Из рисунков видно, что трансгрессии в полярных или экваториальных сегментах Земли сменяются последовательно регрессиями, период каждого режима около

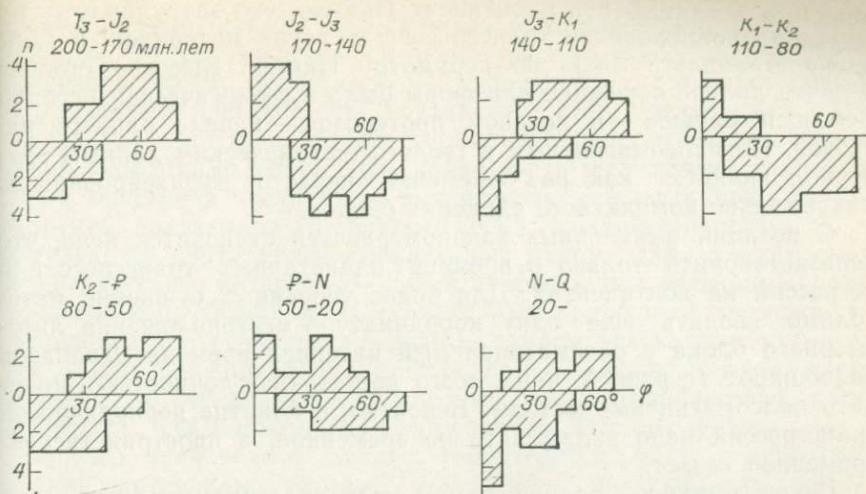


Рис. 6.8. Распределение мезо-кайнозойских морских и континентальных отложений по палеоширотам.

30 млн. лет. Это важная закономерность, поскольку проблема периодичности геологических процессов рассматривается давно, но общего мнения до сих пор не достигнуто.

Такая периодичность, но не столь определенно, устанавливалась и раньше для палеозоя; более надежно она фиксировалась для мезозоя [2]. Однако если в мезозое континенты располагались уже на широтах, близких к современным, и эти циклы можно уловить, то для палеозоя картина распространения трансгрессий смазывается из-за существенно отличного от современного положения материков. Периодичность для всего фанерозоя прослеживается уверенно только при мобилистских реконструкциях. Но и здесь из-за недостаточной стратиграфической и палеомагнитной изученности истинная картина периодичности иногда затушевывается.

В основе выявленных закономерностей лежит, вероятно, фундаментальный механизм. Скорее всего, этим механизмом является изменение скорости вращения Земли. На такое изменение гидросфера практически сразу должна реагировать перетоком своей массы, а литосфера будет приспосабливаться к новому режиму с запазданием. В регионе на фоне общей трансгрессии будет наблюдаться картина попеременных трансгрессивно-регрессивных режимов с преобладанием трансгрессивного. Регрессивный процесс в тех же областях должен проявляться значительно резче и отчетливее, поскольку отток вод океана будет предшествовать прогибанию литосферных блоков. Другой причиной более четко выраженных регрессивных эпох может быть сдвигание литосферных блоков. Возможно, именно такой ситуацией объясняется пермо-триасовый регрессивный цикл, когда континенты сгруппи-

ровались в единый суперконтинент Пангею, что затруднило латеральное проникновение трансгрессий в глубь материков, и море распространялось лишь по периметру Пангеи. Высокое стояние и почти полное осушение платформ было в геологической истории Земли и раньше — в позднем протерозое — начале раннего палеозоя. По палеомагнитным и геолого-тектоническим данным этот период является как раз временем первого зафиксированного максимально компактного единения блоков.

С позиций выявленных закономерностей становится ясно, что нельзя говорить только о времени планетарных трансгрессий и регрессий на континентах. Для более уверенных суждений необходимо вводить еще одну координату — местоположение литосферного блока в рассматриваемый интервал времени. Диапазон палеоширот (с разной, чаще всего достаточной точностью) могут дать палеомагнитные методы. Вероятно, в понятие периодичности трансгрессий надо вкладывать не временной, а пространственно-временной смысл.

Руководствуясь полученными распределениями (хотя они и требуют уточнения), можно предсказывать общую направленность распространения трансгрессий в любой части планеты. Естественно, что расчлененность рельефа, компоновка литосферных блоков, их высокое или низкое стояние — все это внесет определенные коррективы в масштаб трансгрессий. Поэтому морские трансгрессии при общей своей направленности от полюсов или от экватора могут проникать в регион и не по строго антиподальным азимутам, но это будут воды океана либо экваториальных (теплых) широт, либо арктических (холодных). Это, несомненно, приведет к заметным изменениям физико-климатических, фациально-литологических, экологических и иных обстановок в регионе.

Таким образом, планетарный характер трансгрессий, обусловленный, вероятно, ротационным режимом земного шара, позволяет определять общее направление в развитии трансгрессий, прогнозировать изменение физико-климатических условий, предсказывать возможный (морской или континентальный) генезис осадков в интересующем нас районе и в конечном итоге использовать все это в целях практической геологии.

6.6. ПАЛЕОМАГНИТНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На основе выявленных палеомагнитным методом закономерностей комплекс критериев по выяснению перспектив территорий на полезные ископаемые (и прежде всего на нефть и газ) можно сформировать с помощью следующих операций.

По палеомагнитным данным, подкрепленным геолого-тектонической информацией, восстанавливается предыстория движения континентальных блоков, что помогает реконструировать зоны спрединга и субдукции, которые в течение геологической эволю-

ции Земли возникали неоднократно. Установив размеры и границы блоков, их взаимное относительное расположение, контуры палеоокеанов, можно ориентировочно определить тип осадочных нефтегазоносных бассейнов на континентах (см. раздел 6.3). После первого оценочного этапа региональной перспективности территорий необходимо установить, какие части выделенных таким образом бассейнов могут быть максимально продуктивными (с точки зрения показанных в разделе 6.4.3 закономерностей). С этой целью на карту интересующего нас района для каждого стратиграфического интервала — структурного этажа бассейна — наносят палеоширотную сетку. Поскольку палеоширотным анализом установлено, что основные начальные запасы углеводородов тяготеют к узким палеоширотным интервалам — критическим палеопараллелям, то перспективными считают те участки бассейна, которые секутся указанными палеоширотами. Следовательно, эти два приема значительно сужают территориальный и стратиграфический интервалы, которые могут быть потенциально наиболее перспективными на крупные скопления углеводородов.

Из практики нефтепоисковых работ известно, что углеводороды встречаются преимущественно в отложениях морского происхождения. Палеоширотный анализ размещения морских и континентальных отложений (см. раздел 6.5) позволяет предсказывать наиболее вероятный генезис осадков на закрытых территориях. Поэтому из намеченных как максимально перспективные территории выделяют прежде всего области с развитием возможно морских образований. Для этого следует воспользоваться графиками распространения трансгрессий для интересующего нас интервала времени. Руководствуясь общей ориентировкой палеопараллелей и имея в виду зависимость структурообразования от палеоширот (см. раздел 6.2), устанавливают вероятное простиранье структур по отложениям, перспективность которых необходимо оценить.

Аналогичные критерии лежат и в основе определения перспективности территорий и отложений на другие полезные ископаемые. В каждом конкретном случае оценки сырьевых ресурсов района следует учитывать, какими основными параметрами (или их суммой) определяются максимально благоприятные условия формирования залежей. Но в любой ситуации палеомагнитные данные о широтном положении участков земной коры, а значит, и бассейнов, являются решающими, поскольку формирование всех месторождений в той или иной степени контролируется палеоширотами.

Естественно, что все критерии выявления перспективности территорий и отложений должны базироваться на высокоточных определениях палеоширот и на их надежной стратиграфической привязке, а также должны опираться на все традиционные геолого-тектонические методы поисков полезных ископаемых.

7.1.

СИНХРОННЫЕ И МЕТАХРОННЫЕ КОМПОНЕНТЫ
ДРЕВНЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ; ПРОБЛЕМА
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

Палеомагнитные построения и выводы основываются главным образом на синхронной, разновозрастной горной породе, намагниченности. Существуют лабораторные и полевые методы выделения синхронной намагниченности, которые обсуждены в главе 2. Компонента естественной остаточной намагниченности, выделяемая любым из методов или даже их совокупностью, далеко не всегда является синхронной осадку или магматической породе. Горная порода за время своей жизни могла погружаться на глубину, подвергаться динамическим нагрузкам, прогреваться внедрившимися интрузиями, претерпевать различные физико-химические изменения, в результате которых частично или полностью разрушается синхронная намагниченность и возникает новая — метасинхронная — намагниченность, т. е. древняя намагниченность, которая моложе породы.

Проблема синхронности древней намагниченности впервые возникла при изучении пород девона. Первые же два определения по Древним красным песчаникам и лавам в Англии показали различия в координатах палеомагнитных полюсов. Состояния геомагнитного поля с этими координатами полюсов были обозначены К. Криром индексами DI и DII [65]. Прогрев образцов Древнего красного песчаника до температуры 600°C выделил компоненту, соответствующую полю DII. Дальнейшие определения по девону Урала, Главного девонского поля, Приднестровья показали преобладание геомагнитных полюсов поля DI, и только отдельные результаты дали поле DII [32]. Для поля DII характерны более низкие широты полюса и смещение его по долготе к западу по сравнению с полем DI (см. приложение).

Сравнение сеток палеопараллелей полей DI и DII с палеоклиматическими поясами показало хорошее согласие для поля DII. Экватор, соответствующий полю DI, смещен к западу на 10—20° и повернут против часовой стрелки относительно палеоклиматического экватора [32]. Сомнение в том, что поле DI является девонским, подкрепляется его близостью к полю позднего карбона и перми. Появление намагниченности, соответствующей полю DI, К. Крир объясняет региональным перемагничиванием девонских пород на территории Европы в герцинское время, когда в течение позднего палеозоя здесь господствовали аридные условия, способствовавшие латеритному выветриванию [65].

Широкое развитие позднепалеозойской намагниченности в породах допозднепалеозойского возраста (начиная от рифея и до среднего палеозоя) в Западной Европе, на Русской платформе и на Урале привело к тому, что разновозрастные породы имеют направления намагниченности J_n , соответствующие приблизительно одинаковому положению палеомагнитного полюса. По породам зарубежной Европы палеомагнитные полюсы концентрируются вокруг широты 45° , что близко к широтам палеомагнитных полюсов, вычисленных по красноцветным формациям верхнего карбона и перми европейской части СССР. Примером метакронной намагниченности, возникшей в результате регионального прогресса, может служить намагниченность ниже-среднепалеозойских пород Тунгусской синеклизы, испытавших региональный прогресс под влиянием триасовых траппов. В зоне развития траппового магматизма для пород разного возраста характерны широты палеомагнитных полюсов триаса, равные $50-60^\circ$ [32]. Древние толщи Урала и Древние красные песчаники Англо-Уэльсской впадины, вероятно, приобрели термовязкую и термохимическую намагниченность в результате погружения и прогресса пород во время герцинского орогенеза.

Таким образом, полученные данные подтверждают возможность регионального перемагничивания пород, но его механизм может быть разным. Так, на Русской платформе позднепалеозойская метакронная намагниченность в более древних по возрасту породах возникла, скорее всего, при латеритном выветривании в аридных условиях. На Урале большую роль должны были играть процессы термовязкого и термохимического намагничивания во время герцинского орогенеза. В Сибири в эпоху максимальной магматической активности триаса метакронная намагниченность появилась при региональном прогрессе пород, ее природа может быть термовязкой и термохимической.

Наиболее общий характер носит гипотеза, которая связывает возникновение метакронных компонент намагниченности с медленно и непрерывно идущими процессами химического преобразования пород [14]. При постепенной литификации породы осуществляется выделение кристаллической фазы, частиц маловодных гидроксидов железа (гётита или гематита) из коллоидной немагнитной фазы. Эти частицы проходят в разное время границу суперпарамагнетизма и приобретают магнитный момент в направлении геомагнитного поля эпохи этого перехода. Если геомагнитное поле испытывает инверсии и эпохи N - и R -полярности приблизительно равны по продолжительности, то суммарная намагниченность породы будет равна нулю. В истории геомагнитного поля в позднем палеозое и мезозое существовали интервалы устойчивого состояния одной полярности длительностью в десятки миллионов лет. Одним из таких интервалов обратной полярности является Киама. Стабильный интервал прямой полярности, сравнимый с Киама, приходится на вторую половину мезозоя. При более длительном существовании поля одной полярности

возникает нескомпенсированная намагниченность. В пользу этого механизма формирования метакронной намагниченности свидетельствует присутствие в образцах компенсирующих друг друга фаз, которые могут разделяться при h - и t -размагничивании, и резкое превышение значения ориентационной намагниченности над метакронной для тех же пород; это было обнаружено на породах Урала [14].

Чистка переменным полем образцов катавской свиты верхнего рифея Урала, имеющих позднепалеозойскую (герцинскую) намагниченность, показала, что последовательное воздействие поля h от $4 \cdot 10^3$ до $5 \cdot 10^4$ А/м изменило направление намагниченности с прямого на обратное, и наоборот (рис. 7.1). При этом основной поворот намагниченности с изменением ее значения происходит в интервале до $8 \cdot 10^3$ А/м, а при дальнейшем увеличении амплитуды h отмечаются лишь небольшие изменения направлений J_n в области, соответствующей среднему направлению позднепалеозойской намагниченности свиты. По отношению к земному магнитному полю эта намагниченность ведет себя как стабильная. Изменение направления намагниченности на противоположное при h -чистке связано с тем, что в породе присутствуют две намагниченности, направления которых различаются на 180° . Прямая J_{n+}^m и обратная J_{n-}^m намагниченности почти равны, но имеют разную стабильность; в породе присутствует также вторичная намагниченность J_n^h , устойчивая к h -чистке.

Формирование породы — процесс очень длительный. Все это время может идти раскристаллизация гидроокислов, их обезвоживание и распад железосодержащих парамагнитных минералов с выделением ферромагнитных зерен. Особенно растянут во времени этот процесс у некоторых красноцветов, что обуславливает возникновение сложной намагниченности [91]. Эта намагниченность может включать в себя ориентационную и химическую, даже быть суперпозицией нескольких компонент, соответствующих разным состояниям геомагнитного поля.

Для большинства эпох и регионов распределения палеомагнитных направлений и полюсов таковы, что они вполне удовлетворительно согласуются с гипотезой центрального диполя. Отклонения от этой закономерности, выражающиеся в полосовом распределении палеомагнитных полюсов, могут указывать на процесс метакронного намагничивания. Существуют методы, позволяющие выявлять случаи метакронного намагничивания пород. Это метод определения коэффициентов переосаждения для осадочных пород [3]; метод Шолпо—Мамедова [51], который дает возможность установить исходное состояние ферромагнетика изучаемой породы: нулевое — для химической намагниченности и абсолютно нулевое — для термоостаточной, и тем самым различить их природу. Метод Телье применяется для диагностики термоостаточной намагниченности; статистический метод позволяет различить значимость межпластового разброса, а в комбинации с отдельным

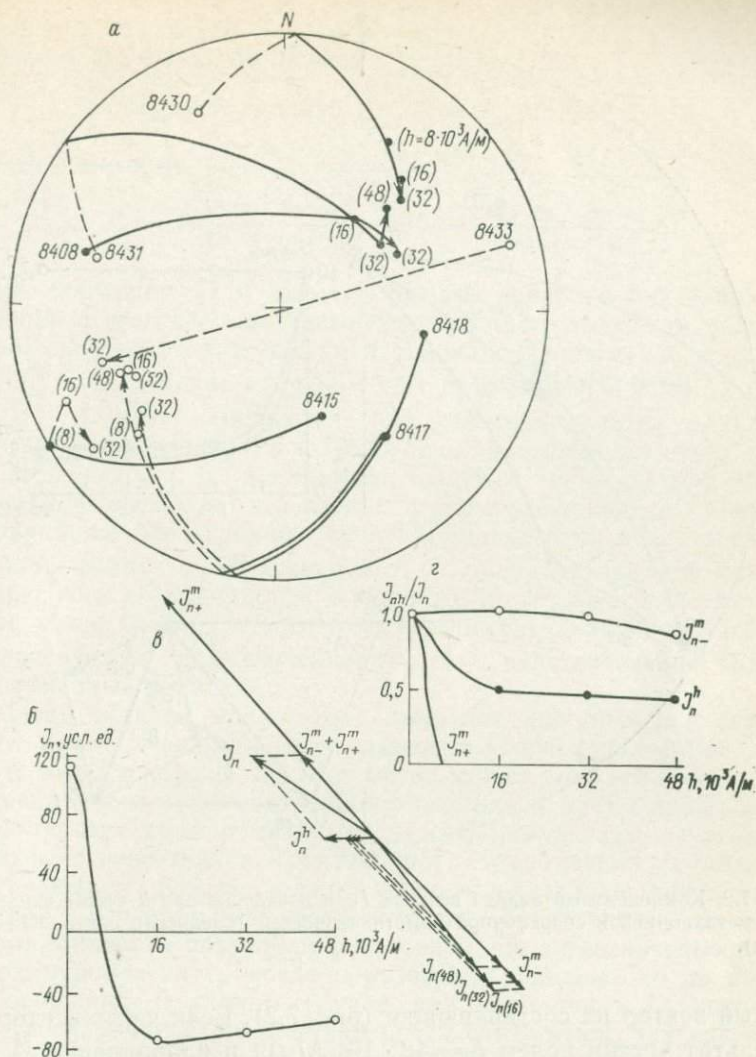


Рис. 7.1. Выявление двух составляющих герцинской намагниченности при h -чистке пород верхнего рифея (Южный Урал).

a — стереограмма; $б$ — изменение проекции J_n на ось вектора J_{n+}^m ; $в$ — векторная диаграмма (образец 8417); $г$ — график изменения компонент сложной намагниченности при h -чистке (построен по результатам разложения на диаграмме $в$).

анализом физических составляющих J_n , выделяемых в процессе лабораторного размагничивания, дает возможность судить о природе каждой компоненты.

Если в горной породе кроме первичной (синхронной) намагниченности еще присутствует и древняя вторичная (метахронная), то графический метод дает возможность разложить многокомпо-

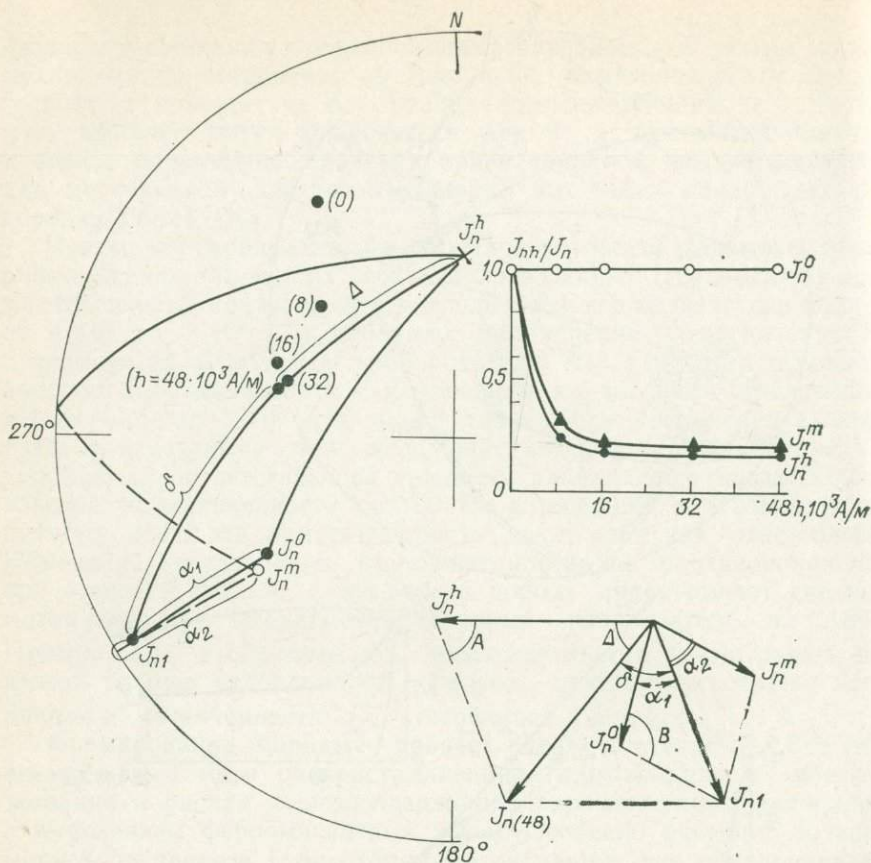


Рис. 7.2. Компонентный анализ вектора J_n и поведение при h -чистке синхронной, метасинхронной и современной намагниченностей (басинская свита, Южный Урал).

нентный вектор на составляющие (рис. 7.2). Если через вектор J_{nh} (результат чистки полем $h = 48 \cdot 10^3$ А/М) и направление J_n^h (современное поле) провести плоскость, то она пересечет плоскость «древних» направлений J_n^0 первичной и J_n^m метасинхронной намагниченностей по линии J_{n1} . Вектор J_{n1} покажет, в каком соотношении в данной намагниченности J_{n1} присутствуют обе древние доскладчатые намагниченности. Разложив вектор J_{nh} на составляющие J_n^h и J_{n1} , а затем вектор J_{n1} на J_n^0 и J_n^m и зная модуль вектора J_{nh} , можем найти значения векторов J_n^h , J_n^0 , J_n^m графически или по формулам (7.1)—(7.3) и определить их составляющие по осям координат x , y , z .

Углы A и B находим по формулам

$$A = 180^\circ - \Delta - \delta; \quad B = 180^\circ - \alpha_1 - \alpha_2. \quad (7.1)$$

Зная углы A и B , вычисляем

$$J_{n1} = J_{nh} \sin \Delta / \sin A; \quad J_n^h = J_{nh} \sin \delta / \sin A. \quad (7.2)$$

Затем находим

$$J_n^0 = \frac{J_{nh} \sin \Delta \sin \alpha_2}{\sin A \sin B}; \quad J_n^m = \frac{J_{nh} \sin \Delta \sin \alpha_1}{\sin A \sin B}. \quad (7.3)$$

По формулам (7.3) удастся решить вопрос о значениях синхронной и метасинхронной намагниченностей; выполняя подобное разложение по этапам чистки и анализируя поведение компонент J_n^h , J_n^0 , J_n^m , можно судить об их природе. На рис. 7.2 видно, что J_n^h и J_n^m изменяются при действии поля h одинаково; видимо, эти компоненты обусловлены намагниченностью одного и того же вида и их носителями являются зерна одних и тех же минералов. Вероятно, это вязкая и термовязкая намагниченности находящихся близ границы суперпарамагнетизма зерен тонкорасеянного гематита. Компонента J_n^0 обладает высокой стабильностью, она не изменяется в поле до $46 \cdot 10^3$ А/м, что указывает на ее связь также с гематитом. Термоисследования подтвердили, что носителем намагниченности J_n^0 действительно является однодоменный гематит.

Метод складок может быть применен для проверки синхронности намагниченности, если известен возраст складкообразования и возраст породы. Но этот метод может дать неверную информацию, если не учитывать происхождение и время складчатости. Характерным примером могут служить результаты изучения ордовикских известняков Трентон [85]. Направления J_n для горизонтальных и деформированных слоев оказались почти одинаковыми. Специальные исследования анизотропии магнитной восприимчивости позволили установить, что намагниченность этих пород приобреталась после образования складок, но до литификации осадка. В данном случае намагниченность J_n , хотя была и послескладчатой, но все-таки почти синхронной, так как складчатость оказалась конседиментационной.

Таким образом, предположение о метасинхронности намагниченности следует проверять комплексом палеомагнитных методов. Несмотря на отдельные случаи успешного разделения синхронных и метасинхронных компонент J_n , методика выявления метасинхронной намагниченности нуждается в дальнейшей разработке.

Свойства позднепалеозойской метасинхронной намагниченности изучены и могут быть сформулированы следующим образом.

1. Метасинхронная намагниченность очень стабильна при чистке h и t , однако во время чистки направление намагниченности иногда обращается на 180° , т. е. координаты полюса остаются теми же.

2. При большом числе исследованных образцов может быть обнаружено, что у некоторых из них метасинхронная намагничен-

ность удаляется термочисткой и выявляется более древняя компонента.

3. Метахронная намагниченность мала по сравнению с первичной намагниченностью нижнепалеозойских пород того же литологического состава.

4. Метахронная намагниченность имеет незначимый межпластовый разброс, что говорит о растянутости процесса намагничивания во времени.

5. Для метахронной намагниченности характерна независимость направления от возраста пород; наблюдается преобладание *R*-пород, что может быть объяснено нескомпенсированной *R*-намагниченностью, возникшей в геомагнитный интервал Киама.

6. Природа метахронной намагниченности может быть химической, термовязкой, но вряд ли термопарциальной, так как от нее не удастся избавиться термочисткой в интервалах температур от 200 до 600 °С.

На данном этапе изучения метахронной намагниченности можно предложить следующий путь ее обнаружения и снятия: массовое высокотемпературное (около 600 °С) размагничивание, поскольку намагниченность J_n^m осадочных пород чаще всего связана с тонкорассеянным гематитом; химическое размагничивание; статистический анализ на всех этапах чистки с отдельным рассмотрением снимаемых и остающихся компонент J_n .

Метахронная намагниченность, с одной стороны, является помехой при изучении геомагнитного поля эпохи образования пород и при составлении палеомагнитной геохронологической шкалы; с другой стороны, она может дать определенную информацию о геомагнитном поле в последующие эпохи и дополнить сведения о дальнейшей геологической жизни пород и всего региона.

В целом проблема палеомагнетизма среднего и раннего палеозоя не может быть сейчас решена однозначно из-за немногочисленности определений, широкого развития позднепалеозойского перемагничивания, неоднозначности диагностики этого явления и сложности выделения на его фоне синхронных компонент намагниченности как в осадочных, так и в вулканогенных породах.

7.2.

ГИПОТЕЗА РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Гипотеза расширения Земли была выдвинута как альтернатива гипотезе дрейфа континентов еще до появления концепции тектоники плит, однако и в настоящее время в значительной мере сохраняет эту роль, поскольку многие исследователи считают, что в рамках тектоники плит не находят объяснения многие геологические явления [63]. В частности, подсчеты показывают, что площадь новообразованной с начала юры путем разрастания океанского дна литосферы на $\frac{1}{3}$ больше площади литосферы, поддвинутой и переработанной в зонах субдукции.

Это соответствует расширению Земли приблизительно на 10 % [63, 86].

Гипотеза расширения Земли имеет два варианта. Согласно первому поверхность планеты в любой момент геологического прошлого лишь не намного превышала суммарную площадь континентальной коры соответствующего возраста. Это приводит к выводу о довольно быстром темпе расширения Земли и экспоненциальном характере этого расширения [63]. Вторым вариантом — умеренного расширения — был выдвинут Л. Эдьедем также на основе анализа палеогеографических и тектонических данных. Этот же автор впервые обратил внимание на то, что палеомагнитные определения могут быть использованы для вычисления палеорадиусов Земли [82]. В последующие годы оценки палеорадиусов Земли по палеомагнитным данным для разных эпох делались неоднократно. Среди способов этих определений наиболее корректными можно считать два: способ палеомеридианов Л. Эдьеда и способ минимальной дисперсии М. Уорда [82].

Способ палеомеридианов применим для вычисления палеорадиуса Земли R_a , если точки палеомагнитных определений находятся на одном палеомеридиане. Тогда

$$R_a = 57,3l / (\varphi_1 - \varphi_2),$$

где l — современное расстояние (км) между точками определений с палеомагнитными широтами φ_1 и φ_2 (градус). Так как попадание точек точно на один палеомеридиан маловероятно, за расстояние l берут интервал между палеопараллелями, проведенными через каждую из точек [45].

Способ минимальной дисперсии состоит в вычислении кучностей палеомагнитных полюсов при разных расстояниях δ от точек наблюдения до полюса и в нахождении максимума функции $K(\delta)$. При этом угол δ связан с древним радиусом R_a соотношением

$$\delta = (R_a/R)(90^\circ - \varphi),$$

где R — современный радиус Земли; φ — палеомагнитная широта в точке наблюдения.

Оба метода можно применять только в том случае, если территория, в пределах которой расположены сравниваемые определения, является жестким блоком, не изменившим своих размеров и формы. Первые оценки R_a , выполненные этими двумя способами, оказались довольно противоречивыми, причем, как правило, оценки радиуса первым способом были занижены (табл. 7.1).

Общим недостатком этих определений является малая база, т. е. ограниченная протяженность территорий по палеомеридиану в первом способе и по палеопараллели — во втором. Кроме того, очевидно, что при наблюдениях только в пределах северного полушария эффект смещения к северу диполя, аппроксимирующего палеомагнитное поле, и эффект уменьшения палеорадиуса по сравнению с современным — трудноразличимы. Поэтому данные

Таблица 7.1. Оценки палеорадиусов Земли по палеомагнитным данным для разных эпох и регионов [48, 85]

Период	Регион	R_a/R	
		Способ палеомеридианов	Способ минимальной дисперсии
К	Европа	0,97	—
Т		0,89	0,89
Т		0,99	—
Т	Европа и Сибирь	—	0,90
Р	Европа	1,00	0,94
Р	Сибирь	0,76	—
Р	Европа и Сибирь	—	0,89
С		—	0,83

табл. 7.1 могут указывать и на то, что палеомагнитное поле в мезозое и позднем палеозое было полем смещенного к северу диполя при неизменном радиусе Земли. Чтобы разрешить дилемму изменение радиуса — смещение диполя, необходимо проанализировать данные по всей Земле, используя палеорекострукции. Такая работа была выполнена М. Мак-Элхинни [86] (табл. 7.2). Вычисления несколько модифицированным методом минимума дисперсий показали хорошую сходимость данных, как внутреннюю (высокие значения кучности полюсов K_{\max}), так и внешнюю (для разных суперконтинентов). Согласно этим результатам радиус Земли за последние 400 млн. лет мог изменяться не более чем на 5 % в обе стороны от его современного значения. Таким образом, как гипотеза экспоненциального расширения Земли, так и гипотеза ее умеренного расширения за счет приращения океанической литосферы пришли в явное противоречие с палеомагнитными данными.

Таблица 7.2. Палеорадиусы Земли по палеомагнитным данным (на основе независимых палеогеографических реконструкций [86])

Период	Суперконтинент	Число определений	R_a/R	K_{\max}
К	Евразия	28	1,06	46
Т—J	Гондвана — Северная Америка	56	1,03	62
Т	Евразия	58	1,03	55
Р—Т	Гондвана	23	1,03	44
Р	Северная Америка — Европа	77	0,97	90
С—Р	Гондвана	16	1,07	101
С	Северная Америка — Европа	63	0,99	63
Д		30	1,05	56

Однако проблему еще нельзя считать окончательно решенной. Все расчеты, результаты которых приведены выше, исходят из предположения, что при расширении Земли континентальные части плит оставались жесткими и не подвергались «растаскиванию», они лишь приспособивали свою кривизну к изменившейся кривизне земной поверхности. Если же такое «растаскивание» происходило и Земля расширялась (или сжималась) равномерно, а не только в пределах океанов, палеомагнитные наблюдения, имея дело лишь с угловыми величинами, не смогли бы выявить изменение размеров планеты.

Проблема расширения (сжатия) Земли, направленного или циклического (гипотеза пульсаций), безусловно, заслуживает дальнейшего изучения с помощью палеомагнитных данных. По-видимому, масштабы этого явления могут быть не столь велики, как предполагалось ранее, и для его исследования точность палеомагнитных определений должна быть повышена.

7.3. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДОКЕМБРИЯ

Исследование палеомагнетизма докембрия с самого начала палеомагнитных работ стало одним из важнейших направлений в этой области. Оно продолжает оставаться таким и сейчас. Это связано прежде всего с тем, что изучение далекого геологического прошлого геомагнитного поля должно способствовать решению кардинальных проблем физической теории геомагнетизма; нельзя существенно продвинуться вперед без знания процесса возникновения геомагнитного поля и первых стадий его эволюции. Действительно, фанерозой составляет только $\frac{1}{8}$ часть всей геологической истории, трудно ожидать существенной эволюции параметров геомагнетизма за это время. Такие характеристики геомагнитного поля, как частота инверсий, среднее значение поля, амплитуда и частота вековых вариаций, за фанерозойское время претерпевали скорее сложноритмические, чем направленные, изменения, и их эволюционный тренд за эти 600 млн. лет пока нельзя считать установленным.

Другим важнейшим аспектом палеомагнетизма докембрия является проблема тектоники плит. Ряд данных свидетельствует о специфике тектоники плит в докембрийское время, которая, по-видимому, отличалась от фанерозойской своим «эмбриональным» характером. Изучение палеомагнетизма докембрия представляет едва ли не единственный путь для решения этой основной проблемы геотектоники.

Наконец, принципиально выше, чем для фанерозоя, становится относительная роль палеомагнитного метода в геохронологии и стратиграфии докембрия. Объясняется это прежде всего увеличением погрешностей палеонтологических и абсолютных датировок: первых — из-за малой скорости биологической эволюции и сравнительной редкости ее свидетельств, а вторых — из-за «исчерпания» достаточно быстро распадающихся изотопов.

Напротив, нет никаких оснований считать, что геомагнитная эволюция в докембрийское время могла быть более медленной, чем в фанерозое.

Однако несмотря на потенциальные возможности палеомагнитного метода в решении проблем докембрия, т. е. в решении обратных задач палеомагнитологии, именно в силу указанных выше причин прямая задача палеомагнитологии — изучение истории геомагнитного поля — встречает значительные трудности, что в свою очередь создает сложность и неоднозначность при построении и сопоставлении хронологических рядов палеомагнитных определений.

Огромная докембрийская история Земли, более 3 млрд. лет, еще не имеет хорошо обоснованной стратиграфии. Чтобы разобраться с периодизацией докембрия, с хронологией его событий, нужны новые методы расчленения докембрия. Биостратиграфический метод, являющийся основным для фанерозоя, применяется успешно только для самых верхов докембрия; фаунистическую и фитологическую характеристику получили разрезы венда и рифея.

Другая, не менее сложная проблема, возникает в связи со спецификой докембрийских пород как объектов палеомагнитных исследований. Основной особенностью палеомагнетизма докембрийских толщ, обусловленной огромной длительностью их существования, является возрастание вероятности перемагничивания пород более поздними полями. Все проблемы перемагничивания пород среднего—раннего палеозоя, рассмотренные в разделе 7.1, сохраняются и для пород докембрия, а выделение их первичной намагниченности связано с еще большими трудностями. Примером регионального перемагничивания пород венда и рифея могут служить разрезы Южного Урала. Для пород этого района от нижнего рифея до венда включительно характерно стабильное положение палеомагнитных полюсов; общее смещение полюса составляет всего несколько градусов при полной амплитуде колебаний около 20° [33].

Такое стабильное положение Урала резко контрастирует с мировыми палеомагнитными данными по докембрию. Все кратоны (Балтийский, Алданский, Канадский, Африканский, Индийский, Австралийский), не говоря уже о складчатых системах, показывают сложные и значительные перемещения полюсов [82]. Объяснение этому контрасту может быть найдено только в одном из следующих предположений: 1) все кратоны быстро двигались по отношению к полюсу и друг относительно друга в течение позднего докембрия, а Урал все это время оставался на месте; 2) время образования всех древних немых толщ Урала охватывает небольшой интервал в пределах раннего палеозоя и венда — порядка 100 млн. лет, т. е. в 15 раз меньший, чем считается сейчас; 3) временной интервал формирования выделяемой намагниченности намного уже возрастного диапазона исследованных толщ, т. е. эта намагниченность — метакронная.

Первое предположение с точки зрения геотектоники почти невероятно, следовательно, тем самым ставятся под сомнение все мировые палеомагнитные данные по докембрию, кроме уральских. Второе возвращает нас к тому времени, когда древние немые толщи Урала относили к палеозою и многие из них считали стратиграфическими аналогами друг друга; тем самым оспариваются почти все определения абсолютного возраста по Южному Уралу. Таким образом, третье предположение — о метахронности выделенной намагниченности — является наиболее вероятным.

Палеомагнитные данные по осадочным и вулканогенным породам протерозоя весьма многочисленны. Интерпретацию их затрудняют не только широко развитые наложенные процессы регионального перемагничивания, но и напряженная, трудно исследуемая тектоника. Сейчас лучше всего изучен палеомагнетизм верхнего докембрия, т. е. венда и рифея. Основой реконструкций являются ряды палеомагнитных полюсов для различных блоков земной коры. По этим рядам строится кривая миграции палеомагнитных полюсов, но во всем временном интервале она не прослеживается с достаточной уверенностью. Для Русской и Сибирской платформ возникает проблема определения полярности начиная с раннего палеозоя и древнее, так как данные о среднепалеозойском интервале отсутствуют. Чем древнее породы, тем хуже согласованность палеомагнитных данных. Для одного и того же возраста существует несколько групп определений, сильно различающихся средними положениями палеомагнитных полюсов. Так, палеомагнитные полюсы среднего протерозоя Балтийского щита образуют две группы (рис. 7.3); одним из объяснений этого может быть более молодое перемагничивание.

Ряды палеомагнитных полюсов по докембрию Сибирской платформы показали, что существовало четыре разобщенных блока: Алданский, Анабарский, Западно-Байкальский и Северо-Байкальский, которые располагались в низких широтах южного полушария (рис. 7.4). В начале раннего палеозоя эти блоки сблизились и в середине кембрия спаялись байкальским орогенезом, образовав Сибирскую плиту, которая с конца кембрия стала единым блоком и продолжала двигаться на север.

В качестве примера решения палеомагнитным методом проблемы корреляции докембрийских разрезов может быть приведено составление сводного палеомагнитного разреза венда и рифея Сибирской платформы. Эта работа явилась одним из результатов палеомагнитного изучения докембрия Сибири, которое ведется палеомагнитной лабораторией ВНИГРИ с 60-х годов. Сопоставление разрезов проводилось по палеомагнитным зонам с учетом существующих стратиграфических схем и определений абсолютного возраста. Поскольку смена знака геомагнитного поля (инверсия) повсеместно синхронна, то границы палеомагнитных зон являются одновозрастными и служат реперами при сопоставлении. Уровнем, к которому приводились все разрезы Сибирской платформы (рис. 7.5), послужила граница между средним

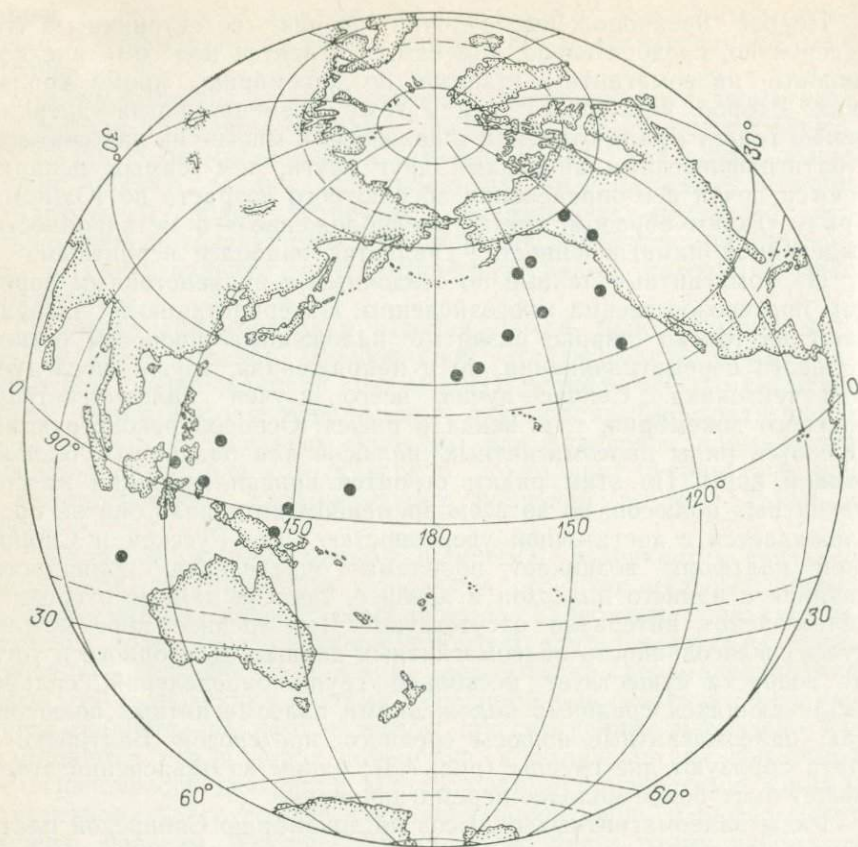


Рис. 7.3. Палеомагнитные полюсы среднего протерозоя Балтийского щита.

и верхним рифеем. Основанием для этого выбора явились уверенная радиологическая датировка и смена полярности геомагнитного поля на границе средний—поздний рифей. Эта граница палеомагнитных зон была установлена в разрезах Западного и Северного Прибайкалья и в Учуро-Майском районе. Как видно из рис. 7.5, для пород венда и рифея характерно преобладание обратной намагниченности, поэтому в качестве реперов при сопоставлении взяты зоны прямой полярности (на рисунке они обозначены 1—5). Конечным результатом корреляции является сводный палеомагнитный разрез, привязка которого к шкале абсолютного возраста позволяет проследить закономерности изменения геомагнитного поля во времени.

При проведении корреляции необходимо учитывать возможность частичного перемагничивания пород и существующие перерывы в разрезах. Поэтому предлагаемый сводный разрез надо рассматривать как рабочую схему, которая может служить осно-

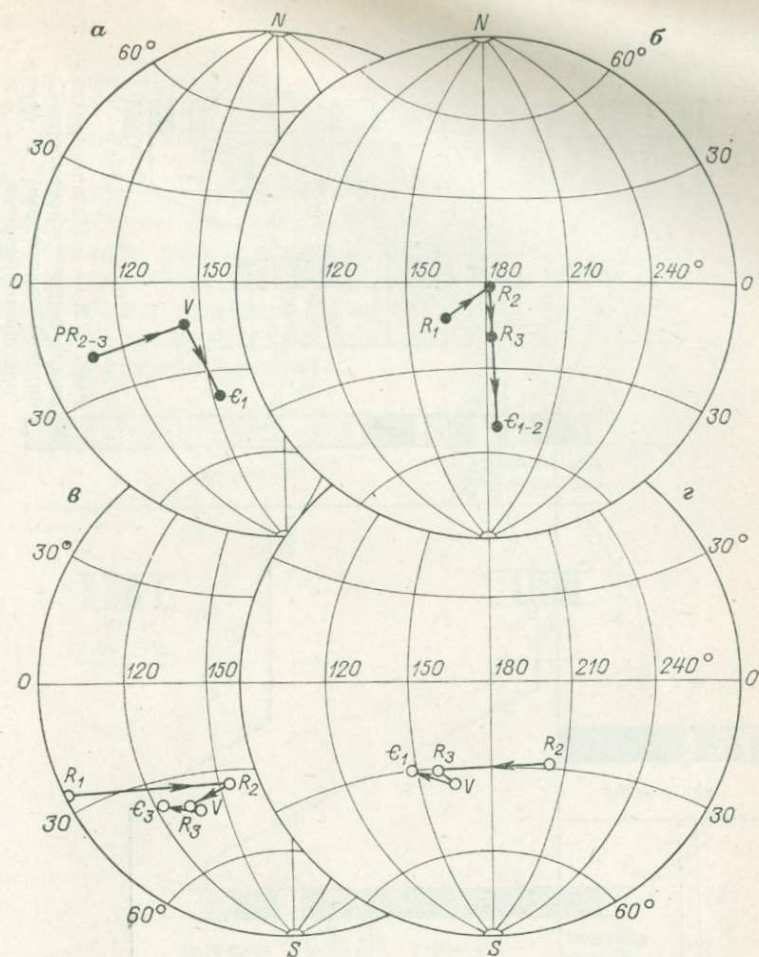
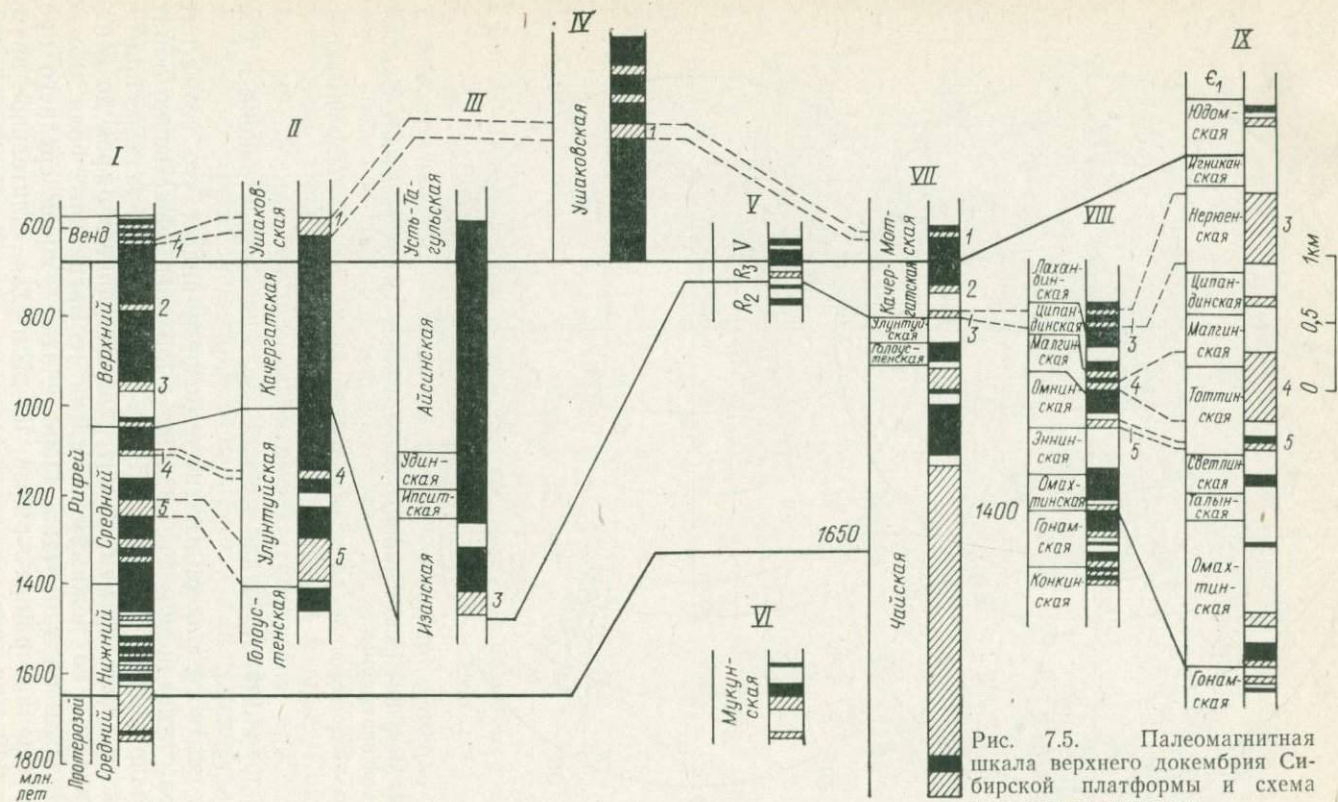


Рис. 7.4. Миграция палеомагнитных полюсов венда—риффея различных блоков Сибирской платформы.

Блоки: а — Анабарский, б — Алданский, в — Северо-Байкальский, г — Западно-Байкальский.

вой корреляций, но в дальнейшем должна быть уточнена и усовершенствована.

Из сводного палеомагнитного разреза видно, что геомагнитное поле в позднем рифее и венде было преимущественно обратной полярности и только в раннем рифее преобладала прямая полярность. Весь временной интервал от раннего рифея до венда включительно по режимам инверсии геомагнитного поля можно подразделить на три этапа. Первый этап — конец среднего протерозоя — начало раннего рифея; на этом этапе длительное время (около 200 млн. лет) господствовало поле прямой полярности.



Палеомагнитные разрезы: I — сводный, II—IX — частные (II — р. Сарма, III — р. Тагул, IV — р. Лена, V — р. Миня, VI — Анабарское поднятие, VII — р. Чая, VIII — Учуро-Майский район, IX — р. Белая).

Рис. 7.5. Палеомагнитная шкала верхнего додевония Сибирской платформы и схема корреляции разрезов.

Второй этап — конец раннего рифея — средний рифей; для него характерны последовательные обращения поля, продолжительность этого этапа сравнима с длительностью фанерозоя — около 600 млн. лет. Третий этап — поздний рифей — начало венда; это интервал обратной полярности около 300 млн. лет. По длительности первый и третий палеомагнитные этапы соизмеримы с эрами.

Таким образом, проблемы палеомагнетизма докембрия — региональное перемагничивание пород отдельных временных интервалов, влияние региональной и глобальной тектоники, обоснование точной датировки объектов — на данной стадии исследований не имеют общего решения; эти проблемы более или менее успешно разрешаются статистически лишь как частные задачи в каждом конкретном разрезе и регионе.

ПРИЛОЖЕНИЕ. СРЕДНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЮСЫ

Эпоха	Палеополюс		K	A ₉₅	N	Примечание
	Ф	Λ				
Северо-Европейская плита						
P	76°	162°	76	4	19	В пределах энигерцинской платформы, включая блок Британских островов и Западный Урал
K	77	180	37	8	10	
J	74	167	7	24	5	
T ₂₋₃	55	137	29	13	8	
T ₁	51	153	40	5	26	
P ₂	45	162	59	3	38	
P ₁	40	167	58	3	33	
C ₃	41	169	63	4	20	
C ₂	32	163	59	5	17	
C ₁ I	46	158	82	7	6	
D ₁ I	31	161	71	6	10	
(S — D) II	5	134	111	9	4	
S ₁	38	155	22	16	5	
O	30	143	47	9	5	
Є	-13	135	—	—	2	
Блок Британских островов						
C ₁ II	21°	156°	21	21	4	
C ₁ I	41	140	27	15	5	
D ₁ I	25	153	35	8	12	
D ₁ II	3	137	18	10	14	
S ₁	32	155	—	—	1	
S ₁ II	-7	122	21	21	4	
S ₁ III	-3	241	14	26	4	
Є ₁ — O ₃	19	167	18	7	22	
Чешский массив						
O ₃	10	66	50	18	33	
O ₁	-44	82	91	13	3	
Є	-39	86	7	24	7	
Плиты и блоки Южной Европы и Передней Азии						
P	73°	242°	22	5	36	Среднее для всех единиц Пиренейская плита
P	64	201	17	30	3	
P	77	210	45	5	15	
P	65	293	37	9	7	Малый Кавказ, Турецкая и Иранская плиты
P	62	251	38	8	8	Апеннинский и Сардинский блоки
K ₂ — P ₃	74	188	200	24	2	Пиренейская плита
K	65	286	18	12	9	Малый Кавказ, Турецкая плита

Эпоха	Палеополюс		K	A ₉₈	N	Примечание
	Ф	Δ				
K	73°	167°	25	9	13	Крымско-Кавказский блок
K	87	322	22	13	7	Мизийская плита
K	58	254	32	7	15	Апеннинский и Сицилийский блоки
K	47	271	35	21	3	Палестинско-Ливанский блок
J	70	153	23	7	18	Кавказско-Закаспийский блок и Мизийская плита
J	64	257	28	8	10	Малый Кавказ, Турецкая и Мизийская плиты, Апеннинский блок
T	61	221	28	9	10	Альпы и Пиренеи
P — T	46	233	13	9	20	Апеннинский, Корсиканский и Сардинский блоки
P	46	219	34	12	4	Пиренейская плита
D ₃ — C ₁	0	212	—	—	1	Иранская плита

Скифско-Туранская плита

K	77°	173°	21	16	6
P ₂ — T ₁	48	149	40	13	3
P ₁	31	146	23	10	6
D ₂₋₃	29	149	12	20	4
S — D ₁	16	136	—	—	2
O — S	6	128	—	—	1

Урал

C ₁	19°	155°	13	20	6	} Группа А
D ₂₋₃	24	160	28	9	10	
S — D	15	151	13	26	4	
C ₃	62	202	—	—	1	} Группа В
D ₃ — C ₁	46	179	84	7	6	
D ₂₋₃	39	175	24	19	4	
S	13	169	13	20	6	

Казахстанский блок

P ₂	54°	169°	—	—	1
C ₂ — P ₁	54	167	46	10	4
C ₁	69	201	1250	4	3
D ₃	56	193	—	—	1

Эпоха	Палеополос		K	A ₉₅	N	Примечание
	Ф	Δ				

Алтае-Саянский блок

C ₃ — P	37°	141°	28	13	4	
C ₁	16	128	37	12	4	
D ₃	—1	138	9	23	4	
S — D ₁	—21	134	46	9	5	
O	—19	110	—	—	1	
Є ₁	—45	53	—	—	1	

Восточно-Сибирская плита

K	74°	180°	41	10	7	
T ₂₋₃	59	137	37	8	11	
T ₁	49	149	46	4	24	
P	45	141	19	10	13	
C ₁₋₂	30	150	24	14	4	
D ₃	20	140	34	12	4	
D ₁	15	116	11	24	3	
S ₁	—10	104	—	—	2	
O ₃	—21	131	86	6	6	
O ₂	—24	132	175	4	7	
O ₁	—42	127	109	6	5	
O ₁	—42	134	—	—	1	} Анабарский блок с обрамлением
Є ₃	—35	130	—	—	1	
Є ₃	—36	126	127	3	17	
Є ₂	—39	153	—	—	1	} Анабарский блок с обрамлением
Є ₂	—44	156	79	5	4	
Є ₂	—47	163	29	15	3	} Алданский щит
Є ₁	—54	208	—	—	1	
Є ₁	—44	157	25	8	3	
Є ₁	—30	148	—	—	1	} Западно-Байкальский пояс

Северо-Американская плита

P ₁	86°	223°	38	6	13	
K ₂	70	206	25	11	8	
K ₁	70	184	184	4	8	
J — K ₁	66	187	12	20	6	
J	68	140	60	5	16	
T ₂₋₃	64	91	38	4	30	
T ₁	53	107	50	6	13	
P ₂	52	114	100	4	12	
P ₁	44	118	40	5	20	
C ₃	37	124	42	9	6	
C ₁₋₂	34	128	56	7	10	
D	44	122	517	4	4	} Северо-Американский кратон
S	29	123	24	19	4	
S — D	22	120	18	16	6	} Микроплита Новой Англии и Канадского приморья
S — D	—42	93	6	53	3	

Эпоха	Палеополос		K	A ₀₅	N	Примечание
	Ф	Δ				
О	33°	138°	18	12	8	
О ₂	-19	106	—	—	2	
Є ₃	-16	176	10	26	3	
Є ₁₋₂	13	155	30	9	8	
Є ₁	40	131	60	12	4	
Гренландский блок						
Р	64°	184°	78	7	6	
Т ₃	61	151	23	20	4	
Р—Т	37	174	—	17	2	
Карибская плита						
К	43°	203°	11	21	6	
Южно-Американская плита						
К	82°	228°	61	5	15	
J	83	254	70	6	8	
T ₂₋₃	77	86	76	7	7	
P ₂ —T ₁	74	45	92	5	12	
P ₂	75	135	87	8	5	
P ₁	62	170	108	7	5	
C ₃	53	164	53	10	6	
O—D	-1	127	15	18	4	
Є ₃ —O	-13	154	34	2	4	
Є ₁	-29	214	17	18	4	
PЄ—Є	-26	139	15	20	3	
Африканская плита						
P ₃ —N ₁	82°	111°	45	12	5	
P ₁₋₂	77	177	57	7	8	
K ₂	71	212	40	9	8	
K ₁	60	253	32	9	10	
J	67	258	60	5	16	
T	67	265	18	9	16	
P ₁	38	245	24	13	7	
C ₁₋₂	21	211	21	17	5	
D ₃	0	205	—	—	1	
Є ₃	-14	156	—	—	1	
Є ₁	-27	165	—	—	1	
Мадагаскарский блок						
K ₂	68°	222°	35	8	10	
P ₂ —T ₁	68	291	34	4	4	
P ₁	56	262	—	—	1	
C ₃	48	264	—	—	1	

Эпоха	Палеополос		K	A ₀₃	N	Примечание
	Ф	Δ				
Индийская плита						
P ₃ — N ₁	72°	249°	—	—	1	
P ₁₋₂	45	283	98	8	4	
P ₁	37	278	76	9	5	
K ₂ — P ₁	33	281	42	14	4	
K ₂	33	280	98	5	11	
K ₁	19	298	30	17	4	
J	14	295	100	8	3	
T ₃	20	308	—	21	2	
P ₂ — T ₁	—5	307	24	13	7	
Є ₁₋₂	29	206	23	15	6	
Антарктическая плита						
P	81°	237°	115	8	3	
K	80	279	11	21	6	
J	54	36	69	5	10	
T	50	29	50	14	4	
Австралийская плита						
P ₃ — N ₁	74°	276°	214	4	6	
P ₁₋₂	66	312	402	4	5	
K	54	327	36	15	4	
J	48	343	20	9	11	
T	49	330	65	15	3	
P ₂	42	307	133	7	3	
C ₃	49	319	100	7	4	
C ₂	82	306	—	14	2	
D ₁	54	234	19	21	4	
(S ₂ — D ₃) II	70	162	61	10	5	
S	44	82	—	24	2	
Є ₂ — O ₂	13	212	12	14	8	
Є ₁	7	161	19	14	5	
PЄ ₃ — Є ₁	—28	158	8	28	4	
Блоки и пояса Восточной Азии						
P	67°	164°	82	10	3	Чукотско-Колымский блок и Амурская плита
P	66	229	75	9	5	Японская дуга (юго-западная часть)
P	73	259	—	—	2	Индо-Китайская плита
K	62	172	26	15	5	Чукотско-Колымский блок
K	66	176	23	10	11	Амурская и Китайская плиты
K	49	196	36	10	7	Японская дуга
K	47	29	82	14	3	Индо-Китайская плита
J	66	153	15	13	8	Чукотско-Колымский блок, Амурская и Китайская плиты
P — T	58	233	15	12	12	Чукотско-Колымский блок
C ₁	57	182	—	—	1	Индо-Китайская плита
Є	—11	137	—	—	1	Амурская плита

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 10, с. 77—92.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Краткая объяснительная записка/Ред. В. Н. Верещагин, В. Д. Наливкин, Л., 1972. 64 с.
3. Багина О. Л. Определение вида естественной остаточной намагниченности осадочных горных пород по коэффициенту переосаждения.— Материалы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 2. М., 1970, с. 27—31.
4. Баженов М. Л. Методика палеомагнитного изучения дуговых складчатых структур (Памир, Копетдаг, Северные Карпаты).— Автореф. дис. М., 1980. 21 с.
5. Баженов М. Л., Рябушкин П. К. Применение статистических критериев согласия в палеомагнитных исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 7, с. 100—104.
6. Большаков А. С., Солодовников Г. М. Палеомагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 8, с. 87—100.
7. Большаков А. С., Щербакова В. В. Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферримангнетиков.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 2, с. 38—47.
8. Брагинский С. И. Геомагнитное динамо.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 9, с. 74—90.
9. Вонсовский С. В. Магнетизм. М., Наука, 1971. 1032 с.
10. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л., Наука, 1968. 124 с.
11. Гурарий Г. З. Некоторые инверсии геомагнитного поля в позднем кайнозое по исследованиям в Западной Туркмении.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 7, с. 81—90.
12. Гусев Б. В. Горизонтальные движения земной коры в истории формирования мезозойских прогибов и сопредельных структур центральной части Советской Арктики.— В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., 1974, с. 68—81.
13. Гусев Б. В. Реконструкция докембрийского аномального магнитного поля Русской и Сибирской платформ.— В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 8. Л., 1973, с. 49—51.
14. Данукалов К. Ф., Комиссарова Р. А., Храмов А. Н. Метахронная намагниченность.— Геомагнитные исследования, 1979, № 19, с. 12—17.
15. Долгинов Ш. Ш. Магнетизм планет.— Геомагнетизм и аэрономия, 1977, т. 17, № 4, с. 569—595.
16. Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана.— В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе. Изд-во АН Тадж. ССР, 1964, с. 33—78.
17. Зубаков В. А., Кочегура В. В. Магнитохронологическая шкала новейшего этапа (5 млн. лет).— Геомагнитные исследования, 1976, № 17, с. 37—44.
18. Иванов Н. А. Использование палеомагнитных методов для определения некоторых элементов тектоники горных пород Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 52—54.
19. Ивкин С. В., Апарин В. П. Использование характеристик магнитной анизотропии для определения палеонапряженности геомагнитного поля.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 6, с. 101—106.

20. Карасик А. М. Аномальное магнитное поле океанов.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с. 302—314.
21. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. М., Недра, 1976. 494 с.
22. Кумпан А. С., Русинов Б. Ш., Шолто Л. Е. Результаты палеомагнитных исследований в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 11, с. 96—103.
23. Ле Пишон К., Франшито К., Бонин Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 287 с.
24. Линькова Т. И. Палеомагнитная стратиграфия глубоководных донных осадков Тихого океана.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1976, с. 234—240.
25. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород/Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова, М., Наука, 1975. 288 с.
26. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля/Э. А. Молостовский, М. А. Певзнер, Д. М. Печерский и др.— Геомагнитные исследования, 1976, № 17, с. 45—52.
27. Матвеев А. К. (ред.). Карта угольных месторождений мира, м-б 1 : 7 500 000. М., 1972. 21 карта. (Моск. гос. ун-т).
28. Методика палеомагнитного изучения красноцветов/Под ред. В. П. Боронина. Казань, 1979. 132 с.
29. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965. 247 с.
30. Нефтегазоносность и глобальная тектоника. М., Недра, 1978. 237 с.
31. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Ред. А. С. Монин, О. Г. Сорохтин. М., Наука, 1979. 416 с.
32. Палеомагнетизм палеозоя/А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. Л., Недра, 1974. 236 с.
33. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Вып. 1, Л., 1971. 124 с. Вып. 2, М., 1973. 88 с. Вып. 3, М., 1975. 43 с. Вып. 4, М., 1979. 51 с.
34. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М., Наука, 1979. 188 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 328).
35. Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях.— Геомагнитные исследования, М., 1977, № 19, с. 40—49.
36. Петрова Г. Н., Багина О. Л. О безнагревом методе определения напряженности древнего геомагнитного поля.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 4, с. 54—62.
37. Поспелова Г. А. Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое.— В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 129—142.
38. Проблемы изучения палеогеомагнитных вариаций магнитного поля Земли/Ред. В. В. Кочегура, С. Т. Балеста. Владивосток, 1979. 128 с. (ДВНЦ АН СССР).
39. Ржевский Ю. С. Палинспастическая схема Таджикской депрессии по палеомагнитным данным.— Докл. АН ТаджССР, т. 20, 1977, № 2, с. 42—44.
40. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л., Недра, 1968. 331 с.
41. Родионов В. П., Осипова Э. П., Слауцитайс И. П. Палеомагнитные данные о горизонтальных тектонических движениях на западе Верхоянской складчатой области.— В кн.: Палеомагнетизм и вопросы тектоники, плит. Л., 1977, с. 44—62. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Вып. 394).
42. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967. 232 с.
43. Стюас М. В. Избранные труды. Т. 1. Киев, Наукова думка, 1977. 156 с.
44. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля/Г. Н. Петрова, В. В. Буха, Л. Н. Гамов и др.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 6, с. 53—75.
45. Храмов А. Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 1, с. 115—118.
46. Храмов А. Н. Палеомагнетизм и проблемы геотектоники.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с. 280—302.

47. Храмов А. Н., Родионов В. П. Проблема Лавразии в раннем и среднем палеозое в свете палеомагнитных данных.— В кн.: Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л., 1977, с. 108—140. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Вып. 394).
48. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л., Недра, 1967. 252 с.
49. Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, Изд-во АН УССР, 1963. 156 с.
50. Шашканов В. А., Металлова В. В., Смирнов В. В. Определение напряженности древнего магнитного поля Земли методом ступенчатого перемагничивания переменным полем.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 11, с. 79—90.
51. Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977. 182 с.
52. Шульц С. С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л., Недра, 1979. 272 с.
53. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1978. 592 с.
54. Adam N. V., Benkova N. P., Khramov A. N., Cherevko T. N. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field of the Brunhes epoch.— *Studia Geoph. e. Geod.*, 1975, v. 19, p. 141—149.
55. Alldredge L. D., Hurwitz L. Radial dipoles as sources of the Earth's main magnetic field.— *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, p. 2631—2640.
56. Vaag C., Helseley Ch. E. Evidence for penecontemporaneous magnetization of the Moenkopi formation.— *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, N 23, p. 3308—3320.
57. Barton C. E., McElhinny M. W., Edwards D. J. Laboratory studies of depositional DRM.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1980, v. 61, p. 355—377.
58. Benkova N. P., Khramov A. N., Cherevko T. N., Adam N. V. Spherical harmonic analyses of the palaeomagnetic field.— *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 18, N 2, p. 141—147.
59. Briden J. C., Drewry D. E., Smith A. G. Phanerozoic equal-area world maps.— *J. Geol.*, 1974, v. 2, N 5, p. 555—574.
60. Briden J. C., Smith A. G., Sallomy J. T. The geomagnetic field in Permian-Triassic time.— *Geophys. J.*, 1970, v. 23, N 1, p. 101—117.
61. Bucha V. Paleomagnetism and plate tectonics since the Lower Palaeozoic.— *Studia Geoph. e. Geod.*, 1975, v. 19, p. 42—60.
62. Bullard E. C., Gellman H. Homogeneous dynamos and terrestrial magnetism.— *Phil. Trans. Roy.*, 1954, N A247, p. 213—278.
63. Carey S. W. The Expanding Earth. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 1976. 488 p.
64. Cox A. Geomagnetic reversals.— *Science*, 1969, v. 163, p. 237—245.
65. Creer K. M. A review of palaeomagnetism.— *Earth Sci. Rev.*, 1970, v. 6, N 6, p. 369—466.
66. Creer K. M., Ispir Y. An interpretation of the behavior of the geomagnetic field during polarity transitions.— *Phys. Earth a. Planet. Interior.*, 1970, v. 12, N 4, p. 283—293.
67. Creer K. M. Geomagnetic secular variations during the last 25 000 years: an interpretation of data obtained from rapidly deposited sediments.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1977, v. 48, p. 91—109.
68. Day R. TRM and its variations with the grain's size.— *J. Geomagn. Geoelectr.*, 1977, v. 29, N 4, p. 233—265.
69. Denham Ch. R., Anderson R. F., Bacon M. P. Paleomagnetism and radiochemical age estimates for late Brunhes polarity episodes.— *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 35, N 3, p. 384—397.
70. Domen H. A single heating method of paleomagnetic field intensity determination applied to old roof tiles and rocks.— *Phys. Earth a. Planet. Interior.*, 1977, v. 13, p. 315—318.
71. Fuller M., Williams I., Hoffman K. A. Palaeomagnetic records of geomagnetic field reversals and morphology of the transitional fields.— *Rev. Geophys. a. Space Physics*, 1979, v. 17, N 2, p. 179—203.

72. *Grubbs K. L., Van der Voo R.* Structural deformation of the Idaho-Wyoming overthrust belt (USA) as determined by Triassic paleomagnetism.—Tectonophysics, 1976, v. 33, N 3—4, p. 321—336.
73. *Harrison C. G. A., McDougall I., Watkins N. D.* A geomagnetic field reversal time scale back to 13.0 million years before present.—Earth a. Planet. Sci. Lett., 1979, v. 42, N 2, p. 143—152.
74. *Helsley C. E.* Magnetic reversal stratigraphy of the Lower Triassic Moenkopi formation of Western Colorado.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, p. 2431—2460.
75. *Irving E.* Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N. Y., J. Wiley, 1964. 399 p.
76. *Irving E., Tanczyk E., Hastie J.* Catalogue of paleomagnetic directions and poles. Third Issue. Paleozoic results, 1949—1975. Fourth issue. Mesozoic results, 1954—1975 and results from seamounts. Geomagnetic ser., 1976, N 5, 69 p. N 6. 70 p.
77. *Kono M.* Mathematical models of the Earth's magnetic field.—Phys. Earth a. Planet. Interior, 1972, v. 5, p. 140—150.
78. *Kono M.* Uniqueness of the spherical harmonic analysis of the geomagnetic field based on the inclination and declination data.—Rock Magnetism a. Paleogeophysics, 1973, v. 1, p. 118—123.
79. *LaBrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time.—Geology, 1977, v. 5, p. 330—335.
80. *Larson R. L., Pitman W. C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 3645—3668.
81. *Lowrie W., Alvarez W.* Upper Cretaceous—Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, III. Upper Cretaceous magnetic stratigraphy.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 374—377.
82. *McElhinny M. W.* Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge Univ. Press., 1973. 358 p.
83. *McElhinny M. W., Cowley J. A.* Paleomagnetic directions and pole positions. XV. Pole numbers 15/1 to 15/232.—Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1978, v. 52, p. 259—276.
84. *McElhinny M. W., Merrill R. T.* Geomagnetic secular variation over the past 5 m. y.—Rev. Geophys. a. Space Physics, 1975, v. 13, N 5, p. 687—708.
85. *McElhinny M. W., Opdyke N. D.* Remagnetization hypothesis discounted: a palaeomagnetic study of the Trenton limestone. New York State.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, N 11, p. 3697—3708.
86. *McElhinny M. W., Taylor S. R., Stevenson D. J.* Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constant.—Nature, 1978, v. 271, N 5643, p. 316—321.
87. *Methods in palaeomagnetism*/Ed. D. W. Collinson, K. M. Creer. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co., 1967. 609 p.
88. *Morel P., Irving E.* Tentative palaeocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic.—J. Geol., 1978, v. 86, N 5, p. 535—561.
89. *Opdyke N. D., Henry K. W.* A test of the dipole hypothesis.—Earth a. Planet. Sci. Lett., 1969, N 6, p. 138—151.
90. *Ozima M., Ozima M., Nagata T.* Low temperature treatment as an effective means of "magnetic cleaning" of natural remanent magnetization.—J. Geomagn. Geoelectr., 1964, v. 16, N 1, p. 37—40.
91. *Roy J. L., Park J. K.* The magnetization process of certain red beds: vector analysis of chemical and thermal results.—Can. J. Earth Sci., 1974, v. 11, N 3, p. 437—471.
92. *Schwarz E. J., Symons D. T. A.* Geomagnetic intensity between 100 million and 2500 million years ago.—Phys. Earth a. Planet. Sci. Interior, 1969, v. 2, N 1, p. 11—18.
93. *Steiner M. B., Helsley C. E.* Late Jurassic magnetic polarity sequence.—Earth a. Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, N 1, p. 108—112.
94. *Tarling D. H., Mitchell J. G.* Revised Cenozoic polarity time scale.—Geology, 1976, v. 4, p. 133—136.

95. *Theyer F., Hammond S. R.* Cenozoic magnetic time scale in deep-sea cores: completion of the Neogene.—*Geology*, 1974, v. 2, N 10, p. 487—492.
96. *Thompson R., Mitchell J. G.* Palaeomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in the South America.—*Geophys. J. Roy Astron. Soc.*, 1972, v. 27, N 2, p. 207—214.
97. *Van der Voo R., Channell J. E. T.* Palaeomagnetism in orogenic belts.—*Rev. Geophys. a. Space Physics*, 1980, v. 18, p. 455—481.
98. *Verosub K. L.* Depositional and post depositional processes in the magnetization of sediments.—*Rev. Geophys. a. Space Physics*, 1977, v. 15, N 2, p. 129—143.
99. *Verosub K. L., Banerjee S. K.* Geomagnetic excursions and their palaeomagnetic record.—*Rev. Geophys. a. Space Physics*, 1977, v. 15, N 2, p. 145—155.
100. *Wilson R. L.* The palaeomagnetism of baked contact rocks and reversals of the Earth's magnetic field.—*Geophys. J. Roy Astron. Soc.*, 1962, v. 7, N 2, p. 194—202.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Обозначения величин, принятые в палеомагнитологии	8
Условные обозначения к рисункам	10
Глава 1. Физические и геофизические основы палеомагнитологии	11
1.1. Магнитные величины и их единицы	—
1.2. Основные свойства геомагнитного поля	13
Элементы земного магнетизма — 13. Происхождение геомагнитного поля — 15. Принцип центрального осевого диполя и палеомагнитное поле — 18. Модели геомагнитного поля — 19.	
1.3. Краткие сведения о магнетизме горных пород	20
Основные магнитные свойства вещества — 20. Магнитные свойства горных пород — 24. Ансамбль однодоменных не взаимодействующих частиц — 24. Магнитная вязкость — 25.	
1.4. Виды остаточной намагниченности горных пород	27
Остаточная, индуктивная и вязкая намагниченность — 27. Термоостаточная намагниченность — 28. Ориентационная намагниченность — 31. Химическая намагниченность — 36. Влияние давления на остаточную намагниченность — 37. Нормальная и идеальная остаточные намагниченности — 38. Стабильность остаточной намагниченности — 41. Спектры размагничивания и основы магнитной чистки — 44.	
1.5. Ферромагнитные свойства горных пород	45
Минералы — носители ферромагнитных свойств горных пород — 45. Некоторые магнитные характеристики горных пород — 47. Естественная остаточная намагниченность J_n горных пород — 54. Физические и хронологические компоненты намагниченности J_n ; палеомагнитная стабильность горных пород — 57. Проблема образования обратной намагниченности горных пород — 60.	
1.6. Распределение направлений естественной остаточной намагниченности горных пород	63
Исходные палеомагнитные данные и изображение направлений намагниченности — 63. Распределение Фишера — 65. Реальные распределения намагниченности J_n в горных породах — 67.	
Глава 2. Методы и техника палеомагнитных исследований	69
2.1. Принципы изучения геологических объектов; сбор коллекций ориентированных образцов	—
Объекты палеомагнитных исследований — 69. Система изучения геологических объектов — 70. Ориентировка штурфов и изготовление образцов — 72.	
2.2. Магнитные измерения	74
Аппаратура для магнитных измерений — 74. Астатические магнитометры — 75. Рок-генераторы — 77. Магнитомодуляционный измеритель — 77.	
2.3. Полевые методы определения древней намагниченности	— 77
Оценка палеомагнитной стабильности горных пород — 77. Определение меры палеомагнитной стабильности — 81. Определение направления древней намагниченности — 83. Возможности полевых методов в оценке синхронности древней намагниченности — 87.	
2.4. Испытания магнитной стабильности и магнитные чистки	88
Общие положения — 88. Временная чистка и метод компенсации — 90. Чистка переменным магнитным полем — 92. Термочистка — 96. Химическая чистка — 98. Низкотемпературная чистка — 99. Комбинированные чистки — 100. Способы представления результатов чисток и их интерпретация — 101.	
2.5. Анализ происхождения древней намагниченности	104
2.6. Статистический анализ палеомагнитных направлений и полюсов	107

Наилучшие оценки средних направлений и кучности векторов — 107. Оценки точности определения единичных и средних направлений вектора J_n — 108. Выбор совокупностей направлений; вектора J_n для анализа — 109. Анализ соответствия реальных распределений векторов распределению Фишера — 112. Двухъярусный статистический анализ — 116. Распределения виртуальных геомагнитных полюсов и палеомагнитных полюсов и их овалы доверия — 118.

2.7. Методы определения модуля геомагнитного поля в геологическом прошлом 119

Основные принципы определения модуля древнего геомагнитного поля — 119. Оценка модуля древнего поля H_a методом пересозаждения — 121.

Метод характеристик магнитной энергетической анизотропии — 121. Метод Телье — 122. Метод идеального намагничивания — 124. Метод ступенчатого перематничивания — 125. Оценка модуля древнего поля H_a по фактору Q_0 — 126.

Глава 3. Геомагнитное поле в фанерозое и магнитостратиграфическая шкала 128

3.1. Геомагнитные инверсии и шкалы геомагнитной полярности —

Доказательства геомагнитных инверсий — 128. Типы шкал геомагнитной полярности — 130. Датировка эпох полярности по лавовым потокам; магнитохронологическая шкала — 131. Зоны геомагнитной полярности в дельтах осадках Мирового океана — 133. Шкала линейных магнитных аномалий — 133. Магнитостратиграфическая шкала полярности; принципы и проблемы ее построения — 134.

3.2. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя 138

Строение магнитостратиграфической шкалы СССР — 138. Палеозой — 140. Мезозой — 141. Кайнозой — 141. Сопоставление палеомагнитной шкалы фанерозоя СССР с мировыми палеомагнитными данными — 142. Сопоставление палеомагнитной шкалы мезозоя СССР со шкалой океанских аномалий — 146.

3.3. Механизмы геомагнитных инверсий и их морфология 146

Возможные механизмы геомагнитных инверсий — 146. Морфология геомагнитных инверсий — 150. Морфология раннепалеозойских инверсий — 152. Инверсии на рубеже палеозоя и мезозоя — 156. Инверсии позднего мезозоя — кайнозоя — 161. Морфология геомагнитных инверсий; выводы — 162.

3.4. Временная структура геомагнитного поля между инверсиями 164

Эпизоды и экскурсы геомагнитного поля — 164. Палеогеомагнитные вариации геомагнитного поля — 166.

3.5. Закономерности пространственного распределения палеомагнитного поля 169

Палеомагнитное поле; способы выделения и анализа — 169. Палеомагнитное поле в карбоне и перми и модель центрального осевого диполя — 171. Несимметричное (аномальное) и осесимметричное недипольное поля — 175. Модель нецентрального осевого диполя и ее проверка — 177. Сферический гармонический анализ палеомагнитных данных — 180.

3.6. Модуль геомагнитного поля в фанерозое 183

Глава 4. Палеомагнетизм и тектоника литосферных плит 188

4.1. Палеомагнетизм как основа исследования движений литосферных блоков и деформаций в складчатых поясах —

Задачи тектоники, решаемые методами палеомагнитологии — 188. Принципы палеомагнитных методов решения тектонических задач — 190. Принципы анализа и отбора палеомагнитных данных — 191.

4.2. Кажущиеся миграции полюса для главных литосферных плит, формирование и распад суперконтинентов 194

Траектории миграции палеомагнитных полюсов — 194. Миграция палеомагнитного полюса для главных плит — 195. Реконструкция взаимного расположения двух континентов — 196. Суперконтиненты, их образование и распад — 199.

4.3. Палеомагнитные полюсы и движения Русской и Сибирской платформ в палеозое 201

Кажущаяся миграция палеомагнитных полюсов для Русской и Сибирской платформ — 201. Палеозойский дрейф Сибирской и Русской платформ — 204.

4.4.	Палеомагнитные полюсы и кинематика плит	206
	Реконструкция палеогеографических положений плит — 206. Определение кинематических параметров движения плит — 209. Палеомагнетизм подводных гор и движение океанических плит — 211.	
4.5.	Глобальные реконструкции для эпох палеозоя и мезозоя	213
	Глобальные реконструкции для мезозоя и палеогена — 213. Глобальные реконструкции для среднего и позднего палеозоя — 214. Варианты глобальных реконструкций для позднего протерозоя и раннего палеозоя — 222. История горизонтальных движений главных литосферных плит в конце протерозоя и в фанерозое; выводы — 224.	
Глава 5.	Палеомагнетизм и проблемы тектогенеза	227
5.1.	Деформации в складчатых поясах по палеомагнитным данным	—
	Основы палеомагнитного метода определения деформаций — 227. Определение и учет локальных поворотов на примере Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня — 231. Построение палинспастической схемы Таджикской депрессии для раннего мела — 234. Реконструкция палеогенового бассейна седиментации Таджикской депрессии — 237. Палинспастическая схема Средней Азии для раннепермской эпохи — 239. О характере тектонических деформаций в Альпийско-Гималайском складчатом поясе — 242. Деформации в Уральском поясе — 244. Деформации в обрамлении Сибирской платформы — 246.	
5.2.	Явления тектогенеза и ритмика геомагнитных инверсий	250
5.3.	К вопросу об общей гипотезе геотектогенеза	255
	Гипотеза планетарного равновесия — 255. Дрейф континентов и силы Кориолиса — 258.	
Глава 6.	Палеомагнитология и полезные ископаемые	263
6.1.	Вводные замечания	—
6.2.	Палеоширотная зависимость деформаций земной коры	—
6.3.	Типы нефтегазоносных бассейнов, их генезис и размещение	268
6.4.	Палеоширотное распределение полезных ископаемых	270
	Уголь — 270. Соль — 273. Нефть и газ — 275. Железомарганцевые руды — 277.	
6.5.	Палеоширотная приуроченность трансгрессий	278
6.6.	Палеомагнитно-тектонические критерии нефтегазоносности	282
Глава 7.	Некоторые проблемы палеомагнетизма	284
7.1.	Синхронные и метасинхронные компоненты древней намагниченности; проблема позднепалеозойского перемagnetивания	—
7.2.	Гипотеза расширения Земли	290
7.3.	Палеомагнетизм докембрия	293
Приложение.	Средние палеомагнитные полюсы	300
Список литературы	305

ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИЯ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
 Переплет художника В. Т. Левченко
 Технический редактор А. Б. Ящуржинская
 Корректоры Н. Д. Баримова, М. И. Витис

ИБ № 3995

Сдано в набор 19.08.81. Подписано к печати 27.11.81. М-30045. Формат 60×90/16. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19,5. Усл. кр.-отт. 19,5. Уч.-изд. л. 21,96. Тираж 2000 экз. Заказ 248/573. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3788